Spis treści

Wprowadzenie 13

Damian Absalon, Stanisław Czaja, Andrzej T. Jankowski
Specyfika wezbrań powodziowych na zurbanizowanym i uprzemysłowionym obszarze zlewni Kłodnicy w XIX i XX wieku 14
The specific character of floods in urbanized and industrialized areas of the Kłodnica catchment in 19th and 20th century

Mariusz Adynkiewicz-Piragas, Iwona Lejcuś
Zmienność oddziaływania wód powierzchniowych na wody podziemne w dolinie Nysy Łużyckiej 22
Variability of interaction surface water on groundwater in the Nysa Łużycka valley

Aneta Afelt, Adam Jegier
Specyficzne uwarunkowania odpływu w zlewni młodoglacjalnej 31
Particular conditions for runoff in the post-glacial catchment

Elżbieta Bajkiewicz-Grabowska
Jeziorne ogniwa sieci hydrograficznej obszarów młodoglacjalnych i ich rola w kształtowaniu odpływu rzeki pojeziernej 39
Lakes as elements of hydrographic network of the late glacial landscape and their role in the runoff generation of the lake-river system

Krystyna Bałaga
Transformacja ekosystemów jeziorno-torfowiskowych Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego w świetle badań palinologicznych 47
Transformation of lake-mire ecosystems in the Łęczna-Włodawa Lakeland in the light of palynological studies

Stefan Bartoszewski
Reżim hydrologiczny czynnej warstwy zmarzliny środkowego Spitsbergenu . 57
Hydrological regime of permafrost active layer of the middle part of Spitsbergen

Stefan Bartoszewski
Reżim odpływu rzeki Scotta (Spitsbergen) 65
Runoff regime of the Scott river (Spitsbergen)

Stefan Bartoszewski, Krzysztof Siwek, Bogdan Lorens
Ocena funkcjonowania torfowiska „Międzyrzeki" (Roztoczański Park Narodowy) w aspekcie działań renaturalizacyjnych 72
Evaluation of the peatland "Międzyrzeki" (Roztocze National Park) functioning in the aspect of restoration activities

Tadeusz Biernat, Tadeusz Ciupa, Roman Suligowski
Rola *Mapy hydrograficznej Polski w skali 1:50 000* w poznaniu środowiska wodnego jednostki administracyjnej (na przykładzie gminy Strawczyn – Góry Świętokrzyskie) 80
The role of the hydrographic map of Poland in the study of the aquatic environment of an administrative unit (exemplified on the Strawczyn community – Świętokrzyskie Mts.)

Robert Bogdanowicz, Artur Cysewski, Sylwia Magierska
Analiza wielkości ładunku azotu i fosforu ogólnego dopływającego do Zatoki Puckiej rzekami oraz ze zrzutów punktowych 88
The analysis of total nitrogen and total phosphorus loads entering the Puck Bay from rivers and point sources

Dariusz Borowiak, Jacek Barańczuk
Kształtowanie się odpływu ze zlewni jeziornych 97
Outflow formation from lake catchments

Magdalena Borowiak
Struktura hydrograficzna delt Szkarpawy i Nogatu i jej wpływ na cechy chemiczne wód powierzchniowych 108
Hydrographic structure of the Szkarpawa and the Nogat Deltas and its influence on chemical properties of surface waters

Tomasz Bryndal
Transformacja opadu w odpływ w karpackich zlewniach przy wykorzystaniu GUH 117
The transformation from rainfall into runoff in Carpathian watersheds using GUH

Stanisław Chmiel
Problemy ochrony przeciwpowodziowej w dolinie rzeki Wieprz 127
Problems of flood protection in the Wieprz river valley

Stanisław Chmiel, Ewa Maciejewska
Cechy fizykochemiczne wód opadowych w Guciowie na Roztoczu 133
Physical and chemical properties of the precipitation waters in Guciów in the Roztocze region

Stanisław Chmiel, Marek Turczyński
Właściwości hydrochemiczne wód interstycjalnych osadów dennych zbiornika Skomielno (Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie) 142
Hydrochemical properties of interstitial waters of bottom deposits of the Skomielno water body (the Łęczna-Włodawa Lakeland)

Adam Choiński
Sztuczne zbiorniki w Polsce na południe od linii zasięgu zlodowacenia bałtyckiego 149
Artificial water bodies in Poland south of the maximum limit of the Baltic Glaciation

Roman Cieśliński
Określenie więzi hydrologicznej pomiędzy jeziorem Ptasi Raj i Karaś 157
Qualification of hydrological detains among lake Ptasi Raj and Karaś

Jarosław Dawidek, Wojciech Sobolewski
Użytkowanie terenu jako czynnik modyfikujący parametry chemiczne wód powierzchniowych Łuku Uhruskiego w warunkach odpływu wód roztopowych 167
Land use as the modifying factor of chemical properties of surface waters in Łuk Uhruski in conditions of outflow of snow melting waters

Jarosław Dawidek, Marek Turczyński
Dawne mapy topograficzne Lubelszczyzny w badaniach zmian stosunków wodnych 175
Former topographic maps of Lublin region in surveys of water conditions changes

Jan Drwal, Roman Cieśliński, Izabela Chlost
Obieg wody w jeziorze przybrzeżnym na przykładzie jeziora Łebsko 185
Water circulation in coastal lake exemplified on Łebsko Lake

Jan Drwal, Ewa Hryniszak
Wewnętrzna struktura hydrograficzna obszaru endoreicznego „Linia" 194
An internal hydrographical structure of the endoreic area „Linia"

Joanna Fac-Beneda
Formowanie się i organizacja odpływu w systemie Słupi, Łupawy i Łeby . . 203
Forming and organisation of outflow in Słupia, Łupawa and Łeba systems

Łukasz Franczak
Reżim hydrologiczny zagłębień bezodpływowych w rejonie Komaszyc (Kotlina Chodelska) 211
Hydrological regime of undrained depressions in the Komaszyce area (the Chodel Basin)

Tomasz Furtak, Jan Rodzik
Charakterystyka odpływu ze zlewni wąwozu lessowego na Wyżynie Lubelskiej 219
Runoff from loess gully catchment in the Lublin Upland

Ryszard Glazik, Bożena Pius
Zasilanie doliny Wisły wodami podziemnymi na odcinku Toruń–Tczew . . . 227
Groundwater supply for the Vistula valley in the Toruń–Tczew section

Włodzimierz Golus
Rozmieszczenie oczek wodnych w zlewni górnej Raduni 235
Distribution of small water bodies in the upper basin of the Radunia River

Renata Graf
Strefy aktywne hydrologicznie obszaru Międzyrzecza Warty i Noteci 241
Hydrologically active zones in the Warta–Noteć Interfluve

Bronisław Janiec
Geneza mis jezior łęczyńsko-włodawskich: hipoteza a rzeczywistość rozwoju termokrasu głębokiego 253
Origin of basins of łęczyńsko-włodawskie lakes: hypothesis and reality of deep thermokarst development

Jerzy Jańczak, Wojciech Maślanka
Problemy metodyczne oceny dynamicznych zasobów wodnych jezior Polski 270
Lacking information in database and methodological problems of estimation of dynamic water resources of lakes in Poland

Elżbieta Jekatierynczuk-Rudczyk, Piotr Zieliński
Charakterystyka jakości wody małej rzeki miejskiej 279
Water quality characteristics in the small urban river

Elwira Jutrowska
Wieloletnia zmienność odpływu w zlewniach cząstkowych dorzecza Brdy . . 287
Long-term changeability of outflow in the subcatchment of the Brda river basin

Wioletta Kałamucka
Przyrodnicze znaczenie dolin rzecznych i ich miejsce w systemie obszarów chronionych województwa lubelskiego 295
Natural significance of river valleys and their place in protected areas system of Lublin District

Alfred Kaniecki
Przemiany stosunków wodnych na obszarze Niziny Wielkopolskiej do końca XVIII wieku związane z antropopresją 304
Human-related changes in water conditions in the Wielkopolska Lowland by the end of the 18th century

Michał Kasina
Przedziały kwantylowe jako podstawa wydzielania ekstremalnych i anomalnych przepływów miesięcznych, półrocznych i rocznych na przykładzie wybranych rzek karpackich 319
Quantiles of theoretical distribution as the evaluation base of anomaly and extreme mean monthly, seasonal and annual discharges in selected Carpathians catchments

Mariusz Kostecki
Prognoza zagrożeń ujęcia wody w wyniku infiltracji zanieczyszczonych wód opadowych 330
Prognosis of the hazard of water intake as the result of infiltration of polluted rainwater

Maciej Lechowicz, Joanna Markowska
Przyrodnicze uwarunkowania migracji i koncentracji zanieczyszczeń wód morskich a rozwój turystyki na przykładzie wybranych kąpielisk Europy 342
Natural conditions of migration and concentration of pollutants of sea water and development of tourism exemplified on selected seaside resorts of Europe

Robert Machowski
Eutrofizacja zbiorników wodnych w nieckach osiadania na Wyżynie Katowickiej 351
Eutrophication of water reservoirs in subsidence depressions in Katowice Upland

Włodzimierz Marszelewski
Zróżnicowanie zasobów wód powierzchniowych dorzeczy Przymorza 361
Diversity of surface water resources of the Przymorze basins

Zdzisław Michalczyk, Sławomir Głowacki, Beata Zielińska
Zasoby wodne dorzecza Ciemięgi 372
Water resources of the Ciemięga river basin

Zdzisław Michalczyk, Józef Paszczyk
Założenia metodyczne analizy wezbrań i niżówek rzek południowo-wschodniej Polski (próba metodyczna na przykładzie lat 1976–1980) 385
Methodical assumptions of analysis of floods and low waters of the rivers in South-Eastern Poland (methodical attempt exemplified on years 1976–1980)

Piotr Moniewski, Małgorzata Stolarska, Przemysław Tomalski
Zmiany warunków krążenia wody w zlewni Dzierżąznej pod wpływem budowy autostrady A2 w okolicach Łodzi 394
Changes of the system of water circulation in the Dzierżązna river catchment under the influence of A2 motorway construction nearby Łódź

Monika Oksiuta
Odpływ w zlewni zurbanizowanej na przykładzie Potoku Służewieckiego w Warszawie 402
Runoff in urban catchment exemplified on the Służewiecki Stream in Warsaw

Józef Paszczyk
Sezonowa zmienność elementów hydrometeorologicznych – próba analizy numerycznej 410
Seasonal changeability of hydrometeorological phenomenon – an attemt of numeric analysis

Józef Paszczyk
Struktura genetyczna odpływu rzek polskich w dwuleciu 2001–2002 417
Origin structure of the Polish rivers' runoff in biennial period of 2001–2002

Józef Paszczyk, Zdzisław Michalczyk, Bogusław M. Kaszewski
Ocena zmienności stanu uwilgotnienia województwa lubelskiego w wieloleciu 1951–2000 427
Evaluation of changeability of moistening conditions in Lublin District in 1951– 2000

Katarzyna Pikunas, Marta Kobielas
Ochrona aktywna ekosystemów wodno-torfowiskowych w Poleskim Parku Narodowym 436
The active protection of the water and peat bog ecosystems in Poleski National Park

Jan Rodzik, Tomasz Furtak, Ewa Maciejewska, Sylwia Stępniewska, Krzysztof Stępniewski
Zróżnicowanie transportu fluwialnego na obszarze Roztoczańskiego Parku Narodowego w latach 1998–2003 445
Variability of fluvial transport in the Roztocze National Park in 1998–2003

Rajmund Skowron
Roczny cykl temperatury wody powierzchniowej w jeziorach na Niżu Polskim i jego zmienność 452
Annual cycle of surface water temperature in the lakes in the Polish Lowland and its changeability

Aneta Słomka, Stanisław Chmiel, Zdzisław Michalczyk
Ocena stężenia wskaźników fizykochemicznych wód spływających kanalizacją deszczową z miasta Świdnika 462
An assessment of the concentration of physico-chemical properties of waters outflowing through the storm system from the town of Świdnik

Wojciech Sobolewski
Wykorzystanie danych teledetekcyjnych w opisie zlewni Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego 468
Using of remote sensing data for catchment description of the Łęczna-Włodawa Lakeland

Urszula Somorowska
Zmienność uwilgotnienia gleb jako element dynamiki procesów hydrologicznych w zlewni 479
Variability of the soil moisture as a signal of dynamics of hydrological processes in the catchment

Joanna Sposób
Cykle socjohydrologiczne aglomeracji lubelskiej i ich oddziaływanie na przepływy Bystrzycy 487
Sociohydrological cycles of the Lublin agglomeration and their influence on the Bystrzyca river discharges

Wojciech Staszek
Melioracje torfowisk wysokich i przejściowych jako czynnik zmian obiegu wody na Pojezierzu Kaszubskim 495
Melioration of high and transitional moors as the factor of water discharge changes in the Kashubian Lakeland

Wojciech Staszek, Żaneta Polkowska, Aleksandra Dubiella-Jackowska
Wpływ obwodnicy Trójmiasta na chemizm wód powierzchniowych niewielkich zagłębień bezodpływowych 503
The impact of the Gdańsk's ring road on the chemical compositon of the surface waters in small outflowless pools

Sylwia Stępniewska
Zmienność odpływu górnego Wieprza 513
Runoff variability of the upper Wieprz river

Małgorzata Stolarska, Marek Ruman
Zmiany stosunków wodnych w małej zlewni w okolicach Kopalni Węgla Brunatnego „Bełchatów". 521
Changes of water conditions in the small catchment nearby "Bełchatów" Lignite Mine

Tamara Tokarczyk, Mariusz Adynkiewicz-Piragas
Zmienność zasobów wodnych rzeki nizinnej 529
Variability of water resources of lowland river

Edmund Tomaszewski
Pora koncentracji odpływu podziemnego w środkowej Polsce 537
Time concentration of the groundwater runoff in the central Poland

Edmund Tomaszewski
Wybrane parametry struktury niżówek na przykładzie rzek Polski środkowej 548
Selected parameters of the low flow structure on the study case of the central Poland rivers

Zbigniew Trusewicz
Warunki tlenowe jezior tatrzańskich 557
Oxygen conditions of Tatra lakes

Marek Walisch, Radosław Dałkowski, Anna Fenyk, Paweł Urbaniak
Chemizm wód rzeki Mrożycy na tle zmian przepływu w zlewni 565
Chemistry of the Mrożyca river waters against changeability of water discharges in the catchment

Monika Wesołowska, Jacek Dobrowolski
Gospodarka wodno-ściekowa na obszarach wiejskich Polski 574
Water and waste water management in the rural areas of Poland

Piotr Zieliński, Elżbieta Jekatierynczuk-Rudczyk
Wpływ renaturalizacji koryta nizinnej rzeki na jakość rozpuszczonej materii organicznej i barwę wody 584
Influence of the river restoration on specific dissolved organic matter quality and water colour

Maciej Ziułkiewicz, Joanna Żelazna-Wieczorek
Różnorodność okrzemek w wodach źródlanych o różnym stopniu przekształcenia hydrochemicznego 592
Diatoms variety in springs waters with different hydrochemical transformation degree

Mirosław Żelazny, Joanna P. Siwek
Bilans hydrochemiczny małych zlewni pogórskich 600
Hydrochemical mass balance in a small Carpathian Foothill catchment

Robert M. Żurawski, Waldemar Mioduszewski, Justyna Bielecka
Ocena wpływu budowy drogi na wody podziemne na przykładzie Trasy Kopernikowskiej 610
Evaluation of the influence of the road construction on groundwaters exemplified on the Kopernikowska Road case

Александр А. Волчек
Поверхностные воды Белорусского Полесья и их проблемы 621
Problems of surface waters of the Belarusian Polesie

Александр А. Волчек, Оксана И. Грядунова
Экологический сток рек Белорусского Полесья 630
Low water runoff of the Belarusian Polesie

Александр А. Волчек, Владимир Лукша
Изменчивость речного стока Беларуси 638
Changes of river runoff in Belarus

Александр А. Волчек, Сергей Парфомук
Трансформация внутригодового распределения стока воды малых рек Белорусского Полесья в современных условиях 646
Seasonal changes of runoff of small rivers in the Belarusian Polesie at present conditions

Александр А. Волчек, Наталя Н. Шпендик
Трансформация продуктивных влагозапасов на территории Белорусского Полесья 653
Changes of water resources in the area of the Belarusian Polesie

Александр А. Волчек, Анастася А. Волчек
Изменение гидрохимического режима малых рек Полесья на примере реки Мухавец 662
Changes of hydrochemical regime of the small rivers of the Polesie region exemplified on the Muhavetz river

Wprowadzenie

W nawiązaniu do tradycji spotkań naukowych organizowanych w Lublinie od 1959 roku pracownicy Zakładu Hydrografii Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, w porozumieniu z Komisją Hydrologiczną Polskiego Towarzystwa Geograficznego, zaprosili pracowników nauki i praktyków do przedyskutowania aktualnych problemów i metod badawczych dotyczących obiegu wody w naturalnym i przekształconym środowisku. Spotkanie zorganizowane w dniach 4–6 czerwca 2007 roku pod honorowym patronatem Wojewody Lubelskiego – Wojciecha Żukowskiego oraz JM Rektora Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej – prof. dr. hab. Wiesława Kamińskiego zbiega się z pięćdziesięcioleciem utworzenia pierwszego w Polsce Zakładu Hydrografii oraz z drugą rocznicą śmierci prof. dr. Tadeusza Wilgata. Profesor był twórcą lubelskiej szkoły badań i nauczania w zakresie hydrografii i ochrony środowiska, wybitnym nauczycielem akademickim, wychowawcą kilku pokoleń geografów, inicjatorem wykorzystania badań naukowych w praktyce.

W VIII tomie *Badań hydrograficznych w poznawaniu środowiska* podjęto problematykę ocen ilościowych i jakościowych zasobów wodnych oraz istotnych aspektów ich ochrony, rozważanych jako zagadnienia teoretyczne i praktyczne. Profesorowie hydrolodzy, w ramach zainicjowania dyskusji, przedstawią aktualne zagadnienia z zakresu obiegu wody w naturalnym i przekształconym środowisku, omówią problematykę opublikowanych artykułów oraz poprowadzą dyskusję w następujących blokach tematycznych: przyrodnicze uwarunkowania obiegu wody w zlewniach rzecznych i jeziornych, zasoby wód podziemnych i ich rola w zasilaniu rzek, przestrzenne i czasowe prawidłowości kształtowania się odpływu, antropogeniczne zagrożenia i ochrona stosunków wodnych, problemy metodyczne badań i oceny hydrologicznych zdarzeń ekstremalnych. Podjęta problematyka wpisuje się w konstytucyjną zasadę rozwoju zrównoważonego, a opublikowane prace dają możliwość oceny stanu hydrosfery w Polsce i na Lubelszczyźnie, jednoznacznie wskazują na konieczność racjonalnego gospodarowania zasobami wodnymi.

Zdzisław Michalczyk

Damian Absalon, Stanisław Czaja, Andrzej T. Jankowski
Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej Obszarów Urbanizowanych,
Uniwersytet Śląski, Sosnowiec

Specyfika wezbrań powodziowych na zurbanizowanym i uprzemysłowionym obszarze zlewni Kłodnicy w XIX i XX wieku

The specific character of floods in urbanized and industrialized areas of the Kłodnica catchment in 19th and 20th century

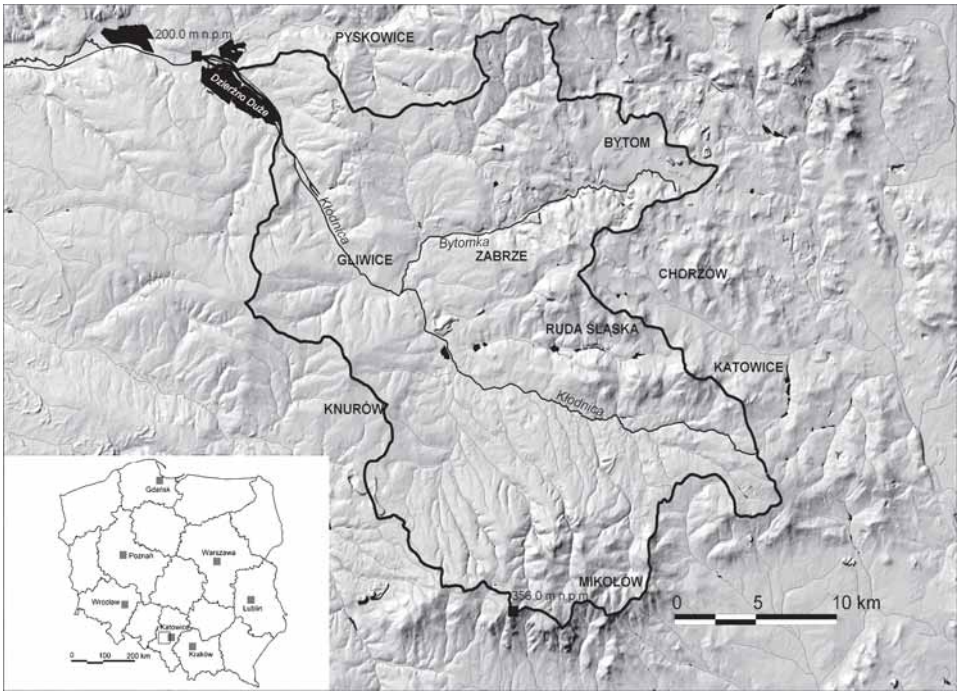
ABSTRACT: The occurrence and pattern of floods in urban industrial areas depend both on hydro-meteorological and physicogeographical properties of the catchment and on the degree of anthropogenic transformation of land. Urban mining-industrial areas have a specific pattern of floods and inundations outside river valleys because the occurrence and patterns of this phenomenon depend to a larger extent on the effects of human economic activity than on natural factors. Human economic activity radically transformed natural conditions of the occurrence of floods in the GOP area. Extremely intensive development of mining and industry and urbanisation of the area have taken place since mid 19th century. The results of this activity are distinct changes in geographical environment, such as orogen drainage and the formation of wide subsidence basins and hollows. These processes cause changes in surface and underground retention and influence the conditions of infiltration and surface runoff. Besides floodings due to subsidence and sinking of ground in the GOP area there is a flooding risk connected with the hampered flow of surface waters into the river network. These obstructions result from the fact that there are rivers and draining ditches within subsidence zones. The riverbeds have been sealed by building stone and concrete troughs and flood embankments. Intensive ground subsidence made it necessary to raise embankments, which has resulted in raising the surface of water in rivers much above valley-floors.

SŁOWA KLUCZOWE: powódź, wezbranie, urbanizacja, antropopresja, zlewnia Kłodnicy.
KEY WORDS: flood, urbanisation, human impact, the Kłodnica catchment area.

Wprowadzenie

Występowanie i przebieg wezbrań powodziowych na obszarach miejsko-przemysłowych zależy zarówno od warunków hydrometeorologicznych i fizycznogeograficznych cech zlewni, jak i od stopnia antropogenicznego przekształcenia terenu. Specyficzny przebieg wezbrań powodziowych i zatapiania terenów poza dolinami rzecznymi występuje na obszarach górniczo-przemysłowo-miejskich, bowiem w tym przypadku przebieg wezbrania w znacznym stopniu zależy od skutków gospodarczej działalności człowieka.

Badania prowadzono w zlewni Kłodnicy (ryc. 1), która w swej górnej części znajduje się w zachodnim fragmencie jednego z największych okręgów górniczo-przemysłowo-miejskich w Europie, określanego jako Górnośląski Okręg Przemysłowy (GOP). Właśnie w tej części zlewni pojawiają się specyficzne wezbrania i podtopienia terenu uwarunkowane w dużym stopniu czynnikami antropogenicznymi, a antropopresją górniczą w pierwszym rzędzie. Szczegółowe obserwacje hydrometeorologiczne w zlewni Kłodnicy prowadzone były od połowy XIX wieku. Zebrane materiały pozwalają na ocenę wpływu antropopresji na przebieg wezbrań powodziowych i zalewania terenu poza dolinami rzecznymi.



Ryc. 1. Górna część zlewni Kłodnicy na tle numerycznego modelu terenu

Zagrożenie powodziowe

Badany obszar jest położony w całości w obrębie Wyżyny Śląskiej. Z uwagi na małe różnice odporności skał budujących podłoże, długi okres rozwoju lądowego, a przede wszystkim pokrycie utworami lodowcowymi, ma ona cechy lekko falistej równiny, poprzecinanej dość szerokimi obniżeniami dolinnymi (Gilewska 1972). Położenie geograficzne oraz wyniesienie tego obszaru nad poziom morza zdecydowały o wysokości opadów atmosferycznych, których sumy roczne wynoszą średnio 700 mm. Maksymalne wezbrania występują w porze roztopów (marzec, kwiecień), a drugorzędne po opadach o charakterze rozlewnym lub nawalnym, najczęściej w czerwcu i lipcu (Czaja, Jankowski 1993; Absalon i in. 2001). Wezbrania katastrofalne najczęściej występują po opadach rozlewnych lub opadach nawalnych albo kombinacji obu tych typów.

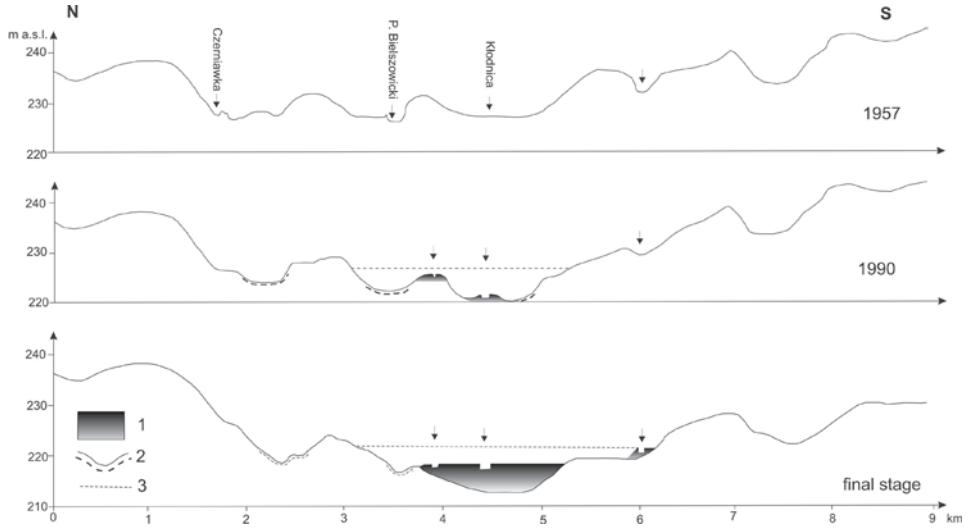
Oceniając powodziowość badanego obszaru według kryterium wiążącego nasilenie wezbrania z prawdopodobieństwem wystąpienia jego kulminacji, obszar GOP można zaliczyć do terenów z przewagą wezbrań zwyczajnych, gdzie maksymalny przepływ wezbrania Q_{max} spełnia warunek: $(Q_{śr} + Q_{50\%})/2 < Q_{max} = Q_{50\%}$, oraz wezbrań średnio wielkich, gdzie maksymalny przepływ wezbrania Q_{max} spełnia warunek: $Q_{50\%} < Q_{max} = Q_{10\%.}$ Wezbrania wielkie, gdzie maksymalny przepływ wezbrania Q_{max} spełnia warunek: $Q_{10\%} < Q_{max} = Q_{5\%}$, występuje sporadycznie, a wezbrania katastrofalnie wielkie, gdzie maksymalny przepływ wezbrania $Q_{max} > Q_{5\%}$, wystąpiły zaledwie 2 razy w ciągu ostatnich 200 lat – w latach 1940 i 1997 (Fischer 1915; *Powódź*... 1967; *Powódź*… 1975; *Ocena sytuacji*... 1997).

Działalność gospodarcza człowieka radykalnie zmieniła przyrodnicze uwarunkowania występowania powodzi na obszarze GOP-u. Bardzo intensywny rozwój górnictwa i przemysłu oraz urbanizacja obszaru występowały tu od drugiej połowy XIX wieku. Efektem tej działalności są wyraźne zmiany w środowisku geograficznym obszaru, z jednej strony osuszenie górotworu, z drugiej tworzenie się rozległych niecek osiadania i zapadlisk. Procesy te powodują zmiany retencji powierzchniowej i podziemnej oraz warunków infiltracji i spływu powierzchniowego. Jeszcze w końcu XIX wieku lasy i zadrzewienia oraz tereny rolnicze stanowiły ponad 91% powierzchni, a tereny miejsko-przemysłowe i komunikacyjne zaledwie 8,4% powierzchni opisywanego obszaru. W roku 2000 tereny miejsko-przemysłowe, komunikacyjne i poprzemysłowe stanowiły już powyżej 44% powierzchni tej części zlewni Kłodnicy (tab. 1).

Tab. 1. Zmiany użytkowania ziemi w górnej części zlewni Kłodnicy

Lata	Lasy i zadrzewienia	Tereny rolnicze	Tereny miejsko-przemysłowe, komunikacyjne, hałdy i zwałowiska
1884	29,1%	62,5%	8,4%
2000	25,4%	30,3%	44,3%

Współczesne występowanie powodzi i podtopień na obszarze zlewni Kłodnicy, obejmującej tereny GOP, związane jest także z odkształceniami terenu, utworzonymi na skutek powierzchniowej i wgłębnej eksploatacji górniczej. Bardzo liczne zapadliska i niecki osiadania powstają zarówno w obrębie czynnych pól górniczych, jak też na ich obrzeżach. W obrębie pól górniczych niecki i zapadliska tworzą się w wyniku eksploatacji surowców prowadzonej systemem z zawałem stropu. Odkształcenia powierzchni terenu w strefach osiadań górniczych powodują często zmiany kierunku spływu wód powierzchniowych i podziemnych, co w konsekwencji prowadzi do podtopień terenu poza dolinami rzecznymi (ryc. 2).



Ryc. 2. Zmiany rzeźby terenu w dolinie rzeki Kłodnicy (przekrój poprzeczny); 1 – płaskie zwałowiska skały płonnej, 2 – lokalne niecki z osiadania, 3 – potencjalny poziom wody w obniżeniach terenu

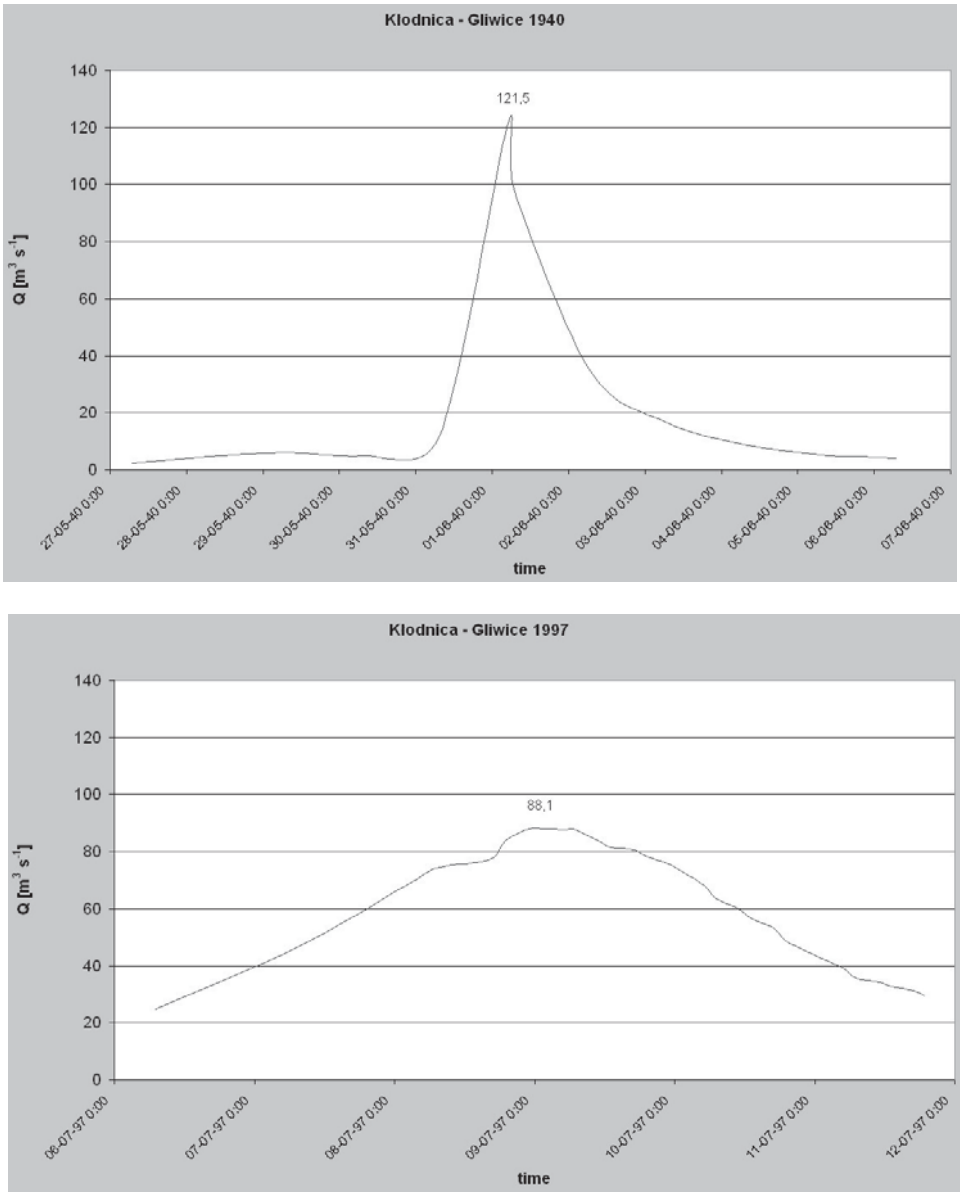
Zjawisko to jest szczególnie groźne na zabudowanych obszarach Okręgu. W czasie powodzi, na terenach, gdzie występują osiadania górnicze, obserwuje się podtopienia znacznych obszarów, związane głównie z utrudnieniem spływu wód powierzchniowych i gruntowych (Szczypek, Wach 1987; Wach, Szczypek 1996; Czaja, Wach 1999, 2001).

Poza podtopieniami związanymi z zapadaniem i osiadaniem terenu na obszarze GOP występuje zagrożenie powodziowe związane z utrudnieniem spływu wód powierzchniowych do sieci rzecznej. Utrudnienia te są związane z przebiegiem przez strefy zapadlisk i rozległych niecek osiadania w obrębie rzek i rowów odwadniających tereny Okręgu. Koryta rzek uszczelniono, budując kamienno-betonowe żłoby i wały przeciwpowodziowe. Intensywne osiadania terenu zmuszały do podnoszenia obwałowań, co w konsekwencji prowadziło i prowadzi do podnoszenia poziomu wody w rzekach znacznie powyżej den dolin. W wielu przypadkach poziom wody w obwałowanym korycie znajduje się o kilka metrów wyżej niż dno doliny poza obwałowaniami. Często powoduje to powstawanie w dolinach rzecznych rozległych obszarów zalewowych, które gromadzą wody opadowe. Tworzące się wzdłuż obwałowań rzek i potoków zalewiska są szczególnie groźne w czasie występowania opadów. O skali zagrożenia podtopieniami dolin rzecznych na obszarze GOP świadczy wielkość obszaru zalanego w czasie powodzi w lipcu 1997 roku. Na niektórych odcinkach Kłodnicy i jej dopływów oraz innych rzek regionu zasięg podtopień był większy niż teoretyczny zasięg zalania tych dolin wodami o prawdopodobieństwie wystąpienia $Q_{0,1\%}$.

Historia dotychczasowych powodzi

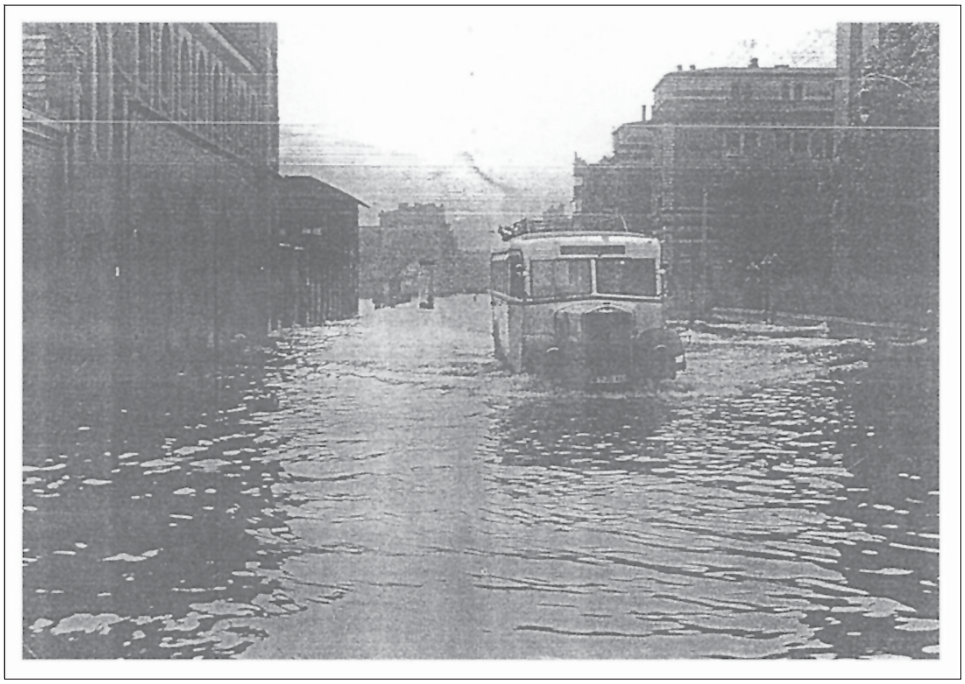
Wezbrania powodziowe w zlewni rzeki Kłodnicy były w XIX i XX wieku dość częste. Znaczne straty materialne spowodowała powódź w 1803 roku. Wody w rzece w rejonie Gliwic podniosły się do 2,0–3,3 m, niszcząc spory odcinek nowo budowanego Kanału Kłodnickiego. Od czasu prowadzenia systematycznych obserwacji stanów wody w profilu Gliwice w 1911 roku zanotowano kilka powodzi, podczas których odnotowano następujące przepływy maksymalne: 1913 r. – 61,0 $m^3 \cdot s^{-1}$, 1915 r. – 83,0 $m^3 \cdot s^{-1}$, 1925 r. – 66,6 $m^3 \cdot s^{-1}$, 1930 r. – 64,7 $m^3 \cdot s^{-1}$, 1940 r. – 121,5 $m^3 \cdot s^{-1}$, 1970 r. – 52,1 $m^3 \cdot s^{-1}$, 1972 r. – 50,3 $m^3 \cdot s^{-1}$, 1985 r. – 78,0 $m^3 \cdot s^{-1}$, 1997 r. – 88,1 $m^3 \cdot s^{-1}$. Największa zaobserwowana powódź na Kłodnicy wystąpiła na przełomie maja i czerwca 1940 roku. W Gliwicach odnotowany stan wody osiągnął H = 505 cm, a przepływ Q = 121,5 $m^3 \cdot s^{-1}$. W przeciągu 22 godzin nastąpił przyrost przepływu z 11,0 $m^3 \cdot s^{-1}$ do 121,5 $m^3 \cdot s^{-1}$, co spowodowało zatopienie znacznych terenów Gliwic, głównie w rejonie obecnej Politechniki Śląskiej (ryc. 3, fot. 1).

Tak szybki wzrost przepływu świadczy o znacznym natężeniu opadów na stosunkowo niewielkim obszarze, bowiem należy uwzględnić czas koncentracji przepływu. Podobny charakter miała również powódź z 19–20 sierpnia 1854 roku. Z interpolacji znaków powodziowych wynika, że przepływ Kłodnicy w Gliwicach mógł wtedy wynosić około 80 $m^3 \cdot s^{-1}$. Z kolei podobne rozmiary, chociaż bardziej skomplikowaną genezę miała powódź z lipca 1997 roku. Sza-



Ryc. 3. Przebiegi fal powodziowych w latach 1940 i 1997

cowany przepływ Kłodnicy w profilu Gliwice wynosił wtedy 88,1 $m^3 \cdot s^{-1}$ (*Kompleksowy program...* 1998).



Fot. 1. Gliwice podczas powodzi w 1940 r. – rejon ul. Krakowskiej

Uwagi końcowe

Obszar Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego został bardzo silnie przekształcony na skutek długotrwałej działalności górniczej oraz urbanizacji i uprzemysłowienia. Nieznaczne zagrożenie powodziowe GOP, wynikające z uwarunkowań przyrodniczych, zostało zwielokrotnione, głównie na skutek działalności górniczej i urbanizacji terenu. Główne rzeki odwadniające obszar okręgu są obserwowane i przygotowane do odprowadzenia wód powodziowych o prawdopodobieństwie wystąpienia nawet 0,3–0,1%. Jednak przeważające obszary GOP są zagrożone wystąpieniem powodzi ze spływu powierzchniowego i odpływu gruntowego, co powoduje podtopienia nie tylko dolin rzecznych, ale także znacznych obszarów położonych poza ich obrębem. Bardzo często są to tereny o znacznym stopniu zagospodarowania, takie jak zabudowa miejsko-przemysłowa, linie kolejowe itp.

Literatura

Absalon D., Jankowski A. T., Leśniok M. (2001): *Komentarz do Mapy Hydrograficznej Polski w skali 1:50 000. Arkusz M-34-62-A (Gliwice)*, Główny Geodeta Kraju, Warszawa.

Czaja S., Jankowski A. T. (1993): *Changes of river runoff from urbanized and industrialized region of Upper Silesia*, [w:] K. Banasik, A. Żbikowski (eds.), *Runoff and sediment yield modeling (RSY-93). Proceedings of the International Symposium held at Warsaw*, Agricultural University – SGGW, Warsaw.

Czaja S., Wach J. (1999): *Ocena zagrożenia powodziowego na obszarze gminy Gierałtowice*, CITEC, Katowice.

Fischer K. (1915): *Niederschlag und Abfluss im Odergebiet*, Königliche Hofbuchhandlung, Berlin.

Gilewska S. (1972): *Wyżyny Śląsko-Małopolskie*, [w:] *Geomorfologia Polski*, t. 1: *Polska Południowa*, PWN, Warszawa.

Kompleksowy program zabezpieczenia m. Gliwice przed powodzią wraz z instrukcją działania na wypadek zagrożenia powodziowego. Część opisowa (1998): Hydroprojekt, Warszawa.

Ocena sytuacji hydrometeorologicznej dla dorzecza górnej Wisły i Odry w granicach województwa katowickiego w okresie 6–25 lipca 1997 r. (1997): IMiGW Oddział Katowice.

Powódź w roku 1960 (1967): Instytut Gospodarki Wodnej PIHM, WKiŁ, Warszawa.

Powódź w sierpniu 1972 r. (1975): IMiGW, WKiŁ, Warszawa.

Szczypek T., Wach J. (1987): *Prognoza rozwoju krajobrazu antropogenicznego na przykładzie rzeki Kłodnicy (górnośląski Okręg Przemysłowy)*, [w:] *Kulturní krajiny v průmyslovych oblastech*, t. IV, ČSAV, Brno.

Wach J., Szczypek T. (1996): *Преобразования рельефа местности в районах горнодобывающей промышленности вследствие оседаний грунта (на примере Катовицкого Воеводства)*, [in:] *Белорусский Государственный Университет, Белорусское Географическое Общество*, Минск.

Mariusz Adynkiewicz-Piragas, Iwona Lejcuś
Zakład Badań Regionalnych, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej Oddział we Wrocławiu

Zmienność oddziaływania wód powierzchniowych na wody podziemne w dolinie Nysy Łużyckiej

Variability of interaction surface water on groundwater in the Nysa Łużycka valley

Abstract: Groundwater and surface water are often in stronger or weaker interrelation. Periodical changes in river behavior from draining to infiltrating are linked with the changes in water stage (flow regime). The amplitude of changes in groundwater level caused by changes in surface water depends on river's water stage and its time of duration, river geology and hydrogeological characteristics of the river valley and basin. The farer from the river the slower the changes in groundwater and the amplitude of changes becomes weaker.

The paper investigates the variability in interactions between groundwater and surface water in the Nysa Łużycka river valley based on the measurement from 25 wells located along the river.

Słowa kluczowe: dolina rzeczna, wody powierzchniowe, wody podziemne, Nysa Łużycka.
Key words: river valley, surface waters, groundwaters, the Nysa Łużycka river.

Wprowadzenie

Wody podziemne, szczególnie gruntowe, rzadko nie mają związku z wodami powierzchniowymi. Możliwe są trzy rodzaje powiązań wód podziemnych z powierzchniowymi. Najczęstszym przypadkiem jest zasilanie rzeki przez wody podziemne. Oddają one dwustronnie rzece, wzdłuż jej biegu, część swoich zasobów. W takich przypadkach zwierciadło wód podziemnych obniża się w stronę koryta rzecznego i na brzegu wiąże się bezpośrednio z lustrem wody w rzece. Na niektórych odcinkach rzeka może oddawać część swej wody do poziomu wodonośnego, zasilając w ten sposób wody podziemne. W tym przypadku zwierciadło wody gruntowej obniża się obustronnie od koryta cieku na zewnątrz. W przyrodzie spotyka się niekiedy i takie przypadki, kiedy rzeki drenują i jednocześnie zasilają wody podziemne. Okresowe zmiany cha-

rakteru rzeki z drenującej w infiltrującą wiążą się z wahaniami stanów wody w rzece.

Zjawiska związane z wzajemnym powiązaniem wód podziemnych i powierzchniowych są skomplikowane. Na przebieg tego procesu wpływ ma wzajemne oddziaływanie wielu różnorodnych czynników. Ponadto w większej odległości od rzeki zmiana stanów wód gruntowych odbywa się wolniej i amplituda zmian jest mniejsza. Zjawisko to występuje zarówno przy podnoszeniu się, jak i opadaniu wody w rzece (Siemichatow 1960; Kowalski 1998; Adynkiewicz-Piragas 2005; Bajkiewicz-Grabowska, Mikulski 1999).

W pracy przeanalizowano zmienność i kształtowanie się zwierciadła wód podziemnych wzdłuż biegu Nysy Łużyckiej. Ponadto dokonano oceny powiązań zwierciadła wód powierzchniowych z podziemnymi w dolinie Nysy Łużyckiej.

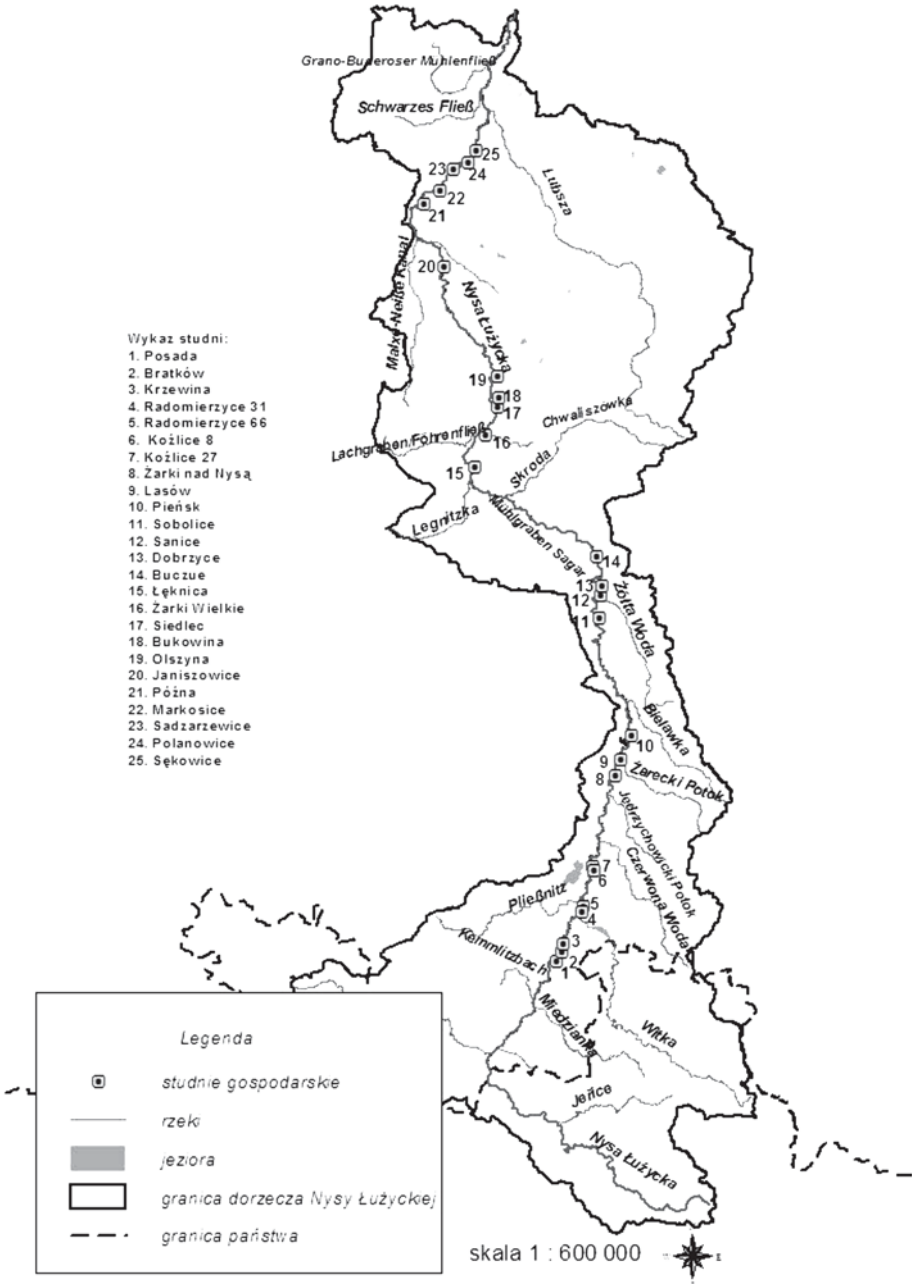
Charakterystyka obiektu

Nysa Łużycka o całkowitej długości 251,7 km i powierzchni zlewni (A) 4395 km^2 wypływa z południowo-zachodnich stoków Gór Izerskich na wysokości 765 m n.p.m. Średni spadek zlewni waha się od ok. 3,3% w górnym biegu rzeki do 1,3% w dolnym. Jej zlewnia stanowi przykład zlewni antropogenicznie przekształconej głównie na skutek intensywnej eksploatacji węgla brunatnego. Skutkiem tej działalności są rozległe leje depresyjne, które oddziaływają na zmiany poziomu zwierciadła wód podziemnych.

Cały obszar dorzecza Nysy Łużyckiej należy do trzech głównych regionów hydrogeologicznych. Dolną część zlewni obejmuje region wielkopolski (VI – wg podziału z *Atlasu hydrogeologicznego Polski* (Paczyński i in. 1995)) charakteryzujący się skomplikowanymi warunkami hydrogeologicznymi. Środkową część zlewni obejmuje region wrocławski (XV), położony pomiędzy Przedgórzem Sudeckim a południową krawędzią pradoliny wrocławsko-magdeburskiej, w której wody podziemne o znaczeniu użytkowym znajdują się przeważnie w utworach trzeciorzędowych. Górną część zlewni obejmuje sudecki region hydrogeologiczny (XVI). Występują tu zasobne poziomy wodonośne wykształcone w piaskach trzeciorzędowych, składające się z kilku warstw wodonośnych (Paczyński i in. 1995; Malinowski i in. 1991).

W celu uchwycenia oddziaływania wód powierzchniowych na położenie zwierciadła wód podziemnych w dolinie Nysy Łużyckiej wykorzystano sieć pomiarową wód podziemnych zlokalizowaną wzdłuż biegu rzeki. Sieć ta, obejmująca 25 studni gospodarskich położonych w odległości od 30 m do 800 m od rzeki, została założona w ramach monitoringu dokumentującego oddziaływanie poborów wody z Nysy Łużyckiej do rekultywacji odkrywki w Berzdorf (Dubicki, Luckner 2002). Pomiary głębokości zwierciadła wody odbywają się

codziennie od 1.08.2002 r. przy pomocy świstawki hydrogeologicznej. Lokalizację punktów pomiarowych przedstawiono na mapie (ryc. 1).



Ryc. 1. Lokalizacja punktów obserwacyjnych wód podziemnych w dolinie Nysy Łużyckiej

Zmienność zwierciadła wód podziemnych

W latach 2002–2006 przebieg wahań zwierciadła wód podziemnych piętra czwartorzędowego (tab. 1, ryc. 2) był typowy dla naszego klimatu. Kulminacja stanów następowała zazwyczaj wiosną, w okresie po roztopach pokrywy śnieżnej lub opadach deszczu, do kwietnia poziom wody pozostawał wysoki, po czym w półroczu letnim następowało opadanie zwierciadła wody na skutek odpływu podziemnego oraz zwiększonego parowania i transpiracji, którym sprzyjały wysokie temperatury.

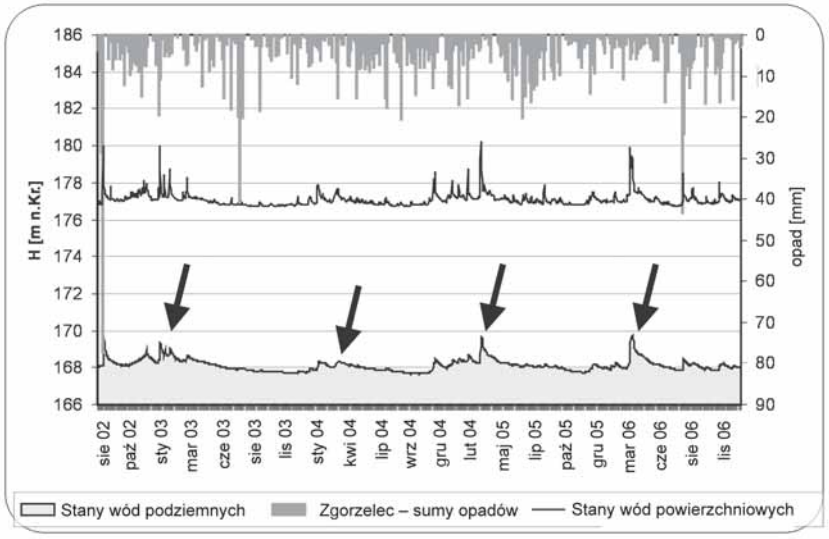
W literaturze pojawiają się klasyfikacje krzywych wahań zwierciadła wód gruntowych w zależności od dominujących czynników, które wpływają na charakterystyczne przebiegi zmian stanów wód gruntowych (m.in. Siemichatow 1960). Zgodnie z zamieszczonymi cechami opisującymi poszczególne typy stwierdzono, iż w przeważającej większości analizowanych punktów obserwacyjnych w zlewni Nysy Łużyckiej przebieg zwierciadła wód podziemnych (ryc. 2) jest krzywą *typu mieszanego* (Siemichatow 1960). Tworzy się pod pływem kompleksowego oddziaływania – poziomu wody w cieku powierzchnio-

Tab. 1. Wartości współczynnika korelacji liniowej charakteryzujące związek między poziomami zwierciadła wód powierzchniowych i gruntowych w okresie badawczym

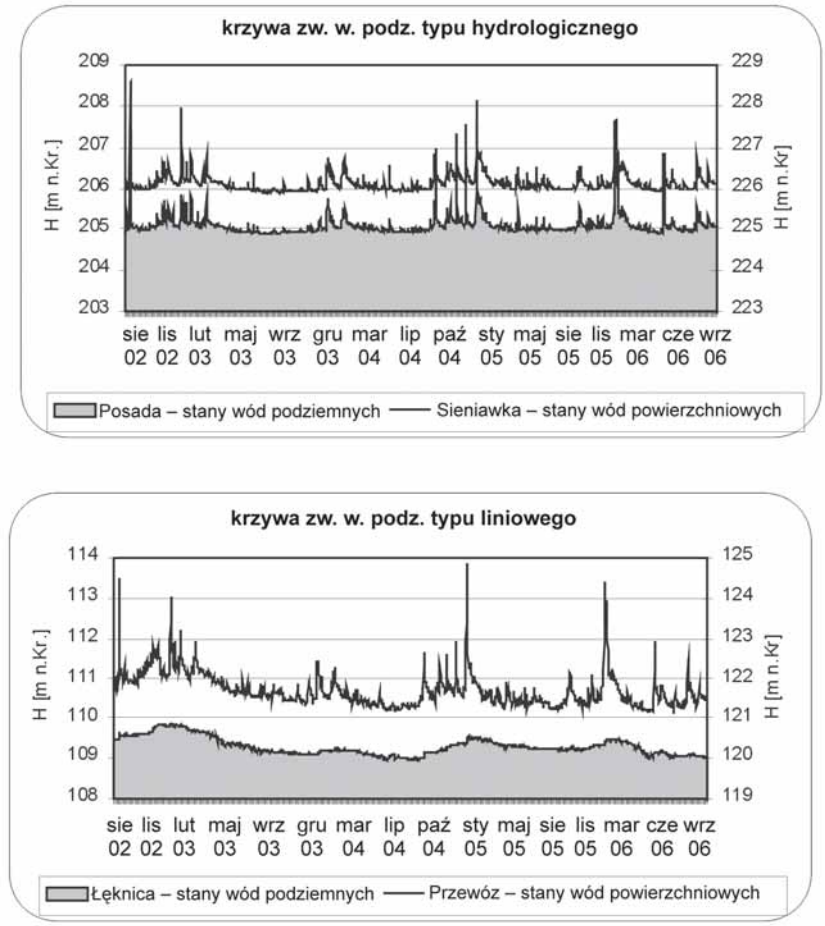
Nr studni	Posterunek pomiarowy	VIII–XII 2002	I–XII 2003	I–XII 2004	I–XII 2005	I–XII 2006	Śr. R 2003–2006	Charakter związku
1	Posada	0,96	0,88	0,86	0,96	0,94	0,93	bardzo mocny
2	Bratków	0,34	0,72	0,39	0,63	0,61	0,59	słaby
3	Krzewina	0,43	0,73	0,63	0,67	0,62	0,66	słaby
4	Radomierzyce 31	0,51	0,76	0,50	0,69	0,74	0,67	słaby
5	Radomierzyce 66	0,04	0,68	0,20	0,61	0,55	0,51	słaby
6	Koźlice 8	0,34	0,69	0,47	0,55	0,47	0,54	słaby
7	Koźlice 27	0,31	0,66	0,40	0,63	0,63	0,58	słaby
8	Żarki nad Nysą	0,10	0,67	0,46	0,52	0,44	0,53	słaby
9	Lasów	0,62	0,77	0,70	0,73	0,79	0,75	mocny
10	Pieńsk	0,22	0,61	0,20	0,18	0,22	0,30	bardzo słaby
11	Sobolice	0,73	0,88	0,66	0,68	0,61	0,71	mocny
12	Sanice	0,39	0,84	0,32	0,38	0,16	0,43	bardzo słaby
13	Dobrzyń	0,29	0,87	0,52	0,52	0,62	0,63	słaby
14	Bucze	0,46	0,88	0,64	0,15	0,52	0,55	słaby
15	Łęknica	0,35	0,88	0,52	0,40	0,41	0,55	słaby
16	Żarki Wielkie	0,34	0,76	0,58	0,63	0,51	0,62	słaby
17	Siedlec	0,13	0,57	0,18	0,47	0,46	0,42	bardzo słaby
18	Bukowina	0,30	0,68	0,29	0,50	0,43	0,56	słaby
19	Olszyna	0,32	0,66	0,52	0,57	0,44	0,55	słaby
20	Janiszowice	0,60	0,86	0,67	0,82	0,80	0,83	mocny
21	Późna	0,73	0,89	0,75	0,76	0,68	0,78	mocny
22	Markosice	0,72	0,9	0,74	0,79	0,76	0,83	mocny
23	Sadzarzewice	0,82	0,95	0,76	0,89	0,84	0,89	mocny
24	Polanowie	0,66	0,83	0,56	0,76	0,66	0,75	mocny
25	Sękowice	0,58	0,76	0,62	0,76	0,54	0,65	słaby
Średnia wartość roczna R			0,77	0,52	0,61	0,58	0,60	

wym, warunków meteorologicznych i budowy geologicznej (m.in. w studniach nr 2, 5, 9, 11, 16). Ponadto w pojedynczych przypadkach (studnia nr 1, 20, 21) zaobserwowano typ krzywej położenia zwierciadła wód gruntowych określany jako *typ hydrologiczny* (ryc. 3). W tym wypadku krzywa zmian stanów wód gruntowych odpowiada krzywej zmian stanów wody cieku powierzchniowego. Ponadto dla studni nr 15 i 10 zaobserwowano typ krzywej określany jako *typ liniowy* (ryc. 3). Charakteryzuje się on dość płynnie przebiegającą linią nieznacznie wznoszącą się lub opadającą (Siemichatow 1960).

W przebiegu wahań zwierciadła na tle opadów atmosferycznych charakterystyczny jest wzrost na początku okresu obserwacyjnego (wysokie opady w sierpniu 2002 na obszarze całej zlewni). Spowodowane wezbraniem w cieku powierzchniowym, wzrosty stanów w wodach podziemnych obserwowano w całym profilu podłużnym Nysy Łużyckiej. W kolejnych półroczach obserwowano wzrosty stanów wód związane z roztopami pokrywy śnieżnej w okresie wiosennym. Półrocze letnie 2003 r. charakteryzowały zaś niskie opady, stąd niskie stany wód powierzchniowych, co pociągało za sobą znaczące obniżanie się poziomu zalegania zwierciadła wód podziemnych (przykład krzywej zwierciadła wód podziemnych w Lasowie przedstawiono na ryc. 2). Podczas kolejnych miesięcy obserwowano obfitsze opady (XI 2004, I 2005), które w połączeniu z topnieniem pokrywy śnieżnej w marcu pozwoliły na rozpoczęcie procesu odbudowy zasobów wód podziemnych.



Ryc. 2. Krzywa położenia zwierciadła wód powierzchniowych w Zgorzelcu, wód podziemnych w Lasowie na tle opadów atmosferycznych ze stacji w Zgorzelcu w okresie sierpień 2002–grudzień 2006



Ryc. 3. Przykłady przebiegu wahań zwierciadeł wód podziemnych typu hydrologicznego (studnia nr 1 w Posadzie) i liniowego (studnia nr 15 w Łęknicy) w dorzeczu Nysy Łużyckiej

W półroczu zimowym (XI–IV 2005) wyraźnie kształtuje się tendencja wzrostowa poziomu zalegania krzywej zwierciadła wód podziemnych na terenie zlewni Nysy Łużyckiej. Rok 2005 był pod względem opadów rokiem przeciętnym, a w górnym biegu Nysy Łużyckiej (okolice Gubina) wilgotnym, jednak opady te nie wywołały większego wezbrania na cieku powierzchniowym, stąd nie zaobserwowano znaczącego zasilenia warstw wodonośnych doliny rzecznej. Warunki meteorologiczne początku kolejnego roku hydrologicznego 2006 nie sprzyjały zasilaniu warstw wodonośnych czwartorzędowych. Jesienno-zimowe opady nie mogły efektywnie zasilać warstw wodonośnych ze względu na zamarznięty grunt, a następnie utrzymujące się warstwy śniegu. Dopiero wraz z roztopami obfitej pokrywy śnieżnej (IV 2006) zanotowano podno-

szenie się zwierciadła wód podziemnych (ryc. 2). Po kulminacji stanów wód podziemnych w kwietniu 2006 r. warunki meteorologiczne (niskie opady) przyczyniają się do opadania krzywej zwierciadła wód podziemnych w dolinie Nysy Łużyckiej.

Związki korelacyjne wód podziemnych i powierzchniowych

Zmienność oddziaływania zwierciadła wód powierzchniowych na wody podziemne określono na podstawie związków korelacyjnych zwierciadła wód podziemnych i powierzchniowych. Średnie wartości współczynnika korelacji liniowej w okresie 2003–2006, wahały się od (r) = 0,30 (studnia nr 10 w Pieńsku) do 0,93 (studnia nr 1 w Posadzie). Zestawienie wartości średnich dla okresu badawczego oraz półrocza VIII–XII 2002 zamieszczono w tab. 1.

Wyraźnie zauważa się, iż w górnym biegu Nysy Łużyckiej dominują związki słabe. Wytłumaczyć to można wpływem kilku czynników, m.in. w górnej części zlewni są większe spadki, w budowie geologicznej dominują utwory słabo przepuszczalne, w tym iły warwowe, gliny zwałowe czy lessy. Wyjątkiem jest studnia nr 1 w Posadzie, której usytuowanie 30 m od cieku oraz bardzo dobry kontakt hydrauliczny z ciekiem powierzchniowym sprawia, iż charakteryzuje się ona najlepszymi ze wszystkich punktów wartościami współczynnika (r). Środkowa część zlewni charakteryzuje się najsłabszymi wartościami współczynnika korelacji (charakter związku bardzo słaby i słaby). Wytłumaczyć to można zarówno budową geologiczną – utwory glacjalne – będące pozostałością po okresie zlodowaceń skandynawskich, najbardziej widoczne w postaci moren tworzących Wał Mużakowski. Dodatkowo, w środkowym biegu usytuowanych jest kilka elektrowni wodnych wpływających na gospodarkę wodami cieku powierzchniowego. Górny bieg Nysy Łużyckiej charakteryzuje się związkami korelacyjnymi mocnymi. Na tym terenie warstwę wodonośną czwartorzędową budują głównie utwory dobrze przepuszczalne (piaski, żwiry), które umożliwiają zarówno dobry kontakt z ciekiem powierzchniowym, jak i efektywne zasilanie opadami atmosferycznymi.

Na początku obserwacji w roku 2002, w okresie od VIII do XII, zaobserwowano stosunkowo słabe wyniki współczynnika korelacji (r). Opady spowodowały właściwie tylko jedno krótkotrwałe wezbranie wód powierzchniowych 14.08.2002 o ponad 2,3 m w porównaniu z dniem poprzednim. Reakcję na ten gwałtowny wzrost poziomu wód powierzchniowych wykazało zwierciadło w studni nr 1 położonej najbliżej rzeki (r=0,96) natomiast w studniach położonych w większej odległości od rzeki (od 200 do 800 m) reakcja była opóźniona i niewielka, stąd wartości współczynnika korelacji (r) wyniosły od 0,04 do 0,29 dla pięciu studni (klasyfikując te wyniki jako związek, którego praktycznie nie uwzględnia się), zaś dla 10 studni wartości współczynnika korelacji

(r) wyniosły od 0,30 do 0,46 (klasyfikując te wyniki jako związek bardzo słaby). Stąd wniosek, iż krótkotrwałe wezbranie nie jest w stanie wywołać reakcji wód gruntowych w studniach położonych ponad 200 m od rzeki.

Dyskusja

Analiza przebiegu wahań zwierciadła wód podziemnych wykazała, że w studniach ujmujących wody poziomu czwartorzędowego zwierciadło wody podlega naturalnym sezonowym wahaniom, nawiązującym do zmiennych warunków meteorologiczno-hydrologicznych. Potwierdza ten fakt krzywa zwierciadła wód podziemnych charakterystyczna dla typu mieszanego dla większości z analizowanych punktów pomiarowych.

Najlepsze wyniki korelacji zaobserwowano w roku 2003. W roku tym obserwowano niewielkie wezbrania jedynie w okresie I–IV, co odzwierciedliło się typowym wiosennym wzrostem stanów wód gruntowych. Przez kolejne miesiące suszy hydrologicznej zwierciadło wód gruntowych ulegało obniżeniu (Dubicki i in. 2005), a wody powierzchniowe były zasilane wodami podziemnymi. Dlatego też w fazie opadania zwierciadła wody w rzece obserwuje się wyraźniejszy związek między wodami powierzchniowymi i gruntowymi (Adynkiewicz-Piragas 2005). Potwierdzają ten fakt także najlepsze wyniki średniej rocznej wartości współczynnika korelacji dla Nysy Łużyckiej w okresie suszy 2003 r. (średnia r = 0,77, tab. 1). Natomiast wzrost stanów wody w rzece powyżej stanu granicznego niżówki nie zawsze wiąże się ze wzrostem stanów wód gruntowych, co należy przypisać głównie retencji badanego obszaru (Adynkiewicz-Piragas 2005). Wartości współczynnika korelacji (r) w 2003 r. dla 8 studni wahały się od 0,57 do 0,68 (klasyfikując te wyniki jako związek słaby). Dla pozostałych 17 studni wartość współczynnika korelacji (r) była > 0,7, czyli określała związki wód powierzchniowych i wód gruntowych jako związek mocny lub bardzo mocny.

Literatura

Adynkiewicz-Piragas M. (2005): *Kształtowanie się zwierciadła wód gruntowych w warunkach suszy w dorzeczu górnej i środkowej Odry. Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne*, Polskie Towarzystwo Geofizyczne, IMGW, Warszawa 2005.

Bajkiewicz-Grabowska E., Mikulski Z. (1999): *Hydrologia ogólna*, PWN, Warszawa.

Dubicki A., Luckner L. (2002): *Koncepcja monitoringu w zakresie poboru wody zalewowej z Nysy Łużyckiej*, maszynopis. Hoyerswerda.

Dubicki A. i in. (2002): *Zasoby wodne w dorzeczu górnej i środkowej Odry w warunkach suszy*, IMGW, Warszawa.

Dubicki A., Zdralewicz I., Lejcuś I. (2005): *Monitoring wód podziemnych w obszarze oddziaływania niemieckich kopalń odkrywkowych usytuowanych wzdłuż Nysy*

łużyckiej dla potrzeb Polsko-Niemieckiej Komisji Dwustronnej ds. Współpracy na Wodach Granicznych, IMGW, maszynopis, Wrocław.

Kowalski J. (1998): *Hydrogeologia z podstawami geologii*, PWN, Warszawa.

Malinowski J. (red.) (1991): *Budowa geologiczna Polski, Hydrogeologia,* t. VII, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Paczyński B. i in. (1995): *Atlas hydrogeologiczny Polski. 1:500 000*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Siemichatow A. N. (1960): *Hydrogeologia*, PWRiL, Warszawa.

Aneta Afelt, Adam Jegier
Zakład Hydrologii, Uniwersytet Warszawski, Warszawa

Specyficzne uwarunkowania odpływu w zlewni młodoglacjalnej

Particular conditions for runoff in the post-glacial catchment

Abstract: The paper discusses variability of the flow in the topographical blind drainage. Change to flow in relation to water supply and to local hydrogeological conditions in the Struga Napiwodzka (located 60 km south of Olsztyn) was analyzed. A diverse reaction to precipitation amount along the stream suggests unequal drainage regime. In an upper and middle part of the basin one encounters a separate hydrogeological area bounded by underground water basin. The adjacent area is larger, and in the eastern lower part of the basin one can observe descent of groundwater surface. The runoff of the basin is characterized by the decay of surface-transported water in the lower part of the stream. The surface and subsurface flows are consistent in direction in the upper and middle parts of the basin, whereas in the lower part runoff of underground water directs towards east and north-east.

Słowa kluczowe: rzeźba młodoglacjalna, zlewnia bezodpływowa, odpływ.
Key words: post-glacial landscape, blind drainage, flow variability.

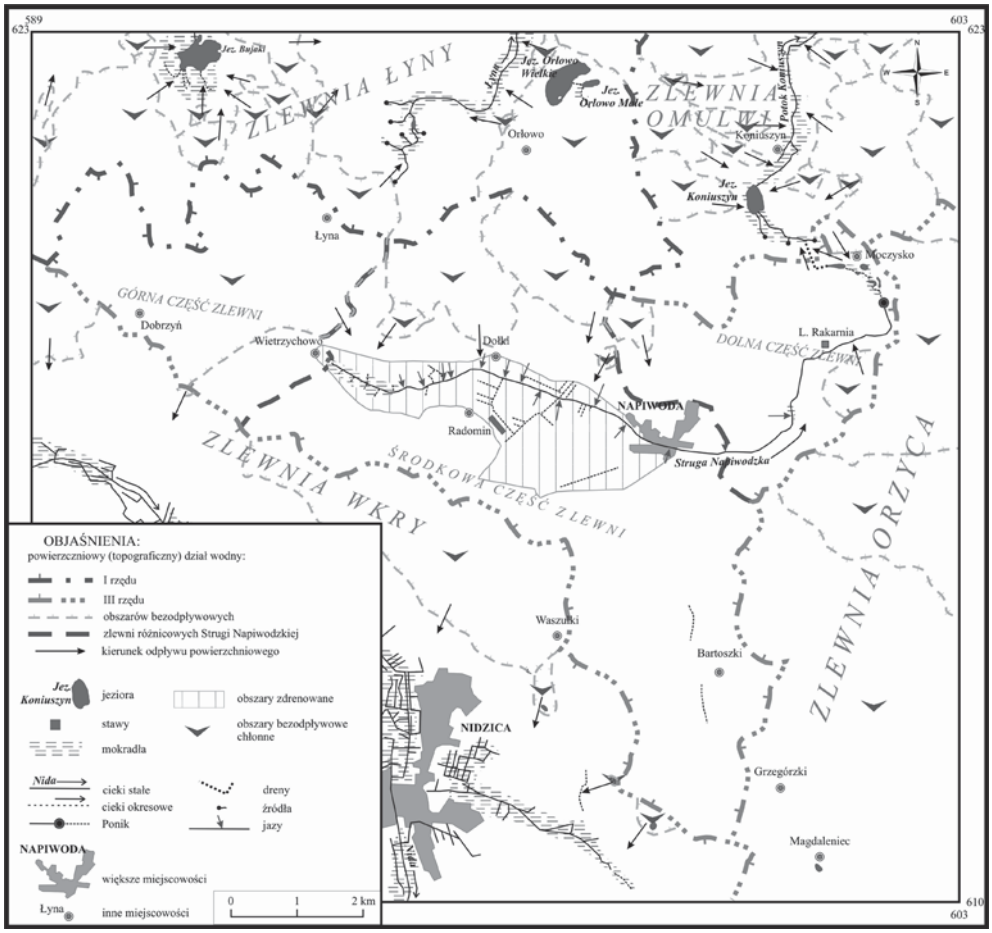
Wprowadzenie

Artykuł porusza problem uwarunkowania odpływu w sytuacji funkcjonowania bezodpływowości topograficznej, kontynuujący prezentowane już w literaturze zagadnienia (Drwal 1975, 1990; Kozarski 1977). Jego celem jest poszukiwanie przyczyny zaburzenia zależności pomiędzy przyrostem odpływu w funkcji powierzchni zlewni, jako jedną z tez stawiając ponik powierzchniowy wody, wynikający z infiltracyjnego charakteru dolnego cieku (Gutry-Korycka, Werner-Więckowska 1996).

Charakterystyka obszaru badań

Badania prowadzono w strefie działu wodnego I rzędu (Wisły i Pregoły) w zlewni Strugi Napiwodzkiej (ryc. 1). W celu określenia powierzchniowego i podziemnego kierunku odpływu ze zlewni dokonano okresowej kontroli hydrologicznej Strugi Napiwodzkiej. Pomiary i kartowanie hydrograficzne prowadzono od kwietnia 2004 r. do marca 2005 r. Badaniami został objęty obszar o powierzchni 150 km^2, w tym zlewnia Strugi Napiwodzkiej zajmuje powierzchnię 52 km^2.

Warunki zasilania oceniono, wykorzystując dane opadowe z posterunku IMGW Frąknowo, położonego 1 km na północny zachód od granic zlewni. Wielolecie 1971–2000 cechował opad roczny o średniej sumie 580 mm (*Atlas*



Ryc. 1. Mapa hydrograficzna zlewni Strugi Napiwodzkiej (Jegier 2005)

klimatu Polski 2005). Opady w okresie badawczym były wyższe o ok. 75 mm. Najwyższe miesięczne sumy wystąpiły w kwietniu (128 mm) 2004 r., zaś najniższe w grudniu 2004 r. (16 mm) i lutym 2005 r. (20 mm). Opady wiosenne były ponad 3,5-krotnie wyższe niż zimowe. Śnieg stanowi niewielką część opadu rocznego (20%).

Zasięg bezodpływowej topograficznie zlewni Strugi Napiwodzkiej wyznaczają wysoczyzny morenowe, wyniesione ok. 210 m n.p.m. Jej rozciągłość równoleżnikowa jest konsekwencją położenia w wąskiej strefie międzymorenowej zlodowaceń warty i wisły (Morawski 2001a, b). Odpływ wód powierzchniowych w kierunku wschodnim jest uwarunkowany nachyleniem podścielającej gliny zwałowej, która wyznacza również dolne ograniczenie zlewni (ryc. 2). Obniżenie międzymorenowe jest wypełnione piaskami sandrowymi, w których wykształcona jest szeroka płaskodenna dolina o wyniesieniu 165–155 m n.p.m. i małym spadku 1–2°. Blisko 32% (16,6 km^2) zajmują obszary wyłączone z odpływu powierzchniowego (ryc. 1).

Górna i środkowa część biegu cieku jest przekształcona w wyniku wielokrotnych melioracji. Od Wietrzychowa do Rakarni bieg Strugi skrócono oraz pogłębiono i poszerzono koryto. Z lat 80. XX w. pochodzi sieć drenażu zakrytego i odkrytego, połączonego z głównym kanałem; gęstość rowów dochodzi do 3 km · km^2. W dolnym biegu wcięcie koryta zmniejsza się od 0,5 m powyżej Rakarni, do kilkunastu cm w odcinku końcowym. W połowie odległości między Rakarnią a Moczyskiem dolina Strugi Napiwodzkiej rozdziela się na dwie odnogi, biegnące do różnych zlewni (ryc. 1): ku północy do Koniuszanki oraz ku wschodowi do Orzyca. W warunkach ekstremalnego odpływu obie doliny udokumentowano jako drogi powierzchniowego przelania się wód ze zlewni Strugi Napiwodzkiej (Michalska 1982). Na początku lat 80. XX w. dolinę północną połączono za pomocą drenu z Koniuszanką (ryc. 1). Podczas prowadzonych badań stwierdzono dwukrotne przelanie się drenem wód: w lipcu 2004 r. i marcu 2005 r. (Jegier 2005).

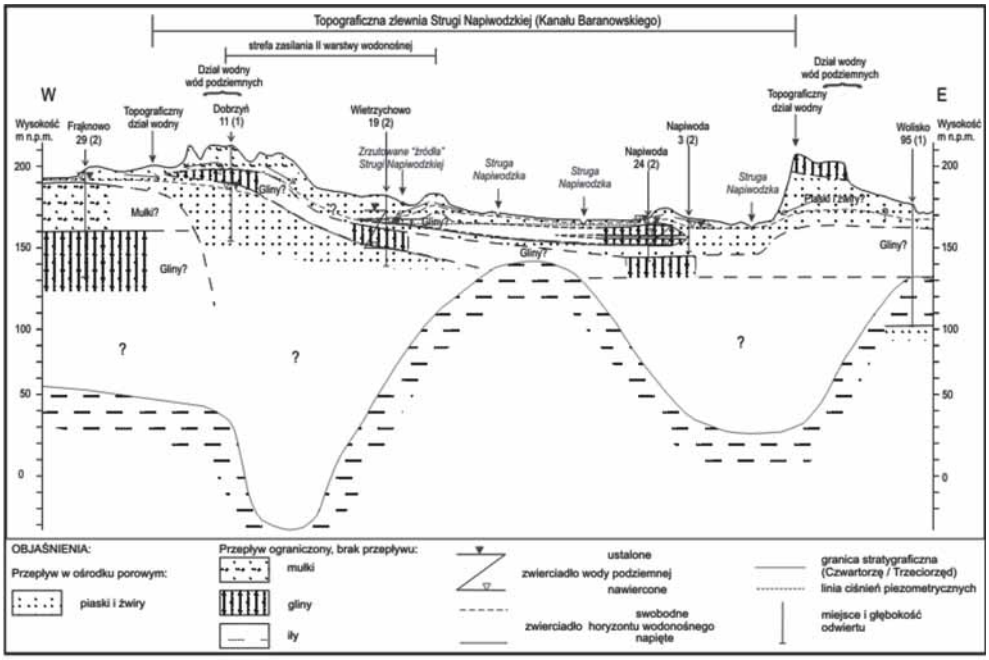
Długość Strugi Napiwodzkiej zmienia się sezonowo oraz w wieloleciu. W latach 1973–1978 obserwowano stopniowy zanik odpływu w cieku już powyżej Rakarni (ryc. 1). W ostatnim dwudziestoleciu można zauważyć tendencję do przesuwania się cieku w kierunku północnym. Wydłużenie wynosi ok. 1,5 do 2 km. W ciągu rocznego cyklu badań stwierdzono, że długość Strugi Napiwodzkiej jest największa wiosną, najkrótsza zaś na przełomie lata i jesieni (Jegier 2005).

Warunki hydrogeologiczne

Warunki występowania i gromadzenia wód podziemnych w zlewni związane są ze zbiornikiem wytworzonym w piaskach sandrowych; w podziale

wiekowym wyróżniono aż 6 poziomów (*Szczegółowa mapa geologiczna*... 1994, 1996; Morawski 2001a, b). Pierwsze dwa zajmują w zlewni największą powierzchnię, ale mają niewielką miąższość. Na nich zostały nałożone stożki sypane w fazie pomorskiej. Warstwy rozdziela niewielkiej miąższości płat gliny. Łączna miąższość piasków wynosi od 10 do 30 m. Największa miąższość osadów piaszczystych (ponad 50 m) występuje we wschodniej – dolnej części zlewni.

Na podstawie ukształtowania spągu warstwy wodonośnej autorzy wyodrębnili dwie odrębne jednostki hydrogeologiczne (ryc. 2). Pierwsza, ograniczona nieckowatym obniżeniem międzymorenowym, obejmuje górną i środkową część zlewni topograficznej, druga zaś jest jedynie fragmentem dużego zbiornika porowego związanego z piaskami wypełniającymi zagrzebaną rynnę polodowcową, występującą na wschód od Moczyska. Granica między wyróżnionymi jednostkami przebiega w rejonie Rakarni.



Ryc. 2. Przekrój hydrogeologiczny Frąknowo–Wolisko (Jegier 2005)

W pierwszej jednostce wyróżnione zostały przez autorów dwa horyzonty wodonośne. Górny zbiornik, o zwierciadle swobodnym, rozprzestrzeniony w środkowej części zlewni Strugi Napiwodzkiej, jest zasilany bezpośrednio z opadów. Dolny zaś jest związany z najstarszymi piaskami i żwirami sandrowymi. Z danych geologicznych wynika, że jego powierzchnia jest większa,

zwierciadło zaś jest na ogół napięte (*Podstawowe dane...* 2004). Jego zasilanie jest zróżnicowane; następuje częściowo w wyniku zasilania atmosferycznego na wychodniach oraz przesączania pionowego. Korzystniejsze warunki filtracji cechują górną warstwę wodonośną (k=0,45 ÷ 1,61 $m \cdot h^{-1}$), w dolnej zaś są mniej zmienne (k=0,41 ÷ 0,81 $m \cdot h^{-1}$) (*Podstawowe dane...* 2004). Krążenie wody w górnej warstwie wodonośnej jest zatem zdecydowanie szybsze, ale ze względu na powierzchnię zbiornika – zasoby są niewielkie i bardzo wrażliwe na sezonowe zmiany zasilania. Warstwa glin, rozdzielających horyzonty, wyklinowuje się na wschód od Napiwody (ryc. 2). W efekcie odpływające podziemnie w kierunku wschodnim wody łączą się, tworząc samodzielną zlewnię podziemną, istotnie mniejszą od zlewni powierzchniowej.

Dalej ku wschodowi następuje kontynuacja osadów sandrowych, jednak ich miąższość na odcinku między Napiwodą a Rakarnią jest niewielka, wyznaczając granicę drugiej z wyróżnionych jednostek hydrogeologicznych. W obszarze tym następuje zmiana kierunku i warunków przewodzenia wód podziemnych: upad stropu glin podścielających zlewnię Strugi Napiwodzkiej zmienia się ze wschodniego ku wschodniemu i północno-wschodniemu. Następuje również gwałtowny wzrost miąższości osadów sandrowych, nawet do 50 m.

Zasilanie i odpływ

Reakcja Strugi Napiwodzkiej na opad jest różna w zależności od pory roku. Wiosną wyraźnie zaznacza się znaczny przyrost przepływu w wyniku roztopów i obfitych opadów deszczu bezpośrednio poprzedzających pomiar. Reakcja zlewni na opady deszczu następuje z niewielkim opóźnieniem, sięgającym kilku dni do tygodnia (Jegier 2005). Wyraźny związek między opadem a odpływem zarysowuje się od kwietnia do grudnia 2004 r., natomiast zimą i wczesną wiosną przyrost odpływu zależy od roztopów.

Wraz z przyrostem długości cieku wydłuża się czas reakcji na zasilanie. W profilach Dołki, Napiwoda i Rakarnia przyrost przepływu następuje po trzech dobach po opadzie (r=0,46), co świadczy o szybkiej reakcji górnej i środkowej części zlewni na zasilanie. W profilu zaś Moczysko przepływ jest najlepiej skorelowany z dziesięciodniową sumą opadów (r=0,56), wskazując znaczne opóźnienie reakcji wschodniej części zlewni na zasilanie.

Ilość wody prowadzonej przez Strugę Napiwodzką jest zmienna sezonowo oraz z biegiem cieku. Na odcinku od źródeł cieku do Napiwody stwierdzono przyrost przepływu (tab. 1). Największy średni przepływ (63,2 $dm^3 \cdot s^{-1}$) charakteryzuje środkową część zlewni. Wartości ekstremalne wystąpiły w maju 2004 r. (opadowe), marcu 2005 r. (roztopowe) oraz we wrześniu 2004 r. (tab. 1). Systematyczny spadek wydatku stwierdzono od maja do września.

Tab. 1. Przepływ Strugi Napiwodzkiej w okresie od kwietnia 2004 do marca 2005

Profil hydrometryczny	Zlewnia cząstkowa [km^2]	Przepływ [dm^3·s^{-1}]				Współczynnik nierównomierności przepływu
		maks.	min.	średni	różnicowy	
Dołki	15,8	46,4	19,3	39,8	+ 39,8	2,4
Napiwoda	26,1	138,0	50,0	63,2	+ 23,4	3,6
Rakarnia	47,8	108,0	3,0	35,1	- 27,1	36,7
Moczysko	49,8	56,0	0,0	12,7	- 22,4	56,0

W Rakarni płynie średnio 1/2 wód prowadzonych przez Strugę w profilu Napiwoda, ale współczynnik nierównomierności przepływu jest dziesięciokrotnie większy (tab. 1). Największy przepływ wystąpił również w czasie roztopów w marcu 2005 r. Od sierpnia do października 2004 r. stwierdzono przepływy poniżej 20 dm^3·s^{-1}. Roczny przebieg przepływu jest zbliżony do profilu Napiwoda, z tą różnicą, że okres niżówkowy jest o miesiąc dłuższy: trwał od maja do października.

Przepływ Strugi Napiwodzkiej w profilu Moczysko rzadko przekracza 40 dm^3·s^{-1}, średnio stanowi 20% przepływu w profilu Napiwoda (tab. 1). Odmiennie niż powyżej, niskie przepływy (<10 dm^3·s^{-1}) rozpoczynają się w sierpniu i trwają do grudnia 2004 r., zaś absolutne minimum (<2,5 dm^3·s^{-1}) przypada od połowy sierpnia aż do zaniku wód Strugi Napiwodzkiej od 10 do 31 października.

Spadek przepływu z biegiem cieku potwierdziły codzienne pomiary w dniach 20–27 sierpnia 2004 r. (Jegier 2005). Specyfika zmienności przepływu Strugi Napiwodzkiej bardzo dobrze odzwierciedla warunki występowania zasobów wód podziemnych. W obrębie wydzielonej zlewni podziemnej następuje znaczący przyrost alimentacji gruntowej z biegiem cieku. Regulacja biegu cieku, pogłębienie koryta oraz melioracje doprowadziły do intensywniejszego drenowania wód gruntowych i przyspieszenia ich powierzchniowego odprowadzania (Michalska 1982).

Ponik wód Strugi Napiwodzkiej następuje w obrębie sąsiedniej jednostki hydrogeologicznej. Na odcinku między Napiwodą a Moczyskiem zwiększa się spadek zwierciadła wód podziemnych. Kontakt hydrauliczny pomiędzy ciekiem a wodami podziemnymi ulega odwróceniu. To Struga Napiwodzka zasila grawitacyjnie wody podziemne, a jej zasoby nie są wystarczające do utrzymania odpływu powierzchniowego. Dowodem jest intensywny proces sufozji mechanicznej[1], którego powierzchniowym przejawem są leje sufozyjne. Obszar występowania sufozji jest objęty ochroną ścisłą w ramach rezerwatów Koniuszanka I i Koniuszanka II.

[1] Sufozja mechaniczna jest procesem selektywnego przemieszczania ze strumieniem filtracyjnym elementów mineralnych w obrębie szkieletu skał osadowych, szczególnie intensywnie zachodzący w warunkach dużego spadku zwierciadła wód podziemnych (Klimaszewski 1978).

Interesująca relacja występuje pomiędzy zmienną w czasie strefą poniku cieku ze stanem zwierciadła wód podziemnych. Gdy duża jest zasobność wód podziemnych (np. roztopy 2004 r.), Struga Napiwodzka wydłuża się, zaś podczas recesji zasilania podziemnego – ulega znacznemu skróceniu.

W celu określenia prawdopodobnego kierunku odpływu podziemnego wody ze zlewni Strugi Napiwodzkiej przeanalizowano odpływ jednostkowy w zlewniach sąsiednich. Średni regionalny odpływ jednostkowy w wieloleciu 1951–1970 wyniósł 5,5 do 6,0 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Wartości te są zbliżone do maksymalnego odpływu jednostkowego zlewni Strugi Napiwodzkiej w profilu Napiwoda w okresie 2004/05. Najwyższe odpływy jednostkowe stwierdzono w źródłowym odcinku Łyny (27 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$) oraz Koniuszanki (20–38 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$). Wyniki te są znacząco wyższe od uzyskanych wcześniej przez Werner-Więckowską (1952).

Wysokie współczynniki korelacji wykazuje odpływ w poszczególnych profilach hydrometrycznych Strugi Napiwodzkiej (r=0,8). Zróżnicowanie odpływu ze zlewni Strugi Napiwodzkiej wykazuje związek tylko z ciekami odwadniającymi sandr na północny-wschód od strefy ponikowej (Koniuszanka, Orzyc); stwierdzono istotną statystycznie zależność zmienności odpływu w profilach Moczysko oraz Koniuszanka (0,27). Wykazano również brak związku statystycznego oraz genetycznego pomiędzy odpływem Strugi a lewymi dopływami Nidy i górną Łyną. Zatem odpływ podziemny ze zlewni następuje tylko w kierunku wschodnim i północno-wschodnim, a zasilanie Koniuszanki i Orzyca wodami Strugi Napiwodzkiej następuje już od rejonu Rakarni w formie dopływu podziemnego.

Wnioski

Odpływ w bezodpływowej zlewni Strugi Napiwodzkiej charakteryzuje utrata prowadzonych wód powierzchniowych z biegiem dolnego odcinka cieku. O warunkach odpływu powierzchniowego decyduje struktura hydrogeologiczna. Zróżnicowana reakcja na zasilanie opadowe z biegiem cieku wskazuje na niejednorodność warunków drenażu. Z danych hydrogeologicznych wynika, że w górnej i środkowej części zlewni mamy do czynienia z odrębną zlewnią podziemną. Wschodni fragment zlewni topograficznej Strugi Napiwodzkiej jest odwadniany przez jednostkę sąsiednią, bardziej rozległą, o czym świadczy charakterystyczny duży spadek zwierciadła wód podziemnych. Z danych hydrogeologicznych wynika, że kierunki odpływu powierzchniowego i podziemnego są zgodne do Rakarni, we wschodniej części zaś odpływ wód następuje ku wschodowi i północnemu wschodowi.

O specyfice odpływu wód Strugi Napiwodzkiej decyduje rozwinięta strefa jej poniku, rozciąga się na wschód od Rakarni. Długość cieku zaś jest zmienna w sezonach oraz wieloleciu i jest funkcyjnie związana z lokalnym spadkiem zwierciadła wód podziemnych – im intensywniej następuje sczerpywa-

nie zasobów wód podziemnych we wschodniej części zlewni, tym krótsza jest Struga Napiwodzka. Przyczyną szybkiego sczerpywania zasobów wód podziemnych jest ciągłość horyzontów wodonośnych trzech zlewni: wschodniej części Strugi Napiwodzkiej, Koniuszanki (dorzecze Omulwi) i Orzyca, przy czym następuje dostosowanie spadku zwierciadła do lokalnej bazy erozyjnej, którą stanowią głębokie rynny subglacjalne. Zlewnia Strugi Napiwodzkiej jest najwyżej położona w tym systemie, jej wody zaś kierowane są podpowierzchniowo do wymienionych zlewni, co stwarza warunki do wytworzenia bifurkacji podziemnej w ponikowym odcinku Strugi. Sugerują to istniejące wciąż dwie suche doliny skierowane odpowiednio do Koniuszanki oraz Orzyca, wykorzystywane epizodycznie w trakcie ekstremalnych wezbrań, oraz rozwijające się w tych kierunkach liniowe systemy form sufozyjnych.

Należy podkreślić, że duży wpływ na warunki odpływu powierzchniowego i podziemnego w obszarach młodoglacjalnych miały i mają działania hydrotechniczne. W zlewni Strugi Napiwodzkiej za pomocą systemu melioracyjnego przyspieszono odpływ powierzchniowy i podziemny oraz skierowano odpływ podziemny w odcinku końcowym ku północy do cieku Koniuszyn.

Literatura

Atlas klimatu Polski (2005): Lorenc H. (red.), Wyd. IMGW, Warszawa.

Drwal J. (1975): *Zagadnienie bezodpływowości na obszarach młodoglacjalnych*, Zeszyty Naukowe Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UG, nr 3, Gdańsk; 7–26.

Drwal J. (1990): *Quasiendoreizm w Europie Środkowej*, Przegląd Geograficzny, t. 62, z. 3–4; 347–357.

Gutry-Korycka M., Werner-Więckowska H. (1996): *Przewodnik do hydrograficznych badań terenowych*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.

Jegier A. (2005): *Obieg wody w Napiwodzkim Węźle Wodnym*, Zakład Hydrologii WGSR UW, mps pracy magisterskiej zrealizowanej pod opieką prof. M. Gutry-Koryckiej.

Kozarski S. (1977): *Ukierunkowane wytopiska na sandrach*, Studia Geologica Polonica, vol. 52; 235–247.

Michalska Z. (1982): *Opinia naukowa na temat „Studium potrzeb i możliwości odprowadzania nadmiaru wód z gruntów leśnych przyległych do rezerwatu Koniuszyn"*, Biuro Studiów i Projektów Lasów Państwowych w Łodzi (materiały niepublikowane).

Morawski W. (2001a): *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000*, *arkusz Muszaki*, Wyd. PIG, Warszawa.

Morawski W. (2001b): *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Nidzica*, Wyd. PIG, Warszawa.

Podstawowe dane o wierceniach: za okres od XIX w. do 2004 r., arkusze Nidzica i Muszaki, teczki 1 i 2, Państwowy Instytut Geologiczny w Warszawie.

Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 50 000 (1994): *arkusz Muszaki*, W. Morawski, Wyd. PIG, Warszawa.

Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 50 000 (1996): *arkusz Nidzica*, W. Morawski, Wyd. PIG, Warszawa.

Werner-Więckowska H. (1952): *Uwagi o prowadzeniu działów wodnych na obszarach bezodpływowych*, Gospodarka Wodna, rok XII, z. 12; 453–454.

Wykaz wykonanych prac melioracyjnych: stan na 2004 r., Wojewódzki Zarząd Melioracji i Urządzeń Wodnych w Olsztynie, oddział w Nidzicy (materiały niepublikowane).

Elżbieta Bajkiewicz-Grabowska
Katedra Limnologii, Uniwersytet Gdański, Gdańsk

Jeziorne ogniwa sieci hydrograficznej obszarów młodoglacjalnych i ich rola w kształtowaniu odpływu rzeki pojeziernej

Lakes as elements of hydrographic network of the late glacial landscape and their role in the runoff generation of the lake-river system

Abstract: In this paper the specificity of the hydrographic network of the late glacial landscape has been explained throughout introducing the notion of the river-lake system. The role of lakes in functioning of such a system has been explained. It was underlined that the water balance should be a base for the evaluation of the role of lake in the discharge estimation of river draining the system.

Słowa kluczowe: system rzeczno-jeziorny, odpływ rzeczny.
Key words: the lake-river system, river runoff.

Wprowadzenie

Na specyfikę sieci hydrograficznej obszarów młodoglacjalnych zwracano już wielokrotnie uwagę (m.in. Drwal 1982, 1985; Bajkiewicz-Grabowska 2002). Młodoglacjalna rzeźba sprawia, że działy wodne ograniczające zlewnie topograficzne poszczególnych obiektów hydrograficznych są tu dość często niepewne, wiele jest bifurkacji, bram wodnych, a przede wszystkim zagłębień bezodpływowych, składających się na duże obszary wyłączone trwale lub okresowo z odpływu powierzchniowego. Dość często zlewnie topograficzne są niezgodne ze zlewniami podziemnymi. Cieki są na ogół krótkie, często okresowe. Jeziora o różnej wielkości i głębokości wypełniają obniżenia moreny dennej albo jedynie głębokie rynny strefy sandru. Swoisty układ cieków i jezior, stanowiących o wielkości odpływu głównego recypienta, skłania do tego, aby taką sieć wodną nazywać systemem rzeczno-jeziornym. System ten tworzą jeziora połączone ciekami w jeden spójny system drenażu. Odcinki rzeczne, łączące jeziora, są krótkie i na ogół apotamiczne, mają bowiem charakter przelewów,

funkcjonując na zasadzie przelewania się nadmiaru wody z jednego zbiornika do drugiego.

System rzeczno-jeziorny odróżnia od innych systemów wodnych:

– istotny udział odcinków jeziornych w biegu rzeki, zwłaszcza w jej biegu górnym i środkowym; np. procentowy udział odcinków jeziornych w biegu Szeszupy wynosi 16%, górnej Jegrzni 29%, Gawlika 30%, Krutyni 47%, górnej Rospudy 51%, Bludzi 63%;

– duży udział cieków okresowych (często do 60%); okresowe uaktywnianie tych cieków wpływa na sezonową zmienność odpływu głównej rzeki systemu,

– znaczny udział w zlewni obszarów bezodpływowych powierzchniowo (nierzadko do 70% i więcej);

– ewolucyjnie nieustabilizowany spadek podłużny głównej rzeki systemu; cieki „dopasowują" się do odziedziczonych dolin; w profilu podłużnym rzeki występują wyraźne załamania spadku. Nie są to zatem typowe rzeki jeziorne (Bajkiewicz-Grabowska, Mikulski 2006).

Systemy rzeczno-jeziorne są dość zróżnicowane. W Polsce północno-wschodniej tworzą je cieki 2.–3. rzędu, przepływające przez małe i płytkie jeziora, drenujące obszary o powierzchni od kilkunastu do kilkudziesięciu km^2 (np. Kamionka, Jorka, Szurpiłówka, Dejgunka), jak też duże systemy 5.–6. rzędu, o zlewni kilku setek km^2, przepływające przez wiele jezior małych i płytkich oraz dużych i głębokich (np. Krutynia, Lega, Jegrznia) (m.in. Bajkiewicz-Grabowska 1996, 2002).

Istotnymi ogniwami systemów rzeczno-jeziornych są naturalne zbiorniki wodne. Ich misy są bazą drenażu nie tylko wód powierzchniowych, ale i wód podziemnych, dzięki czemu jeziora warunkują stałość odpływu rzek je odwadniających i wpływają na wielkość tego odpływu. Z wielu badań prowadzonych na pojezierzach wynika, że zasilanie podziemne jezior, zwłaszcza rynnowych, jest obfite, a drenaż naturalny zachodzi zarówno z płytkich, jak też głębszych poziomów wodonośnych, których może być kilka (Bajkiewicz-Grabowska 1985; Okulanis 1985; Borowiak 2000). Przez sam fakt, że misy jezior są oknami hydrogeologicznymi zbiorniki mogą być też „dostawcą" wody do poziomów wodonośnych.

O tym, jaką rolę odgrywa jezioro w systemie rzeczno-jeziornym w kształtowaniu odpływu rzecznego, decydują typ hydrologiczny jeziora (pasywny, przeciętny, aktywny i bardzo aktywny; Pasławski 1975) i umiejscowienie zbiornika w systemie drenażu (jego miarą jest współczynnik jeziora *C*).[1]

[1] Współczynnik jeziora (*C*) jest to iloraz całkowitej zlewni jeziora i powierzchni jeziora.

Metoda badań

Jeziora w kształtowaniu odpływu rzeki spełniają dwie podstawowe role: wyrównującą i drenującą (m.in. Mikulski 1970; Pasławski 1975; Choiński 1995).

Jako naturalne zbiorniki retencyjne jeziora przepływowe wyrównują odpływ rzeczny przez magazynowanie (retencjonowanie) wody w okresach jej nadmiaru (wezbrań) i oddawanie jej w okresach deficytu wody. Skuteczność zatrzymania fali wezbraniowej przez jezioro zależy od zdolności retencyjnej jego misy w porównaniu z wielkością dopływu lub odpływu. Można ją (zdolność wyrównania odpływu rzecznego n) określić stosunkiem pojemności czynnej retencji jeziora ($V_{jez.}$) do wielkości odpływu rzecznego ($V_{rz.}$) (Mikulski 1998)

$$n = (V_{jez.} / V_{rz.})\ 100\%.$$

Drenującą rolę jeziora można ocenić na podstawie analizy szczegółowego bilansu wodnego jeziora, obejmującego okres wieloletni (Mikulski 1970; Drwal 1982; Okulanis 1985; Lange 1986; Borowiak 1998; Bajkiewicz-Grabowska 2002). Równanie to można przedstawić jako

$$(P_j - E_j) + (\Sigma D_j - H_j) + \Delta Z_{podz.} = \Delta R_j,$$

gdzie: P_j, E_j, H_j, ΔR_j – jak wyżej, ΣD_j – suma dopływu rzecznego i niekontrolowanego z bezpośredniej zlewni jeziora, $\Delta Z_{podz.}$ – wypadkowa zasilania podziemnego jeziora.

Podziemna wymiana wody jest wypadkową zasilania podziemnego jeziora. Jest to różnica między sumą dopływu podziemnego do jeziora a odpływem podziemnym. Określa się ją z różnicy bilansowej jako

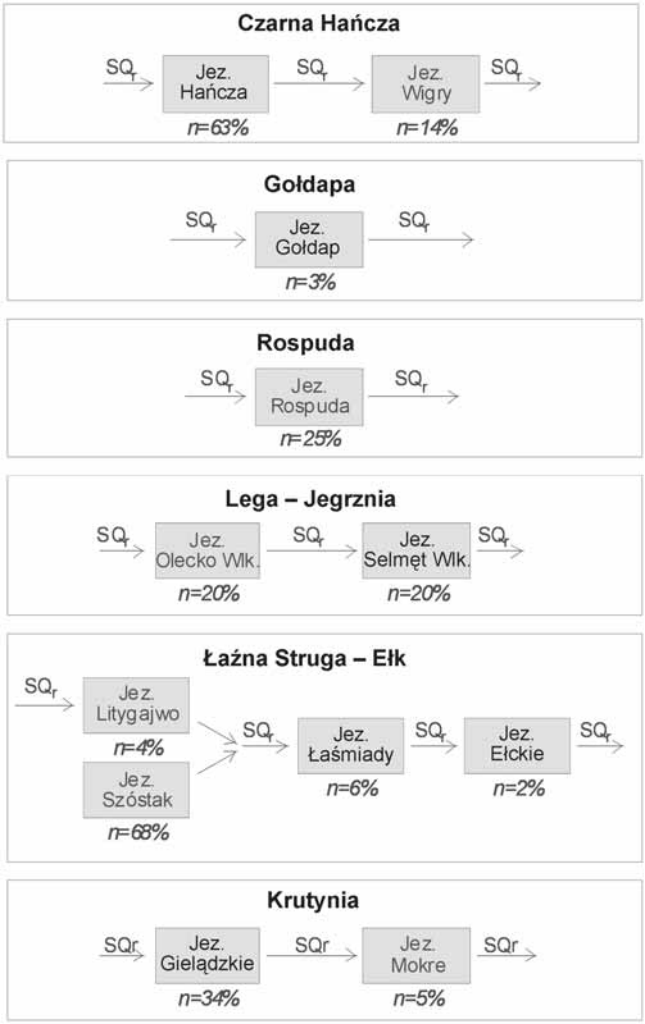
$$\Delta Z_{podz.} = [(P_j - E_j) + (\Sigma D_j - H_j)] + \Delta R_j.$$

Dodatni znak $\Delta Z_{podz.}$ wskazuje na przewagę dopływu podziemnego do jeziora, co oznacza, że jezioro drenuje poziomy wodonośne. Ujemna wartość $\Delta Z_{podz.}$ oznacza, iż w podziemnej fazie obiegu wody dominuje odpływ, a więc wody jeziora zasilają poziomy wodonośne.

Otrzymane wyniki

Rolę jezior w kształtowaniu dopływu głównej rzeki systemu rzeczno-jeziornego można ocenić na podstawie bilansów wodnych 16 jezior Polski północno-wschodniej obejmujących lata 1971–1990 zestawionych przez Bajkiewicz-Grabowską (2002).

Badając 9 jezior przepływowych i 7 jezior odpływowych, Bajkiewicz-Grabowska (2002) wykazała, że stopień wyrównania odpływu rzecznego przez te jeziora waha się od 2% do 68%. Zdolność wyrównawcza jezior odpływowych (tych, które dają początek ciekom) wynosi od 20% (np. jez. Olecko Wielkie) do 68% (np. jez. Szóstak). Jeziora przepływowe wyrównują odpływ rzeczny w mniejszym stopniu; ich zdolność wyrównawcza wynosi od 2% (np. Jez. Ełckie) do 22% (np. jez. Orzysz). Jeśli rzeka przepływa przez kilka jezior, to, zdaniem Bajkiewicz-Grabowskiej (2002), rola wyrównawcza zbiorników maleje wraz z jej biegiem (ryc. 1).



Ryc. 1. Stopień wyrównania odpływu rzecznego przez jeziora (schematy)

Zależność między położeniem jeziora w systemie rzeczno-jeziornym (jego miarą jest współczynnik jeziora *C*) a zdolnością wyrównania odpływu rzecznego (*n*) można opisać jako

$$C = 555{,}87\ n^{-1{,}0274} \quad (R^2 = 0{,}8664;\ p < 0{,}05).$$

Zdaniem Bajkiewicz-Grabowskiej (2002) stopień wyrównania przez jezioro odpływu rzecznego także maleje wraz ze wzrostem intensywności wymiany wody w jeziorze (*IW*)[2] zgodnie z zależnością

$$n = 497{,}54\ (IW)^{-0{,}7659} \quad (R^2 = 0{,}7033;\ p < 0{,}05).$$

Jeziorne ogniwa systemów rzeczno-jeziornych pełnią różne funkcje w podziemnej fazie obiegu wody. Ze względu na tę funkcję można wyodrębnić trzy grupy jezior (Bajkiewicz-Grabowska 2002). Jedną grupę stanowią jeziora, które bez względu na charakter roku hydrologicznego zawsze drenują poziomy wodonośne, z którymi mają kontakt hydrauliczny. Jeziora te zwiększają odpływ rzeczny przez włączenie do niego wody, którą otrzymują z drenażu podziemnego. A zatem składowa odpływu podziemnego w całkowitym odpływie rzeki wypływającej z takiego jeziora jest powiększona o objętość wody, którą zbiornik otrzymuje drogą podziemną. Przykładami takich jezior są: Olecko Wielkie, Rospuda, Gołdap i Wigry. Do grupy tej można zaliczyć także jez. Orzysz, choć w badanym wieloleciu w latach 1981–1982 jezioro to alimentowało wody podziemne (tab. 1).

Tab. 1. Zasilanie podziemne jezior drenujących poziomy wodonośne (1971–1990)

Jezioro	Dopływ podziemny do jeziora obliczony metodą bilansu wodnego					
	średni roczny		maksymalny roczny		minimalny roczny	
	mln m^3	m^3·s^{-1}	mln m^3	m^3·s^{-1}	mln m^3	m^3·s^{-1}
Olecko Wielkie	3,620	0,115	7,993	0,253	1,037	0,033
Rospuda	2,689	0,085	3,309	0,105	2,045	0,065
Gołdap	12,130	0,385	29,735	0,943	6,188	0,196
Wigry	33,224	1,054	63,228	2,005	17,499	0,555
Orzysz	21,208	0,672	64,115	2,033	0,150	0,005

Drugą grupę stanowią jeziora stale (bez względu na charakter roku) zasilające wody podziemne. Przez to, że część wód jeziornych zasila poziomy wodonośne, zbiorniki te zmniejszają odpływ wypływających z nich rzek, nie zwiększając składowej odpływu podziemnego w całkowitym odpływie takiej rzeki. Przykładami są jeziora: Litygajno, Łaśmiady i Ełckie (odwadniane przez rze-

[2] Intensywność wymiany wody (*IW*) jest to iloraz odpływu z jeziora i pojemności zbiornika.

kę Ełk) oraz jez. Selmęt Wielki (odwadniane przez Legę). Jeziora te (tab. 2) wraz z przepływającymi przez nie rzekami leżą w rozległych dolinach odpływu fluwioglacjalnego.

Kolejną grupę stanowią jeziora, których funkcja w podziemnym ogniwie obiegu wody jest zmienna, albo drenująca wody podziemne, albo je alimentująca, zależnie od charakteru roku hydrologicznego. Jeziora te albo zwiększają składową odpływu podziemnego w odpływie rzecznym, albo zmniejszają odpływ rzeczny, kierując część wód do poziomów wodonośnych. Grupę tę reprezentują jeziora: Dejguny, Szóstak, Mokre i Roś, Druglin, Gielądzkie i Hańcza (tab. 3).

Tab. 2. Alimentacja poziomów wodonośnych przez jeziora infiltrujące (1971–1990)

Jezioro	Odpływ podziemny z jeziora obliczony metodą bilansu wodnego					
	średni roczny		maksymalny roczny		minimalny roczny	
	mln m^3	$m^3 \cdot s^{-1}$	mln m^3	$m^3 \cdot s^{-1}$	mln m^3	$m^3 \cdot s^{-1}$
Litygajno	15,418	0,488	49,062	1,556	3,099	0,098
Łaśmiady	16,932	0,537	54,934	1,742	4,672	0,148
Ełckie	7,630	0,242	22,587	0,716	3,228	0,102
Selmęt Wielki	12,646	0,401	65,760	2,085	3,101	0,098

Z przytoczonych przez Bajkiewicz-Grabowską (2002) danych wynika, że objętość wody uczestnicząca w jeziorze w podziemnej wymianie, a także jej kierunek (drenaż, alimentacja) zależą od objętości wody, która w danym roku podlega całkowitej wymianie w jeziorze, czyli od sumy bilansowej. Im więcej bowiem wody w jeziorze w danym roku znajduje się w obiegu, tym większa jest wypadkowa zasilania podziemnego jeziora.

Tab. 3. Składowe podziemnej wymiany wody w jeziorach o zmiennej funkcji naturalnego drenażu podziemnego (1971–1990)

Jezioro	Podziemna wymiana wody w jeziorze obliczona metodą bilansu wodnego					
	dopływ podziemny do jeziora		odpływ podziemny z jeziora		wypadkowa zasilania podziemnego	
	mln m^3	$m^3 \cdot s^{-1}$	mln m^3	$m^3 \cdot s^{-1}$	mln m^3	$m^3 \cdot s^{-1}$
Dejguny	1,302	0,041	1,188	0,038	0,114	0,004
Szóstak	1,146	0,036	1,041	0,033	0,105	0,003
Mokre	2,010	0,064	1,109	0,035	0,901	0,029
Roś	55,252	1,752	0,374	0,012	54,878	1,740
Druglin	0,788	0,025	0,821	0,026	-0,043	0,001
Gielądzkie	1,195	0,038	1,396	0,044	-0,201	0,006
Hańcza	0,754	0,024	0,937	0,300	-0,183	0,006

Jeśli jest to jezioro drenujące poziomy wodonośne, to wraz ze wzrostem sumy bilansowej rośnie dopływ podziemny do jeziora (tab. 4). I albo jest to wzrost limitowany tylko objętością wody podlegającej całkowitej wymianie

w jeziorze (np. jez. Olecko Wielkie), albo wzrost do pewnej granicy, powyżej której dopływ podziemny do jeziora jest stały i nie zależy już od sumy bilansowej (np. jez. Rospuda), albo wzrost dopływu podziemnego do jeziora rozpoczyna się dopiero po przekroczeniu granicznej dla danego zbiornika objętości wody podlegającej rocznej wymianie (np. jez. Gołdap).

W jeziorach alimentujących wody podziemne wzrost sumy bilansowej powoduje wzrost odpływu podziemnego z jeziora, a zatem zwiększoną alimentację wód podziemnych (tab. 4). Gdy w obiegu w jeziorze znajdzie się zbyt mała objętość wody (np. w jez. Litygajno poniżej 69 mln m^3, w jez. Łaśmiady poniżej 163 mln m^3), to zmienia się funkcja zbiornika z infiltrującej w drenującą, i wówczas, im mniejsza suma bilansowa, tym większy dopływ podziemny do jeziora.

W grupie jezior o zmiennej funkcji naturalnego drenażu podziemnego, gdy maleje objętość wody podlegająca rocznej wymianie w jeziorze, to rośnie rola drenująca takiego zbiornika (zwiększa się dopływ podziemny do jeziora), gdy zaś suma bilansowa rośnie, wzrasta rola infiltrująca jeziora (zwiększa się odpływ podziemny) (tab. 4).

Tab. 4. Zależność wypadkowej zasilania podziemnego jeziora (ΔZ_{pdz}) od objętości wody podlegającej rocznej wymianie w jeziorze (SB)

Jezioro			Funkcja regresji ($y = \Delta Z_{pdz.}$; x = SB)	Współczynnik determinacji (R^2; $p < 0,05$)
Drenujące		Olecko Wielkie	$y = -0,0011x^2 + 0,2989x - 1,1630$	0,9825
		Rospuda	$y = -0,0564x^2 + 1,2289x - 3,7684$	0,3959
		Gołdap	$y = 0,0073x^2 – 0,8744x + 35,011$	0,5604
		Wigry	zbyt słaba, aby ją opisać	
		Orzysz	$y = -0,0106x^2 + 0,8007x + 24,877$	0,5717
Infiltrujące		Litygajno	$y = -0,0017x^2 – 0,0715x + 7,2013$	0,6498
		Łaśmiady	$y = 0,0008x^2 – 0,5055x + 54,156$	0,4267
		Ełckie	zbyt słaba, aby ją opisać	
		Selmęt Wielki	zbyt słaba, aby ją opisać	
Drenująco-infiltrujące	$\Delta Z_{pdz.} > 0$	Dejguny	$y = -0,0232x^2 + 0,7455x - 5,0717$	0,6919
		Szóstak	zbyt słaba, aby ją opisać	
		Mokre	$y = -0,0017x^2 + 0,3741x - 16,784$	0,3363
		Roś	$y = -0,0008x^2 + 0,5694x + 60,54$	0,7661
	$\Delta Z_{pdz.} < 0$	Druglin	zbyt słaba, aby ją opisać	
		Gielądzkie	zbyt słaba, aby ją opisać	
		Hańcza	$y = -0,0274x^2 + 0,5665x - 2,9108$	0,2407

O wpływie jeziora na odpływ rzeczny decyduje też jego ustrój hydrologiczny, którego miarą jest tempo wymiany wody (*IW*). Parametr ten jest statystycznie istotnie skorelowany ze współczynnikiem jeziora (*C*):

$$IW = 0,0764\ C - 1,2434 \quad (R^2 = 0,8683;\ p < 0,05).$$

Powyższa formuła (ustalona na podstawie 110 jezior; Bajkiewicz-Grabowska 2002) wskazuje, że teoretycznie jeziora mazurskie i suwalskie stają się odpływowe, gdy wartości współczynnika jeziora (*C*) są wyższe od 16,3 (w jeziorach pomorskich – powyżej 6,8; Lange 1986).

Literatura

Bajkiewicz-Grabowska E. (1985): *Factors affecting nutrients budget in lakes of the r. Jorka watershed (Masurian Lakeland, Poland). II. Hydrological budget of lakes in 1978 and 1979*, Ekol. Pol., 33, 2.

Bajkiewicz-Grabowska E. (1996)*: Zmiany wielkości przepływu w węzłach hydrograficznych systemu rzeczno-jeziornego Krutyni (Pojezierze Mazurskie)*, [w:] A. Hillbricht-Ilkowska, R. J. Wiśniewski (red.), *Funkcjonowanie systemów rzeczno-jeziornych w krajobrazie pojeziernym: rzeka Krutynia (Pojezierze Mazurskie),* Zesz. Nauk. PAN Kom. Człow. Środ. 13, Oficyna Wydawnicza Instytutu Ekologii PAN, Warszawa.

Bajkiewicz-Grabowska E. (2002): *Obieg materii w systemach rzeczno-jeziornych. Wydział Geografii i Studiów Regionalnych*, Warszawa.

Bajkiewicz-Grabowska E., Mikulski Z. (2006): *Hydrologia ogólna*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.

Borowiak D. (1998): *Zastosowanie współczynnika przyrostu odpływu w badaniach limnologicznych*, [w:] P. Lange, D. Borowiak (red.), *Zagrożenia degradacyjne a ochrona jezior*, Bad. Limnol. 1, Gdańsk; 61–72.

Borowiak D. (2000): *Reżimy wodne i funkcje hydrologiczne jezior Niżu Polskiego,* Badania Limnol., 2, Gdańsk.

Choiński A. (1995): *Zarys limnologii fizycznej Polski*, Wyd. Nauk. UAM, Poznań.

Drwal J. (1982): *Wykształcenie i organizacja sieci hydrograficznej jako podstawa oceny struktury odpływu na terenach młodoglacjalnych*, Zesz. Nauk. UG Rozpór. Monogr. 33, Gdańsk.

Drwal J. (1985): *Jeziora w egzoreicznych systemach pojezierzy młodoglacjalnych*, Zesz. Nauk. Wydz. BGiO UG, Geografia 14; 7–15.

Lange P. (1986): *Fizyczno-limnologiczne uwarunkowania tolerancji systemów jeziornych Pomorza*, Zesz. Nauk. UG Rozpr. Monogr. 79, Gdańsk.

Mikulski Z. (1970): *Kształtowanie się bilansu wodnego jezior w Polsce*, Przegl. Geogr. 42, 3; 433–447.

Mikulski Z. (1998): *Gospodarka wodna*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.

Okulanis Z. (1985): *Rola jezior w kształtowaniu stosunków hydrologicznych w wybranych zlewniach Pojezierza Kaszubskiego*, Zesz. Nauk. Wydz. BGiO UG, Geografia 14; 31–44.

Pasławski Z. (1975): *Typologia hydrologiczna jezior Pojezierza Wielkopolskiego*, Przegl. Geofiz. 20; 271–280.

Krystyna Bałaga
Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin,

Transformacja ekosystemów jeziorno-torfowiskowych Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego w świetle badań palinologicznych

Transformation of lake-mire ecosystems in the Łęczna-Włodawa Lakeland in the light of palynological studies

Abstract: In this paper the course of sedentation and sedimentation in the selected lake-mire ecosystems of the Łęczna Włodawa Lakeland during the Late Glacial and Holocene is presented in comparison with the development of vegetation cover. These processes were the most dynamic in the Late Glacial. Sedimentation was common in the Younger Dryas and Older Holocene. In the Middle Holocene the evolution of lakes was considerably influenced by the forest succession of climatic optimum. Progressive reduction of water areas occurred. Sedentation lasted in the Younger Holocene, and the registered changes of climate humidity and vegetation cover did not considerably affect the direction of transformation of lake-mire ecosystems, which was initiated in the Middle Holocene.

Słowa kluczowe: analiza pyłkowa, ewolucja jezior, Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie.
Key words: pollen analysis, lake evolution, the Łęczna-Włodawa Lakeland.

Wprowadzenie

Osady jezior i torfowisk, jako specyficzne archiwa, stanowią cenny materiał do badań historii przemian środowiska przyrodniczego. Jeziora i torfowiska, zbiorniki akumulacji biogenicznej, zróżnicowane pod względem wielu parametrów, łączy wspólny czynnik hydrologiczny. To stosunki wodne decydują o przebiegu procesów akumulacyjnych, determinują właściwości osadów i pociągają za sobą liczne zmiany w funkcjonowaniu ekosystemów jeziorno-torfowiskowych. Ekosystemy te należą do bardzo dynamicznych układów wykazujących dużą zmienność zarówno w czasie, jak i przestrzeni.

Jedną z metod badania przemian ekosystemów jeziorno-torfowiskowych jest analiza pyłkowa, pozwalająca określić zmiany szaty roślinnej, uwarun-

kowane klimatem jako zasadniczym czynnikiem wpływającym na warunki hydrologiczne i ewolucję środowiska przyrodniczego. W niniejszej pracy przedstawiono transformację zróżnicowanych środowisk wodno-torfowiskowych Polesia na tle historii szaty roślinnej. Wyróżnione w diagramach poziomy pyłkowe posłużyły jako tło do przedstawienia zmienności przebiegu sedentacji i sedymentacji w późnym glacjale i holocenie.

Klasyfikacja środowisk wodno-torfowiskowych

Siedliska hydrogeniczne na Polesiu Lubelskim zajmują około 42,5% obszaru, z czego 25% przypada na torfowiska. Zinwentaryzowanych zostało 67 jezior oraz 410 złóż torfu o powierzchni powyżej 1ha, z czego 28% to torfowiska zalegające na osadach jeziornych (Borowiec 1980; Wilgat 1954; Wilgat i in. 1991). Wśród jezior przeważają zbiorniki płytkie i eutroficzne do 5 m głębokości. Najpospolitszym typem torfowisk na terenie Pojezierza są torfowiska niskie. Wykazują typologiczne zróżnicowanie na niskie i niskie węglanowe. Torfowiska przejściowe (1,7% powierzchni) szczególnie często występują w pobliżu jezior dystroficznych, należą do nich także pływające „kożuchy" roślinności darniowej i mszysto-turzycowej określane często jako „spleja". Torfowiska wysokie (1,07% powierzchni) zajmują nieckowate bezodpływowe obniżenia, często w bliskim sąsiedztwie jezior dystroficznych. Zasilane tylko wodami opadowymi mają stosunkowo nieznacznie wypiętrzone kopuły i słabo zaznaczoną strukturę kępowo-dolinkową.

Analizy dokonano na podstawie stanowisk rozmieszczonych w transekcie wschód–zachód i obejmujących różnicowane środowiska. Są to kompleksy jeziorno-torfowiskowe: Moszne (jez. dystroficzne), Łukcze i Karaśne (jeziora eutroficzne) oraz Perespilno (jez. mezotroficzne), Durne Bagno (torfowisko wysokie) i Krowie Bagno (torfowisko niskie).

Późnoglacjalna i holoceńska transformacja ekosystemów wodno-torfowiskowych

Dane palinologiczne dowodzą, że początek historii jezior Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego należy wiązać ze schyłkiem plejstocenu. Najstarszą datę określającą początek akumulacji jeziornej uzyskano w profilu Krowie Bagno–Lubowieżek (12 950±70 lat BP). Przypuszczalnie specyficzny charakter późnego glacjału (ocieplenia i ochłodzenia) miał istotny wpływ na powstanie mis jeziornych, niezależnie od tego, czy formowały je procesy krasowe, termokrasowe czy tektoniczne i związane z tym działanie wód naporowych (Wilgat 1954; Maruszczak 1966; Wojtanowicz 1994; Bałaga i in. 1996; Dobro-

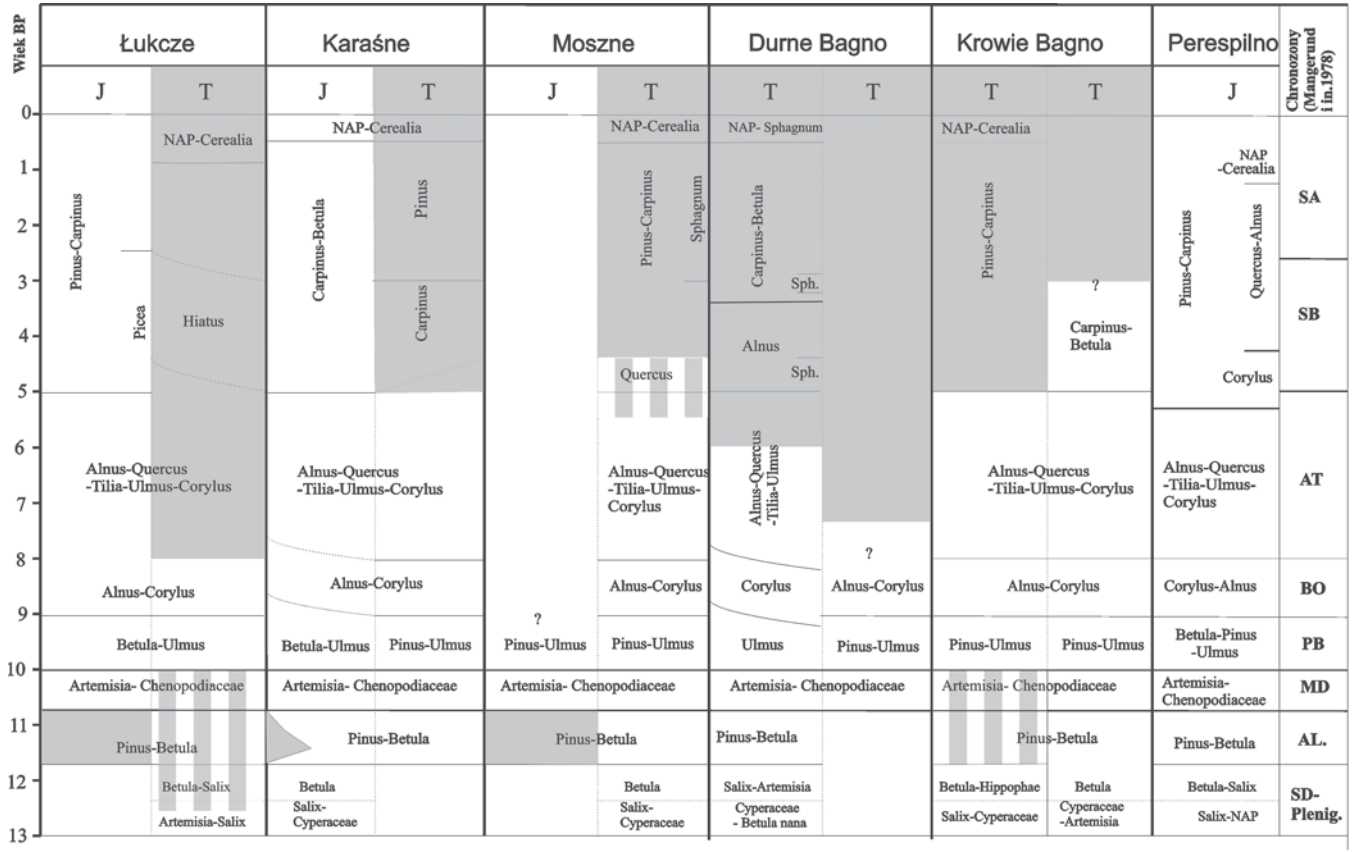
wolski 1988, 2006). W powstałych wtedy jeziorach akumulowane były osady mineralno-organiczne. Największa stwierdzona dotychczas miąższość osadów wypełniających zbiorniki wynosi około 16 m (Moszne, Perespilno). Zmiany w litologii osadów, naprzemienne występowanie serii limnicznych i torfowych, świadczy o zmiennych warunkach środowiskowych wpływających na procesy sedymentacyjne w okresie późnego glacjału i holocenu.

Chronozony schyłku pleniglacjału i starszgo dryasu (od ok. 13000-11700 BP). W poziomach pyłkowych korelowanych ze schyłkiem pleniglacjał/najstarszy dryas lub starszym dryasem (ryc. 1, Bałaga i in. 1983; Ralska-Jasiewiczowa i in. 1999; Bałaga 1991, 2004) niski udział pyłku brzozy i sosny oraz bezwzględna dominacja NAP wskazują na etap poprzedzający wkroczenie lasu. Krajobraz Pojezierza był wtedy mozaiką różnego typu zbiorowisk otwartych z licznymi heliofitami. Wokół powstających zbiorników wodnych, na siedliskach wilgotnych formowały się zbiorowiska tundry krzewiastej z brzozą karłowatą i wierzbami. Na siedliskach suchych dużą rolę odgrywały zbiorowiska stepopodobne z udziałem Poaceae, *Artemisia* i Chenopodiaceae oraz *Juniperus communis* i *Hippophaë rhamnoides*. Zazwyczaj akumulowane były w tym czasie osady mineralne z małą zawartością substancji organicznej.

W poziomach *Betula–Hippophaë*, *Betula* i *Betula–Salix* (ryc. 1) łączonych z meiendorfem (Ralska-Jasiewiczowa i in. 1999; Bałaga 2004) lub böllingiem (Bałaga i in. 1983; Bałaga 1991) wyraźny wzrost udziału pyłku *Betula* wskazuje na rozwój otwartych luźnych lasów brzozowych. Wysokie nadal wartości NAP oraz obecność elementów stepu i tundry wskazują na utrzymywanie się zbiorowisk tundrowych i stepopodobnych. W tym czasie w zbiornikach akumulowane były gytie glonowe lub glonowo-wapienne. Bardziej zwarta szata roślina i ciepły klimat wpłynęły na zmianę charakteru sedymentacji i większy udział składnika organicznego w deponowanych osadach. Z tą chronozoną wiąże się dalsze formowanie mis zbiorników wodnych w wyniku degradacji zmarzliny. Różna miąższość osadów fazy brzozowej w poszczególnych stanowiskach może wskazywać na mało stabilne warunki ich akumulacji. Najpełniejszy jej zapis stwierdzono w osadach z torfowiska Krowie Bagno, torfowiska przyległego do jeziora Łukcze i jeziora Perespilno (Bałaga i in. 1983; Bałaga 1991, 2004).

Chronozona allerödu (11 700–10 800 BP). Kolejne poziomy *Pinus–Betula* są korelowane z chronozoną allerödu (ryc. 1). Spadek wartości *Artemisia* i Poaceae dowodzi, że kurczyły się tereny zajmowane przez zbiorowiska trawiasto-bylicowe. Rozwijały się lasy brzozowo-sosnowe, a wzrastający udział pyłku *Pinus* wskazuje na rosnącą rolę tego gatunku w formowaniu lasów. Mimo szybkiego rozwoju zbiorowisk leśnych utrzymywały się jeszcze płaty zbiorowisk tundrowych z *Betula nana* i wierzbami krzewiastymi.

Akumulacja biogeniczna miała w tym czasie zróżnicowany charakter i jest zapisana zarówno osadami limnicznymi, jak i torfowymi. W kompleksie Mosz-



Ryc. 1. Zapis procesu sedentacji i sedymentacji w wybranych ekosystemach jeziorno-torfowiskowych Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego na tle lokalnych poziomów pyłkowych (Bałaga i in. 1983, 1992, 2005; Bałaga 1991, 2003, 2004 – zmodyfikowane); J – gytia, T – torf, linie skośne – przypuszczalne hiatusy, ? – górna granica poziomu nieokreślona

ne osady limniczne tej fazy znajdują się pod współczesnymi torfowiskami rozwiniętymi w zachodniej części dawnej rozległej misy jeziora. Torfy zaś określane na ten wiek stwierdzane są w spągu osadów dennych współczesnego jeziora. Nie są one jednak usytuowane w najgłębszych partiach zbiornika, ale raczej na skłonach jego misy (Bałaga i in. 2005). Podobnie torfy spągowe określone na alleröd występują w brzeżnej części współczesnego zbiornika Karaśne, w centralnej jego części sedymentowana była gytia glonowo-węglanowa. (Bałaga 2003). Torfy, złożone z mchów brunatnych, często występują też pod osadami limnicznymi, podścielającymi współczesne torfowisko Krowie Bagno. Nawiercane są one także w centralnej części współczesnego jeziora Łukcze. W Durnym Bagnie i w jeziorze Perespilno nie stwierdzono występowania torfów w spągu osadów dennych (Bałaga 2004; Bałaga i in. 2006). Obecność zróżnicowanych litogenicznie typów osadów świadczy, że wśród luźnych lasów sosnowo-brzozowych, często w bezpośrednim otoczeniu zbiorników wodnych powszechnie rozwijały się torfowiska mszyste, złożone z mchów brunatnych. Degradacja zmarzliny i związane z tym procesy uaktywniania wód wgłębnych przyczyniły się do tego, że na tych obszarach mszystych rozwijały się misy współczesnych jezior.

Chronozona młodszego dryasu (10 800–10 000 BP). Poziom *Artemisia*-Chenopodiaceae, korelowany z chronozoną młodszego dryasu, bardzo dobrze wyróżnia się we wszystkich badanych profilach (ryc. 1). Ochłodzenie młodszego dryasu zaznaczyło się rozprzestrzenianiem otwartych zbiorowisk z licznymi heliofitami. Krajobraz przybrał charakter parkowy. Siedliska suche zostały opanowane ponownie przez stepopodobne zbiorowiska trawiasto-bylicowe z udziałem komosowatych (Chenopodiaceae), *Gypsophila fastigiata*, *Helianthemum, Pleurospermum austriacum, Thalictrum* oraz *Juniperus communis* i *Hippophaë rhamnoides*. Siedliska wilgotne w sąsiedztwie jezior nadal porastała tundra krzewiasta z brzozą karłowatą i różnymi gatunkami wierzb. Osadem akumulowanym w młodszym dryasie jest najczęściej gytia glonowa. Występuje ona nie tylko w najgłębszych partiach zbiorników, ale również w płytszych, gdzie osady gytii często rozpoczynają cykl sedymentacji organicznej. Jedynie w Krowim Bagnie i torfowisku przyległym do jeziora Łukcze stwierdzono występowanie torfów turzycowo-mszystych z dużym udziałem *limus detritosus* (Bałaga i in. 1983; Bałaga 1991). Zmiana charakteru sedymentacji węglanowej na bezwęglanową na przejściu AL/MD w jeziorze Karaśne, zbiorniku prawie bezpośrednio wypreparowanym w utworach kredowych, wskazuje na dość nagłe zmiany wpływające na charakter sedymentacji. Podobne nagłe zmiany warunków akumulacji potwierdza obecność nierozłożonych mchów brunatnych w spągu osadów jeziornych Krowiego Bagna. Prawdopodobnie zostały one zatopione i szybko przykryte osadami limnicznymi.

W opisywanym regionie zmiany hydrologiczne w młodszym dryasie, zapisane zwiększeniem powierzchni jezior względnie ich pogłębieniem, należy

wiązać nie ze wzrostem poziomu wód gruntowych, ale raczej subsydencją podłoża w wyniku degradacji zmarzliny zapoczątkowanej w poprzednich ciepłych chronozonach. Za taką interpretacją przemawia suchy i chłodny klimat młodszego dryasu w tej części kraju, co jest podkreślone m.in. wysokim udziałem pyłku *Artemisia*.

Holocen

Chronozona preborealna (10 000–9000 BP). Ocieplenie u progu holocenu spowodowało szybki rozwój lasów początkowo brzozowych, następnie z dominacją sosny (ryc. 1). Już z początkiem holocenu w zbiorowiskach leśnych pojawił się wiąz, a pod koniec chronozony preborealnej także leszczyna. Lasy nie były zwarte, utrzymywały się jeszcze płaty zbiorowisk zielnych. W badanych stanowiskach stwierdzona jest kontynuacja sedymentacji względnie zmiana sedentacji na sedymentację, i odwrotnie. Sedentacja miała miejsce w torfowiskach przyjeziornych (Łukcze). W stanowisku Krowie Bagno z początkiem holocenu obserwujemy wejście fazy limnicznej na torfy allerödu i młodszego dryasu. Faza ta jest zapisana maksymalnym rozwojem zooplanktonu zarówno strefy litoralnej, jak i pelagialnej zbiornika. Podobny skład fauny *Cladocera* stwierdzono w ówczesnym jeziorze Durne Bagno, co może wskazywać na relatywnie wyższy poziom wody w środkowej części Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego. Na ogół w chronozonie preborealnej poziom wody w jeziorach Polesia był raczej niski (Bałaga 2003). Do zmniejszania bądź zahamowania przyrostu przyjeziornych torfowisk przyczyniały się zapewne ostateczna degradacja zmarzliny, wzrost temperatury, niskie opady oraz parowanie (Dobrowolski 2006). O głębokości zbiorników decydowały jednak warunki lokalne, to one wpłynęły na dalszy rozwój ekosystemów jezioro-torfowiskowych.

Chronozona borealna (9000–8000 BP). W wyniku migracji szeregu gatunków drzew na omawianym pojezierzu następowała sukcesywna przebudowa lasów. W starszej części tej chronozony dynamicznie rozwijała się leszczyna, a postępujący wzrost udziału gatunków liściastych (*Alnus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Fraxinus*, *Tilia*) przyczyniał się do zróżnicowania zbiorowisk leśnych (ryc. 1). Ekspansja zbiorowisk olszynowych, zwłaszcza w drugiej połowie chronozony, może świadczyć o obecności znacznego areału siedlisk wilgotnych i podtopionych, korzystnych dla olszy. Wyższy poziom wód gruntowych umożliwiał zapewne ponowną akumulację torfów w niektórych płytkich zagłębieniach terenu, np. w otoczeniu jeziora Perespilno (Bałaga 2003). W zbiornikach środkowej części pojezierza była w tym czasie sedymentowana nadal gytia glonowo-węglanowa (Krowie Bagno, Moszne) względnie zachodziła zmiana sedymentacji gytii bezwęglanowej na węglanową (jez. Karaśne). Dla wę-

glanowej sedymentacji w tym regionie wydają się być korzystniejsze płytsze zbiorniki. Poświadczają to wyniki analizy Cladocera osadów jeziora Perespilno (Bałaga i in. 2002). Starszy holocen odpowiada archeologicznie mezolitowi, w którym wpływ człowieka na szatę roślinną i środowisko był niewielki. Wydaje się więc, że coraz większa ekspansja ciepłolubnych drzew liściastych wpływała na charakter ekosystemów jeziorno-torfowiskowych, stabilizując relacje pomiędzy sedentacją a sedymentacją.

Środkowy holocen

Chronozona atlantycka (8000–5000 BP). W ciepłym i wilgotnym klimacie chronozony atlantyckiej na terenie Pojezierza uformowały się klimaksowe zbiorowiska leśne (ryc. 1). Były to bogate gatunkowo mieszane lasy liściaste, w drzewostanach dominowały olsza, dąb, wiąz, lipa, jesion oraz leszczyna. Drzewostany sosnowe pozostawały na najuboższych siedliskach niekorzystnych dla bardziej wymagających gatunków drzew. Jednak duży areał utworów piaszczystych na obszarze pojezierza powodował, że sosna była nadal pospolitym składnikiem lasów optimum klimatycznego (np. okolice jez. Perespilno). Mezolityczne wówczas jeszcze formy gospodarki, często zaznaczone wzrastającym udziałem zarodników paproci, krzewinek *Calluna vulgaris* czy gatunków nitrofilnych, nie powodowały większych zmian w szacie roślinnej. Mieszane lasy liściaste optimum klimatycznego zwiększoną ewapotranspiracją nadal kształtowały obieg wody. W badanych ekosystemach torfowiskowo-jeziornych obserwujemy dość istotne przeciwstawne tendencje: z jednej strony następuje wzrost poziomu wody lub pogłębienie zbiorników (np. jez. Perespilno), z drugiej – zaznacza się ich wypłycanie, stwierdzone zwłaszcza w środkowej części badanego pojezierza. Wzrost poziomu wody w jeziorze Perespilno potwierdzają wyniki analizy Cladocera (dominacja planktonowych gatunków wioślarek w osadach) oraz niski udział makrofitów strefy litoralnej i glonów z rodzaju *Pediastrum* (Bałaga i in. 2002). Na pogłębienie zbiornika wskazuje zmiana sedymentacji gytii węglanowej na bezwęglanową. Tak bogatej w gatunki z rodziny Bosminidae fauny Cladocera nie stwierdzono w badanych zbiornikach środkowej części pojezierza. W jeziorach, w których w tym czasie przeważała akumulacja gytii glonowo-węglanowych, obserwujemy stopniowe obniżanie poziomu wody. Wyniki analizy Cladocera osadów jez. Karaśnego i Krowiego Bagna poświadczają, że były to zbiorniki płytkie i eutroficzne (Szeroczyńska 2003). Wyraźna tendencja obniżania poziomu wody zaznacza się także w stanowisku Durne Bagno. Na osadach jeziornych w płytszych partiach zbiornika już na ok. 7400 lat BP rozwijały się torfy turzycowo-trzcinowe. Najgłębsze partie zbiornika zarastały sukcesywnie przez kolejne około 1400 lat (Bałaga i in. 2006). W profilu z torfowiska

Moszne obniżenie poziomu wody jest zarejestrowane przejściem gytii glonowej w gytię grubodetrytusową (Bałaga i in. 1992).

Młodszy holocen

Chronozona subborealna (5000–2500 BP). W okresie subborealnym, po fazie stabilizacji i równowagi ekologicznej optimum klimatycznego, nastał na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim czas głębokich przemian szaty roślinnej, zainicjowany podobnie jak w większości diagramów Europy Zachodniej i Środkowej spadkiem wiązu w lasach. Następowała przebudowa składu gatunkowego zbiorowisk leśnych, traciły na znaczeniu gatunki bardziej wymagające pod względem klimatycznym i edaficznym (wiąz, lipa, jesion, leszczyna). Ich miejsce stopniowo zajmowały gatunki bardziej konkurencyjne w warunkach pogarszającego się klimatu (sosna, olsza, dąb) i nowo przybyłe (grab, buk, jodła) na teren pojezierza (ryc. 1). Szczególną rolę odgrywała tu migracja grabu. Rozpoczęła się ona w okresie atlantyckim, była jednak bardzo powolna, dopiero trzebieże lasów na siedliskach żyźniejszych przyśpieszyły ekspansję tego gatunku.

Wahania w krzywych drzew oraz obecność wskaźników antropogenicznych należy wiązać z kolejnymi etapami osadniczymi kultur neolitu, a następnie brązu. Rozwój osadnictwa na terenie pojezierza był znacznie mniej zaawansowany niż na żyznych obszarach Polski. Grupy ludzkie wykazywały się tu większą mobilnością i korzystały z zasobów zróżnicowanego środowiska. Udział wskaźników antropogenicznych, aczkolwiek niewysoki, jest w tym czasie bardziej zróżnicowany w stosunku do mezolitu i wskazuje na stosowanie upraw oraz gospodarki hodowlanej.

Zapoczątkowane w chronozonie atlantyckiej wypłycanie jezior trwało nadal, zbiorniki wodne zmniejszyły się znacznie. Powierzchnia wodna jeziora Karaśnego ok. 3880±60 lat BP zajmowała już tylko obszar współczesnego zbiornika i otaczającej go spleji, czyli była 3-krotnie mniejsza (Bałaga 2003). Wypłycanie jeziora i rozwój torfowiska Krowie Bagno datowany jest na około 5100 lat BP. Powierzchnia tego rozległego jeziora sukcesywnie zmniejszała się, pozostawały tylko ograniczone powierzchnie wodne, jak np. niewielkie współczesne zbiorniki Lubowież i Lubowieżek. Rozwijały się torfowiska trzcinowo-turzycowo-mszyste, przynależne do grupy torfowisk niskich. Na torfowisku przyjeziornym Moszne obserwowane jest dalsze wypłycanie i postępujące zarastanie jeziora. Rozwój torfowiska rozpoczyna się od 4300 lat BP, w tempie ok. 0,85 mm/rok następuje zarastanie jeziora w postaci spleji nasuwającej się na toń wodną. Wahania wilgotności i temperatury, potwierdzane np. w torfowiskach źródliskowych sąsiednich Pagórów Chełmskich występowaniem martwic (Dobrowolski 2006) czy wiązane z większym areałem zbio-

rowisk siedlisk wilgotnych (Bałaga 2003), nie wpłynęły na ponowne zwiększenia lustra wody w badanych ekosystemach.

Chronozona subatlantycka (2500–0 BP). Ewolucja szaty roślinnej Polesia była kontynuacją przemian zapoczątkowanych w okresie poprzednim (ryc. 1). Do momentu intensywniejszych odlesień w czasach historycznych specyfikę zbiorowisk leśnych Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego kształtowały stosunki glebowe i hydrologiczne determinowane coraz mniejszą stabilnością klimatu. Głównymi składnikami lasów pozostawały: dąb, olsza, grab oraz sosna. Intensyfikacja działalności gospodarczej zaznacza się już w okresie lateńsko-rzymskim, a zwłaszcza rzymskim. Udział wskaźników antropogenicznych oraz stosunek AP/NAP nie zmieniają się zasadniczo w stosunku do epoki brązu, jednak wahania w krzywych drzew wskazują na zmiany w kompozycji lasów. Wyraźna reakcja szaty roślinnej na zdynamizowanie procesów osadniczych następuje dopiero od wczesnego średniowiecza. W chronozonie subatlantyckiej następuje dalsze sukcesywne zarastanie jezior. W niektórych stanowiskach (Durne Bagno i Moszne), w miejscach o ograniczonym dostępie żyznych wód przepływowych, rozwijają się torfowiska ombrofilne, których głównym składnikiem są mchy torfowce. Większy udział w krajobrazie pojezierza uzyskały jednak torfowiska niskie i przejściowe, osiągając największy areał w jego środkowej części. Status troficzny jezior różnicuje się w zależności od wielu czynników, m.in. sytuacji geologicznej, morfometrii misy. Jezioro Karaśne od ok. 560 lat BP odznacza się zwiększoną eutrofią i niskim poziomem wody. Bardziej stabilny status troficzno-głębokościowy utrzymują jeziora położone na obrzeżach pojezierza we wschodniej bądź zachodniej jego części (Łukcze, Perespilno) (Bałaga 1991, 2004; Bałaga i in. 2002).

Podsumowanie

Warunki lokalne oraz wahania klimatu i związane z nimi procesy degradacji zmarzliny miały istotny wpływ na formowanie się późnoglacjalnych jezior i torfowisk Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego. W młodszym dryasie i starszym holocenie powszechny był proces sedymentacji. W środkowym holocenie kierunek ewolucji jezior był w istotny sposób zdeterminowany rozwojem mieszanych lasów optimum klimatycznego, rozpoczęła się sukcesywna redukcja powierzchni wodnych. W młodszym holocenie kontynuowany był proces sedentacji, a stwierdzane zmiany wilgotności klimatu i dalsza sukcesja zbiorowisk leśnych nie wpłynęły zasadniczo na kierunek przeobrażeń ekosystemów wodno-torfowiskowych zapoczątkowany w środkowym holocenie.

Literatura

Bałaga K. (1991): *The development of Lake Łukcze and changes in plant cover of the south-western part of the Łęczna–Włodawa Lake District in the last 13 000 years*, Acta Palaeobot. 30 (1, 2), 1990; 77–146.

Bałaga K. (2003): *Hydrological changes in the Lublin Polesie during the Late Glacial and Holocene as reflected in the sequences of lacustrine and mire sediments*, Stud. Quater., 19; 37–53.

Bałaga K. (2004): *Changes of vegetation in Lake Perespilno environs (Lublin Polesie) in the Late Glacial and Holocene*, Acta Palaeobot., 44(2); 147–166.

Bałaga K., Dobrowolski R., Rodzik J. (2005): *Przemiany paleośrodowiskowe jeziorno-torfowiskowego Moszne*, [w:] *Rekonstrukcja paleośrodowisk jezioro-torfowiskowych*, II Polska Konferencja Paleobotaniki Czwartorzędu, 10–13 maja 2005, Okuninka; 77–81.

Bałaga K., Buraczyński J., Wojtanowicz J. (1983): *Budowa geologiczna i rozwój torfowiska Krowie Bagno (Polesie Lubelskie)*, Annales UMCS, B, 35/36; 37–62.

Bałaga K., Dobrowolski R., Harasimiuk M., Rodzik J. (1996): *Problem genezy i ewolucji jezior łęczyńsko-włodawskich*, [w:] *Funkcjonowanie ekosystemów wodno-błotnych w obszarach chronionych Polesia*, S. Radwan (red.), UMCS, Lublin; 9–15.

Bałaga K., Pidek A., Rodzik J. (1992): *Preliminary studies on vegetational changes since Late Glacial times at the peat bog near Moszne Lake (Lublin Polesie, E Poland)*, Veröff. Geobot. Inst. ETH, Stiftung Rübel, Zürich, 107; 319–330.

Bałaga K., Szeroczyńska K., Taras H., Magierski J. (2002): *Natural and anthropogenic conditioning of the development of Lake Perespilno (Lublin Polesie) in the Holocene*, Limnological Review, 2; 5–27.

Borowiec J. (1990): *Torfowiska regionu lubelskiego*, PWN, Warszawa.

Dobrowolski R. (1988): *Strukturalne uwarunkowania rozwoju współczesnej rzeźby krasowej na międzyrzeczu środkowego Wieprza i Bugu*, Wyd. UMCS, Lublin.

Dobrowolski R. (2006): *Glacjalna i peryglacjalna transformacja rzeźby krasowej północnego przedpola wyżyn lubelsko-wołyńskich (Polska SE, Ukraina NW)*, Wyd. UMCS, Lublin.

Mangerund J., Andersen S. T., Berglund B. E., Donner J. J. (1974): *Quaternary stratigraphy of Norden, a – proposal for terminology and classification*, Boreas, 3(3); 109–128.

Maruszczak H. (1966): *Zagadnienie genezy i wieku jezior łęczyńsko-włodawskich*, Biuletyn LTN, D, 5/6; 31–37.

Ralska-Jasiewiczowa M., Goslar T., Bałaga K. (1999): *Biostratigraphy of the Lateglacial in the lowland of Poland based on the calendar time scale*, Terra Nostra, 99/10; 66–71.

Szeroczyńska K. (2003): *Cladoceran succession in lakes and peat bogs of Łęczna-Włodawa Lake District*, Limnolog. Rev., 3; 235–242.

Wilgat T. (1954): *Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie Włodawa*, Annales UMCS, B, 8; 37–122.

Wilgat T., Michalczyk Z., Turczyński M., Wojciechowski K. H. (1991): *Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie*, Studia Ośrodka Dokumentacji Fizjograficznej, t. 19; 23–140.

Wojtanowicz J. (1994): *O termokrasowej genezie jezior łęczyńsko-włodawskich*, Annales UMCS, B, 49; 1–18.

Stefan Bartoszewski
Zakład Hydrografii, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Reżim hydrologiczny czynnej warstwy zmarzliny środkowego Spitsbergenu

Hydrological regime of permafrost active layer of the middle part of Spitsbergen

ABSTRACT: Hydrological processes in the active layer of permafrost in the area of the Recherche fiord (Spitsbergen) have been analyzed since 1986. During researches in 2002, conditions influencing underground retention, dynamics of the groundwater level in ecosystems of dry and wet tundra, and relations with amount of the surface runoff were also taken for studies.

SŁOWA KLUCZOWE: zmarzlina, retencja, odpływ.
KEY WORDS: permafrost, retention of water, outflow.

Wprowadzenie

Na niezlodowaconych obszarach Spitsbergenu (około 40% powierzchni wyspy) występuje wieloletnia zmarzlina o miąższości 200–500 m. Powszechnym zjawiskiem, na obszarach znajdujących się w zasięgu występowania wieloletniej zmarzliny, jest sezonowe rozmarzanie jej stropu i powstawanie tzw. warstwy czynnej. Rozwój czynnej warstwy zmarzliny stanowi siłę motoryczną wielu procesów morfogenetycznych i hydrologicznych w strefie peryglacjalnej.

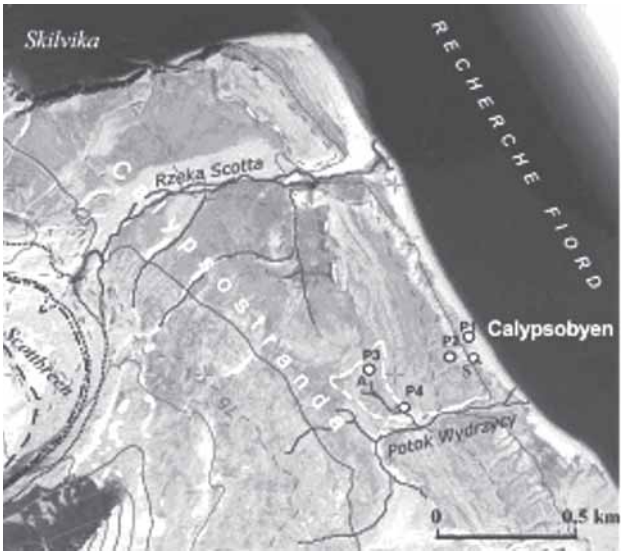
Dynamika czynnej warstwy zmarzliny i jej właściwości hydrologiczne stanowią istotny problem uwzględniony również w polskich programach naukowych dotyczących strefy peryglacjalnej. Pomiary miąższości czynnej warstwy zmarzliny prowadzone są od 1986 roku w rejonie środkowego Spitsbergenu, w ramach ekspedycji polarnych UMCS, realizujących program interdyscyplinarnych badań środowiska geograficznego. Badania te zostały włączone do międzynarodowego programu CALM realizowanego przez 15 państw (Brown i in. 2000; Repelewska-Pękalowa 2002).

Z badań prowadzonych w Arktyce wynika, że zróżnicowanie rozwoju czynnej warstwy zmarzliny jest w dużej mierze uzależnione od czynników o zasięgu lokalnym, takich jak: topoklimat, rzeźba, rodzaj utworów pokrywowych,

stopień mobilności wód na powierzchni i w warstwie czynnej oraz roślinność (Christiansen et al. 2003; Woo, Xia 1995).

Obszar i metodyka badań

Badany obszar położony jest w obrębie Calypsostrandy, terasowej równiny nadmorskiej leżącej na przedpolu lodowców Scotta i Renarda. Powierzchnię terenu budują utwory czwartorzędowe o miąższości kilku metrów: żwiry, piaski, gliny i iły. Zalegają one na podłożu trzeciorzędowych piaskowców, a te z kolei na metamorficznych skałach staropaleozoicznych formacji Hecla Hoek (Dallmann i in. 1990). Podstawowe informacje przedstawione w opracowaniu zostały zebrane podczas badań zrealizowanych w sezonie letnim 2002 r. System monitoringu hydrometrycznego prowadzonego w terminie od 8 lipca do 10 września 2002 r. obejmował 4 piezometry zainstalowane w 1989 r., źródło w Calypsobyen oraz potok „A" (Michalczyk 1990). Przepływ potoku „A", wydajność źródła i stan wody w 3 piezometrach (P1, P2 i P3) mierzono codziennie. Posterunek P1 zlokalizowany był na piaszczystej plaży, natomiast posterunek P2 na terasie zbudowanej z grubych żwirów. Stan wody w piezometrze P4 rejestrowano przy pomocy limnigrafu elektronicznego. Średnio 1 raz w tygodniu sondowano głębokość stropu zmarzliny w sąsiedztwie piezometrów (Bartoszewski, Magierski 2003).

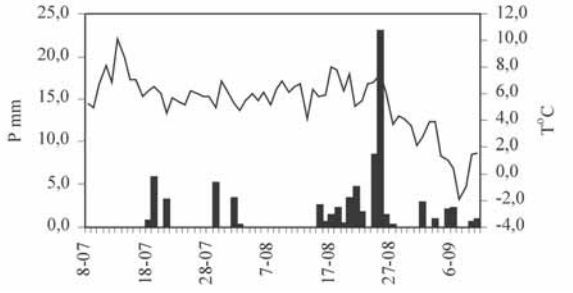


Ryc. 1. Obszar badań (wg NW part of Wedel Jarlsberg Land 2005) (A – zlewnia potoku „A", S – źródło w Calypsobyen, P1-4 – piezometry)

Miejsca lokalizacji piezometrów P1 i P2 reprezentują warunki typowe dla ekosystemu tundry suchej żwirowo-piaszczystej z ubogą roślinnością porostową. W okresie polarnego lata działają tu niewielkie źródła: jednym z nich jest źródło przy bazie wyprawy UMCS. Calypsostranda nie ma wyraźnej sieci drenażu rzecznego, co utrudnia odpływ wód powierzchniowych i podziemnych. W przypadku słabo rozwiniętej sieci rzecznej, a szczególnie, gdy rozcięcie erozyjne jest niewielkie, cieki tundrowe niosą niewiele wody, przez co mają małą siłę drenażu. Wraz ze zmniejszaniem się retencji czynnej warstwy zmarzliny zwierciadło wody podziemnej obniża się poniżej lokalnej bazy drenażu i cieki przestają funkcjonować. Na równinie istnieją liczne płytkie zagłębienia z niewielkimi jeziorkami o genezie kriogenicznej. Oprócz nich powszechne są różnorodne formy segregacji mrozowej, wśród nich przeważają wieńce kamieniste na podłożu żwirowo-ilastym. Taki charakter ma również wschodnia część Calypsostrandy odwadniana przez potok Wydrzycy. Lewostronnym dopływem Wydrzycy jest potok „A" długości 350 m o powierzchni alimentacji 0,066 km^2. Przeważają tu ekosystemy tundry wilgotnej z płatowo występującymi pokrywami mchów, często na podłożu torfowym. W górnej części jego zlewni wśród wieńców kamienistych znajduje się piezometr P3. Piezometr P4 zlokalizowano w dolnej części zlewni przy niewielkim okresowym jeziorku, przez który przepływa potok „A".

W sezonie letnim 2002 r. średnia dobowa temperatura powietrza na wysokości 200 cm nad poziomem terenu wynosiła 5,4°C i zmieniała się od 10,2°C (13 lipca) do –1,9°C (7 września) (ryc. 2). Najwyższa temperatura maksymalna wynosiła 15,5°C i zanotowano ją 13 lipca, a najniższa minimalna –5,3°C została zanotowana 9 września.

Suma opadu w okresie pomiarowym wynosiła 79,3 mm. Zanotowano 24 dni z opadem ≥ 0,1 mm (37% okresu badawczego), w tym 16 dni z opadem ≥ 1,0 mm i 4 dni z opadem ≥ 5,0 mm. Najwyższy opad wystąpił 25 sierpnia i wyniósł 23,1 mm. Analiza przebiegu i rozkładu temperatury gruntu wskazuje, że następował spadek temperatury wraz z głębokością. Najwyższe tem-



Ryc. 2. Średnie dobowe temperatury powietrza i dobowe sumy opadów w Calypsobyen w sezonie letnim 2002

peratury wystąpiły na głębokości 5 cm oraz na powierzchni warstwy czynnej – odpowiednio 6,7 i 6,6°C. Ze wzrostem głębokości temperatura malała, osiągając najniższą wartość 4,1°C na głębokości 50 cm. Warte odnotowania jest to, że na powierzchni warstwy czynnej zanotowano ekstremalne wartości temperatury, tzn. 15,2°C (13 lipca) i –0,5°C (8 września).

W sezonie letnim 2002 przebieg temperatury gruntu na różnych głębokościach, w powiązaniu z podstawowymi elementami pogody, podobnie jak we wcześniejszych latach, wykazywał wyraźne zależności od temperatury powietrza oraz czynników insolacyjnych. Widoczny był także wpływ opadu na zmiany temperatury gruntu wraz z głębokością, szczególnie po opadzie w dniu 25 sierpnia, w wyniku którego wystąpiła izotermia.

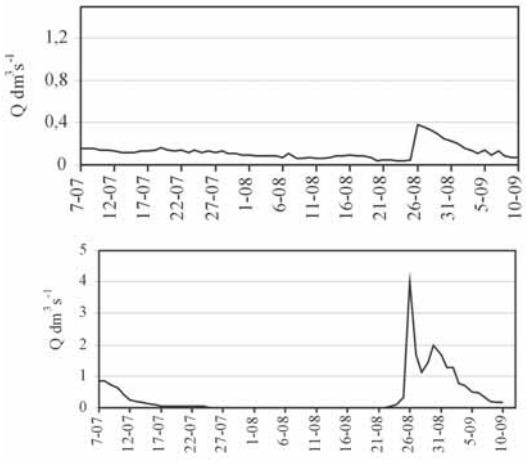
Przepływ energii cieplnej następuje od powierzchni gruntu ku niżej zalegającym warstwom z pewnym opóźnieniem (inercja termiczna). Największe wahania temperatury w ciągu doby występowały na powierzchni warstwy czynnej (średnio 3,5°C). Na większych głębokościach temperatura gruntu w ciągu doby zmieniała się w niewielkim zakresie: na 5 cm średnio 2,6°C, na 10 cm średnio 1,8°C, na 20 cm średnio 0,9°C, a na głębokości 50 cm średnio 0,1°C.

Odpływ

Badania odpływu pochodzenia zmarzlinowego prowadzono na podstawie wydajności źródła w Calypsobyen oraz natężenia przepływu potoku „A" (ryc. 3).

Średnia wydajność źródła w okresie od 7 lipca do 10 września 2002 r. wyniosła 0,12 $dm^3 \cdot s^{-1}$. W początkowym okresie badań wydajność stopniowo malała wskutek sczerpywania zasobów wodnych w czynnej warstwie zmarzliny aż do 0,04 $dm^3 \cdot s^{-1}$. Maksymalna wartość, 0,38 $dm^3 \cdot s^{-1}$, wystąpiła w ostatniej dekadzie sierpnia w następstwie intensywnych opadów deszczu. Odpływ jednostkowy wyniósł w sezonie letnim 2002 r. 13,5 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, a wskaźnik odpływu 76,9 mm.

W początkowym okresie obserwacji następował stopniowy spadek przepływu potoku „A" (ryc. 3). Hydrogram miał charakter krzywej wysychania, a przepływy w kolejnych dniach malały według postępu geometrycznego, co świadczy o większym tempie drenażu warstwy wodonośnej niż ilość wody uwalniającej się wskutek tajania zmarzliny (ryc. 3). Odpływ powierzchniowy ustał 27 lipca i do 21 sierpnia ciek nie prowadził wody. Ponowne uruchomienie odpływu nastąpiło po wystąpieniu opadów, 26 sierpnia zanotowano najwyższy przepływ w sezonie letnim wynoszący 4 $dm^3 \cdot s^{-1}$. Średni przepływ wyniósł 0,56 $dm^3 \cdot s^{-1}$. Odpowiada to odpływowi jednostkowemu 8,55 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ i wskaźnikowi odpływu 29,5 mm.



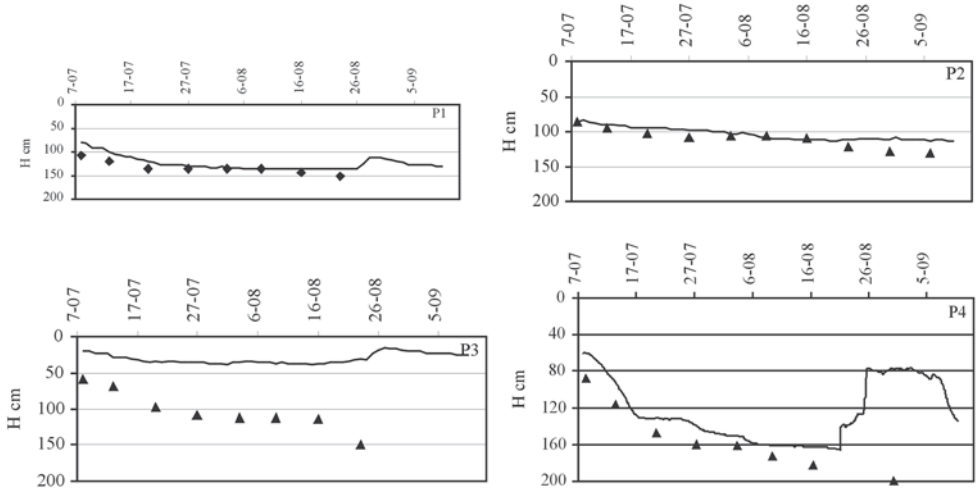
Ryc. 3. Wydajność źródła w Calypsobyen oraz przepływ potoku „A" w sezonie letnim 2002

Dynamika wód podziemnych

Strop zmarzliny, a tym samym miąższość warstwy czynnej, wykazują zróżnicowaną dynamikę. Zmiany położenia zwierciadła wody i stropu zmarzliny w badanych piezometrach przedstawia ryc. 4. Szybkie rozmarzanie stwierdzono w pobliżu wybrzeża, co wiązało się zarówno z dopływem ciepła od strony fiordu, jak i mobilnością wody w podłożu. Czynnikiem o podstawowym znaczeniu jest obecność wody gruntowej. Największe obniżenie stropu zmarzliny do ponad 200 cm stwierdzono w sąsiedztwie piezometru P4 w dolnej części zlewni potoku „A", gdzie istnieje znaczny dopływ wód powierzchniowych i podziemnych z całej zlewni. W górnej część zlewni potoku „A" zachodzi wolniejszy przepływ wód, ale impulsem do przyśpieszonego wytapiania zmarzliny jest dopływ ciepłych wód opadowych w 3 dekadzie sierpnia. W obrębie suchej tundry porostowej (piezometr P2) i na plaży (piezometr P1) zmarzlina zalega płycej, a jej dynamika związana jest przede wszystkim z warunkami termicznymi podłoża.

Najpłycej, średnio 30 cm pod powierzchnią gruntu , zwierciadło wody układa się w rejonie piezometru P3, gdzie powierzchniowa sieć odpływu jest nieukształtowana, istnieją liczne zagłębienia o genezie kriogenicznej, a podłoże budują utwory ilasto-piaszczyste. Warunki te utrudniają odpływ powierzchniowy i podziemny, amplituda stanów wody podziemnej jest niewielka. Skutkiem tej sytuacji jest powolny wzrost miąższości strefy saturacji i jej retencji wodnej. Miąższość strefy saturacji wynika z położenia zwierciadła wody podziemnej względem stropu zmarzliny. Przebieg warunków meteorologicznych,

szczególnie obecność znacznych opadów w sierpniu 2002 r., wpłynęły na skokowe obniżenie stropu zmarzliny i zwiększenie retencji. Na wybrzeżu, gdzie znajdują się piezometry P1 i P2, warstwę wodonośną budują utwory żwirowo-piaszczyste podścielone iłami morskimi. Jest to obszar intensywnego drenażu skierowanego bezpośrednio do fiordu lub do licznych rozcięć erozyjnych na krawędzi terasy nadmorskiej o wysokości ok. 15 m. Miąższość strefy zawodnionej wynosi kilkanaście centymetrów, a w pewnych okresach, gdy szybkość drenażu przewyższa tempo tajania zmarzliny, jest jej brak. W centrum Calypsostrandy krążenie wody odbywa się wolniej, istnieją tam dobre warunki do gromadzenia się wód powierzchniowych i podziemnych. Miąższość strefy saturacji dochodzi do prawie 150 cm, co po uwzględnieniu współczynnika odsączalności odpowiada retencji ok. 10 cm.



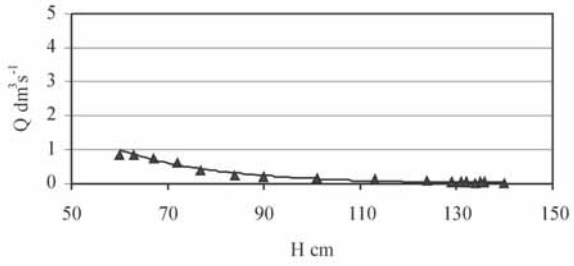
Ryc. 4. Zmiany położenia zwierciadła wody podziemnej w piezometrach P1, P2, P3, P4 (linie ciągłe) oraz stropu zmarzliny (trójkąty) w sezonie letnim 2002

Pomiędzy położeniem zwierciadła wody podziemnej i przepływem cieków istnieje związek przyczynowo-skutkowy. Wzrost stanów wody prowadzi do zwiększenia odpływu, a spadek skutkuje zmniejszeniem odpływu wody. Sytuacja taka istnieje w dolnej części zlewni potoku „A", gdzie prowadzono rejestrację przepływu cieku i wykonywano pomiary głębokości do wody (punkt P4). W okresie pomiędzy 7 a 26 lipca ilość niesionej wody obniżyła się od 0,83 do 0,006 $dm^3 \cdot s^{-1}$. Spadek natężenia przepływu w tym okresie nawiązywał do przebiegu krzywej wysychania.

Zależność przepływu potoku „A" i położenia zwierciadła wody podziemnej w lipcu 2002 r. opisuje równanie:

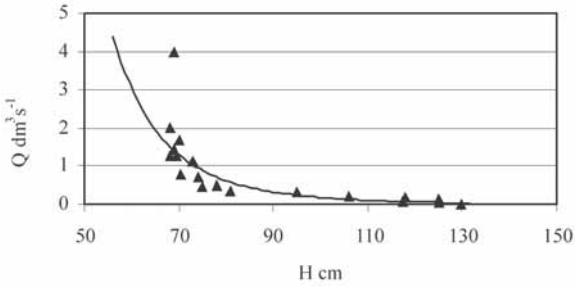
$$Q = 18{,}353e^{-0{,}0486H}$$

gdzie: Q – przepływ potoku „A" ($dm^3 \cdot s^{-1}$); H – stan wody w piezometrze P4 (cm); e – podstawa logarytmów naturalnych.



Ryc. 5. Przepływ potoku „A" (linia ciągła) i położenie zwierciadła wody w piezometrze P4 w lipcu 2002

Sytuację po ponownym uruchomienie odpływu ilustruje ryc. 6.



Ryc. 6. Przepływ potoku „A" (linia ciągła) i położenie zwierciadła wody w piezometrze P4 (trójkąty) w sierpniu 2002

Zależność przepływu potoku „A" i położenia zwierciadła wody podziemnej w sierpniu 2002 r. przedstawia równanie:

$$Q = 2E{+}10H^{-5,4917}$$

gdzie: Q – przepływ potoku „A" ($dm^3 \cdot s^{-1}$); H – stan wody w piezometrze P4 (cm).

Ponowne uruchomienie odpływu powierzchniowego w dniu 22 sierpnia 2002 r. nastąpiło po kilkudniowych niewielkich opadach, a maksimum wezbrania było następstwem opadów w dniach 26–27 sierpnia. Podczas wystąpienia kulminacji zaobserwowano dość intensywny spływ powierzchniowy trwający kilka godzin.

Podsumowanie

Dynamika czynnej warstwy zmarzliny oraz jej właściwości hydrologiczne związane są przebiegiem warunków meteorologicznych oraz zróżnicowaniem charakteru ekosystemów polarnych. Największe możliwości retencjonowania wody istnieją w ekosystemach tundry wilgotnej, gdzie woda jest nośnikiem energii cieplnej i przyśpiesza rozwój czynnej warstwy zmarzliny. Kierunek i dynamika zmian retencji w dużej mierze wiążą się z warunkami o charakterze lokalnym, przede wszystkim z litologią i rzeźbą terenu. Wielkość odpływu rzecznego i podziemnego jest związana ze stanem retencji podziemnej, która uzależniona jest od opadów i czynnika termicznego.

Literatura

Bartoszewski S. (1998): *Reżim odpływu rzek Ziemi Wedel Jarlsberga (Spitsbergen)*, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi UMCS. Rozprawy habilitacyjne LX. Lublin; 1–167.

Bartoszewski S., Magierski J. (2003): *Hydrological dynamics and retention in permafrost environment, Recherche Fiord, Spitsbergen. Proceedings of the VIII International Conference on Permafrost*. Geographisches Institut Universitat Zurich–Irchel; 45–48.

Brown J., Hinkel K. M., Nelson F. E. (2000): *The Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM). Program: research designs and initial results*, Polar Geography, 24; 165–258.

Christiansen H. H., Åkerman J. H., Repelewska-Pękalowa J. (2003): *Active layer dynamics in Greenland, Svalbard and Sweden. 8th International Conference on Permafrost. Reporting Current Research and New Information*, eds. W. Haeberli, D. Brandova, Zurich; 19–20.

Dallmann W. K., Hjelle A., Ohta Y., Salvigsen O., Bjornerud M. B., Hauser E. C., Maher H. D., Craddock C. (1990): *Geological Map of Svalbard 1:100 000*, Sheet B 11G Van Keulenfjorden. Oslo: Norsk Polarinst.

Michalczyk Z. (1990): *Hydrological characteristics of Calypsostranda. Geographical Expeditions of UMCS*, Lublin; 75–91.

Repelewska-Pękalowa J. (2002): *Międzynarodowy program monitoringu czynnej warstwy zmarzliny (CALM). Polish Polar Studies. Funkcjonowanie i monitoring geoekosystemów obszarów polarnych*, Poznań; 255–265.

Woo M., Xia Z. (1995): *Suprapermafrost groundwater seepage in gravelly terrain, Resolute, NWT, Canada*, Permafrost and Periglacial Processes, 6, 1, 57–72; Chichester.

Zagórski P. (2005): *NW part of Wedel Jarlsberg Land – Spitsbergen, Svalbard, Norway 1:25 000*, UMCS Lublin, Norsk Polarinstitutt, Tromsö.

Stefan Bartoszewski
Zakład Hydrografii, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Reżim odpływu rzeki Scotta (Spitsbergen)

Runoff regime of the Scott river (Spitsbergen)

Abstract: Changes of runoff structure in the river catchment in the area of the Recherche fiord (Spitsbergen) have been analyzed since 1986. The Scott glacier is a typical glacier for the considered area. Quantity and dynamics of proglacial runoff result from climatic conditions. Amount of annual runoff is established as 900 mm. Occurrence of negative water balance is typical for glaciers of Spitsbergen. Amount of outflowing water is higher than current atmospheric feeding, and additional runoff is the result of reduction of thickness and range of glaciers.

Słowa kluczowe: odpływ, zlewnie glacjalne, zlewnie częściowo zlodowacone.
Key words: runoff, glacial catchments, catchments partly glaciated.

Wprowadzenie

Badania hydrologiczne w zlewniach rzecznych Spitsbergenu rozpoczęto dość późno (Vivian 1964), szczególnie w porównaniu z sąsiednią Skandynawią, gdzie w związku z hydroenergetycznym wykorzystaniem odpływu proglacjalnego podjęto systematyczne pomiary hydrometryczne już na początku XX w. (Klæboe 1948). Szczególnie odczuwa się brak długoletnich badań odpływu rzecznego w powiązaniu z badaniami glacjologicznymi i meteorologicznymi, co jest konsekwencją ekspedycyjnego charakteru większości badań. Większość istniejących opracowań oparta jest na obserwacjach prowadzonych podczas pojedynczych sezonów letnich lub ich części, co utrudnia nie tylko charakterystykę odpływu średniego, ale również analizę odpływu w ujęciu sezonowym.

Różnokierunkowe badania hydrologiczne koncentrowały się początkowo przede wszystkim na zachodnim wybrzeżu Spitsbergenu, obejmując następujące rejony: Kongsfiord, Kaffiöyra, Billefiord, Grönfiord, Hornsund i Sörkappland. Jednym z najlepiej poznanych obszarów Spitsbergenu jest zlewnia lodowca Werenskiolda, gdzie systematyczne badania procesów i zjawisk glacjalnych rozpoczęto w związku z Międzynarodowym Rokiem Geofizycznym 1957–1958. Zagadnienia kształtowania się dynamiki i sezonowej zmienności

odpływu proglacjalnego na tle jego uwarunkowań meteorologicznych były przedmiotem badań zespołowych kierowanych początkowo przez Stanisława Baranowskiego, a potem przez Mariana Pulinę (1984).

Istotna zmiana sytuacji nastąpiła po podjęciu stacjonarnych kompleksowych badań hydrometeorologicznych prowadzonych w rejonie Ny Ålesund i Longyearbyen (północny i środkowy Spitsbergen). Okresem pomiarowym był rok hydrologiczny obejmujący przedział czasu od 1 października do 30 września (następnego roku kalendarzowego). Podstawowa seria pomiarowa obejmuje 12-letni okres 1990–2001. Badania prowadzono w częściowo zlodzonych zlewniach rzek Bayelva (Brøggerbreen), uchodzącej do Kongsfjorden, De Geerdalen, wpadającej do Sassenfjorden oraz Isdammenn/Endalen (seria 8-letnia), odprowadzających wody do Adventfjorden (Hodgkins 1997; Killingtveit i in. 2003).

Cel i metody pracy

Celem pracy jest przedstawienie wybranych zagadnień związanych z obiegiem wody w zlewni rzeki Scotta położonej w środkowej części zachodniego wybrzeża Spitsbergenu (Wedel Jarlsberg Land). Szczególną uwagę zwrócono na proces formowania się odpływu, jego wielkość i dynamikę.

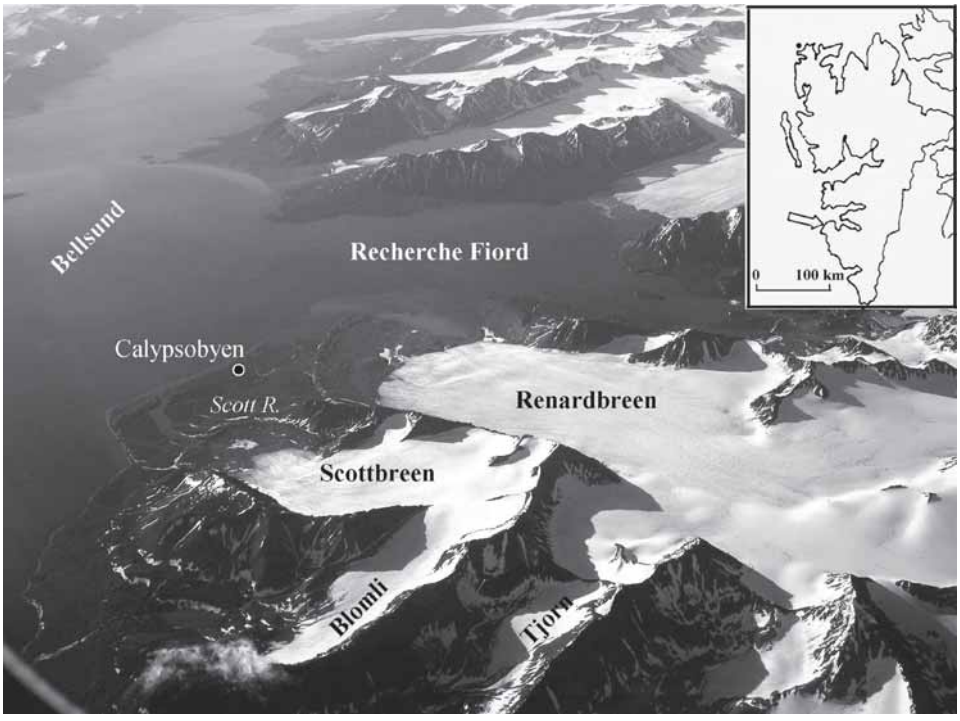
Analizowany obszar jest pozbawiony sieci posterunków hydrometrycznych i meteorologicznych, a możliwości prowadzenia studiów hydrologicznych były poważnie ograniczone ze względu na ekspedycyjny charakter badań. Nie pozwoliło to na systematyczne obserwacje zjawisk i procesów hydrologicznych w pełnych okresach rocznych. Niemniej jednak zgromadzono obszerny materiał dokumentacyjny z dziewięciu sezonów badawczych różniących się długością trwania: 52 dni (1986), 65 (1987), 100 (1988), 66 (1989), 50 (1990), 42 (1993), 54 (2001), 65 (2002), 51 (2005). Długość serii pomiarowych w poszczególnych latach była związana z terminami rozpoczęcia i zakończenia wypraw. Przedział czasu, w którym prowadzono badania, zawiera się pomiędzy pierwszą dekadą czerwca a trzecią dekadą października. Dane hydrometryczne z roku 1989 zostały zgromadzone przez Z. Michalczyka (Paszczyk i in. 1991). Podstawowe dane liczbowe obejmowały stany wody w ciekach rejestrowane przy pomocy limnigrafów, okresowe pomiary przepływu w przekrojach wodowskazowych i pomiary patrolowe przepływu.

Obszar badań

Badaniami hydrograficznymi objęto obszar ograniczony od północy fiordem Bellsund, od wschodu i południo-wschodu niezlodowaconymi dolinami

Chamberlin i Dunder, od południa zatoką Dunderbukta i od zachodu Morzem Grenlandzkim. Powierzchnia tego obszaru sięga 270 km^2. Na obszarze badań wykonano przeglądowe kartowanie hydrograficzne, podczas którego przeprowadzono identyfikację sposobów alimentacji rzek, określono aktualne zasięgi lodowców i obszarów podmokłych oraz wykonano patrolowe pomiary przepływu. Wyniki kartowania były podstawą wyboru zlewni do badań stacjonarnych. W grupie zlewni glacjalnych podstawowym obiektem jest zlewnia lodowca Scotta.

Bazę prowadzonych badań stanowiło osiedle górnicze w Calypsobyen, usytuowane na skraju równiny nadmorskiej Calypsostrandy, na południowym wybrzeżu fiordu Recherche, odgałęzieniu Bellsundu (ryc.1). Zlewnia Scotta, o powierzchni 10,125 km^2, obejmuje fragment równiny nadmorskiej (Calypsostranda) oraz częściowo zlodowaconą dolinę górską. Lodowiec ma powierzchnię 5,0 km^2, co stanowi 49% całej zlewni. Najwyższe partie lodowca sięgają 600 m n.p.m., a czoło schodzi do ok. 90 m n.p.m. Długość lodowca wynosi 4 km, szerokość 1,1–1,8 km, a średni spadek dłuższej osi 8°. System drenażu wód lodowca Scotta tworzą różnej wielkości cieki subglacjalne, inglacjalne oraz supraglacjalne, wcięte od ok. 0,5 m w górnej partii lodowca do 2–3 m



Ryc. 1. Północno-zachodnia część Wedel Jarlsberg Land (fot. M. Grześ)

w strefie czoła. W kilku przypadkach strumienie rozcinające powierzchnię lodowca giną w studniach lodowcowych.

Rzeka Scotta bierze początek z jeziora zastoiskowego utworzonego w zagłębieniu końcowym między obecnym czołem lodowca a wałem moreny czołowej. Do zbiornika spływają wody ze szczelin brzeżnych, wypływu subglacjalnego (bramy lodowcowej) i liczne cieki supraglacjalne. Lodowiec Scotta ma jeden wypływ subglacjalny, usytuowany w SE części czoła lodowca. Udział odpływu wód z wywierzyska w odpływie całkowitym zmienia się w ciągu roku polarnego, wynosząc średnio ok. 50%. Tak znaczny udział odpływu z drenażu wewnętrznego świadczy o jego dobrym rozwoju. Struktura odpływu, rozumiana jako udział poszczególnych składowych w odpływie całkowitym, jest zjawiskiem zmiennym w czasie. W pierwszej połowie polarnego lata odpływ pochodzący ze składowej wewnątrzlodowcowej był znacznie niższy od średniej, co było wynikiem intensywnej ablacji powierzchniowej pokrywy śnieżnej w dolnej i środkowej partii lodowca.

Rzeka Scotta poprzez przełom w wale moren czołowych wyprowadza wody na obszar sandru, gdzie rzeka tworzy rozległy system roztokowy. Posterunek wodowskazowy zlokalizowano 200 m powyżej ujścia do fiordu, w środkowym odcinku przełomu. Długość rzeki do tego miejsca wynosi 2,56 km, średni spadek 35‰.

Wyniki i dyskusja

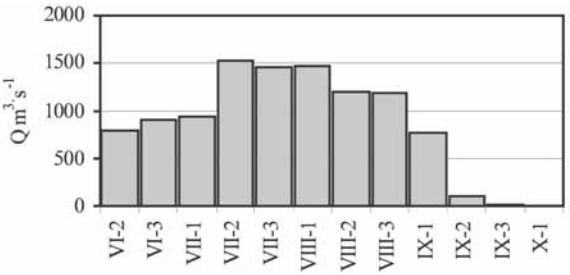
Badania hydrograficzne w rejonie Bellsundu pozwalają stwierdzić, że tzw. czynny okres hydrologiczny, w którym występuje zjawisko odpływu rzecznego, trwa około 4 miesięcy. Rozpoczyna się on w czerwcu wezbraniem wiosennym wywołanym topnieniem pokrywy śnieżnej na równinach nadmorskich, a kończy się na początku października wskutek zahamowania topnienia lodowców i tajania zmarzliny. Procesy zachodzące w zlewniach polarnych wykazują wyraźne zróżnicowanie sezonowe, co pozwala na wyróżnienie kilku okresów (sezonów) o specyficznych cechach hydrologicznych. Szczegółową charakterystykę zjawiska przedstawiono w pracach zespołu M. Puliny (1984, 1986).

Początek odpływu wiąże się z uruchomieniem spływu wód proniwalnych na równinach nadmorskich. Spływ powierzchniowy odbywa się zmienną siecią koryt, które są niestabilne w profilu pionowym i poziomym. Ich głębokość rośnie aż do osiągnięcia zamarzniętego gruntu. Niewielka część wody odpływa kanałami wewnątrz pokrywy śnieżnej, często po warstwach lodoszreni. Odpływ na lodowcu Scotta rozpoczyna się ok. 2 tygodnie później niż odpływ proniwalny na obszarze Calypsostrandy. Początkowo jest to odpływ supraglacjalny, tworzący się w strefie czoła lodowca na wysokości 90–150 m n.p.m.

Podczas polarnego lata rzeki glacjalne cechuje bardzo duża dynamika odpływu przejawiająca się m.in. obecnością gwałtownych wezbrań ablacyjno-deszczowych. Odpływy jednostkowe podczas kulminacji wezbrań rzeki Scotta przekraczają 1200 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Specyficzną cechą rzek glacjalnych w okresach bezopadowych jest dobowy rytm przepływu, będący efektem cyklu termicznego i ablacyjnego.

Koniec czynnego okresu hydrologicznego związany jest z ustaniem ablacji powierzchniowej na lodowcach oraz postępującym od powierzchni zamarzaniem czynnej warstwy zmarzliny. Na rzekach tworzy się szybko rosnąca pokrywa lodowa, tak że koryto zamarza do dna. Ustanie odpływu rzecznego nie oznacza końca drenażu wewnątrzlodowcowego. Podczas polarnej zimy na przedpolu lodowców pojawiają się wypływy, które, zamarzając, tworzą pokrywę naledzi. W przypadku lodowca Scotta jej miąższość wynosi 0,5–1 m. Åkerman (1981) uważa to zjawisko za dość powszechne. W czynnym okresie hydrologicznym proglacjalna składowa odpływu rzeki Scotta stanowi średnio 85% całości, proniwalna 10%, a pozostałą część tworzą wody pochodzące z tajania zmarzliny i bieżących opadów deszczu w sezonie letnim (Bartoszewski 1998).

Ekspedycyjny charakter realizowanych badań hydrograficznych utrudnia ocenę wielkości odpływu średniego z badanej zlewni. Rejestracja odpływu obejmowała tylko część czynnego okresu hydrologicznego, a długość serii pomiarowych w poszczególnych latach była zróżnicowana. Ocenę wielkości odpływu średniego przeprowadzono, przyjmując z góry, że uzyskany wynik ma charakter szacunkowy. Wartości dla poszczególnych okresów dekadowych lipca i sierpnia obliczono z 9 sezonów pomiarowych, pierwszej dekady września z 3 sezonów, dane dla czerwca uwzględniły dane z 2 sezonów, dla pozostałego okresu (II i III dekada września i I dekada października) z 1 sezonu (1988 r.).



Ryc. 2. Średnie wieloletnie przepływy dekadowe rzeki Scotta

Średni przepływ rzeki Scotta wyniósł 893 $dm^3 \cdot s^{-1}$, co odpowiada odpływowi jednostkowemu 88 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ i wskaźnikowi odpływu 873 mm. W czerwcu i pierwszej dekadzie lipca, gdy w odpływie przeważały wody proniwalne z obszaru Calypsotrandy, przepływy rosły od 780 do 940 $dm^3 \cdot s^{-1}$ (ryc. 2). Najwyż-

sze przepływy, ok. 1500 $dm^3 \cdot s^{-1}$, występowały w drugiej i trzeciej dekadzie lipca i pierwszej sierpnia, gdy główną składową odpływu stanowił odpływ proglacjalny. Zazwyczaj w końcu sierpnia w górnej partii lodowca Scotta pojawiają się ujemne temperatury powietrza i maleje ablacja. Odpływ rzeczny szybko obniża się i ustaje w pierwszej połowie października.

Ocena wiarygodności uzyskanych wyników wymaga ich porównania z innymi obszarami Spitsbergenu. Jak wskazują dane zestawione w pracy Killingtveita i in. (2003), średni odpływ w zlewniach glacjalnych Spitsbergenu wynosi od 540 do ponad 1900 mm. Czynnikiem decydującym o tak dużym zróżnicowaniu jest odsetek powierzchni zlewni zajętej przez lodowiec oraz wielkość zasilania opadowego. Otrzymane wielkości odpływu ze zlewni Scotta są zbliżone do rezultatów innych badań odnoszących się do środkowego Spitsbergenu. Szczególnie widoczne jest to w zestawieniu z odpływem 1050 mm (za okres 1990–2001) ze zlewni Bayelva, gdzie lodowiec zajmuje 55% powierzchni (Killingtveit i in. 2003).

Charakter zebranych danych utrudnia w chwili obecnej sporządzenie równania bilansu wodnego zlewni Scotta. Informacje zgromadzone podczas analizy zmian zasięgu i geometrii tego lodowca wskazują na istnienie ujemnego bilansu masy. Lodowiec cofa się ze średnią prędkością ok. 20 m rocznie, a jego powierzchnia stopniowo się obniża (Zagórski, Bartoszewski 2005). Można przypuszczać, że w takiej sytuacji wielkość odpływu przewyższa opad i bilans wodny jest od szeregu lat ujemny.

Podsumowanie

Reżim odpływu rzeki Scotta jest warunkowany przez zespół czynników, z których najważniejsze znaczenie ma klimat. Zjawisko odpływu trwa ok. 4 miesiące, zaczyna się w czerwcu i kończy w październiku. Główną składową odpływu są wody proglacjalne. Najwyższe przepływy występują od połowy lipca do połowy sierpnia. Wielkość odpływu rocznego ze zlewni oceniono na ok. 900 mm, co jest wartością zbliżoną do innych zlewni środkowego Spitsbergenu. Prawdopodobnie bilans wodny zlewni jest ujemny. Ilość oprowadzanej wody przewyższa bieżące zasilanie atmosferyczne, a „dodatkowy" odpływ pochodzi z redukcji zasięgu i miąższości lodowca.

Literatura

Åkerman J. H. (1981): *Studies on Naledi (Incings) in West Spitzbergen*. Proceedings of the IV International Permafrost Conference, Ottawa; 189–202.

Bartoszewski S. (1998): *Reżim odpływu rzek Ziemi Wedel Jarlsberga (Spitsbergen)*, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi UMCS. Rozprawy habilitacyjne LX. Lublin; 1–167.

Hodgkins R. (1997): *Glacier Hydrology in Svalbard, Norvegian High Artic*, Quaternary Science Review, 16; 957–973.

Killingtveit A., Pettersson L. E., Sand K. (2003): *Water balance investigations in Svalbard*, Polar Research 22 (2); 161–174.

Klæboe H. (1948): *Hydrological conditions in Norway*, Norsk Geografisk Tidsskrift, XX,1, Oslo; 21–31.

Paszczyk J., Michalczyk Z., Bartoszewski S. (1991): *Analysis of the Scott River flow in 1989 (West Spitsbergen). Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen*, UMCS Lublin; 97–106.

Pulina M., Pereyma J., Kida J., Krawczyk W. (1984): *Characteristics of the polar hydrological year 1979/1980 in basin of the Werenskiold Glacier, SW Spitsbergen*, Polish Polar Res., vol. 5, no. 3–4; 165–182.

Pulina M. (1986): *Problematyka geomorfologiczna i hydroglacjologiczna polskich wypraw polarnych na Spitsbergen w latach 1979 i 1980*, Czas. Geogr., LVII, 3; 367–392.

Vivian H. (1964): *Premières observations sur le régime estival des torrents glaciaires du Spitsberg (79^{o} latitude Nord)*, Norois, n. 43, Poitiers; 283–307.

Zagórski P., Bartoszewski S. (2005): *Próba oceny regresji lodowca Scotta (Spitsbergen) w oparciu o materiały archiwalne i pomiary GPS*, Polish Polar Studies, A. Styszyńska, A. Marsz (red.), Gdynia 2004; 415–424.

Stefan Bartoszewski, Krzysztof Siwek**, Bogdan Lorens****
*Zakład Hydrografii, **Zakład Meteorologii i Klimatologii, ***Zakład Ekologii,
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Ocena funkcjonowania torfowiska „Międzyrzeki" (Roztoczański Park Narodowy) w aspekcie działań renaturalizacyjnych

Evaluation of the peatland "Międzyrzeki" (Roztocze National Park) functioning in the aspect of restoration activities

ABSTRACT: Changes of the structure of the ground cover of vegetation and distribution of some species on steady research areas, which took place within 6 years in the plant associations *Ledo-Sphagnetum magellanici* and *Vaccinio uliginosi-Pinetum* were analyzed. Results showed direct decreasing of the rate of the succession in the raised bog. Simultaneously, an increase in the range of some hygrophilous species, especially in the transitional zone of both associations has been observed.

SŁOWA KLUCZOWE: warunki wodne i meteorologiczne, renaturalizacja torfowisk.
KEY WORDS: hydrological conditions, meteorological conditions, restoration of peatlands.

Wprowadzenie

Torfowiska należą do ekosystemów najbardziej wrażliwych na zakłócenia stosunków hydrologicznych. Najczęstszą przyczyną ich degradacji jest odwodnienie, wykonywane w celu gospodarczego wykorzystania obszarów podmokłych. Obniżenie poziomu wody gruntowej uruchamia procesy glebowe prowadzące do zmian w morfologii profilu glebowego, układzie faz glebowych, strukturze, właściwościach wodnych gleb i składzie chemicznym masy organicznej.

Zmiana reżimu hydrologicznego prowadzi do przekształcania roślinności torfowisk wysokich i przejściowych. Polegają one przede wszystkim na zastąpieniu bezleśnych mszarów z panującymi torfowcem brunatnym i torfowcem magellańskim zbiorowiskami leśnymi z dominacją sosny lub brzozy (Schouvenaars 1990). Obecność lasu na torfowisku wcale nie zabezpiecza go przed ubytkiem masy torfowej. Pod niektórymi drzewostanami stwierdzono dużą

decesję torfu spowodowaną jego napowietrzaniem przez wtórną penetrację systemów korzeniowych do pokładów torfowych. Jednym ze sposobów zahamowania procesu degradacji torfowisk wysokich i przejściowych oraz ich renaturalizacji jest retencja wód w obrębie obszaru podmokłego. Przedsięwzięcia o tym charakterze były jako pierwsze realizowane w Niemczech i Holandii (Schouvenaars 1982; Eggelsmann 1987, 1988; Joosten 1992). Dalsze badania zmierzały do określenia dynamiki rekolonizacji zdegradowanych torfowisk i rozpoznania wymagań siedliskowych gatunków roślin biorących udział w procesie regeneracji torfowisk (Eggelsmann 1982; Schouvenaars 1988; Schouvenaars, Vink 1992; Rochefort, Campeau 1997; Silva i in. 1997). Wiele działań renaturyzacyjnych na zdegradowanych obszarach podmokłych zakończyło się powodzeniem (Wheeler 1995; Bakker i in. 1996; Jensen, Roelofs 1996; Grootjans, van Diggelen 1998).

Południowa część RPN (obszar ochrony ścisłej „Międzyrzeki”) jest miejscem występowania dużego kompleksu torfowisk przejściowych i wysokich. W jego obrębie wyróżniono 9 zespołów roślinności torfowiskowej oraz leśnej związanej z siedliskami podmokłymi (Lorens i in. 1991). Melioracje odwadniające spowodowały zapoczątkowanie wielu niekorzystnych procesów zarówno w podłożu torfowym, jak i w szacie roślinnej. Zaobserwowano wzmożoną ekspansję sosny na słabo dotychczas zadrzewionych torfowiskach przejściowych i wysokich oraz ich przyśpieszoną sukcesję w kierunku borów bagiennych. Niektóre gatunki roślin torfowiskowych zaczęły ograniczać areał swojego występowania na skutek długotrwałych okresów przesuszenia wierzchnich warstw torfu. Jednocześnie na torfowiska wkraczały taksony typowe dla zbiorowisk leśnych, przede wszystkim borów bagiennych. Zapoczątkowane w roku 1998 prace nad renaturalizacją warunków wodnych w stosunkowo krótkim czasie przyniosły konkretne rezultaty dla szaty roślinnej tego obszaru. Stwierdzono zahamowanie ekspansji sosny na otwartych torfowiskach wysokich oraz pewne symptomy regeneracji roślinności higrofilnej na torfowiskach przejściowych zajętych przez asocjacje *Caricetum lasiocarpae* i *Rhynchosporetum albae*. Zwłaszcza w ostatnim zespole wzrosła liczebność populacji *Drosera anglica* (Bartoszewski, Lorens 1999, 2005).

Metody

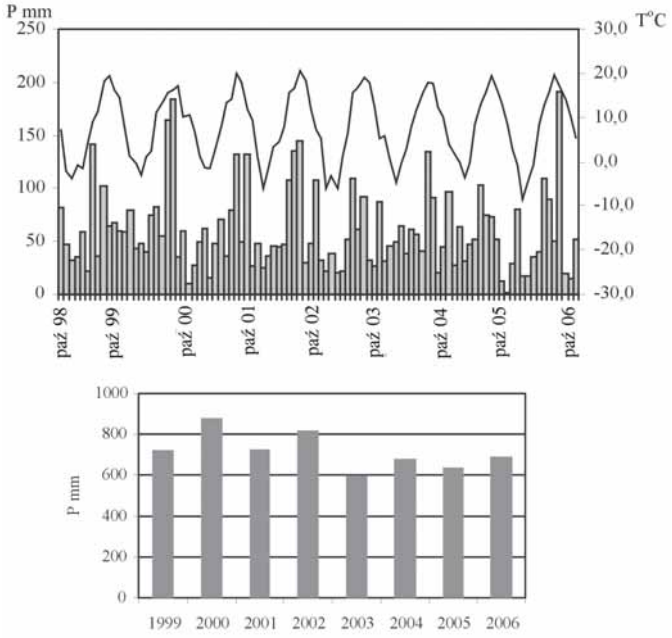
Decydujące znaczenie w przekształceniu stosunków wodnych w rejonie kompleksu torfowisk „Międzyrzeki” miały prace melioracyjne prowadzone w latach 60. i 70. XX w. W rezultacie regulacji i pogłębienia istniejących cieków, powstania sieci rowów rozcinających złoża torfu aż do podłoża mineralnego, nastąpiło obniżenie zwierciadła wody podziemnej i przyspieszenie odpływu powierzchniowego i podziemnego na rozległym obszarze. Samo złoże

torfu uległo częściowej mineralizacji i stopniowemu osiadaniu. Siedlisko ze stale podmokłego, gdzie przez większą część roku woda stagnowała na powierzchni terenu lub znajdowała się bardzo płytko, zaczęło zamieniać się na okresowo podmokłe, a potem przesuszone.

W 1998 r. rozpoczęto realizację programu zmierzającego do odtworzenia naturalnego obiegu wody w rejonie „Międzyrzek" (Bartoszewski, Lorens 1999; Bartoszewski i in. 2003). Jego celem było ograniczenie skutków wcześniejszych melioracji odwadniających, a szczególnie przywrócenie naturalnego obiegu wody na obszarach torfowisk wysokich i przejściowych. Pierwszym etapem prac były działania zmierzające do zmniejszenia spadku koryta Szumu i ograniczenia drenażu powierzchniowego i podziemnego. W drugim etapie wykonano przetamowania z miejscowego materiału na źródłowym odcinku Szumu, jego dopływach, m.in. na cieku z torfowiska „Międzyrzeki" oraz na dawnych rowach melioracyjnych.

Działania renaturalizacyjne były systematycznie kontrolowane, m.in. przez badania monitoringowe dotyczące wybranych elementów przyrody nieożywionej i ożywionej. Okres ich prowadzenia, tj. lata 1998–2006, charakteryzował się dużą zmiennością warunków meteorologicznych.

Dane meteorologiczne pochodzą ze stacji pomiarowej w Guciowie położonej 7 km od omawianego obszaru. Przebieg opadów atmosferycznych i tempe-



Ryc. 1. Miesięczne wartości temperatur powietrza i opadów oraz sumy roczne opadów w Guciowie

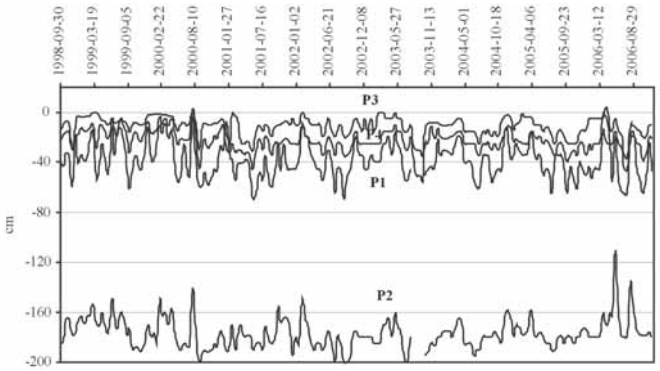
ratur powietrza przedstawia ryc. 1. Średnia temperatura powietrza wynosiła 7,9°C. Znaczące różnice stwierdzono w przypadku rocznych amplitud temperatury, które zmieniały się w przedziale od 20,2°C (2000 r.) do 28,1°C (2006 r.). W ostatnim roku czynnikiem decydującym był bardzo chłodny styczeń ze średnią temperaturą -8,4°C oraz suche lato. Średni opad roczny w okresie 1999–2006 wyniósł 716,3 mm. Pierwsze 4 lata omawianego okresu, z opadem 784 mm, były znacznie bardziej wilgotne od następnego 4-lecia, w którym średnia suma opadów rocznych (684 mm) była niższa od średniej. Miesięczne sumy opadów zmieniały się w szerokim zakresie od od 1,7 mm (X 2005 r.) do 190,8 mm (VIII 2006 r.).Uwidacznia się to szczególnie w odniesieniu do sytuacji z ostatniego roku. Poprzedzająca go jesień była bardzo sucha i dość ciepła. Niskie opady rejestrowano w większości miesięcy zimowych roku 2006. W typowych warunkach jest to okres wzrostu retencji podziemnej, która ma decydujący wpływ na wielkość zasobów w całym roku. W sierpniu 2006 r. odnotowano bardzo wysokie opady, ale nie wpłynęło to na odbudowanie zasobów po długotrwałej suszy glebowej i hydrologicznej.

Podstawowe dane dotyczące monitoringu wód podziemnych pochodzą z obserwacji dynamiki wahań zwierciadła wody w 4 piezometrach usytuowanych w rejonie rezerwatu „Międzyrzeki”. Pomiary zwierciadła wody w piezometrach wykonywane są od października 1998 r. raz na 2 tygodnie. Piezometr P1 usytuowano na piaszczystej terasie nadzalewowej Szumu, piezometr P2 na wale wydmowym zamykającym torfowisko „Międzyrzeki” od południa, piezometry P3 i P4 na samym torfowisku. Piezometry P1–P3 ujmują pierwszy płytki poziom wodonośny o swobodnym zwierciadle wody. Piezometr P4 ujmuje głębszy poziom wodonośny, którego zwierciadło ma charakter napięty. Istnieje on w warstwie piasków czwartorzędowych ograniczonych w stropie warstwą piasków ilastych. Stany charakterystyczne zestawiono w tab. 1.

Tab. 1. Stany wody podziemnej w piezometrach

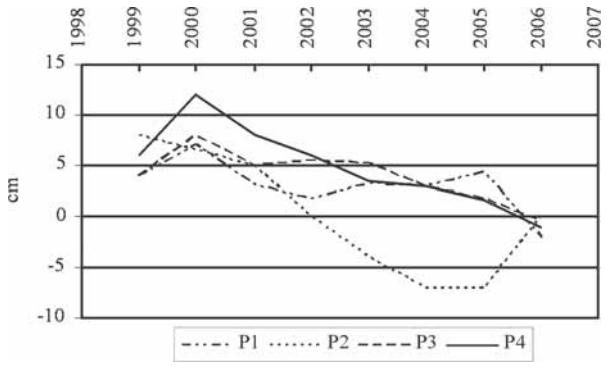
Stany	P1	P2	P3	P4
Średni	-39	-177	-11	-23
Najwyższy	-4	-110	4	3
Najniższy	-70	-200	-36	-55
Amplituda	66	90	40	58

W obrębie torfowiska zwierciadło wody występuje najpłycej i ma najmniejszą amplitudę wahań. W okresach wilgotnych woda stagnuje na powierzchni. Podczas okresów suchych zwierciadło wody obniża się do głębokości kilkudziesięciu centymetrów. Dynamikę zmian położenia zwierciadła w piezometrach przedstawia ryc. 2. Wskazuje on na istnienie wyraźnej zmienności sezonowej, która charakteryzuje występowanie najwyższych stanów w okresie wiosennym i bezpośrednio po intensywnych opadach oraz obniżanie zwierciadła w okresie jesienno-zimowym.



Ryc. 2. Stany wód podziemnych w rejonie torfowiska „Międzyrzeki"

Położenie zwierciadła wody w okresie ośmioletnim wykazuje lekką tendencję spadkową, która jest następstwem rozkładu opadów atmosferycznych. Analiza krzywych kumulacyjnych wskazuje, że sytuacja taka trwa od roku 2000. Tylko w przypadku piezometru P2, położonego na wale wydmowym, stwierdzono zmianę tego trendu w ostatnich latach.



Ryc. 3. Krzywe kumulacyjne odchyleń średnich rocznych stanów wód podziemnych

W roku 2000 w obrębie kompleksu torfowisk „Międzyrzeki" wyznaczono szereg stałych powierzchni badawczych w formie transektu pasowego, przebiegającego przez fragment torfowiska wysokiego *Ledo-Sphagnetum magellanici*, graniczącego z nim boru bagiennego *Vaccinio uliginosi-Pinetum* i obejmującego strefę przejścia tych zespołów. W kwadratach transektu dokonano spisu występujących gatunków roślin runa, określając jednocześnie ich ilość w 11-stopniowej skali. Przeprowadzono także kartowanie rozmieszczenia wybranych gatunków roślin typowych dla torfowiska wysokiego oraz boru bagiennego. W latach 2003 i 2006 powtórzono badania z zastosowaniem opisanej metodyki.

Wyniki

Funkcjonowanie torfowiska „Międzyrzeki” zależy od czynników o charakterze naturalnym, szczególnie dotyczy to przebiegu warunków meteorologicznych i oddziaływań o charakterze antropogenicznym. Zrealizowane prace renaturalizacyjne zahamowały niekorzystne skutki melioracji odwadniających i przywróciły częściowo warunki siedliskowe typowe dla zespołów torfowiskowych. Ograniczyły one drenaż rzeczny i spowodowały podniesienie się poziomu wód podziemnych w porównaniu z okresem wcześniejszym. Aktualny stan torfowiska wiąże się z warunkami hydrometeorologicznymi, które charakteryzuje duża zmienność. Obserwowane zmiany położenia zwierciadła wody nawiązują zasadniczo do czasowego rozkładu opadów zarówno w aspekcie zmienności sezonowej, jak i wieloletniej. Średnia głębokość występowania wody w obrębie samego torfowiska wyniosła w badanym okresie ośmioletnim: 11 cm p.p.t. w odniesieniu do zwierciadła swobodnego (P3) i 23 cm p.p.t. w przypadku zwierciadła napiętego (P4). Najbardziej widoczna tendencja obniżania się zwierciadła wody uwidacznia się w odniesieniu do piezometru P4, może to świadczyć o zmniejszaniu się ciśnienia hydrostatycznego w częściowo izolowanym poziomie wodonośnym.

Na powierzchniach transektu znajdujących się w obrębie typowego płatu torfowiska wysokiego stwierdzono wzrost procentowego udziału gatunków roślin typowych dla zespołu *Ledo-Sphagnetum magellanici*. Wyraźnie wyższe niż na początku badań okazało się pokrycie takich taksonów, jak *Sphagnum palustre, Scheuchzeria palustris, Eriophorum vaginatum, Carex nigra*, zmalało natomiast w przypadku *Eriophorum angustifolium*. Na niezmienionym poziomie pozostał udział gatunków związanych z borem bagiennym, które nielicznie zasiedlały szczytowe partie kęp utworzonych przez torfowce. W strefie przejścia pomiędzy torfowiskiem wysokim i borem bagiennym wyróżnić można dwa fragmenty, odmienne pod względem proporcji udziału gatunków wyróżniających sąsiednie zbiorowiska. W pierwszym z nich w runie zdecydowanie przeważają taksony związane z zespołem *Ledo-Sphagnetum magellanici*, natomiast w drugim z fragmentów ekotonu proporcje udziału gatunków obydwu grup gatunków są podobne. Największe zmiany roślinności runa zaobserwowano w strefie przejścia, gdzie wzrosło pokrycie takich gatunków torfowiskowych, jak *Sphagnum palustre, Eriophorum vaginatum* i *Carex nigra*. Wymienione taksony zwiększyły także zasięg swego występowania, przejawiając tendencję do wkraczania w głąb fitocenozy boru bagiennego. Symptomem korzystnych zmian zachodzących w siedlisku jest także wycofywanie się z obszaru ekotonu niektórych gatunków borowych. Stwierdzono to w przypadku *Vaccinium myrtillus, V. uliginosum* i *Pleurozium schreberi*. Stosunkowo stabilny okazał się skład gatunkowy roślinności runa w typowym płacie boru bagiennego, gdzie nie zaobserwowano istotnych zmian w rozmieszczeniu oraz liczebności taksonów związanych z tą asocjacją.

Podsumowanie

Prace podjęte w rejonie torfowiska „Międzyrzeki" spowodowały ograniczenie drenażu wód powierzchniowych i podziemnych oraz podniesienie zwierciadła wody w obrębie samego torfowiska. Rezultaty kilkuletnich obserwacji struktury runa oraz rozmieszczenia gatunków roślin na stałych powierzchniach badawczych zlokalizowanych w zespołach *Ledo-Sphagnetum magellanici* i *Vaccinio uliginosi-Pinetum* wskazują na zahamowanie procesu degradacji torfowiska wysokiego i przekształcania się go w bór bagienny. Wyraża się to poprzez wzrost liczebności oraz poszerzenie zasięgu występowania niektórych taksonów wysokotorfowiskowych, a także wycofywanie się gatunków borowych ze strefy przejścia wymienionych asocjacji.

Literatura

Bakker J. P., Poschold P., Stykstra R. J., Bekker R. M., Thompson K. (1996): *Seed bank and seed dispersal: important topics in restoration ecology*, Acta Bot. Neerl. 45; 461–490.

Bartoszewski S., Lorens B. (1999): *Selected problems of peat-bogs restoration on the area of Międzyrzeki moor (The Roztocze National Park, in Polish)*, [in:] *Problems of active protection of water and peat-bog ecosystems in Polish national parks,* Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin; 101–108.

Bartoszewski S., Lorens B. (2005): *Natural aspects of wetland restoration in Roztocze National Park*, International Agrophysics, 20. 2; 91–95.

Bartoszewski S., Rodzik J., Maciejewski Z., Siwek K. (2003): *Monitoring płytkich wód podziemnych Roztoczańskiego Parku Narodowego jako podstawa renaturalizacji stosunków wodnych*, Gaz, Woda i Technika Sanitarna, 10. Warszawa; 322–324.

Eggelsmann R. (1982): *Möglichkeiten und Zielzetzungen für eine Regeneration von Hochmooren htdrologisch betrachten*, Inf. Natursch. Landschaftspfl. 3; 167–177.

Eggelsmann R. (1987): *Ökotechnische Aspekte der Hohmoor Regeneration*, Telma, 17; 59–94.

Eggelsmann R. (1988): *The rewetting of raised bogs. Geowissenschaften*, 11; 317–322.

Grootjans A. P., van Diggelen R. (ed.) (1998): *Selected restoration objects in The Netherlands and NW Germany; a field guide*, Laboratory of Plant Ecology, Haaren.

Jensen A. J., Roelofs J. G. (1996): *Restoration of Cirsio-Molinietum wet meadows by sod cutting*, Ecological Engineering, 7; 279–298.

Joosten J. H. (1992): *Bog regenerations in the Netherlands: a reviev*, [in:] O. M. Braag, P. D. Hulme, H. A. Ingram, R. A. Robertson (eds.), *Peatland ecosystems and man: an impact assessment*, University of Dundee/ International Peat Society; 367–373.

Lorens B., Grądziel T., Popiołek Z., Izdebski K. (1991): *Geobotanical characteristics of forest reservation „Międzyrzeki" in Roztocze National Park (in Polish)*, Annales UMCS, sec. C, 46.6; 61–81.

Rochefort L., Campeau S. (1997): *Rehabilitation work on post-harvested bogs in south eastern Canada*, [in:] L. Parkyn, R. Stoneman, H. Ingram (eds.), *Conservating peatlands. CAB International*, Wallingford; 287–294.

Schouvenaars J. M. (1982): *Maßnahmen im Wasserhaushalt der niederlandischen Hohmoorreste – zur Kenntnis der Anforderungen für eine Hohomoorregeneration*, Telma, 12; 219–234.

Schouvenaars J. M. (1988): *The impact of water management upon groundwater fluctuations in a disturbed bog relict*, Agricult. Water Manage. 14; 439–449.

Schouvenaars J. M. (1990): *A study on the evapotranspiration of* Molinia caerulea *and* Sphagnum papillosum, *using small weighable lysimetres. Problem orientated research on plant-soil-water relations*, Doctoral Thesis, Agricultural University, Wageningen.

Schouvenaars J. M., Vink J. P. (1992): *Hydrophysical properties of peat relicts in a rormer bog and perspectives for* Sphagnum *regrowth*, Int. Peat J. 4; 15–28.

Silva J., Maas D., Pfadenhauer J. (1997): *Rehabilitation of milled fields*, [in:] L. Parkyn, R. Stoneman, H. Ingram (eds.), *Conservating peatlands*, CAB International, Wallingford; 295–314.

Wheeler B. D. (1995): *Introduction: Restoration on wetlands*, [in:] *Restoration of temperate wetlands*, John Wiley & Sons, Chichester.

Tadeusz Biernat, Tadeusz Ciupa, Roman Suligowski
Zakład Hydrologii i Modelowania Przestrzeni Geograficznej, Akademia Świętokrzyska, Kielce

Rola *Mapy hydrograficznej Polski w skali 1:50 000* w poznaniu środowiska wodnego jednostki administracyjnej (na przykładzie gminy Strawczyn – Góry Świętokrzyskie)

The role of the hydrographic map of Poland in the study of the aquatic environment of an administrative unit (exemplified on the Strawczyn community – Świętokrzyskie Mts.)

Abstract: The hydrographic map of Poland scaled 1:50 000 gives large possibilities of recognition of the actual state of many constituents of the aquatic environment on a stated area, including water resources management, in qualitative and quantitative terms. It has a cognitive and utilitarian character. On its basis there may be made an analysis of the current planning and transformation of the surface and underground aquatic environments. It should be used in working out of the strategy of regional development as well as the site planning of municipalities, counties and provinces, and obligatory on making decisions relevant to implementation of assignments relating to water economics and environmental threats.

Słowa kluczowe: mapa hydrograficzna, środowisko wodne, gmina Strawczyn.
Key words: hydrographical map, aquatic environment, Strawczyn community.

Mapa hydrograficzna Polski w skali 1:50 000, opracowywana od 1985 roku z inicjatywy Głównego Urzędu Geodezji i Kartografii oraz wojewódzkich samorządów terytorialnych, zawiera cenne informacje dotyczące środowiska wodnego i jego przeobrażeń oraz aktualnego stanu gospodarki wodnej (Jankowski 2004). Treści hydrograficzne przedstawione są na tle warstwy topograficznej w najnowszym układzie geodezyjnym (układ PUWG –1992). Obecnie (od 2002 r.) mapa jest tworzona zgodnie ze znowelizowanymi wytycznymi uwzględniającymi postęp w dziedzinie opracowań numerycznych (Wytyczne 2005). Mapa tworzona jest w oparciu o dostępne materiały kartograficzne i statystyczne w postaci archiwalnej oraz publikowanej, a także wyniki terenowego kartowania hydrograficznego. Z założenia mapa nie jest wyłącznie opracowaniem naukowym, ale posiada także wiele aspektów o charakterze

utylitarnym. Zainteresowanie wykorzystaniem treści mapy wykazuje wiele instytucji zajmujących się problematyką kształtowania i ochrony środowiska, planowania przestrzennego, zagadnień wodnogospodarczych. Z tego punktu widzenia jest wykorzystywana na etapie planowania i wdrażania wielu zadań inwestycyjnych (m.in. sieci wodociągowej i kanalizacyjnej, zabezpieczeń przeciwpowodziowych, urządzeń wodnomelioracyjnych) na poziomie jednostek samorządowych różnego szczebla administracyjnego. Aktualnie prawie połowa powierzchni kraju pokryta jest arkuszami omawianej Mapy. Ich rozmieszczenie przestrzenne jest jednak nierównomierne. Tylko kilka województw posiada opracowane wszystkie arkusze (dolnośląskie, lubuskie, śląskie, świętokrzyskie i wielkopolskie), a w województwach: podlaskim i warmińsko-mazurskim nie prowadzono dotychczas tego typu prac (http://serwisy.codgik.gov.pl). Bardzo niewiele arkuszy wykonano w województwie mazowieckim, kujawsko-pomorskim i podkarpackim. Wynika z tego, że znaczna część jednostek administracyjnych w Polsce nie ma obecnie dostępu do tego typu wiedzy.

Pojawia się zatem pytanie: w jakim zakresie i w jaki sposób można pozyskać informacje dotyczące warunków obiegu wody, stanu środowiska wodnego i możliwości jego wykorzystania na obszarze dowolnej jednostki administracyjnej?



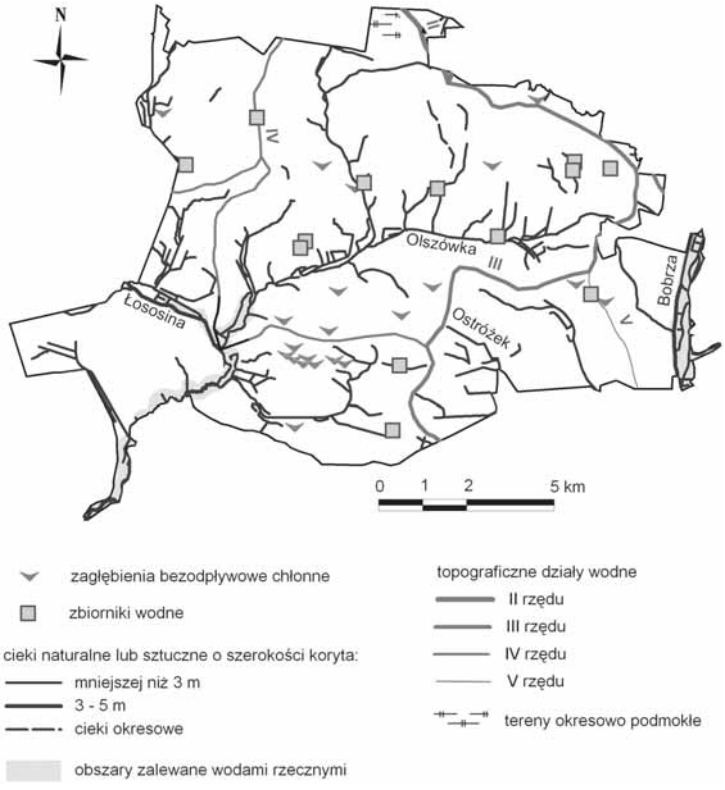
Ryc. 1. Położenie gminy Strawczyn na tle podziału administracyjnego województwa świętokrzyskiego

Celem pracy jest określenie roli *Mapy hydrograficznej Polski w skali 1:50 000* w poznaniu środowiska wodnego podstawowej jednostki samorządu terytorialnego, tj. gminy.

Do analizy wybrano gminę Strawczyn, zlokalizowaną w województwie świętokrzyskim, w powiecie kieleckim. Jest to typowa gmina regionu świętokrzyskiego z rolniczym charakterem użytkowania, występowaniem znacznych powierzchni obszarów chronionych (73% obszaru), z widocznymi wpływami oddziaływania strefy miejskiej Kielc (ok. 20 km). Gmina Strawczyn położona jest na obszarze objętym dwoma arkuszami mapy: Piekoszów (M-34-41-B) i Kielce (M-34-42-A) opracowanych w 2004 roku (*Mapa*… 2004) (ryc. 1).

Treści Mapy Hydrograficznej Polski w skali 1:50 000 ujęte są w następujących 8 warstwach tematycznych:

Topograficzne działy wodne. Działy wodne różnej rangi porządkują treść mapy, wyznaczając naturalne granice obiegu wody. Dział wodny III rzędu przebiega między zlewnią Łososiny (Wierna Rzeka) i Bobrzy. W ich obrębie wydzielono zlewnie aż do V rzędu włącznie (ryc. 2). Ponadto wyróżnia się tu



Ryc. 2. Topograficzne działy wodne i wody powierzchniowe na obszarze gminy Strawczyn

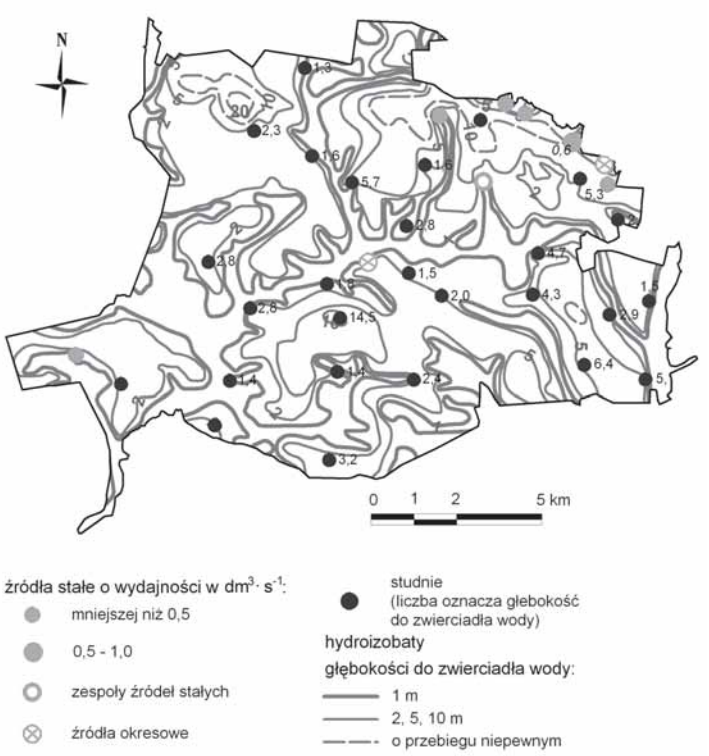
liczne zagłębienia bezodpływowe chłonne, pochodzenia antropogenicznego (wyrobiska poeksploatacyjne) lub naturalnego (starorzecza).

Wody powierzchniowe. Sieć hydrograficzną na mapie stanowią informacje dotyczące rzek i zbiorników wodnych (naturalnych i sztucznych), zasięgi terenów podmokłych (stałych i okresowych). Sieć rzeczną stanowią cieki naturalne i sztuczne (stałe i okresowe) o różnej szerokości. Głównymi rzekami o charakterze tranzytowym są tu Bobrza i Łososina. Na obszarze gminy biorą początek liczne dopływy ww. rzek, m.in: Olszówka i Ciek spod Julianowa (Ostróżek). Ich nazwy są zweryfikowane w odniesieniu do obowiązującego nazewnictwa zawartego w *Podziale hydrograficznym Polski* (*Podział*... 1980, 1983). Istotnym elementem tej warstwy tematycznej są zasięgi obszarów zagrożonych zalewaniem wodami wezbraniowymi. Występują one w ujściowym odcinku doliny Olszówki, w dolinie Łososiny, a także w dolinie Bobrzy w odcinku położonym w obrębie omawianej gminy. Na terenie gminy występuje 13 niewielkich zbiorników wodnych o różnych funkcjach (ryc. 2).

Wypływy wód podziemnych. Reprezentują je źródła stałe (6) i okresowe (2) oraz zespół źródeł stałych. Większość z nich występuje na stokach i u podnóża Pasma Oblęgorskiego (ryc. 3). Sygnatury ilościowe odnoszące się do źródeł informują o ich wydajności. Innych rodzajów wypływów na tym obszarze nie stwierdzono.

Wody podziemne. Głębokość do pierwszego poziomu zwierciadła wód podziemnych obrazują hydroizobaty wykreślone w oparciu o pomiary studzienne. Wyniki tych pomiarów podane są na mapie obok sygnatury studni (ryc. 3). Na obszarze gminy wykonano 27 pomiarów studni określających głębokość występowania pierwszego poziomu wód gruntowych. Na ich podstawie wykreślono hydroizobaty o wartościach: 1, 2, 5, 10 m. Zróżnicowana budowa geologiczna i rzeźba terenu warunkują występowania omawianego poziomu wód na głębokościach od 1 m do 20 m. Obraz hydroizobat wykazuje zróżnicowanie pierwszego horyzontu wód podziemnych. Obszary o bardzo płytkim położeniu wód gruntowych (0 do 2 m) zajmują duże powierzchnie dolinne. Największe głębokości (powyżej 20 m) występują w strefach wierzchowinowych pasm górskich (Biernat i in. 2004). W ich obrębie wykreślono hydroizobaty o przebiegu niepewnym (ryc. 3).

Przepuszczalność gruntów. Warunki infiltracji i spływu powierzchniowego można ocenić na podstawie przestrzennego zróżnicowania przepuszczalności gruntów z uwzględnieniem rzeźby i użytkowania terenu. Duża przestrzenna zmienność litologiczna i hipsometryczna obszaru gminy znalazła wyraz w występowaniu tu mozaikowatości prawie pełnego spektrum klas przepuszczalności gruntów (V klas), a w dalszej konsekwencji skutkuje to odmiennymi warunkami obiegu wody. Wschodnia część gminy charakteryzuje się na ogół słabą przepuszczalnością gruntów, a zachodnia średnią. W dolinach występują grunty zmiennej infiltracji.



Ryc. 3. Wypływy wód podziemnych, lokalizacja studni i przebieg hydroizobat na obszarze gminy Strawczyn

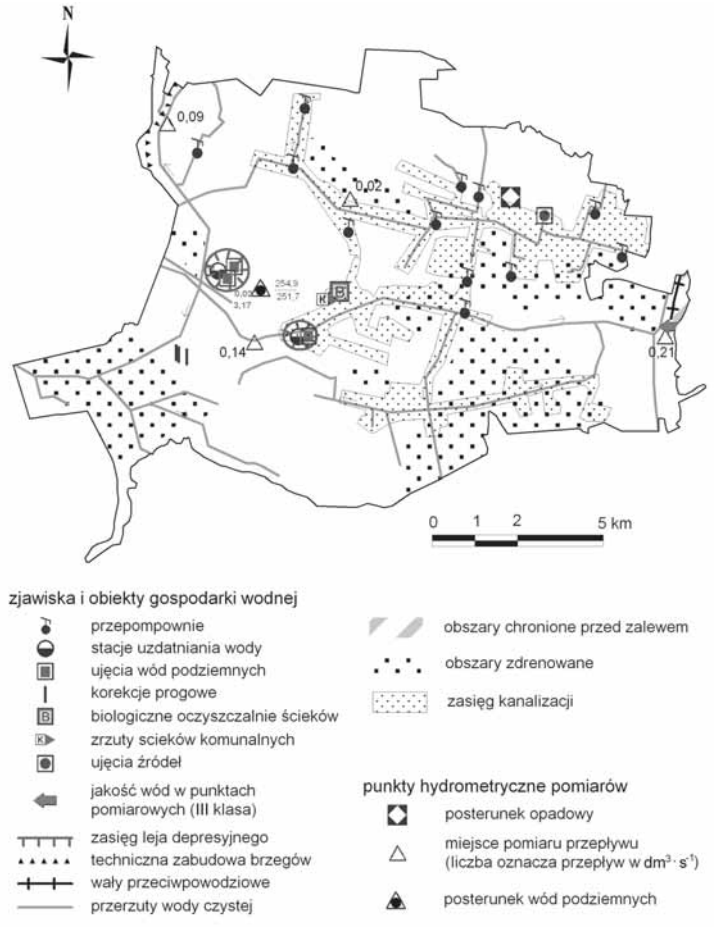
Zjawiska i obiekty gospodarki wodnej. Najobszerniejsza tematycznie warstwa mapy (ryc. 4) obejmuje na omawianym terenie m.in. groble i wały przeciwpowodziowe, tereny zdrenowane i chronione przed zalewem, przerzuty wody czystej, obiekty zabudowy hydrotechnicznej cieków, klasy czystości wód, oczyszczalnie ścieków, stacje uzdatniania wody, ujęcia wód, pompownie oraz zasięgi obszarów o różnym stopniu przekształcenia stosunków wodnych.

Warunki naturalne nie sprzyjają budowie zbiorników wodnych. Występują tu przede wszystkim drobne zbiorniki przeciwpożarowe. Wzdłuż lewego brzegu Bobrzy biegnie fragment wału przeciwpowodziowego, chroniący tereny przyległe przed zalaniem (ryc. 4).

Na terenach zdrenowanych następuje najczęściej przyśpieszenie odpływu nadmiaru wód, a rzadziej nawodnienie w okresach posusznych. Są to głównie obszary o słabej przepuszczalności (ryc. 4).

Większość miejscowości w rozpatrywanej gminie posiada sieć wodociągową, co znajduje wyraz w postaci przerzutów wody czystej wraz z określeniem

kierunkiem przepływu. Jest ona uwarunkowana lokalizacją ujęć wód podziemnych (Ruda Strawczyńska – 2, Strawczyn – 1) oraz w najbliższym jej sąsiedztwie, a także źródlanych (Oblęgor – 1). Ujęciom tym nieraz towarzyszą stacje uzdatniania wód (Ruda Strawczyńska – 1). Na obszarach o znacznej deniwelacji terenu występuje, dość często, konieczność transportu wymuszonego wód czystych, co wiąże się z potrzebą budowy pompowni (10). Na obszarach zabudowanych określony jest zasięg kanalizacji wyznaczający obszar, na którym ścieki kanałami zamkniętymi odprowadza się do oczyszczalni ścieków, a wody burzowe do rzek. Istnieje tu (ryc. 4) jedna oczyszczalnia typu biologicznego (Strawczyn).



Ryc. 4. Zjawiska i obiekty gospodarki wodnej oraz punkty hydrometryczne pomiarów stacjonarnych na obszarze gminy Strawczyn

Mapa hydrograficzna w zakresie zabudowy hydrotechnicznej cieków pozwala na uzyskanie informacji o charakterze koryt cieków uregulowanych i ich technicznej zabudowie dna i brzegów (koryto rzeki Łososinki). Na Łososinie występuje korekcja progowa (ryc. 4).

W strategii rozwoju poszczególnych jednostek terytorialnych oprócz charakterystyk ilościowych wód powierzchniowych uwzględnia się ich jakość. Informację tą można uzyskać z omawianej mapy, bowiem przedstawia się tu ocenę stanu czystości w oparciu o badania monitoringowe Państwowej Inspekcji Ochrony Środowiska lub inspektoratów regionalnych. Klasyfikacja dotycząca stanu czystości wód przedstawiana jest punktowo w miejscach poboru próbek. Punkt taki znajduje się na Bobrzy, w którym określono trzecią klasę czystości wód (ryc. 4).

Z *Mapy hydrograficznej* można również uzyskać wiedzę na temat zasięgu przeobrażeń stosunków wodnych wywołanych intensywną działalnością gospodarczą człowieka. Wyróżnia się tu zasięgi: lejów depresyjnych, które towarzyszą ujęciom wód podziemnych, oraz zrzut ścieków komunalnych rowem do Olszówki w miejscowości Strawczyn. Ponadto w *Komentarzu...* w odniesieniu do obszaru opracowania określona jest syntetyczna informacja dotycząca typowych przeobrażeń na terenach rolniczych, przemysłowych i zabudowanych (ryc. 4).

Punkty hydrometryczne pomiarów stacjonarnych. Warstwę tę tworzą posterunki opadowe (Oblęgor), miejsca pomiaru przepływu podczas kartowania hydrograficznego wraz z jego wartością (4), posterunki pomiaru wód podziemnych wraz z informacją o dynamice ich stanów (1). W obrębie granic gminy nie występują posterunki wodowskazowe i źródła obserwowane (ryc. 4).

Oznaczenia uzupełniające. Odnoszą się do nazw i przebiegu granic administracyjnych, które ułatwiają przeprowadzenie analiz w ich obrębie.

W tle treści omawianej mapy znajduje się dodatkowa warstwa tematyczna ilustrująca treści topograficzne i rzeźbę terenu.

Mapa hydrograficzna w formie analogowej i numerycznej daje duże możliwości rozpoznania na danym obszarze aktualnego stanu wielu elementów środowiska wodnego, w tym gospodarki wodnej w ujęciu jakościowym i ilościowym. Ma ona charakter poznawczy (Bajkiewicz-Grabowska 2005) i utylitarny (Graf 2005). Na podstawie *Mapy hydrograficznej Polski w skali 1:50 000* można dokonać również analizy aktualnego zagospodarowania i przekształcenia środowiska wód powierzchniowych i podziemnych.

Powinna być ona wykorzystana przy opracowywaniu strategii rozwoju regionalnego oraz planów przestrzennego zagospodarowania gmin, powiatów i województw, a obligatoryjnie przy podejmowaniu decyzji związanych z realizacją zadań dotyczących gospodarki wodnej i zagrożeń środowiska. Na brak aktów prawnych w prawodawstwie polskim dotyczących obligatoryjnego wykorzystania urzędowych map tematycznych, w tym *Mapy hydrograficznej*, zwrócił uwagę Krzywnicki (2005).

Treści prezentowane na *Mapie hydrograficznej Polski* pozwalają również na prognozowanie zmian w zakresie m.in. określenia stopnia przeobrażenia stosunków wodnych i zasięgów występowania zjawisk ekstremalnych (powodzi i susz).

Literatura

Bajkiewicz-Grabowska E. (2005): *Wykorzystanie bazy danych hydrograficznych do celów naukowych*, [w:] *Praktyczne wykorzystanie map tematycznych: hydrograficznej i sozologicznej mapy Polski w skali 1: 50 000. Seminarium w dniu 11 października 2005 r.*, Departament Geodezji, Kartografii i Systemów Informacji Geograficznej GUGiK. Warszawa.

Biernat T., Ciupa T., Suligowski R. (2004): *Komentarz do Mapy hydrograficznej Polski w skali 1:50 000 arkusze: Piekoszów (M-34-41-B), Kielce (M-34-42-A)*, Główny Urząd Geodezji i Kartografii. Warszawa.

Biernat T., Ciupa T., Suligowski R. (2005): *Możliwości oceny stanu środowiska geograficznego na podstawie Mapy hydrograficznej Polski w skali 1:50 000*, [w:] *Środowisko przyrodnicze jako przedmiot badań interdyscyplinarnych: teoria i praktyka*, M. Strzyż, A. Świercz (red.), PAEK; 28–29.

Graf R. (2005): *Treść Mapy Hydrograficznej Polski w skali 1:50 000*, [w:] *Praktyczne wykorzystanie map tematycznych: hydrograficznej i sozologicznej mapy Polski w skali 1:50 000. Seminarium w dniu 11 października 2005 r*., Departament Geodezji, Kartografii i Systemów Informacji Geograficznej GUGiK. Warszawa.

Jankowski A.T. (2004): *Znaczenie map hydrograficznych w ocenie dynamiki zmian środowiska wodnego*, [w:] *Dokumentacja Geograficzna*, 31. Warszawa. 57–58.

Krzywnicki W. (2005): *Praktyczne wykorzystanie map tematycznych dla potrzeb gospodarki*, [w:] *Praktyczne wykorzystanie map tematycznych: Hydrograficznej i Sozologicznej Mapy Polski w skali 1:50 000. Seminarium w dniu 11 października 2005 r.*, Departament Geodezji, Kartografii i Systemów Informacji Geograficznej GUGiK. Warszawa.

Mapa Hydrograficzna Polski w skali 1:50 000 (2004): *arkusz Piekoszów (M-34-41-B) i Kielce (M-34-42-A)*, Główny Urząd Geodezji i Kartografii. Warszawa.

Podział Hydrograficzny Polski (1980): cz. II, *Mapa 1:200 000*, Wyd. Geologiczne. Warszawa.

Podział Hydrograficzny Polski (1983): cz. I, *Zestawienia opisowo-liczbowe*, Wyd. Komunikacji i Łączności. Warszawa

Wytyczne Techniczne GIS-3 (2005): *Mapa hydrograficzna Polski, skala 1:50 000 w formie analogowej i numerycznej*, GUGiK. Warszawa.

Robert Bogdanowicz, Artur Cysewski, Sylwia Magierska
Katedra Hydrologii, Uniwersytet Gdański, Gdańsk

Analiza wielkości ładunku azotu i fosforu ogólnego dopływającego do Zatoki Puckiej rzekami oraz ze zrzutów punktowych

The analysis of total nitrogen and total phosphorus loads entering the Puck Bay from rivers and point sources

Abstract: The main aim of the study is quantitative assessment and apportion of sources (rivers and sewage plants) responsible for the observed nutrients levels in the Puck Bay waters. Nutrients' concentration for all the main rivers flowing into the lagoon have been measured at water quality sampling points situated closest to the rivers outlets. The results of the research have proved that the Dębogórze sewage treatment plant was the largest pollution source in 2006. Nitrogen and phosphorus load transported to the Puck Bay by the rivers was also significant and showed direct seasonal pattern with the highest values in March.

Słowa kluczowe: Zatoka Pucka, rzeki, azot, fosfor, ładunek zanieczyszczeń.
Key words: the Puck Bay, rivers, nitrogen, phosphorus, pollution load.

Wprowadzenie

Zatoka Pucka jest jednym z najsilniej zeutrofizowanych akwenów przybrzeżnych południowego Bałtyku. Głównymi czynnikami wpływającymi na podwyższoną zawartość substancji odżywczych w wodach Zatoki Puckiej jest oddziaływanie bezpośrednich zrzutów ścieków z oczyszczalni zlokalizowanych na jej wybrzeżu oraz rzek niosących ze sobą ładunki zanieczyszczeń. W pracy dokonano oceny wielkości dopływającego do Zatoki Puckiej ładunku azotu i fosforu ogólnego, zarówno tego prowadzonego przez rzeki, jak i odprowadzanego bezpośrednio z oczyszczalni ścieków. Realizacja tego celu umożliwiła określenie udziału poszczególnych źródeł zanieczyszczeń w całkowitym ładunku odprowadzanym do Zatoki. Ponadto podjęto próbę oceny sezonowych zmian ładunku badanych substancji oraz powiązania ich z czynnikami hydrologicznymi i antropogenicznymi. Analizę przeprowadzono na podstawie roz-

poczętych przez Katedrę Hydrologii UG w listopadzie 2005 roku systematycznych badań ładunku zanieczyszczeń odprowadzanych wybranymi rzekami do Zatoki Puckiej. Analizowane wyniki obejmują pomiary jakości wód i przepływu rzecznego w roku hydrologicznym 2006. W odniesieniu do tego samego okresu badawczego zgromadzono także dane dotyczące ładunku ścieków odprowadzanych bezpośrednio do Zatoki.

Metody

W celu określenia wielkości potamicznego ładunku azotu i fosforu ogólnego dopływającego do Zatoki Puckiej w roku hydrologicznym 2006 przeprowadzono pomiary przepływu i stężeń azotu oraz fosforu ogólnego w czterech profilach położonych w odcinkach ujściowych największych rzek zlewiska Zatoki Puckiej: Zagórskiej Strugi, Redy, Gizdepki oraz Płutnicy. Profile pomiarowe zlokalizowane były w odległości od 350 m (Płutnica) do nieco ponad 1 km (Zagórska Struga) od ujścia badanych rzek do morza (tab. 1).

Pomiary stężeń i przepływu wykonywane były jednocześnie, z częstością raz na miesiąc. Próbki wody do analiz chemicznych pobierano z nurtu metodą powierzchniową. Analizy chemiczne wykonywano w laboratorium hydrochemicznym Katedry Hydrologii bezpośrednio w dniu pomiarów. Pomiary przepływu wykonywano przy użyciu akustycznego dopplerowskiego prądomierza profilującego StreamPro ADCP oraz młynka elektromagnetycznego z płaskim czujnikiem. Oznaczenia azotu ogólnego i fosforu ogólnego wykonywano spektrofotometrem PhotoLab Spektral produkcji WTW. Średnie miesięczne i roczne ładunki potamiczne obliczano na podstawie ładunków chwilowych, przy zastosowaniu metody interpolacji liniowej (Bogdanowicz 2004). Roczne ładunki azotu i fosforu ogólnego odprowadzane z oczyszczalni ścieków obliczono natomiast na podstawie wartości średnich miesięcznych ładunków otrzymanych od eksploatatorów obiektów. Obliczenia ładunków rzecznych jak i ładunków z oczyszczalni ścieków obejmują rok hydrologiczny 2006.

Tab. 1. Wybrane charakterystyki zlewni rzek zlewiska Zatoki Puckiej

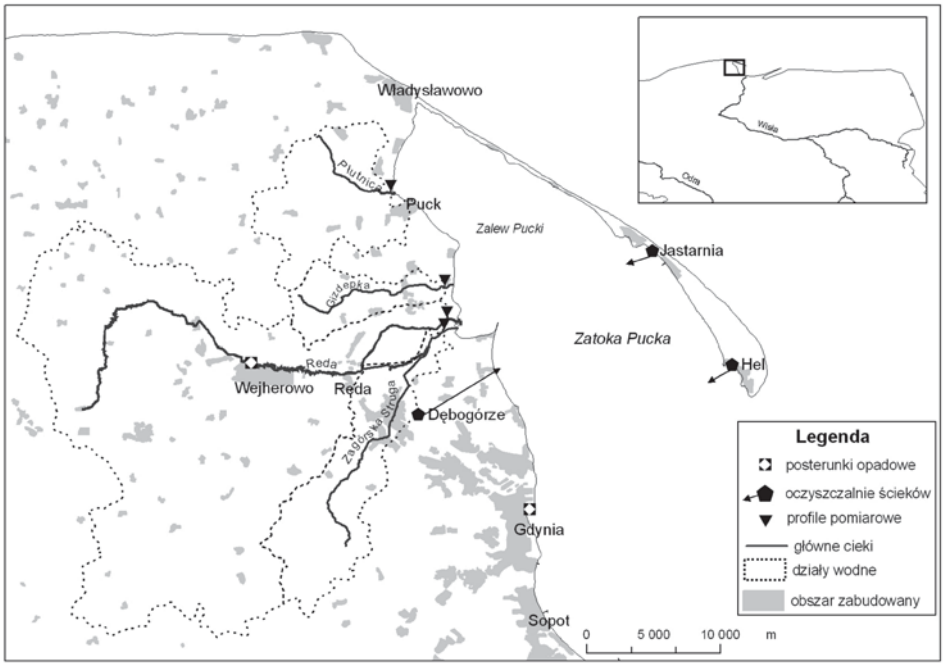
Rzeka	Odległość profilu pomiarowego od ujścia do Zatoki Puckiej [km]	Powierzchnia zlewni [km^2]	Średni przepływ* [$m^3 \cdot s^{-1}$]	Średni odpływ jednostkowy* [$dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$]
Zagórska Struga	1,05	105,2	0,925	8,8
Reda	1,00	485,5	4,522	9,3
Gizdepka	0,77	37,2	0,153	4,1
Płutnica	0,35	84,0	0,633	7,5

* w 2006 roku

Charakterystyka obszaru badań

Obszar badań obejmuje jednostkę hydrograficzną przylegającą bezpośrednio do Zatoki Puckiej. Zatoka Pucka stanowi subregion w zachodniej części Basenu Gdańskiego, oddzielony od jego głębokowodnej części Półwyspem Helskim. Zatokę dzieli się na dwie części: większą (o powierzchni około 257 km^2) i głębszą (średnia głębokość około 20,5 m), położoną w części wschodniej, zwaną Zatoką Pucką Zewnętrzną, oraz mniejszą (o powierzchni około 103 km^2) i znacznie płytszą (średnia głębokość około 3,1 m), zwaną Zalewem Puckim, znajdującą się w jej części zachodniej. Granica między nimi biegnie od Cypla Rewskiego, poprzez mielizny zatopionej mierzei – Rybitwiej Mielizny, ku Półwyspowi Helskiemu (Nowacki 1993).

Zlewisko Zatoki Puckiej obejmuje obszar lądu o powierzchni 908,8 km^2 (Cyberski 1993), z czego około 80% powierzchni odwadniane jest przez cztery główne cieki, z których największy obszar odwadnia rzeka Reda. Lokalizację zlewni badanych rzek oraz profili pomiarowych przedstawiono na ryc. 1.



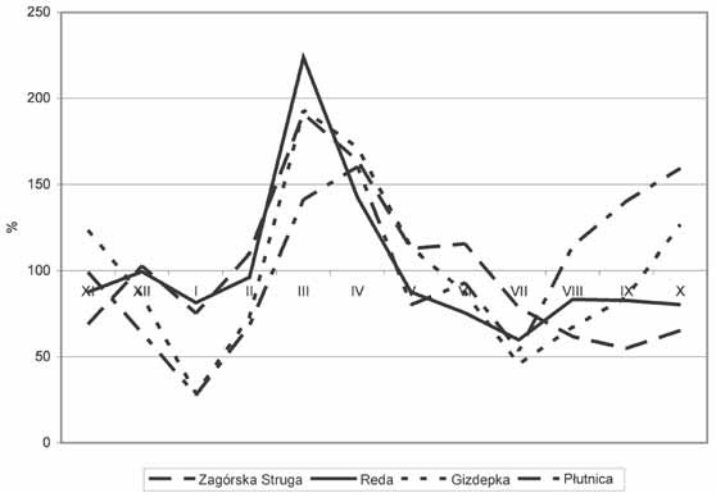
Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań

Głównymi, punktowymi miejscami zanieczyszczeń w zlewisku Zatoki Puckiej są oczyszczalnie odprowadzające ścieki bezpośrednio do morza. Zdecydowanie największym punktowym zrzutem zanieczyszczeń jest grupowa oczysz-

czalnia ścieków w Dębogórzu, o średniej objętości odprowadzanych ścieków na dobę w 2006 r. wynoszącej 55 000 m^3, odprowadzająca zanieczyszczenia do Zatoki w rejonie Mechelinek (ryc. 1). Oczyszczalnia ta zbiera ścieki z systemu kanalizacyjnego obejmującego swym zasięgiem miasta i gminy położone w północno-zachodniej części aglomeracji gdańskiej, od Gdyni po Wejherowo.

Charakterystyka hydrologiczna

Do Zatoki Puckiej odprowadzane są wody z czterech większych zlewni o łącznej powierzchni wynoszącej 712 km^2, w tym z dorzecza Redy o powierzchni około 485 km^2 (tab. 1). Średni roczny przepływ cieków zlewiska Zatoki wynosił w 2006 r. 6,2 $m^3 \cdot s^{-1}$, w tym przepływ Redy 4,5 $m^3 \cdot s^{-1}$ (73%). Odpływ roczny wynosił w 2006 r. 0,197 km^3, co stanowi 61% objętości Zalewu Puckiego. Najwyższy odpływ jednostkowy w 2006 r. charakteryzował zlewnię Redy (9,3 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$). Nieco niższe wartości zasobów rzecznych charakteryzowały zlewnię Zagórskiej Strugi. Najniższy odpływ jednostkowy cechował w 2006 r. zlewnię Gizdepki (4,1 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$). Zróżnicowanie zasobności wodnej badanych zlewni w dużym stopniu uwarunkowane jest wysokością opadów atmosferycznych, których sumy roczne w części zachodniej zlewiska Zatoki Puckiej (posterunek Wejherowo) przekraczają 750 mm, a w części wschodniej (posterunek Gdynia) nie osiągają nawet 550 mm (Cieśliński 2005). Wysokie odpływy ze zlewni Redy tłumaczone są także zjawiskiem niezgodności działów topograficznych i hydrogeologicznych i napływem wód podziemnych z sąsiedniej zlewni Łeby (Drwal 1984).



Ryc. 2. Roczny przebieg miesięcznych współczynników przepływu w rzekach zlewiska Zatoki Puckiej w 2006 r.

Przepływy badanych rzek wykazywały w 2006 r. wyraźną zmienność sezonową (ryc. 2). W przypadku Redy, Zagórskiej Strugi i Gizdepki kulminacja przepływu wystąpiła w marcu, natomiast w Płutnicy wystąpiły dwa maksima, kwietniowe oraz październikowe. Minimalne wartości współczynników przepływu w Płutnicy oraz Gizdepce zanotowano w styczniu, w Redzie w lipcu, a w Zagórskiej Strudze we wrześniu. Największym zakresem zmian przepływu cechowała się Reda i Gizdepka, a najmniejszym Płutnica. Procentowy udział odpływu z półrocza zimowego w stosunku do odpływu całorocznego wynosił od 47% w Płutnicy do 61% w Redzie.

Dopływ azotu i fosforu ogólnego do Zatoki Puckiej

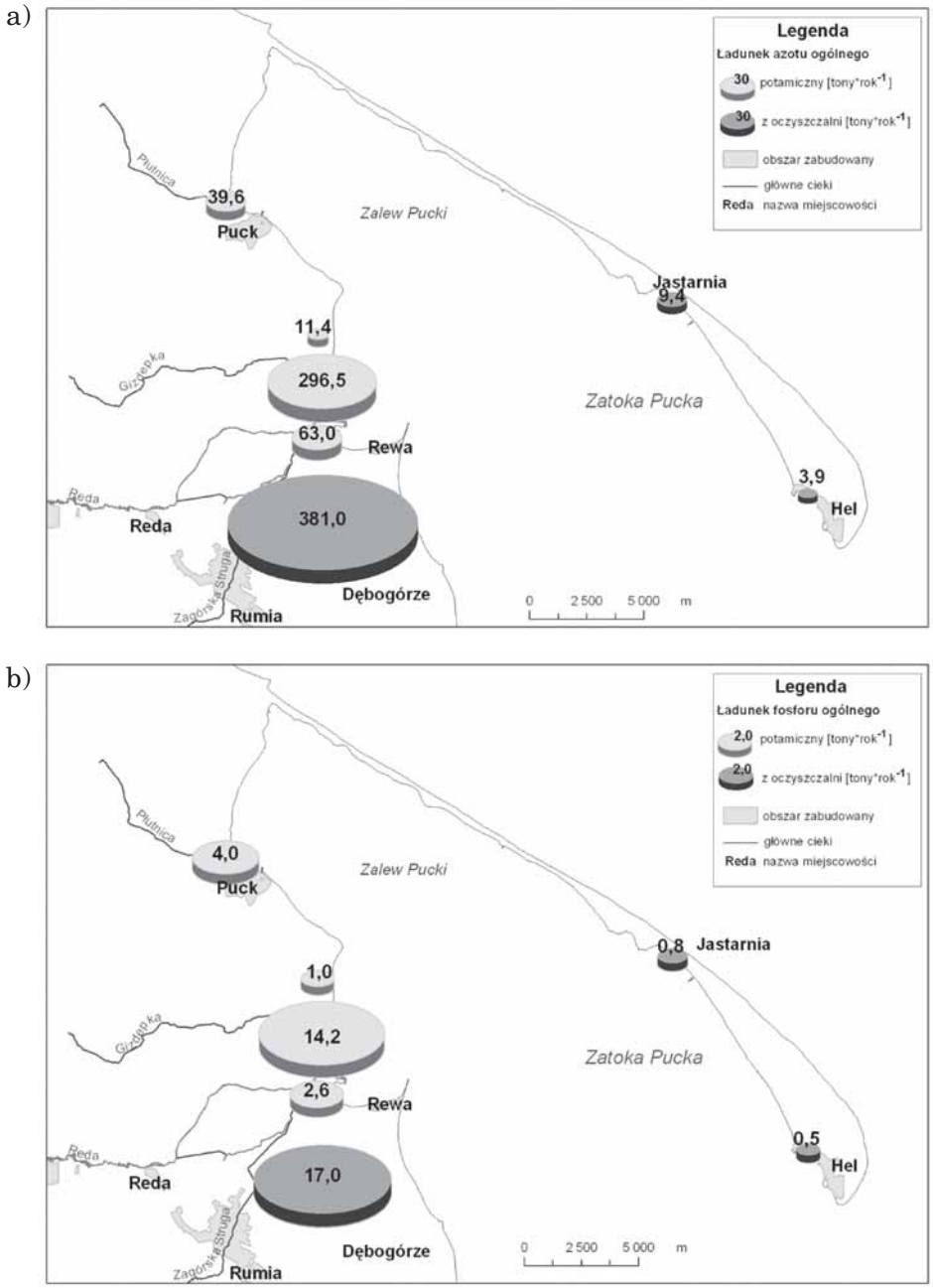
Najważniejszym, pojedynczym dostawcą azotu i fosforu ogólnego była w 2006 r. oczyszczalnia ścieków Dębogórze, natomiast spośród rzek większość ładunku prowadzona była przez Redę (ryc. 3). Zarówno w przypadku azotu, jak i fosforu ogólnego nieco ponad połowę ładunku dopływającego do Zatoki Puckiej stanowił eksport ze zlewni rzecznych (tab. 2).

Tab. 2. Udział poszczególnych cieków w ładunku substancji odżywczych dopływających do Zatoki Puckiej w 2006 r.

Źródło zanieczyszczeń	N_{og} [%]	P_{og} [%]
Zagórska Struga	8	7
Reda	37	35
Gizdepka	1	3
Płutnica	5	10
Razem rzeki	**51**	**54**
Dębogórze	47	43
Jastarnia	1	2
Hel	1	1
Razem oczyszczalnie	**49**	**46**

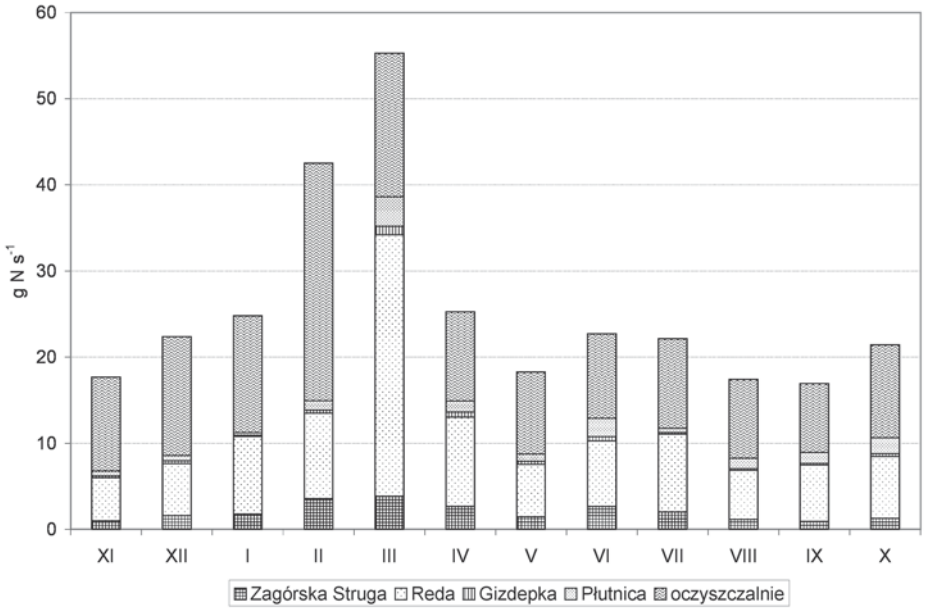
Największe ładunki azotu ogólnego we wszystkich badanych rzekach wystąpiły w marcu (ryc. 4a). Sumaryczny ładunek dopływający ze wszystkich badanych rzek do Zatoki był wyraźnie największy w marcu, a najmniejszy w listopadzie. Całkowity ładunek azotu eksportowany do Zatoki Puckiej ze wszystkich badanych źródeł charakteryzował się najwyższymi wartościami (>40 g $N \cdot s^{-1}$) w lutym i w marcu, przy czym w lutym przeważał ładunek odprowadzany z oczyszczalni, a w marcu – ładunek potamiczny. Najniższe ładunki azotu ogólnego wystąpiły w sierpniu i we wrześniu.

W przypadku fosforu ogólnego sumaryczny dopływ rzekami do Zatoki cechował się wyraźnym maksimum marcowym i minimum styczniowym (ryc. 4b). Wysokie ładunki potamiczne, powyżej 1 g $P \cdot s^{-1}$, wystąpiły także

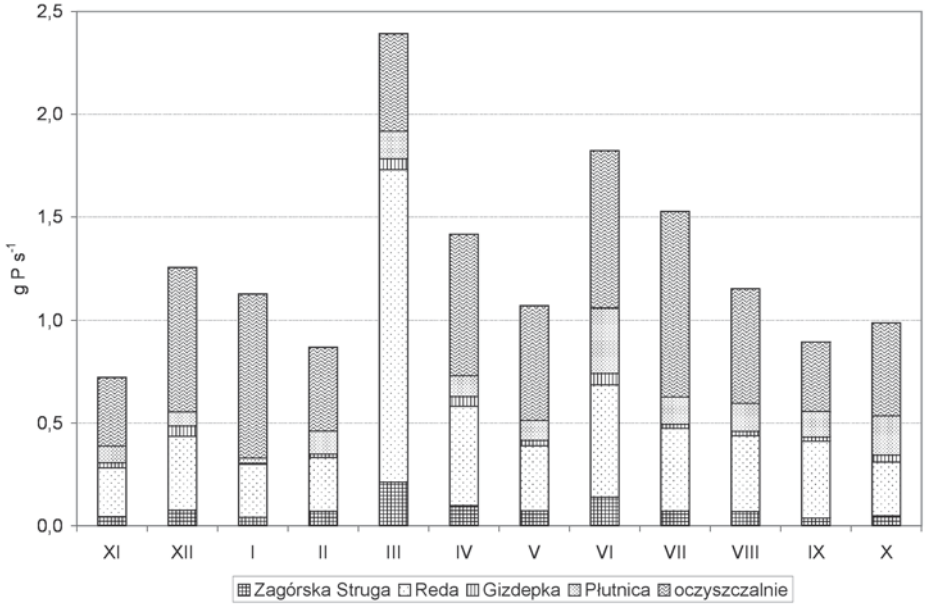


Ryc. 3. Roczne ładunki azotu ogólnego a) i fosforu ogólnego b) dopływające do Zatoki Puckiej w 2006 r.

a)



b)



Ryc. 4. Sezonowa zmienność ładunku azotu ogólnego a) i fosforu ogólnego b) dopływającego do Zatoki Puckiej ze zlewni rzecznych oraz z oczyszczalni ścieków w 2006 r.

w czerwcu. Maksymalny całkowity ładunek fosforu ogólnego, ze wszystkich badanych cieków, odprowadzany był w marcu, a minimalny w listopadzie.

Tab. 3. Ładunek jednostkowy azotu i fosforu ogólnego w zlewniach rzek zlewiska Zatoki Puckiej w 2006 r.

Zlewnia	N_{og} [kg·km^{-2}·rok^{-1}]	P_{og} [kg·km^{-2}·rok^{-1}]
Zagórskiej Strugi	599	25
Redy	611	29
Gizdepki	308	26
Płutnicy	471	48

Najwyższy ładunek jednostkowy azotu ogólnego w 2006 r. (tab. 3) cechował zlewnię Redy (611 kg · km^{-2} · rok^{-1}), natomiast najniższy zlewnię Gizdepki (308 kg · km^{-2} · rok^{-1}). Najwyższe wartości ładunku jednostkowego fosforu ogólnego charakteryzowały zlewnię Płutnicy (48 kg · km^{-2} · rok^{-1}), natomiast najmniejsze zlewnię Zagórskiej Strugi (25 kg · km^{-2} · rok^{-1}).

Podsumowanie i wnioski

Głównym dostawcą azotu i fosforu ogólnego dopływającego do Zatoki Puckiej była w 2006 r. oczyszczalnia Dębogórze. Ponad połowa ładunku azotu i fosforu dopływała do Zatoki rzekami, w tym ponad 65% stanowił ładunek prowadzony przez Redę. W konsekwencji ponad 50% ładunku substancji biogenicznych dopływających do Zatoki Puckiej uchodziła do najbardziej narażonego na wzrost trofii Zalewu Puckiego.

Największe potamiczne ładunki azotu i fosforu odprowadzane były w 2006 r. do Zatoki Puckiej w miesiącach zimowych i wczesnowiosennych, w szczególności w marcu. Przewaga ładunku azotu i fosforu z półrocza zimowego w stosunku do półrocza letniego (z wyjątkiem Płutnicy) związana jest z charakterystycznym dla badanych rzek reżimem rzecznym. Pozostaje to w zgodzie z określonym przez autora reżimem transportu azotu ogólnego w rzekach wschodniej części Przymorza (Bogdanowicz 2005). Również całkowity ładunek substancji odżywczych eksportowany do Zatoki Puckiej ze wszystkich badanych zrzutów przeważał w półroczu zimowym. Wynika to z dużego ładunku zanieczyszczeń odprowadzanego z oczyszczalni Dębogórze w półroczu zimowym, szczególnie w miesiącu lutym, co wiąże się ze zmniejszoną efektywnością procesów oczyszczania zachodzących przy niskich temperaturach ścieków.

Pomiędzy badanymi zlewniami występowały znaczne różnice w wartościach obliczonych w 2006 r. ładunków jednostkowych, które w przypadku azotu ogólnego były w zlewni Redy dwukrotnie wyższe niż w zlewni Gizdepki,

a w przypadku fosforu ogólnego dwukrotnie wyższe w zlewni Płutnicy niż w zlewni Zagórskiej Strugi. Ładunki jednostkowe obliczone w odniesieniu do badanych zlewni odpowiadały wartościom najniższym spośród ładunków charakterystycznych dla zlewni rzeki Przymorza (Bogdanowicz 2004).

Literatura

B o g d a n o w i c z R. (2004): *Hydrologiczne uwarunkowania transportu wybranych związków azotu i fosforu Odrą i Wisłą oraz rzekami Przymorza do Bałtyku*, Wyd. UG, Gdańsk.

B o g d a n o w i c z R. (2005): *Typologia reżimów transportu azotu ogólnego na przykładzie rzek Przymorza*, Czasopismo Geograficzne, 76 (1–2); 77–90.

C i e ś l i ń s k i R. (2005): *Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50 000. Arkusz N-34-49-B Gdynia–Chylonia*, GUGiK, Warszawa.

C y b e r s k i J. (1993): *Hydrologia zlewiska*, [w:] *Zatoka Pucka*, K. Korzeniewski (red.), FRUG, Gdańsk; 40-70.

N o w a c k i J. (1993): *Morfometria zatoki*, [w:] *Zatoka Pucka*, K. Korzeniewski (red.), FRUG, Gdańsk; 71–78.

Dariusz Borowiak, Jacek Barańczuk
Katedra Limnologii, Uniwersytet Gdański, Gdańsk

Kształtowanie się odpływu ze zlewni jeziornych

Outflow formation from lake catchments

Abstract: The relationships between the hydrographic function of lakes and the features of catchment structure and lake morphometry were evaluated. Three types of lakes were distinguished: (1) unstable lakes, (2) strongly draining lakes, (3) flow-through lakes. In flow-through and unstable lakes, changes in the area of passive catchment cause opposite changes of outflow. In strongly draining lakes this dependence does not occur, and outflow is proportionate to the size of the total catchment. It shows that strongly draining lakes are the main recipients of waters accumulated in areas without outflow. Draining capacity of lakes is determined also by local geological structure, which constitutes basis for a further division of lakes into draining and strongly draining ones.

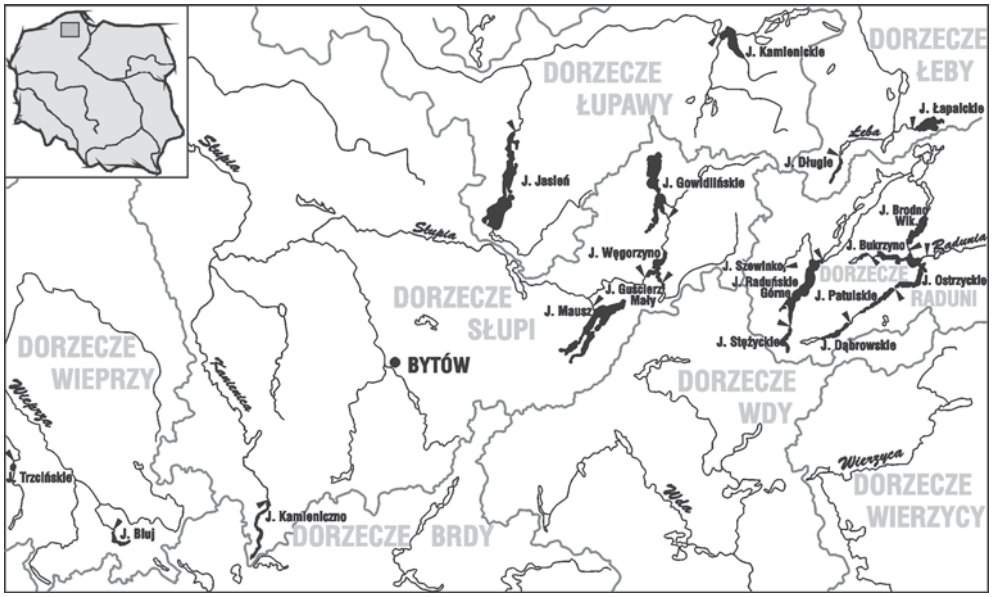
SŁOWA KLUCZOWE: funkcje hydrologiczne jezior, hydrologia pojezierzy, struktura zlewni, morfometria jezior.
KEY WORDS: hydrological function of lakes, hydrology of lakelands, catchment structure, lake morphometry.

Wprowadzenie

Zlewnie terenów młodoglacjalnych cechuje, między innymi, powszechność występowania jezior oraz zagłębień bezodpływowych, których obszary zasilające tworzą niejednokrotnie rozbudowane przestrzennie układy o powierzchniach przekraczających 50% całkowitej powierzchni zlewni. Powierzchniowa bezodpływowość sprawia, iż ujawniające się na obszarach bezodpływowych nadwyżki wody umożliwiają intensyfikację atmosferycznej wymiany wilgoci (wyższa jeziorność i/lub zabagnienie) bądź też zwiększają strumienie alimentacji wód podziemnych (obszary bezodpływowe chłonne). Nadwyżki te mogą zatem pojawić się na różnych etapach rozwoju systemów rzecznych, czy może poprawniej w odniesieniu do obszarów pojeziernych – systemów rzeczno-jeziornych, jako składowa podziemna odpływu rzecznego. W systemach tych jeziora odgrywają podstawową rolę w drenażu podziemnym. Poza strumieniami dopływu wody (opad, dopływ powierzchniowy i podziemny) ważnymi

elementami w ocenie roli jezior w systemach zorganizowanego odpływu są także strumienie rozchodu wody (odpływ powierzchniowy, przesiąkanie, parowanie) jako dopełniające bilans wodny oraz określające kompleksowe oddziaływania zbiorników na ustrój hydrologiczny przepływających przez nie rzek. Tym samym różnorodność pełnionych przez jeziora funkcji w systemach rzeczno-jeziornych znajduje najpełniejsze odzwierciedlenie w ich bilansach wodnych (Borowiak 2000).

Wykorzystując podejście bilansowe, dokonano oceny związków pomiędzy funkcjami hydrologicznymi jezior (typami bilansowymi) a charakterystykami struktury zlewni, wyrażonymi udziałem obszarów bezodpływowych w powierzchni zlewni całkowitej, a także uwarunkowanymi morfogenezą jezior parametrami morfometrycznymi mis jeziornych.



Ryc. 1. Lokalizacja badanych jezior

Obszar i metody badań

Badaniami objęto 19 jezior położonych w górnych zlewniach rzek Pomorza Wschodniego: Raduni (8), Łeby (2), Łupawy (2), Słupi (5) i Wieprzy (2) (ryc. 1). Zlewnie reprezentują zróżnicowane warunki geomorfologiczne i hydrologiczne charakterystyczne dla strefy wododziałowej pojezierzy. Położenie jezior w obszarach inicjalnego zorganizowania systemów odpływu powierzchniowego sprawia, że pełnione przez nie różnorodne funkcje hydrologiczne stają się

bardziej czytelne. Dzieje się tak, ponieważ jeziora zajmują różne pozycje w systemie przepływu wód podziemnych oraz wykazują zróżnicowany stopień integracji z siecią rzeczną. Sprzyja temu również niejednorodność morfometryczna badanych zbiorników (tab. 1). Pod względem wielkości powierzchni są to małe i średnie jeziora nizinne (EU, 2000). Zróżnicowanie głębokościowe jezior jest znaczne i obejmuje zarówno zbiorniki bardzo płytkie, zasilane z ubogich w wodę przypowierzchniowych poziomów wodonośnych (jezioro Szewinko – głębokość maksymalna 2,8 m), jak też bardzo głębokie jeziora rynnowe nacinające kilka niekiedy poziomów wodonośnych (jeziora: Mausz, Raduńskie Górne), których głębokości maksymalne przekraczają 40, a głębokości średnie 10 metrów.

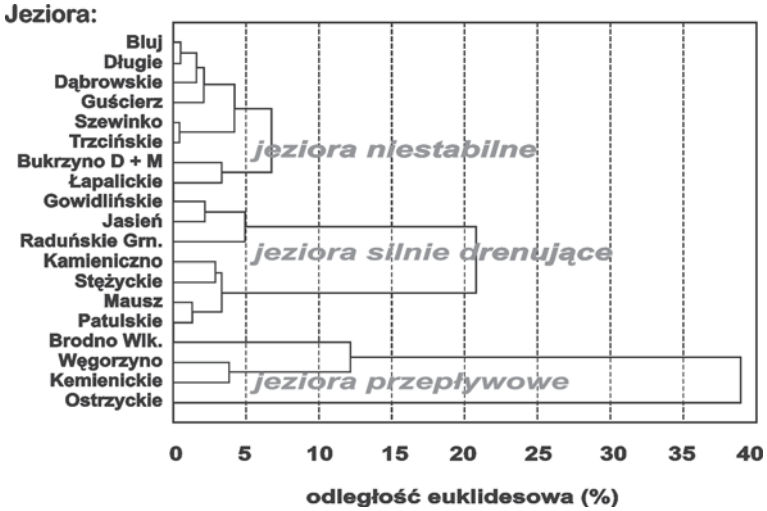
Tab. 1. Charakterystyki morfometryczne badanych jezior i ich zlewni

Parametr	Średnia	Odchyl. std	Minimum	Maksimum	Rozstęp
Powierzchnia (ha)	166,8	171,3	3,4	577,2	573,8
Objętość (dam^3)	14 557,3	19 291,7	44,7	60 158,7	60 114,0
Głębokość maksymalna (m)	18,1	11,8	2,8	45,0	42,2
Głębokość względna (%)	1,5	0,5	0,4	2,4	2,0
Powierzchnia zlewni (ha)	5402,9	5560,8	361,1	20 111,0	19 794,9
Zlewnia właściwa (b.w.)	64,6	98,8	6,9	447,5	440,6
Wsp. Schindlera ($m^2 \cdot m^{-3}$)	16,6	27,4	0,6	99,4	98,8

Podstawą analizy hydrologicznej roli badanych zbiorników były jednoczesne pomiary przepływu uzyskane z pomiarów prowadzonych w latach hydrologicznych 2004–2005. Pomiary odpływu z jezior zlokalizowanych w górnych zlewniach Łeby, Raduni oraz Słupi wykonywano w odstępach miesięcznych, natomiast z jezior górnej zlewni Wieprzy i Łupawy w odstępach dwumiesięcznych w 2004 r. Jedynie w przypadku odpływu z Jeziora Kamienickiego pomiary uzupełniające wykonano także w 2006 r. Analizie poddano wartości uśrednione z całego okresu pomiarowego, a w obliczeniach wykorzystano programy pakietu *Statistica* (StatSoft 1997). W tym samym czasie wykonano pomiary stanów wody jezior, które były podstawą oceny amplitudy rocznej. Zależność statystyczna pomiędzy średnimi rocznymi amplitudami stanów wody jezior a syntetyczną miarą bilansu wodnego jezior, jaką jest współczynnik przyrostu odpływu (iloraz różnicy odpływu z jeziora i dopływu do jeziora przez dopływ do jeziora) dQ (Borowiak 2000), jest bardzo silna. Pozwala to wnioskować o porównywalności zebranego materiału dokumentacyjnego, mimo niejednorodności okresu pomiarowego dla niektórych jezior (Borowiak, Barańczuk 2006). Jako miary oceny funkcji hydrologicznej jezior wykorzystano: amplitudę roczną stanów wody, dopływ rzeczny ze zlewni, odpływ powierzchniowy z jeziora, współczynnik przyrostu odpływu, średnie i ekstremalne odpływy jednostkowe, wskaźnik nieregularności odpływu oraz warstwa odpływu.

Wyniki

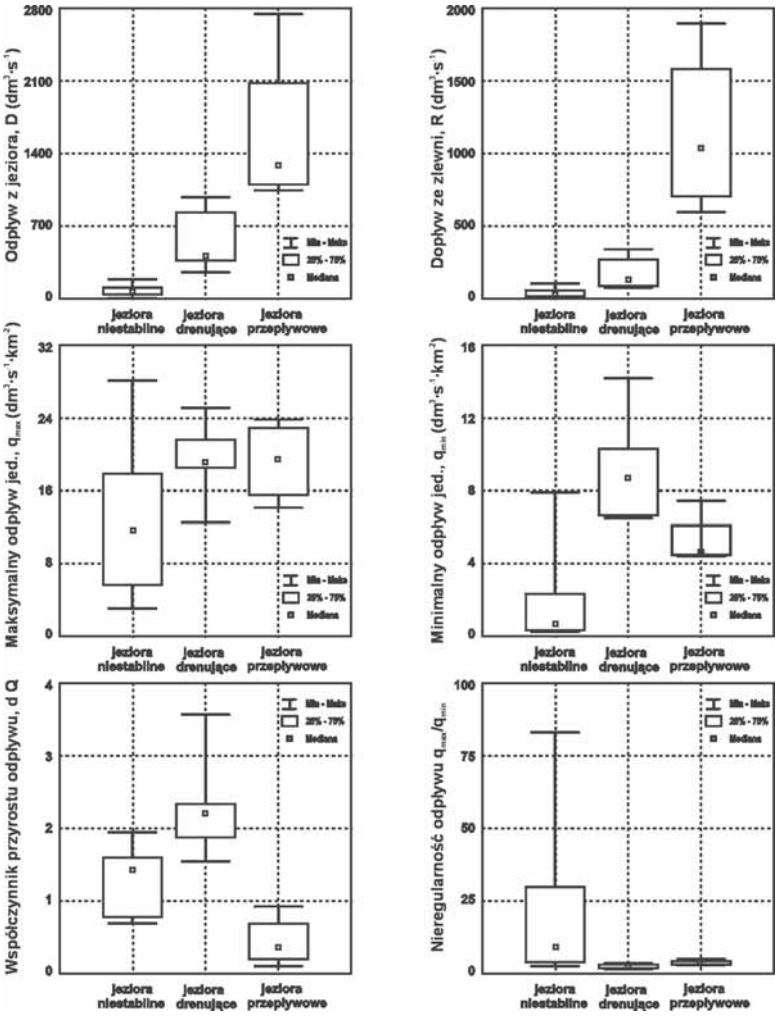
Uwzględnione parametry hydrologiczne dobrze opisują zróżnicowanie wymiany wody w badanych jeziorach. Analiza składowych głównych wykazała, że istnieją trzy główne czynniki wyjaśniające ponad 90% różnic między jeziorami. Pierwszy z nich (46,1%) charakteryzuje wydajność hydrologiczną zlewni jeziornej i obejmuje takie miary, jak: warstwa odpływu (H) oraz średni (q), minimalny (q_{MIN}) i maksymalny (q_{MAX}) odpływ jednostkowy. Drugi czynnik, utożsamiany zasadniczo ze strukturą bilansu wodnego jezior, uwarunkowany jest współczynnikiem przyrostu odpływu (dQ), dopływem ze zlewni (R), amplitudą roczną stanów wody (AMP) oraz odpływem z jeziora (D) wyjaśnia 31,2% zróżnicowania. Trzeci czynnik (15,2%) odnosi się głównie do sezonowej zmienności odpływu i kształtowany jest przez roczny współczynnik nieregularności odpływu jednostkowego (q_{MAX} / q_{MIN}). Wykorzystując wymienione charakterystyki hydrologiczne, dokonano podziału całej zbiorowości jezior na trzy jednorodne grupy, stosując analizę skupień metodą Warda. Wyniki grupowania przedstawia ryc. 2.



Ryc. 2. Podział badanych jezior na jednorodne grupy hydrologiczne

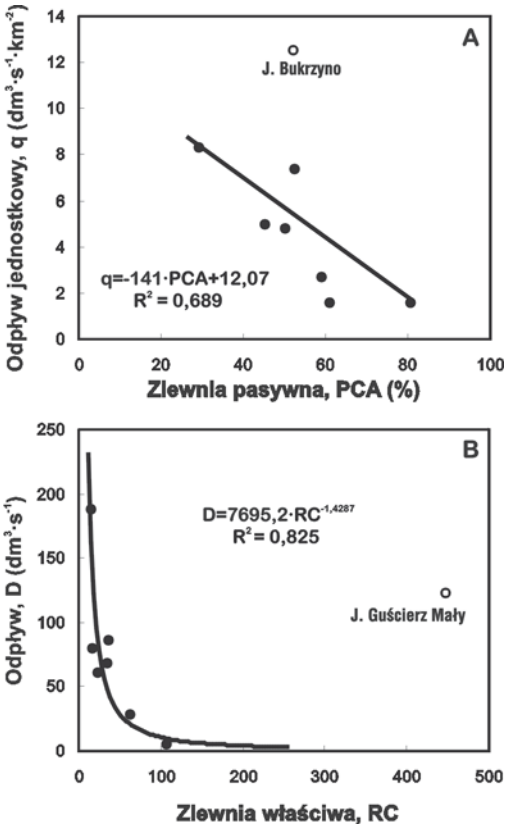
Pierwsza grupa obejmuje jeziora o niestabilnych warunkach wymiany wody (jeziora: Bluj, Bukrzyno Duże, Dąbrowskie, Długie, Guścierz Mały, Łapalickie, Szewinko, Trzcińskie). Są to zasadniczo jeziora umiarkowanie drenujące (dQ=1,0÷1,5), o niewielkiej zasobności wodnej zlewni (q_{MIN} <3 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$) oraz dużej sezonowej zmienności odpływu (q_{MAX} / q_{MIN} = 5÷30). Do grupy drugiej włączone zostały jeziora drenujące oraz silnie drenujące (jeziora: Jasień, Kamieniczno, Mausz, Gowidlińskie, Patulskie, Raduńskie Górne, Stężyckie) o współczynnikach przyrostu odpływu dQ>1,5. Zlewnie tych jezior charakteryzują

się największą wydajnością ($q_{MIN} > 7$ dm^3·s^{-1}·km^{-2}) oraz największą stabilnością sezonową odpływu ($q_{MAX} / q_{MIN} < 3{,}5$). Trzecią tworzą jeziora przepływowe i silnie przepływowe, pełniące w systemach rzeczno-jeziornych rolę obiektów tranzytowych (Brodno Wlk., Kamienickie, Ostrzyckie, Węgorzyno). Wydajność hydrologiczna ich zlewni jest przeciętna, $q_{MIN} = 4 \div 9$ dm^3·s^{-1}·km^{-2}), stabilność sezonowa odpływu wysoka ($q_{MAX} / q_{MIN} < 5$), a względny udział zasilania podziemnego w strukturze przychodów wody jest nieznaczny (dQ poniżej 1), chociaż w wartościach bezwzględnych dopływ ten może być znaczący. Charakterystyki opisujące warunki obiegu wody w zlewniach poszczególnych grup jeziornych przedstawia ryc. 3.

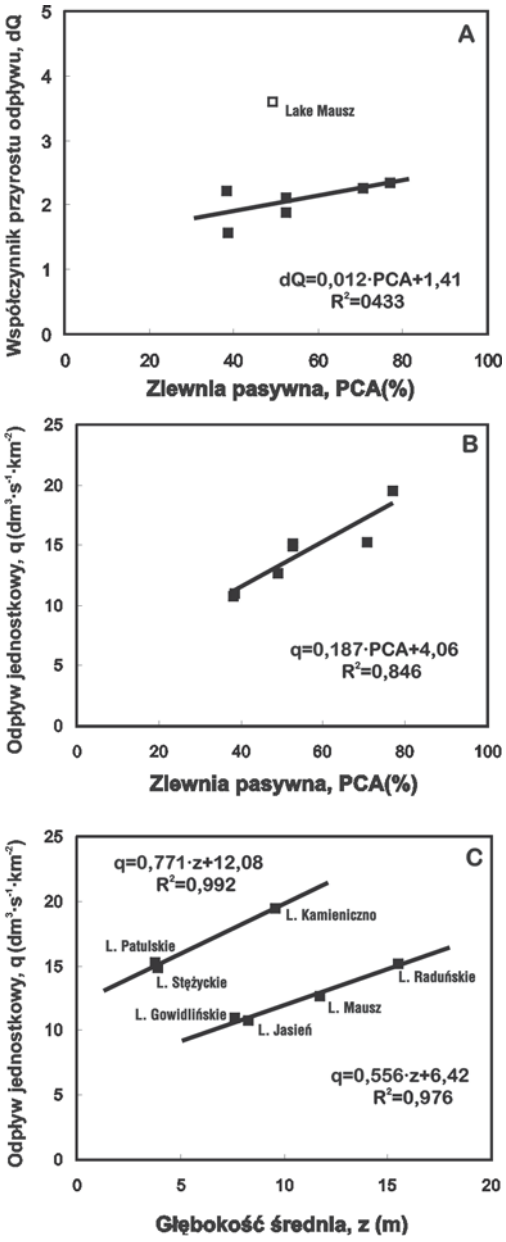


Ryc. 3. Charakterystyki hydrologiczne jezior pełniących różne funkcje hydrologiczne

Poszukując uwarunkowań zróżnicowania miar opisujących obieg wody w zlewni jeziornej w odniesieniu do charakterystyk przyrodniczych zlewni i morfometrii mis jeziornych w wydzielonych grupach hydrologicznych jezior, stwierdzono wyraźne prawidłowości i zależności ze strukturą hydrograficzną zlewni (udział zlewni aktywnej oraz obszarów bezodpływowych), a także z morfometrią zbiorników. Odpływ z małych zbiorników strefy wododziałowej (jeziora niestabilne) zależy od wielkości zlewni czynnej. Zwiększenie udziału zlewni bezodpływowych przyczynia się do zmniejszenia odpływu. Przy udziale obszarów pasywnych rzędu 60–80% odpływ jednostkowy ze zlewni jezior, które przynajmniej okresowo podtrzymują odpływowość, wynosi około 2 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, podczas gdy przy względnym udziale zlewni bezodpływowych poniżej 20% odpływ jednostkowy wzrasta do 8 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ (ryc. 4A). Wraz z przyrostem zlewni właściwej jezior odpływ jednostkowy nie wzrasta (ryc. 4B). W zlew-



Ryc. 4. Zależności pomiędzy średnim odpływem jednostkowym a procentowym udziałem zlewni pasywnej (A) oraz pomiędzy odpływem rzecznym a wielkością zlewni właściwej (B) w grupie jezior niestabilnych



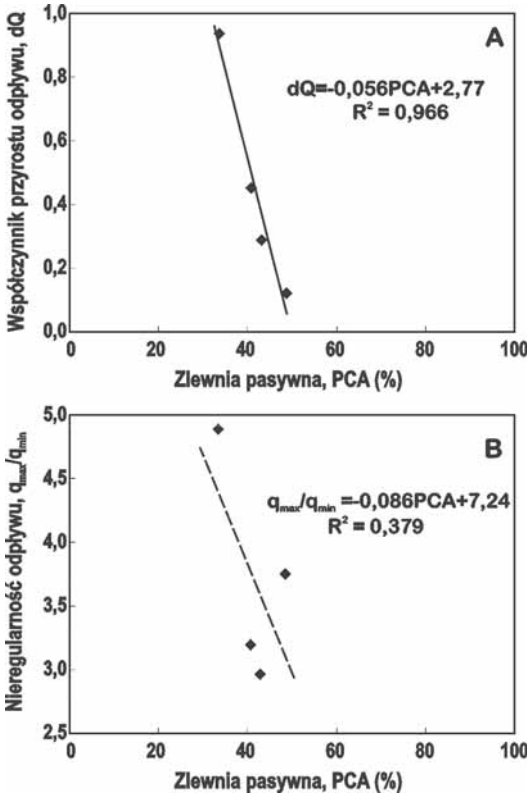
Ryc. 5. Zależności pomiędzy współczynnikiem przyrostu odpływu a procentowym udziałem zlewni pasywnej (A), pomiędzy odpływem jednostkowym a procentowym udziałem zlewni pasywnej (B) oraz odpływem jednostkowym a średnią głębokością jezior (C) w grupie jezior silnie drenujących

niach źródłowych bowiem zwiększenie powierzchni całkowitej jest tożsame ze zwiększeniem się udziału obszarów pasywnych (niewłączonych do systemu odwadniania powierzchniowego), co jest cechą charakterystyczną dla młodoglacjalnych obszarów pojeziernych o inicjalnym rozwoju sieci rzecznej. Lokalne uwarunkowania mogą decydować o odstępstwie od tej reguły. Przy względnie dużym udziale obszarów pasywnych w całkowitej strukturze zlewni (40–50%) odpływ może być wysoki, jak na przykład na wypływie z jeziora Bukrzyno Duże (q=12,5 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$). Może być też i tak, że lokalne krążenie w strefie podpowierzchniowej sprawia, iż większej powierzchni zlewni z dominującym udziałem obszarów bezodpływowych nie musi towarzyszyć obniżenie odpływu, jak na przykład w jeziorze Guścierz Mały (ryc. 4B). Jest to możliwe poprzez zachowanie, podtrzymywanej zasilaniem podziemnym, stałej odpływowości jeziora. Jednak ze względu na duży obszar alimentacji odpływ jednostkowy jest bardzo mały (q_{MAX} = 5,4 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, q = 2,7 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, q_{MIN} = 1,2 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$).

Odmiennie na zmiany w strukturze zlewni reagują natomiast duże jeziora silnie drenujące, także położone w strefach wododziałowych. W tym przypadku wydajność hydrologiczna zlewni jeziornych jest proporcjonalna do ich zlewni. Wzrost udziału powierzchni obszarów pasywnych nie redukuje zatem wielkości odpływu (ryc. 5A, B). Można więc założyć, iż zbiorniki te zasilane są zarówno bezpośrednio ze zlewni aktywnych (spływ powierzchniowy, inicjalna sieć rzeczna), jak też pośrednio poprzez dopływ podziemny wody z przyległych zlewni obszarów bezodpływowych. Uwidacznia się ponadto podział jezior drenujących na dwie kategorie uwarunkowane morfometrią niecek jeziornych i ich związkami hydraulicznymi z podziemnymi strukturami wodonośnymi. Wraz ze wzrostem głębokości średniej jezior ich zdolność drenująca, a tym samym wydajność zlewni, stają się większe. Jednak niektóre jeziora (Kamieniczno, Patulskie i Stężyckie) wykazują się większymi możliwościami akumulowania dopływu podziemnego aniżeli pozostałe zbiorniki tej grupy (ryc. 5C). Stan taki należy wiązać w pierwszym rzędzie z ich dogodnym usytuowaniem w odniesieniu do podziemnych szlaków krążenia wód podziemnych – freatycznych aniżeli z możliwością drenowania głębszych horyzontów wodonośnych, których wychodnie znajdują się poza zlewnią topograficzną.

Jeziora przepływowe wpływają na zmniejszanie względnego dopływu podziemnego w strukturze zasilania wraz ze wzrostem udziału obszarów pasywnych w całkowitej powierzchni zlewni (ryc. 6A). Główne obiekty hydrograficzne przechwytujące nadwyżki wody akumulowanej na obszarach zlewni pasywnych to jeziora drenujące położone w strefach wododziałowych. One to, formując dopływ podziemny, przekształcają go w odpływ rzeczny zasilający tranzytem niżej położone jeziora przepływowe. Zwiększenie udziału obszarów pasywnych skutkuje zmniejszeniem nieregularności odpływu (ryc. 6B) w tej grupie jezior. Jest to wniosek różny od wcześniejszych prawidłowości

uzyskanych przez autorów (Borowiak, Barańczuk 2006), którzy analizowali mniejszą liczbę jezior. Wniosek ten wymaga ponownej weryfikacji.

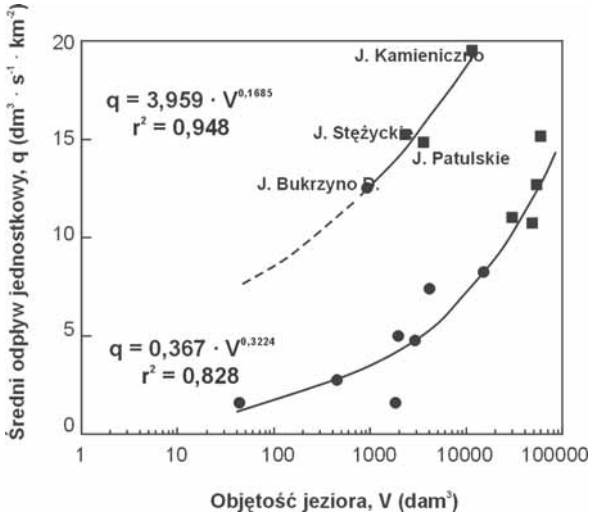


Ryc. 6. Zależności pomiędzy współczynnikiem przyrostu odpływu a procentowym udziałem zlewni pasywnej (A) oraz współczynnikiem nieregularności odpływu a procentowym udziałem zlewni pasywnej (B) w grupie jezior silnie przepływowych

Dyskusja wyników

Przeprowadzone rozpoznanie funkcji hydrologicznych jezior przepływowych położonych w strefie wododziałowej pojezierzy Bytowskiego i Kaszubskiego wykazało występowanie trzech wyraźnych typów hydrologicznych jezior: silnie przepływowe, niestabilne, o umiarkowanych możliwościach drenujących, oraz drenujące i silnie drenujące. Porównanie charakterystyk odpływu w każdej grupie typologicznej jezior wskazuje na silne powiązane ze strukturą ich zlewni, zwłaszcza relacją pomiędzy zlewnią aktywną i pasywną (bezodpływową). W jeziorach przepływowych oraz niestabilnych (umiarkowanie drenują-

cych) zmiany udziału procentowego obszarów pasywnych skutkują przeciwstawnymi zmianami odpływu, tj. przyrostowi zlewni bezodpływowych towarzyszy redukcja modułu odpływu i odwrotnie, zmniejszenie udziału obszarów bezodpływowych sprzyja wzrostowi wydajności hydrologicznej zlewni. W przypadku jezior drenujących takiej zależności nie stwierdzono, a odpływ jest proporcjonalny do wielkości zlewni całkowitej. Jeziora drenujące i silnie drenujące są głównymi recypientami wód akumulowanych na obszarach bezodpływowych i, jak stwierdzili Borowiak i Barańczuk (2005), nie wynika to zasadniczo z typu hydrologicznego obszarów bezodpływowych. Tym samym zlewnie bezodpływowe stanowią obszary lokalnej akumulacji wody wgłębnego krążenia, a nie, jak przyjmował Drwal (1985), krążenia dalekiego. Gdyby tak było, następowałoby zwiększenie frakcji podziemnej odpływu rzecznego poniżej jezior przepływowych, a tego nie stwierdzono. Dowodzi to, że odpływ podziemny z obszarów bezodpływowych „przechwycony" został już wcześniej przez jeziora drenujące i silnie drenujące, które w hierarchii układu kaskadowego usytuowane są powyżej jezior przepływowych.



Ryc. 7. Zależność pomiędzy średnim rocznym odpływem jednostkowym a objętością jezior niestabilnych (kółka) oraz silnie drenujących (kwadraty)

Wydajność hydrologiczna zlewni jezior silnie drenujących i przepływowych zależy od udziału powierzchni pokrytej utworami o genezie jeziornej (gytje, iły, mułki) oraz torfów. Im większy jest ich udział, tym mniejsza jest wydajność hydrologiczna zlewni jeziornej. Tym samym na redukcję odpływu wpływa nie tyle powierzchnia obszarów bezodpływowych, ile raczej udział wymienionych utworów. W zlewniach jezior niestabilnych obszary bezodpływowe-ewapotranspiracyjne pokryte tymi utworami nie są strefą alimentacji.

O możliwościach drenujących jezior decydują zarówno cechy morfometryczne ich mis, jak też układ lokalnych struktur geologicznych, determinujący związki hydrauliczne z wodami podziemnymi. Jeziora niestabilne są podobne do silnie drenujących, ale ich niższa zdolność do akumulowania dopływu podziemnego wynika z ograniczeń morfometrycznych (ryc. 7). Lokalna budowa geologiczna sprzyja roli drenującej jezior. Podobne możliwości alimentacji podziemnej wykazują jeziora: Stężyckie i Patulskie, ale także dużo głębsze i pojemniejsze Jezioro Raduńskie Górne. Uwarunkowania lokalne budowy geologicznej sprawiają, że jezioro umiarkowanie drenujące Bukrzyno Duże (właściwie zespół jezior Bukrzyno Duże i Bukrzyno Małe) jest ze względu na dużą wydajność hydrologiczną i drenaż podobne do jezior: Mausz i Jasień oraz Jeziora Gowidlińskiego.

Literatura

B o r o w i a k D. (2000): *Reżimy wodne i funkcje hydrologiczne jezior Niżu Polskiego*, Limnol. 2, Wyd. KLUG, Gdańsk; 164.

B o r o w i a k D., B a r a ń c z u k J. (2005): *Funkcje hydrologiczne jezior*, [w:] *Jeziora górnej Raduni i jej zlewnia w badaniach z udziałem Stacji Limnologicznej w Borucinie,* W. Lange (red.), Wyd. KLUG, Gdańsk; 216–231.

B o r o w i a k D., B a r a ń c z u k J. (2006): *Diversity of surface outflow from lakes which perform different hydrological functions*, Limnol. Rev. 6; 13–20.

D r w a l J. (1985): *Jeziora w egzoreicznych systemach pojezierzy młodoglacjalnych*, Zesz. Nauk. Wydz. BGiO UG, Geografia 14; 7–15.

EU (2000): Directive 200/60 of the European Parliament and the Council of 23 October 2000 establishing a framework for Community action in the field of water policy. Official Journal of the European Union, L 327; 1–72.

Statsoft (1997): *Statistica Pl dla Windows* (Tom III); Statystyki II. StatSoft Polska.

Magdalena Borowiak
Katedra Limnologii, Uniwersytet Gdański, Gdańsk

Struktura hydrograficzna delt Szkarpawy i Nogatu i jej wpływ na cechy chemiczne wód powierzchniowych

Hydrographic structure of the Szkarpawa and the Nogat Deltas and its influence on chemical properties of surface waters

Abstract: The aim of the paper is to demonstrate that the chemical properties of surface waters of the Szkarpawa and the Nogat Deltas are influenced by the functioning and structure of the melioration system as well as the starting time and course of the polderisation. It was observed that the isolation of the waters of the network within polders from direct contact with sea waters with embankments results in the fact that they reveal lower values of maximum concentrations of sea ions in comparison with streams with a free outflow. Simultaneously, the embankments hamper the process of their desaltation after the potential intrusions; hence changes in water quality in polder canals and ditches have a long-term character.

Słowa kluczowe: delta Wisły, poldery, wody powierzchniowe, cechy chemiczne.
Key words: the Vistula Delta, polders, surface waters, chemical properties.

Wprowadzenie

Zasadnicze znaczenie w interpretacji zjawisk oraz procesów kształtujących własności chemiczne wód powierzchniowych w delcie Wisły ma geneza obszaru oraz późniejsze naturalne i antropogeniczne przemiany, jakim ulegało jej środowisko przyrodnicze. Zadecydowały one o współczesnych warunkach hydrologicznych tego obszaru, znajdując swoje odzwierciedlenie również w odrębności, jak i zróżnicowaniu jakościowym tych wód. Niejednorodność ta spowodowana jest mieszaniem się wód o wyraźnie odmiennych cechach chemicznych: wód alochtonicznych spływających z młodoglacjalnych wysoczyzn morenowych, autochtonicznych wód równiny aluwialnej, młodoreliktowych wód podziemnych oraz wód Zalewu Wiślanego (Borowiak 2007). Wykazuje także czytelne związki z warunkami meteorologicznymi, a także

oddziaływaniem antropopresji, najbardziej wyrazistej w systemach polderowych.

Celem pracy jest wykazanie, iż na cechy chemiczne wód powierzchniowych delty Wisły wpływa (obok warunków hydrometeorologicznych) struktura i funkcjonowanie systemu melioracyjnego, a także geneza obszaru, którą należy wiązać nie tyle z naturalną akumulacją aluwiów, ile przede wszystkim z szybko przebiegającym procesem polderyzacji.

Obszar badań

Obszar badań obejmuje delty cząstkowe Nogatu i Szkarpawy, stanowiące północno-wschodni fragment wewnętrznej delty Wisły położony w zasięgu bezpośredniego oddziaływania Zalewu Wiślanego. Tworzenie tego obszaru rozpoczęło się 600 lat temu i trwało nieprzerwanie do połowy XX w. Początkowo proces ten przebiegał bardzo dynamicznie ze względu na dominującą rolę dawnych ramion ujściowych Wisły w odprowadzaniu wód i rumowiska rzecznego. W okresie późniejszym jego tempo znacznie osłabło, najpierw za sprawą powstania w 1840 r. dodatkowego ramienia ujściowego Wisły (tzw. Wisły Śmiałej), a następnie odcięcia Szkarpawy (1895) i Nogatu (1915) śluzami. Jednakże rozwój delty Wisły w kierunku północno-wschodnim następował nie tylko poprzez naturalne osadzanie aluwiów, ale także poprzez intensywne jej osuszanie. Tworzenie polderów (polderyzacja) następowało poprzez otaczanie wałami najpłytszych akwenów Zalewu Wiślanego, które następnie odwadniano i zagospodarowywano.

W konsekwencji wykształcił się tutaj specyficzny układ hydrograficzny, zasadniczo nawiązujący do kierunków naturalnego odwodnienia, jakie rozwinęły się w delcie Wisły, w postaci obwałowanych cieków naturalnych związanych za pomocą licznych urządzeń i budowli hydrotechnicznych z siecią kanałów i rowów melioracyjnych polderów. Tworzą one zorganizowane jednostki przestrzenne zwane układami polderowymi, gdzie poldery stanowią małe zlewnie, chronione przed zalewem i podtapianiem zewnętrznym obwałowaniem, z wewnętrzną siecią rowów i kanałów, w których utrzymywanie równowagi hydrologicznej polega na wyprowadzaniu nadmiaru wody poprzez pompownie w okresach nadwyżek i wprowadzaniu jej śluzami wałowymi – w okresach niedoboru (Kowalik 1991).

Metody

Podjęta w pracy problematyka została opracowana przede wszystkim na podstawie wyników własnych badań terenowych. Pomiary były wykonywane

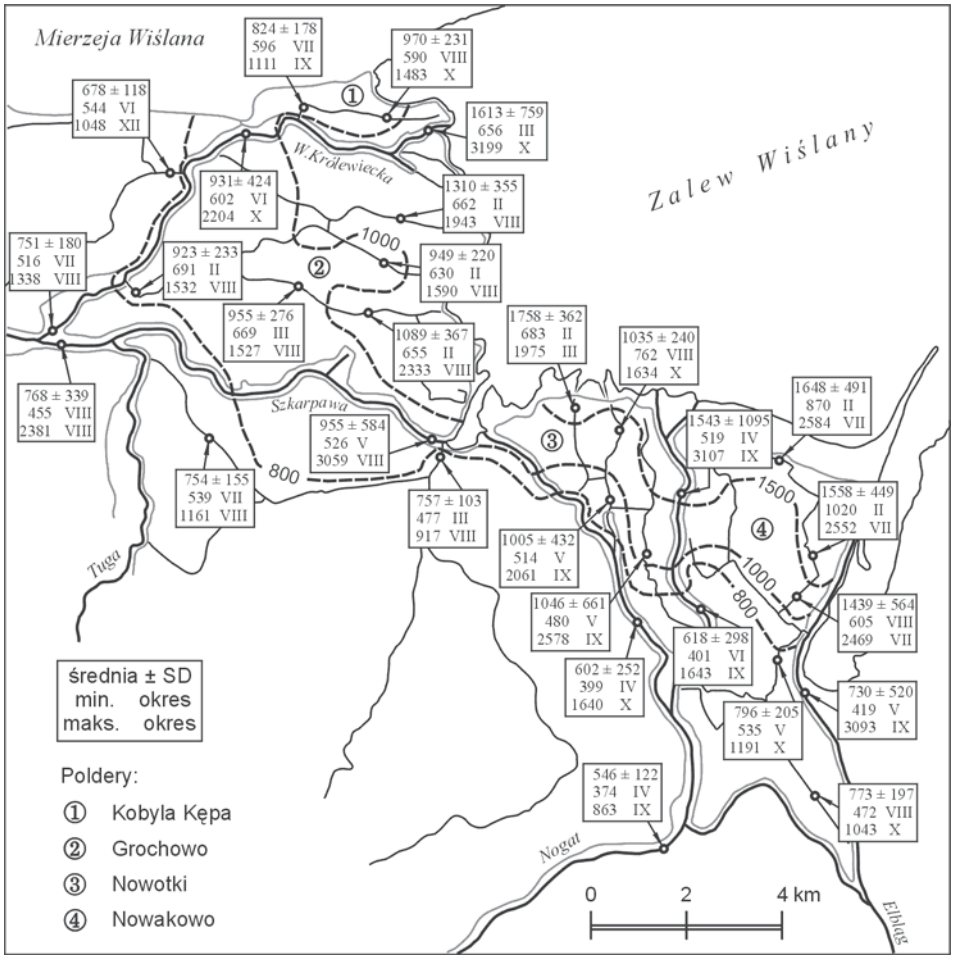
w interwałach miesięcznych i trwały od początku półrocza letniego roku hydrologicznego 1995 do końca półrocza zimowego roku 1998. Miały charakter monitoringu hydrochemicznego, którym objęto łącznie 35 stanowisk pomiarowych usytuowanych w południowo-wschodniej części delty Wisły. Pomiary hydrochemiczne wykonywano zarówno w ciekach o grawitacyjnym odpływie, jak i wewnętrznej (odwadnianej mechanicznie) sieci kanałów melioracyjnych polderów (ryc. 1), przy czym szczegółowym rozpoznaniem objęto poldery w delcie Szkarpawy (Kobyla Kępa i Grochowo) oraz w delcie Nogatu (Nowotki i Nowakowo). Każdorazowo określano własności fizyczne wody (przewodnictwo elektrolityczne i temperaturę) oraz chemiczne (odczyn, twardość i zawartość podstawowych jonów). Wykorzystano także wyniki badań przeprowadzonych przez Dąbrowskiego (1998), a także materiały archiwalne Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska w Elblągu.

Wyniki

W pasie przybrzeżnym, sięgającym do pięciu kilometrów w głąb delt Szkarpawy i Nogatu, stwierdzono występowanie wód o składzie chemicznym typowym dla zachodniego akwenu Zalewu Wiślanego. Należały one w klasyfikacji wód naturalnych Alekina (1956) do typu trzeciego grupy sodowej klasy wód chlorkowych (Cl^{Na}_{III}), w których zachodzą następujące stosunki jonowe: $rCl^- > rNA^+$ i $rHCO^-_3 + rSO^{2-}_4 < rCa^{2+} + rMg^{2+}$. Jednocześnie wody charakteryzowały się składem jonowym opisanym szeregami kationów ($rNa^+ > rCa^{2+} > rMg^{2+} > rK^+$) i anionów ($rCl^- > rHCO^-_3 > rSO^{2-}_4$) pozwalającym zaliczyć je do wysłodzonych wód morskich, zaś ze względu na wartość średniej mineralizacji ($M_{śr.} > 1000$ mg·dm^{-3}) zgodnie z klasyfikacją Zajcewa i Tołschina, zmodyfikowaną przez Kleczkowskiego (*vide* Macioszczyk 1987) – do wód słabo słonawych. Do najsilniej zmineralizowanych należały wody odcinka ujściowego Wisły Królewieckiej (Mśr = 1613 mg·dm^{-3}) oraz kanałów nadbrzeżnych polderów Grochowo (Mśr = 1310 mg·dm^{-3}), Nowotki (Mśr = 1758 mg·dm^{-3}) oraz Nowakowo (Mśr = 1648 mg·dm^{-3}) pozostających w zasięgu ekwidystanty około 1 km od linii brzegowej (ryc.1). W pozostałej części obszaru badań dominowały natomiast wody zaliczane do typu III klasyfikacji Alekina (C^{Ca}_{III}), o strukturze jonowej opisanej wzorami: $rCl^- > rNa^+$, $rHCO^-_3 + rSO^{2-}_4 < rCa^{2+} + rMg^{2+}$, wykazującej przewagę jonu chlorkowego nad siarczanowym ($HCO^-_3 > rCl^- > rSO^{2-}_4$) oraz dominację jonu sodowego nad magnezowym ($rCa^{2+} > rNa^+ > rMg^{2+} > rK^+$). Były to wody słodkawe (akratopegi) o średniej mineralizacji od 500 do 1000 mg·dm^{-3}. Spośród nich najniższą mineralizacją charakteryzowały się wody ujściowego odcinka rzeki Elbląg (Mśr = 730 mg·dm^{-3}), a także wody kanałów południowej części polderu Nowakowo (Mśr = 773 mg·dm^{-3}).

Wody powierzchniowe wykazywały wyższą mineralizację w półroczu letnim (V–X). W ciekach była ona wyższa o 113%, a w sieci melioracyjnej polde-

rów o 32% od wartości notowanych w półroczu zimowym. Ma to związek z okresowym wlewaniem się wód morskich podczas występujących zwłaszcza pod koniec lata i wczesną jesienią (3/4 przypadków) piętrzeń sztormowych. Związek statystyczny łączący stężenie jonów chlorkowych w tych wodach z ich ogólną mineralizacją, wyrażony współczynnikiem determinacji (R^2) wynosi 0,989 (n = 312, $\alpha < 0,05$) (Borowiak 2004).



Ryc. 1. Rozkład mineralizacji ogólnej (mg·dm^{-3}) wód w ciekach delt Szkarpawy i Nogatu w latach 1995–1998. Izoliniami zaznaczono przybliżony zasięg wód o określonym stopniu mineralizacji

Stwierdzono ponadto istotne różnice w stopniu zmineralizowania wód polderowych w stosunku do powiązanych z nimi funkcjonalnie wód rzecznych. Wody polderowe cechowały się większą stabilnością składu chemicznego, co

wyrażało się m.in. mniejszymi wahaniami mineralizacji ogólnej (od 472 mg·dm^{-3} do 2584 mg·dm^{-3}), przy czym najbardziej wyrównana mineralizacja (800 do 1100 mg·dm^{-3}) charakteryzowała wody polderów delty Szkarpawy. Wyjątek stanowiła północno-wschodnia część polderu Grochowo, gdzie dominowały wartości mineralizacji z przedziału od 1000 do 1400 mg·dm^{-3}. W delcie Nogatu stopień mineralizacji wód sieci melioracyjnej wykazywał natomiast wyraźną dwudzielność. W jej części północnej najczęściej występowały wody o mineralizacji od 900 do 1200 mg·dm^{-3}, chociaż lokalnie (zwłaszcza w kanałach opaskowych u podnóża wału czołowego Zalewu Wiślanego[1]) przeważały wody o mineralizacji znacznie wyższej – od 1700 do 2000 mg·dm^{-3}. W południowej części polderów Nowakowo i Nowotki dominowały natomiast wody o mineralizacji od 500 do 800 mg·dm^{-3}.

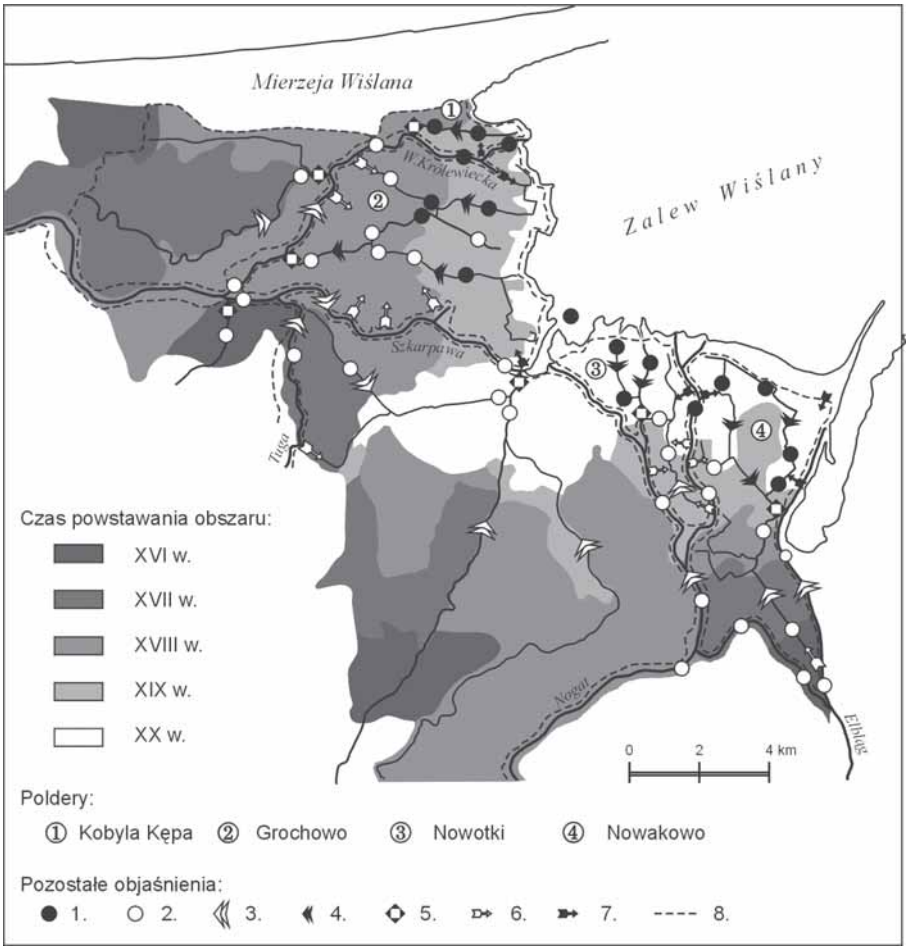
Mineralizacja wód rzecznych wykazywała większe wahania, zwłaszcza w odcinkach ujściowych (od 419 mg·dm^{-3} do 3199 mg·dm^{-3}), a do najczęściej obserwowanych wartości należały: w Wiśle Królewieckiej (600–1000 mg·dm^{-3}), w Szkarpawie (500–800 mg·dm^{-3}), w Nogacie (400–600 mg·dm^{-3}), a w rzece Elbląg (400–800 mg·dm^{-3}).

Dyskusja i wnioski

Struktura układu hydrograficznego badanego obszaru, którą tworzą układy polderowe złożone z obwałowanych rzek o odpływie grawitacyjnym oraz powiązane z nimi poldery, wywiera wpływ na cechy chemiczne wód powierzchniowych. Zaobserwowane zróżnicowanie mineralizacji wód, a także ich składu chemicznego, czytelnie nawiązuje do funkcji pełnionej przez te podstawowe elementy struktury, a także do warunków ich zasilania. Otwartość rzek na potencjalne intruzje z Zalewu Wiślanego oraz na dopływ wód zarówno z polderów, jak też wyżej leżących fragmentów zlewni (w tym sąsiadujących z deltą obszarów pojeziernych) sprawia, iż wykazują one nie tylko wyższe wartości maksymalnych stężeń jonów pochodzenia morskiego, ale cechują się także znacznie większą od sieci melioracyjnej polderów zmiennością składu chemicznego. Największe zróżnicowanie składu chemicznego wody w rzece Elbląg wynika z intensywnej wymiany wody w jej korycie, związanej z dużym (1500 km^2) i znacznie wykraczającym poza granice delty obszarem alimentacji, a także ze znaczną głębokością koryta (tor wodny) sprzyjającą szybkiemu przemieszczaniu się wód – zarówno w górę rzeki (intruzje wód morskich), jak i w dół (odpływ wód lądowych). Za wysokie zmineralizowanie wód Wisły Królewieckiej oraz Szkarpawy odpowiedzialna jest natomiast struktura ich sto-

[1] Wał czołowy Zalewu Wislanego – wał oddzielajacy polder nadbrzeżny od Zalewu Wiślanego.

sunkowo niewielkich zlewni (odpowiednio 95,5 km^2 i 726 km^2), na którą składają się przede wszystkim powierzchnie polderowe. Rzeki te zasilane są w głównej mierze przez wody pochodzące z sieci melioracyjnej, cechujące się wysoką mineralizacją i dużym udziałem jonów chlorkowych i sodowych w strukturze jonowej (Borowiak 2004, 2007). Ponadto z uwagi na brak ciągłości w dopływie wód polderowych i wynikające stąd ich niewielkie przepływy są one bardziej podatne na hydrochemiczne oddziaływanie Zalewu Wiślanego.



Ryc. 2. Najczęściej rejestrowane typy chemiczne wód powierzchniowych w deltach Szkarpawy i Nogatu na tle infrastruktury hydrotechnicznej oraz historycznego rozwoju obszaru; 1. wody chlorkowo-sodowe, 2. wody wodorowęglanowo-wapniowe, 3. naturalny kierunek odpływu wód, 4. wymuszony kierunek odpływu wód, 5. śluza wałowa nawadniająca zlokalizowana w strefie dominacji wód wodorowęglanowo-wapniowych, 6. śluza wałowa nawadniająca zlokalizowana w strefie domianacji wód chlorkowo-sodowych, 8. granice polderów

Do podstawowych zadań polderów należy utrzymywanie w depresyjnej części delty przestrzeni lądowej (gdyż w warunkach naturalnych występowałyby tu środowiska lagunowe i bagienne), którego realizacja stała się możliwa zarówno dzięki odcięciu wewnętrznej sieci melioracyjnej od bezpośredniego kontaktu z wodami Zalewu Wiślanego, jak też intensywnemu odwadnianiu terenu. Obserwowanym efektem tych działań jest osłabienie stopnia transformacji składu chemicznego wód tej sieci podczas trwania intruzji, przy jednoczesnym utrudnieniu procesu ich wysładzania. Wyrazem tego jest występowanie w obrębie polderów niższych sezonowych amplitud mineralizacji ogólnej oraz wytłumienie gwałtownych zmian stężeń z miesiąca na miesiąc, przy notowanych równocześnie o blisko 30% wyższych minimalnych stężeniach jonów pochodzenia morskiego. Zwiększony udział jonów chlorkowych i sodowych, które to zjawisko łączyć należy z zasilaniem sieci melioracyjnej wodami młodoreliktowej plejstoceńsko-holoceńskiej warstwy wodonośnej o zawartości jonów chlorkowych do 2600 $mg \cdot dm^{-3}$ (Pietrucień 1983), obserwowany jest zwłaszcza w obrębie intensywnie odwadnianych obszarów depresyjnych (Borowiak 2007).

Stwierdzone zróżnicowanie cech chemicznych wód powierzchniowych w obrębie samych polderów skłania do twierdzenia, że w ich kształtowaniu również istotną rolą odgrywają lokalne uwarunkowania hydrograficzne, a proces ich zasilania jest złożony. Świadczyć o tym może niejednakowe w poszczególnych kanałach polderowych tempo zmniejszania się mineralizacji wód w miarę oddalania się od linii brzegowej. Zaznacza się ta prawidłowość w północno-wschodniej części polderu Nowakowo, gdzie oddziaływanie wód chlorkowo-sodowych sięga wyraźnie dalej w głąb lądu niż w jego części północno-zachodniej (ryc. 2). Również w obrębie polderu Grochowo zasięg oddziaływania wód pochodzenia morskiego sięga znacznie dalej w części północno-wschodniej niż środkowej, a nawet południowo-wschodniej.

Wydaje się, iż czynnikiem, który w zasadniczy sposób wpływa (poprzez kształtowanie warunków krążenia wody) na cechy chemiczne wód w obrębie wymienionych polderów jest struktura wewnątrzpolderowej sieci melioracyjnej, a zwłaszcza zagęszczenie i konfiguracja kanałów odwadniających oraz sposób ich powiązania z urządzeniami hydrotechnicznymi (w tym stacjami pomp i śluzami nawadniającymi). Stacje pomp wymuszają bowiem kierunek przepływu wody w poszczególnych kanałach, a do specyfiki kanałów polderowych znajdujących się w strefie brzegowej Zalewu Wiślanego należy prowadzenie wód niezgodnie z ogólnym spadkiem terenu, co ma związek z przeprowadzonymi w XX w. pracami komasacyjnymi (ryc. 2). Tak więc w kanałach polderowych, których granicę zlewni wyznacza na znacznym odcinku wał czołowy Zalewu Wiślanego, a w których stacje pomp wymuszają niezgodny z naturalnym kierunek odpływu (tj. od Zalewu w głąb lądu), wody wykazują znacznie większe zmineralizowanie od tych, w których płyną one w kierunku prze-

ciwnym (ryc. 1). Zjawisko to należy łączyć z zasilaniem ich zlewni (obok dopływu atmosferycznego i podziemnego) pochodzącym z infiltracji brzegowej wód zalewowych i rzecznych, będącym efektem położenia zwierciadła wody w kanałach, zarówno poniżej poziomu morza, jak i poniżej zwierciadła wody w rzekach (Łomniewski 1974; Pietrucień 1983; Kowalik 2001). Napływ wód rzecznych na poldery jest dodatkowo intensyfikowany poprzez zabiegi irygacyjne, przy czym wielkość tego dopływu w sezonie wegetacyjnym jest porównywalna z wielkością zasilania atmosferycznego (Cebulak 1970). Tak więc za szczególnie duży udział jonów chlorkowych w strukturze jonowej wód północno-wschodniego fragmentu polderu Grochowo odpowiedzialna jest nie tylko infiltracja brzegowa wód Zalewu Wiślanego, ale także napływ wysoce zmineralizowanych wód ujściowego odcinka Wisły Królewieckiej. Skutkiem tego w delcie Szkarpawy wody typu chlorkowo-sodowego występują powszechnie na obszarach spolderyzowanych jeszcze w wieku XIX, a lokalnie nawet w wieku XVIII. Analogicznie negatywnie na cechy chemiczne wód środkowej części delty Nogatu wydaje się oddziaływać jego prawe i mało aktywne hydrologicznie ramię ujściowe zwane Cieplicówką. Jednocześnie wody lewego ramienia ujściowego Nogatu, a także wody rzeki Elbląg (o znacznie mniejszej mineralizacji) powodują wysładzanie wód polderów Nowotki oraz Nowakowo w ich południowych częściach. O ich roli świadczy ograniczenie obszaru dominacji wód chlorkowo-sodowych jedynie do najmłodszego fragmentu delty Nogatu, zwanego niegdyś Westwinkel, który jeszcze w latach 20. XX w. stanowił nieobwałowane mokradła i trzęsawiska Zalewu Wiślanego (Mantau 1930).

Literatura

A l e k i n O. A. (1956): *Podstawy hydrochemii*, Wyd. Geologiczne, Warszawa.

B o r o w i a k M. (2004): *Hydrograficzne uwarunkowania cech chemicznych wód powierzchniowych delty Wisły*, Katedra Limnologii UG. Gdańsk (maszynopis rozprawy doktorskiej).

B o r o w i a k M. (2007): *Wpływ systemu melioracyjnego na cechy chemiczne wód powierzchniowych w delcie Wisły*, [w:] *Stan i antropogeniczne zmiany jakości wód w Polsce*, J. Burchard (red.), t. V, Wyd. Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź (w druku).

C e b u l a k K. (1970): *Poldery żuławskie jako obiekty regulacji obiegu wody*, Gosp. Wodna, 11; 390–392.

C e b u l a k K. (1976): *System wodno-melioracyjny Żuław*, [w:] *Żuławy Wiślane*, B. Augustowski (red.), GTN Wydz. V Nauk o Ziemi, Gdańsk; 319–350.

D ą b r o w s k i M. (1998): *Wpływ Zalewu Wiślanego na stan jakości wód polderów Nowakowo i Nowotki*, Katedra Hydrologii UG. Gdańsk (maszynopis pracy magisterskiej).

K o w a l i k P. (1991): *Polderowe systemy melioracyjne – przewodnik encyklopedyczny*, [w:] *Zasady modernizacji polderowych systemów melioracyjnych na Żuławach*, RPBR 28. IMUZ. Falenty–Elbląg; 5–56.

K o w a l i k P. (2001): *Polderowa gospodarka wodna na Żuławach delty Wisły*, Monografie KGW PAN, 19. Oficyna Wydawnicza Politechniki Warszawskiej. Warszawa.

Łomniewski K. (1974): *Stosunki hydrograficzne*, [w:] *Studium geograficzno-przyrodnicze i ekonomiczne województwa gdańskiego*, J. Moniak (red.), GTN Wydz. III Nauk Matematyczno-Przyrodniczych, Gdańsk; 145–191.

Macioszczyk A. (1987): *Hydrogeochemia*, Wyd. Geologiczne, Warszawa.

Mantau R. von (1930): *Karte der Freien Stadt Danzig 1: 100 000*, Danziger Verlags-Gesellschaft m.b.H. Danzig.

Pietrucień Cz. (1983): *Regionalne zróżnicowanie warunków dynamicznych i hydrochemicznych wód podziemnych w strefie brzegowej południowego i wschodniego Bałtyku*, Rozprawy UMK, Toruń.

Tomasz Bryndal
Instytut Geografii, Akademia Pedagogiczna, Kraków

Transformacja opadu w odpływ w karpackich zlewniach przy wykorzystaniu GUH

The transformation from rainfall into runoff in Carpathian watersheds using GUH

Abstract: The transformation from rainfall into runoff in Carpathians basins was investigated. The researches were performed in sixty-three basins, where local floods occurred. The representative watersheds from Foothill and Beskid region were separated. The investigations were performed in representative watersheds. The Geomorphoclimatic Unit Hydrograph (GUH) was used to study the transformation. The results indicated that watersheds differ in terms of possibilities for transformation from rainfall into effective rainfall as well as in terms of possibilities for transformation from effective rainfall to runoff. As a result possibilities for the transformation from rainfall into runoff in representative watersheds were similar. The results indicate that Foothill and Beskid watersheds are equally susceptibility to local flood occurrence.

Słowa kluczowe: lokalna powódź, transformacja opadu w odpływ.
Key words: local flood, transformation from rainfall into runoff.

Wprowadzenie

Najczęstszą przyczyną gwałtownych wezbrań na małych ciekach są krótkotrwałe intensywne opady deszczu (Parczewski 1960). Opady tego typu mają charakter lokalny, a intensywny opad ograniczony jest do kilkunastu km^2 (Parczewski 1960; Soja 1981). W strefie silnych opadów formowana jest fala wezbraniowa, która ze względu na małą pojemność koryta nie mieści się w jego obrębie i płynie całym dnem doliny. Jest to fragment zlewni, gdzie wezbranie ma charakter lokalnej powodzi. Fala wezbraniowa przemieszcza się i ulega stopniowej redukcji. Może to być spowodowane ograniczonym zasięgiem opadu (Szczęsny, Bojarski 2000), zwiększeniem retencji korytowej (Dobija, Dynowska 1975) lub też poszerzeniem dna doliny, które woda pokrywa niewielką warstwą, nie powodując większych strat. Ten fragment zlewni, w którym wezbranie miało charakter lokalnej powodzi, był obszarem, w którym

prowadzono studia nad transformacją opadu w odpływ. Powierzchnia takiej zlewni jest mała i w większości przypadków nie przekracza 15 km^2 (Bryndal 2006). Rozmiar i przebieg wezbrania uzależniony jest od parametrów opadu (natężenie, czas trwania, suma) oraz parametrów fizjograficznych zlewni (Bajkiewicz-Grabowska, Mikulski 1999; Dynowska, Tlałka 1982). Zlewnia poprzez swoje właściwości wpływa na możliwość transformacji opadu w odpływ (Dobija, Dynowska 1975; Soczyńska 1987). Ilościową ocenę tych zdolności umożliwiają między innymi modele hydrologiczne. W artykule przedstawiono wyniki badań nad możliwościami transformacji opadu w odpływ. Ilościowe określenie tych możliwości pozwoliło ocenić podatność zlewni na występowanie gwałtownych wezbrań spowodowanych przez krótkotrwałe intensywne opady deszczu.

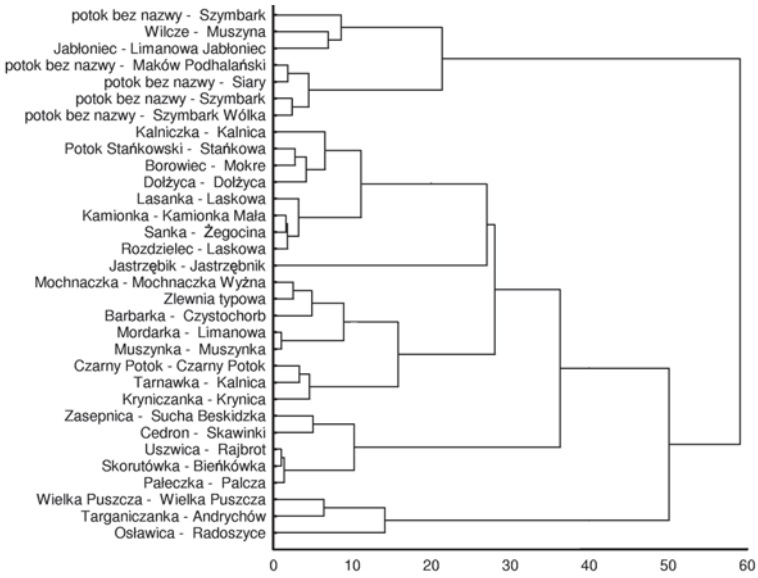
Materiały i metody

Ocenę możliwości transformacji opadu w odpływ prowadzono przy pomocy geomorfoklimatycznego modelu odpływu. Został on opracowany pod koniec lat siedemdziesiątych w Stanach Zjednoczonych i jest stosowany w warunkach polskich (Bubel i in. 1997; Więzik 1987; Ziemońska, Żelaziński 1984). Model ten obrazuje reakcję zlewni na określonej wielkości opad efektywny. W modelu tym zmienną charakteryzującą opad efektywny oblicza się, korzystając z opracowanej w Stanach Zjednoczonych, a powszechnie stosowanej w Polsce metody SCS (Górniaczek, Szturc 1987; Ozga-Zielińska, Brzeziński 1994). W metodzie tej opad efektywny uzależniony jest od składu mechanicznego gleb, struktury użytkowania ziemi, charakteru pokrywy roślinnej oraz poziomu nawilżenia zlewni (Ozga-Zielińska, Brzeziński 1994). Reakcje zlewni na ten opad przedstawia hydrogram, którego współrzędne uzyskuje się przy zastosowaniu odpowiednich wzorów (Więzik 1987). Badaniem objęto sześćdziesiąt trzy zlewnie karpackie. Dla każdej zlewni wyznaczono parametry fizjograficzne potrzebne do przeprowadzenia symulacji wezbrania przy zastosowaniu przyjętego modelu. Były to powierzchnia – A (km^2), długość maksymalna – L (km), wskaźniki sieci rzecznej Hortona – Rb, Rl i powierzchni Strahlera – Ra, spadek koryta w przekroju zamykającym zlewnie – s, współczynnik szorstkości Manninga – n, średnica zastępcza koryta – b (m) oraz parametr CN. Przy obliczaniu parametrów korzystano z map topograficznych 1:25 000, zdjęć lotniczych oraz wyników badań terenowych. Parametr CN obliczano przy zastosowaniu programu komputerowego GEOM autorstwa B. Więzika i W. Banacha (1993), opierając się na analizie struktury użytkowania ziemi oraz składu mechanicznego gleb występujących w zlewni. Korzystano z mapy gleb w skali 1:300 000. Wydzielone na mapie glebowej uziarnienie weryfikowano w oparciu o wyniki analizy uziarnienia poziomu akumula-

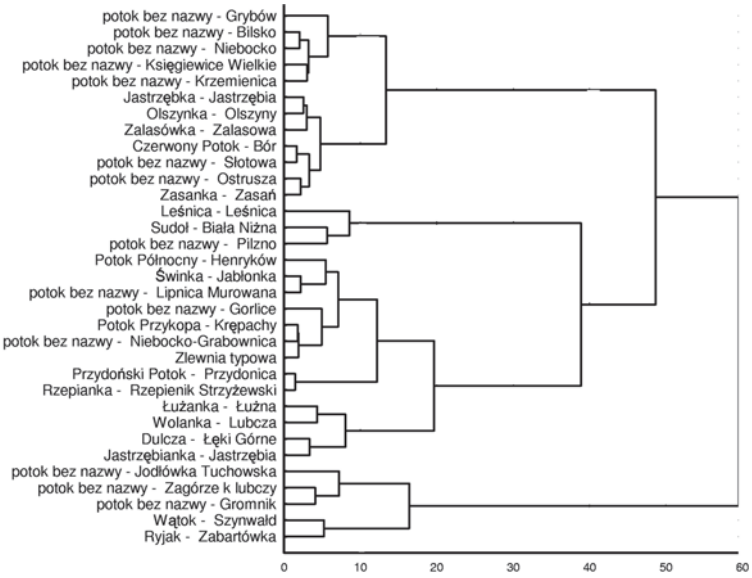
cji próchnicy, ponieważ jego skład mechaniczny w znacznej mierze decyduje o możliwości infiltracji wody opadowej podczas gwałtownych opadów deszczu (Römkens 1995; Słupik 1973). Pobrano i przeanalizowano 110 próbek. Analizę próbek wykonano aparatem Analyzette 22 Compact firmy FRITCH (frakcje pyłu i iłu), pozostałe frakcje analizowano metodą sitową. Podział na frakcje i grupy granulometryczne przyjęto za PTG-leb (*Roczniki*… 1989). W przypadku rozbieżności pomiędzy grupą granulometryczną znaczoną na mapie a wynikami uzyskanymi w wyniku analizy uziarnienia przyjmowano skład mechaniczny zgodny z wynikami przeprowadzonej analizy. Parametry fizjograficzne zlewni obliczano według wzorów powszechnie stosowanych w hydrologii (Baścik 2003; *Przewodnik*… 1978). W zależności od regionu fizyczno-geograficznego, z którego pochodziły, zlewnie podzielono na pogórskie i beskidzkie. Analizę możliwości transformacji opadu w odpływ prowadzono w nawiązaniu do wydzielonych z danej grupy zlewni reprezentatywnej. Za zlewnie reprezentatywną uważa się taką, której parametry są najbardziej podobne do zlewni typowej dla danego regionu. Zlewnię typową opisują średnie wartości parametrów obliczonych dla grupy zlewni beskidzkich i pogórskich.

Wybór zlewni reprezentatywnej

Posługując się analizą skupień dla grupy beskidzkiej i pogórskiej, wybrano zlewnię reprezentatywną. Miarą podobieństwa była odległość euklideso-



Ryc. 1a. Wydzielenie zlewni reprezentatywnych z grupy beskidzkiej



Ryc. 1b. Wydzielenie zlewni reprezentatywnych z grupy pogórskiej

wa, a grupowania dokonano metodą najmniejszych wariacji (*Statystyka...* 2003). Zlewnią reprezentatywną była ta, której odległość taksonomiczna ze zlewnią typową była w danej grupie najmniejsza. Reprezentatywną dla regionu beskidzkiego jest zlewnia potoku Mochnaczka w Mochnaczce Wyżnej. Dla regionu pogórskiego reprezentatywna jest zlewnia potoku bez nazwy w Grabownicy (ryc. 1).

Transformacja opadu całkowitego w opad efektywny

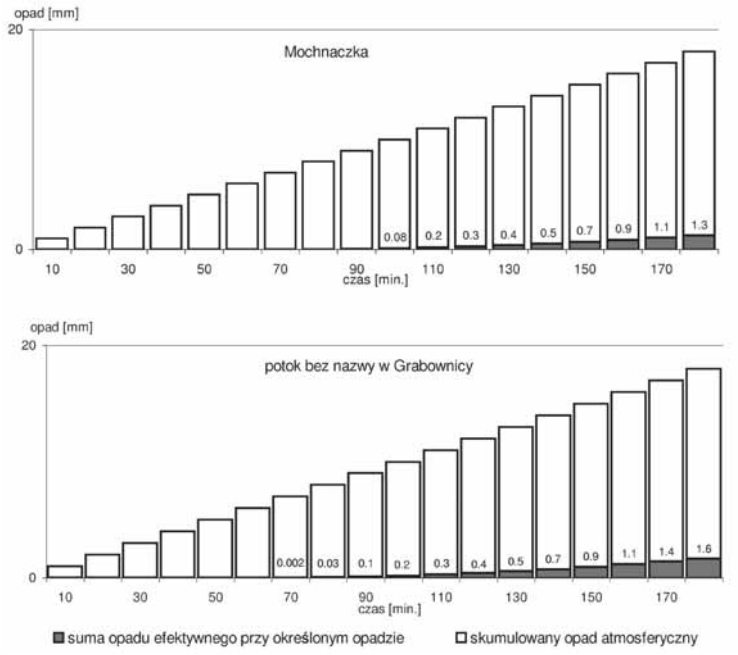
Ocenę możliwości transformacji opadu całkowitego w opad efektywny przeprowadzono przy wykorzystaniu metody SCS. Opis metody znajduje się między innymi w pracach K. Banasika, S. Ignara (1983), S. Ignara (1979), M. Ozgi-Zielińskiej, J. Brzezińskiego (1994). Wartości parametrów potrzebnych do obliczenia wartości opadu efektywnego zawiera tab. 1.

Tab. 1. Charakterystyki zlewni reprezentatywnych potrzebnych do wyznaczenia opadu skutecznego

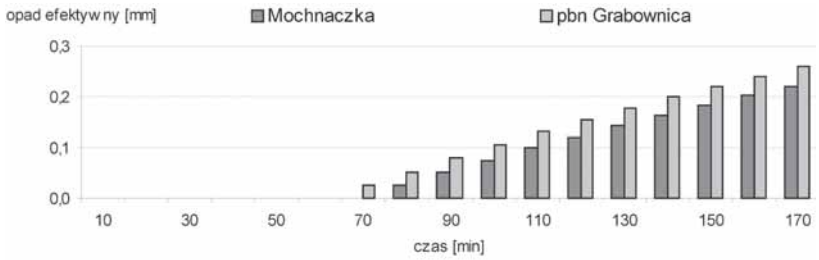
Zlewnia	Profil pomiarowy	CN	R	Sp
Mochnaczka	Mochnaczka Wyżna	77,2	75	7,50
Potok bez nazwy w Grabownicy	Niebocko	79,2	67	6,67

CN – bezwymiarowy parametr, R – potencjalna retencja zlewni, Sp – straty początkowe

Wartości parametrów CN dla zlewni Mochnaczki i zlewni potoku w Grabownicy wynoszą odpowiednio 77,2 i 79,2. Potencjalne możliwości retencyjne są wyższe w zlewni beskidzkiej niż w pogórskiej (tab. 1). Czas wystąpienia opadu efektywnego zależy od relacji pomiędzy sumą opadu atmosferycznego a wielkością strat początkowych (Sp). Straty początkowe są wyższe w zlewni beskidzkiej. Dla zlewni reprezentatywnych przeprowadzono symulację, która pozwoliła ocenić, jaka część opadu całkowitego zostanie zmieniona w opad efektywny. Przyjęto założenie, że dana zlewnia została w całości objęta opadem, który trwał 180 minut, a jego natężenie wynosiło 1 mm na 10 minut. Założono, że przed wystąpieniem opadu w zlewni panował przeciętny poziom nawilżenia. Wyniki symulacji przedstawia ryc. 2. W zlewni pogórskiej potoku bez nazwy w Grabownicy opad efektywny wystąpił po 60 min, a jego suma wyniosła 1,6 mm. Średnie natężenie wzrastało stopniowo od 0,024 mm/10 min do 0,26 mm/10 min (ryc. 3). W zlewni Mochnaczki opad efektywny wystąpił po 70 min, a jego suma wyniosła 1,3 mm. Średnie natężenie wzrastało od 0,026 mm/10 min do 0,22 mm/10 min (ryc. 3). Symulacja wskazuje, że zlewnie reprezentatywne różnią się pod względem możliwości transformacji opadu całkowitego w opad efektywny. W zlewni pogórskiej większa część opadu całkowitego ulega transformacji w opad efektywny, występuje on wcześniej, a jego natężenie jest większe niż w zlewni beskidzkiej.



Ryc. 2. Transformacja opadu atmosferycznego w opad efektywny w zlewniach reprezentatywnych



Ryc. 3. Średnie natężenie opadu efektywnego w zlewniach reprezentatywnych; pbn – potok bez nazwy

Transformacja opadu efektywnego w odpływ

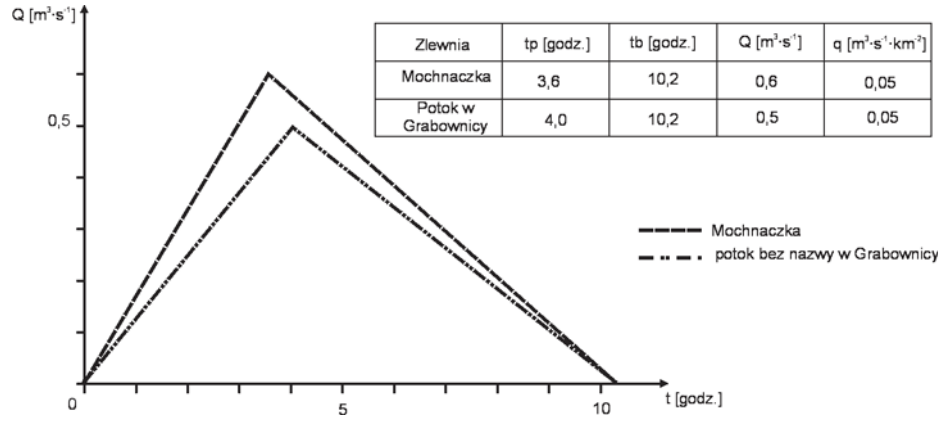
Ocenę transformacji opadu efektywnego w odpływ przeprowadzono przy zastosowaniu geomorfoklimatycznego modelu odpływu. Uwzględniono cechy geomorfologiczne, wyrażone w ilościowych wskaźnikach zlewni (tab. 2). Dla każdej zlewni reprezentatywnej, wyznaczono hydrogram, który obrazował reakcję zlewni na opad efektywny wynoszący 1 mm w ciągu 1 godziny (ryc. 4). Analiza hydrogramów jednostkowych pozwoliła ocenić przebieg transformacji opadu efektywnego w odpływ.

Tab. 2. Charakterystyki zlewni reprezentatywnych potrzebnych do obliczenia hydrogramu wezbrania

Zlewnia	Profil pomiarowy	Rb	Rl	Ra	A	L	b	n	s
Mochnaczka	Mochnaczka Wyżna	3,9	2,6	3,0	11,6	5,3	4,3	0,06	0,013
Potok bez nazwy w Grabownicy	Niebocko	4,3	2,7	2,7	8,3	5,3	3,5	0,05	0,007

Rb – wskaźnik bifurkacji, Rl – wskaźnik długości cieku, Ra – wskaźnik powierzchni zlewni, A – powierzchnia zlewni [km^2], L – długość maksymalna cieku [km], b – średnica zastępcza koryta [m], n – współczynnik szorstkości Manninga, s – spadek dna koryta cieku

Symulacja wezbrania wskazuje, że zlewnie inaczej reagują na ten sam opad efektywny (ryc. 4). Podstawa hydrogramu jest taka sama, natomiast różnice występują w czasie koncentracji oraz natężeniu przepływu maksymalnego. Wynoszą one odpowiednio 10% i 17%. Wartość maksymalnego odpływu jednostkowego dla obu zlewni reprezentatywnych jest taka sama i wynosi 0,05 $m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ (ryc. 4). Zatem możliwości transformacji opadu efektywnego w odpływ w odniesieniu do powierzchni 1 km^2 są bardzo podobne, na co wskazują takie same wartości maksymalnego odpływu jednostkowego. Zlewnie reagują jednak nieco odmienną dynamiką na taki sam opad efektywny, co widać w czasie koncentracji i kulminacji hydrogramów.

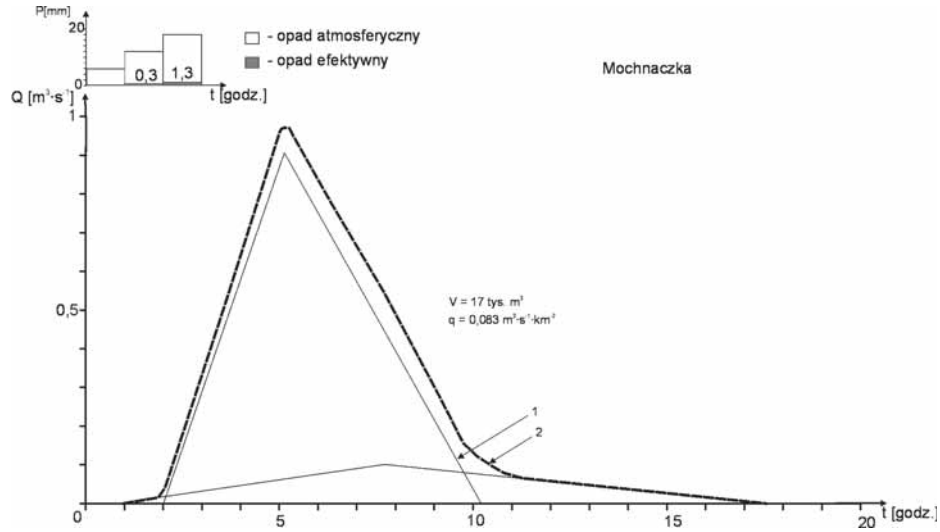


Zlewnia	tp [godz.]	tb [godz.]	Q [m³·s⁻¹]	q [m³·s⁻¹·km⁻²]
Mochnaczka	3,6	10,2	0,6	0,05
Potok w Grabownicy	4,0	10,2	0,5	0,05

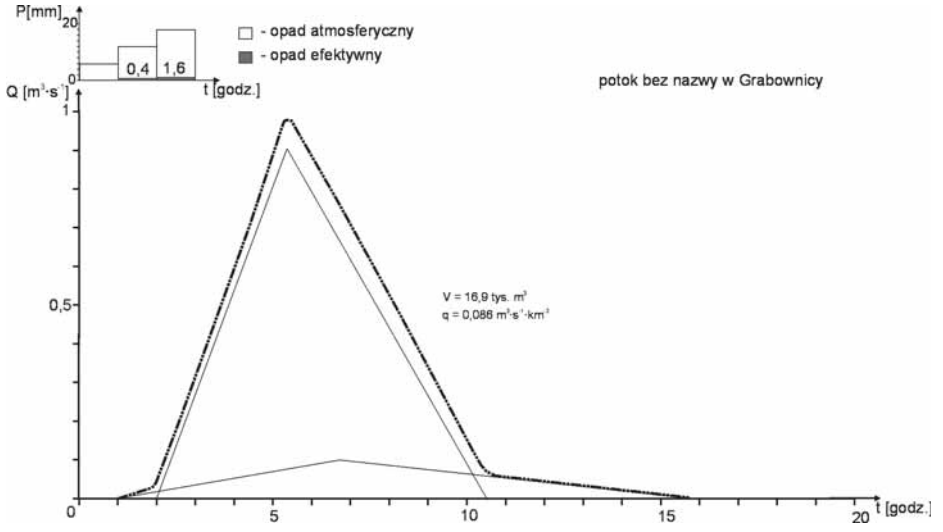
Ryc. 4. Hydrogramy jednostkowe zlewni reprezentatywnych obrazujące reakcję zlewni na opad efektywny o średnim natężeniu 1mm/godz., tp – czas koncentracji, tb – czas trwania wezbrania, Q – przepływ maksymalny, q – maksymalny odpływ jednostkowy

Transformacja opadu całkowitego w odpływ

Przeprowadzona analiza wskazała, że zlewnie reprezentatywne różnią się pod względem możliwości transformacji opadu całkowitego w opad efektywny. Możliwości transformacji opadu efektywnego w odpływ są bardzo podobne, choć zlewnie nieco odmiennie reagują na ten sam opad efektywny. W końcowym etapie badano, w jaki sposób zlewnie zareagują na taki sam opad całkowity. Przeprowadzono symulację wezbrania spowodowanego opadem o tych samych parametrach jak poprzednio. Był to trzygodzinny opad o średnim natężeniu 6 mm/godz. Reakcję zlewni przedstawiają hydrogramy na ryc. 5 i 6. W zlewni Mochnaczki średnie natężenie opadu efektywnego w drugiej i trzeciej godzinie wyniosło odpowiednio 0,3 i 1,3 mm. Kulminacja wezbrania nastąpiła po upływie 4,1 godz., a natężenie przepływu maksymalnego wyniosło 0,97 $m^3 \cdot s^{-1}$. Czas opadania wyniósł 12,4 godz., a podstawa fali 16,5 godz. Objętość fali wezbraniowej wyniosła 17 tys. m^3, a maksymalny odpływ jednostkowy 0,083 $m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ (ryc. 5). W zlewni potoku w Grabownicy średnie natężenie opadu efektywnego w drugiej i trzeciej godzinie wyniosło odpowiednio 0,4 i 1,6 mm. Kulminacja fali miała miejsce po upływie 4,4 godz., a natężenie przepływu maksymalnego wyniosło 0,98 $m^3 \cdot s^{-1}$. Czas opadania fali wyniósł 10,4 godz., a jej podstawa 14,8 godz. Objętość fali wezbraniowej wyniosła 16,9 tys. m^3, a maksymalny odpływ jednostkowy 0,086 $m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ (ryc. 6).

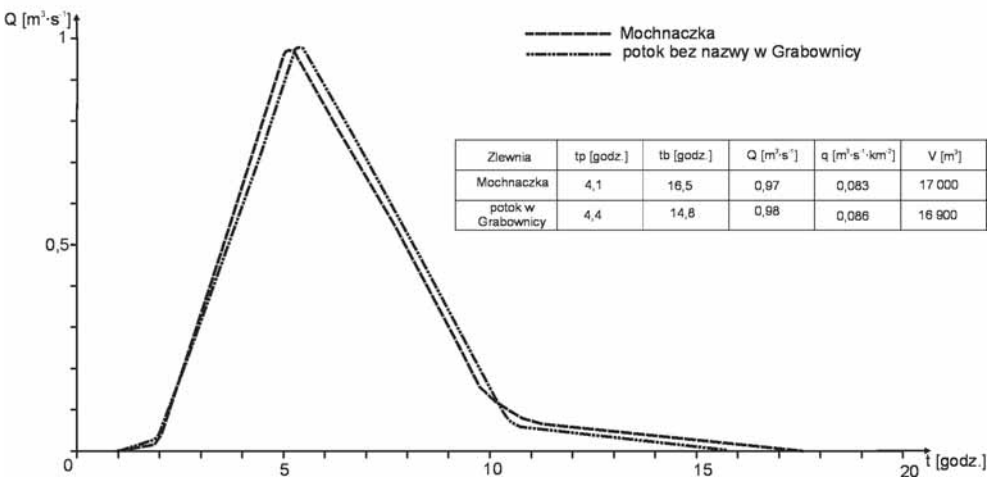


Ryc. 5. Przebieg wezbrania w zlewni Mochnaczki spowodowany opadem o średnim natężeniu 6 mm/godz. 1– hydrogramy jednostkowe, 2 – hydrogram całkowity, V – objętość fali wezbraniowej, q – maksymalny odpływ jednostkowy



Ryc. 6. Przebieg wezbrania w zlewni potoku w Grabownicy spowodowany opadem o średnim natężeniu 6 mm/godz. Oznaczenia jak na ryc. 5

Przebieg hydrogramów Mochnaczki i potoku bez nazwy w Grabownicy jest podobny (ryc. 7). Zlewnie te podobnie reagują na ten sam opad (ryc. 6).



Zlewnia	tp [godz.]	tb [godz.]	Q [m³·s⁻¹]	q [m³·s⁻¹·km⁻²]	V [m³]
Mochnaczka	4,1	16,5	0,97	0,083	17 000
potok w Grabownicy	4,4	14,8	0,98	0,086	16 900

Ryc. 7. Zestawienie hydrogramów wezbrań w zlewniach reprezentatywnych spowodowanych opadem o średnim natężeniu 6 mm/godz. Oznaczenia jak na ryc. 4, V – objętość fali wezbraniowej

Niewielkie różnice występują w czasie koncentracji oraz w podstawie hydrogramu. Nie przekraczają one jednak odpowiednio 7% i 11%. Maksymalny odpływ jednostkowy w zlewniach jest bardzo podobny, co może wskazywać, że możliwości transformacji opadu w odpływ w zlewniach, w których wystąpiły gwałtowne wezbrania powodujące lokalne powodzie, są bardzo podobne.

Podsumowanie

Przeprowadzona analiza pozwoliła ocenić możliwości transformacji opadu w odpływ w zlewniach, w których wystąpiły gwałtowne wezbrania powodujące lokalne powodzie. Wyniki wskazują, że zlewnie reprezentatywne różnią się między sobą zarówno pod względem możliwości transformacji opadu całkowitego w opad efektywny, jak również pod względem reakcji na ten opad. Różnice te znoszą się i w efekcie zlewnie mają podobne możliwości transformacji opadu w odpływ. Uzyskane dla zlewni reprezentatywnych wyniki można z dużym prawdopodobieństwem odnieść do pozostałych zlewni, w których wystąpiły gwałtowne wezbrania powodujące powodzie. Można przypuszczać, że zlewnie te są w jednakowym stopniu podatne na występowanie tego typu zjawisk, niezależnie od regionu, w którym się znajdują.

Literatura

Bajkiewicz-Grabowska E., Mikulski Z. (1999): *Hydrologia ogólna*, PWN, Warszawa.

Baścik M. (2003): *Parametry fizjograficzne*, [w:] *Zlewnia. Właściwości i procesy,* J. Pociask-Karteczka (red.); 21–36.

Banasik K., Ignar S. (1983): *Określenie opadu efektywnego metoda SCS na podstawie pomierzonego opadu i odpływu*, Przegl. Geof. XXVIII, z. 3–4; 401–408.

Bubel S., Łękawski M., Ostrowski J., Skrawski W. (1997): *Chwilowe hydrogramy jednostkowe jako reakcja na zasilanie w modelach opad–odpływ*, Mat. Bad. IMGW, ser. Hydr. I ocean. 22; 107–120.

Bryndal T. (2006): *Przyrodnicze i antropogeniczne uwarunkowania występowania lokalnych powodzi w Polsce*, mps pracy doktorskiej, Instytut Geografii AP w Krakowie; 143.

Dobija A., Dynowska I. (1975): *Znaczenie parametrów fizjograficznych dla ustalenia wielkości odpływu rzecznego*, Folia Geogr. ser. Geogr. Physica, vol. IX; 77–127.

Dynowska I., Tlałka A. (1982): *Hydrografia*, PWN, Warszawa; 299.

Górniaczek Z., Szturc J. (1987): *O możliwościach zastosowania modelu SCS w warunkach polskich*, Wiad. IMGW, 4; 79–88.

Ignar S. (1979): *Zastosowane metody SCS do określenia opadu skutecznego*, Wiad. Mel. i Łąkowe, 8–9; 239–241.

Ozga-Zielinska M., Brzeziński J. (1994): *Hydrologia stosowana*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa; 324.

Parczewski W. (1960): *Warunki występowania nagłych wezbrań na małych ciekach*, Wiad. Służby Hydrolog. i Meteorolog., t. VIII, z. 3; 159.

Pociask-Karteczka J. (2003): *Geomorfoklimatyczny model odpływu*, [w:] *Zlewnia. Właściwości i procesy,* J. Pociask-Karteczka (red.); 185–195.

Przewodnik do ćwiczeń z hydrografii (1978): Z. Mikulski (red.), PWN, Warszawa; 107

Roczniki Gleboznawcze (1989): t. XL, nr 3–4; 149.

Römkens M. J. M., Luk S. H., Poesen J. W. A., Mermut A. R (1995): *Rain infiltration into losses soil from different geographic regions*, Catena 25; 21–32.

Słupik J. (1973): *Zróżnicowanie spływu powierzchniowego na fliszowych stokach górskich*, Dok. Geogr., z. 2; 117.

Soczyńska U. (1987): *Geomorfologiczne podstawy symulacji hydrogramu w zlewni niekontrolowanej*, Przegl. Geof., r. XXXII, z. 2; 165–181.

Soczyńska U. (1993): *Metody symulacji hydrogramu przy braku pełnej informacji hydrometrycznej*, [w:] *Podstawy hydrologii dynamicznej*, U. Soczyńska (red.), Wyd. UW; 341-366.

Soja R. (1981): *Analiza odpływu z fliszowych zlewni Bystrzanki i Ropy (Beskid Niski)*, Dok. Geogr., z. 1; 91.

Statystyka, teoria i zastosowanie (2003): A. Nowak (red.), Wyd. C.H. Beck; 445.

Szczęsny J., Bojarski A. (2000): *Możliwości poprawy efektywności ochrony przeciwpowodziowej w systemie małej Wisły, Soły, Skawy i Przemszy*, Sympozjum Hydrotechnika III 2000; 91–101.

Więzik B. (1987): *Geomorfoklimatyczny hydrogram odpływu*, Przegl. Geof. XXXII, z. 3; 319–332.

Więzik B., Banach W. (1993): *GEOM – program komputerowy do symulacji wezbrania przy zastosowaniu geomorfologicznego modelu odpływu*.

Ziemońska Z., Żelaziński J. (1984): *Geomorfologiczny chwilowy hydrogram jednostkowy i jego wykorzystanie w modelu prognozy odpływu*, Przegl. Geof., r. XXIX, z. 3; 317–331.

Stanisław Chmiel
Zakład Hydrografii, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Problemy ochrony przeciwpowodziowej w dolinie rzeki Wieprz

Problems of flood protection in the Wieprz river valley

ABSTRACT: The paper presents issues of necessity of changes of the present conception of the flood protection, mainly for hydrotechnical purposes, in the Wieprz river valley. Necessity of adaptation flood protection activities to the valley management and economic profitability was characterized. New conception of the valley management, taking into account interests of the users and unique natural environment, has been suggested.

SŁOWA KLUCZOWE: wezbrania, ochrona przeciwpowodziowa, zagospodarowanie doliny.
KEY WORDS: floods, flood protection, management of the valley.

Wprowadzenie

Powodzie pojawiające się w ostatnich latach wykazały zawodność dotychczasowego sposobu ochrony przeciwpowodziowej. W Polsce, mimo tych doświadczeń, zasadniczo nie zmieniło się podejście służb odpowiedzialnych za realizację ochrony przeciwpowodziowej. Plany zabezpieczeń przeciwpowodziowych w dalszym ciągu zakładają działania wyłącznie o charakterze technicznym: budowę wałów, dużych zbiorników retencyjnych, regulację rzek oraz wycinkę drzew. Efekty tych zabiegów, oceniane na podstawie dotychczasowych powodzi, wskazują, że działania te (zabiegi hydrotechniczne) mogą ograniczyć skutki małych i przeciętnych wezbrań, natomiast są zawodne podczas dużych wezbrań. Stosowane zabiegi stwarzają jedynie fałszywe poczucie bezpieczeństwa, a przez to zachęcają do zabudowy i inwestowania w dolinie. W konsekwencji takich działań wydatki poniesione na zabezpieczenia oraz straty powodziowe nie zmniejszają się.

Należy zadać pytanie, czy można wykluczyć pojawianie się powodzi środkami technicznymi. Czy stać nas na utrzymanie dotychczasowego systemu ochrony przeciwpowodziowej? Doświadczenia płynące ze znacznie bogatszych

krajów (m.in. USA, Niemcy, Francja) jednoznacznie wskazują, że nie! Koszty realizacji i utrzymania przedsięwzięć związanych z zabezpieczeniami przeciwpowodziowymi o charakterze „technicznym" przekroczyły możliwości finansowe najbogatszych krajów, a co najważniejsze wykazały zawodność stosowanego systemu ochrony. Rozpoczęto tam wdrażanie programów o charakterze „nietechnicznym", które ograniczają inwestowanie w dolinie. Promują zagospodarowanie doliny, zwiększające jej retencję, poprzez użytkowanie terenów okresowo zalewanych jako łąki i lasy łęgowe. Koryto rzeczne powinno mieć charakter naturalny, z meandrami, starorzeczami, z drzewami na brzegu. Dowiedziono, iż ten sposób utrzymania doliny i rzeki spowalnia odpływ wód wezbraniowych, co zmniejsza kulminację fali wezbraniowej; ogranicza zatem straty powodziowe (*Przyjazna środowisku ochrona przed powodzią*, 2000).

Zarys warunków hydrograficznych doliny Wieprza

Wieprz jest rzeką II rzędu, o długości 303,2 km i powierzchni dorzecza 10 415,2 km^2. Odwadnia centralną część Roztocza i Wyżyny Lubelskiej oraz południową część Polesia Lubelskiego i Niziny Mazowieckiej. Koryto rzeki ma bieg kręty, z licznymi zakolami i meandrami, których maksymalna długość dochodzi nawet do 1 km. Bezpośrednio przy rzece znajdują się liczne starorzecza w różnym stopniu zarośnięcia, częściowo wypełnione wodą. Zanikające lub zupełnie zarośnięte starorzecza spotyka się na dnie całej doliny. Rzeka wcina się w terasę zalewową na głębokość 1,5 m–3,0 m, a jej szerokość zmienia się z kilku metrów w początkowym odcinku, do 10–15 m w środkowym biegu i ponad 20 m w odcinku ujściowym. Koryto rzeki Wieprz ma przeważnie charakter naturalny, co jest wyjątkowe w skali europejskiej. Wraz z doliną, stosunkowo mało przekształconą o ekstensywnym charakterze gospodarki rolnej, jest cennym przyrodniczo obszarem. W celu ochrony walorów przyrodniczych i krajobrazowych doliny Wieprza powołano: Pawłowski Obszar Chronionego Krajobrazu, Nadwieprzański Park Krajobrazowy, Obszar Chronionego Krajobrazu Pradolina Wieprza, dolina Wieprza w okolicach Zwierzyńca leży w Roztoczańskim Parku Narodowym. Fragment doliny środkowego Wieprza został włączony do systemu obszarów NATURA 2000, część doliny znalazła się także w projekcie sieci ECONET, gdzie posiada status krajowego korytarza ekologicznego oraz znajduje się w bazie ostoi CORINE.

Średnie miesięczne przepływy rzeki Wieprz kształtują w początkowym odcinku na poziomie ~ 2 $m^3 \cdot s^{-1}$, w środkowym ~16 $m^3 \cdot s^{-1}$ i w profilu ujściowym ~36 $m^3 \cdot s^{-1}$ (Michalczyk, Wilgat 1998). Wielkość odpływu i jego zmienność sezonowa zależy głównie od warunków meteorologicznych. W okresach wieloletnich zasadnicze znaczenie dla kształtowania się odpływu ma wysokość

zasilania atmosferycznego, zaś o zmianach sezonowych decydują także warunki termiczne. Niski odpływ notowany jest podczas długotrwałych okresów bezopadowych, przypadających najczęściej na miesiące zimowe i letnie. Maksymalne wartości występują w czasie roztopów, które pojawiają się w marcu i kwietniu. Wezbrania trwają zazwyczaj kilkanaście dni, przy wysokich stanach prawie cała dolina zostaje zalana wodą. W okresach letnich wezbrania powodziowe po rozlewnych opadach zdarzają się rzadko. Natomiast charakterystyczne są lokalne gwałtowne wezbrania, które zwykle obejmują małe powierzchnie.

Stosunkowo rzadko zdarzają się długie okresy wysokich stanów wód w dolinie Wieprza, które powodują wyłączenie z użytkowania łąk i pól uprawnych. Z analizy danych IMGW stanów wód podziemnych i powierzchniowych (Michalczyk 2001) wynika, że takie przypadki miały miejsce w drugiej połowie lat sześćdziesiątych, na przełomie lat osiemdziesiątych i pod koniec lat dziewięćdziesiątych. Wówczas wysokie stany wód w dolinie i w rzece, spowodowały liczne podtopienia i zalania niżej położonych części doliny.

Koncepcje i realizacja ochrony przeciwpowodziowej w dolinie rzeki Wieprz

W celu ochrony przeciwpowodziowej doliny rzeki Wieprz opracowano w ostatnich latach 3 programy: *Udrożnienie koryta rzeki Wieprz od 131,600 km (ujście rzeki Świnki) do 182,100 km (jaz w Borowicy)* (Piasecki 2001) – projekt zrealizowany w latach 2001–2004, inwestor RZGW w Warszawie, *Koncepcja programowo-przestrzenna zagospodarowania zlewni rzeki Tyśmienicy, w tym dolnego Wieprza* (Wiśniewski i in. 2002), zleceniodawca WZMiUZ w Lublinie oraz *Program ochrony przeciwpowodziowej Wieprza Środkowego* (Reszka 2002), zleceniodawca WZMiUZ w Lublinie. Cechą wspólną tych programów było położenie nacisku na techniczne środki ochrony przeciwpowodziowej. Zakładały one regulację koryt rzecznych, ich pogłębienie i poszerzenie, wycinkę drzew, budowę murów oporowych. Niestety, jest to książkowy, stąd „uniwersalny", sposób poprawy sytuacji powodziowej, który przede wszystkim prowadzi do przyspieszenia spływu wód wezbraniowych. Należy zaznaczyć, że szybko przemieszczające się fale wezbraniowe są bardziej strome, a przez to powodują zalanie większych obszarów, niż fale płaskie wolno przemieszczające się. Zwiększenie prędkości fali potęguje jej niszczycielską siłę, co skutkuje wzrostem strat (przerwanie wałów, niszczenie budynków, zerwanie mostów).

Sporządzone projekty nie ograniczały zagospodarowania terenów zalewowych pod zabudowę (np. ogródki działkowe w mieście Krasnystaw, budynki mieszkalne i gospodarcze w Klarowie czy poniżej ujścia Tyśmienicy). W więk-

szości przypadków założenia te nie spotykały się ze sprzeciwem władz lokalnych, które tym samym fundowały swoim budżetom coraz większe nakłady na organizację zabezpieczeń i wypłatę szkód popowodziowych. Wskazać tu należy na wady w systemie ubezpieczeń, które finansowo nie różnicują ryzyka powstania strat, zatem zachęcają do inwestowania w miejscach zagrożonych.

Zaprojektowane działania nie zlikwidują powodzi, bowiem okresowe wysokie stany wód w rzece i zalewanie doliny rzecznej jest naturalną konsekwencją warunków środowiskowych. W planach przeciwpowodziowych należy to uwzględnić i stosować zabiegi odpowiednie do sposobu zagospodarowania doliny rzeki Wieprz oraz ich ekonomicznej rentowności. Nie można traktować w podobny sposób odcinków rzeki, gdzie występuje bezpośrednie narażenie ludzi oraz ich dobytku (obszary zabudowane w dolinie Wieprza zajmują niewielki fragment) z odcinkami rzek, w których brak jest zabudowy, a dominującą formą użytkowania są łąki, lasy, z rzadka grunty orne. Ponadto programy te zakładały przeciwdziałanie jedynie wysokim stanom wody w rzece i dolinie Wieprza, pominięto całkowicie ich wpływ na niskie stany wody. Przy projektowaniu zabezpieczeń przeciwpowodziowych należy również uwzględnić wysokie walory krajobrazowe, przyrodnicze, kulturowe i dydaktyczne doliny Wieprza.

Połączenie technicznych i nietechnicznych sposobów ochrony przeciwpowodziowej

Wdrażane projekty ochrony przeciwpowodziowej w dolinie Wieprza nie odpowiadają współczesnym sposobom rozwiązywania tych problemów (Bobiński, Żelaziński 1996; *Przyjazna środowisku ochrona przed powodzią*, 2000; Żelazo, Popek 2002, Strony internetowe WWF…). Władzom samorządowym i wojewódzkim przedstawiono alternatywną metodę realizacji ochrony przeciwpowodziowej w dolinie Wieprza (Chmiel 2003; Chmiel, Staniec 2003). Podejście to zakładało określenie strategii wykorzystania doliny oraz wynikającego z tego sposobu ochrony przeciwpowodziowej (obecnie i w przyszłości).

W strategii zagospodarowania doliny Wieprza uznano jako priorytet utrzymanie rolniczego jej charakteru – z dominacją łąk i lasów, miejscami pastwisk i pól uprawnych. W rolniczym użytkowaniu powinny zostać zachowane dotychczasowe jej walory krajobrazowe i przyrodnicze: unikalny charakter koryta (zakola, meandry, siedliska dla ryb, ostoi dla ptactwa wodnego) i doliny (starorzecza, torfowiska, lasy łęgowe, grupy drzew). Wojewódzkie programy gospodarcze powinny propagować rekreacyjne wykorzystanie doliny – turystyka krajoznawcza, kajakarstwo, wędkarstwo, agroturystyka, stanice wodne, plaże, kąpieliska oraz rolnictwo o charakterze ekologicznym. Ważnym

zadaniem powinno być opracowanie programu wykorzystania traw z łąk okresowo nieużytkowanych rolniczo. Tereny zalewowe w planach zagospodarowania przestrzennego gmin powinny zostać wyłączone z zabudowy (bezwzględny zakaz zabudowy typu mieszkaniowego, działkowego, ogrodzeń itp.!).

Przyjęcie nakreślonych założeń użytkowania doliny Wieprza daje podstawę do opracowania koncepcji ochrony przeciwpowodziowej. Jako podstawowe zadanie zaproponowano wykonanie map terenów zalewowych, z wyznaczeniem stref zagrożeń i przykładowymi sposobami ochrony przeciwpowodziowej:

A – najwyższego zagrożenia, gdzie potrzeba natychmiastowych rozwiązań hydrotechnicznych ograniczających zagrożenie życia ludności oraz mienia poprzez budowę mostów, dodatkowych przepustów, kanałów ulgi, wałów, udrożnienie rowów melioracyjnych (np. miejscowości Bożniewice, Zakalew, Jeziorzany, Blizocin, Klarów, Krasnystaw),

B – średniego zagrożenia, gdzie zabezpieczenia zlikwidują problemy, które powstaną w najbliższej przyszłości (np. podmycia domów, dróg i mostów, zabezpieczenie brzegów silnie erodowanych, osuwisk zboczy),

C – małego zagrożenia, dominujące tereny w dolinie Wieprza (odcinki dolin z przewagą łąk i lasów), gdzie w zasadzie nie przewiduje się zabezpieczeń przeciwpowodziowych, wyjątkowo oczyszczanie koryta tylko z nielicznych drzew, leżących w wodzie na całej szerokości koryta.

Realizacja tych założeń wymaga pozyskiwania środków finansowych, adekwatnych do realnego zagrożenia powodziowego, zatem w pierwszej kolejności na tereny zamieszkałe. Ważny argument w realizacji inwestycji powinien stanowić jej koszt, który nie może być wyższy od wartości obiektu chronionego.

Uwagi końcowe

Przedstawione postulaty mają na celu zwrócenie uwagi na potrzebę zmian koncepcji ochrony przeciwpowodziowej w dolinie Wieprza. Wskazują na możliwość ograniczenia zagrożenia powodziowego, uwzględniającego interesy i wzajemne powiązania służb odpowiedzialnych za ochronę przeciwpowodziową i ochronę środowiska.

Literatura

Bobiński E., Żelaziński J. (1996): *Czy można przerwać błędne koło ochrony przeciwpowodziowej?*, Gospodarka Wodna, 3.

Chmiel S. (2003): *Koncepcja ochrony powodziowej doliny rzeki Wieprz*. Wydział OŚiR UW w Lublinie, WKOP, Lublin.

Chmiel S., Staniec B. (2003): *Nie poprawiajmy naszej rzeki, lecz żyjmy z nią w zgodzie*, Zeszyty Milejowskie, Milejów.

Michalczyk Z. (red.) (2001): *Źródła Wyżyny Lubelskiej i Roztocza*, [w:] *Badania hydrograficzne w poznawaniu środowiska*, t. VI. Wyd. UMCS, Lublin.

Michalczyk Z., Wilgat T. (1998): *Stosunki wodne Lubelszczyzny. Badania hydrograficzne w poznawaniu środowiska*, t. IV. Wyd. UMCS, Lublin.

Piasecki G. (2001): *Udrożnienie koryta rzeki Wieprz od 131,600 km (ujście rzeki Świnki) do 182,100 km (jaz w Borowicy). Projekt wykonawczy*. Puławy.

Przyjazna środowisku ochrona przed powodzią. Towarzystwo na rzecz Ziemi, Teksty referatów wygłoszonych podczas szkolenia w Osieczanach, Oświęcim 2000.

Reszka T. (2002): *Program ochrony przeciwpowodziowej Wieprza Środkowego z uwzględnieniem miasta Krasnystaw województwo lubelskie powiaty Łęczna, Świdnik i Krasnystaw*, IMGW, Kraków.

Strony internetowe WWF – Kampanii przeciwpowodziowej, http://wwf.pl.

Wiśniewski S., Fabjański K., Banasiak R., Widawski P. (2002): *Koncepcja programowo-przestrzenna zagospodarowania zlewni rzeki Tyśmienicy, w tym dolnego Wieprza*, Bipromel, Pracownia Gospodarki Wodnej i Ochrony Środowiska, Warszawa.

Żelazo J., Popek Z. (2002): *Podstawy renaturyzacji rzek*, Wyd. SGGW, Warszawa.

Stanisław Chmiel, Ewa Maciejewska***
*Zakład Hydrografii, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin
**Roztoczańska Stacja Naukowa w Guciowie, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Cechy fizykochemiczne wód opadowych w Guciowie na Roztoczu

Physical and chemical properties of the precipitation waters in Guciów in the Roztocze region

Abstract: Researches of chemical composition of precipitation waters collected in Roztocze Scientific Station of Maria Curie-Skłodowska University in Guciów in the Roztocze region (South-Eastern part of Poland) were conducted in 2005–2006. In the diurnal cycle 156 samples have been collected, 51 of which were taken from the snowfalls, and 105 from rainfall. Results of researches indicate the majority of acid and slight acid rainfalls with low concentration of dissolved ions. Chemistry of analyzed precipitation waters is characterized by slightly changed chemical composition comparing with values considered to be the natural ones.

Słowa kluczowe: zanieczyszczenia atmosferyczne, chemizm opadów.
Key words: atmospheric pollution, chemistry of precipitation.

Wprowadzenie

Ocena stopnia zanieczyszczenia atmosfery jest przedmiotem zainteresowania różnych dziedzin naukowych. Wynika to z istotnego wpływu na zdrowie i mienie człowieka oraz degradację środowiska substancji docierających do podłoża (Juda-Rezler 2000; Bell, Treshow 2004). Substancje atmosferyczne pochodzące z lokalnych i dalekich ognisk emisji przedostają się do podłoża głównie w postaci opadu mokrego i suchego. Istnieje wiele propozycji dotyczących techniki poboru opadów atmosferycznych do badań składu chemicznego (różnice dotyczą głównie czasu ekspozycji receptora oraz charakteru zbieranego opadu), których wybór rzutuje na uzyskane rezultaty (Turzański 1991; Twarowski, Gendolla 1994; Żelazny 1999). Jedną z metod oceny stopnia zanieczyszczenia atmosfery jest zbieranie opadów do chwytaczy w cyklu dobowym, tzw. opad całkowity (suchy + mokry). Jest to stosunkowo prosta i tania metoda prowadzenia badań o charakterze monitoringowym. Uzyskane w ten sposób informacje mogą służyć do oceny: ładunków zanieczyszczeń

docierających do podłoża, sezonowych zmian zanieczyszczeń atmosferycznych, rejestracji zjawisk ekstremalnych i identyfikacji ich przyczyn.

Porównywanie uzyskanych wyników i ich interpretacja jest jednak możliwa dopiero w przypadku zastosowania metod analitycznych charakteryzujących się wysoką powtarzalnością, selektywnością, niskimi limitami detekcji. Dobrze spełnia te warunki technika chromatografii jonowej, której dodatkową zaletą jest wykonanie analizy kilkunastu jonów ze stosunkowo małej objętościowo próbki (nawet poniżej 1 ml). Pozwala to na określenie stosunków jonowych w opadach o różnym natężeniu, co przy wykorzystaniu klasycznych metod analitycznych byłoby obarczone dużym błędem lub wręcz niemożliwe.

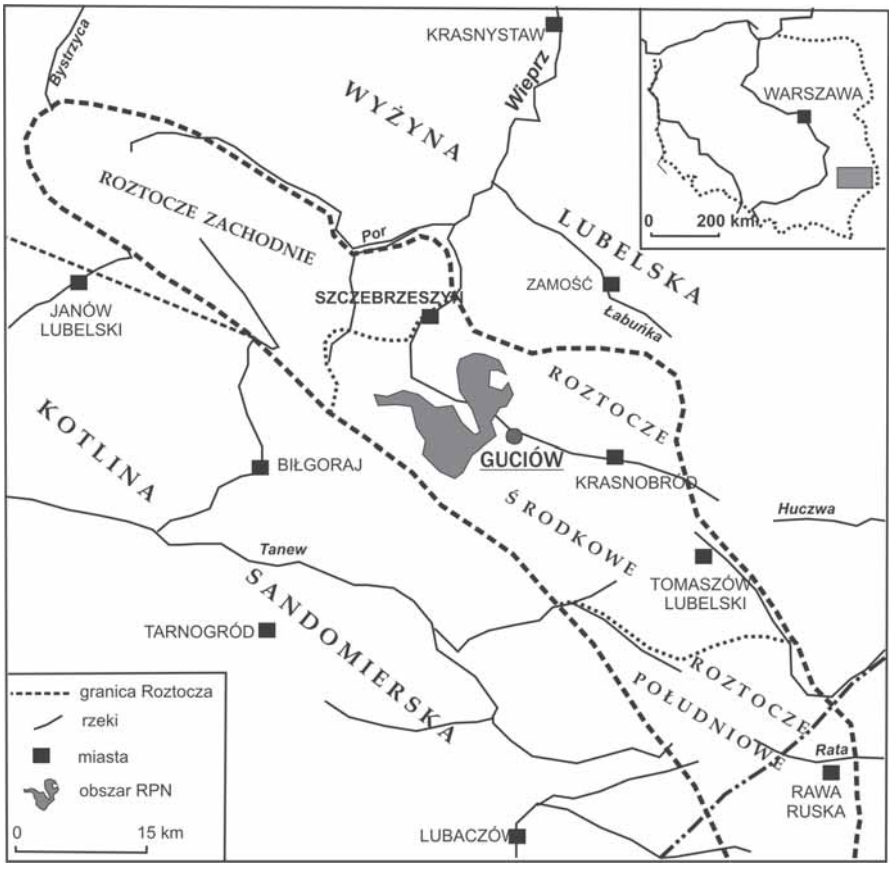
Materiał i metody

Chemizm wód opadowych na Roztoczu jest stosunkowo słabo rozpoznany. Informacje wskaźnikowe o odczynie wód opadowych i ich przewodności właściwej z początku i końca lat 80. XX wieku zostały przedstawione przez Jańca (1997). Materiał obejmował kilkadziesiąt próbek zebranych losowo z pojedynczych epizodów opadowych w obrębie Roztocza Zachodniego. W pracy Hryniewicz i Przybylskiej (1993) zaprezentowano wyniki badań jonów z lat 1984–1987: SO_4^{2-}, NO_3^- i NH_4^+. Badania były prowadzone w Tomaszowie Lubelskim w ramach europejskiej sieci pomiarowej EMEP.

W niniejszym opracowaniu skład fizykochemiczny opadów atmosferycznych przedstawiono na podstawie próbek wody zbieranych w Roztoczańskiej Stacji Naukowej UMCS w Guciowie na Roztoczu (ryc. 1). Obiekt położony jest w otulinie Roztoczańskiego Parku Narodowego, o stosunkowo małej emisji zanieczyszczeń do atmosfery. Znaczne powierzchnie zajmują tu lasy, a rolnictwo cechuje ekstensywny sposób gospodarowania. Dominujące znaczenie w kształtowaniu warunków klimatycznych na tym obszarze mają masy powietrza polarnego morskiego (ponad 66% częstości docierających mas) oraz powietrza polarnego kontynentalnego (około 20% częstości docierających mas), mniejszy udział mają masy powietrza arktycznego i zwrotnikowego (Kaszewski i in. 2002). Warunki kształtowania chemizmu wód opadowych determinują zatem masy powietrza napływające przy cyrkulacji zachodniej.

Wody opadowe zbierano w cyklu dobowym jako opad całkowity (suchy + mokry) do zbiornika o średnicy 18 cm, wykonanego z chemicznie obojętnego na działanie wody tworzywa (PE). Pojemnik do zbierania opadów umieszczono w ogródku meteorologicznym na wysokości 1,5 m nad poziomem gruntu. W latach 2005–2006 zebrano 156 próbek opadów atmosferycznych, w tym 105 w postaci deszczu i 51 śniegu. Z półrocza zimowego pochodziło 90 próbek, zaś letniego – 66 próbek. Próbki przechowywano w lodówce, a następnie transportowano do laboratorium Zakładu Hydrografii UMCS w Lublinie celem wykonania analiz.

W próbkach wody opadowej oznaczano: odczyn i przewodność elektrolityczną właściwą (PEW) miernikiem InoLab 1 firmy WTW, zasadowość (ZAS) wobec oranżu metylowego metodą miareczkową lub (i) fotometrycznie; stężenie anionów i kationów przy użyciu chromatografu jonowego firmy Metrohm MIC 3; ogólny węgiel organiczny (OWO), wskaźniki tlenowe BZT_5 i $CHZT_{Cr}$ spektrofotometrem Pastel UV firmy Secoman; krzemionkę fotometrycznie. W toku analitycznym posługiwano się roztworami wzorcowymi firmy Merck i Accustandard oraz materiałem certyfikowanym CRM RAIN-97. Przyjęto założenie, że w ocenie stosunków jonowych odczyn wody będzie wskaźnikiem aktywności/stężenia jonu $H^+(aq)$, zaś zasadowość w stosunkach wagowych będzie interpretowana w sposób uproszczony, jako zawartość anionu HCO_3^-. Z analizy chromatogramów wynika, iż w wodach opadowych występują także aniony S^{2-} oraz kwasów organicznych (które łącznie z HCO_3^- tworzą zasadowość).



Ryc. 1. Położenie obszaru badań na tle podziału fizjograficznego (Chałubińska, Wilgat 1954)

Wyniki badań

Jednym z podstawowych wskaźników oceny zanieczyszczenia wód opadowych jest odczyn wody. W latach 2005–2006 średnia wartość pH obliczona z przeliczenia pomierzonych wartości na aktywność/stężenie jonu $H^+(aq)$, a następnie ponownie przeliczona na jednostki pH wyniosła 4,73. Skrajne wartości odczynu zawierały się w zakresie 3,88–7,19 (tab. 1). Ponad 50% analiz wykazywało wartości pH poniżej 5, zaś 75% poniżej 5,6 – poziomu, który jest charakterystyczny dla opadów niezanieczyszczonych o naturalnym stężeniu CO_2 w powietrzu. Zazwyczaj niższe wartości odczynu notowano w opadach śnieżnych niż deszczowych oraz w opadach z półrocza zimowego. W próbkach o wysokiej sumie dobowych opadów odczyn wody przybierał wartości najczęściej w zakresie 5–6 jednostek pH.

Tab. 1. Charakterystyczne wartości cech fizykochemicznych wód opadowych w Guciowie na Roztoczu z lat 2005–2006 (na podstawie oznaczeń 156 próbek)

Wskaźnik	Miano	Średnia	Mediana	Minimum	Maksimum	Kwartyl dolny	Kwartyl górny	Współczynnik zmienności	Odchylenie standardowe
Odczyn	pH	4,73	4,92	3,88	7,19	4,44	5,62	0,15	0,76
PEW w 25ºC	$\mu S \cdot cm^{-1}$	25,8	22,5	6,0	167	15,1	31,2	0,76	19,50
*PEW_p w 25ºC	$\mu S \cdot cm^{-1}$	20,9	16,3	4	167	10,0	25,4	0,73	21,2
**ZAS	$mval \cdot dm^{-3}$	<0,05	<0,05	<0,05	0,53	<0,05	0,06	1,40	0,08
***OWO	$mg \cdot dm^{-3}$	1,4	1,3	<1,0	6,5	1,2	3,0	0,58	0,86
$CHZT_{Cr}$	$mgO_2 \cdot dm^{-3}$	4,7	4,4	<2,0	17,6	3,5	6,4	0,49	2,29
BZT_5	$mgO_2 \cdot dm^{-3}$	2,2	2,0	<0,50	9,0	1,5	2,8	0,51	1,13
SiO_2	$mg \cdot dm^{-3}$	0,5	0,4	<0,1	3,2	0,3	0,6	0,82	0,45
Na^+	$mg \cdot dm^{-3}$	0,20	0,12	0,05	1,71	0,07	0,24	1,15	0,23
NH_4^+	$mg \cdot dm^{-3}$	0,72	0,53	0,04	4,08	0,31	0,97	0,86	0,62
K^+	$mg \cdot dm^{-3}$	0,15	0,11	<0,05	0,94	0,05	0,18	0,93	0,14
Ca^{+2}	$mg \cdot dm^{-3}$	1,66	0,73	0,05	39,2	0,42	1,31	2,79	4,63
Mg^{+2}	$mg \cdot dm^{-3}$	0,11	0,06	<0,05	0,72	0,037	0,108	1,73	0,19
F^-	$mg \cdot dm^{-3}$	0,02	0,01	<0,01	0,25	0,006	0,022	1,50	0,03
Cl^-	$mg \cdot dm^{-3}$	0,51	0,34	<0,1	5,79	0,20	0,61	1,20	0,61
NO_2^-	$mg \cdot dm^{-3}$	0,03	0,01	<0,01	0,32	<0,01	0,03	1,67	0,05
Br^-	$mg \cdot dm^{-3}$	0,001	0,001	<0,001	0,009	<0,001	0,002	2,22	0,002
NO_3^-	$mg \cdot dm^{-3}$	2,59	2,04	0,22	10,39	1,15	3,67	0,75	1,94
PO_4^{-3}	$mg \cdot dm^{-3}$	0,03	<0,01	<0,01	1,33	0,01	0,03	3,33	0,11
SO_4^{-2}	$mg \cdot dm^{-3}$	2,31	1,85	0,15	14,03	1,26	2,83	0,74	1,71

*PEW_p – przewodnictwo elektrolityczne wody pomniejszone o wartość wynikającą z aktywności jonu H+(aq), **ZAS – zasadowość, ***OWO – ogólny węgiel organiczny

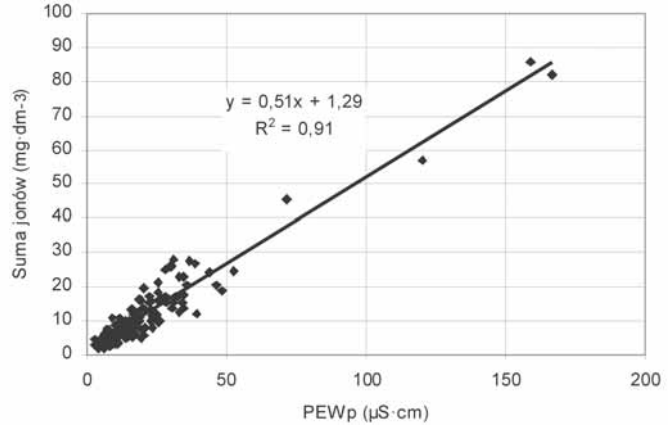
Przewodność elektrolityczna właściwa (PEW) wody jest wykorzystywana do oceny sumarycznej zawartości rozpuszczonych w niej jonów. W wodach

opadowych związek między tymi wskaźnikami jest często stosunkowo słaby, co wynika z dużego przewodnictwa właściwego jonu $H^+(aq)$. Aby ocenić poziom zmineralizowania wód opadowych, należy wówczas pomniejszyć pomierzoną wartość PEW o wartość uwzględniającą aktywność jonu $H^+(aq)$ (Finlayson 1979, Janiec 1997). W badanych wodach po uwzględnieniu poprawki zależność między PEW a sumą jonów oznaczonych analitycznie była wysoka (ryc. 2). W analizowanym zbiorze danych zazwyczaj wartości PEW były poniżej 50 $\mu S \cdot cm^{-1}$, ich poziom był nieco niższy w opadach śnieżnych niż deszczowych. Najwyższe wartości notowano przeważnie w próbkach po małym opadzie (<5 mm/dobę). Należy zaznaczyć, że próbki pochodzące z małego opadu dobowego były najbardziej narażone na przypadkowe zanieczyszczenia oraz zmiany w okresie letnim, wynikające zwłaszcza z parowania wody.

Typowa wagowa zawartość oznaczonych kationów nie przekraczała łącznie 5 $mg \cdot dm^{-3}$, z tego jony Ca^{+2} stanowiły prawie 50%, jony amonowe 45%, pozostałe kationy miały niewielki udział. W próbkach wody opadowej o odczynie silnie kwaśnym i niskiej zawartości głównych jonów wzrastał udział jonu $H^+(aq)$.

Łączna wagowa zawartość anionów nie przekraczała z reguły 10 $mg \cdot dm^{-3}$. W wodach o pH poniżej 5 jony azotanowe i siarczanowe stanowiły ponad 90% sumy anionów. W próbkach o pH powyżej 5 ponad 90% stanowiły jony NO_3^- i SO_4^{2-} oraz HCO_3^-. Jon chlorkowy miał przeważnie udział poniżej 10%, zaś pozostałe PO_4^{3-}, NO_2^-, Br^-, F^- miały udział nieznaczny.

W niektórych próbkach stwierdzano także wysoki udział jonów chlorkowych i sodowych rzędu kilkunastu–kilkudziesięciu % sumy wagowej jonów. Stosunki wagowe Na^+ i Cl^- charakteryzowały się wysokim współczynnikiem korelacji (ryc. 3). Wysokie ich stężenie identyfikowano zazwyczaj w opadach



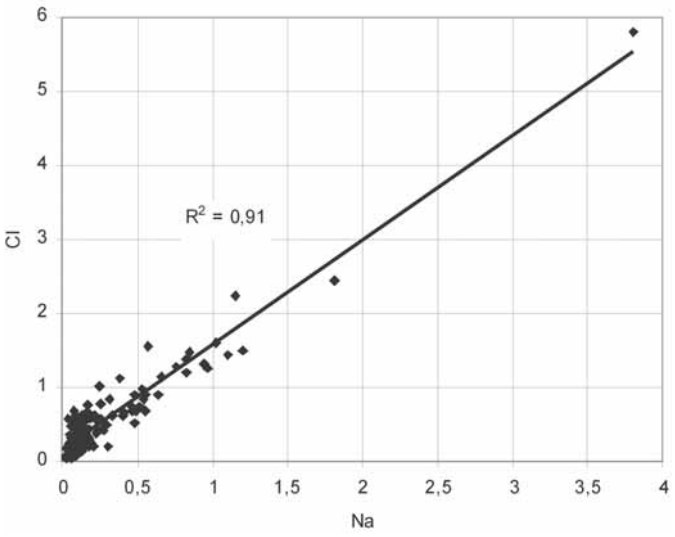
Ryc. 2. Związek między przewodnością elektrolityczną właściwą wody a sumą jonów, PEW_p – przewodnictwo elektrolityczne wody pomniejszone o wartość wynikającą z aktywności jonu $H^+(aq)$

występujących przy napływie świeżych mas powietrza pochodzenia morskiego.

Wody opadowe wykazywały wielojonowy i dość zmienny typ hydrochemiczny. W wodach o odczynie poniżej 5 dominowały aniony NO_3^-, SO_4^{2-}, czasami Cl^-, z kationów: Ca^{2+}, NH_4^+, rzadziej Na^+ i $H^+(aq)$ (ryc. 4). W wodach o odczynie powyżej 5 wśród anionów przeważały jony NO_3^-, SO_4^{2-} oraz HCO_3^-, czasami Cl^-, zaś wśród kationów dominowały jony Ca^{2+}, NH_4^+, niekiedy Na^+.

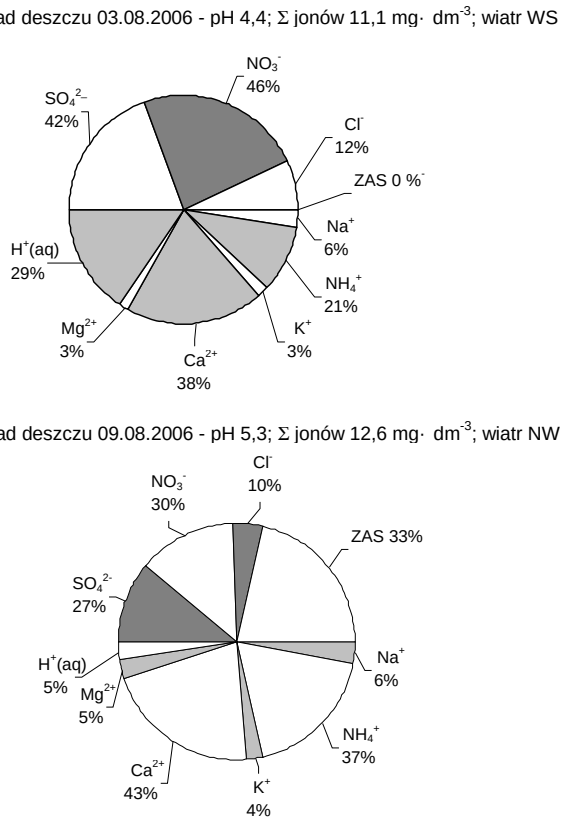
Spośród badanych trzech form azotu mineralnego najwyższe stężenia wykazywały jony azotanowe i amonowe przeważnie w zakresie 0,2–1 $mgN \cdot dm^{-3}$, znacznie niższe jonu azotynowego, zazwyczaj poniżej 0,01 $mgN \cdot dm^{-3}$. Jon amonowy występował w wyższych stężeniach w okresie letnim niż w próbkach z okresu zimowego.

Zawartość krzemionki w wodach opadowych nie przekraczała zazwyczaj 1 $mg \cdot dm^{-3}$; przeważnie stężenia były na poziomie około 0,5 $mg \cdot dm^{-3}$. Węgiel organiczny stwierdzany był w stężeniach nieprzekraczających 4 $mg \cdot dm^{-3}$, wskaźniki biochemicznego i chemicznego zapotrzebowania na tlen badanych wód przybierały wartości BZT_5 <3 $mgO_2 \cdot dm^{-3}$, CHZT <7 $mgO_2 \cdot dm^{-3}$.



Ryc. 3. Związek między zawartością jonów chlorkowych i sodowych w wodach opadowych ($mg \cdot dm^{-3}$)

Związek między badanymi wskaźnikami fizykochemicznymi dobrze obrazuje pogrupowanie ich przy wykorzystaniu analizy skupień (ryc. 5). Hierarchiczny wykres drzewkowy ma dość wyrazistą strukturę, w której istniejące oddzielne gałęzie można interpretować jako zależne od siebie cechy fizykochemiczne wód. Z wyodrębnionych gałęzi należy zwrócić uwagę na dobrze

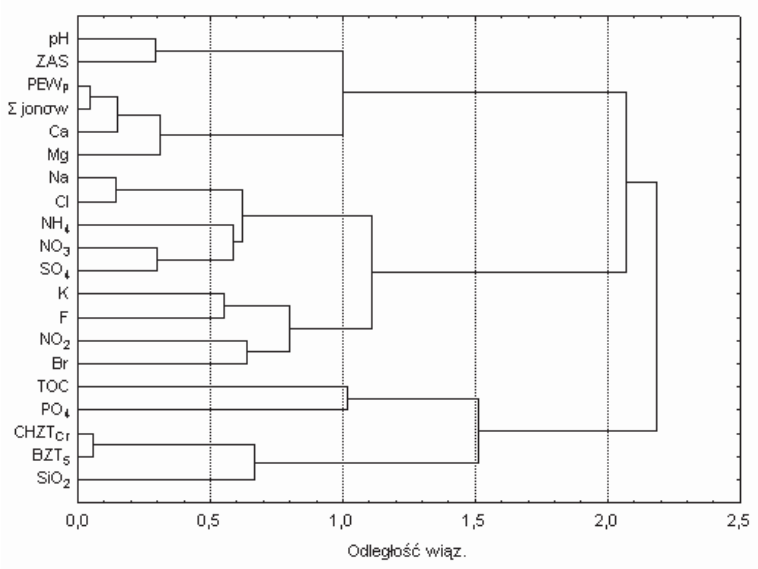


Ryc. 4. Udział procentowy anionów i kationów (mval·dm^{-3}), obliczony dla przykładowego opadu o odczynie kwaśnym i słabo kwaśnym (ZAS – zasadowość)

znany w wodach opadowych związek odczynu wody i zasadowości oraz PEW i stężenia jonu wapniowego. Wyraźnie wyodrębnia się również gałąź ze zgrupowaniem jonów Na^+ i Cl^- oraz NH_4^+, SO_4^{2-} i NO_3^-.

Uwagi końcowe

Kształtowanie właściwości fizykochemicznych wód opadowych zachodzi pod wpływem naturalnych i antropogenicznych substancji krążących w atmosferze. Wyniki badań wód opadowych na Roztoczu wskazują na przewagę opadów kwaśnych i słabo kwaśnych, jednak o stosunkowo niskiej zawartości rozpuszczonych jonów. Spośród związków o typowo antropogenicznym pochodzeniu najwyższe stężenia wykazywały jony NO_3^-, SO_4^{2-} i NH_4^+. Ich obecność



Ryc. 5. Związki między wybranymi wskaźnikami fizykochemicznymi w wodach opadowych (metoda aglomeracji Warda, odległość 1-r Pearsona)

w wodach można interpretować jako efekt emisji zanieczyszczeń o charakterze gazowym dalekiego zasięgu oraz miejscowego krążenia.

Zawartość wapnia, magnezu oraz substancji organicznej i krzemionki wskazywać może, oprócz czynnika antropogenicznego, na istotną rolę czynnika biogeochemicznego (miejscowego) w kształtowaniu chemizmu wód atmosferycznych. Przypuszczalnie wysokie stężenia jonów chlorkowych i sodowych mogą wynikać z napływu świeżych mas powietrza pochodzenia morskiego.

Badania cech fizykochemicznych wód opadowych w Guciowie na Roztoczu wskazują na stosunkowo małe ich przekształcenie w odniesieniu do wartości uznawanych za naturalne.

Literatura

Bell J. N. B., Treshow M. (2004): *Zanieczyszczenie powietrza a życie roślin*. (Tytuł oryginalny: *Air Pollution and Plant Life*, przekład z angielskiego A. Gałuszka, Z. Migaszewski), Wyd. Nauk.-Tech. Warszawa; 526.

Chałubińska A., Wilgat T. (1954): *Podział fizjograficzny województwa lubelskiego*, Przew. V Ogóln. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geograficznego, Lublin; 3–44.

Finlayson B. L. (1979): *Electrical conductivity a useful technique in teaching geomorphology*, Journal. Geogr. Higher Educ., 3; 68–87.

Hryniewicz R., Przybylska G. (1993): *Zanieczyszczenie opadów atmosferycznych w Polsce*, [w:] *Przemiany stosunków wodnych w Polsce w wyniku procesów naturalnych i antropogenicznych*, red. Dynowska I., Prace IGiPZ PAN, nr 158; 13–52.

Janiec B. (1997): *Transformacje i translokacje jonowe w wodach naturalnych Roztocza Zachodniego*, Rozpr. hab. LVII, Wyd. UMCS, Lublin; 1–214.

Juda-Rezler K. (2000): *Oddziaływanie zanieczyszczeń powietrza na środowisko*, Oficyna Wyd., Pol. War., Warszawa; 243.

Kaszewski B. M., Czerniawski M., Mucha B. (2002): *Klimat*, [w:] *Roztocze. Środowisko przyrodnicze*, red. Burczyński J., Wyd. Lubelskie, Lublin; 208–225.

Turzański P. T. (1991): *Zanieczyszczenie wód opadowych południowej Polski. Kwaśne deszcze i ich monitoring*, Zeszyty Nauk. AGH. Sozologia i Sozotechnika, Kraków, z. 4; 106.

Twarowski R., Gendolla T. (1994): *Udział zanieczyszczeń z opadów mokrych w całkowitym obciążeniu powierzchniowym ładunkami wnoszonymi przez opady atmosferyczne w aglomeracji miejsko-przemysłowej na przykładzie Wrocławia*, [w:] *Chemizm opadów atmosferycznych, wód powierzchniowych i podziemnych*, VII Międzynarodowa Konferencja Naukowa, WUŁ, Łódź; 34–35.

Żelazny M. (1999): *Identyfikacja przypadkowych zanieczyszczeń w opadzie całkowitym*, [w:] *Chemizm opadów atmosferycznych, wód powierzchniowych i podziemnych*, XI Ogólnopolska Konferencja Naukowa, WUŁ, Łódź; 44–47.

Stanisław Chmiel, Marek Turczyński
Zakład Hydrografii, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Właściwości hydrochemiczne wód interstycjalnych osadów dennych zbiornika Skomielno (Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie)*

Hydrochemical properties of interstitial waters of bottom deposits of the Skomielno water body (the Łęczna-Włodawa Lakeland)

Abstract: Hydrochemical properties of interstitial waters were analyzed on the basis of some samples taken from the bottom deposits of the Skomielno water body in the Łęczna-Włodawa Lakeland. Researches of the bottom deposits, conducted for the first time for that area, present their physico-chemical properties. They are considered to be an explanation of the role of biochemical processes taking place in the interphase: water-deposit. Water body Skomielno represents the environment of anthropogenic changed lake.

Słowa kluczowe: osady denne nieskonsolidowane, wody interstycjalne.
Key words: non-consolidated bottom deposits, interstitial waters.

Wprowadzenie

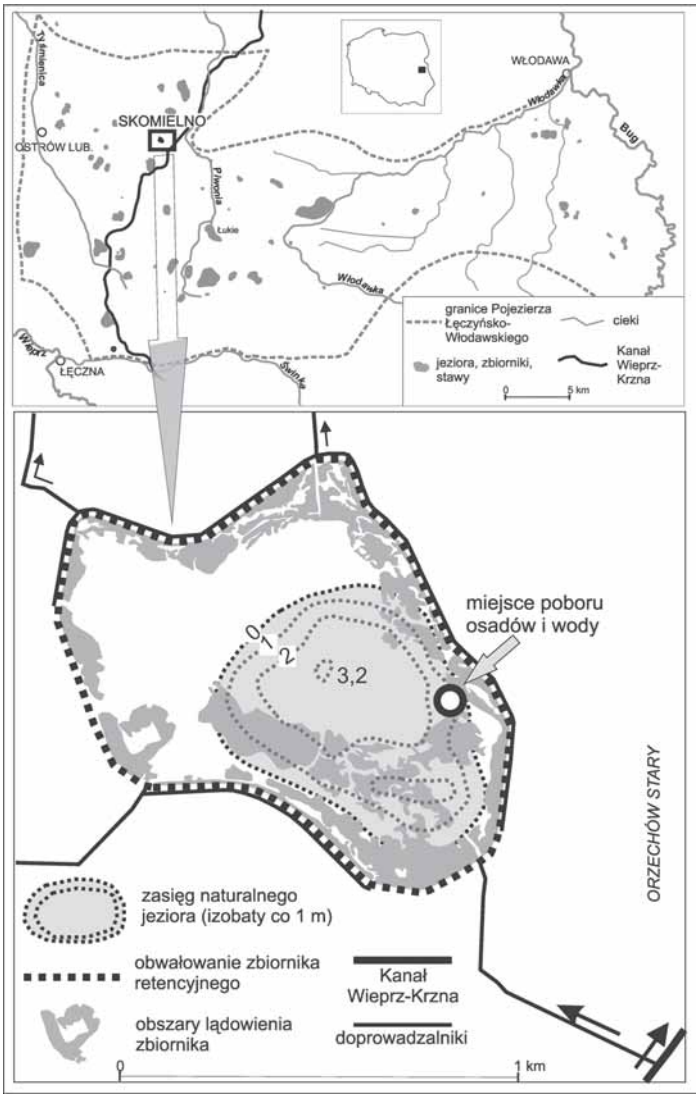
Obieg pierwiastków w systemie jeziornym znacząco regulowany jest poprzez interakcje hydrochemiczne przebiegające na granicy woda–osad denny. Kierunek i tempo tych przemian wynika przede wszystkim z potencjału oksydoredukcyjnego środowiska, jego odczynu, temperatury, uwodnienia osadu, dynamiki wody jeziornej (Pasternak 1978). Do najważniejszych procesów regulowanych przez te czynniki należy zaliczyć: mineralizację, sorpcję, desorpcję, dyfuzję, rozpuszczanie i wytrącanie.

Powszechnie są prowadzone badania geochemiczne całkowitej zawartości pierwiastków zdeponowanych w osadach dennych lub w wyodrębnionych frakcjach. Mogą one jednak posłużyć jedynie do określenia potencjalnego stopnia przemian biochemicznych, zachodzących na granicy woda–osad denny. Poznanie zróżnicowania hydrochemicznego wód toni jeziornej i interstycjalnych daje możliwość określenia aktualnego kierunku przemian cech fizykochemicznych wody na granicy faz, a poprzez to bilansowanie obiegu pierwiastków (Woroniecka-Stasiak 1980; Ágoston-Szabó 2004; Cieśliński 2004).

* Opracowanie wykonane zostało w ramach projektu badawczego 2P04E00927.

Charakterystyka obiektu badań

Na obszarze Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego pierwsze rozpoznanie właściwości hydrochemicznych wód interstycjanych osadów nieskonsolidowanych (półpłynnych) przeprowadzono w zbiorniku retencyjnym Skomielno (ryc. 1). Obiekt ten powstał w latach 60. ubiegłego wieku jako element systemu melioracyjnego Kanału Wieprz-Krzna. Ogroblowaniem zamknięto obszar



Ryc. 1. Zbiornik Skomielno i jego położenie na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim

82 ha, obejmujący jezioro o tej nazwie (30 ha) i przylegające torfowisko. Pierwotne jezioro cechowało się niewielkimi głębokościami: maksymalną – 3,2 m, średnią 1,6 m (ryc. 1), otoczone było karłowatym lasem porastającym spleję oraz szerokim pasem trzcin. Pojemność jeziora wynosiła wówczas około 0,5 mln m^3 (Wilgat 1954). Według założeń projektowych pojemność użyteczna zbiornika miała osiągnąć 1,2 mln m^3 (Niedźwiedź 1978). Lokalizacja zbiornika częściowo na torfowisku wpłynęła na jego intensywne zarastanie. Obecnie zbiornik jest okresowo zasilany wodami z rzeki Wieprz i pełni funkcje hodowlaną i rekreacyjną.

Materiał i metody

Badania hydrochemiczne wód z osadu dennego i toni zbiornika Skomielno przeprowadzono w marcu 2005 r. Wodę oraz osad pobrano w strefie litoralnej przy zalegającej pokrywie lodowej. Osad denny nieskonsolidowany o miąższości 80 cm pobrano w niezaburzonej strukturze próbnikiem Beekera firmy Eijkelkamp. W miejscu poboru osadu warstwa wody wynosiła około 2,1 m. Próbki wód interstycjalnych z osadów pozyskiwano poprzez wirowanie (z prędkością około 2000 obrotów/minutę) kolejnych 10 cm warstw o objętości 250 cm^3. W ten sposób otrzymywano z pojedynczej próbki 50–80 cm^3 wody, w której elektrometrycznie oznaczono jej odczyn, przewodność właściwą elektrolityczną i potencjał oksydoredukcyjny. Wodę jeziorną oraz odwirowaną z osadów filtrowano zestawem podciśnieniowym przez sączek celulozowo-acetanowy 0,45 μm. W otrzymanym przesączu oznaczono: węgiel organiczny (spektrofotometrycznie), zasadowość (miareczkowo) oraz chlorki, siarczany, azotany, fluorki, ortofosforany, wapń, magnez, sód, potas, jon amonowy metodą chromatografi jonowej (chromatograf MIC 3 firmy Metrohm). Oznaczenia kationów wykonano w próbkach zakwaszonych kwasem azotowym do pH ~2. Pozostałą wodę poddano procesowi mineralizacji za pomocą promieniowania UV z dodatkiem H_2O_2 (Kabaciński, Siepak 1997). W otrzymanej wodzie oznaczono metodą chromatografii jonowej azot organiczny jako azotany oraz fosfor organiczny jako ortofosforany.

W toku analitycznym posługiwano się roztworami wzorcowymi produkowanymi przez firmę Merck i Accustandard oraz laboratoryjnym materiałem odniesienia LMO CBE-WJ-03 woda z jeziora Hańcza.

Wyniki i dyskusja

Otrzymane wyniki reprezentują wody pobrane w strefie brzegowej z toni wodnej zbiornika Skomielno i osadu dennego (ryc. 2). Wody zbiornika Sko-

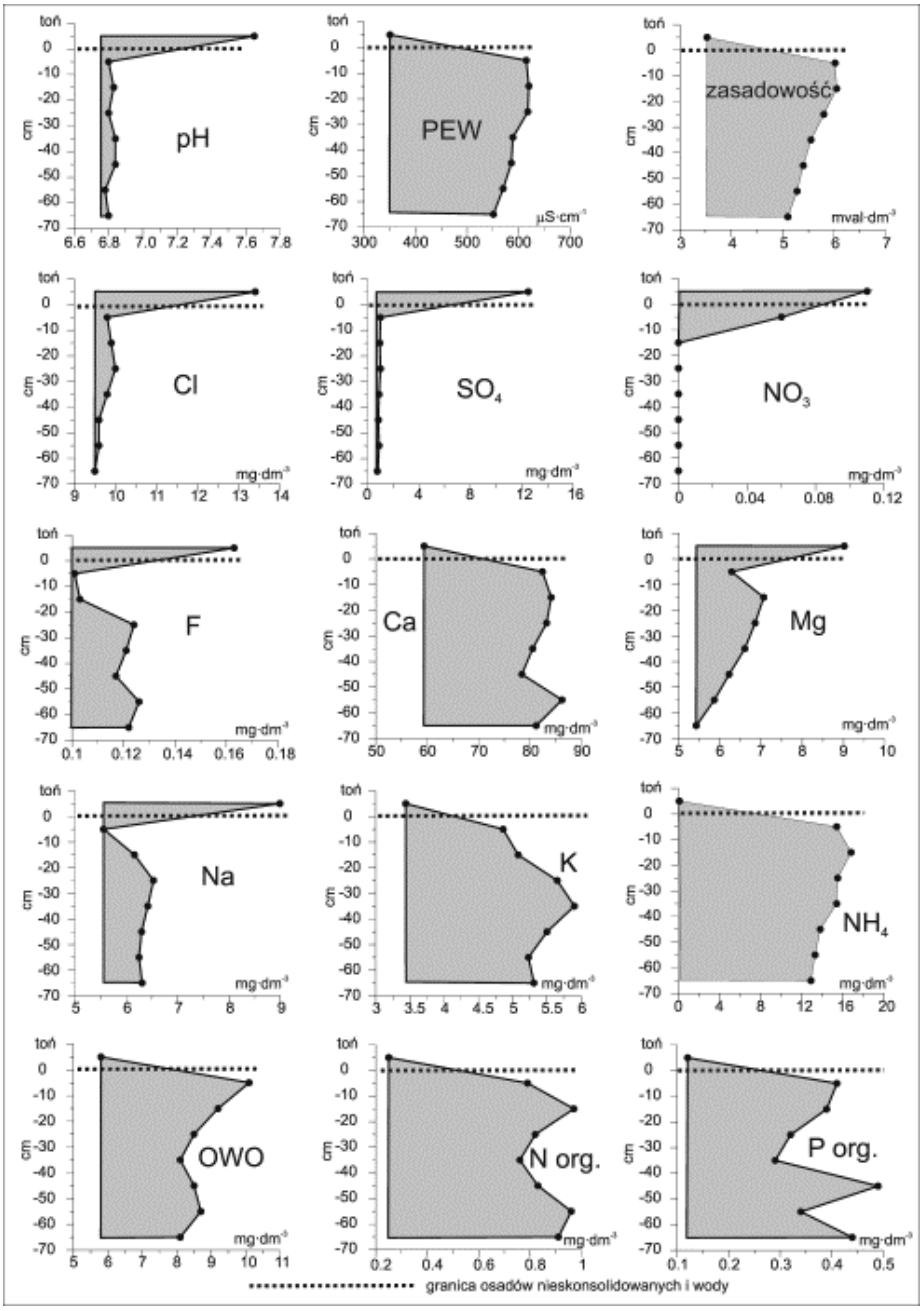
mielno charakteryzowały się odczynem lekko zasadowym, mineralizacją (wyliczoną z sumy jonów) na poziomie 350 mg·dm^{-3} i typem hydrochemicznym HCO_3-Ca. Wśród anionów dominował jon wodorowęglanowy – 215 mg·dm^{-3}, chlorki i siarczany po około 13 mg·dm^{-3}, fluorki, azotany i fosforany występowały w stężeniach nieprzekraczających 0,2 mg·dm^{-3}. Wśród kationów wagowo przeważał jon wapniowy – 59,4 mg·dm^{-3}, magnez i sód po około 9 mg·dm^{-3}, potas 3,4 mg·dm^{-3}, jon amonowy 0,11 mg·dm^{-3}.

Wody interstycjalne wykazywały odczyn lekko kwaśny i mineralizację wynikającą z sumy jonów na poziomie 450–500 mg·dm^{-3}. Wśród anionów dominował jon wodorowęglanowy ponad 300 mg·dm^{-3}, chlorki około 10 mg·dm^{-3}, siarczany poniżej 1 mg·dm^{-3}, stężenia pozostałych jonów nie przekraczały 0,1 mg·dm^{-3}. Wśród kationów najwyższe stężenie miał jon wapniowy – powyżej 80 mg·dm^{-3}, amonowy – około 15 mg·dm^{-3}, magnezowy i sodowy – na poziomie 6 mg·dm^{-3}, potasowy zaś – 5 mg·dm^{-3}.

Uzyskany materiał wskazuje na duże zróżnicowanie hydrochemiczne między wodami toni zbiornika i osadów dennych (ryc. 2, 3). Odczyn wód interstycjalnych był prawie o jednostkę niższy niż wód jeziornych; wody z jeziora miały odczyn lekko zasadowy (~7,7), a wody z osadu dennego słabo kwaśny (~6,8). Przewodność elektrolityczna właściwa była wyższa w wodach z osadu o około 70% od wody zbiornika. Na tak duże zróżnicowanie wpływały znacznie wyższe zawartości jonów amonowych, wapniowych oraz wodorowęglanowych. Należy przypuszczać, że w osadach dennych zachodziły procesy rozkładu materii organicznej, które wpływały na znaczny wzrost stężenia jonów amonowych i wodorowęglanowych (być może także siarczkowych oraz kwasów organicznych, które łącznie z HCO_3^- oznaczono jako zasadowość). Wskazuje na to wartość potencjału oksydoredukcyjnego wód odwirowanych z osadu, będąca na poziomie minus kilkanaście–kilkadziesiąt mV. Procesy biochemiczne o charakterze redukcyjnym zachodzące w organicznych osadach jeziornych powodowały także zanik jonów siarczanowych i azotanowych w wodach osadów.

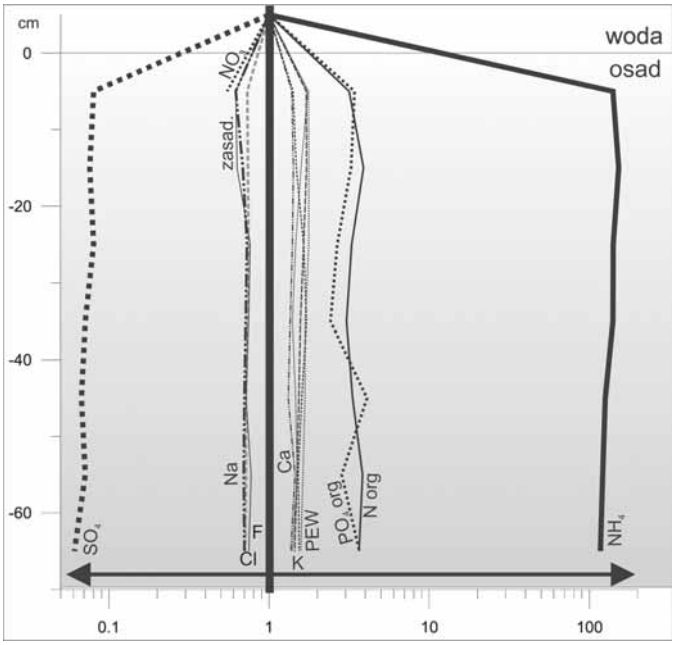
W przypadku składników o charakterze mineralnym zawartość chlorków, fluorków, magnezu i sodu była nieco niższa w wodach interstycjalnych niż w toni. Może to wskazywać na możliwość pochłaniania przez osad denny jonów z wód zbiornika. Natomiast w przypadku wapnia i potasu notowano odwrotną relację, co sugerować może przewagę procesów uwalniania pierwiastków z osadów do wód zbiornika.

W wodach półpłynnego osadu notowano znacznie wyższe stężenia azotu, fosforu i węgla organicznego w stosunku do wód zbiornika. Taki schemat ma zwłaszcza istotne znaczenie w przypadku fosforu, pierwiastka o szczególnej roli w eutrofizacji wody. W zbiorniku wodnym ulega on bowiem nie tylko kumulacji, ale i ponownemu włączeniu do obiegu. Badania wód interstycjalnych z jeziora Gościąż, pobranych z powierzchniowych warstw osadu, wska-



Ryc. 2. Stężenie wskaźników fizykochemicznych w wodach toni i osadach nieskonsolidowanych zbiornika Skomielno, marzec 2005 r. (PEW – przewodność elektrolityczna właściwa µS·cm^{-1} w 20°C, WO – węgiel organiczny)

zują na jego sezonowe zmiany (Kentzer 2001). Duże zmiany stężeń fosforu w wodach naddennych i interstycjalnych miały miejsce zwłaszcza w okresach mieszania wód.



Ryc. 3. Zróżnicowanie zawartości poszczególnych wskaźników pomiędzy wodami zbiornika (wartość 1) a wodami interstycjalnymi osadów nieskonsolidowanych

Uwagi końcowe

Przeprowadzone wstępne rozpoznanie hydrochemiczne wód pozyskanych z osadu dennego zbiornika Skomielno oraz z jego toni wykazały znaczne zróżnicowanie stężeń badanych wskaźników. Najwyższe zmiany, wyrażone stosunkiem zawartości wskaźnika w wodzie zbiornika do zawartości w wodach interstycjalnych, dotyczyły jonu amonowego, azotu i fosforu organicznego – wielokrotny wzrost w osadzie oraz jonu siarczanowego i azotanowego – wyraźny spadek.

Uzyskane wyniki wskazują na istotną rolę procesów biochemicznych zachodzących w interfazie woda–osad w ekosystemie jeziornym. Procesy te wpływają na kształtowanie równowagi substancji krążących pomiędzy wodami jeziornymi a wodami osadu dennego.

Literatura

Ágoston-Szabó E. (2004): *Chemical characteristics of sediment interstitial water at Lake Fertő/Neusiedler See*, Ecohydrology & Hydrobiology 4; 67–76.

Cieśliński R. (2004): *Ion composition characteristics of interstitial waters of lake Jamno*, [in:] A.T. Jankowski, M. Rzętała (eds.), *Lakes and artificial water reservoirs – functioning, revitalization and protection*, University of Silesia; 29-38,.

Gíslason S. R., Eiríksdóttir E. S., Ólafsson J. S. (2004): *Chemical composition of interstitial water and diffusive fluxes within the diatomaceous in Lake Myvatn, Iceland. Aquatic Ecology 38*, Kluwer Academic Publishers, Printed in the Netherlands;163–175.

Kabaciński M., Siepak J. (1997): *Przygotowanie próbek wody i ścieków do analiz chemicznych z wykorzystaniem mineralizacji ultrafioletowej i mikrofalowej*, [w:] *Metody pobierania i przygotowania próbek wód, ścieków i osadów dennych do analiz fizyczno-chemicznych*, J. Siepak (red.), Uniwersytet Adama Mickiewicza, Komitet Chemii Analitycznej PAN, Komisja Nauk Chemicznych PAN, Poznań; 35–46.

Kentzer A. (2001): *Fosfor i jego biologiczne dostępne frakcje w osadach jezior różnej trofii*, Rozprawy Habilitacyjne, Wyd. Uniwersytetu Mikołaja Kopernika, Toruń; 1–111.

Niedźwiedź J. (1975): *Gospodarowanie wodą z Wieprza w strefie Kanału Wieprz-Krzna*, Zakład Hydrografii UMCS, Lublin (maszynopis).

Pasternak K. (1978): *Osady denne*, [w:] *Hydrobiologia*, K. Starmach, S. Wróbel, K. Pasternak (red.), PWN, Warszawa; 81–134.

Wilgat T. 1954 (1953): *Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie*, Annales UMCS, s. B, vol. VIII, Lublin; 37–121.

Woroniecka-Stasiak A. (1980): *Chemical composition of interstitial waters in bottom sediments of some Polish Lakes of the Wigry group (Northern Poland)*, Acta hydrobiol., 22(4); 347–360.

Adam Choiński
Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań

Sztuczne zbiorniki w Polsce na południe od linii zasięgu zlodowacenia bałtyckiego

Artificial water bodies in Poland south of the maximum limit of the Baltic Glaciation

Abstract: The aim of the paper was to determine the area occupied by artificial water bodies in a region devoid of lakes, i.e. south of the maximum limit of the Baltic Glaciation. On the basis of the planimetric measurements in basic fields provided by hydrographic maps at a scale of 1 :50 000, it was established that they covered 0.47% of the study area. Thus, the mean percentage of the area occupied by artificial water bodies was relatively lower than that of the lakes (0.90%). The results obtained invite a similar analysis to be made in the lakelands in the north of Poland. Then it will be known to which extent the human activity determined such changes in the whole Poland.

Słowa kluczowe: limnologia, sztuczne zbiorniki wodne, przestrzenne zróżnicowanie ich rozmieszczenia.
Key words: limnology, artificial water bodies, spatial differences.

Ostatnie zlodowacenie zostawiło swoiste piętno. Widać to dobitnie między innymi w stopniu jeziorności. Otóż na północ od linii wyznaczającej maksymalny zasięg zlodowacenia bałtyckiego jest 6789 jezior o powierzchniach powyżej 1 ha. Na południe zaś od niej jedynie 292. Stanowi to odpowiednio 95,88% i 4,12% ich łącznej liczby oraz 98,49% i 1,51% ich łącznej powierzchni. Jeszcze bardziej wyraźnie uwidacznia się to w zasobach wodnych. Otóż na południe od linii zasięgu zlodowacenia bałtyckiego misy jezior gromadzą tylko 0,7% zasobów całkowitych w Polsce (Choiński 1995a). Ową dwudzielność kraju pod względem jeziorności dobitnie obrazuje mapka autorstwa S. Majdanowskiego (1954). Określona wówczas średnia jeziorność dla Polski wynosiła 1,016%, przy czym dla strefy północnej – pojeziernej 2,676%, zaś dla strefy południowej była to już wielkość śladowa, tj. 0,035%. Określona po kilkudziesięciu latach jeziorność (Choiński 1995b) różni się od ustaleń S. Majdanowskiego (1954) i wynosi: dla całego kraju 0,90%, dla strefy pojezierzy 2,39% i dla południowej części kraju tylko 0,02%. Jak napisał cytowany wyżej autor

„Brak jezior w strefie południowej zastępują w pewnym sensie sztuczne zbiorniki wodne, ale nawet po włączeniu wszystkich tych sztucznych zbiorników (około 35 293 ha) powierzchniowy udział wód stojących wzrósłby zaledwie do 0,22%. Różnice w procentowym udziale jezior między tymi strefami są więc ogromne". Powszechnie znanym faktem jest to, iż powierzchnie jezior ulegają szybkiemu zmniejszaniu. Widać to wyraźnie po ubytku liczby jezior, jeśli porówna się je z *Katalogiem jezior Polski* (1954) – 9296 oraz z *Katalogiem jezior Polski* A. Choińskiego (1991a, b, 1992) – 7081. Z kolei liczba i łączna powierzchnia zbiorników sztucznych stale rośnie. Jakie są zatem obecne proporcje między powierzchnią jezior leżących na północ od linii ostatniego zlodowacenia a sztucznymi zbiornikami położonymi na południe od tej linii? Uzyskanie odpowiedzi na to pytanie stanowi cel poniższej pracy. Przy czym samo określenie łącznej powierzchni zbiorników wodnych należy odnieść do roli wyznacznika, jaką spełnia wskaźnik jeziorności.

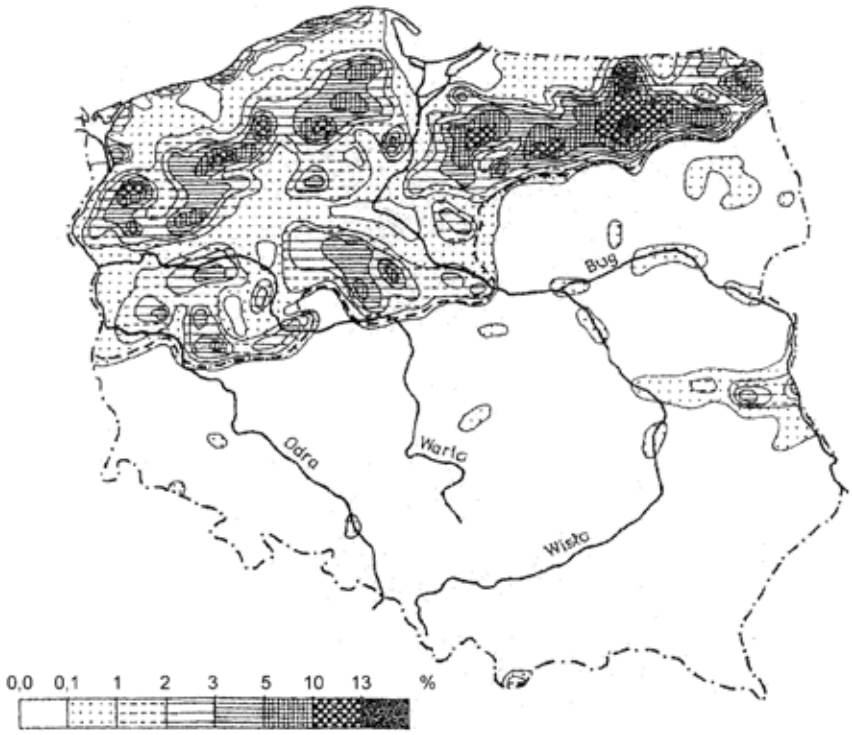
Jako obszar do analizy powyższego zagadnienia, tj. w odniesieniu do zbiorników sztucznych, wybrano strefę na południe od linii zasięgu zlodowacenia bałtyckiego, co w przybliżeniu pokrywa się z dorzeczem Odry i Wisły. Materiałami, które posłużyły do obliczeń, były mapy hydrograficzne Polski w skali 1:50 000 oraz mapy topograficzne również w tej skali (edycja obu podkładów kartograficznych w większości miała miejsce po roku 2000). Dorzecze Odry na południe od linii zasięgu ostatniego zlodowacenia pokrywa całkowicie lub częściowo 227 map w tej skali. Głównie są to mapy hydrograficzne. Zaledwie kilka procent analizowanej powierzchni nie ma jeszcze opracowanych tych map i w powyższym przypadku uzupełnienie stanowiły mapy topograficzne. Dotyczy to kilku arkuszy w województwie opolskim oraz łódzkim.

W odniesieniu do analogicznego obszaru dorzecza Wisły sytuacja jest nieco inna. Strefę tę bowiem pokrywa częściowo lub całkowicie aż 485 map w skali 1:50 000, przy czym powierzchnie województw: śląskiego, świętokrzyskiego i małopolskiego, posiadają pełne pokrycie map hydrograficznych; województwa: lubelskie i łódzkie – częściowe, zaś w pozostałych nie było jeszcze wykonane kartowanie hydrograficzne. Tym samym udział map topograficznych użytych do analizy w przypadku dorzecza Wisły jest znacznie większy niż w dorzeczu Odry.

W celu określenia powierzchniowego udziału zbiorników określono ich wielkość w obrębie pól podstawowych, którymi były wspomniane mapy w skali 1:50 000. Ich powierzchnie obejmują około (w zależności od szerokości geograficznej) 330 km^2. Ustalenie łącznej powierzchni sztucznych zbiorników wodnych stanowiło podstawę do przyporządkowania danej wielkości środkowi pola i następnie do interpolacji izolinii. Jeśli chodzi o ograniczoną powierzchnię zbiorników, jaką uwzględniono, to przyjęto zasadę, że obliczane są wszystkie zbiorniki wskazujące na charakter antropogeniczny, które znajdują się na danej mapie. W przypadku map w skali 1:50 000 są to obiekty o powierzchni

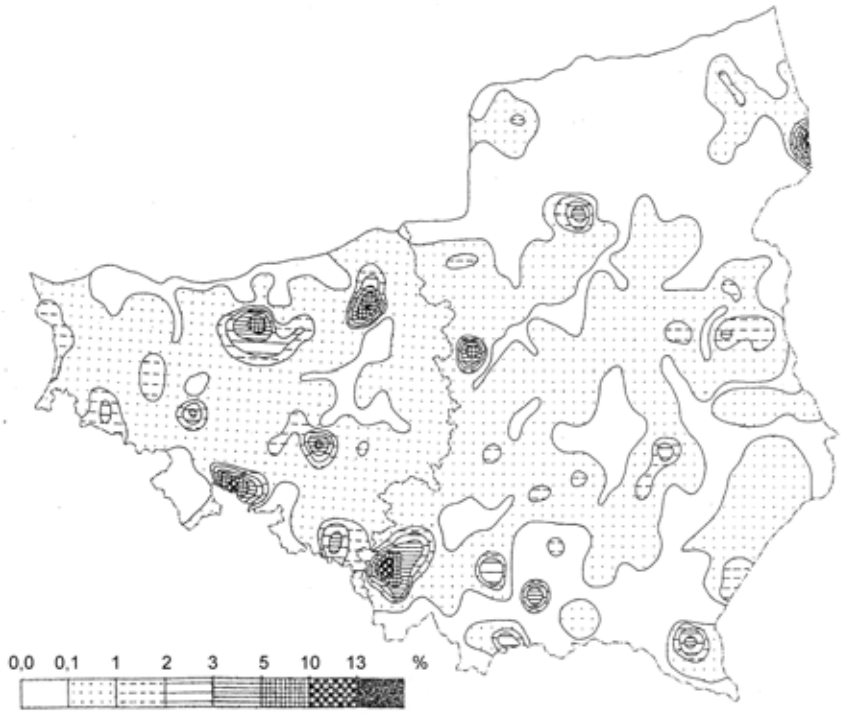
nieco mniejszej niż 1 mm^2, tj. mające powierzchnie rzeczywiste mniejsze od 0,25 ha. Powierzchnie zbiorników małych, tj. tych, które miały na mapie do kilkunastu mm^2, obliczono za pomocą przezroczystej kalki milimetrowej. Te większe natomiast obliczono za pomocą planimetru. W obrębie dorzecza Odry pomiarów dokonał A. Choiński (2006), natomiast powierzchnie dorzecza Wisły opracowano na podstawie obliczeń autora i M. Wąsowicza (2007).

Zakwalifikowanie niektórych zbiorników jako antropogenicznych było w niektórych przypadkach problematyczne. I tak starorzeczy nie zaliczano do zbiorników sztucznych. Jednak w przypadku ich przekształcenia w stawy hodowlane traktowano je jako zbiorniki antropogeniczne. Innym problemem były zbiorniki retencyjne, których powierzchnie w zależności od stopnia wypełnienia ich mis wodą są bardzo zróżnicowane. W powyższym przypadku przyjmowano powierzchnię odpowiadającą średniemu stanowi wód. Zastosowano dwa warianty przedziałów wartości wyrażonych w procentach. Pierwszy nawiązuje do zastosowanego przez S. Majdanowskiego (1954) – ryc. 1. Umożliwia to bezpośrednie przyrównanie Polski północnej i południowej – ryc. 2. Wariant drugi ma przedziały z dolnego zakresu wartości o znacznie mniejszym rozstępie – ryc. 3. Podyktowane to było tym, iż uzyskane wartości



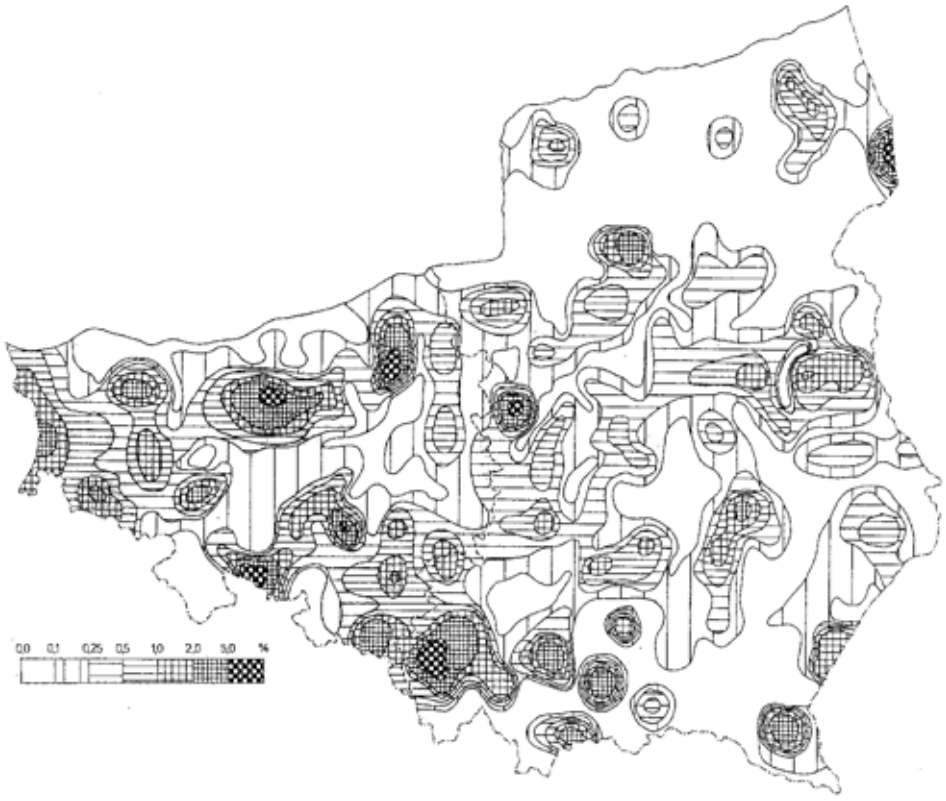
Ryc. 1. Jeziorność Polski wg Majdanowskiego (1954)

wyrażone w procentach są mniejsze, niż te, które zostały wcześniej obliczone dla Polski północnej. W poniższej analizie uwzględniono sztuczne zbiorniki o powierzchni mniejszej niż 1 ha. Należy zadać zatem pytanie: czy nieuwzględnienie oczek w przypadku określenia jeziorności jest istotne, jeśli chodzi o wynik końcowy. A. Choiński (1999) ocenił liczbę oczek w strefie objętej zasięgiem zlodowacenia bałtyckiego na ponad 82 tys. Jeśli założymy, że oczko zajmuje średnio 0,5 ha, to łączna powierzchnia oczek wyniesie około 41 tys. ha. Wielkość ta stanowi 14,6% całkowitej powierzchni jezior większych niż 1 ha. W odniesieniu do strefy leżącej na południe od linii zasięgu zlodowacenia bałtyckiego wielkość ta jest jednak śladowa z uwagi na dalece posunięty proces zaniku oczek.



Ryc. 2. Udział procentowy sztucznych zbiorników wodnych na południe od linii zasięgu zlodowacenia bałtyckiego – przedziały zgodne z przyjętymi przez Majdanowskiego (1954) – ryc. 1

Powierzchnia dorzecza Odry na południe od linii ostatniego zlodowacenia została określona na 58 618,6 km^2. Stanowi to 18,75% powierzchni kraju. W jej obrębie łączna powierzchnia sztucznych zbiorników wodnych została oszacowana na 402,06 km^2. Daje to 0,69% pokrycia obszaru sztucznymi zbiornikami. Analogiczny zasięg dorzecza Wisły ma powierzchnię 139012,8 km^2,



Ryc. 3. Udział procentowy sztucznych zbiorników wodnych na południe od linii zasięgu zlodowacenia bałtyckiego – mniejszy rozstęp wartości z dolnego zakresu w porównaniu z wydzieleniami na ryc. 1 i 2

co stanowi 44,5% powierzchni Polski. Łączna powierzchnia sztucznych zbiorników wodnych w jego granicach została określona na 524,85 km^2, co daje 0,38% udziału w powierzchni całkowitej. Obszar zachodniej części kraju jest zatem znacznie bardziej bogaty w sztuczne zbiorniki wodne w porównaniu z częścią wschodnią. Łącznie obszar na południe od linii ostatniego zlodowacenia zajmuje 197 631,4 km^2, występują tu sztuczne zbiorniki, które zajmują 926,91 km^2, co daje wskaźnik pokrycia obszaru sztucznymi zbiornikami wodnymi wynoszący 0,47%. Jest to zatem wielkość dalece istotna w odniesieniu do średniej jeziorności Polski.

Liczbę sztucznych zbiorników wodnych na analizowanym obszarze można szacować na kilkanaście tysięcy. Niekiedy ich koncentracja jest tak duża, iż można ją porównać do obszarów pojeziernych w Polsce północnej. W związku z tym pojawiają się takie określenia, jak np. „pojezierze antropogeniczne".

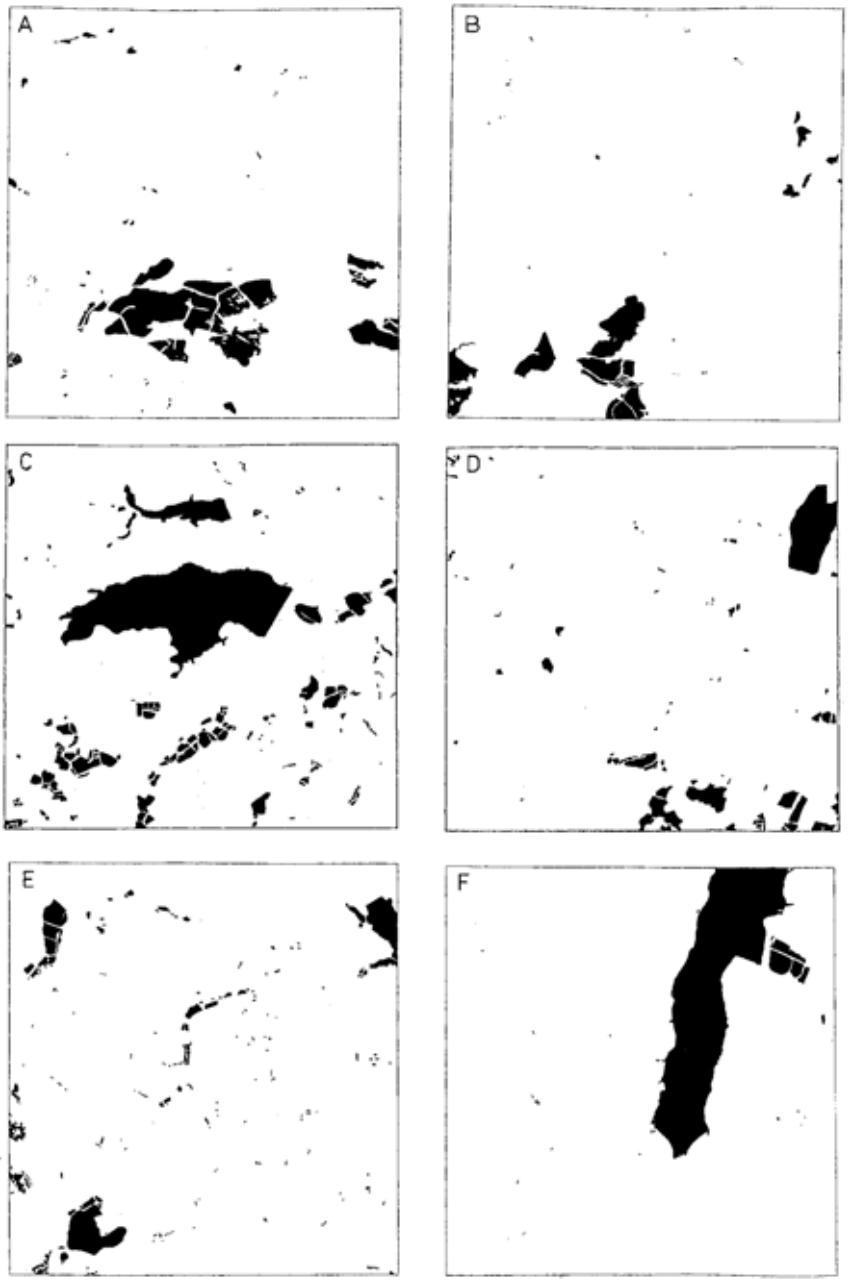
Użyte ono zostało przez L. Kozackiego (1980) w odniesieniu do Łuku Mużakowskiego, gdzie powstało ponad 100 zbiorników związanych z wgłębną i odkrywkową eksploatacją węgla brunatnego. W efekcie tego powstały obniżenia o genezie zapadliskowo-wyrobiskowej i wyrobiskowej. Podobnie A.T. Jankowski (1999) używa pojęcia „pojezierze antropogeniczne", lecz w tym przypadku odnosi się ono do zbiorników wodnych na obszarze górnośląskim. S. Czaja (1999) wyróżnił na obszarze konurbacji katowickiej zbiorniki: zaporowe, zapadliskowe, wyrobiskowe i przemysłowe, a ich liczbę określił na 1188.

Na ryc. 4 przedstawiono przykładowe zmniejszenia arkuszy map w skali 1:50 000, na których są wyjątkowo duże udziały procentowe lub liczne zgrupowania zbiorników. W odniesieniu do powierzchni danego arkusza wynoszą one: Milicz – 6,5%, Jutrosin – 3,9%, Pszczyna – 13,7%, Oświęcim – 3,9%, Wodzisław Śląski – 3,7%, Warta – 10,9%. Powyższe wartości wskazują dobitnie, że w pewnych strefach udział zajmowanej powierzchni przez sztuczne zbiorniki dorównuje obszarom pojeziernym o największej jeziorności. Potwierdza to także zestawienie sztucznych zbiorników o największych powierzchniach. Wystarczy wymienić np. takie jak: Czorsztyński, Dobczycki, Goczałkowicki, Jeziorsko, Otmuchowski, Nyski, Rożnowski, Siemianowski, Soliński, Sulejowski, Turawski, Zegrzyński, Żywiecki. Powierzchnie ich są porównywalne z największymi polskimi jeziorami.

Podjęta analiza wskazuje, iż odsetek łącznej powierzchni zbiorników wodnych w odniesieniu do obszaru na południe od linii wyznaczającej maksymalny zasięg zlodowacenia bałtyckiego wynosi 0,47%. Jest więc porównywalny ze stopniem jeziorności Polski, który wynosi 0,90%. Łączna powierzchnia zbiorników na analizowanym obszarze została określona na 926,91 km^2. Dodać należy, że także w strefie pojezierzy, a więc objętej zasięgiem ostatniego zlodowacenia, znajduje się wiele zbiorników sztucznych. W całkowitym bilansie kraju należy zatem uwzględnić te obszary.

Wiek zbiorników sztucznych jest bardzo różny. Te najstarsze, często zgrupowane w zespołach, pochodzą z okresu średniowiecza. Doskonałym przykładem są stawy milickie, założone przez cystersów w XIV w.

Wypadkowa tendencja zmian powierzchni jezior jest jednoznaczna, tzn. następuje jej konsekwentne zmniejszanie wraz z upływem czasu. Nowych jezior praktycznie nie przybywa. W przypadku sztucznych zbiorników ma miejsce sytuacja odwrotna, tzn. przyrost ich powierzchni jest znacznie większy niż ubytek. W najbliższej przyszłości trend ten będzie się zapewne utrzymywał. Jako przykład tego stanu rzeczy można podać plan budowy urządzeń małej retencji w województwie wielkopolskim (*Program*... 2005). Otóż do 2015 roku przewiduje się budowę 62 nowych zbiorników dolinowych (o łącznej powierzchni 4868 ha), podpiętrzenie 48 jezior (co pozwoli uzyskać nową powierzchnię 3023 ha), utworzenie 282 nowych stawów wiejskich (łączna powierzchnia 629 ha) oraz utworzenie 230 budowli piętrzących. W wyniku po-



Ryc. 4. Wybrane przykłady map w skali 1:50 000 z dużymi procentowymi udziałami powierzchniowymi zbiorników lub ich dużą liczbą; A – Milicz, B – Jutrosin, C – Pszczyna, D – Oświęcim, E – Wodzisław Śląski, F – Warta

wyższych działań nastąpi wzrost wodnych zasobów retencyjnych w województwie wielkopolskim o 55%. Jeśli tendencja taka się utrzyma, to można sądzić, iż za kilkadziesiąt lat pod względem łącznej powierzchni zbiorniki sztuczne osiągną przewagę nad jeziorami. Dokładnie jednak tego procesu nie da się określić, gdyż zależy on od nakładów finansowych, a te w czasie są bardzo zmienne.

Literatura

Choiński A. (1991a): *Katalog jezior Polski. Część pierwsza: Pojezierze Pomorskie*, Wyd. Nauk. UAM, Poznań.

Choiński A. (1991b): *Katalog jezior Polski. Część druga: Pojezierze Mazurskie*, Wyd. Nauk. UAM, Poznań.

Choiński A. 1992: *Katalog jezior Polski. Część trzecia: Pojezierze Wielkopolsko-Kujawskie i jeziora na południe od linii zasięgu zlodowacenia bałtyckiego*, Fundacja „Warta" Poznań.

Choiński A. (1995a): *Zarys limnologii fizycznej Polski*, Wyd. Naukowe UAM, Poznań.

Choiński A. (1995b): *Regionalne zróżnicowanie zasobów wodnych jezior w Polsce*, Studia z Geogr. Fiz. Sprawozdania PTPN. Wydz. Matem.-Przyr. nr 109 za lata 1991–1994, cz. 1, Wyd. PTPN, Poznań.

Choiński A. (1999): *Oczka wodne w Polsce w strefie zasięgu zlodowacenia bałtyckiego*, Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia XXIX, z. 103, Toruń.

Choiński A. (2006): *Percentage of the area of artificial water bodies in the Oder catchment south of the maximum limit of the Baltic Glaciation,* [w:] *Limnological Review*, vol. 6, Polish Limnological Society, Poznań.

Czaja S. (1999): *Zmiany stosunków wodnych w warunkach silnej antropopresji (na przykładzie konurbacji katowickiej),* Wyd. Uniw. Śląskiego, Katowice.

Jankowski A. T. (1999): *Antropogeniczne zbiorniki wodne na obszarze górnośląskim,* Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geogr. XXIX – Nauki Matem.-Przyr., z. 103, Toruń.

Katalog jezior Polski (1954): PAN, Instytut Geografii, Dokumentacja Geogr., Warszawa.

Kozacki L. (1980): *Przeobrażenia środowiska geograficznego spowodowane wgłębnym górnictwem węgla brunatnego na obszarze Środkowego Poodrza*, Uniw. im. A. Mickiewicza w Poznaniu, ser. geogr. nr 21, Poznań.

Majdanowski S. (1954): *Jeziora Polski*, Przegl. Geogr., t. XXVI, Warszawa.

Program budowy urządzeń małej retencji wód powierzchniowych do 2015 roku z uwzględnieniem potrzeb obszarowych małej retencji i warunków efektywności ekonomicznej, 2005, Wielkopolski Zarząd Melioracji i Urządzeń Wodnych w Poznaniu, Poznań.

Wąsowicz M. (2007): *Sztuczne zbiorniki wodne w dorzeczu Wisły na południe od linii zasięgu zlodowacenia bałtyckiego* (maszynopis), IGFiKŚP, UAM, Poznań.

Roman Cieśliński
Katedra Hydrologii, Uniwersytet Gdański, Gdańsk

Określenie więzi hydrologicznej pomiędzy jeziorem Ptasi Raj i Karaś

Qualification of hydrological detains among lake Ptasi Raj and Karaś

Abstract: The aim of the paper is determination of the existence of a hydrological relationship between selected lakes Ptasi Raj and Karaś on the basis of cartographic materials, laboratory research and field survey. On the basis of archival maps of the beginning of the 20th century, the existence of relationships between Lake Ptasi Raj and Karaś can be observed. A narrowing, although of a small size, has performed the function of a passageway enabling surface water exchange between the two water bodies. In contemporary maps no such hydrological relationship can be observed as after transformations of the area, they presently constitute two separate reservoirs, isolated from each other with an over 0.5 km belt of land. On the other hand, laboratory research confirmed that the lakes represent the same hydrochemical type of waters. In view of the above, seemingly independent reservoirs should be treated as one integral hydrographic system.

Słowa kluczowe: jezioro przybrzeżne, więź hydrologiczna, typ hydrochemiczny, jakość wód, zlewnia, delta Wisły.
Key words: coastal lake, hydrological detains, hydrochemical type, water quality, catchment, the river Vistula delta.

Wprowadzenie

Środowisko przyrodnicze delty Wisły charakteryzuje się unikalnym krajobrazem i specyficznymi cechami sieci hydrograficznej. Uderzającą cechą tego krajobrazu jest wyjątkowo gęsta sieć obwałowań, rowów i kanałów melioracyjnych oraz liczne urządzenia hydrotechniczne. Nieco odmiennie wygląda od powyżej przedstawionego układ hydrograficzny wyspy Sobieszewskiej, gdzie zlokalizowane są obiekty badań (jezioro Ptasi Raj i Karaś). Najważniejszym wydarzeniem, którego śladem jest współczesny obraz sieci hydrograficznej, było utworzenie się Wisły Śmiałej w 1840 roku. Zahamowało ono rozwój delty i radykalnie zmieniło układ stosunków wodnych, w tym stosunków jezior Ptasi

Raj i Karaś, rozumianych jako zespół cech hydrograficznych terenu wynikających z obiegu wody w istniejących warunkach środowiska geograficznego (Wilgat 1984).

Połączone siły natury i człowieka doprowadziły najpierw do powstania jeziora Ptasi Raj, którego zlewnia tworzy obecnie razem z wyodrębnionym współcześnie w wyniku procesów lądowienia jeziorem Karaś samodzielną jednostkę hydrograficzną. Usytuowanie jezior na styku środowisk deltowo-mierzejowego i jednocześnie właściwego jeziorom strefy brzegowej wymaga traktowania jeziora Ptasi Raj i jeziora Karaś jako zbiorników deltowo-mierzejowo-przybrzeżnych.

Celem głównym pracy było określenie istnienia więzi hydrologicznej pomiędzy wybranymi jeziorami na podstawie materiałów kartograficznych archiwalnych i współczesnych, badań laboratoryjnych oraz weryfikacji terenowej. Celem dodatkowym pracy było przedstawienie stosunków wodnych zlewni jeziora Ptasi Raj i jeziora Karaś przy uwzględnieniu wpływu Zatoki Gdańskiej.

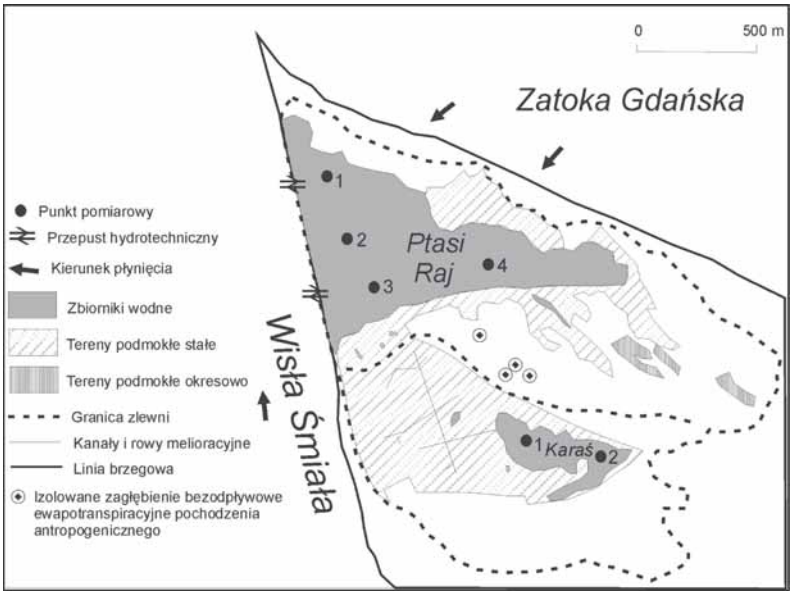
Metody

Główne prace polegały na kartowaniu terenowym wykonanym w 2005 roku, mającym za zadanie rozpoznanie terenu zlewni pod względem hydrologicznym. W tym samym roku wykonano sondowanie głębokości jeziora Ptasi Raj przy użyciu echosondy Eagle i odbiornika GPS (model eTrex), zaś w 2006 roku sondowanie jeziora Karaś. W latach 2003–2006 dokonano poboru próbek wody na wybranych punktach pomiarowych zlokalizowanych na obu zbiornikach (ryc. 1) celem wykonania dalszej analizy jakości wód w aspekcie określenia stężeń głównych kationów i anionów oraz określenia wielkości przewodności właściwej. Analizy chemiczne pobranych prób wody wykonano w laboratorium Katedry Hydrologii UG. Na podstawie uzyskanych wyników obliczono procentową wielkość stężeń poszczególnych jonów, celem określenia typu hydrochemicznego w oparciu o klasyfikację Szczukariewa (Macioszczyk 1987). W klasyfikacji tej nazwę określającą typ wody tworzy się biorąc pod uwagę te jony, których zawartość w wodzie jest większa niż 20 ± 3% mval w stosunku do sumy anionów i kationów, a opis wody rozpoczyna się od jonu, którego zawartość w wodzie jest największa, niezależnie od tego, czy jest to anion czy kation.

Charakterystyka hydrologiczna obszaru badań

Zlewnia jezior Ptasi Raj i Karaś (ryc. 1) tworzy samodzielną jednostkę hydrograficzną, bezpośrednio przylegającą do głównego działu Wisły. Zaplecze lądowe zlewni jest niewielkie, gdyż usytuowany od strony południowo-wschodniej rozległy obszar bezodpływowy Wyspy Sobieszewskiej stanowi oddzielną jednostkę bilansową (Lange, Maślanka 1996). Jeziora Ptasi Raj i Karaś oddzielone są od Morza Bałtyckiego wąskim pasem mierzejowym, o średniej szerokości około 300 m, zbudowanym z utworów piaszczystych (Mierzeja Messyńska). Jeszcze mniej wyraźna jest granica północno-zachodnia zlewni, którą wyznacza nieszczelna grobla o szerokości około 1,5 m oddzielająca jezioro od Wisły Śmiałej. Przepusty umożliwiają stałą wymianę wód rzecznych i jeziornych (ryc. 1). Dodatkowo, podczas wysokich stanów wód wywołanych cofkami w ujściowym odcinku Wisły Śmiałej, w nieszczelnych fragmentach grobli następują przelewy.

Granica dzieląca zlewnie bezpośrednie jezior Ptasi Raj i Karaś jest mało zasadna. Przebiega często na terenach podmokłych, a wyznaczające ją wały trudno dziś odnaleźć w terenie. Powierzchnia zlewni całkowitej jezior wynosi 2,4 km^2. Jeżeli w ogóle można mówić o zlewniach bezpośrednich jezior, to powierzchnia zlewni jeziora Ptasi Raj wynosi 1,4 km^2, a jeziora Karaś – 1 km^2. Wspólna granica między jeziorami wynosi 1,8 km (Raśkiewicz 2006).

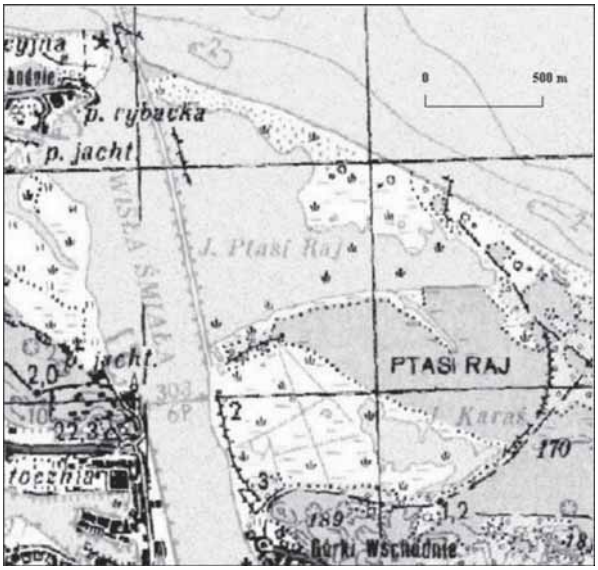


Ryc. 1. Szkic hydrograficzny zlewni całkowitej jezior wraz z lokalizacją punktów pomiarowych

W centralnej części zlewni występują cztery izolowane zagłębienia bezodpływowe ewapotranspiracyjne (ryc. 1). Swój wilgotny charakter ujawniają dopiero, gdy poziom wód gruntowych zalega około 0,5 m pod powierzchnią terenu. Pochodzenie tych obiektów ma charakter antropogeniczny (leje pobombowe z okresu II wojny światowej), stąd też odznaczają się one podobnymi wymiarami o średnicy od 1 do 1,5 m i głębokości około 0,5 m (Raśkiewicz, 2006). Większym zmianom nie ulegały obecne w zlewni kanały melioracyjne. Tereny podmokłe (ryc. 1) okresowo występują tylko w okresie wilgotnym, a ich powierzchnia stanowi 9,1%. Zasięg terenów podmokłych stale i okresowo w badanym okresie był zbieżny z przebiegiem izobaty 1 m (Drwal 1987), co potwierdza znaczącą rolę wód podziemnych w kształtowaniu stosunków wodnych zlewni.

Geneza jezior

W cieniu wielkiego wydarzenia, jakim było powstanie Wisły Śmiałej oraz budowa grobli, począł się kształtować pierwotny akwen, który dał początek istnieniu jezior. Od północy utworzyła się mierzeja, dziś znana jako Mierzeja Messyńska, która odgrodziła jezioro od wód Zatoki Gdańskiej. Tworzenie się mierzei polegało najpierw na wypłycaniu się obszaru ujściowego, a następnie na odkładaniu się materiału piaszczystego w oparciu o istniejącą już groblę. Ostateczne uformowanie się mierzei, które odpowiada równocześnie defini-



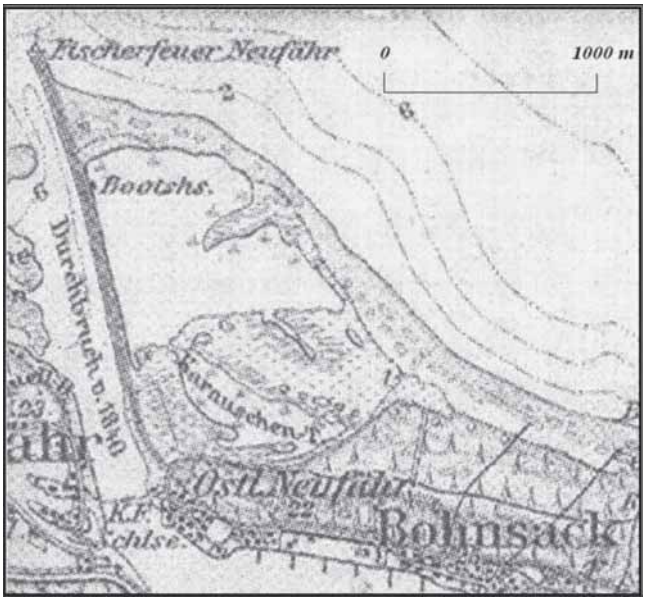
Ryc. 2. Fragment mapy topograficznej 1:50 000 z 1965 roku

tywnemu powstaniu jezior (jeszcze wówczas połączonych), nastąpiło w pierwszej dekadzie XX wieku. Mało jest precyzyjnych informacji na temat odłączenia się dawnej zatoki jeziora Ptasi Raj w odrębny zbiornik. Jezioro Karaś wyodrębniło się na pewno przed rokiem 1964, prawdopodobnie w pierwszej połowie XX wieku, na co wskazuje stosunkowo silnie wylądowiona przestrzeń między zbiornikami w roku 1964 (ryc. 2).

Współcześnie powierzchnia jeziora Ptasi Raj wynosi 51,7 ha, a średnia i maksymalna głębokość odpowiednio 1,26 m i 2,6 m. Objętość jeziora wynosi natomiast 655 000 m^3. Z kolei powierzchnię jeziora Karaś oszacowano na 8,8 ha, a jego głębokość średnią i maksymalną na 0,68 m i 2,5 m. Objętość misy jeziornej wynosi 60 500 m^3 (Raśkiewicz 2006).

Określenie więzi hydrologicznej na podstawie materiałów kartograficznych

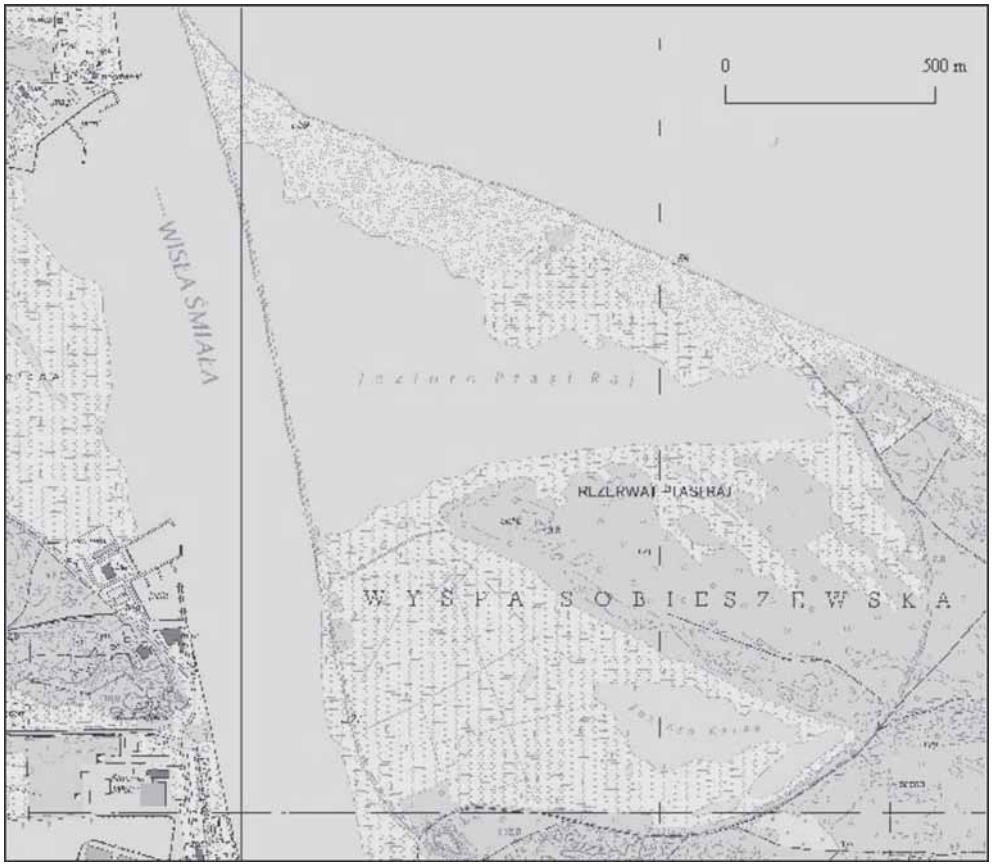
Istnieje niewiele opracowań kartograficznych, które w sposób czytelny i wiarygodny prezentują omawiany teren. Kiedy jezioro Karaś stanowiło zatokę jeziora Ptasi Raj (ryc. 3), wymiana wód na drodze powierzchniowej była już stosunkowo ograniczona ze względu na niewielkie przewężenie (rzędu kilku metrów) na styku dwóch akwenów. Impulsem, który uruchomił zachodzące w tempie lawinowym procesy lądowienia, było odizolowanie nurtu Wisły Śmia-



Ryc. 3. Fragment *Mapy okolic Gdańska* z początku XX wieku w skali 1:100 000

łej od pierwotnego jeziora. Wybudowanie w XIX wieku wału przeciwpowodziowego przedłużonego kamienną groblą wywołało intensywny rozwój roślinności wodnej i szuwarowej (Buliński 1996). Od tego momentu rozpoczęło się szybkie zanikanie jezior.

Mapy współczesne, począwszy od 1965 roku przedstawiają już dwa oddzielne jeziora. Najkrótsza odległość między zbiornikami wraz z upływem czasu zwiększała się. W 1965 roku wynosiła ona około 551 m, w 1972 – 553 m, a w 2000 – 562,7 m (ryc. 4), zatem jeziora oddalają się od siebie (zarastanie brzegów i kurczenie się zbiorników) średnio o 34 cm na rok.



Ryc. 4. Fragment mapy topograficznej 1:10 000, Gdańsk – Górki Wschodnie, z 2000 roku

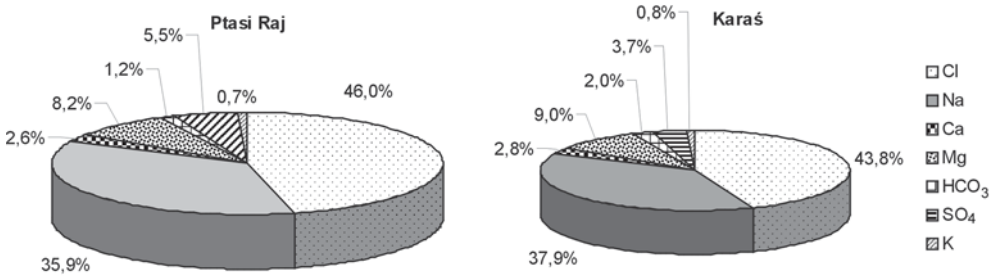
Określenie więzi hydrologicznej na podstawie badań terenowych

Wykonane badania terenowe w 2005 roku w okresie suchym (sierpień) i wilgotnym (listopad) potwierdziły brak widocznej więzi hydrologicznej pomiędzy jeziorem Ptasi Raj i Karaś. Istniejące pozostałości po rowach i kanałach melioracyjnych nie stanowią dziś połączenia powierzchniowego pomiędzy zbiornikami. Nie obserwuje się na nich przepływów, a dodatkowo w okresie letnim widoczne jest silne zarośnięcie, przez co nie spełniają one zadań, do których były pierwotnie przeznaczone. W terenie odległość między jeziorami wynosi współcześnie 562,7 m. Ewentualną drogą, poprzez którą może istnieć komunikacja pomiędzy jeziorami, jest droga podziemna lub poprzez tereny podmokłe występujące na terenie zlewni.

Określenie więzi hydrologicznej na podstawie badań chemicznych

Wody analizowanych jezior były podobne pod względem dominacji poszczególnych jonów. Rozpatrując jako 100% sumę wszystkich jonów (kationów i anionów), uzyskano zbliżone wartości (rys. 5). Na podstawie średnich wartości w całym okresie badawczym obserwuje się dominację dwóch jonów, tj. chlorków i sodu (ponad 80%), co świadczy o dużym wpływie Morza Bałtyckiego na jakość wód obu jezior. Pozostałe wskaźniki osiągały wartości poniżej 10%. Co więcej, udział magnezu był wyższy aniżeli udział wapnia, co stanowi rzadkość w wodach powierzchniowych (Dojlido 1987), a co wynika z zasilania podziemnego jezior.

Z kolei rozpatrując wartości bezwzględne, zauważyć można wyższe stężenia dla wszystkich wskaźników poza wodorowęglanami w wodach jeziora Ptasi Raj (tab. 1). Dotyczy to nie tylko średnich w całym okresie badawczym, lecz także w poszczególnych terminach na wszystkich punktach pomiarowych. Świadczyć może to o większym oddziaływaniu wód ze strony Zatoki Gdań-



Ryc. 5. Udział procentowy wybranych jonów w jeziorze Ptasi Raj i Karaś w okresie badań

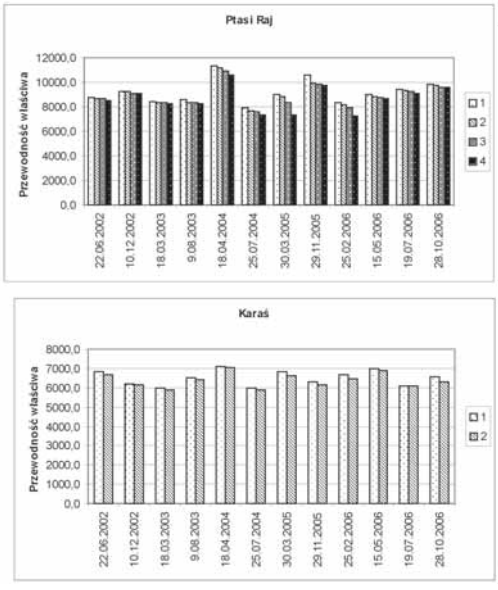
Tab. 1. Średnie stężenia wybranych wskaźników fizyczno-chemicznych w okresie badań

Wskaźnik	Jednostka	Wartość	
		Ptasi Raj	Karaś
Chlorki	$mg \cdot dm^{-3}$	3336	2209
Sód	$mg \cdot dm^{-3}$	1690	1237
Wapń	$mg \cdot dm^{-3}$	105	79
Magnez	$mg \cdot dm^{-3}$	203	155
Wodorowęglany	$mval \cdot dm^{-3}$	2,4	2,9
Siarczany	$mg \cdot dm^{-3}$	537	253
Potas	$mg \cdot dm^{-3}$	56	45
Przewodność właściwa	$\mu S \cdot cm^{-1}$	8940	6441

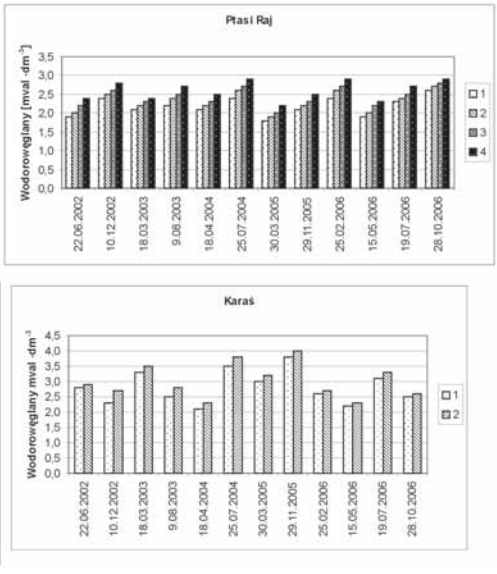
skiej na wody Ptasiego Raju i jednocześnie większym wpływie wód ze zlewni na wody jeziora Karaś.

W obu przypadkach obserwuje się także wzrost wartości w kierunku linii brzegowej morza takich wskaźników, jak: chlorki, sód, potas, magnez, siarczany oraz wielkość przewodności właściwej (ryc. 6) a także spadek wartości wapnia i wodorowęglanów (ryc. 7).

Opierając się na klasyfikacji hydrochemicznej Szczukariewa, omawiane jeziora we wszystkich punktach pomiarowych w całym okresie badawczym reprezentują ten sam typ hydrochemiczny wód, tj. chlorkowo-sodowo-magnezowy. Niezwykle rzadko pojawić się może także typ chlorkowo-sodowy.



Ryc. 6. Przewodność właściwa ($\mu S \cdot cm^{-1}$) w wodach jeziora Ptasi Raj i Karaś



Ryc. 7. Stężenie wodorowęglanów ($mval \cdot dm^{-3}$) w wodach jeziora Ptasi Raj i Karaś

Dla obu jezior wybitna przewaga udziału wskaźników odmorskich, świadcząca o wysokiej mineralizacji, jest dowodem na ich zgodność i świadczy o tym, że pod względem jakości wód należy je traktować jako przybrzeżne. Zaznaczyć należy, że często powodem przytoczonych różnic była odległość od słonawych wód Zatoki Gdańskiej, przejawiająca się w różnym tempie reakcji jezior na dostawę składników odmorskich. O ile reakcja jeziora Ptasi Raj na zmiany sytuacji hydrometeorologicznej była natychmiastowa, o tyle skład chemiczny wody jeziora Karaś charakteryzowały mniejsze wahania. Wskaźniki pochodzenia odlądowego utrzymywały się w jeziorach na stałym poziomie. W przypadku wodorowęglanów wyższe wartości obserwowano w wodach jeziora Karaś, a wapnia w wodach jeziora Ptasi Raj.

Wobec powyższych informacji pozornie niezależne zbiorniki w pewnym stopniu należy traktować jako jeden nierozerwalny układ hydrograficzny powiązany poprzez podmokłości i drogę podziemną.

Wnioski

Stosunki wodne zlewni jezior Ptasi Raj i Karaś są nie tylko zdeterminowane przez środowisko przyrodnicze, ale w równym stopniu przez regulacyjną działalność człowieka. Najważniejszym czynnikiem wpływającym na stosunki wodne tych zbiorników jest napływ wód morskich z Zatoki Gdańskiej, powodujący wzrost zasolenia, oraz wód słodkich z zaplecza lądowego, wśród których największe znaczenie ma Wisła (Nowacki, Matciak 1996).

Nawiązując do zagadnienia więzi hydrologicznej należy stwierdzić, że w oparciu o mapy archiwalne z początku XX wieku w przeszłości istnienie powiązań między jeziorem ptasi Raj a jeziorem Karaś było bezsporne. Przewężenie, wprawdzie nieznacznych rozmiarów, spełniało rolę „gardła" umożliwiającego powierzchniową wymianę wód między akwenami.

Na mapach współczesnych nie zauważa się już związku hydrologicznego miedzy zbiornikami, ponieważ po przeobrażeniach terenu obecnie stanowią one odrębne zbiorniki, oddalone od siebie ponad 0,5-kilometrowym pasem lądu. Zakłada się, iż jezioro Karaś przekształciło się z zatoki jeziornej w odrębny zbiornik w pierwszej połowie XX wieku.

Jedyny kontakt powierzchniowy, jaki od ponad półwiecza może zachodzić między jeziorem Ptasi Raj a jeziorem Karaś, odbywa się poprzez tereny podmokłe, mogące w okresie silnie wilgotnym przewodzić nadmiar wód. Nie obserwuje się natomiast połączenia poprzez obserwowane kanały i rowy melioracyjne. W efekcie wody jezior Ptasi Raj i Karaś reprezentują ten sam typ chlorkowo-sodowo-magnezowy, zatem zbliżony do typu hydrochemicznego wód najbardziej znanych jezior przybrzeżnych. Również wartości bezwzględne oraz zmienność czasowa i przestrzenna stężeń poszczególnych wskaźników jest zbli-

żona. W tym wypadku można mówić o pewnej więzi hydrologicznej, choć duże podobieństwo jakości wody zbiorników jest wywołane oddziaływaniem wód morskich.

Odnosząc się do otrzymanych wyników badań, wstępne założenie o ewentualnych powiązaniach między jeziorami było jak najbardziej uzasadnione. Pomimo to, że współcześnie jeziora stanowią odrębne zbiorniki, oddzielone od siebie pasem lądu, przeprowadzone badania wskazują na łączącą je więź hydrologiczną.

Literatura

Buliński M. (1996): *Roślinność rzeczywista,* [w:] M. Przewoźniak, *Materiały do monografii przyrodniczej regionu gdańskiego*, t. I – *Nadmorskie Rezerwaty Przyrody*, Wydawnictwo Gdańskie, Gdańsk.

Dojlido J. (1987): *Chemia wody*, Arkady, Warszawa.

Drwal J. (1987): *Komentarz do Mapy Hydrograficznej Polski w skali 1:50 000*, arkusz 315.4 Stegna.

Lange W., Maślanka W. (1996): *Warunki hydrologiczne,* [w:] M. Przewoźniak, *Materiały do monografii przyrodniczej regionu gdańskiego*, t. I – *Nadmorskie Rezerwaty Przyrody*, Wydawnictwo Gdańskie, Gdańsk.

Macioszczyk A. (1987): *Hydrogeochemia*, Wyd. Geologiczne, Warszawa.

Mapa okolic Gdańska z początku XX w. w skali 1:100 000.

Mapa Topograficzna 1:10 000 w układzie 1992 (N3450DC3 Gdańsk Górki Wschodnie i N3450DC4 Gdańsk Sobieszewo) z 2000 roku.

Mapa Topograficzna 1:50 000 w układzie 1965, Gdańsk.

Nowacki J., Matciak M. (1996): *Warunki hydrologiczne w strefie frontu wód Wisły*, Prz. Geofiz., R. XLI, z. 4.

Przewoźniak M. (1996): *Materiały do monografii przyrodniczej regionu gdańskiego*, t. I – *Nadmorskie Rezerwaty Przyrody*, Wydawnictwo Gdańskie, Gdańsk.

Raśkiewicz J. (2006): *Stosunki wodne zlewni jezior Ptasi Raj i Karaś*, praca wykonana w Katedrze Hydrologii UG (maszynopis).

Wilgat T. (1984): *Ochrona zasobów wodnych Polski*, Prace Wydziału Nauk o Ziemi i Nauk Górniczych, Monografie, t. 2, Lubelskie Towarzystwo Naukowe, PWN, Warszawa–Łódź.

Jarosław Dawidek, Wojciech Sobolewski
Zakład Hydrografii, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Użytkowanie terenu jako czynnik modyfikujący parametry chemiczne wód powierzchniowych Łuku Uhruskiego w warunkach odpływu wód roztopowych*

Land use as the modifying factor of chemical properties of surface waters in Łuk Uhruski in conditions of outflow of snow melting waters

Abstract: Qualitative and quantitative researches of waters outflowing from the catchments of Łuk Uhruski were undertaken in December 2006. Amount of ion runoff from individual catchments was established, and the role of factors influencing chemical properties of water was specified. An attempt of determination of the relationship between qualitative features of surface waters and land use structure was also undertaken. The period of terrain researches was followed by rainfalls and snowfalls events (in November), and then melting of snow cover took place. Hydrological measurements were done in the period of runoff of melting waters. Physico-chemical properties of river waters were determined in the range typical for observations of synoptic character, using chromatography and titration methods. Because of the agriculture land use special attention was paid on nitrates and sulphates content in water.

Słowa kluczowe: Łuk Uhruski, hydrochemia, użytkowanie terenu, GIS, DEM, CORINE.
Key words: Łuk Uhruski region, water chemistry, land use, GIS, DEM, CORINE.

Wprowadzenie

W grudniu 2006 roku podjęto badania ilościowe i jakościowe wód powierzchniowych odpływających ze zlewni Łuku Uhruskiego. Celem pracy było ustalenie wielkości spływu jonowego ze zlewni oraz określenie czynników wpływających na parametry chemiczne wód, a także analiza związku pomiędzy

* Pracę wykonano w ramach projektu badawczego PBZ-KBN-086/P04/2003.

cechami jakościowymi wód powierzchniowych a charakterem użytkowania terenu. Kartowanie hydrologiczne wykonane w czasie spływu wód roztopowych obejmowało pomiary przepływów oraz pobór prób wody do analizy laboratoryjnej. Badania terenowe poprzedziły znaczne opady deszczu i śniegu (w listopadzie), po których nastąpiło tajanie pokrywy śnieżnej. Parametry fizykochemiczne wód rzecznych oznaczono w zakresie typowym dla obserwacji o charakterze synoptycznym, wykorzystując metody chromatograficzne oraz miareczkowe. Ze względu na rolniczy sposób użytkowania terenu szczególną uwagę zwrócono na zawartość w wodach azotanów i siarczanów. Cechy fizykochemiczne wód są wynikiem złożonych zależności pomiędzy charakterem hydrogeochemicznym zlewni a antropopresją. Zmiany wywołane przez działalność człowieka są na ogół wielokierunkowe i modyfikują naturalny proces kształtowania jakości wód w zlewni. Zakres wykonanych analiz pozwolił na zidentyfikowanie ogólnych, przyrodniczych warunków hydrochemicznych.

Charakterystyka terenu

Łuk Uhruski (północno-wschodnia część Pagórów Chełmskich) jest to wyraźnie dominujący garb, pokryty utworami morenowymi, wznoszący się ponad sąsiadujące z nim obszary Równiny Łęczyńsko-Włodawskiej od północy i Obniżenia Dubienki od południa. Cieki spływają z wyniesienia promieniście we wszystkich kierunkach (ryc. 1). Zasilają one Lepietuchę, płynąca wzdłuż południowego stoku garbu, oraz Włodawkę i jej dopływy, Krzemiankę i Tarasienkę. Pod względem hydrologicznym są to zlewnie czwartego i piątego rzędu, odwadniane na wschód, do Bugu. Tylko z jednej zlewni wody spływają na zachód, w kierunku Wieprza.

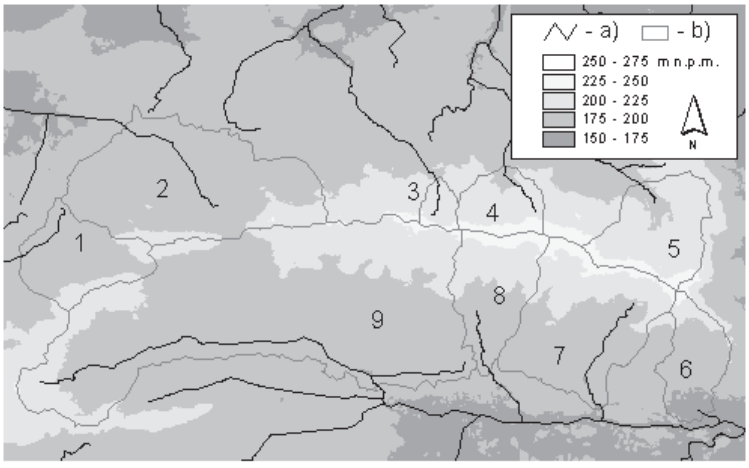
Urozmaicona rzeźba powierzchni topograficznej wynika z dużej różnicy wysokości względnych (około 50 m). Wysokości bezwzględne zawierają się w przedziale od około 180 do 234 m n.p.m. Najwyżej wyniesione obszary stanowią wysoczyzny kredowe na południowym zachodzie i morenowe (zbudowane z piasków, żwirów i glin zwałowych oraz pozostałości moreny czołowej) w części północnej i wschodniej. U podnóża wyniesienia Łuku Uhruskiego dominują płaskie formy rzeźby pochodzenia wodnolodowcowego. Charakteryzują się niewielkimi spadkami, które na ogół nie przekraczają 1‰, sprzyjając tworzeniu się licznych podmokłości. Średnie spadki zlewni cieku spod Łukówka i Rzeczki, wyznaczone na podstawie numerycznego modelu terenu, przekraczają 17‰. Największy średni spadek terenu – ponad 20‰, odnotowano w sięgającej 234 m n.p.m. zlewni cieku płynącego ze źródła w Piaskach. Najmniejszymi średnimi spadkami terenu, około 14‰, charakteryzują się zlewnie Włodawki i Lepietuchy, ze względu na duży obszar i wysoki udział płaskich den dolin w całkowitej powierzchni.

Podłoże skalne analizowanych zlewni stanowią osady holoceńskie i plejstoceńskie zalegające na utworach kredowych. Strop utworów kredowych obniża się w kierunku północnym, tylko w we wschodniej części kulminacji Łuku Uhruskiego miękkie margle i kreda pisząca (Krassowska 1981) występują lokalnie na powierzchni topograficznej. Osady czwartorzędowe są bardzo zróżnicowane pod względem litologicznym i stratygraficznym. Najpowszechniej występuje seria piasków i żwirów wodnolodowcowych, a także gliny, torfy niskie oraz torfiaste namuły mineralno-organiczne.

W ścisłym związku z charakterem podłoża skalnego oraz jego rzeźbą powstały gleby. W zlewni dominują gleby bielicowe wytworzone na piaskach oraz torfowe i murszowo-mineralne, powstałe z torfów niskich. Wszystkie cechuje słaba i średnia przydatność rolnicza. Znaczną część zlewni zajmują lasy, najczęściej bory sosnowe, a w miejscach stale lub okresowo podmokłych także olsy.

W zlewniach Jagielnej, Rzeczki, cieku spod Łukówka i cieku w Podrudziu udział użytków rolnych w całkowitej powierzchni zlewni znacznie przekracza 90%. Najmniejszym udziałem pól uprawnych, łąk i pastwisk charakteryzuje się zlewnia Tarasienki, jednak nawet tutaj procentowy udział tych terenów w powierzchni zlewni przekroczył 51%.

Warunki klimatyczne badanego obszaru kształtują najczęściej masy powietrza polarno-morskiego. Roczna suma opadu, w latach 1961–1998 (zmierzona w stacji Sawin), wynosi 547 mm. Zdecydowanie dominują opady półrocza letniego, które ponaddwukrotnie przewyższają alimentację zimową (Wa-



Ryc. 1. Zlewnie górnych odcinków rzek Łuku Uhruskiego na tle ukształtowania powierzchni terenu; 1 – zlewnia Jagielnej, 2 – zlewnia Włodawki, 3 – zlewnia Krzemianki, 4 – zlewnia cieku ze źródła w Piaskach, 5 – zlewnia Tarasienki, 6 – zlewnia cieku w Podrudziu, 7 – zlewnia cieku spod Łukówka, 8 – zlewnia Rzeczki, 9 – zlewnia Lepietuchy. a) rzeki, b) działy wodne

rakomski 1998). Wielkość zasilania atmosferycznego, termika powietrza, płytkie występowanie wód podziemnych oraz użytkowanie terenu sprzyjają wysokiemu parowaniu.

Metody badań i wykorzystane dane

Badane zlewnie są zlewniami niekontrolowanymi, a terenowe pomiary hydrometryczne i hydrochemiczne miały charakter jednorazowy. Przeprowadzono je w okresie roztopów i intensywnego spływu wód w pierwszej połowie grudnia 2006 roku. Pomiary wykonano metodą młynkową (8 profili) i pływakową (1 profil). Wyniki pomiarów zestawiono w tabeli:

Tab. 1. Przepływy zmierzone 8 grudnia 2006 r.

Nr	Rzeka	Pow. zlewni [km^2]	Przepływ [dm^3·s^{-1}]	Odpływ jednostkowy [dm^3·s^{-1}·km^{-2}]
1	Jagielna	9,35	57,03	6,10
2	Włodawka	25,84	76,84	2,97
3	Krzeminka	1,57	9,26	5,90
4	ciek ze źr. w Piaskach	5,10	15,27	2,99
5	Tarasienka	10,16	21,21	2,09
6	ciek w Podrudziu	6,77	32,33	4,78
7	ciek spod Łukówka	18,68	62,57	3,35
8	Rzeczka	10,02	34,52	3,45
9	Lepietucha	62,10	129,30	2,08

W celu wyznaczenia i scharakteryzowania zlewni Łuku Uhruskiego, a następnie dokonania analizy użytkowania terenu badań zbudowano system informacji geograficznej, w skład którego weszły następujące dane: numeryczny model terenu (DEM) o rozdzielczości 30 metrów, wektorowa baza danych opisująca sieć drenażu i działy wodne (Sobolewski 2000) tego obszaru oraz rastrowa baza danych zawierająca informacje o użytkowaniu terenu, utworzona na podstawie baz danych CORINE udostępnionych przez European Environment Agency (EEA) (Ciołkosz, Bielecka 2005). Dane zostały zintegrowane i poddane analizie przy użyciu oprogramowania ESRI ArcView GIS v.3.2.

Analizy hydrochemiczne wód rzecznych wykonano w laboratorium Zakładu Hydrografii. Wykorzystano metody miareczkowe oraz chromatografii jonowej. Zakres badanych parametrów jakościowych wód obejmował makroelementy (Ca^{2+}, Mg^{2+}, HCO_3^-, Cl^- i SO_4^{2-}) z uwzględnieniem biogenów (NO_3^-).

Parametry jakościowe wód

Analiza stężeń jonów geogenicznych wskazuje na istnienie wyraźnej różnicy pomiędzy zlewniami odwadniającymi północne i południowe skłony wyniesienia Łuku Uhruskiego. Ilość jonów Ca^{2+} w zlewniach Tarasienki, Krzemianki, cieku z Piask oraz Włodawki wahała się od 38 do 73 mg·dm^{-3}. Zlewnie odwadniane na południe miały wyższe stężenia wapnia w wodach płynących, od 70 mg·dm^{-3} w cieku o nazwie Rzeczka do 137 mg·dm^{-3} w cieku w Podrudziu. Różnica średnich zawartości Ca^{2+} dla obu skrzydeł Łuku Uhruskiego wynosiła ponad 40 mg·dm^{-3} (odpowiednio pn. 55 mg·dm^{3}, płd. 99,2 mg·dm^{-3}). Podobne zależności dotyczą także stężenia wodorowęglanów. Ilość HCO_3^- w wodach zlewni „północnych" wynosiła od 147 mg·dm^{-3} do 273 mg·dm^{-3} (średnio 219 mg·dm^{-3}) natomiast południowych od 300–477 mg·dm^{-3} (średnio 360 mg·dm^{-3}).

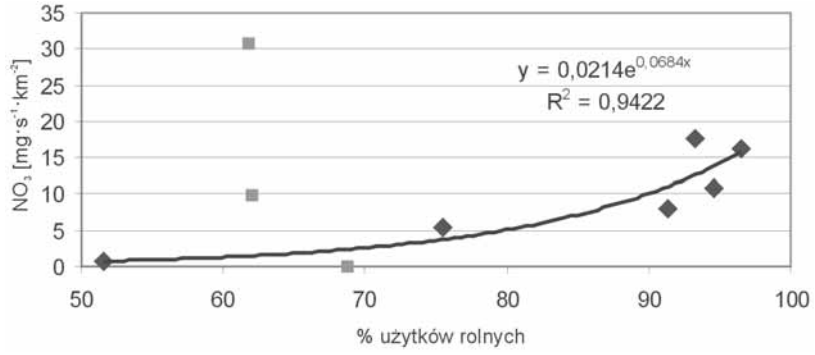
Zaobserwowana dwudzielność hydrochemiczna wynika z głębokości zalegania skał węglanowych wieku kredowego. W części południowej skały o znacznym udziale węglanu wapnia występują płycej, a w połączeniu z ich dużą podatnością na denudację chemiczną obserwuje się wzrost znaczenia hydrochemicznego pary jonowej Ca^{2+}–HCO_3^-. Zlewnie odwadniane na południe mają zatem wody wyżej zmineralizowane, twardsze, silniej zbuforowane, o prostym – dwujonowym składzie chemicznym. W zlewniach odwadnianych na północ wzrasta rola osadów klastycznych. Udział węglanowych minerałów skałotwórczych w kształtowaniu jakości wody redukują minerały krzemionkowe. Ze względu na większą odporność na procesy wymywania wody tych zlewni cechowała niższa mineralizacja ogólna (średnio o ponad 200 mg·dm^{-3}) i niższa twardość ogólna (średnio o 1,4 mval·dm^{-3}). Z uwagi na względny deficyt $CaCO_3$ wody zlewni północnego skłonu Łuku Uhruskiego były mniej odporne na antropogeniczne zmiany naturalnego charakteru hydrochemicznego.

Inaczej prezentuje się zawartość składowych antropogenicznych (Cl^-, SO_4^{2-} i NO_3^-), których geneza w wodach badanych zlewni została wyjaśniona formą użytkowania terenu. Zarówno stężenia siarczanów (12,4–51 mg·dm^{-3}) jak i chlorków (5,9–10,9 mg·dm^{-3}) cechowała niska bądź bardzo niska wartość oraz niewielkie różnice pomiędzy poszczególnymi zlewniami. Niewielka zawartość w wodzie jonów Cl^- wynikała z położenia punktów pomiarowych, które poza 2 przypadkami (zlewnia Lepietuchy i ciek spod Łukówka) zlokalizowano powyżej obszarów zabudowanych. Większą amplitudę wahań, wynikającą z rolniczego wykorzystania terenu, zaobserwowano w przypadku jonów siarczanowych (12,4–51 mg·dm^{-3}). Rolniczym użytkowaniem terenu należy uzasadnić także znaczną zawartość azotu azotanowego w wodach większości badanych zlewni.

Wpływ użytkowania terenu na jakość wód

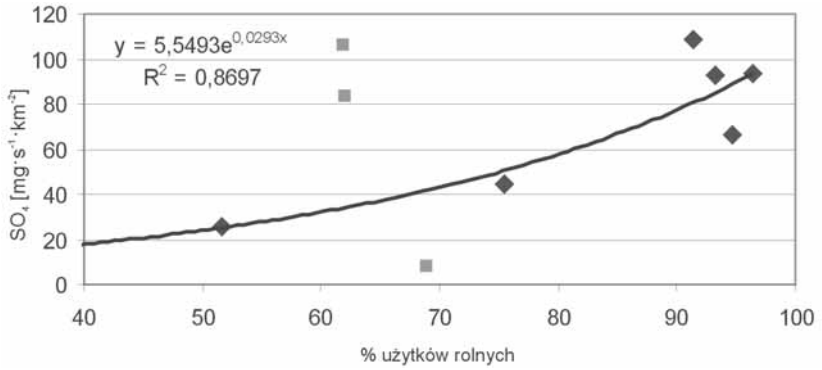
Podjęto próbę ustalenia dla wszystkich badanych zlewni związków między udziałem procentowym użytków rolnych w powierzchni oraz zarejestrowanymi ładunkami azotanów i siarczanów z 1 km^2. Uzyskane rezultaty charakteryzowały się niskimi wartościami współczynników korelacji, co wynikało zapewne z oddziaływania czynników nieuwzględnionych w badaniu. Na podstawie dostępnych danych ustalono, że kilka zlewni wyraźnie różni się od pozostałych powierzchnią i cechami chemicznymi wód. Są to zlewnie Krzemianki, Włodawki i Lepietuchy. W wodach Włodawki udział jonów NO_3^- i SO_4^{2-} w sumarycznym ładunku jonowym wynosi zaledwie 0,8%, a udział jonów Ca^{2+} i HCO_3^- osiąga ponad 95% (ryc. 4). Oznacza to, że wody te niosą mało substancji antropogenicznych. W zlewni Krzemianki jonów NO_3^- i SO_4^{2-} jest ponad 10%, a jonów HCO_3^- i Ca^{2+} ponad 85%. Jest to jednocześnie zlewnia bardzo mała, o powierzchni zaledwie 1,57 km^2, charakteryzująca się dużymi spadkami terenu i wysokim odpływem jednostkowym, co może przekładać się na wysokie wartości ładunków. W wodach największej spośród badanych zlewni, mianowicie w zlewni Lepietuchy, jonów NO_3^- i SO_4^{2-} jest prawie 8%, a jonów HCO_3^- i Ca^{2+} ponad 87%, a więc mamy tutaj do czynienia ze spływem stosunkowo dużej ilości azotanów i siarczanów z największego kompleksu użytków rolnych (około 3340 ha) na całym terenie objętym badaniami. Ze względu na specyficzne cechy wody tych trzech zlewni zostały uznane za nieporównywalne z pozostałymi, co zadecydowało o ich pominięciu w ustalaniu zależności funkcyjnej między stopniem rolniczego wykorzystania terenu a zawartością azotanów i siarczanów w pobranych próbach.

Jeśli zlewni Krzemianki, Włodawki i Lepietuchy nie uwzględnimy w obliczeniach, to dla pozostałych zlewni możliwe jest wykazanie ścisłych związ-

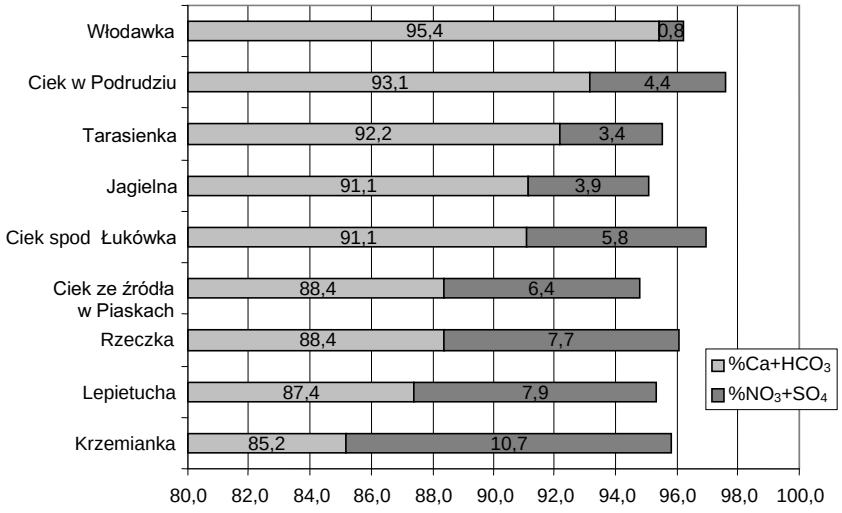


Ryc. 2. Związek między udziałem terenów rolniczych w całkowitej powierzchni zlewni i ładunkiem jednostkowym azotanów (linia trendu została wyznaczona dla zlewni Jagielnej, cieku ze źródła w Piaskach, cieku spod Łukówka, Tarasienki, cieku w Podrudziu i Rzeczki)

ków między udziałem terenów rolniczych w całkowitej powierzchni zlewni a stężeniem azotanów i siarczanów (ryc. 2 i 3).



Ryc. 3. Związek między udziałem terenów rolniczych w całkowitej powierzchni zlewni i ładunkiem jednostkowym siarczanów (linia trendu została wyznaczona dla zlewni Jagielnej, cieku ze źródła w Piaskach, cieku spod Łukówka, Tarasienki, cieku w Podrudziu i Rzeczki)



Ryc. 4. Udział procentowy wybranych jonów w sumarycznym ładunku jonowym wód zlewni Łuku Uhruskiego

Wnioski

O charakterze hydrochemicznym wód obszaru badań decyduje zawartość jonów Ca^{2+} i HCO_3^-. Udział procentowy sumy tych jonów w mineralizacji ogól-

nej wynosi od 85% do 95%. Parametry jakościowe wód powierzchniowych zlewni odwadniających Łuk Uhruski cechuje wyraźna zmienność. Czynnikiem wyjaśniającym to zróżnicowanie może być budowa geologiczna. Stężenia jonów geogenicznych sprzyjają utrzymywaniu się odmiennego charakteru hydrochemicznego wód po północnej i południowej stronie kulminacji Łuku Uhruskiego. Naturalny charakter hydrogeochemiczny badanego obszaru modyfikują czynniki antropogeniczne. Zróżnicowanie zawartości siarczanów i azotanów w wodach powierzchniowych jest znaczne i dla większości zlewni wykazuje związek z formą użytkowania terenu. W przypadku zlewni aktywnie użytkowanych rolniczo udział siarczanów i azotanów wzrastał. Wykonane badania wskazują na istnienie zależności między procentowym udziałem terenów użytkowanych rolniczo (grunty orne, łąki i pastwiska) w całkowitej powierzchni zlewni a ładunkiem jednostkowym azotanów i siarczanów ($mg \cdot dm^{-3}$ z 1 km^2 powierzchni zlewni). Związki te potwierdziły wysokie współczynniki korelacji (na poziomie około 0,9) w zlewniach: Jagielnej, cieku ze źródła w Piaskach, cieku spod Łukówka, Tarasienki, cieku w Podrudziu i Rzeczki. Specyficzne, stokowe położenie badanych zlewni utrudnia rozwój osadnictwa, co ogranicza dostawę do wód chlorków. Rola środowiska przyrodniczego oraz presji rolniczego sposobu wykorzystania zlewni jest różna w poszczególnych zlewniach, ale uwidacznia się pewna zależność. Zlewnie o wodach dobrze zbuforowanych (większa zawartości jonów geogenicznych Ca^{2+} i HCO_3^-) cechuje większa odporność na zanieczyszczenia antropogeniczne. Natomiast zlewnie północnego skłonu Łuku Uhruskiego są bardziej podatne na zanieczyszczenia rolnicze i inne.

Literatura

Ciołkosz A., Bielecka E. (2005): *Pokrycie terenu w Polsce: bazy danych CORINE Land Cover*, Wyd. IOŚ, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa.

Krassowska A. (1981): *Charakterystyka osadów kredy na obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego*, Kwart. Geol., t. 25, nr 4.

Sobolewski W. (2000): *Wyznaczanie działów wodnych w dorzeczu Wisły metodą analizy wysokościowego modelu numerycznego*, Gospodarka Wodna, nr 10; 374–377.

Warakomski W. (1998): *Charakterystyka klimatyczna Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego*, [w:] *Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie. Monografia przyrodnicza,* M. Harasimiuk, Z. Michalczyk, M. Turczyński (red.). Biblioteka Monitoringu Środowiska, Lublin.

Jarosław Dawidek, Marek Turczyński
Zakład Hydrografii, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Dawne mapy topograficzne Lubelszczyzny w badaniach zmian stosunków wodnych

Former topographic maps of Lublin region in surveys of water conditions changes

ABSTRACT: Cartographic analysis of the former maps is commonly used in environmental researches. It makes possible to observe dynamics of changes of several parts of the geographical spaces, also hydrographic ones. A lack of long observation series has enforced the use cartographic sources. There is an abundance of cartographic sources, which enable good interpretation of water environment changes. During the last twenty years many papers were presented, which used data from topographic maps published in the 19th and 20th century. Former maps make exceptional valuable research material presenting past of Polish Territory.

SŁOWA KLUCZOWE: mapa topograficzna, analiza kartograficzna, przekształcenia hydrograficzne.
KEY WORDS: topographic map, cartographic analysis, hydrographic changes.

Wprowadzenie

Wykorzystywanie mapy, jako narzędzia badań, jest dla geografa procesem naturalnym (Jankowska, Lisiewicz 1998). Wymaga przygotowania kartograficznego, na które składa się szereg informacji dotyczących: odwzorowania, skali, generalizacji, jednostek metrycznych itp. Mapa topograficzna, ogólnogeograficzna, przedstawia teren, formy powierzchni oraz obiekty rozmieszczone w przestrzeni. Dla hydrologa najistotniejsze są elementy znaczone jako wody powierzchniowe (rzeki, jeziora, różnego typu zbiorniki wodne), obszary podmokłe (torfowiska), punktowe wypływy wód podziemnych na powierzchnię (źródła, młaki) oraz obiekty hydrotechniczne (młyny, śluzy, mosty itp.). W obszarach, gdzie zjawiska hydrologiczne nie były kontrolowane, mapy i opisy przechowywane w archiwach stanowią jedyne źródła pozwalające na odtworzenie dawnej sytuacji wodnej. Kartograficzne metody badań w hydrologii są stosowane powszechnie. W niniejszym opracowaniu zdecydowano się na bliższe przedstawienie elementów hydrograficznych znajdujących się na mapach topograficznych wykonanych w skali około 1:100 000.

Wiedza o dawnych mapach Lubelszczyzny jako nośnikach informacji hydrologicznej

Pierwsze mapy topograficzne Lubelszczyzny, które mogą służyć do analiz hydrologicznych, wykonane zostały w XIX w. W Centralnej Składnicy Map Instytutu Nauk o Ziemi UMCS znajdują się mapy: *Topograficznej Karty Królestwa Polskiego* (tzw. mapa Kwatermistrzostwa) z lat 1822–1843, *Karte des westlichen Rußlands* 1:100 000 z lat 1914–1915 oraz arkusze mapy 1:100 000 Wojskowego Instytutu Geograficznego z okresu międzywojennego. Stanowią one najczęściej wykorzystywane źródła kartograficzne w pracach geografów.

Poznanie i uzyskanie pełnej informacji o mapie, która ma służyć do analiz przestrzeni, stanowi podstawowy warunek uniknięcia błędów interpretacyjnych (Dzikiewicz 1971; Grygorenko 1970; Robinson 1988; Saliszczew 1998), a mechaniczne próby „dopasowania" treści różnych map mogą doprowadzić do niewłaściwych wniosków. *Topograficzna Karta Królestwa Polskiego* w skali 1:126 000 z 1843 r. jest pierwszym, w miarę dokładnym źródłem kartograficznym, dającym możliwości interpretacji. Powstałe po Kongresie Wiedeńskim (1815) Królestwo Polskie, zależne od Rosji, zorganizowało na wzór armii carskiej służby wojskowe, w tym Kwatermistrzostwo Generalne Wojska Polskiego. W kartografii Królestwa wprowadzono podstawowy ciąg skalowy rosyjskich map topograficznych, oparty na odpowiedniości wiorst, sążni i cali (Postnikow 1990). Przygotowania do opracowania mapy w Kwatermistrzostwie Generalnym Wojska Polskiego rozpoczęto w 1818 r. Od roku 1822 oficerowie polscy i rosyjscy wykonywali zdjęcia topograficzne w skali 1:42 000. Mapa wynikowa w skali 1:126 000 (trzywiorstowa) miała wieńczyć te prace (Olszewicz 1921; Sirko 1999). W trakcie sporządzania map podstawowych posiłkowano się opracowaniami pruskimi i austriackimi oraz wcześniejszymi opracowaniami Kwatermistrzostwa. Ich treść uzupełniano i weryfikowano w terenie. Ujednolicenie informacji topograficznych, pochodzących z różnych map, wymagało przeprowadzenia triangulacji. W wielu punktach wykonano pomiary astronomiczne, które służyły zwiększeniu dokładności zdjęć. Siatkę kartograficzną przyjęto według odwzorowania Bonne'a (Sirko 1999).

Do 1831 r. wykonano 240 zdjęć pokrywających około połowę obszaru Królestwa. Po upadku Powstania Listopadowego prace nad mapą kontynuowali głównie oficerowie rosyjscy. Mapa ukazała się w ostatecznej formie (1:126 000) w roku 1843 z datą 1839.

Rzeźba terenu na *Topograficznej Karcie Królestwa Polskiego* przedstawiona jest metodą kreskową Lehmanna. Brak oznaczonych punków wysokościowych uniemożliwia interpretację rzeźby terenu. Najwięcej uchybień tej mapy wiąże się z dokładnością lokalizacji obiektów, co jest wynikiem braku osnowy geodezyjnej dla całego kraju i wykorzystaniem map zaborców. Natomiast szczegółowe przedstawienie elementów hydrograficznych (Sirko 1999) czyni tę mapę

bardzo przydatną do analiz przekształceń stosunków wodnych. Szczególnie interesujące dla geografów mogą być oryginalne materiały archiwalne w postaci zapisków sporządzanych w trakcie pomiarów topograficznych (Ostrowski 1994; Postnikow 1990).

W latach 1881–1916 Rosjanie wykorzystali *Topograficzną Kartę Królestwa Polskiego* do sporządzenia mapy w skali 1:21 000 (półwiorstówki) dla obszaru prawie całego zaboru rosyjskiego. W latach 1881–1901 Rosyjski Sztab Generalny wydał w Sankt Petersburgu mapy *Odnovirstnaja karta zapadnago pogranicnago prostranstva*. Na ich podstawie wykonano mapy *Nowaja Topograficzeskaja Karta Zapadnoj Rossji* w skali 1:84 000 (dwuwiorstówki). Rzeźba terenu na tej mapie przedstawiona jest poziomicami (co 2 sążnie), a długość geograficzna liczona jest od Pułkowa (Flis 1959).

Niemcy, w czasie pierwszej wojny światowej, pomniejszyli tę mapę do skali 1:100 000, nadając jej nazwę *Karte des Westlichen Rußlands*. Mapy te wydawane były w Berlinie w latach 1914–1917. Warto również nadmienić, że pod taką samą nazwą ukazały się w latach 1914–1918 mapy w skali 1:25 000. Mapy *Karte des Westlichen Rußlands* dla obszaru Lubelszczyzny posiadają rysunek poziomicowy, który wprowadzili Rosjanie na dwuwiorstówkach.

Mapy austriackie (*Spezialkarte*) sporządzane były głównie w skali 1:75 000. Dla obszaru Lubelszczyzny powielono niemiecką *Karte des westlichen Rußlands.* Rzeźbę terenu przedstawiono za pomocą warstwic, co jest ewidentnym przeniesieniem zapisów z map rosyjskich.

Po uzyskaniu przez Polskę niepodległości ważnym zagadnieniem kartograficznym było uporządkowanie systemu triangulacyjnego. Na mapach zaborców współrzędne punktów były odnoszone do trzech elipsoid: Bessela, Walbecka i wyrównującej – w 9 układach niepowiązanych ze sobą (Słomczyński 1933). Wojskowy Instytut Geograficzny wprowadził nowy układ triangulacyjny, a efektem jego prac było wydanie map topograficznych: *Mapy Szczegółowej Polski 1:25 000*, *Mapy Taktycznej Polski 1:100 000*, próbnych arkuszy mapy taktycznej 1:50 000 (Flis 1959). Na wszystkich mapach wydawanych w okresie międzywojennym za powierzchnię odniesienia przyjęto elipsoidę Bessela. *Mapa Taktyczna* wydawana była od roku 1931 w czterech kolorach, z wyraźnym rysunkiem poziomicowym. Jakość tych map uzyskała uznanie ówczesnych kartografów europejskich.

Jednym ze źródeł informacji o dawnych mapach topograficznych, ich sporządzeniu, wadach i zaletach jest artykuł J. Słomczyńskiego (1934) opisujący historię powstawania wojskowych map topograficznych w odrodzonej po zaborach Polsce. Ocenę dokładności dawnych map topograficznych z obszaru Polski przedstawił J. Szeliga (1993). Dla *Topograficznej Karty Królestwa Polskiego* (1843) średni błąd szerokości geograficznej wynosi 11,8", a średni błąd długości – 36". Zatem błędy szerokości geograficznej, mierzone wzdłuż każdego południka, wynoszą średnio około 374 m. Należy zaznaczyć, że błędy te

były co najmniej kilka razy mniejsze niż na mapach wydawanych w drugiej połowie XVIII w. Na mapach wydawanych pod koniec XIX i na początku XX wieku, a przede wszystkim w okresie I wojny światowej, dokładność znacznie wzrosła. Obszar Lubelszczyzny w czasie działań wojennych zajmowany był przez zaborców rosyjskich, niemieckich i austriackich. Wojskowe służby topograficzne tych państw wykonywały wielkoskalowe mapy oparte na triangulacjach i systematycznych zdjęciach stolikowych. Zastosowano wówczas kierownicę topograficzną (Szeliga 1993). Najdokładniejsze zdjęcia topograficzne wykonali Niemcy, a na mapach austriackich i rosyjskich średnie błędy wynosiły wówczas 10–50 m. Także różnorodne były zapisy rzędnych terenów – na mapach rosyjskich wyrażone w sążniach, na niemieckich i austriackich w metrach. Niemieckie mapy odwołują się do poziomu Morza Północnego w Amsterdamie, rosyjskie do poziomu Morza Bałtyckiego w Kronsztadzie, a austriackie do poziomu Adriatyku w Trieście. Szeliga (1993) zaleca, aby badania dokładnościowe poprzedzały wszelkie analizy dawnych map. Stwarzają one podstawę do obiektywnej ich oceny i porównania przydatności. Najprostszą, a zarazem możliwą do zastosowania na każdej mapie jest metoda porównania odległości.

Po drugiej wojnie światowej mapy topograficzne wydawane były w pięciu układach (http://www.codgik.gov.pl/uklady_wsp.html):

1. 1942 – obowiązywał do połowy lat 60. XX w., powstał w wyniku zastosowania odwzorowania Gaussa-Krügerra na elipsoidzie Krasowskiego,
2. 1965 – obowiązujący od końca lat 60. XX w., dla czterech stref zastosowano odwzorowanie quasi-stereograficzne (Roussilhe'a), natomiast dla strefy 5. zastosowano zmodyfikowane odwzorowanie Gaussa-Krügerra,
3. GUGIK-80 – był układem jednostrefowym, powstałym przy użyciu odwzorowania quasi-stereograficznego (elipsoida Krasowskiego), stosowanym dla map w skali 1:100 000,
4. 1992 – oparty na elipsoidzie GRS-80 (Geodetic Reference System 1980) układ jednostrefowy powstały przy zastosowaniu zmodyfikowanego odwzorowania Gaussa-Krügerra,
5. UTM – stosowany dla celów wojskowych i nawigacyjnych, dla którego przyjęto zmodyfikowane odwzorowanie Gaussa-Krügerra.

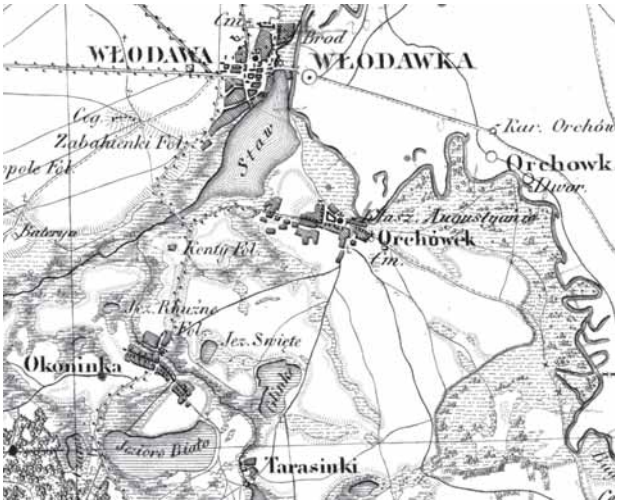
Wymienione powyżej mapy topograficzne sporządzone zostały w różnych odwzorowaniach i skalach, co zawsze powinno być uwzględniane przy ich interpretacji.

Przykłady analizy treści hydrograficznych na dawnych mapach

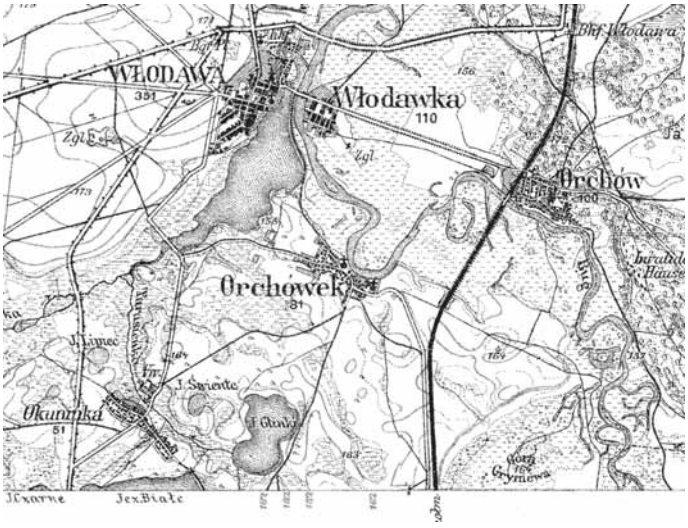
Wstępną procedurę, jaką należy wykonać przed odczytywaniem treści mapy, jest ocena jej przydatności. Analizie należy poddać przede wszystkim elementy

matematyczne: odwzorowanie, skalę i kompozycję, następnie legendę mapy. Koniecznym wymogiem uzupełniającym analizę treści mapy jest sięgnięcie do źródeł tekstowych związanych z jej tworzeniem.

Przedstawione poniżej (ryc. 1–4) przykłady fragmentów map topograficznych mogą dobrze służyć do analiz hydrograficznych. Porównywalna skala map (od 1:100 000 do 1:126 000) eliminuje w części problemy związane z ich generalizacją. Pozwala to na przykładowe prześledzenie zmian stosunków wodnych.



Ryc. 1. Fragment *Topograficznej Karty Królestwa Polskiego* (1843)

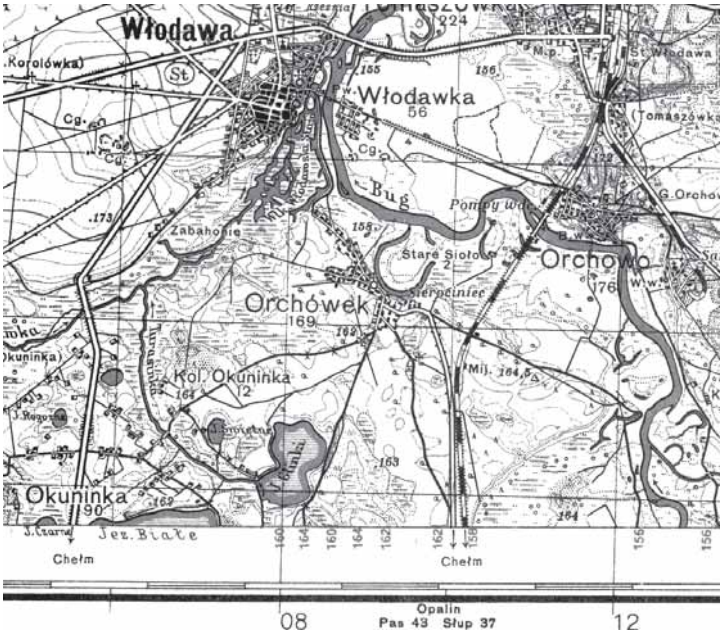


Ryc. 2. Fragment *Karte des westlichen Rußlands* (1915)

Na przełomie XIX i XX wieku nastąpiły wyraźne zmiany biegu rzek: Bugu i Tarasienki (ryc. 1, 2). Bug, naturalnie meandrując, pozostawiał liczne starorzecza. Znacznie mniejszej rzece, Tarasience, zmieniono natomiast przebieg koryta, kierując jej wody do jeziora Glinki. W ten sposób pierwotnie bezodpływowe jezioro stało się przepływowym.

W latach 1915–1933 rzeka Bug na północ od wsi Orchówek zmieniła wyraźnie swój przebieg (ryc. 2, 3). W celu ochrony kościoła i klasztoru, posadowionych na wysokiej skarpie, wyprostowano koryto rzeczne. Odcięto meander, tworząc jezioro zakolowe, izolowane od rzeki wysokim wałem. Ponieważ Bug na tym odcinku silnie meandruje, czego pozostałością są liczne starorzecza, informacje kartograficzne zweryfikowano opisami archiwalnymi, które stanowiły konieczne uzupełnienie analizy kartograficznej. Takim przykładem jest jezioro rzeczne powstałe w tym samym czasie, około 1 km na południe od Orchowa. Część starorzeczy wypełniona wodą tworzy liczne jeziora dolinne.

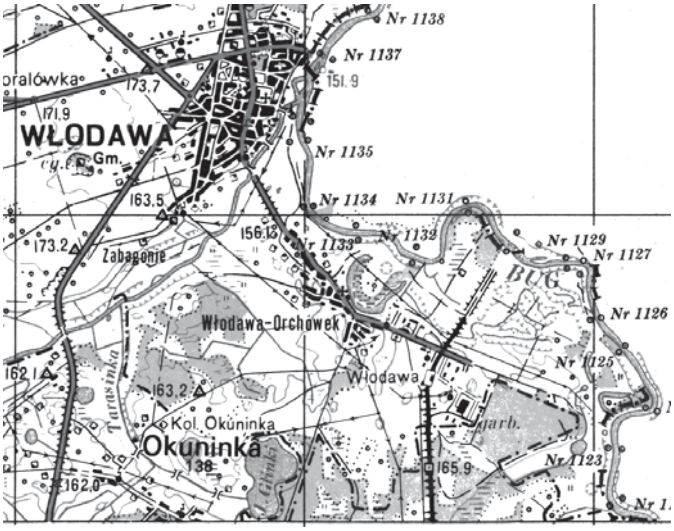
Zmieniła się także gospodarka wodą w dolinie rzeki Włodawki. Wielki Włodawski Staw, który już w połowie XIX w. (ryc. 1) funkcjonował na południe od miasta, uległ w latach 30. XX w. znacznemu zmniejszeniu (ryc. 3), natomiast poniżej Wielkiego Stawu istniał na Włodawce młyn wodny.



Ryc. 3. Fragment *Mapy Taktycznej Polski* WIG (1933)

Po drugiej wojnie światowej nastąpiły radykalne zmiany w zabudowie hydrotechnicznej na Bugu. Z trzech istniejących w 1933 r. mostów (ryc. 3)

nie pozostał żaden (ryc. 4). W dolinie Włodawki nie ma już stawu i młyna wodnego.



Ryc. 4. Fragment *Mapy Topograficznej Polski* (1981)

Wykorzystanie map topograficznych w opisie zmian stosunków wodnych Lubelszczyzny

Dawne mapy topograficzne wykorzystywane są jako źródła informacji hydrologicznej dla badaczy środowiska Lubelszczyzny. Najczęściej stosowano taką procedurę przy określaniu zmian wód powierzchniowych – gęstości sieci wodnej, przebiegu koryt rzecznych, powierzchni różnego typu jezior i zbiorników wodnych. Znacznie rzadziej analizowano zmiany zasięgu podmokłości oraz problematykę zabudowy hydrotechnicznej rzek. Jedno opracowanie dotyczyło zagadnienia przekształceń warunków infiltracji.

Poprawną analizę gęstości sieci rzecznej należy prowadzić na mapach w jednakowych skalach. Stosowanie map w różnych skalach wymusza uwzględnianie zasad generalizacji. W takich przypadkach należy korzystać z instrukcji opracowania map topograficznych w celu poznania zasad prezentacji obiektów. Więcej trudności towarzyszy interpretacji zmian przebiegu koryt rzecznych i powierzchni jezior. Najważniejszym zagadnieniem jest sposób znaczenia rzędnej zwierciadła wody. Na mapach XIX-wiecznych brak jest takich informacji. Wprowadzenie rysunku poziomicowego na późniejszych mapach topograficznych ułatwiło zapis rzędnej wody w rzekach i jeziorach. Innym, istotnym problemem, z którym bezpośrednio związane są zniekształcenia odległości i kątów, jest odwzorowanie mapy.

Najwięcej badań kartometrycznych z wykorzystaniem dawnych map prowadzono na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim oraz w dolinach dużych rzek. Mapą topograficzną, która z reguły stanowi początek analiz zmian hydrologicznych jest *Topograficzna Karta Królestwa Polskiego*. Daje to badaczowi możliwość prześledzenia sytuacji wodnej na Lubelszczyźnie w ciągu niespełna dwóch stuleci. T. Wilgat (1954) po raz pierwszy przeprowadził analizę map archiwalnych w trakcie badań na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim. Rzędną zwierciadła wody w jeziorach przyjął według informacji zamieszczonej na Mapie WIG. Jego opracowanie stało się punktem wyjścia do analizy zmian powierzchni jezior w monografii *Jeziora łęczyńsko-włodawskie* (Furtak, Turczyński 1998). Analizę przekształceń hydrograficznych jezior i ich zlewni przeprowadzono, opierając się na dawnych mapach topograficznych umieszczonych w kilkunastu pracach magisterskich powstałych w latach 1995–2006 w Zakładzie Hydrografii UMCS. Przekształcenia sieci wodnej w zlewniach jezior zamienionych na zbiorniki retencyjne analizowano na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim (Dawidek i in. 2004).

Zmiany zasięgu podmokłości i wiążących się z tym procesem przekształceń odpływu wykonano dla zlewni nieistniejącego współcześnie Jeziora Wielkiego koło Lejna (Mięsiak 2005). Zmiany warunków infiltracji wód w zlewniach jezior sobiborskich wyjaśniono w oparciu o mapy topograficzne z XIX i XX wieku (Dawidek, Turczyński 1999).

Baczną uwagę na geometryczny opis mapy należy zwrócić przede wszystkim przy analizie zmian przebiegu koryt rzecznych. Ostatnio ewolucję koryta Bugu analizowali S. i T. Chmielewscy (2006). Porównując mapy w skali 1:100 000 (z lat 1915 i 1940) ze zdjęciem lotniczym z 1971 r. w skali 1:9000 oraz ze zdjęciami satelitarnymi o rozdzielczości piksela 1 m z roku 2005, obliczyli oni średnie tempo przesuwania brzegu meandrów Bugu oraz zmian powierzchni wody w korycie rzecznym. Zastosowanie niezweryfikowanego i różnoskalowego materiału kartograficznego doprowadziło do nieuprawnionych wniosków natury geomorfologicznej i hydrologicznej, np. tempo erozji brzeżnej 2 m/rok i zmniejszenie powierzchni wody w korycie o 37,2%. Informacje te są sprzeczne z wynikami badań prowadzonych przez geografów pracujących z wykorzystaniem dawnych map. Geomorfologowie śledzili zmiany położenia łożysk Wisły, Bugu i Wieprza, weryfikując informacje z dawnych map odwiertami geologicznymi (Harasimiuk, Szwajgier 1991; Maruszczak 1997; Kociuba 2002; Szwajgier 2002). Z zakresu hydrologii opracowano zagadnienia przekształceń koryt rzecznych w jeziora (Bochra 2002; Ferencz 2005; Wasilewska 2006).

Związek zabudowy hydrotechnicznej rzek z warunkami retencji omawiany był przez Burlikowską (1988) i Jańca (2007).

Podsumowanie

Badanie treści dawnych map jest ważnym procesem wspomagającym odtworzenie stanu środowiska. Analiza kartograficzna znajduje ważne miejsce w hydrologii. Porównanie obrazu map, ich skal i odwzorowań powinno odbywać się z zachowaniem szczególnej staranności metodycznej. Jest to najważniejszy wymóg prowadzący do poprawnych wniosków. Bogactwo informacji zawartych na dawnych mapach topograficznych stwarza wyjątkową możliwość interpretacji zmian hydrograficznych na Lubelszczyźnie w ostatnich dwóch stuleciach.

Literatura

Bochra A. (2002): *Jeziora zakolowe (starorzecza) Lubelszczyzny*, Zakład Hydrografii UMCS, maszynopis, Lublin; 34.

Burlikowska I. (1988): *Młyny wodne na Wyżynie Lubelskiej i ich znaczenie*, [w:] *Badania hydrograficzne w poznawaniu środowiska*, Z. Michalczyk, K. H. Wojciechowski (red.), Wyd. UMCS, Lublin; 139–144.

Chmielewski Sz., Chmielewski T. (2006): *Zmiany struktury ekologicznej krajobrazu poleskiego odcinka doliny rzeki Bug w latach 1915–2005*, [w:] *Jeziora rzeczne doliny środkowego Bugu. Różnorodność biologiczna i krajobrazowa,* W. Wojciechowska (red.), Wyd. KUL, Lublin; 95–107.

Dawidek J., Sobolewski W., Turczyński M. (2004): *Transformations of catchment-areas of lakes converted into storage reservoirs in the Wieprz–Krzna Canal system*, Limnological Review, vol. 4, Wyd. UŚ, Sosnowiec; 67–74.

Dawidek J., Turczyński M. (1999): *Modifications of hydrosphere in the Tarasinka catchment area (a projected International Biosphere Preserve "Western Polesie") in eastern Poland,* Problems in Fluid Mechanics and Hydrology, vol. 2, Inst. of Hydrodynamics Acad. of Sciences of the Czech Republic, Praga; 466–468.

Dzikiewicz B. (1971): *Topografia*, MON, Warszawa.

Ferencz B. (2005): *Hydrologia jezior rzecznych doliny Bugu w okolicach Zbereża*, Zakład Hydrografii UMCS, (maszynopis) Lublin.

Flis J. (1959): *Kartografia i topografia*, Wyd. UJ, Kraków.

Furtak T., Turczyński M. (1998): *Zmiany powierzchni jezior*, [w:] *Jeziora łęczyńsko-włodawskie. Monografia przyrodnicza*, M. Harasimiuk, Z. Michalczyk., M. Turczyński (red.), Biblioteka Monitoringu Środowiska, UMCS, PIOŚ, Wyd. UMCS, Lublin; 91–93.

Grygorenko W. (1970): *Redakcja i opracowanie map ogólnogeograficznych*, PPWK, Warszawa.

Harasimiuk M., Szwajgier W. (1991): *Warunki rozwoju koryt anastomozujących w dolinach Wieprza i Bugu. I Zjazd Geomorfologów Polskich. Poznań, 24–25 września 1991*, Komisja Geomorf. PTGeograf. Inst. Badań Czwartorzędu UAM, Poznań; 68–69.

Janiec B. (2007): *Mała retencja w krajobrazie kulturowym dolin rzecznych południowej krawędzi Roztocza i Wyżyny Lubelskiej*, [w:] *Krajobraz kulturowy – cechy, walory, ochrona*, W. Wołoszyn (red.), Problemy Ochrony Krajobrazu, t. XVIII (w druku).

Jankowska M., Lisiewicz S. (1998): *Kartograficzne i geodezyjne metody badania zmian środowiska*, Wyd. AR im. A. Cieszkowskiego w Poznaniu, Poznań.

Kociuba W. (2002): *Współczesny rozwój dna doliny górnego Wieprza*, Zakład Geografii Regionalnej, Instytut Nauk O Ziemi, UMCS, Lublin; 243.

Maruszczak H. (1997): *Changes of the Vistula river course and development of the flood plain in the border zone of the South-Polish uplands and Middle-Polish lowlands in historical times*, Landform Analysis, Vol. 1, Wyd. UŚ, Katowice; 33–39.

Mięsiak K., Szwajgier W., Turczyński M. (2005): *Environmental transformations in Lake Lejno catchment basin*, Limnol. Rev. 6, Wyd. UŚ, Sosnowiec; 175–181.

Olszewicz B. (1921): *Polska kartografia wojskowa (zarys historyczny)*, Wojskowy Instytut Nauk. Wyd., Główna Księgarnia Wojskowa, Warszawa.

Ostrowski J. (1994): *Zebranie Sekcji Historii Geografii PTGeograf. poświęcone materiałom źródłowym związanym z Mapą Kwatermistrzostwa*, Polski Przegląd Kartograficzny, 26, 2; 123–124.

Postnikow A. W. (1990): *Nowe materiały źródłowe do historii opracowania i wydania Topograficznej Karty Królestwa Polskiego (1818–1843)*, Polski Przegląd Kartograficzny, 22, 1, 2; 1–7.

Robinson A. H., Sale R. D., Morrison J. L. (1988): *Podstawy kartografii*, PWN, Warszawa,

Saliszczew K. A. (1998): *Kartografia ogólna*, PWN, Warszawa

Sirko M. (1999): *Zarys historii kartografii*, Wyd. UMCS, Lublin.

Słomczyński J. (1933): *Uzgodnienie wyników triangulacyj na obszarze Polski*, Biblioteka Służby Geograficznej, t. 11, WIG, Warszawa; 5–66.

Słomczyński J. (1934): *Polskie mapy wojskowe*, Wiadomości Służby Geograficznej, z. 3, Wojskowy Instytut Geograficzny, Warszawa.

Szeliga J. (1993): *Metody i stan dokładności badań dawnych map z obszaru Polski, Dorobek polskiej historii kartografii. Z dziejów kartografii*, t. VI, Inst. Historii Nauki, Oświaty i Techniki, PAN, Warszawa; 51–67.

Szwajgier W. (2002): *Warunki rozwoju doliny Bugu na odcinku Horodło–Włodawa w czasie późnego vistulianu i w holocenie*, Annales UMCS, vol. LIV, 6, sec. B (1999). Lublin; 99–110.

Wasilewska I. (2006): *Charakterystyka stosunków wodnych doliny Bugu w okolicach Bytynia*, Zakład Hydrografii UMCS, Lublin (maszynopis)

Wilgat T. (1954): *Jeziora łęczyńsko-włodawskie*, Annales UMCS, s. B, vol. VIII, Lublin; 37–122.

http://www.codgik.gov.pl/uklady_wsp.html

Jan Drwal, Roman Cieśliński*, Izabela Chlost***
*Katedra Hydrologii, Uniwersytet Gdański, Gdańsk
**Instytut Geografii, Pomorska Akademia Pedagogiczna, Słupsk

Obieg wody w jeziorze przybrzeżnym na przykładzie jeziora Łebsko

Water circulation in coastal lake exemplified on Łebsko Lake

Abstract: In coastal lakes intrusions of sea waters and damming of free outflow of potamic waters are the most characteristic phenomena. A thesis has been put forward that the variability and distribution of chlorides concentrations in Łebsko Lake are determined by hydrographic and hydrological conditions. The analysis covered changes in water levels in the lake and sea, observations of directions of water flow in the Łeba Canal and the measurement results of chlorides concentrations. Water with higher salinity spread throughout the water mass of the lake. Sea water which flew into the lake basin during intrusion is successively pushed away by potamic waters. Water with higher salinity remains at the bottom for the longest time. The effect of such water circulation in Łebsko Lake is constantly higher, though changeable and diversely distributed salinity of its waters.

Słowa kluczowe: jezioro przybrzeżne, poziom wody, intruzja, chlorki, obieg wody.
Key words: coastal lake, stage of water, intrusion, chlorides, water circulation.

Wprowadzenie

Jeziora przybrzeżne ze względu na swe położenie mają inny obieg wody niż pozostałe jeziora. Leżą one w strefie przejściowej pomiędzy lądem a morzem, gdzie w wyniku wzajemnego oddziaływania tych dwu środowisk występują liczne i różnorodne zjawiska. Najbardziej charakterystyczne z nich są zjawiska intruzji wód morskich oraz podparcia swobodnego odpływu wód potamicznych. W efekcie intruzji w wodach jezior przybrzeżnych występują obok wód pochodzenia lądowego także wody pochodzenia morskiego. Wzajemne proporcje między tymi różnymi genetycznie wodami są zmienne i różne w poszczególnych jeziorach (Drwal, Cieśliński 2006). Stan dotychczasowych badań pozwala na postawienie hipotezy, że stężenia chlorków zależą nie tylko

od czynnika meteorologicznego, ale w niektórych z jezior uwarunkowania hydrograficzne i hydrologiczne decydują o ich zmienności i rozkładzie.

Jako obiekt badań wybrano największe na polskim odcinku wybrzeża Bałtyku południowego jezioro przybrzeżne – Łebsko.

Uwarunkowania hydrologiczne

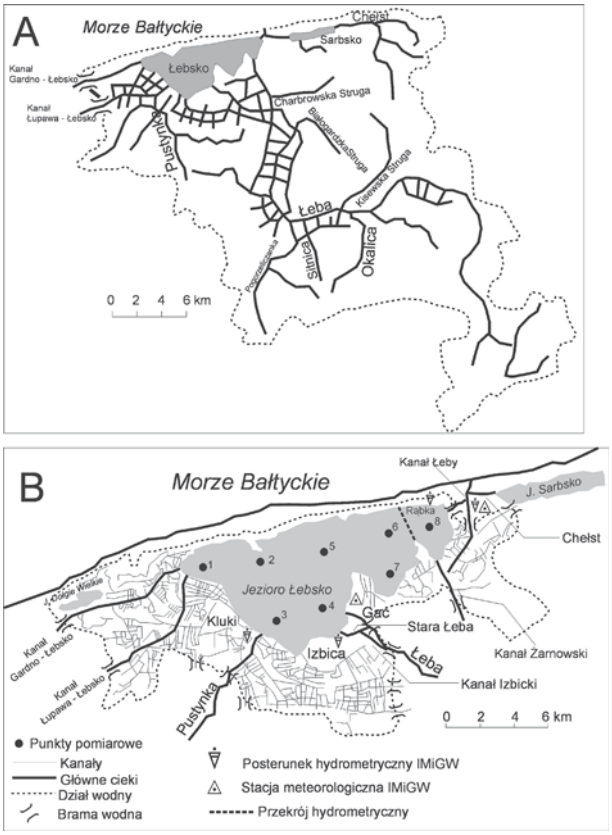
Jezioro Łebsko leży na równinie nadmorskiej w dolnej, przymorskiej części dorzecza Łeby (ryc. 1). Usytuowanie jeziora w stosunku do brzegu morskiego oraz ekspozycja tegoż brzegu sprzyjają silnemu oddziaływaniu morza na jezioro przy wiatrach z sektora północno-wschodniego. Do jeziora uchodzi rzeka Łeba, przez co jest ono praktycznie recypientem całego dorzecza. Od morza oddziela je mierzeja o szerokości wynoszącej w najwęższym miejscu 600 m, a w najszerszym 3 km. Z morzem łączy je szeroki na 60–80 m i głęboki na 6 m kanał (uważany za ujściowy odcinek Łeby) długości 2,7 km. Powierzchnia dorzecza Łeby wynosi 1594 km^2. Jej około 15% stanowi bezpośrednia zlewnia jeziora (Weber 1972). Jest to obszar o wymuszonym obiegu wody (systemy polderowe) z dużą liczbą kanałów i rowów melioracyjnych.

Jezioro Łebsko ma 71,4 km^2 powierzchni. Jest płytkim zbiornikiem, którego maksymalna głębokość osiąga 6,1 m, a głębokość średnia wynosi 1,6 m. W rzeźbie dna misy widoczna jest rynna (Choiński, Kaniecki 2003), która swym kształtem i usytuowaniem nawiązuje do biegu rzeki. O hydrologii jeziora Łebsko decyduje dopływ wód rzeką Łebą (92% zasilania ze zlewni). Jego reżim charakteryzuje się jednym z najbardziej wyrównanych przepływów spośród wszystkich rzek polskich. Najniższe miesięczne przepływy występują w sierpniu, a maksymalne w marcu. Średni przepływ Łeby jest szacowany na od 16,9 $m^3 \cdot s^{-1}$ w latach 1951–1960 (Mikulski 1970) do 11,8 $m^3 \cdot s^{-1}$ w latach 1989–1998 (Bogdanowicz 2004).

Metoda

W badaniach wykorzystano rejestrację poziomów wody w jeziorze i w morzu, obserwacje kierunku płynięcia wody w kanale Łeby, wyniki pomiarów stężeń chlorków w wodach jeziora oraz wyniki szczegółowego pomiaru przepływu w kanale Łeby i przemieszczania się masy wody w północnym akwenie jeziora podczas intruzji.

Poziom wody w morzu, jak i kierunek przepływu wody w kanale Łeby, obserwowany był w Porcie Łeba przez Urząd Morski w Słupsku. Standardowo obserwacje wykonywane są sześć razy na dobę. W sytuacjach sztormowych obserwacje wykonuje się częściej. Dla celów pracy z sześciu pomiarów



Ryc. 1. Położenie jeziora Łebsko w dorzeczu Łeby (A) oraz jego zlewnia bezpośrednia (B)

obliczono średnią dobową. W pracy wykorzystano dane z okresu 1994–2005, porównując poziom wody w morzu z poziomem wody w jeziorze na wodowskazie w Izbicy (IMGW Słupsk), zaznaczając jednocześnie kierunek przepływu wody w kanale Łeby.

Na jeziorze Łebsko zlokalizowano 8 punktów pomiarowych (ryc. 1), w których w latach 2002–2006 w trakcie 16 serii pomiarowych pobierano próbki wody powierzchniowej i naddennej oraz powierzchniowy osad denny. Z tego ostatniego uzyskiwano następnie przy użyciu wirówki Centrifuge wody interstycjalne. Punkty pomiarowe zlokalizowane zostały w charakterystycznych miejscach rzeźby dna (2, 7) niecki, w tym w głęboczkach (5, 6) oraz miejscach, w których uchodzą do jeziora największe dopływy (1, 3, 4). Jedynie punkt nr 8 zlokalizowano naprzeciw jedynego odpływu z jeziora – kanału Łeby. Analizę pobranych próbek wody wykonano w laboratorium Katedry Hydrologii Uniwersytetu Gdańskiego. Stężenie chlorków określano metodą miareczkową.

Szczegółowy pomiar przepływu w kanale Łeby oraz przemieszczania się mas wodnych w północnym akwenie jeziora Łebsko w trakcie trwania intruzji wykonano w dniu 10 listopada 2006 roku. Wykonano go prądomierzami, które umożliwiają określenie kierunku i prędkości wody w całym profilu zwilżonym. Były to Akustyczny Dopplerowski Prądomierz Profilujący – Teledyne RD Instruments StreamPro ADCP o zakresie głębokości od 0,15 do 4,2 m oraz Austyczny Dopplerowski Prądomierz Profilujący – Teledyne RD Instruments Workhorse Rio Grande 1200 ZedHed ADCP o zakresie głębokości od 0,3 do 21 m.

W celu określenia ewentualnych relacji pomiędzy rozkładem stężeń chlorków w wodach jeziora Łebsko a wysokością piętrzenia, jak i różnicą poziomu między morzem i jeziorem oraz położeniem poszczególnych akwenów i topografią dna jeziora, porównano wyniki równoczesnych pomiarów i obserwacji. Zaobserwowane prawidłowości zilustrowano wykresami przebiegu zjawisk w pięciu wybranych sytuacjach.

Możliwość wystąpienia intruzji

Do zjawiska intruzji dochodzi, gdy poziom wody w morzu jest wyższy niż w jeziorze. Pomiary poziomu wody w jeziorze były wykonywane tylko raz w ciągu doby i dlatego jako poziom wody w morzu przyjęto wartość średnią określoną z 6 pomiarów wykonywanych w ciągu doby w porcie w Łebie. W okresie od 1994 do 2005 roku zanotowano 1124 dni z poziomem wyższym w morzu niż w jeziorze (tab. 1). W poszczególnych latach liczba zarejestrowanych sytuacji była różna.

Tab. 1. Liczba dni z poziomem wody wyższym w morzu niż jeziorze w latach 1994–2005

Lata	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	1994–2005
Dni	109	103	86	114	93	70*	100*	108	98	78	92	73	1124
%	9,7	9,2	7,7	10,1	8,3	6,2	8,9	9,6	8,7	6,9	8,2	6,5	100

* Dane przybliżone z uwagi na brak pomiarów w niektórych miesiącach (pogłębianie kanału Łeby).

Najczęściej do intruzji dochodziło w czerwcu, październiku i sierpniu, a najrzadziej w kwietniu i listopadzie (tab. 2). Wśród zarejestrowanych przypadków najczęściej występowały sytuacje, gdy różnice poziomów wody wynosiły od 0 do 9 cm. Takie sytuacje stanowiły aż 74% wszystkich przypadków. Przy różnicy poziomów od 10 do 19 cm stanowiły one 20%, od 20 do 29 cm – 4%, a powyżej 30 cm prawie 2%. W tym ostatnim przypadku najwięcej sytuacji wystąpiło w kwietniu, a zatem w miesiącu, kiedy najrzadziej dochodzi do efektu odwróconego zwierciadła.

Tab. 2. Łączna liczba dni w poszczególnych miesiącach z poziomem wody wyższym w morzu niż w jeziorze w okresie 1994–2005

Miesiąc	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Dni	73	89	105	80	81	65	96	142	89	102	86	116
%	6,5	7,9	9,3	7,1	7,2	5,8	8,6	12,6	7,9	9,1	7,7	10,3

Obserwacje kierunku przepływu w kanale Łeby

W okresie od 1994 do 2005 roku zanotowano 926 dni z przepływem w kierunku jeziora oraz 163 dni z przepływem o kierunku niemożliwym do określenia (tab. 3). Łącznie daje to zbliżony wynik (1089 dni) do uzyskanego na podstawie wyliczeń napływu wód morskich z różnic poziomów obu akwenów. Ta niewielka różnica może mieć przyczynę w subiektywnym odczycie przez obserwatora kierunku płynięcia. Z obserwacji wynika, że miesiącami z największą liczbą dni, w których woda płynęła w kierunku jeziora, były miesiące półrocza letniego: czerwiec (97 dni) oraz sierpień (92 dni). Podobnie było w przypadku, kiedy nie można było określić kierunku płynięcia wody. Najczęściej takie problemy występowały w lipcu (23 dni), czerwcu (19 dni) oraz sierpniu (18 dni). Biorąc pod uwagę cały okres 1994–2005, najwięcej dni, w których woda płynęła w kierunku jeziora, zaobserwowano w czerwcu 1994 roku (15 dni). Z kolei najmniejszą liczbę dni zanotowano w lutym 1994 i kwietniu 1998 roku (1 dzień).

Tab. 3. Łączna liczba dni z różnym kierunkiem prądu w kanale Łeby w okresie 1994–2005

Miesiąc	W kierunku morza		W kierunku jeziora		Kierunek niemożliwy do określenia	
	Liczba dni	%	Liczba dni	%	Liczba	%
XI	258	78,2	61	18,5	11	3,3
XII	261	76,5	72	21,1	8	2,4
I	282	75,8	77	20,7	13	3,5
II	271	79,9	61	18,0	7	2,1
III	299	80,4	65	17,5	8	2,1
IV	282	78,3	62	17,2	16	4,5
V	271	72,8	85	22,9	16	4,3
VI	244	67,8	97	26,9	19	5,3
VII	259	69,6	90	24,2	23	6,2
VIII	262	70,4	92	24,7	18	4,9
IX	229	69,4	89	27,0	12	3,6
X	254	74,5	75	22,0	12	3,5
Razem	3172	74,5	926	21,7	163	3,8

Stężenia chlorków w wodach jeziora Łebsko

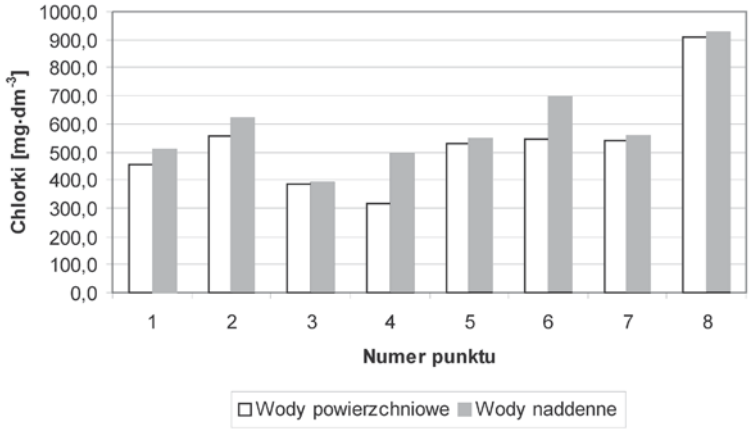
Wyniki pomiarów stężeń chlorków w wodach jeziora Łebsko wykazały, że we wszystkich terminach we wszystkich ośmiu punktach oraz zarówno przy

powierzchni, jak i przy dnie ich wartości były podwyższone (tab. 4). Zaobserwowano prawidłowość, że stężenia chlorków wzrastają w całej toni w miarę zbliżania się do kanału Łeby (ryc. 2). Ponadto wyższe wartości stężeń chlorków występowały w północnej części jeziora. W większości przypadków obserwowano też wyższe wartości w warstwie wody naddennej niż powierzchniowej, a różnice dochodziły często do 200 mg$Cl^{-}\cdot dm^{-3}$. Z kolei wody interstycjalne charakteryzowały się wyższymi stężeniami w porównaniu z wodami powierzchniowymi i naddennymi.

Tab. 4. Skrajne stężenia chlorków (mg $Cl^{-}\cdot dm^{-3}$) w wodach jeziora Łebsko w poszczególnych punktach

Punkt (głębokość)	1 (2,5 m)		2 (2,5 m)		3 (2,0 m)		4 (2,0 m)		5 (3,5 m)		6 (6,0 m)		7 (2,0 m)		8 (2,5 m)	
Woda	maks.	min.	maks.	min.	maks.	min.	maks.	min.	maks.	min.	maks.	min.	maks.	min.	maks.	min.
Powierzchniowa	1590	455	1664	502	1642	383	1326	316	1820	527	1886	547	1843	538	1970	766
Naddenna	1662	508	1741	622	1685	490	1395	296	1883	547	1966	679	1923	557	2443	780
Interstycjalna	1601	557	1838	673	1712	419	1413	250	1954	664	2098	1004	2216	785	2772	1174

Zarejestrowane skrajne stężenia (tab. 4) w wodach powierzchniowych wahały się od 1970 do 316 mg$Cl^{-}\cdot dm^{-3}$, w wodach naddennych od 2443 do 296 mg $Cl^{-}\cdot dm^{-3}$, a w wodach interstycjalnych od 2772 do 250 mg $Cl^{-}\cdot dm^{-3}$. Nie stwierdzono wyraźnych stałych tendencji sezonowych. W każdym sezonie, poza jesienią, rejestrowano zarówno maksymalne, jak i minimalne stężenia.



Ryc. 2. Przykład poziomego i pionowego rozkładu stężenia chlorków w wodach jeziora Łebsko (23.05.2002), 1 – 8 punkty na ryc. 1

Uwarunkowania rozkładu stężeń chlorków

Wyniki 16 serii pomiarów rozkładu stężeń chlorków wykazały, że ich rozkład nawiązywał zarówno do wysokości piętrzenia, jak i do różnicy poziomu

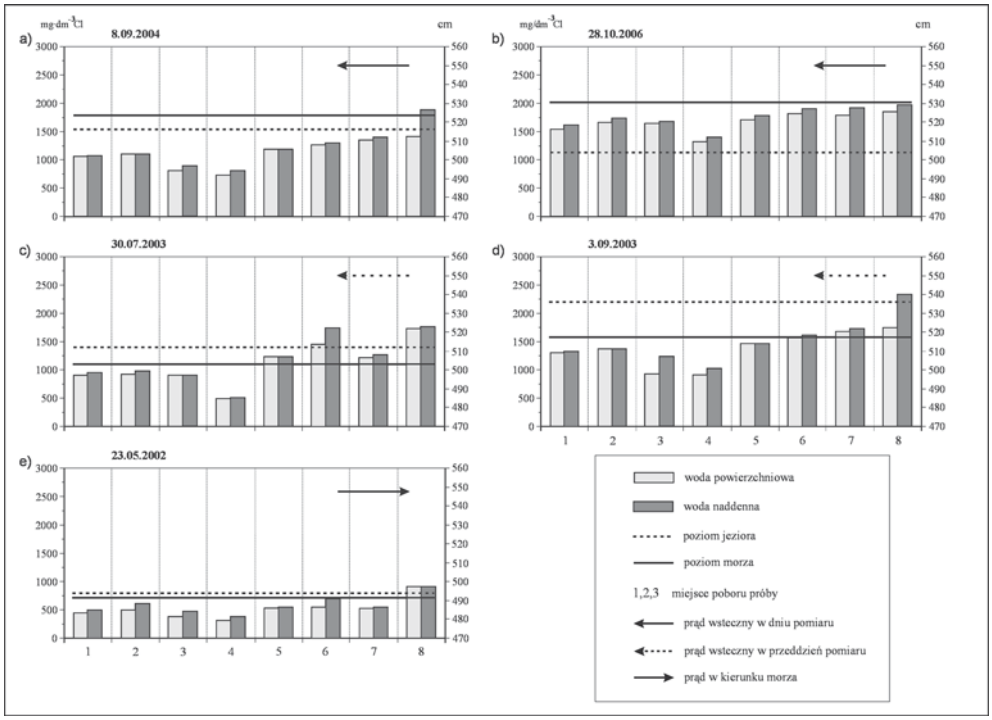
między morzem i jeziorem, ale także do położenia akwenu w przestrzeni geograficznej i topografii dna jeziora. Dla ilustracji tych spostrzeżeń wybrano 5 przykładowych sytuacji.

W sytuacji gdy wysokość piętrzenia w morzu osiągała stan około 530 cm, a woda w kanale Łeby w dniu pomiarów wyraźnie płynęła w kierunku jeziora, uwidocznił się wpływ różnicy poziomów między morzem i jeziorem, a także położenia akwenu na rozkład stężeń chlorków w wodach jeziora. W przypadku różnicy poziomów wynoszącej tylko kilka centymetrów, jedynie w punkcie 8 woda nad dnem miała stężenie 1880 $mg \cdot dm^{-3}$ (ryc. 3a). Natomiast w przypadku różnicy poziomów wynoszącej kilkadziesiąt centymetrów podobnie wysokie stężenia wynoszące od 1981 do 1610 notowano we wszystkich punktach (ryc. 3b). Jedynie w punkcie 4 zlokalizowanym w akwenie, do którego bezpośrednio uchodzi Łeba, stężenia były o około 200 $mg \cdot dm^{-3}$ niższe w stosunku do punktu 1 i około 650 $mg \cdot dm^{-3}$ do punktu 8.

Nieco inny rozkład stężeń chlorków występował, gdy płynięcie wody w kanale Łeby w kierunku jeziora obserwator zarejestrował w dniu poprzedzającym pomiar, a nie w samym dniu pomiaru. Ta sytuacja uwidoczniła znaczenie wysokości piętrzenia i bardziej niż poprzednio położenia akwenu. W dniu pomiaru poziom wody w jeziorze przekraczał 510 cm, a różnica poziomów wynosiła około 10 cm. Natomiast w dniu poprzedzającym różnica poziomów wynosiła zaledwie 1 cm, przy czym wiał intensywny wiatr z północy, wtłaczając wodę morską do jeziora. Najwyższe stężenie chlorków występowało wówczas tylko w punktach 8 i 6, przy czym w tym ostatnim stężenie przy dnie było wyższe o około 300 $mg \cdot dm^{-3}$ niż przy powierzchni (ryc. 3c). Natomiast w innej sytuacji, gdy poziom wody w jeziorze wynosił prawie 540 cm, a różnica poziomów wynosiła ok. 20 cm ogólnie stężenia były wyższe w całej toni jeziora, a w punkcie 8 przy dnie stężenie było wyższe niż przy powierzchni o prawie 600 $mg \cdot dm^{-3}$. Ponadto również w punktach 3 i 4 obserwowano wyraźną różnicę stężeń chlorków pomiędzy wodą powierzchniową i przy dnie (ryc. 3d). Źródłem chlorków w tym wypadku był głównie napływ wody morskiej przez kilka dni z rzędu i jej stagnacja przy dnie.

Jeszcze inny rozkład stężeń chlorków występował, gdy w kanale Łeby woda płynęła w kierunku morza, zarówno w dniu pomiaru, jak i w dniu poprzedzającym pomiar. W takich sytuacjach uwidocznił się również wpływ topografii dna. Gdy poziom wody w morzu był nie wyższy niż 500 cm, a różnica poziomów między morzem a jeziorem wynosiła tylko 2 cm, stężenia chlorków były wyraźnie niższe, a ich wartość nie przekraczała 600 $mg \cdot dm^{-3}$ (ryc. 3e).

Na podstawie uzyskanych wyników można stwierdzić, że nawet w przypadku różnicy poziomu między morzem i jeziorem rzędu 1–2 cm uwidacznia się przepływ w kierunku odwrotnym, tj. przepływ z morza.



Ryc. 3. Rozkład stężeń chlorków w wodach jeziora Łebsko w powiązaniu ze stanami wody w Morzu Bałtyckim i jeziorze Łebsko

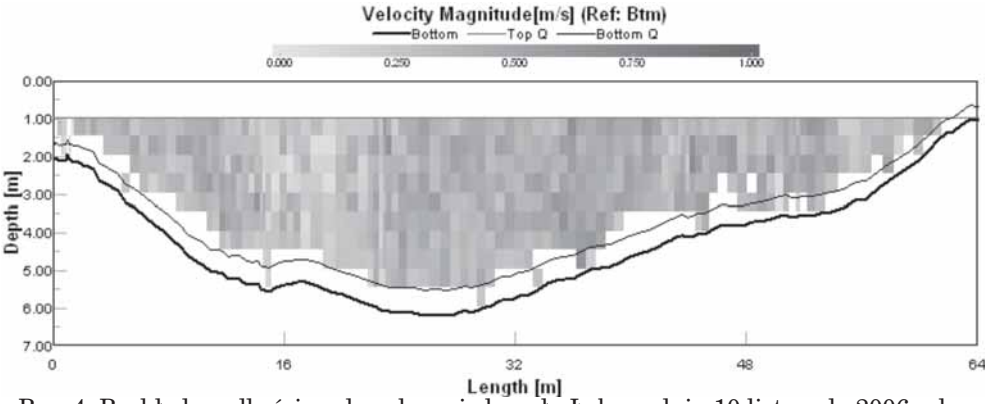
Wymiana wody między morzem a jeziorem i jej konsekwencje

Pojemność jeziora Łebsko wynosi 117 521 tys. m^3, co przy rocznym dopływie potamicznym określanym na 524 mln m^3 (Mikulski 1970) daje wskaźnik wymiany wód równy 4,4 (Drwal, Cieśliński 2006). Można postawić pytanie, jaki w takich warunkach może być wpływ oddziaływania obserwowanych intruzji wód morskich na wody jeziora Łebsko.

Pomiar natężenia przepływu wykonany w dniu 10 listopada 2006 roku przy różnicy poziomów wody w morzu i w jeziorze wynoszącej w dniu wykonywania pomiaru 3 cm (stan morza – 551 cm, stan jeziora – 548 cm) i w dniu poprzedzającym 4 cm (stan morza – 542 cm, stan jeziora – 538 cm) wykazał, że w woda płynęła w kierunku jeziora całym przekrojem koryta rzeki w miarę z jednakową prędkością (ryc. 4). Natężenie przepływu wyniosło średnio 54 $m^3 \cdot s^{-1}$. Przy takim natężeniu intruzji wskaźnik wymiany wynosi 14,5. Gdyby równocześnie założyć brak dopływu potamicznego, napełnianie misy jeziora wodą morską trwałoby około 25 dób (1 702 944 000 $m^3 \cdot rok^{-1}$). Tak długo trwającej intruzji jeszcze nie notowano, nie mówiąc już o tym, że przez cały czas jej

trwania odbywałby się równolegle dopływ wód lądowych, co wydłużyłoby ten okres o kolejne doby.

Woda o podwyższonym zasoleniu rozprzestrzenia się po całej toni jeziora mniej lub bardziej równomiernie, co dobrze ilustruje sytuacja zaobserwowana w dniu 28 października 2006 roku (ryc. 3b). Jednak woda morska, która napłynęła do misy jeziora podczas intruzji, po jej ustaniu nie „cofa się", tak jak to się dzieje w estuariach, lecz jest przez wody potamiczne sukcesywnie spychana (Drwal, Cieśliński 2006). To spychanie najwcześniej uwidacznia się w akwenie, do którego uchodzi rzeka Łeba i rzeka Pustynka (punkty 3 i 4). Natomiast woda o podwyższonym zasoleniu najdłużej utrzymuje się przy dnie, a szczególnie w głęboczkach. Pośrednio świadczą tym o także jeszcze wyższe stężenia chlorków w wodach interstycjalnych niż naddennych. Efektem takiego obiegu wody w jeziorze Łebsko jest stale podwyższone, choć zmienne i różnie rozłożone zasolenie jego wód.



Ryc. 4. Rozkład prędkości wody w korycie kanału Łeby w dniu 10 listopada 2006 roku

Literatura

Bogdanowicz R. (2004): *Hydrologiczne uwarunkowania transportu wybranych związków azotu i fosforu Odrą i Wisłą oraz rzekami Przymorza do Bałtyku*, Wyd. Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk.

Choiński A., Kaniecki A. (2003): *Plan ochrony Słowińskiego Parku Narodowego*, t. IV, (maszynopis) Poznań.

Drwal J., Cieśliński R. (2006): *Quasi-estuaries of the south Baltic coast from a geographic perpective*, [w:] *Wymiana wód w estuariach południowego Bałtyku – ekologia i hydrologia*, Instytut Oceanografii UG, GTN – Wydział V Nauk o Ziemi, Komitet Badań Morza PAN, Gdynia; 21–22.

Mikulski Z. (1970): *Wody śródlądowe w strefie brzegowej południowego Bałtyku*, Prace PIHM, z. 98, Warszawa.

Weber M. (1972): *Bilans wodny jeziora Łebsko*, praca magisterska, maszynopis Instytutu Geografii UW, Warszawa.

Jan Drwal, Ewa Hryniszak
Katedra Hydrologii, Uniwersytet Gdański, Gdańsk

Wewnętrzna struktura hydrograficzna obszaru endoreicznego „Linia"

An internal hydrographical structure of the endoreic area „Linia"

Abstract: The identification of the internal hydrographic structure of areas without outflow at a more detailed level than elementary could explain how such areas influence the river outflow of adjacent catchments and whether large areas, like the ones which occur in the Pomeranian watershed, can form independent units.

The hypothesis has been proposed that the observed variability of the internal structure of areas without outflow, which is suggested to be called unit hydrographic structure, is closely related to the state of depression retention in these areas. The subject of the research is the endorheic area situated in the catchment of the Łupawa and the Łeba. The main method of research is hydrographic interpretation combining detailed field surveys and desk-top research.

Słowa kluczowe: obszary bezodpływowe, struktura hydrograficzna, retencja depresyjna, tereny młodoglacjalne.
Key words: area without outflow, hydrographic structure, depression retention, youth glacial area.

Postawienie zagadnienia

Struktura hydrograficzna obszarów endoreicznych, występujących w terenach młodej akumulacji lodowców plejstoceńskich, została rozpoznana na poziomie elementarnym (Drwal 1982). Obszary te budują elementy hydrograficzne typu: obszary bezodpływowe ewapotranspiracyjne i obszary bezodpływowe chłonne. Natomiast ich strukturę hydrograficzną wyznacza udział oraz położenie względem siebie tych ostatnich (Drwal, Hryniszak 2003).

Podejmowane próby określenia roli elementarnej struktury hydrograficznej obszarów endoreicznych w formowaniu odpływu potamicznego obszarów młodoglacjalnych (Drwal 1982, 1990; Drwal, Hryniszak 2003) nie doprowadziły do zadowalających ustaleń. Z konceptualnego modelu odpływu dla tere-

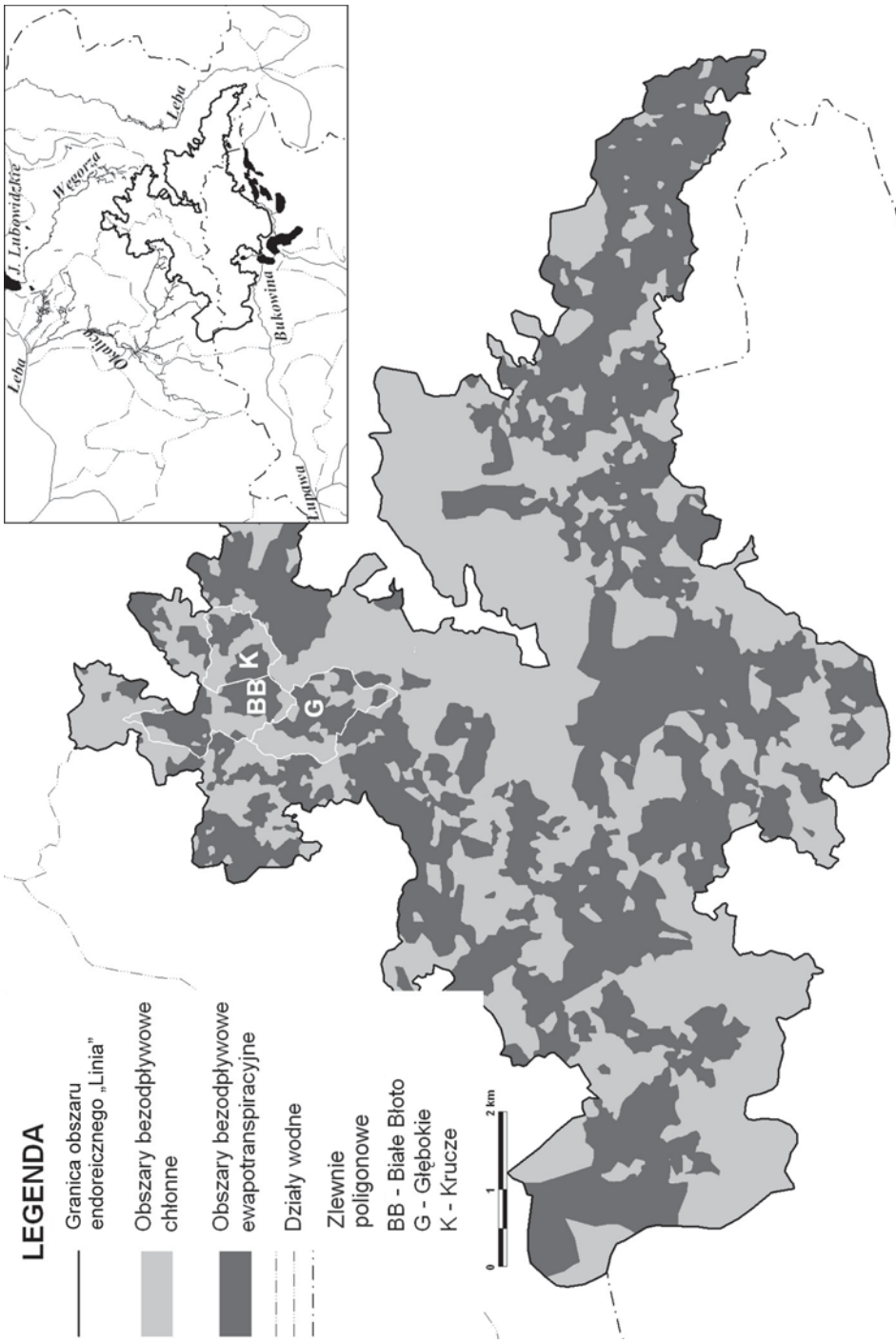
nów młodoglacjalnych (Drwal, Hryniszak 2003) wynika, że elementarna struktura hydrograficzna odzwierciedla tylko drogi rozrządu dopływu atmosferycznego. Natomiast nie daje ona odpowiedzi na pytanie, dlaczego występują obszary bezodpływowe ewapotranspiracyjne i chłonne w sytuacji, gdy opad atmosferyczny jest wyższy od potencjalnej pojemności retencyjnej pojedynczego zagłębienia bezodpływowego. Tiner R. z zespołem (2002), badając zagłębienia bezodpływowe w Stanach Zjednoczonych, zauważył, że nie można analizować procesów hydrologicznych, ograniczając badania do pojedynczych zagłębień, ale należy brać pod uwagę całe tworzone przez nie systemy. Często bowiem okazuje się, że rola dużego obszaru bezodpływowego jest większa niż wynikałoby to z sumowania poszczególnych zagłębień. Jedną z dróg prowadzących do rozwiązania problemu jest rozpoznanie wewnętrznej struktury hydrograficznej obszarów endoreicznych na poziomie bardziej szczegółowym niż elementarny. Zdjęcia lotnicze (Drwal, Furmańczyk 1975) oraz powtarzane w sezonach szczegółowe zdjęcia hydrograficzne (skala 1:10 000) wykazały, że rejestracja zmian hydrograficznych na takim bardziej szczegółowym poziomie jest możliwa. Postawiono hipotezę, że wewnętrzna struktura elementów bezodpływowych jest rozpoznawalna i że jest ona ściśle związana ze stanem retencji depresyjnej w tych elementach.

Obszar badań i metody

Przedmiotem badań był duży, ponad 67 km^2, obszar endoreiczny „Linia” (ryc. 1), który w Podziale hydrograficznym Polski (*Podział...* 2005) należy do zlewni Bukowiny w dorzeczu Łupawy (37,5% powierzchni), zlewni Okalicy i Węgorzy w dorzeczu Łeby (31,9%) oraz do bezpośredniej zlewni Łeby 30,6%. Do szczegółowych badań wybrano liczący 13 km^2 poligon badawczy, na którym znajdują się trzy różniące się między sobą systemy endoreiczne: Białego Błota, Głębokiego i Kruczego.

W postępowaniu badawczym punktem wyjścia było kartowanie hydrograficzne obszaru endoreicznego „Linia”. Wyniki dokumentowano kartograficznie na mapie topograficznej w skali 1:10 000 oraz fotograficznie. Następnie wyznaczono elementarną strukturę hydrograficzną całego obszaru (ryc. 1) oraz dokonano wyboru poligonu badawczego do szczegółowej rejestracji sezonowych zmian sieci hydrograficznej i stanów retencji depresyjnej. Ponadto jednorazowo pobrano próbki utworów powierzchniowych w celu określenia ich przepuszczalności oraz wykonano wiercenia na głównym odbiorniku systemu endoreicznego – Białym Błocie, w celu określenia miąższości torfów.

Następnie wyznaczono zasięg topograficznej zlewni każdego zagłębienia bezodpływowego oraz jego powiązania hydrograficzne z sąsiednimi zlewniami. Pozwoliło to na wydzielenie systemów endoreicznych utworzonych ze zlewni jednostkowych oraz określenie w nich hierarchizacji hydrograficznej.



Ryc. 1. Elementarna struktura hydrograficzna obszaru bezodpływowego „Linia"

W każdym z trzech wydzielonych systemów endoreicznych dokonywano szczegółowej oceny obiektów hydrograficznych. Pomiary powierzchni lustra wody oraz głębokości oczek wodnych umożliwiły obliczenie stanu retencji depresyjnej. Na każdym etapie dokonywano też klasyfikacji zagłębień.

Na ostatnim etapie podjęto próbę powiązania określonych kameralnie potencjalnych możliwości retencyjnych każdego z systemów z aktualnym stanem ich retencji depresyjnej i wyglądem sieci hydrograficznej. Na podstawie mapy topograficznej w skali 1:10 000 oceniono chwilowy stan retencji depresyjnej oraz jej stan potencjalny. Za retencję depresyjną uznano objętość wody wypełniającą zagłębienia bezodpływowe. Natomiast potencjalną retencję depresyjną określono jako objętość wody potrzebną do całkowitego wypełnienia zagłębienia bezodpływowego, którego granicę wyznacza najwyżej położona zamknięta poziomica. Do obliczeń zastosowano już wcześniej wykorzystywane modele przyrównujące misy zagłębień bezodpływowych do brył geometrycznych: stożka i stożka ściętego (Drwal i in. 1989, 1990) oraz dodatkowo do czaszy kulistej.

Elementarna struktura hydrograficzna obszaru endoreicznego „Linia”

Obszar endoreiczny „Linia” składa się z 507 zlewni zagłębień bezodpływowych typu ewapotranspiracyjnego i 1623 typu chłonnego, zajmujących odpowiednio 32,4 km^2 (48%) i 34,7 km^2 (52%) (ryc. 1). Zbudowane są one z utworów przepuszczalnych (sandrowe piaski i żwiry) oraz nieprzepuszczalnych (piaski gliniaste utworzone na glinach i in.). Jednak największą część zajmują w nich piaski luźne, które charakteryzują się średnią przepuszczalnością. Utwory o przepuszczalności słabej, różnego rodzaju piaski gliniaste, występują przeważnie przy granicach poligonu badawczego. Utwory o przepuszczalności zmiennej, jak torfy, zalegają w dnach wilgotnych zagłębień, tworząc wyizolowane wyspy.

Największą część stanowią zagłębienia płytkie, o głębokości do 1,25 m. Jest ich aż 1550, w tym zaledwie 279 zagłębień ewapotranspiracyjnych. Ich powierzchnia wahała się od 56 m^2 do blisko 25 tys. m^2. Najmniej liczną grupę tworzą zagłębienia najgłębsze, czyli o głębokości powyżej 5,6 m. Takich zagłębień jest 27, a tylko w 7 głębokość przekracza 10 m. Szczególnym przypadkiem jest Białe Błoto o powierzchni ponad 10 000 m^2, którego głębokość (od najwyższej zamkniętej poziomicy do poziomu torfowiska) wynosi 23 m, ale całkowita jego głębokość jest prawie dwukrotnie większa. Wiercenia wykazały, że miąższość torfów w środkowej części zagłębienia przekracza 21 m. Ich wstępna analiza makroskopowa wykazuje, że są to jednorodne torfy. Nie stwierdzono żadnych przewarstwień osadami typu gytia, a jedynie wystąpiły

kilkucentymetrowe soczewki wody. Inne jest zagłębienie Głębokie, posiadające zbocza nachylone 10° tak, że przy powierzchni wyznaczonej przez najwyższą zamkniętą poziomicę wynoszącej 40 tys. m^2, jego dno ma powierzchnię zaledwie kilku m^2. W środkowej części zlewni Kruczego znajduje się również zagłębienie o powierzchni wynoszącej ponad 550 tys. m^2. W jego dnie, na podobnej wysokości bezwzględnej, występuje wiele mniejszych zagłębień wypełnionych wodą. W dnie największego z nich utworzyło się torfowisko niskie o powierzchni około 3000 m^2. Pozostałe zagłębienia, leżące w zlewni Kruczego, są chłonne.

Hierarchizacja systemów Białego Błota, Głębokiego i Kruczego

Systemy endoreiczne mogą być hierarchizowane wg zasady, że o ich rzędzie decyduje liczba połączonych ze sobą zagłębień ewapotranspiracyjnych lub chłonnych, ale których dno, w okresach szczególnie wilgotnych, może być również wypełnione wodą, jej nadwyżki zaś mogą odpływać ciekami (kaskadowo) do niżej położonych zagłębień. Do zlewni zagłębień rzędu pierwszego (1) woda nie przelewa się z sąsiednich zagłębień. Zagłębienia, do których przelewa się woda z zagłębień pierwszego rzędu, mają rząd drugi (2) itd. (Drwal 1982). Wszystkie zagłębienia obszaru endoreicznego „Linia" zhierarchizowano według powyższych zasad, przyjmując za podstawę sieć hydrograficzną oraz rysunek poziomicowy na mapie topograficznej w skali 1:10 000.

Najczęściej występują zlewnie zagłębień rzędu 1. Jednak niektóre połączone ciekami tworzą całe układy endoreiczne lokalnie odprowadzające wody do bazy erozyjnej, jaką jest dno zagłębienia znajdującego się najniżej. Wśród nich są niewielkie, których odbiornik ma rząd 2. lub rząd 3., ale zdarzają się też bardziej rozbudowane, z odbiornikiem rzędu 6., 7., a nawet 8. Takich większych systemów jest na obszarze bezodpływowym „Linia" sześć. Dwa z nich znajdują się na poligonie, w którym dokonywano szczegółowej rejestracji aktualnego stanu obiektów hydrograficznych w różnych sezonach. Stwierdzono, że systemy zlewni bezodpływowych Białe Błoto i Głębokie w poszczególnych sezonach reprezentują niższe rzędy.

System, którego odbiornikiem jest Białe Błoto, jest 8. rzędu. Tak rozbudowany funkcjonuje tylko po gwałtownym roztopach. W takich warunkach uchodzi do niego ciek, który łączy je z położonymi wyżej zagłębieniami. Przez większą część roku ciek łączy tylko zagłębienia znajdujące się w najwyższej, północnej części zlewni. Powstałe w ten sposób układy mają rząd 2. lub 3. W lecie i na początku jesieni ciek wysycha, a zatem wszystkie zagłębienia stają się w hierarchii rzędu pierwszego.

Na południe od zlewni Białego Błota znajduje się system, którego odbiornikiem jest zagłębienie Głębokie. Jest to system rzędu 9. Jednak tak wysoki rząd osiąga tylko okresowo, gdy po intensywnych opadach lub roztopach powstaje ciek łączący go z zagłębieniem wyżej leżącym. Przez pozostałą część roku odbiornik jest rzędu 1., w górnej części zaś tworzą się systemy 2. lub 3. rzędu.

W systemie bagna Kruczego brak nawet epizodycznych cieków, a według mapy wszystkie zagłębienia posiadają rząd 1. Hierarchizacja nie ulega zmianie nawet podczas obfitego zasilania. Jedynie w suchych okresach zmniejsza się liczba zagłębień ewapotranspiracyjnych.

Sezonowe zmiany sieci hydrograficznej oraz stanu retencji depresyjnej

Obliczono, że warstwa potencjalnej retencji depresyjnej całego obszaru bezodpływowego „Linia” wynosi 203 mm. Dla systemu Białego Błota przyjmuje wartość 65 mm, Głębokiego 368 mm i Kruczego 84 mm (wg mapy topograficznej).

Na podstawie pomiarów w poszczególnych sezonach wykazano, że stan rzeczywistej retencji jest mniejszy od potencjalnej. Tylko dno niektórych, raczej mniejszych zagłębień wypełnia się wodą całkowicie i to tylko okresowo. W styczniu 2005 roku w systemach Białe Błoto i Głębokie najwyższy stan retencji depresyjnej został osiągnięty wiosną oraz zimą po roztopach i wynosił odpowiednio 1,6 mm i 3,7 mm (tab. 1). Jeszcze wyższe wartości stwierdzono w kwietniu 2006 roku, odpowiednio 3,3 mm i 4,5 mm. W wymienionych terminach doszło do wyczerpania się możliwości retencyjnych pojedynczych, wyżej leżących zagłębień, a wówczas nastąpił odpływ ciekami okresowymi do niższych zagłębień. Jednak nie doszło jeszcze do uruchomienia całych systemów, gdyż zretencjonowanej wody nie wystarczyło do uruchomienia wszystkich cieków.

Tab. 1. Sezonowe zmiany retencji depresyjnej i elementeranej struktury hydrograficznej systemów endoreicznych

	Potencjalna retencja depresyjna [mm]	15 I 2005		20 X 2005		20 IV 2006		29 VI 2006	
		R_z [mm]	Pe [%]	R_z [mm]	Pe [%]	R_z [mm]	Pe [%]	R_z [mm]	Pe [%]
Białe Błoto	56	1,6	14,8	0	6,4	3,3	22,0	0	10,5
Głębokie	368	3,7	33,0	0,4	20,0	4,5	27,0	0,3	20,0
Krucze	84	0,2	39,5	0	30,0	0	30,0	0	39,5

R_z – wskaźnik rzeczywistej retencji depresyjnej; Pe – procentowy udział obszarów ewapotranspiracyjnych w powierzchni zlewni eksperymentalnych.

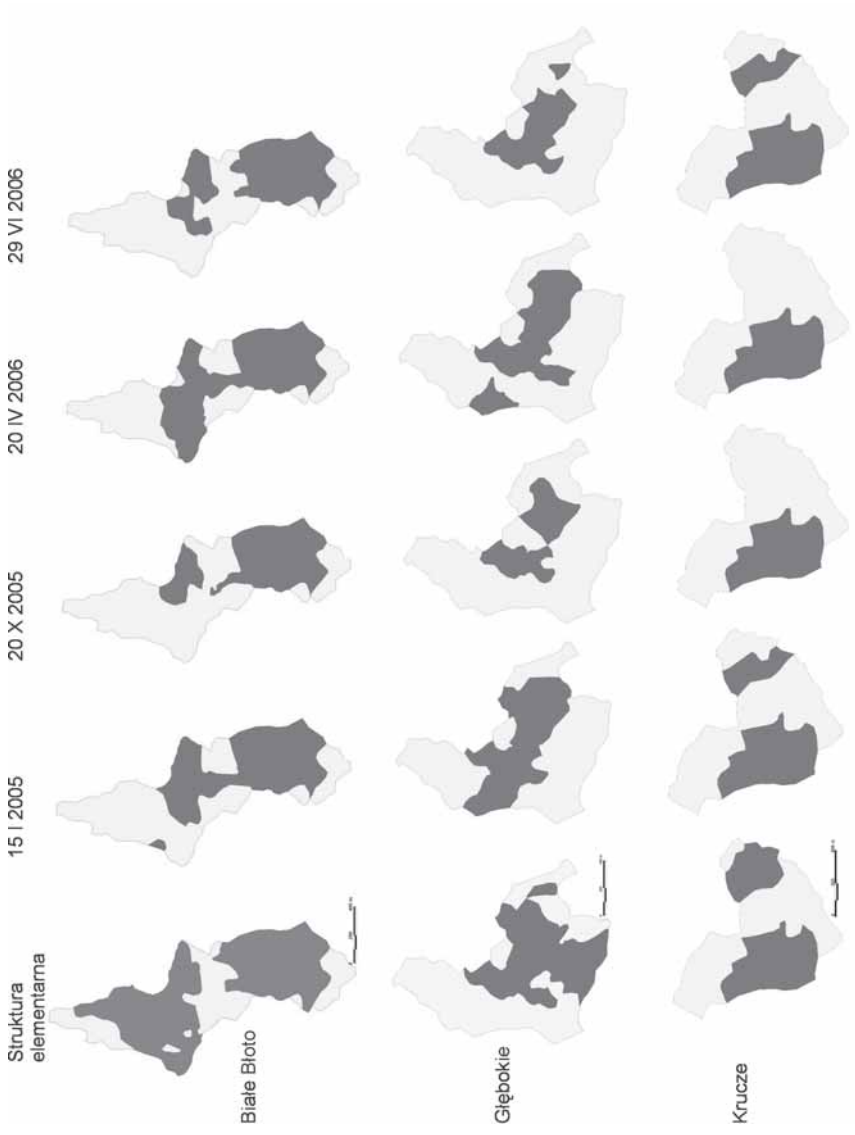
Latem i wczesną jesienią 2005 i 2006 roku retencja depresyjna była najmniejsza. W październiku 2005 roku, po suchym lecie, nastąpiła ciepła, słoneczna jesień. Zniknęły wówczas nawet kałuże w zagłębieniach torfowiska Białe Błoto, w zlewni Głębokiego stan retencji depresyjnej także wyniósł 0 mm.

Systemy endoreiczne Białego Błota, Głębokiego i Kruczego zostały wyłączone z odpływu lokalnego. Największy stan retencja osiągnęła w kwietniu i styczniu, jednakże nawet wówczas stanowiła zaledwie mały ułamek retencji potencjalnej. W tych terminach systemy endoreiczne miały w dalszym ciągu duże, niewykorzystane rezerwy retencji potencjalnej.

Jednostkowa struktura hydrograficzna obszarów endoreicznych

Według mapy elementarnej struktury hydrograficznej w zlewni Białego Błota obszary bezodpływowe ewapotranspiracyjne zajmują 70% powierzchni, w zlewni Głębokiego 42%, w zlewni Kruczego 61% (ryc. 1 i 2). Udział i układ tych jednostek strukturalnych w różnych sezonach jest zmienny. Porównanie zmierzonych kolejno aktualnych stanów retencji odpowiada elementarnej strukturze hydrograficznej (ryc. 2) powiązanej z rzeczywistą retencją depresyjną w zlewni (tab. 1). Gdy stan retencji aktualnej był najwyższy, udział obszarów ewapotranspiracyjnych był oczywiście proporcjonalnie większy (ryc. 2), natomiast w sezonach suchych, gdy stan retencji był najniższy lub zerowy, powierzchnie obszarów chłonnych wzrastały.

Wysoka potencjalna retencja depresyjna zarówno systemów Białego Błota, Głębokiego i Kruczego, jak i całego obszaru endoreicznego „Linia" decyduje o tym, że występujące okresowo nadwyżki wody nie mogą odpłynąć drogą powierzchniową, zatem w istniejących warunkach środowiska geograficznego teren ten musi być bezodpływowy powierzchniowo. Można postawić pytanie, czy możliwe jest wskazanie stanu, który w procesie obiegu wody decyduje o rozrządzie nadwyżek wodnych na powierzchni terenu czy też w dalszym ciągu można tylko uznawać, że o tym rozrządzie decydują przepuszczalność i wielkość dopływu atmosferycznego (Drwal 1990). Uzyskane wyniki wskazują, że za ten rozrząd odpowiada retencja depresyjna i że można jej stan oceniać poprzez określenie struktury hydrograficznej na poziomie niższym niż elementarny, który proponujemy nazywać strukturą jednostkową.



Ryc. 2. Jednostkowa struktura hydrograficzna systemów endoreicznych i jej zmienność sezonowa

Literatura

Drwal J. (1982): *Wykształcenie i organizacja sieci hydrograficznej jako podstawa oceny struktury odpływu na terenach młodoglacjalnych*, Zeszyty Naukowe, Rozprawy i Monografie, 33, Uniwersytet Gdański.

Drwal J. (1990): *Quasiendoreizm w Europie Środkowej*, Przegląd Geograficzny, t. LXII, z. 3–4, Gdańsk.

Drwal J., Błaszkowski J., Lidzbarski P., Bogdanowicz R., Koska J. (1989): *Określenie wielkości retencji powierzchniowej podsystemu basenu jeziora Druzno, próba określenia dopuszczalnych zmian w obiegu wody w aspekcie naturalnych możliwości retencyjnych podsystemu*, Katedra Hydrologii i Klimatologii Uniwersytetu Gdańskiego, maszynopis.

Drwal J., Furmańczyk K. (1975): *Wstępna analiza hydrograficzna poligonu gdańskiego*, Fotointerpretacja w Geografii, z. 9, Instytut Geografii, Uniwersytet Gdański.

Drwal J., Hryniszak E. (2003): *Hydrologiczne funkcje zagłębień bezodpływowych w terenach młodej akumulacji lodowców skandynawskich*, [w:] *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych*, A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), UAM, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań.

Podział hydrograficzny Polski (2005): Mapa 1:200 000, H. Czarnecka (red.), IMiGW, Warszawa.

Tiner R., Bergquist H., DeAlessio G., Starr M. (2002): *Geographically Isolated Wetlands: A Preliminary Assessment of their Characteristics and Status in Selected Areas of the United States*, U.D. Department of the Interior, Fish and Wildlife Service, Northeast Region, Hadley, MA.

Joanna Fac-Beneda
Katedra Hydrologii, Uniwersytet Gdański, Gdańsk

Formowanie się i organizacja odpływu w systemie Słupi, Łupawy i Łeby

Forming and organisation of outflow in Słupia, Łupawa and Łeba systems

Abstract: The systems of three neighbouring rivers: the Słupia up to the profile in Charnowo, the Łupawa up to the profile in Smołdzino and the Łeba up to the profile in Cecenowo have been selected for researches. The formation and organisation of outflow in these systems were determined using the method of network analysis and the method of hydrographic interpretation. In the analysed systems, units of local structure and units of regional structure were distinguished. Hydrographic local structure shows parts of drainage area where potamic outflow is formed while hydrographic regional structure shows these parts of drainage area where outflow is organised. According to theory about organising of outflow in young glacial areas outflow is organised by the initial catchmens, the local catchments, the spring catchments and the secondary drainage areas and last but not least whole system.

The information on the distribution of units of regional structure of regional outflow makes it possible to determine the significance (regional or supraregional) of the analyzed.

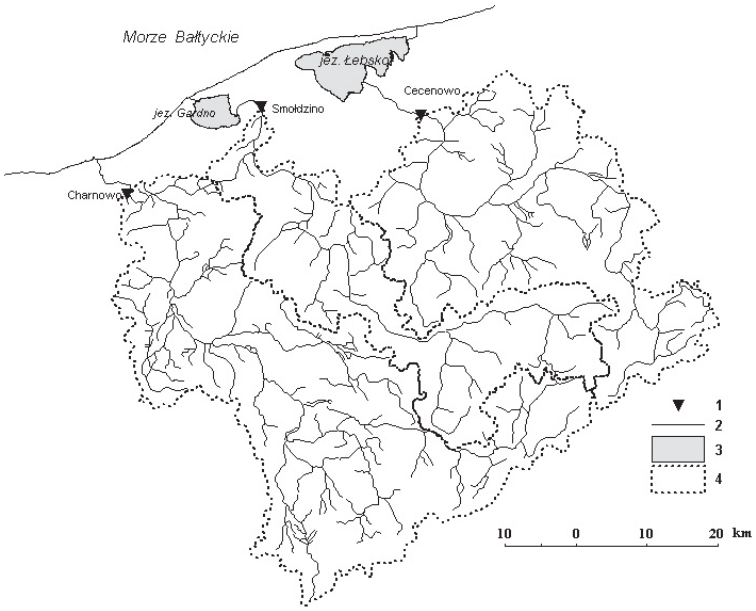
Słowa kluczowe: system terytorialny, interpretacja hydrograficzna, struktura hydrograficzna elementarna, lokalna i regionalna.
Key words: territorial system, hydrographic interpretation, hydrographic elementary, local and regional structures.

Wprowadzenie

Rozwijana w ośrodku gdańskim od początku lat osiemdziesiątych ubiegłego wieku teoria organizowania się odpływu potamicznego w młodoglacjalnych systemach hydrograficznych poprzez przestrzenne ośrodki retencji (Drwal 1982) umożliwia podjęcie próby określenia etapu organizacji odpływu w danym dorzeczu poprzez odczytanie jego struktury hydrograficznej. W pracy przyjęto, nawiązując do tej propozycji, że system hydrograficzny jest systemem terytorialnym. W takim systemie odpływ potamiczny formuje się po-

przez tworzenie się jego składowych genetycznych, to jest: odpływu powierzchniowego, podpowierzchniowego i bazowego, w różnych częściach dorzecza. Natomiast organizacja odpływu to obejmowanie sukcesywnie odpływem nadwyżek wodnych zretencjonowanych w kolejnych zbiornikach retencji (Drwal, Hryniszak 2003).

Do badań włączono dorzecza Słupi (po profil Chanowo), Łupawy (po profil Smołdzino) i Łeby (po profil Cecenowo), należące do północnego skłonu Pojezierzy Południowobałtyckich (ryc. 1). Dorzecza te wchodzą w skład Kaszubskiego Systemu Hydrograficznego (ksh).



Ryc. 1. Położenie obszaru badań;
1 – profil zamykający, 2 – cieki, 3 – jeziora, 4 – dorzecze

Metoda

W pracy jako podstawowe podejście badawcze zastosowano metodę interpretacji hydrograficznej. Punktem wyjścia było wyrysowanie w wersji cyfrowej tkanki wodnej z map topograficznych w skali 1:50 000. W następnym etapie zhierarchizowano cieki metodą tzw. hierarchizacji odwróconej adaptowanej do terenów młodoglacjalnych (Drwal 1982). W metodzie tej o randze cieku decyduje zarówno kolejność łączenia się równorzędnych cieków (jak w metodzie Hortona-Strahlera), jak i liczba przyjętych cieków i rowów niższych rzędów, tzw. dzikich, w tym ostatnim wypadku w modyfikacji Fac-Be-

nedy (2003). Tak zhierarchizowana sieć rzeczna pozwala wyznaczyć elementarną strukturę hydrograficzną, którą tworzą różne pod względem wykształcenia, jak i funkcji w formowaniu i organizacji odpływu typy powierzchni dorzeczy, ich ułożenie względem siebie oraz rozmieszczenie w dorzeczu.

Elementarna struktura hydrograficzna była podstawą do podjętej w kolejnych etapach próby opracowania lokalnej i regionalnej struktury hydrograficznej. Polegała ona na agregacji kolejnych jednostek struktury elementarnej w jednostki struktury lokalnej i regionalnej.

Określanie struktury lokalnej

Struktura elementarna pokazuje, jaką funkcję pełnią poszczególne fragmenty powierzchni dorzecza w formowaniu odpływu powierzchniowego, podpowierzchniowego i w alimentowaniu podziemnej fazy krążenia w nim wody. Elementarna struktura hydrograficzna pozwala też na wyznaczenie struktury lokalnej (tab. 1). Struktura lokalna pokazuje nie tyle funkcję hydrologiczną, jaką pełni powierzchnia dorzecza, ale już części dorzecza, w których formuje się odpływ potamiczny. W zlewni bezpośredniej stałej formuje się odpływ powierzchniowy, w zlewni bezpośredniej okresowej – odpływ powierzchniowy i podpowierzchniowy, w zlewni pośredniej czynnej – odpływ bazowy i podpowierzchniowy, natomiast w zlewni pośredniej biernej – odpływ podpowierzchniowy i bazowy. Odbiorniki, zgodnie z nazwą, odbierają nadwyżki wody formowane w owych zlewniach.

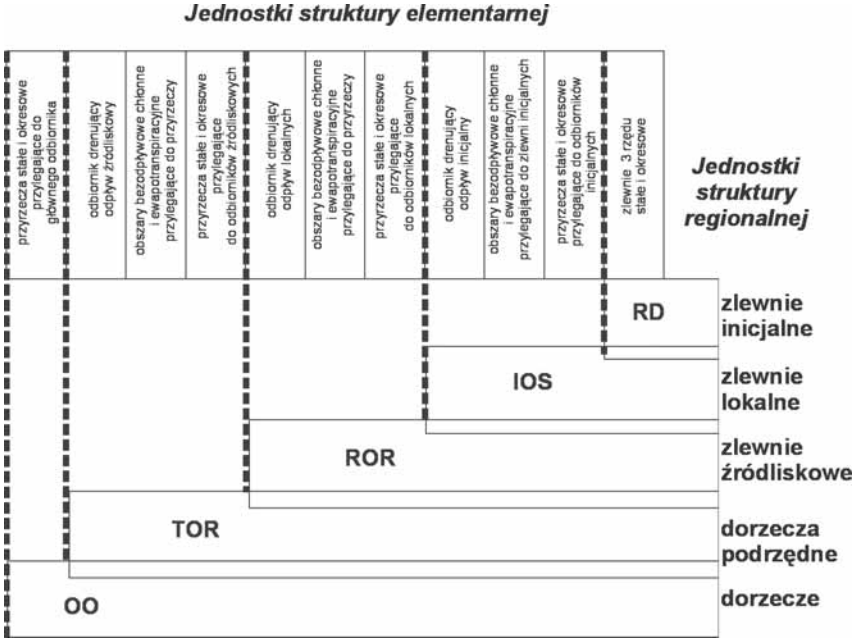
Tab. 1. Jednostki lokalnej struktury hydrograficznej

Jednostki struktury elementarnej	Jednostki struktury lokalnej	
	podstawowe	szczegółowe
zlewnie 3 rzędu stałe	zlewnia bezpośrednia	zlewnia stała
przyrzecza stałe		
zlewnie 3 rzędu okresowe		zlewnia okresowa
przyrzecza okresowe		
obszary bezodpływowe chłonne	zlewnia pośrednia	zlewnia czynna
obszary bezodpływowe ewapotranspiracyjne		zlewnia bierna
odbiorniki	odbiorniki	

Określanie struktury regionalnej

O ile lokalna struktura hydrograficzna pokazuje części dorzecza, w których formuje się odpływ potamiczny, to regionalna struktura hydrograficzna ukazuje części dorzecza, gdzie się on organizuje (ryc. 2). Włączanie do odpływu potamicznego nadwyżek wodnych zretencjonowanych w kolejnych zbiornikach powoduje zwiększenie powierzchni objętej odpływem i zmianę gene-

tycznej struktury odpływu oraz zwiększenie odpływu. W wyniku punktowego włączania kolejnych, coraz to większych zbiorników zmiany te są coraz bardziej skokowe. W organizowaniu odpływu obok odpływu regionalnego występuje również odpływ tranzytowy (Drwal 1992). W organizowaniu odpływu regionalnego biorą udział zlewnie inicjalne (formuje się odpływ powierzchniowy i podpowierzchniowy), zlewnie lokalne (formuje się odpływ bazowy) oraz zlewnie źródliskowe (w pełni wykształca się odpływ potamiczny reprezentatywny dla regionu). Natomiast organizowanie się odpływu tranzytowego odbywa się w dorzeczach podrzędnych. Punkt wyjścia do określenia jednostek organizacji odpływu potamicznego przedstawiono na ryc. 2.



Ryc. 2. Agregowanie jednostek struktury elementarnej w jednostki regionalnej struktury hydrograficznej przedstawione na modelu kaskady zbiorników retencji opracowanego (Drwal, Hryniszak 2003) dla terenów młodoglacjalnych

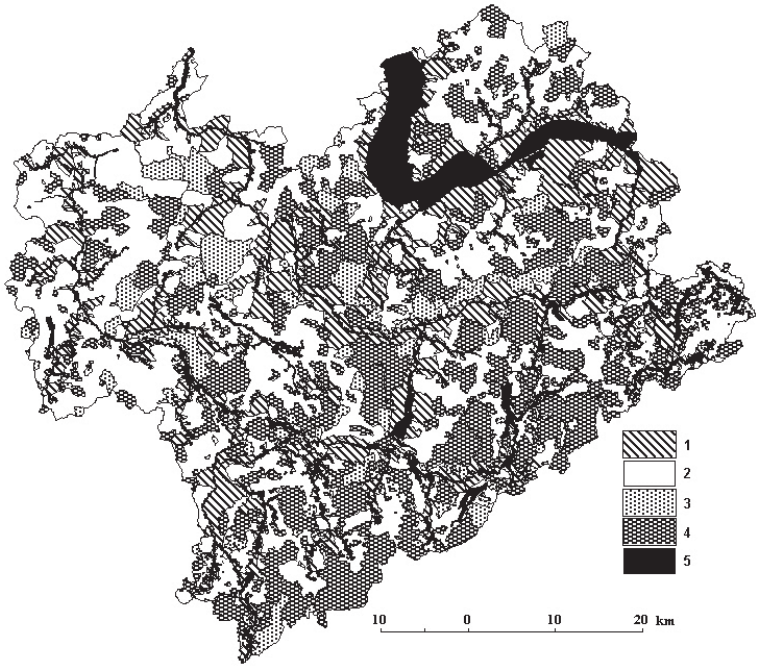
Lokalna struktura hydrograficzna w poszczególnych dorzeczach

Badane dorzecza są różnego rzędu; Łeba – 8, Łupawa – 7 oraz Słupia – 9. Udział w nich poszczególnych jednostek lokalnej struktury hydrograficznej przedstawiono w tabeli 2.

Tab. 2. Jednostki lokalnej struktury hydrograficznej w dorzeczach Łeby, Łupawy i Słupi (Fac-Beneda 2005, zmienione).

Jednostki struktury lokalnej	Dorzecze Łeby		Dorzecze Łupawy		Dorzecze Słupi	
	km²	%	km²	%	km²	%
dorzecze	1125,4	100	809,7	100	1584,6	100
zlewnia bezpośrednia stała	451,1	40	281,1	35	766,8	48
zlewnia bezpośrednia okresowa	238,6	21	206,8	26	212,5	13
łącznie	689,7	61	487,7	61	979,3	62
zlewnia pośrednia czynna	54,1	5	108,9	13	129,6	8
zlewnia pośrednia bierna	222,2	20	184,0	23	408,3	26
łącznie	276,3	25	293,0	36	537,9	34
odbiorniki	159,1	14	27,1	3	67,4	4

W rozmieszczeniu jednostek struktury lokalnej charakterystyczny jest fakt, iż w górnych partiach badanych systemów oraz przy granicy działu wodnego przeważa zlewnia pośrednia (ryc. 3). Największą powierzchnię zlewni pośredniej posiada dorzecze Łupawy (36%), przy czym we wszystkich dorzeczach przeważa zlewnia pośrednia bierna. We wszystkich dorzeczach zlewnia bezpośrednia zajmuje największą powierzchnię (około 60%) i przeważa w dolnych partiach systemów. W dorzeczu Słupi uwidacznia się największa różnica (35%) pomiędzy zlewnią bezpośrednią stałą i okresową. Równocześnie sys-



Ryc. 3. Jednostki lokalnej struktury hydrograficznej w dorzeczach Słupi, Łupawy i Łeby; 1 – zlewnia bezpośrednia okresowa, 2 – zlewnia bezpośrednia stała, 3 – zlewnia pośrednia czynna, 4 – zlewnia pośrednia bierna, 5 – odbiornik

tem Słupi posiada największą procentowo zlewnię bezpośrednią stałą. Powierzchnie odbiorników nie przekraczają 4%. Wyjątek stanowi tu system Łeby, gdzie odbiorniki zajmują 14% całkowitej powierzchni. Łeba bowiem płynie w swoim środkowym i dolnym biegu w szerokiej pradolinie (Pradolina Redy-Łeby). Duży udział zlewni pośredniej w każdym z badanych systemów odzwierciedla się w strukturze genetycznej odpływu w profilach zamykających. Odpływ podziemny w badanych systemach kształtuje się bowiem na poziomie ok. 80% (Bogdanowicz 2004).

Regionalna struktura hydrograficzna w poszczególnych dorzeczach

Udział w badanych dorzeczach poszczególnych jednostek regionalnej struktury hydrograficznej przedstawiono w tab. 3. W rozmieszczeniu jednostek tej struktury charakterystyczny jest fakt, iż w górnych partiach dorzeczy występują wyłącznie zlewnie inicjalne, lokalne i zlewnie źródliskowe, przy czym zdecydowanie największa procentowo powierzchnia występuje w dorzeczu Łupawy, najmniejsza zaś w dorzeczu Łeby (ryc. 4).

Tab. 3. Jednostki regionalnej struktury hydrograficznej w dorzeczach Łeby, Łupawy i Słupi

Jednostki struktury regionalnej	Dorzecze Łeby		Dorzecze Łupawy		Dorzecze Słupi	
	km²	%	km²	%	km²	%
zlewnie inicjalne	352,2	31	172,7	21	511,9	32
zlewnie lokalne	671,3	60	382,6	47	1139,3	72
zlewnie źródliskowe	798,5	71	612,4	76	1374,7	87
dorzecza podrzędne	930,8	83	692,3	86	1525,2	96
dorzecze	1125,4	100	809,7	100	1584,6	100

Najmniejszą procentowo powierzchnię zlewni inicjalnych i lokalnych w stosunku do całego dorzecza zaobserwowano w dorzeczu Łupawy, co potwierdza również najniższy rząd Łupawy (7). Największa zaś powierzchnia tych jednostek występuje w dorzeczu Słupi (rząd 9). Charakterystyczny jest również fakt, że największy procentowy udział jednostek regionalnej struktury hydrograficznej – zlewni źródliskowych – w jednostkach odpływu tranzytowego występuje również w tym dorzeczu.

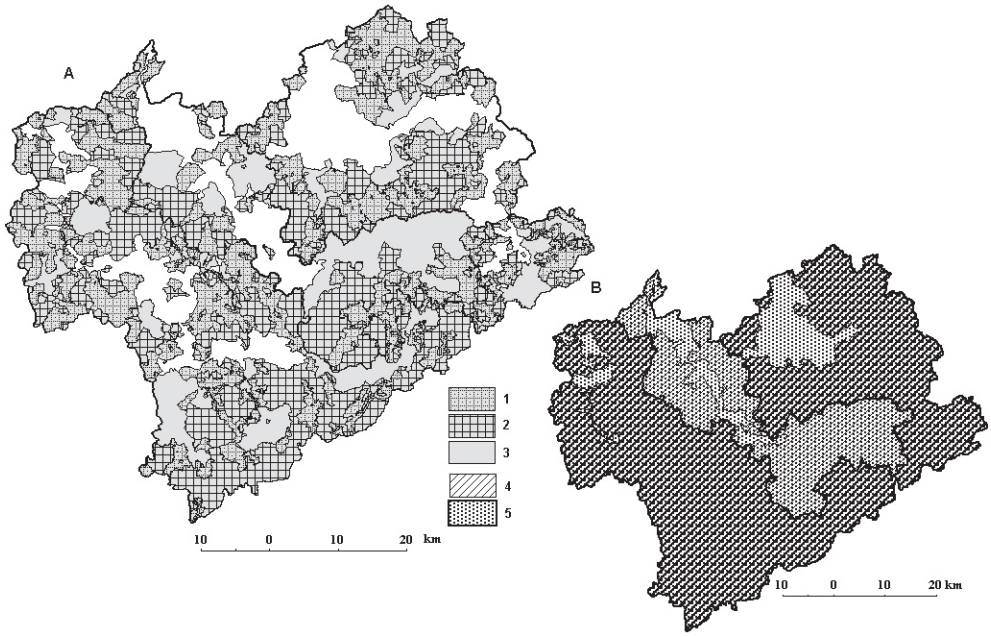
Wnioski

Teoria organizowania się odpływu potamicznego w młodoglacjalnych systemach hydrograficznych poprzez przestrzenne ośrodki retencji umożliwia

określenie lokalnej i regionalnej struktury hydrograficznej dorzeczy, jeżeli wcześniej wyznaczy się ich elementarną strukturę hydrograficzną.

Lokalna struktura hydrograficzna pokazuje części dorzecza (jednostki), w których formują się poszczególne składowe odpływu potamicznego. Natomiast regionalna struktura hydrograficzna pokazuje te części dorzecza, w których odpływ ten się organizuje. Według przyjętej tu teorii organizowania się odpływu w terenach młodoglacjalnych odpływem potamicznym sukcesywnie obejmowana jest coraz większa część zretencjonowanych nadwyżek wodnych, czego efektem jest organizowanie się tego odpływu etapami, poczynając od zlewni inicjalnych, poprzez lokalne i źródliskowe, dorzecza podrzędne, kończąc na całym systemie.

Największy procentowo udział zlewni bezpośredniej stałej oraz zlewni źródliskowej i dorzecza podrzędnego w systemie Słupi świadczy o najlepszym zorganizowaniu tego systemu. Natomiast charakterystyczna pasowość rozmieszczenia zlewni źródliskowych (ryc. 4), nawiązująca do głównych osi hydrograficznych, którymi w północnej części Kaszubskiego Systemu Hydrograficznego są Słupia, Łupawa i Łeba, świadczy o regionalnym znaczeniu sieci wymienionych dorzeczy.



Ryc. 4. Jednostki regionalnej struktury hydrograficznej w dorzeczach Słupi, Łupawy i Łeby; A: 1 – zlewnia inicjalna, 2 – zlewnia lokalna, 3 – zlewnia źródliskowa, B: 4 – dorzecze podrzędne, 5 – dorzecze

Literatura

B o g d a n o w i c z R. (2004): *Hydrologiczne uwarunkowania transportu wybranych związków azotu i fosforu Odrą i Wisłą oraz rzekami Przymorza do Bałtyku*, Wyd. UG, Gdańsk.

D r w a l J. (1982): *Wykształcenie i organizacja sieci hydrograficznej jako podstawa oceny struktury odpływu na terenach młodoglacjalnych*, Zesz. Nauk. UG, Rozprawy i monografie, 33, Gdańsk.

D r w a l J. (1992): *Geograficzna interpretacja systemów hydrograficznych (w terenach młodej plejstoceńskiej akumulacji polodowcowej)*, Katedra Hydrologii UG, Gdańsk (maszynopis).

D r w a l J., H r y n i s z a k E. (2003): *Hydrologiczne funkcje zagłębień bezodpływowych w terenach młodej akumulacji lodowców skandynawskich*, [w:] *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych*, A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), UAM, Instytut Bud. Czwartorz. i Geoekologii, Zakład Geologii, Stacja Geoekol. w Storkowie, Bogucki Wyd. Naukowe, Poznań.

F a c - B e n e d a J. (2003): *Wymiar fraktalny sieci rzecznej uporządkowanej metodą Hortona-Strahlera i metodą Drwala*, [w:] *Ewolucja Pojezierzy i Pobrzeży Południowobałtyckich u schyłku ostatniego glacjału i w holocenie*, R. Gołębiewski (red.), Gdańsk; 27–36.

F a c - B e n e d a J. (2005): *Hydrologiczne funkcje jednostek struktury hydrograficznej w zlewniach młodoglacjalnych*, [w:] *Funkcjonowanie i monitoring geoekosystemów Polski w warunkach narastającej antropopresji*, Materiały konferencyjne XVI Ogólnopolskiego Sympozjum Monitoringu Środowiska Przyrodniczego, Wigry 15–17 września 2005.

Łukasz Franczak
Zakład Hydrografii, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Reżim hydrologiczny zagłębień bezodpływowych w rejonie Komaszyc (Kotlina Chodelska)

Hydrological regime of undrained depressions in the Komaszyce area (the Chodel Basin)

Abstract: The paper presents an analysis of changes of groundwater table location in undrained depressions in the western part of the Lublin Upland. There are undrained depressions permanently filled with water and those, in which water occurs only during spring melting periods. Some depressions can be filled with water all year long in the moist years. The maximum annual groundwater levels in considered depressions the most frequently occur in March and April, and the total decay of water, depended on particular features of the object, takes place in various periods. The lowest groundwater levels are usually observed in the period October–January.

Słowa kluczowe: zagłębienie bezodpływowe, zjawiska krasowe, Wyżyna Lubelska.
Key words: undrained depression, karst phenomena, Lublin Upland.

Wprowadzenie

Aspekt hydrologiczny zagłębień bezodpływowych występujących na obszarze Polski od lat budzi zainteresowanie wielu badaczy (Werner-Więckowska 1950/51; Kowalska 1968; Drwal 1972; Drwal, Lange 1985; Drwal, Hryniszak 2003). Znaczna część tych opracowań odnosi się do obszarów Polski północnej, gdzie tego typu formy są bardzo powszechne, a ich zespoły tworzą często rozległe obszary bezodpływowe mające duży wpływ na obieg wody. Mniej uwagi poświęca się natomiast pozostałym regionom Polski, w których formy te nie występują często. Wydaje się jednak, że ze względu na zróżnicowaną genezę, a w związku z tym odmienne warunki wodne panujące w tych zagłębieniach, również one wymagają bliższego poznania. Na Lubelszczyźnie najczęściej występują zagłębienia bezodpływowe o genezie krasowej – werteby. Opracowania dotyczące tych form mają zazwyczaj charakter geologiczno-morfologiczny (Wilgat 1949; Kęsik 1963; Harasimiuk i in. 1971) i rzadko koncentrują się na hydrologicznej stronie zagadnienia (Wilgat 1949; Kuszyk 1987; Franczak 2006).

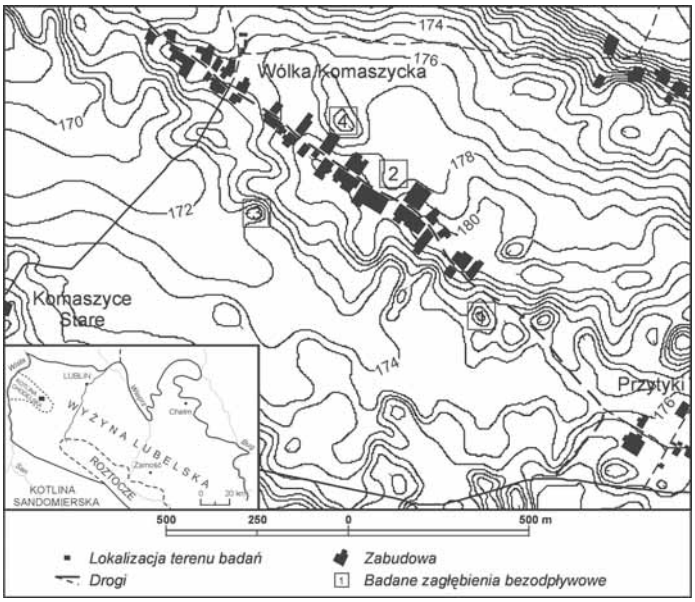
Cel i metody pracy

Celem niniejszego opracowania jest analiza położenia zwierciadła wody w zagłębieniach bezodpływowych oraz powiązanie zmian zasobów wodnych z wybranymi elementami środowiska geograficznego.

Na podstawie kartowania terenowego wytypowano zagłębienia bezodpływowe, w których w roku hydrologicznym 2005 obserwowano zmiany stanów wód powierzchniowych i podziemnych. W celu uzyskania informacji o występowaniu wód podziemnych w obrębie analizowanego obszaru prowadzono systematyczne pomiary stanów wód w najbliżej zlokalizowanych studniach gospodarskich. W wybranych zagłębieniach wykonano odwierty pozwalające poznać litologię podłoża. Prace te, uzupełnione o dane meteorologiczne, stanowiły podstawowe źródło informacji.

Ogólna charakterystyka terenu badań

Badaniami objęto obszar położony we wschodniej części Kotliny Chodelskiej (ryc. 1). Teren w zasadniczej części obejmuje fragment asymetrycznej doliny krasowej o przebiegu NW-SE oraz równoległy do niej garb zbudowany z utworów piaszczystych i pyłowych. Najniższe partie terenu znajdują się w dnie doliny krasowej (168 m n.p.m.) oraz na NW w strefie doliny Chodelki



Ryc. 1. Teren badań

(160 m n.p.m.), najwyższe natomiast, przekraczające 180 m n.p.m., na wierzchowinie w centralnej części obszaru badań.

Podłoże omawianego obszaru stanowią margle i kreda pisząca, ukazujące się na powierzchni w południowej części terenu badań. Na tych utworach zalegają osady czwartorzędowe wykształcone na północy w postaci glin zwałowych oraz piasków i mułków (pyłów) eluwialnych (Marszałek 1991). Centralną część obszaru badań zajmuje torfowisko zbudowane z utworów turzycowych i turzycowo-trzcinowych występujących w postaci wkładek. Torf turzycowy, który cechuje się średnim stopniem rozkładu (30%), namulony jest węglanem wapnia i zawiera znaczną ilość muszelek (Urban 2004).

Wody podziemne występujące w utworach czwartorzędowych nie stanowią jednego ciągłego horyzontu wodonośnego, lecz ze względu na złożone wykształcenie litologiczne osadów tworzą układające się na różnych głębokościach poziomy zawieszone. W niższych partiach terenu wspólnie z wodami piętra kredowego stanowią jeden poziom wodonośny.

Omawiany obszar charakteryzuje się występowaniem dużej liczby zagłębień bezodpływowych wyraźnie zaznaczających się w terenie. Formy te cechują się najczęściej kolistymi lub elipsoidalnymi kształtami, wymiarami poziomymi od kilku do kilkudziesięciu, a czasem więcej metrów, oraz głębokościami w granicach 1–2 m. Nachylenie zboczy jest niewielkie, od kilku do kilkunastu stopni, i zależy m.in. od wykształcenia litologicznego, położenia hipsometrycznego czy charakteru użytkowania gruntu. W obrębie badanego terenu formy te rozmieszczone są nierównomiernie. Najwięcej występuje ich w dolnych partiach zboczy oraz w najwyższym fragmencie doliny. Znacznie mniejsze zagęszczenie notuje się w strefie wierzchowinowej (NE części analizowanego obszaru) i w dnie doliny.

Przedstawiony teren w najniższej części doliny krasowej zajmują nieużytki oraz użytki zielone pocięte rowami melioracyjnymi i dołami potorfowymi. W wyższych partiach występują pola uprawne, powierzchnie leśne oraz zabudowa wiejska.

Analiza wybranych zagłębień bezodpływowych

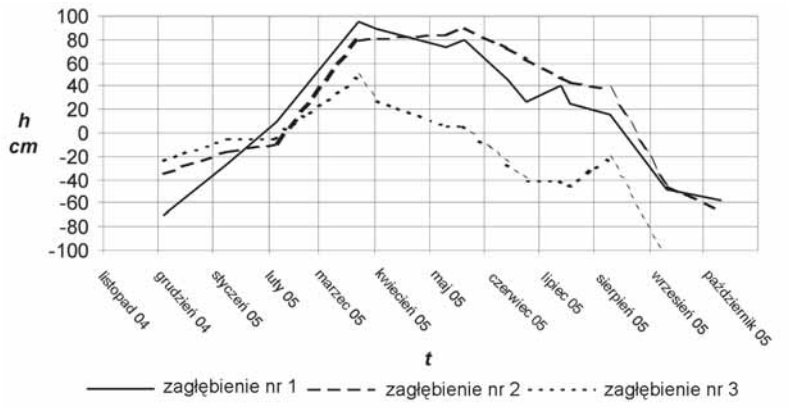
Zagłębienia bezodpływowe w zależności od środowiska geograficznego, w którym występują, charakteryzują się odmiennymi warunkami wodnymi. Potwierdzają to przeprowadzone badania, którym poddano kilka form wyraźnie różniących się między sobą kształtem, położeniem, warunkami geologiczno-glebowymi, pokryciem terenu.

Zagłębienie bezodpływowe nr 1 położone jest w północnej części górnego fragmentu doliny krasowej (ryc. 1). Charakteryzuje się ono owalnym kształtem, długością osi 50 x 25 m i głębokością ok. 1 m. Nachylenie zboczy jest

niewielkie. Górna krawędź wertebu jest wyraźnie zarysowana. Powierzchnia zlewni topograficznej omawianej formy wynosi 2,4 ha. Zagłębienie zlokalizowane jest w jej południowej części. Na północy, wschodzie i zachodzie zlewnia jest użytkowana rolniczo, na południu zaś zalesiona. Samo zagłębienie porastają różne gatunki turzyc i traw, które po okresie wegetacyjnym tworzą warstwę nekromasy o znacznej miąższości.

Na podstawie wiercenia wykonanego w dnie zagłębienia stwierdzono, że do głębokości 142 cm występują mułki z wkładkami średniorozłożonego torfu. Poniżej mułki zawierają niewielką ilość piasku, a na głębokości 200 cm są silnie zapiaszczone.

Obserwacje oraz pomiary stanów wody przeprowadzone w roku hydrologicznym 2005 pozwalają stwierdzić, że przez większą część roku omawiana forma wypełniona jest wodą, która wykazuje związek z głównym poziomem wodonośnym układającym się w niższych partiach terenu na niewielkiej głębokości. W pierwszych miesiącach roku hydrologicznego, mimo sprzyjających warunków termicznych powodujących występowanie opadów głównie w postaci deszczu oraz niewielkie parowanie, nie zaobserwowano oznak powierzchniowej retencji wodnej w obrębie zagłębienia, a jedynie podnoszenie się zwierciadła wody podziemnej (ryc. 2). Pierwsze nagromadzenie wody odnotowano 5 lutego, wtedy to w najniższej części wertebu występowała kilkunastocentymetrowa, zlodzona warstwa wody. Najwyższe stany wody wystąpiły w okresie roztopów wiosennych, tj. pod koniec marca. W tym czasie ze zlewni zagłębienia dostarczane były znaczne ilości wody, w postaci spływu powierzchniowego, pochodzące z topniejącej pokrywy śnieżnej. Maksymalny stan wody na poziomie 96 cm odnotowano 22 marca. W kolejnych miesiącach wraz ze wzrostem parowania terenowego zasoby wodne zbiornika stopniowo się zmniejszały, reagując jednak podczas okresów o intensywnych opadach krótkookre-



Ryc. 2. Wahania zwierciadła wody w zagłębieniach bezodpływowych w roku hydrologicznym 2005

sowymi wzrostami stanów (20 maja, 13 lipca). Od lipca również zwierciadło głównego poziomu wodonośnego zaczęło wyraźnie się obniżać i w konsekwencji w drugiej połowie sierpnia nastąpił zanik wody. W dalszym okresie zwierciadło wody podziemnej ulegało stopniowemu obniżaniu i na koniec roku hydrologicznego układało się na głębokości 58 cm.

Kolejne zagłębienie (nr 2) położone jest na wierzchowinie w północnej części obszaru badań (ryc. 1). Charakteryzuje się ono bardzo wydłużonym kształtem, długością osi 35 x 10 m, głębokością przekraczającą 1 m i stosunkowo dużym nachyleniem krótkich zboczy, które wyraźnie oddzielają się od nieco wklęsłego dna. Górna krawędź dość łagodnie przechodzi w teren otaczający, tworzący niewielką zlewnię (1,4 ha) tej formy. Omawiane zagłębienie od północy i wschodu otaczają pola uprawne, od południa i zachodu zaś łąki oddzielające je od zabudowy wiejskiej. Powierzchnię zagłębienia porastają głównie różne gatunki turzyc i traw.

Wiercenie wykonane w dnie zagłębienia dokumentuje istnienie trzech warstw. Do głębokości 20 cm występują namuły, poniżej zalega 40 cm warstwa piasków średnio- i drobnoziarnistych z domieszką żwirów, a głębiej piaski średnio- i drobnoziarniste ze znaczną ilością iłów.

Omawiana forma położona jest w strefie lokalnego występowania poziomu wód zawieszonych, na co wskazują pomiary wykonane w studniach oraz istnienie w okolicy zagłębień, które prawie przez cały rok pozostają suche – woda gromadzi się w nich tylko podczas roztopów wiosennych, tworząc na dnie niewielką, szybko zanikającą podmokłość (np. zagłębienie nr 4). Zagłębienie przez większą cześć roku wypełnione jest wodą, która wykazuje ścisły związek z najwyższym poziomem wód zawieszonych. Podobnie jak w przypadku zagłębienia nr 1 w pierwszych miesiącach roku hydrologicznego 2005 opisywana forma nie gromadziła wody. Było to spowodowane występowaniem na powierzchni, w tej części obszaru badań, utworów pylastych, które z jednej strony ograniczają zasilanie wód podziemnych wskutek małej infiltracji, z drugiej zaś – zwiększają spływ powierzchniowy, mający jednak w tym okresie niewielkie znaczenie ze względu na niskie opady o tej porze roku. Pierwsze zmiany w obrębie zagłębienia zaobserwowano w lutym, gdy na badanym obszarze wytworzyła się trwała pokrywa śnieżna; wówczas dno omawianej formy pokrywała warstwa lodu, która w kolejnych tygodniach stopniowo narastała. Podczas roztopów wiosennych zagłębienie w znacznym stopniu wypełniło się wodą, jednak maksymalny jej stan odnotowano dopiero 20 maja, kiedy zwierciadło zawieszonego poziomu wody było w okresie najwyższych stanów i dodatkowo wystąpiły intensywne opady deszczu (ryc. 2). W kolejnych miesiącach w wyniku dużego parowania terenowego i wyraźnego zmniejszania się zasobów wód podziemnych następowało stopniowe obniżanie zwierciadła wody w zagłębieniu i w konsekwencji całkowity zanik wody pod koniec sierpnia. Zwierciadło wody podziemnej osiągnęło najniższy poziom w ostat-

nim miesiącu roku hydrologicznego, układając się 10 października na głębokości 65 cm.

Zagłębienie nr 3 położone jest w zachodniej części analizowanego obszaru u podnóża północnego zbocza doliny krasowej, które tworzy zasadniczą część zlewni (22 ha) tej formy (ryc. 1). Górna krawędź wertebu charakteryzuje się urozmaiconym kształtem. Dno przedzielone jest przegłębieniem o szerokości 2 m, które rozgranicza zagłębienie na dwie części; wyraźnie wykształconą zachodnią i słabiej zaznaczającą się w terenie wschodnią. Oś dłuższa wynosi 70 m, krótsza natomiast 30 m. Od północy i zachodu forma ta otoczona jest polami uprawnymi, a od południa i wschodu łąkami i nieużytkami. Zachodnią i środkową część zagłębienia porastają głównie turzyce, natomiast wschodnią trawy.

Na podstawie wiercenia wykonanego w dnie wertebu stwierdzono, że do głębokości 100 cm występuje torf zawierający muszle i domieszkę piasku przedzielonego na poziomie 50 cm warstwą mułków silnie burzących z HCl. Poniżej, do głębokości 160 cm, zalegają mułki o znacznej zawartości piasku, w spągu silnie oglejone.

Woda wypełniająca okresowo omawiane zagłębienie wykazuje związek z wodami głównego poziomu wodonośnego. W pierwszych miesiącach roku hydrologicznego 2005 zasadnicza część dna wertebu pozostawała sucha, a zwierciadło wody podziemnej występowało na niewielkiej głębokości (ryc. 2), ujawniając się we wspomnianym wcześniej przegłębieniu jako kilkunastocentymetrowa warstwa wody. Pod koniec marca, w wyniku tajania pokrywy śnieżnej i podniesienia się zwierciadła wód podziemnych, obserwowano najwyższe stany wody w zagłębieniu (50 cm – 22 marca). W kolejnych tygodniach zretencjonowane zasoby wodne szybko się zmniejszały ze względu na znaczną powierzchnię zbiornika i w związku z tym duże parowanie z jego powierzchni. Pod koniec maja odnotowano prawie całkowity zanik wody, która utrzymywała się jeszcze tylko w przegłębieniu do końca sierpnia. W dalszym okresie zwierciadło wody podziemnej uległo bardzo wyraźnemu obniżeniu i na koniec roku hydrologicznego układało się na głębokości poniżej 100 cm.

Przedstawione zagłębienia bezodpływowe stanowią niewielką grupę wszystkich form tego typu występujących na badanym obszarze i w jego sąsiedztwie. Należy zaznaczyć, że istnieją tu także formy znacznie różniące się od tych, które przedstawiono w niniejszej pracy. Niektóre z zagłębień w latach wilgotnych mogą utrzymywać wodę przez cały rok (przekaz ustny). Ponadto należy zaznaczyć, że istnieją tutaj również formy bezodpływowe, które mogą mieć inną genezę niż krasowa.

Podsumowanie

Na podstawie przeprowadzonych badań można stwierdzić, że analizowany obszar charakteryzuje się występowaniem zagłębień bezodpływowych o zróżnicowanych warunkach wodnych. Występują tu zagłębienia wypełnione wodą przez większą część roku oraz takie, w których jedynie podczas roztopów wiosennych gromadzi się woda. W wilgotnych latach niektóre formy mogą być wypełnione wodą przez cały rok. W świetle zebranych materiałów można sądzić, że znaczący wpływ na tworzenie się okresowych zbiorników wodnych mają płytko występujące wody podziemne, które w okresie wysokich stanów ujawniają się w tych zagłębieniach. Duży udział, szczególnie w początkowym okresie retencji, mają również wody pochodzące z roztopów wiosennych oraz opadów o dużym natężeniu.

Z przeprowadzonych obserwacji wynika, że maksymalne stany wód w zagłębieniach bezodpływowych występują najczęściej na przełomie marca i kwietnia, czyli w okresie największego zasilania. Jednak w zależności od warunków atmosferycznych (opad, parowanie) oraz pozostałych cech środowiska geograficznego (położenie hipsometryczne, warunki geologiczno-glebowe, pokrycie terenu) stany te mogą pojawiać się w późniejszych miesiącach (maj). Całkowity zanik wodny zachodzi w różnych okresach; może on wystąpić zarówno w krótkim czasie po roztopach wiosennych, jak i w późniejszych terminach (czerwiec, sierpień). Najniższe stany wód w obrębie zagłębienia notuje się w okresie od października do stycznia, wtedy to woda występuje na głębokości kilkudziesięciu centymetrów pod powierzchnią terenu. Różnice między skrajnymi stanami wód wynoszą około 150 cm. Należy jednak zaznaczyć, że w przypadku pozostałych zagłębień bezodpływowych (nieobjętych pomiarami) amplitudy stanów mogą wyraźnie odbiegać od tej wartości.

Literatura

Drwal J. (1972): *Obszary bezodpływowe centralnej części Pojezierza Kaszubskiego*, maszynopis Zakładu Hydrografii UMCS, Lublin; 1–123.

Drwal J., Hryniszak E. (2003): *Hydrologiczne funkcje zagłębień bezodpływowych w terenach młodej akumulacji lodowców skandynawskich*, [w:] *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych*, A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań; 127–138.

Drwal J., Lange W. (1985): *Niektóre limnologiczne odrębności oczek*, Zesz. Nauk. UG, Geografia, 14; 69–83.

Franczak Ł. (2006): *Charakterystyka stosunków wodnych zagłębień bezodpływowych w rejonie Komaszyc*, maszynopis Zakładu Hydrografii UMCS, Lublin; 1–87.

Harasimiuk M., Henkiel A., Pękala K. (1971): *Zagłębienia bezodpływowe w strefie południowo-zachodniej krawędzi Wyżyny Lubelskiej i Roztocza*, Speleologia, VI, 1–2; 7–20.

Kęsik A. (1963): *Kras okolic Radlina*, Annales UMCS, B, IV; 157–166.

K o w a l s k a A. (1968): *Obszary bezodpływowe środkowej części Niżu Polskiego*, Wydawnictwo UMCS, Lublin; 1–114.
K u s z y k A. (1987): *Stosunki wodne obszaru występowania zagłębień krasowych w okolicach Stręczyna*, maszynopis Zakładu Hydrografii UMCS, Lublin; 1–55.
M a r s z a ł e k S. (1991): *Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Chodel*, PIG, Warszawa.
U r b a n D. (2004): *Siedliska hydrogeniczne oraz geneza i ewolucja wybranych torfowisk dolinowych Wyżyny Lubelskiej i Wołyńskiej*, Wydawnictwo AR, Lublin; 1–144.
W e r n e r - W i ę c k o w s k a H. (1950/51): *Obszary bezodpływowe Mazowsza*, Przegląd Geograficzny, 23; 127–136.
W i l g a t T. (1949): *Kras okolic Cycowa*, Annales UMCS, B, IV; 229–256.

Tomasz Furtak, Jan Rodzik
Roztoczańska Stacja Naukowa w Guciowie, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Charakterystyka odpływu ze zlewni wąwozu lessowego na Wyżynie Lubelskiej*

Runoff from loess gully catchment in the Lublin Upland

ABSTRACT: Runoff from loess gully catchment with the area of 1.23 km^2 situated on the Nałęczow Plateau during relatively dry period 2003–2006 is presented in the paper. Average annual surface runoff amounted to 18,200 m^3, and the runoff index to 14.8 mm. Small base runoff (0.1–0.2 l/s) was swelled by spring sappings in gully – floor, which worked in moisten periods. The temporary outflow during the snow-melt season, which dominated, was also observed. It made 81% of total runoff. Irregular runoff after heavy rainfalls was of smaller importance (6% of total runoff). More than half the water (52%) run off in 2003 during intensive snow-melt season, with the equivalent in water 18.2 mm, which happened every several years.

SŁOWA KLUCZOWE: zlewnia lessowa, odpływ, spływ powierzchniowy, Wyżyna Lubelska.
KEY WORDS: loess catchment, runoff, surface runoff, the Lublin Upland.

Cel i metody badań

Wąwozy mają z definicji odpływ epizodyczny, trudny do określenia ze względu na swój charakter, dlatego brakuje danych o jego wielkości. Próby oceny odpływu maksymalnego podejmowano podczas badań skutków gwałtownych ulew (Rodzik 1984). Wyjątkowo prowadzono systematyczne badania na przekrojach kontrolowanych (Józefaciuk, Karczewski 1991). Za pomocą obserwacji wodowskazowych nie można zarejestrować wszystkich, zwłaszcza nocnych, spływów epizodycznych. Dla określenia odpływu epizodycznego ze zlewni konieczna jest instalacja rejestratorów poziomu wody na przelewach. Instalację taką wykonano w zlewni wąwozu lessowego w Kolonii Celejów, która w latach hydrologicznych 2003–2005 była badana w ramach projektu KBN 3P04E

* Materiały do pracy zebrano w ramach projektów: KBN 3P04E 01322 oraz Projektu Zamawianego PZB-KBN-086/P04/2003.

01322 „Naturalne i antropogeniczne uwarunkowania dynamiki erozji wąwozowej na przykładzie zlewni wąwozu lessowego". Dla oceny współczesnego tempa rozwoju wąwozu potrzebna była znajomość wielkości odpływu rumowiska ze zlewni, konieczne stało się więc określenie odpływu wody. Badania terenowe w ramach tego projektu zakończono w 2005 roku. Obserwacje i pomiary prowadzono również w 2006 r. w ramach projektu zamawianego PZB-KBN-086/P04/2003 „Ekstremalne zdarzenia meteorologiczne i hydrologiczne w Polsce".

Wysokość opadów w latach 2003–2005 mierzono deszczomierzem Hellmanna na dwóch posterunkach opadowych: Stok i Karmanowice (w Stoku mierzono również grubość pokrywy śnieżnej), odległych o 1 km od badanej zlewni. Od maja 2005 r. opady rejestrowano także za pomocą założonego na terenie zlewni cyfrowego pluwiografu TPG-023 firmy A-STER, z krokiem 0,1 mm. Odpływ wody ze zlewni rejestrowano w profilu pomiarowym zamykającym zlewnię o powierzchni 1,23 km^2. Zbudowano tu betonową przegrodę z wodowskazem i przelewem trójkątnym Thomsona oraz limnigrafem cyfrowym THALIMEDES firmy OTT, z zapisem i zarządzaniem danych w programie HYDRAS.

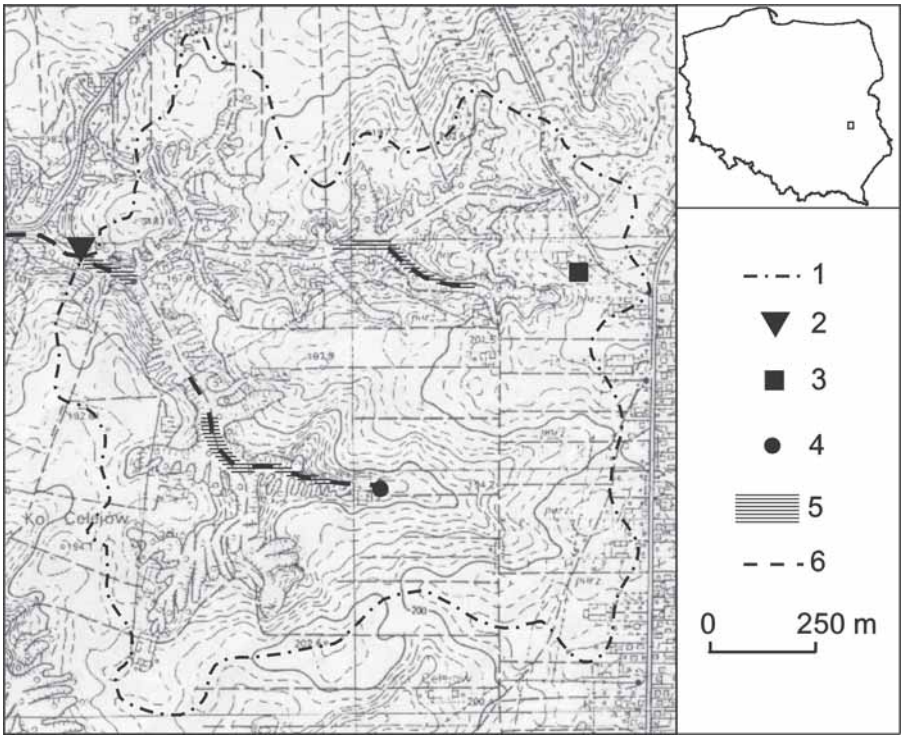
Teren badań

Zlewnia wąwozowa w Kolonii Celejów znajduje się w zachodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego, na skraju obszaru o najgęstszej sieci wąwozów w Polsce (Maruszczak 1973), chronionego w obrębie Kazimierskiego Parku Krajobrazowego. Zaznacza się tu granica między dwoma typami rzeźby lessowej: o dużych nachyleniach i deniwelacjach z przewagą suchych dolin i wąwozów oraz o średnich nachyleniach i deniwelacjach, z przewagą niecek i suchych dolin. W obrębie zlewni deniwelacje dochodzą do 50 m (213–165 m n.p.m.). Rozcinający ją system dolinno-wąwozowy daje początek dolinie Potoku Stockiego, uchodzącego do Bystrej, prawobrzeżnego dopływu Wisły.

System wąwozów w Kolonii Celejów o sumarycznej długości 7,5 km (wg mapy 1:10 000), zajmuje 18% zlewni o powierzchni 1,24 km^2. Rozcina on sieć suchych dolin i składa się z dwóch zasadniczych form o długości ok. 1 km, łączących się w odcinek wylotowy o długości 200 m. Sieć wąwozów, o gęstości 6 km·km^{-2}, uzupełniają formy boczne o długości 100–300 m oraz liczne formy zboczowe (ryc. 1).

Na powierzchni występują tu lessy młodsze z ostatniego zlodowacenia, których miąższość wynosi kilkanaście metrów (Harasimiuk, Henkiel 1976). Rozwinęły się na nich gleby płowe, obecnie zerodowane w różnym stopniu. Ponad 80% zlewni jest użytkowanych rolniczo, z tego ok. 1/3 stanowią sady i plantacje krzewów jagodowych. Układ pól jest przeważnie zgodny ze spadkiem, co

stymuluje rozwój wąwozów (Rodzik, Zgłobicki 2000). W obrębie wąwozów nastąpiła wtórna sukcesja roślinności w kierunku rozwoju grądu *Tilio-Carpinetum* z udziałem grabu, lipy, dębu, klonu, jesionu, wiązu i miejscami sosny. Dna głównych wąwozów i niektórych odnóg wcinają się w utwory zalegające pod lessem piaski fluwioglacjalne oraz płaty glin zwałowych ze zlodowacenia Odry. Miejscami erozja wąwozowa osiągnęła, zwietrzałe w stropie, paleoceńskie gezy z bułami wapieni (seria tzw. siwaka).



Ryc. 1. Zlewnia wąwozu w Kol. Celejów wg mapy 1:10 000;
1 – dział wodny, 2 – przekrój kontrolowany, 3 – pluwiograf, 4 – źródło, 5 – wycieki i wysięki, 6 – cieki okresowe

W miejscach zalegania w dnie wąwozu słabo przepuszczalnych glin i zwietrzeliny „siwaka", występują na kilku poziomach (190–165 m n.p.m.) wysięki i wycieki, zasilające krótkie, niełączące się ze sobą, okresowe cieki. Największy z nich, o przepływie do 1 $dm^3 \cdot s^{-1}$, wypływa ze źródełka w głowie wąwozu, rozcinającego mułki wypełniające dno doliny. W latach mokrych zlewnia odwadniana jest przez ciek (do 0,5 $dm^3 \cdot s^{-1}$) zasilany przez wycieki w odcinku wylotowym (ryc. 1).

Warunki klimatyczno-pogodowe

Średnia roczna temperatura powietrza wynosi w tym rejonie 7,7°C, temperatura lipca 18,1°C, stycznia -3,4°C. Średnia roczna suma opadów w Kazimierzu Dolnym wynosi 605 mm i jest wyższa o kilkadziesiąt mm w stosunku do: Równiny Radomskiej, wschodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego, jak również Wysoczyzny Lubartowskiej (Siwek 2006). Wyższy, o 10–20 mm, jest tu także średni roczny odpływ, wynoszący ok. 120 mm, z czego 90 mm to odpływ podziemny (Michalczyk, Wilgat 1998). Przeważają opady półrocza letniego (380 mm), a średnia miesięczna suma jest najwyższa w lipcu i wynosi 83 mm. Raz na kilka lat notowane są opady o sumie dobowej ok. 50 mm; co kilkadziesiąt lat zdarzają się opady katastrofalne, o sumie dobowej zbliżonej do 100 mm (Rodzik i in. 1998). Pokrywa śnieżna zalega 75–80 dni (Zinkiewicz, Zinkiewicz 1975), natomiast spływ roztopowy do 20 mm występuje co kilka lat, a wyższy, ekstremalny, co kilkanaście lat (Mazur, Pałys 1992; Gardziel, Rodzik 2005).

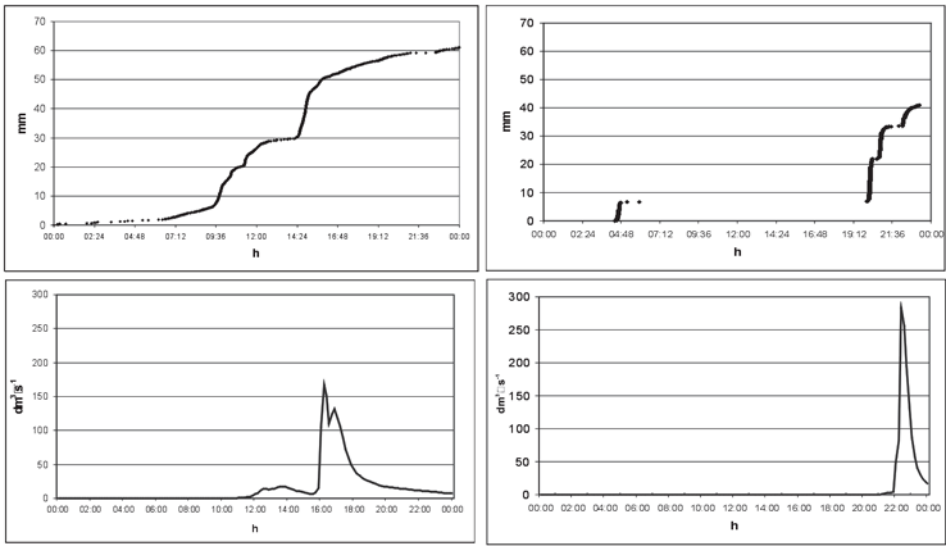
Okres 2003–2006 był suchy, ze średnią roczną sumą opadów 517 mm (85% średniej wieloletniej wynoszącej 605 mm) i stopniowo rosnącymi sumami rocznymi, od 419 mm w 2003 r., do 580 mm w 2006 r. Ulewne opady o sumie >30 mm wystąpiły na terenie zlewni tylko dwukrotnie (tab. 1; ryc. 2). W dniu 4 maja 2005 r. miał miejsce kilkunastogodzinny opad o wysokości 64,5 mm i natężeniu przez pół godziny >0,5 mm·min.$^{-1}$, co pozwala go określić jako deszcz ulewny IV stopnia (Chomicz 1951). Z kolei 31 lipca 2005 r. ponad dwie godziny trwała ulewa o sumie 34,3 mm i zmiennej intensywności. W ciągu 6 minut spadło 10 mm opadu, w tym w ciągu 1 minuty aż 2,4 mm. Podobnie intensywny opad zanotowano 20 sierpnia 2006 r., kiedy to w ciągu 20 minut spadło 28 mm deszczu o maksymalnym natężeniu 2,4 mm·min.$^{-1}$. Według klasyfikacji Chomicza (1951) były to deszcze nawalne I stopnia. Pozostałe opady były o znacznie niższych sumach lub miały niewielkie natężenie.

Tab. 1. Ulewne opady i ich hydrologiczne skutki w zlewni Kol. Celejów (2003–2006)

Charakterystyka	Termin wystąpienia opadu				
	4 V 05	31 VII 05	4 VIII 05	18 VIII 06	20 VIII 06
Suma opadu w Kol. Celejów (mm)	64,5	34,3	17,8	14,9	28,0
Maks. natężenie opadu (mm·min.$^{-1}$)	0,6	2,4	0,9	2,4	2,4
Maksymalny przepływ (dm^3·s^{-1})	167,8	283,6	59,1	51,1	193,4
Odpływ całkowity (m^3)	1620,0	932,7	181,2	205,3	766,7
Wskaźnik odpływu (mm)	1,3	0,8	0,2	0,2	0,6
Współczynnik odpływu (%)	2,0	2,2	0,8	1,1	2,2
Maks. odpływ jedn. (dm^3·s^{-1}·km^{-2})	135,5	228,7	47,7	41,2	156,0

Zimy w okresie badań nie różniły się zasadniczo pod względem śnieżności; maksymalna grubość pokrywy śnieżnej wynosiła 30–40 cm. Zapas wody był

największy podczas zimy 2002/2003. Według klasyfikacji Paczosa (1982), zimy 2002/2003 i 2005/2006 można określić jako chłodne, natomiast zimy: 2003/2004 i 2004/2005 jako umiarkowanie łagodne. Podczas zimy 2002/2003 grunt był zlodzony i przemarznięty do 30 cm, podczas następnej (2003/2004) praktycznie nie zamarzł. Pod koniec zimy 2004/2005 przemarznięcie wynosiło kilka cm, a pod koniec ostatniej zimy w okresie badań (2005/2006) – ok. 20 cm (dane z Zakładu Meteorologii i Klimatologii UMCS w Lublinie).

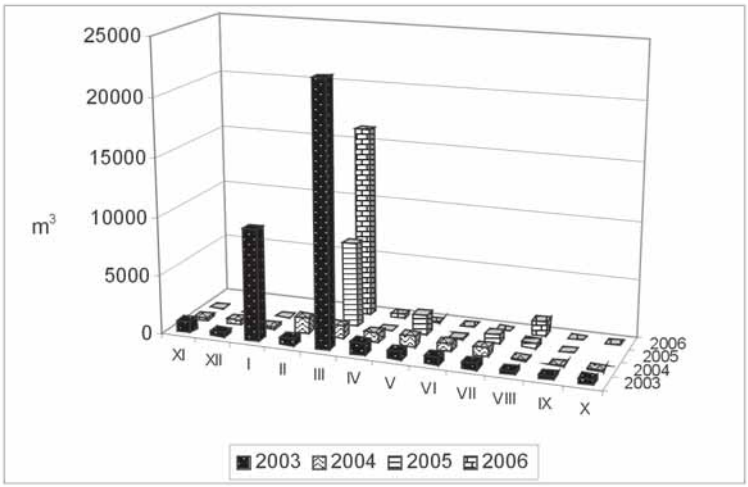


Ryc. 2. Krzywe kumulacyjne najwyższych opadów (>30 mm) w Kol. Celejów i hydrogramy przepływów: 4 maja 2005 r. (z lewej strony) oraz 31 lipca 2005 r. (z prawej strony)

Charakterystyka odpływu

Mimo stosunkowo niskich opadów, w dwóch pierwszych latach rejestracji (2003–2004) miał miejsce stały odpływ, o bazowym natężeniu 0,1–0,2 $dm^3 \cdot s^{-1}$. Jego funkcjonowanie związane było z ogólnie wysokim poziomem wód gruntowych w zlewni pozostałym po wilgotnych latach 1996–2001, zasilonym jesiennymi opadami 2002 roku (we wrześniu 59,8 mm, w październiku 109,3 mm). Podczas dość mroźnej zimy 2002/2003 woda z wysięków, wycieków i źródełek zamarzała w dnie wąwozu, tworząc pokrywy nalodziowe, łącznie zajmujące w styczniu 2003 r. powierzchnię 1/4 ha i mające objętość ok. 350 m^3. W odcinku wylotowym funkcjonował pod lodem odpływ bazowy. Po styczniowych odwilżach zlodzeniu uległy także dna niecek, dolin i zagłębień w całej zlewni, co przyczyniło się do wydłużenia okresu ablacji i spływu roztopowego.

W ciepłej połowie roku zasilany przez wycieki przepływ bazowy warunkował odpływ z niewielkich, kilkumilimetrowych opadów, który nie mógłby uformować się na suchym dnie wąwozu. Miesięczna suma tego odpływu, o natężeniu przepływu do kilku $dm^3 \cdot s^{-1}$, osiągała kilkaset m^3. W roku bez większych wezbrań (2004) ten rodzaj odpływu stanowił ponad 75% sumy rocznej, natomiast w roku ze stosunkowo dużymi wezbraniami roztopowymi (2003) – kilkanaście procent (ryc. 3). Jesienią 2004 r. nastąpił zanik odpływu, który funkcjonował od tej pory tylko podczas wiosennych roztopów oraz opadów >10 mm (ryc. 2). Nawet w sierpniu 2006 r., ze znaczną liczbą dni z opadem i rekordowo wysoką sumą (240 mm), odpływ z wąwozu funkcjonował tylko do kilku godzin po zakończeniu opadu.



Ryc. 3. Sumy miesięczne odpływu wody ze zlewni wąwozowej w Kolonii Celejów

W ciągu czterech lat wystąpiło 10 wezbrań o natężeniu przepływu >50 $dm^3 \cdot s^{-1}$: 5 zimowo-wiosennych wezbrań roztopowych i roztopowo-opadowych oraz 5 wiosenno-letnich wezbrań opadowych. Najwyższy przepływ, 382 $dm^3 \cdot s^{-1}$, odpowiadający odpływowi jednostkowemu 308 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, zanotowano 28 marca 2006 r., podczas kulminacyjnej fazy spływu roztopowego. Najwyższy przepływ wywołany spływem deszczowym wystąpił w pełni wegetacji, podczas ulewy w nocy z 31 lipca na 1 sierpnia 2005 r. i wynosił 284 $dm^3 \cdot s^{-1}$ (tab. 1). W ciągu czterech lat odpłynęło z badanej zlewni 72,8 tys. m^3 wody, w większości (81%) podczas zimowo-wiosennych spływów roztopowo-deszczowych, a w ok. 6% ze spływów po ulewnych opadach. Aż 52% wody odpłynęło w pierwszym (2003) roku obserwacji (tab. 2).

Roczny wskaźnik odpływu zmieniał się od 5,4 mm w 2004 r. do 30,8 mm w 2003 r. Średni z odpływ z czterech lat wyniósł 14,8 mm, a więc kilkakrotnie

Tab. 2. Odpływ ze zlewni Kol. Celejów w latach hydrologicznych 2003–2006

Rok hydrologiczny	2003	2004	2005	2006	Średnia
Opad (mm)	418,9	537,6	530,1	580,4	516,8
Odpływ wody (tys. m^3)	37,9	6,6	10,3	17,9	18,2
Odpływ jednostkowy ($dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$)	1,21	0,21	0,33	0,57	0,58
Wskaźnik odpływu (mm)	30,8	5,4	8,4	14,6	14,8

więcej niż odpływ określony na podstawie obserwacji wodowskazowych z podobnych zlewni (Józefaciuk, Karczewski 1991). Prawie 31% odpływu było wynikiem roztopów w marcu 2003 r., kiedy wskaźnik wyniósł 18,2 mm. Był to jeden z kilku większych spływów roztopowych na Lubelszczyźnie w ostatnim 50-leciu, najwyższy od 1996 r. (Gardziel, Rodzik 2005), odbywający się po zamarzniętym i zlodzonym gruncie. Poza roztopami, najwięcej wody (1,3 mm) odpłynęło podczas ulewy 4 maja 2005 r., nieco mniej (0,8 mm) z deszczu nawalnego 31 lipca/1 sierpnia 2005 r. (tab. 1). W obu przypadkach współczynnik odpływu był podobny: 2,0 i 2,2%, jednak w okresie badań nie wystąpiły ekstremalne opady, jakie miały miejsce w latach 1997–1999 (Zgłobicki 2002). Świadczy o tym maksymalny odpływ jednostkowy, mniejszy o rząd wielkości w stosunku do rejestrowanych podczas gwałtownych ulew (Rodzik 1984).

Wnioski

Instalacja urządzenia do pomiaru poziomu wody na przelewie, pozwala na bezpośrednią rejestrację przepływu, bez względu na porę doby i roku. Możliwa staje się ocena jego wielkości i zmienności, nawet w przypadku zlewni wąwozowych z okresowym i epizodycznym odpływem.

W zlewni wąwozowej Kolonii Celejów o powierzchni 1,23 km^2 dominuje odpływ roztopowy, który w latach 2003–2006 stanowił 81% średniego rocznego odpływu całkowitego, o objętości 18,2 tys. m^3 (14,8 mm). Epizodyczny odpływ po ulewnych deszczach, stanowiący 6% odpływu całkowitego, ma mniejsze znaczenie, co świadczy o śnieżno-deszczowym reżimie odpływu. W okresach wilgotnych funkcjonuje odpływ bazowy z wycieków, o znacznej inercji, który może przeciągać się na lata suche bez zjawisk ekstremalnych roztopów i letnich ulew. W takich latach niewielki odpływ bazowy może decydować o wielkości odpływu rocznego.

Literatura

Chomicz K. (1951): *Ulewy i deszcze nawalne w Polsce*, Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej, 2, 3; 5–88.

Gardziel Z., Rodzik J. (2005): *Rozwój wąwozów lessowych podczas wiosennych roztopów na tle układu pól (na przykładzie Kazimierza Dolnego)*, [w:] *Współczesna ewolucja rzeźby Polski*, A. Kotarba, K. Krzemień, J. Święchowicz (red.), VII Zjazd Geomorfologów Polskich, Kraków, 19–22.09.2005; 125–132.

Harasimiuk M., Henkiel A. (1976): *Wpływ budowy geologicznej i rzeźby podłoża na ukształtowanie pokrywy lessowej w zachodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego*, Annales UMCS, sec. B, 30/31; 55–80.

Józefaciuk A., Karczewski A. (1991): *Struktura okresowych spływów powierzchniowych w lessowych mikrozlewniach*, Pamiętnik Puławski, 98; 155–171.

Maruszczak H. (1973): *Erozja wąwozowa we wschodniej części pasa wyżyn południowopolskich*, Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., 151; 15–30.

Mazur Z., Pałys S. (1992): *Erozja wodna w zlewni lessowej na Lubelszczyźnie w latach 1956–1991*, Annales UMCS, sec. E, 47, Lublin; 219–229.

Michalczyk Z., Wilgat T. (1998): *Stosunki wodne Lubelszczyzny*, Wyd. UMCS, Lublin; 1–167.

Paczos S. (1982): *Stosunki termiczne i śnieżne zim w Polsce*, Wyd. UMCS; 1–176.

Rodzik J. (1984): *Natężenie współczesnej denudacji w silnie urzeźbionym terenie lessowym w okolicy Kazimierza Dolnego*, Przewodnik Ogólnopolskiego Zjazdu PTG, Lublin 13–15 IX 1984, cz. 2; 125–130.

Rodzik J., Janicki G., Zagórski P., Zgłobicki W. (1998): *Deszcze nawalne na Wyżynie Lubelskiej i ich wpływ na rzeźbę obszarów lessowych*, Dok. Geogr., 11, Wrocław; 45–68.

Rodzik J., Zgłobicki W. (2000): *Wpływ układu pól na rozwój wąwozu lessowego*, [w:] *Problemy ochrony i użytkowania obszarów wiejskich o dużych walorach przyrodniczych*, S. Radwan, Z. Lorkiewicz (red.), Wyd. UMCS, Lublin; 257–261.

Siwek K. (2006): *Zróżnicowanie opadów atmosferycznych na Lubelszczyźnie (1951–2000)*, maszynopis pracy doktorskiej, Zakład Meteorologii i Klimatologii INoZ UMCS.

Zgłobicki W. (2002): *Dynamika współczesnych procesów denudacyjnych w północno-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej*, Wyd. UMCS, Lublin; 1–159.

Zinkiewicz W., Zinkiewicz A. (1975): *Atlas klimatyczny województwa lubelskiego 1951–1960*, LTN, Lublin.

Ryszard Glazik, Bożena Pius
Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń

Zasilanie doliny Wisły wodami podziemnymi na odcinku Toruń–Tczew

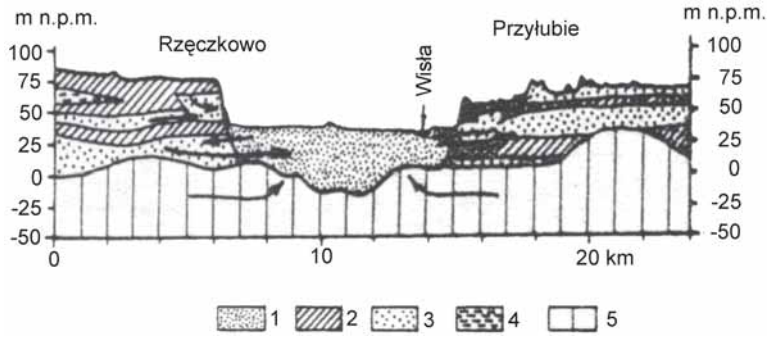
Groundwater supply for the Vistula valley in the Toruń–Tczew section

ABSTRACT: Groundwater supply for the large river valleys remains one of the most difficult hydrological problems. The analysis comprised the area of the Lower Vistula, located between Toruń and Tczew. Statistical methods made it possible to estimate the structure of the Vistula outflow, which is made of groundwater flow of deep circulation – 45% of the total runoff, groundwater flow of shallow circulation – 40%, and direct runoff – 15%.

SŁOWA KLUCZOWE: dolina Wisły, wody podziemne, zasilanie, odpływ jednostkowy.
KEY WORDS: Vistula valley, groundwaters, supply, specific discharge.

Wprowadzenie

Jednym z trudniejszych i niezupełnie rozpoznanych zagadnień hydrologicznych jest objętość wód podziemnych zasilających duże doliny rzeczne, które należą do najbardziej niejednorodnych i skomplikowanych jednostek hydrogeologicznych. Do takich niewątpliwie można zaliczyć dolinę dolnej Wisły. Celem pracy jest próba oszacowania odpływu podziemnego ze zlewni różnicowej Wisły pomiędzy Toruniem a Tczewem. Do chwili obecnej brak jest na ten temat jakichkolwiek danych, chociażby szacunkowych. Wisła na tym odcinku przepływa przez pojezierza, które mają bardzo urozmaiconą rzeźbę młodoglacjalną – od wzniesień morenowych w górnych częściach zlewni Brdy, Wdy, Wierzycy, po obszary sandrowe w ich środkowych częściach i obszary wysoczyznowe w dolnych częściach oraz przyrzeczach. Dno doliny Wisły jest wcięte na głębokość od 50 m w Kotlinie Toruńskiej do 80 m w okolicach Tczewa, co powoduje przecięcie lub nacięcie poziomów wodonośnych w utworach plejstoceńskich oraz miejscami paleogeńskich i neogeńskich, np. w okolicach Torunia (ryc. 1).



Ryc. 1. Schematyczny przekrój geologiczny przez dolinę Wisły (Churski 1993); 1 – utwory rzeczne (piaski i mułki), 2 – gliny morenowe, 3 – piaski, 4 – mułki, 5 – piaski i iły trzeciorzędowe

Zasilanie Wisły na analizowanym odcinku zlewni różnicowej może odbywać się przez:

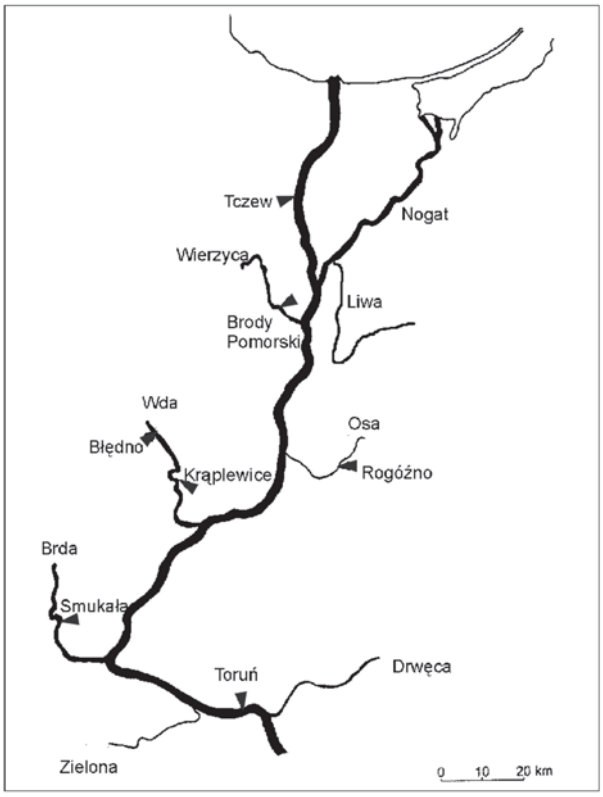
– wody podziemne głębokiego krążenia,
– wody podziemne płytkiego krążenia,
– wody ze spływu powierzchniowego.

Wody podziemne głębokiego krążenia to wody o nieustalonych granicach zbiorników wód podziemnych, które mogą pochodzić z obszaru zlewni różnicowej lub też spoza tej zlewni. Zasilanie takie jest możliwe dzięki rzeźbie młodoglacjalnej oraz zróżnicowanym przestrzennie utworom litologicznym. Często strefy alimentacji znajdują się bardzo daleko od stref drenażu. Przykładową strefą alimentacji mogą być górne części zlewni rzek Brdy, Wdy, Wierzycy, które posiadają doskonałe warunki infiltracyjne, natomiast w dolnych częściach te warunki są słabsze, ponieważ dominują wysoczyzny. Głęboko wcięta dolina Wisły drenuje wody podziemne pochodzące z dalekiego i płytkiego krążenia. Natomiast rzeki uchodzące do Wisły nie są głęboko wcięte, a więc nie nacinają starszych warstw wodonośnych. Rzeki te są zasilane wodami podziemnymi płytkiego krążenia. Są to wody pierwszego lub drugiego poziomu wodonośnego, które zasilają nie tylko dopływy, ale również samą dolinę Wisły na całej jej długości.

Materiały i metoda

W pracy wykorzystano dane o wartościach przepływów z lat 1969–1983. Opracowanie zostało oparte na danych obserwacyjnych IMGW, które obejmowały następujące zlewnie: Brdy (po wodowskaz w Smukale), Wdy (po wodowskaz w Krąplewicach), Osy (po wodowskaz w Rogóźnie), Wierzycy (po

wodowskaz w Brodach Pomorskich) oraz Wisły (wodowskazy w Toruniu i Tczewie) (ryc. 2).



Ryc. 2. Lokalizacja posterunków wodowskazowych

Analizę udziału wód podziemnych w zasilaniu Wisły przeprowadzono dla zlewni różnicowej między Toruniem i Tczewem. W odpływie całkowitym ze zlewni różnicowej oszacowano udział odpływu podziemnego głębokiego i płytkiego krążenia oraz odpływu powierzchniowego. Sposób postępowania był następujący:

1. Obliczono odpływ całkowity ze zlewni różnicowej Wisły między Toruniem i Tczewem. W ten sposób określono ilość wody, jaka zasila Wisłę na analizowanym odcinku:

$$\Delta Q = Q_{TCZEW} - Q_{TORUŃ}$$

2. Określono całkowite zasilanie Wisły wodami dopływów:

$$\Sigma Q_{BRDY, WDY, OSY, WIERZYCY}$$

3. Obliczono udział wód podziemnych głębokiego krążenia (Q_{PGK}) w zasilaniu koryta Wisły:

$$Q_{PGK} = \Delta Q - \Sigma Q_{BRDY, WDY, OSY, WIERZYCY}$$

4. W celu określenia udziału wód podziemnych płytkiego krążenia (Q_{PPK}) w zasilaniu dopływów Wisły zastosowano metodę Wundta i Killego (Wrzesiński 1999). Metodą Wundta odpływ gruntowy oblicza się ze średniej z minimów miesięcznych. Metoda Killego opiera się też na przepływach minimalnych miesięcznych, ale odpływ gruntowy jest medianą z ich zlinearyzowanych wartości (Q_{PPK} = odpływ podziemny płytkiego krążenia (dopływy Wisły) obliczony metodą Wundta i Killego).

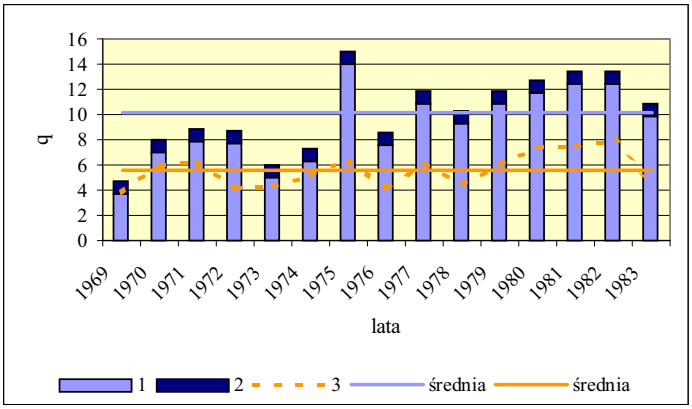
5. Oszacowano zasilanie Wisły wodami z odpływu powierzchniowego (Q_{POW});

$$Q_{POW} = \Sigma Q_{BRDY, WDY, OSY, WIERZYCY} - Q_{PPK}$$

Obszary niekontrolowane (przyrzecza) stanowią około 30% powierzchni analizowanej zlewni różnicowej. Aby oszacować odpływ z obszarów niekontrolowanych, przyjęto, iż sumy opadów są tu niższe niż na pozostałym obszarze zlewni różnicowej. Przyrzecza zajmują najniżej położone części zlewni i leżą w cieniu opadów. Należy zatem przypuszczać, że również odpływy jednostkowe z ich zlewni powinny być niższe niż ze zlewni dopływów Wisły. Ponieważ średnie odpływy jednostkowe ze zlewni różnicowej wynoszą około 6 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, oszacowano, że z obszarów niekontrolowanych odpływy jednostkowe wynoszą około 4,5 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$.

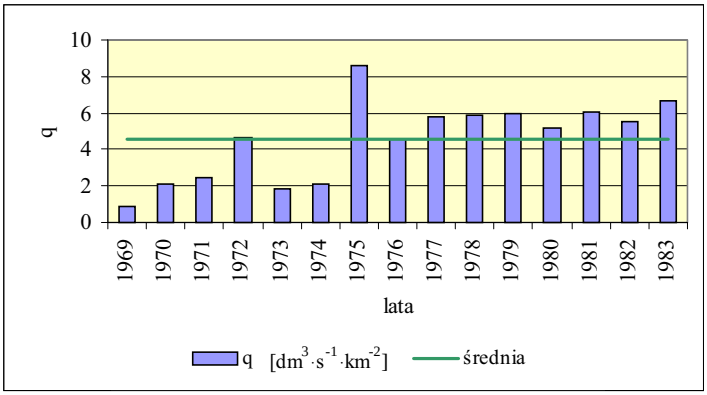
Wyniki

Z różnicy odpływu między posterunkiem wodowskazowym w Toruniu i Tczewie obliczono odpływy jednostkowe ze zlewni różnicowej (ryc. 3). W tym miejscu należy zaznaczyć, że część wód wiślanych odpływa Nogatem. J. Cyberski (1982) podaje, że w latach 1951–1970 Nogatem odpływało średnio 15 $m^3 \cdot s^{-1}$. Po uwzględnieniu tego przepływu odpływ jednostkowy ze zlewni różnicowej zwiększa się o około 1 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Średni odpływ jednostkowy w wieloleciu 1969–1983 ze zlewni różnicowej Wisły między Toruniem a Tczewem wynosił około 10 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Jest to odpływ znacznie wyższy, niż do tej pory przyjmowano dla zlewni rzek pojeziernych, takich jak Brda czy Wda (Dębski 1961). W analizowanym wieloleciu średni odpływ ze zlewni elementarnych wynosił niecałe 6 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ (ryc. 3). Różnica wynosi więc 4 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, co można wiązać z zasilaniem Wisły wodami podziemnymi głębokiego krążenia. Wartości odpływów jednostkowych ze zlewni różnicowej grupują się w dwa przedziały czasowe, tj. 1969–1974, kiedy odpływy były zdecydowanie niższe w porównaniu z latami następnymi (1975–1983).



Ryc. 3. Odpływy jednostkowe ze zlewni różnicowej Wisły między Toruniem a Tczewem (1), z uwzględnieniem wód wiślanych odpływających Nogatem (2) oraz ze zlewni dopływów Wisły (3) (1969–1983)

Różnice w wielkości odpływu były uwarunkowane opadami. Podobne serie lat suchych (1969–1974) i wilgotnych (1975–1983) były rejestrowane nie tylko w odniesieniu do Wisły, ale prawie całej Polski (Jokiel 2004). Porównując ze sobą odpływy jednostkowe otrzymane ze zlewni różnicowej Wisły w wieloleciu 1969–1983 z odpływami ze zlewni dopływów Wisły, można stwierdzić, że różnica ta zawsze była dodatnia (ryc. 4).



Ryc. 4. Zasilanie zlewni różnicowej Wisły wodami podziemnymi głębokiego krążenia (1969–1983)

Średni odpływ podziemny wód głębokiego krążenia został obliczony jako różnica odpływu całkowitego ze zlewni różnicowej Wisły i sumy zasilania Wisły wodami dopływów (ryc. 4). Zastanawiająca jest duża zmienność odpływu wód podziemnych głębokiego krążenia, wyjaśnienie tego problemu wymaga dal-

szych szczegółowych badań. W ogólnym zarysie tendencje odpływu wód podziemnych głębokiego krążenia naśladują odpływ całkowity. Tu też wyraźnie widać podział na fazę mniejszych i większych odpływów.

Na zasilanie dopływów dolnej Wisły składają się wody:

– podziemne płytkiego krążenia,

– wody ze spływu powierzchniowego.

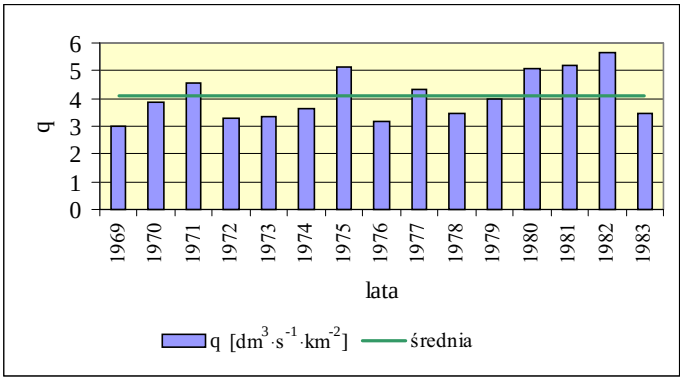
W niniejszej pracy podjęto próbę wydzielenia składowej odpływu podziemnego metodą Wundta oraz Killego (tab. 1). Uzyskane wyniki odpływu podziemnego są do siebie zbliżone, dlatego do dalszych obliczeń wykorzystano metodę Wundta. Przy okazji wyznaczania przepływów minimalnych z poszczególnych miesięcy stwierdzono wpływ elektrowni wodnej w Krąplewicach na zaburzanie odpływów minimalnych Wdy. Dlatego przy obliczaniu odpływu podziemnego przyjęto posterunek w Błędnie, gdzie na reżim odpływu nie ma wpływu elektrownia.

Tab. 1. Struktura odpływu rzecznego w zlewni różnicowej dolnej Wisły (1969–1983)

Zlewnia	Średni odpływ jednostkowy (całkowity) [$dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$]	Średni odpływ podziemny [$dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$]			
		Metoda Killego	Wzp [%]	Metoda Wundta	Wzp [%]
Brda	6,27	4,45	71	4,70	75
Wda	5,99	4,91	82	5,09	85
Osa	4,55	2,91	64	3,19	70
Wierzyca	6,20	4,46	72	4,53	73

Wzp – współczynnik zasilania podziemnego.

Uzyskane wartości odpływu podziemnego z poszczególnych zlewni są zbliżone do podawanych przez innych autorów, m.in. Werner-Więckowską (1975), Dynowską (1971). Orsztynowicz (1973) ocenia odpływ podziemny ze zlewni

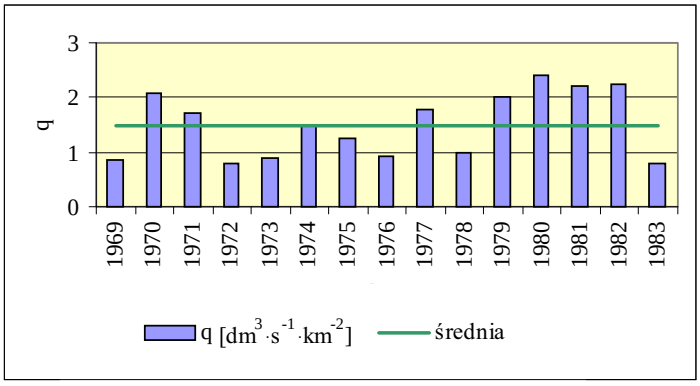


Ryc. 5. Zasilanie zlewni różnicowej Wisły wodami podziemnymi płytkiego krążenia (1969–1983)

Osy na 45 do 60%, Brdy – powyżej 75%, Wdy i Wierzycy – 60 do 75%. Uzyskane wartości zasilania podziemnego są charakterystyczne dla zlewni o rzeźbie młodoglacjalnej. Liczne jeszcze obszary bezodpływowe o dużej przepuszczalności oraz duża liczba jezior sprzyjają zasilaniu rzek wodami podziemnymi.

Średnio odpływ wód podziemnych płytkiego krążenia wynosił około 4 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ (ryc. 5) i wahał się od 1,4 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ ze zlewni Osy w 1969 do około 6 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ ze zlewni Brdy i Wierzycy w 1982 roku.

Średnie zasilanie rzek przez spływ powierzchniowy obliczono jako różnicę pomiędzy odpływem całkowitym a odpływem podziemnym. Najniższy odpływ powierzchniowy ze zlewni różnicowej zanotowano w 1969 roku – 0,86 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, najwyższy zaś w 1980 roku – 2,40 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ (ryc. 6). Zasilanie wodami ze spływu powierzchniowego w 1969 roku było dwukrotnie niższe niż zasilanie podziemne. Duża zmienność odpływu powierzchniowego jest typowa dla obszarów młodoglacjalnych. Zasilanie wodami ze spływu powierzchniowego jest bardziej intensywne w obszarach słabo przepuszczalnych zbudowanych z glin, co ma miejsce głównie na wysoczyznach.



Ryc. 6. Zasilanie rzek w zlewni różnicowej Wisły wodami ze spływu powierzchniowego (1969–1983)

Średnio w latach 1969–1983 całkowite zasilanie dolnej Wisły przez wody podziemne różnego typu stanowiło 85% (ok. 8,5 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$), z tego udział wód podziemnych głębokiego krążenia wynosił 45% (4,5 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$), a płytkiego krążenia 40% (4 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$). Wody ze spływu powierzchniowego stanowiły tylko 15% z odpływu całkowitego (1,5 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$). Przedstawiony artykuł jest próbą oszacowania zasilania przez wody podziemne płytkiego i głębokiego krążenia doliny dolnej Wisły. Do tej pory w literaturze brak było danych na ten temat.

Literatura

C h u r s k i Z. (1993): *Reżim dolnej Wisły*, [w:] *Uwarunkowania przyrodnicze i społeczno-ekonomiczne zagospodarowania dolnej Wisły*, Toruń; 15.

C y b e r s k i J. (1982): *Charakterystyka hydrologiczna*, [w:] *Dolina Dolnej Wisły*, B. Augustowski (red.), Ossolineum; 122.

D ę b s k i K. (1961): *Charakterystyka hydrologiczna Polski*, PWN, Warszawa; 38–39.

D y n o w s k a I. (1971): *Przestrzenna zmienność procentowego udziału podziemnego zasilania rzek Polski*, Fol. Geogr., Ser. Geogr. 5; 7–13.

J o k i e l P. (2004): *Zasoby wodne środkowej Polski na progu XXI wieku*, Wyd. Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź; 27–32.

O r s z t y n o w i c z J. (1973): *Odpływ podziemny rzek polskich*, Gosp. Wodna, 5; 168–173.

W e r n e r - W i ę c k o w s k a H. (1975): *Zmienność warunków kształtowania się odpływu w zlewni*, Przegl. Geofiz., XX, 2; 121–128.

W r z e s i ń s k i D. (1999): *Sezonowa struktura odpływu w dorzeczu Warty i jej przyrodnicze uwarunkowania*, Wyd. Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Poznań; 30–35.

Włodzimierz Golus
Katedra Limnologii, Uniwersytet Gdański, Gdańsk

Rozmieszczenie oczek wodnych w zlewni górnej Raduni

Distribution of small water bodies in the upper basin of the Radunia River

ABSTRAKT: Small water bodies, besides big glacial tunnel lakes, are important elements of the hydrographic network of upper basin of the Radunia River. There are 1346 small water bodies found in the area of 204 km^2. Most of them are located on the moraine plateau (65%). Many of them can be found also on the outwash plains and glacial tunnels. Their distribution is chaotic, or they constitute groups and series.

SŁOWA KLUCZOWE: oczka polodowcowe, zlewnia górnej Raduni.
KEY WORDS: small water bodies, upper catchment of the Radunia river.

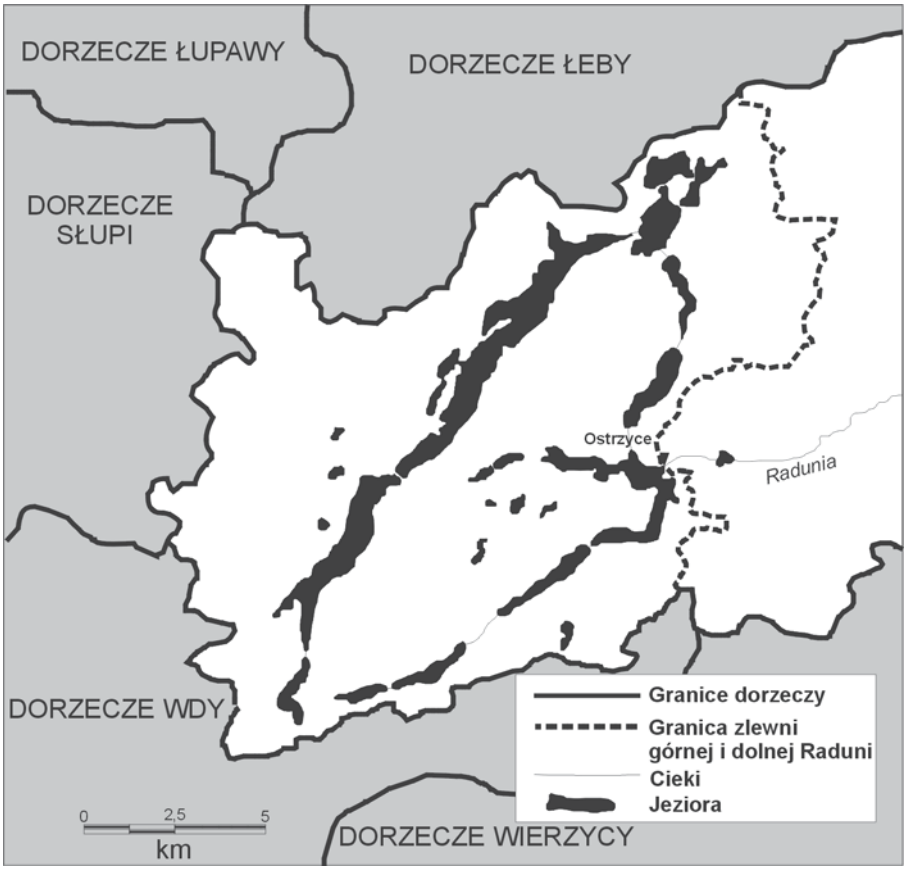
Wprowadzenie

Jedną z charakterystycznych cech krajobrazu młodoglacjalnego jest obecność małych zbiorników wodnych, tzw. oczek. Większość z nich jest pochodzenia polodowcowego; liczna jest też grupa oczek wtórnych[1] i pochodzenia antropogenicznego. Z pozoru wydaje się, że w krajobrazie młodoglacjalnym występują one chaotycznie, wypełniając dna zagłębień bezodpływowych, głównie na obszarze wysoczyzny morenowej.

Celem niniejszego artykułu jest przedstawienie zróżnicowania przestrzennego oczek w zlewni górnej Raduni, obejmującej obszar 204,2 km^2. Radunia jest lewostronnym dopływem Motławy (*Podział hydrograficzny Polski* 2005). Jej zlewnia od południa graniczy z dorzeczem Wdy, od zachodu z dorzeczem Słupi, a od północy z obszarami odwadnianymi przez Łebę (ryc. 1). Północno-zachodnią granicę zlewni stanowi pomorski dział wodny, rozgraniczający do-

[1] Pierwotne oczka polodowcowe – powstałe w wyniku wytapiania brył martwego lodu, oczka wtórne – powstałe w średniowieczu w wyniku wypełnienia wodą suchych obniżeń terenowych w wyniku podniesienia zwierciadła wód gruntowych w następstwie wycięcia lasów (Pieńkowski 2003).

rzecza rzek przymorskich i dorzecza Wisły. Zlewnia górnej Raduni jest częścią Kaszubskiego Systemu Hydrograficznego i stanowi jego obszar źródliskowy o wschodnim kierunku odwadniania (Borowiak 2005). Rzeźba tej zlewni obfituje w różnorodne formy morfologiczne charakterystyczne dla obszarów młodoglacjalnych. W jej granicach znajdują się wysoczyzny morenowe, równiny sandrowe oraz rynny subglacjalne. Rezultatem tej różnorodności są znaczne różnice wysokości względnej, sięgające 60 m.



Ryc. 1. Położenie zlewni górnej Raduni na tle jednostek hydrograficznych Pojezierza Kaszubskiego według PHP (2005)

Metody badań

W niniejszym opracowaniu za oczka przyjęto zbiorniki stałe, okresowe lub epizodyczne, zaznaczone na mapie w skali 1:25 000, o powierzchni mniejszej

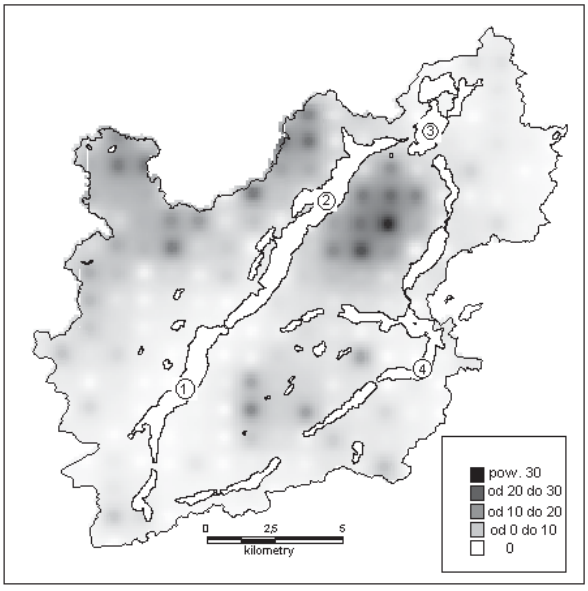
od 1 ha, różnorodne pod względem genetycznym. Kryterium wielkościowe, zaproponowane przez Drwala i Langego (1985), wydaje się najbardziej trafne.

Analizę rozmieszczenia oczek w granicach zlewni górnej Raduni wykonano na podstawie kartowania hydrograficznego i map topograficznych w skali 1:25 000 (układ 1965). Wykorzystano także *Mapę geologiczną Polski 1:50 000* oraz szkic geomorfologiczny zlewni górnej Raduni opracowany przez Gołębiewskiego i in. (2005). Utworzono bazę danych o oczkach, korzystając z programu MapInfo Professional 6.5.

Mapę gęstości oczek w badanej zlewni przedstawiono w postaci kartogramu utworzonego w ten sposób, że obszar zlewni górnej Raduni przykryto siatką kwadratów o boku 1 km; liczbę oczek znajdujących się w polu siatki przypisano do środka pola.

Otrzymane wyniki

W zlewni górnej Raduni znajduje się 1346 oczek. Zajmują one łącznie 0,6% jej powierzchni. Na 1 km^2 zlewni przypada średnio 7 zbiorników. Oczka rozmieszczone są nierównomiernie. Przestrzenne zróżnicowanie ich gęstości waha się od 0 do 40 zbiorników na 1 km^2 (ryc. 2).



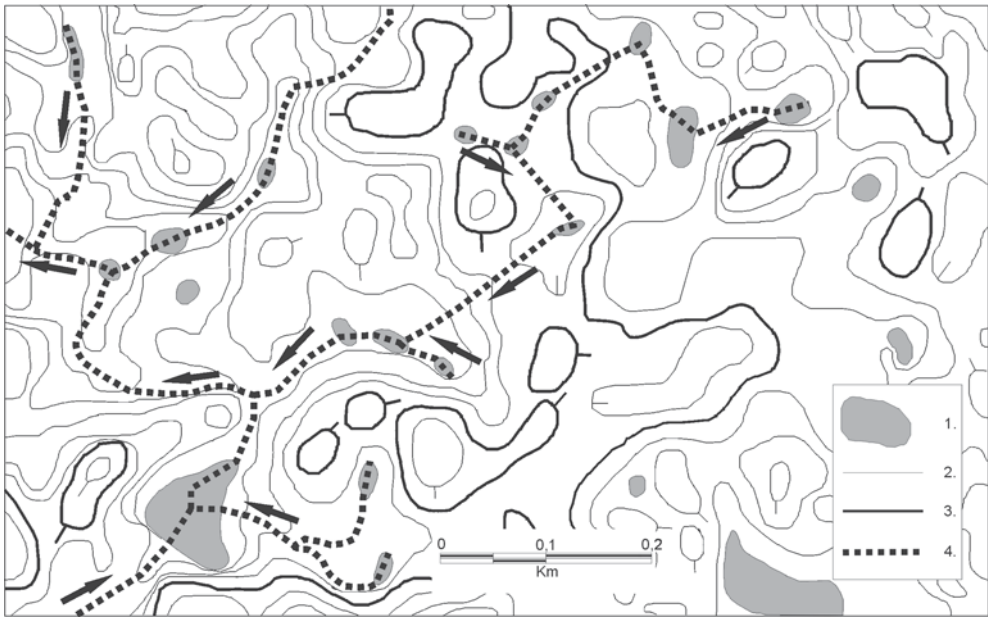
Ryc. 2. Gęstość oczek na 1 km^2 zlewni górnej Raduni; 1 – Jezioro Raduńskie Górne, 2 – Jezioro Raduńskie Dolne, 3 – Jezioro Kłodno, 4 – Jezioro Ostrzyckie

Największa gęstość oczek (10–40 oczek na 1 km^2) charakteryzuje środkową i północno-zachodnią część zlewni górnej Raduni. Są to obszary wysoczyzny morenowej (tab. 1). Najwięcej jest ich w strefie wododziałowej zlewni jezior Raduńskiego Dolnego i wielkiego Brodna oraz w strefie wododziałowej Raduni i Łeby (powyżej 30 oczek na 1 km^2). Obszary te charakteryzuje słabo rozwinięta sieć rzeczna.

Na równinach sandrowych w granicach badanej zlewni gęstość oczek wynosi od 5 do 10 zbiorników na 1 km^2. Dna rynien subglacjalnych, najczęściej zajęte przez duże i głębokie jeziora i odwadniające je cieki, są niemal pozbawione oczek. Występują tam jedynie pojedyncze zbiorniki; gęstość oczek waha się tu od 0 do 1–2 zbiorników na 1 km^2.

Tab. 1. Liczba i gęstość oczek na obszarze głównych jednostek geomorfologicznych w granicach zlewni górnej Raduni

Jednostka geomorfologiczna	Liczba oczek	Gęstość oczek w jednostce [liczba oczek·km^{-2}]
Równiny sandrowe	233	4,0
Rynny subglacjalne	229	7,0
Wysoczyzny morenowe	879	18,0
Inne (np. formy szczelinowe)	5	0,2



Ryc. 3. Przykład ciągu oczek w zlewni górnej Raduni; 1 – oczko, 2 – warstwica co 2,5 m, 3 – warstwica co 5 m, 4 – linia ciągu

Fakt, iż w zlewni górnej Raduni najwięcej oczek jest w strefach wododziałowych na wysoczyznach morenowych, a najmniej w dnach rynien, znajduje swoje odbicie w zależności pomiędzy liczbą oczek a ich położeniem n.p.m. Wraz z oddalaniem się od stref wododziałowych liczba oczek maleje i spada ich gęstość. Cechą charakterystyczną jest brak oczek na stokach o dużych spadkach.

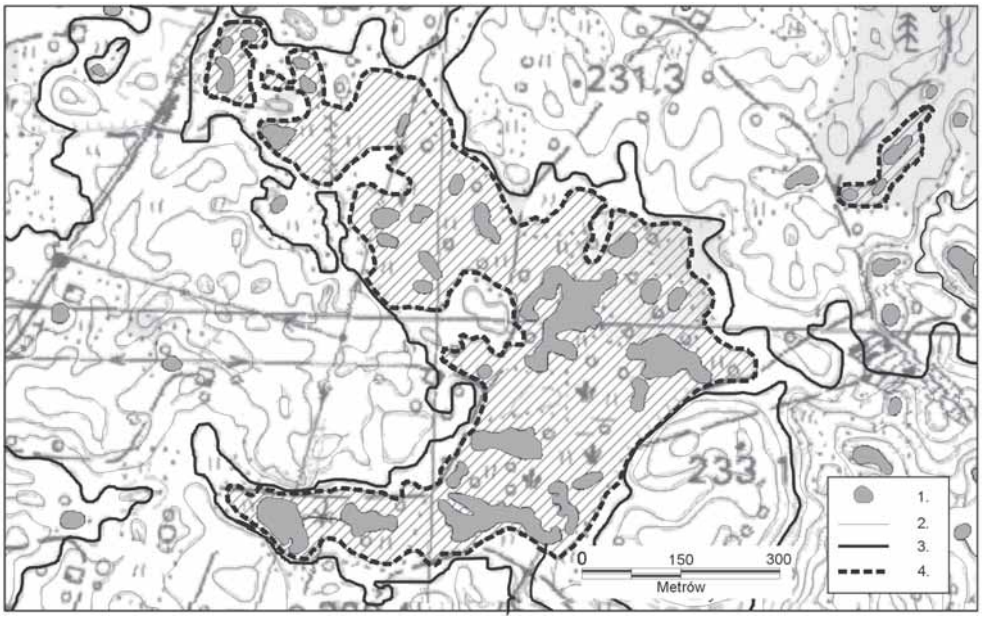
Oczka w zlewni górnej Raduni występują w skupiskach i pojedynczo. Większość ich (56%) jest rozmieszczona w zlewni chaotycznie. Znaczna jednak część (44%) wykazuje pewien porządek przestrzenny. Część z nich układa się liniowo, tworząc **ciągi oczek** (ryc. 3). W ciągu oczek pojedyncze zbiorniki wypełniają dna podłużnych zagłębień terenu, często są też połączone krótkimi ciekami o charakterze stałym lub okresowym. Ciągi oczek występują na obszarze całej zlewni górnej Raduni. Początek ciągu znajduje się przeważnie w szczytowej, najwyższej części wysoczyzny morenowej, a dalszy jego bieg wyznaczają oczka usytuowane w dolinkach erozyjnych lub rynnach subglacjalnych. Koniec ciągu wyznacza stały lub okresowy ciek płynący dnem rynny subglacjalnej. Niekiedy końcem tym jest pojedyncze oczko lub większe jezioro. W miejscach licznego występowania ciągów oczek poszczególne ciągi łączą się ze sobą, przypominając sieć rzeczną. Taki układ ciągów jest efektem liniowego spływu wód na obszarach pozbawionych wykształconej sieci rzecznej.

Łączna długość sieci ciągów oczek wynosi 64 km. Poszczególne jej ogniwa mają długość od kilkuset metrów do 5 km. W ciągu oczek może występować od 2 do 83 oczek. Układy takie tworzy około 30% oczek występujących w zlewni górnej Raduni.

Drugim typem regularnego rozmieszczenia oczek są ich grupy. **Grupę oczek** stanowi jedno zagłębienie terenu o płaskim, wilgotnym dnie, w którym znajdują się co najmniej 3 oczka. Granicę grupy oczek wyznacza pierwsza warstwica znajdująca się powyżej dna zagłębienia (ryc. 4). Zbiorniki ułożone w grupach występują w zagłębieniach po martwym lodzie wypełnionych torfami. Towarzyszą im mokradła, a niekiedy niewielkie, bezodpływowe jeziora. Grupy oczek o powierzchni powyżej kilku hektarów uczestniczą w poziomej wymianie wody (są włączone w system odpływu rzecznego), podczas gdy małe grupy o powierzchni poniżej 1 ha są bezodpływowe.

W zlewni górnej Raduni wyznaczono 43 grupy oczek o średniej powierzchni ponad 5 ha. Powierzchnia ich waha się od 0,6 do 25 ha. Średnio w jednej grupie znajduje się 6 oczek, maksymalnie 25. Grupy tworzy 14% wszystkich tego typu zbiorników występujących w omawianej zlewni.

W zlewni górnej Raduni występują też oczka w **układach mieszanych**. Są to linie łączące zarówno ciągi oczek, jak i ich grupy. W granicach omawianej zlewni wyznaczono 10 układów mieszanych.



Ryc. 4. Przykład grupy oczek w zlewni górnej Raduni; 1 – oczko, 2 – warstwica co 2,5 m, 3 – warstwica co 5 m, 4 – warstwica stanowiąca granicę grupy oczek

Podsumowanie

Zebrane wyniki wskazują, że oczka stanowią istotny element sieci hydrograficznej zlewni górnej Raduni. Występują one głównie na wysoczyznach morenowych, w strefach wododziałowych. Średnia gęstość oczek w omawianej zlewni wynosi 7 zbiorników na 1 km^2. Prawie połowa oczek występujących w omawianej zlewni tworzy ciągi, grupy lub układy mieszane.

Literatura

Borowiak M. (2005): *Struktura hydrograficzna i lokalne warunki obiegu wody*, [w:] *Jeziora górnej Raduni i jej zlewnia w badaniach z udziałem Stacji Limnologicznej w Borucinie*, W. Lange (red.), Bad. Limnol. 3, Wyd. KLUG, Gdańsk; 127–139.

Drwal J., Lange W. (1985): *Niektóre limnologiczne odrębności oczek*, Zesz. Nauk.Wydz. BGiO UG, Geografia 14.

Gołębiewski R., Dworniczak J., Tylmann W., Woźniak P. P. (2005): *Rzeźba zlewni górnej Raduni*, [w:] *Jeziora górnej Raduni i jej zlewnia w badaniach z udziałem Stacji Limnologicznej w Borucinie*, W. Lange (red.), Bad. Limnol. 3, Wyd. KLUG, Gdańsk; 59–73.

Pieńkowski P. (2003): *Analiza rozmieszczenia oczek wodnych oraz zmian w ich występowaniu na obszarze Polski Północno-Zachodniej*, AR w Szczecinie, Szczecin; 1–12.

Podział hydrograficzny Polski, cz. 1, 2005, IMGW, Warszawa.

Renata Graf
Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań

Strefy aktywne hydrologicznie obszaru Międzyrzecza Warty i Noteci

Hydrologically active zones in the Warta–Noteć Interfluve

Abstract: The article presents the structure of the drainage system established for the Warta-Noteć Interfluve as a region with the greatest area of inland dunes in the Wielkopolska Lowland. The distribution of hydrologically active zones of the interfluve is presented. They are divided into active areas, i.e. those of permanent surface alimentation, and passive areas, which are storage and evapotranspiration basins with no surface runoff. The analysis embraced a group of indicators, which allowed the determination of such elements as the area, location, number and type of closed basins, especially with reference to the geological-lithological conditions, and their proportion in the catchment area of streams draining the region. Zones were identified within the Warta–Noteć Interfluve in which overland flow diminishes, and those, which contribute to an increase in the local alimentation of potamic runoff. These elements were taken to be the most essential controls of the water cycle conditions within the Interfluve.

Słowa kluczowe: dorzecze Warty, odpływ, aktywna powierzchnia zlewni, zlewnia bezodpływowa.
Key words: the Warta drainage basin, runoff, active basin area, blind drainage.

Wprowadzenie

Istotnym aspektem oceny uwarunkowań obiegu wody w różnych skalach przestrzennych: globalnej, regionalnej i lokalnej, jest rozpoznanie struktury systemu odwodnienia danego obszaru. Szereg komplikacji w tym zakresie dotyczy między innymi ustalenia granic systemów hydrologicznych, szczególnie w przypadku zlewni o niewyraźnej i zawiłej rzeźbie terenu. Wiąże się to głównie z wyznaczeniem w granicach danej jednostki powierzchni aktywnych w tworzeniu odpływu powierzchniowego, jak również i stref bezodpływowych powierzchniowo o charakterze chłonnym lub ewapotranspiracyjnym. Ze względu na genezę i cechy morfologiczne, obszarami szczególnie predysponowany-

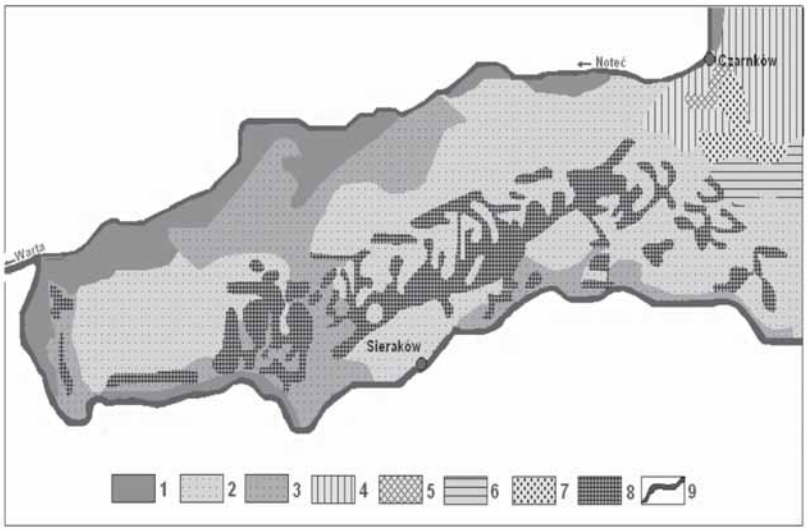
mi do występowania stref bezodpływowych powierzchniowo są tereny młodoglacjalne i wydm śródlądowych (Werner-Więckowska 1951; Kowalska 1968; Drwal 1974, 1975). W przypadku obszarów wydmowych powstanie licznych zagłębień w formie izolowanych wytopisk i rozległych obszarów bezodpływowych należy zaliczyć do najistotniejszych elementów kształtujących i modyfikujących warunki odpływu wód. Oddziaływanie tej grupy elementów, łącznie z uwarunkowaniami klimatycznymi, przyczynia się między innymi do częściowego zaniku sieci rzecznej w postaci zmniejszenia zarówno liczby, jak i długości cieków wodnych, co wpływa z kolei na małą gęstość sieci rzecznej oraz wzrost powierzchni terenów bezwodnych.

Określenie udziału stref aktywnych i obszarów bezodpływowych powierzchniowo, typu chłonnego i ewapotranspiracyjnego, w całkowitej powierzchni zlewni oraz wydzielenie stref bezwodnych ma szczególne znaczenie w ocenie roli, jaką pełnią one w procesie obiegu wody. Zagłębienia bezodpływowe chłonne, których dno jest suche, mogą stanowić strefy lokalnie wzmożonego zasilania wód podziemnych i kształtowania tą drogą odpływu podziemnego ze zlewni. Natomiast zagłębienia bezodpływowe ewapotranspiracyjne, w dnie których występuje najczęściej zbiornik wodny, mogą tworzyć obszary lokalnie wzmożonego parowania. Przewaga danego procesu uwarunkowana jest z kolei udziałem danego typu zagłębienia w całkowitej powierzchni zlewni (Drwal, Hryniszak 2003). Występowanie obszarów bezodpływowych, które skupiają się głównie w strefach wododziałowych zlewni, wymusza lokalne drogi krążenia wody, komplikując tym samym układ granic przestrzeni, w której kształtuje się cykl hydrologiczny.

Cel i zakres badań

W opracowaniu założono identyfikację struktury systemu odwodnienia regionu Międzyrzecza Warty i Noteci, z wydzieleniem stref aktywnych w formowaniu odpływu powierzchniowego oraz powierzchni zlewni zagłębień bezodpływowych. Analizę przeprowadzono w odniesieniu do obszaru o powierzchni 1921,33 km^2. Międzyrzecze Warty i Noteci, ze względu na swoje położenie w obrębie Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej (Kondracki 1998), charakteryzuje się specyfiką warunków środowiskowych wynikających zarówno z rzeźby obszaru, jak również z systemu odwodnienia powierzchniowego, którego zasadniczym elementem są rozległe strefy bezwodne. Struktura i sposób wykształcenia sieci hydrograficznej w granicach rozpatrywanego obszaru są w dużym stopniu związane z układem i funkcjonowaniem dolin rzecznych Warty i jej dopływu Noteci oraz z zespołem czynników środowiskowych oddziałujących w omawianej strefie, w tym głównie warunków morfologicznych i geologiczno-litologicznych (Bartkowski 1970). Rozpatrywany region stano-

wi największą pod względem powierzchni strefę wydm śródlądowych w Wielkopolsce (Krygowski 1961; Pilarczyk 1976) – ryc. 1. Ma to niewątpliwy wpływ na stosunki wodne, w tym głównie na warunki formowania się odpływu z rejonu Międzyrzecza.



Ryc. 1. Warunki geomorfologiczne Międzyrzecza Warty i Noteci (wg B. Krygowski 1961); 1 – terasa zalewowa; 2 – terasa wysoka; 3 – terasa środkowa; 4 – wysoczyzna morenowa pagórkowata; 5 – strefa pagórków moreny czołowej; 6 – wysoczyzna morenowa falista; 7 – równiny sandrowe; 8 – pagórki wydmowe; 9 – rzeki

Z punktu widzenia oceny uwarunkowań obiegu wody, w przypadku Międzyrzecza Warty i Noteci istotne okazało się wyznaczenie w jego granicach obszarów aktywnych, tzn. zasilania bezpośredniego danego odbiornika oraz zagłębień bezodpływowych chłonnych i ewapotranspiracyjnych. Z obszarów aktywnych następuje stałe lub okresowe zasilanie bezpośrednie sieci rzecznej i zbiorników wodnych, natomiast obszary bezodpływowe uczestniczą pośrednio w ich alimentacji, głównie poprzez zasilanie na drodze podziemnej, które formuje się w wyniku infiltracji wód opadowych w zagłębieniach typu chłonnego. Sposób identyfikacji zagłębień bezodpływowych uwzględniał kryteria ich wydzieleń zgodne z nowymi wytycznymi technicznymi realizacji Mapy Hydrograficznej Polski w skali 1: 50 000 w technologii GIS (GIS-3 Wytyczne Techniczne 2005). Według przyjętych założeń, obszar bezodpływowy chłonny tworzy pojedyncza zlewnia lub kompleks przylegających zlewni zagłębień bezodpływowych chłonnych, których dna są suche. Z kolei obszar bezodpływowy ewapotranspiracyjny obejmuje swym zasięgiem pojedynczą zlewnię lub zespół sąsiadujących ze sobą zlewni zagłębień bezodpływowych, w dnach któ-

rych występuje zbiornik wodny lub teren podmokły stale. Jako główne kryteria typowania obszarów bezodpływowych przyjęto: rzeźbę terenu, stosunki wodne oraz litologię i przepuszczalność utworów przypowierzchniowych. Są to elementy środowiska przyrodniczego najczęściej uwzględniane przy określaniu charakteru i roli zagłębień bezodpływowych w obiegu wody (Drwal 1974, 1981; Major 1999, 2003). Analiza w zakresie zróżnicowania wybranych elementów środowiskowych pozwoliła na identyfikację w regionie Międzyrzecza Warty i Noteci dwóch typów hydrologicznych obszarów bezodpływowych – chłonnych i ewapotranspiracyjnych.

Wydzielenie na obszarze Międzyrzecza Warty i Noteci stref hydrologicznie czynnych w formowaniu odpływu powierzchniowego i bezodpływowych przeprowadzono głównie przy wykorzystaniu bazy danych zgromadzonych w poziomach informacyjnych Mapy Hydrograficznej Polski w skali 1: 50 000. W celu identyfikacji elementów struktury hydrograficznej pozyskano dane z następujących poziomów informacyjnych: topograficzne działy wodne, wody powierzchniowe, wody podziemne pierwszego poziomu i przepuszczalność gruntu. Uzupełnienie stanowił dodatkowy materiał kartograficzny: mapy geologiczne, geomorfologiczne, glebowe oraz dokumentacja hydrogeologiczna. Ponadto wykorzystano zbiór informacji wyjściowych z wcześniejszych badań prowadzonych na obszarze Międzyrzecza Warty i Noteci z zakresu analizy uwarunkowań obiegu wody (Lewandowski 1989; Raźniecki 1989; Owczarczak 2000; Michalak 2001). Informacje dotyczące lokalizacji, wielkości i charakteru zagłębień bezodpływowych weryfikowane były poprzez cyfrową bazę danych hydrograficznych, która gromadzi dane z okresu kartowania hydrograficznego przeprowadzonego na omawianym obszarze w latach 2003–2005.

Obszar badań

Międzyrzecze Warty i Noteci według fizycznogeograficznej regionalizacji Polski (Kondracki 1998) położone jest w zasięgu Kotliny Gorzowskiej stanowiącej część Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej (ryc. 1). Pradolina tworzy obecnie rozległą formę wklęsłą, w obrębie której, w fazie pomorskiej zlodowacenia bałtyckiego, uformował się szlak odpływu wód fluwioglacjalnych w kierunku zachodnim. Kotlina Gorzowska wykształciła się na skutek oddziaływania rzek Warty i Noteci, których doliny łączą się w jej środkowej części. Natomiast we wschodniej części kotliny rozprzestrzenia się strefa położona między dolinami obu rzek, określana jako Międzyrzecze Warty i Noteci (Międzyrzecze Warciańsko-Noteckie, wg Bartkowskiego 1970), którego zasadnicze cechy morfologiczne i morfometryczne ukształtowane zostały w wyniku morfogenezy glacjalnej i holoceńskiej.

Skomplikowany układ form, wykształcony w jego obrębie, jest efektem działalności erozyjno-akumulacyjnej wód lodowcowych (pradolinnych) i rzecznych, która przyczyniła się do powstania poziomów terasowych tworzących dominujący tu element rzeźby. Rozległa powierzchnia zbudowana z piasków fluwioglacjalnych stanowiła podstawę rozwoju rzeźby eolicznej, decydującej o specyfice Międzyrzecza, zwłaszcza w zakresie formowania się warunków obiegu wody. W sposób szczególny daje się tu zauważyć ścisłą zależność struktury sieci hydrograficznej od pochodzenia i charakteru form rzeźby terenu. Strukturę pradoliny w odniesieniu do omawianego obszaru tworzą mniejsze jednostki fizycznogeograficzne, którymi są systemy dolinne (Kondracki 1998) złożone z kilku poziomów teras lodowcowo-rzecznych: Dolina Dolnej Noteci, stanowiąca od Czarnkowa odcinek ujściowy doliny Noteci do Warty, oraz Obornicka Dolina Warty, obejmująca dolinę Warty od Obornik do przyjęcia Noteci w rejonie Santoka. Formy te tworzą granicę dla zasadniczej, środkowej części analizowanego Międzyrzecza, którą stanowi pole wydm śródlądowych, ciągnące się strefą o szerokości około 10 km i długości około 80 km (Pilarczyk 1976). Obszar wydmowy odznacza się znacznym urozmaiceniem powierzchni, którą, z jednej strony, tworzą wyniesienia w formie pojedynczych wydm lub wałów wydmowych: poprzecznych, podłużnych i parabolicznych, z drugiej natomiast, formy zagłębień bezodpływowych o zróżnicowanym przebiegu i typie hydrologicznym.

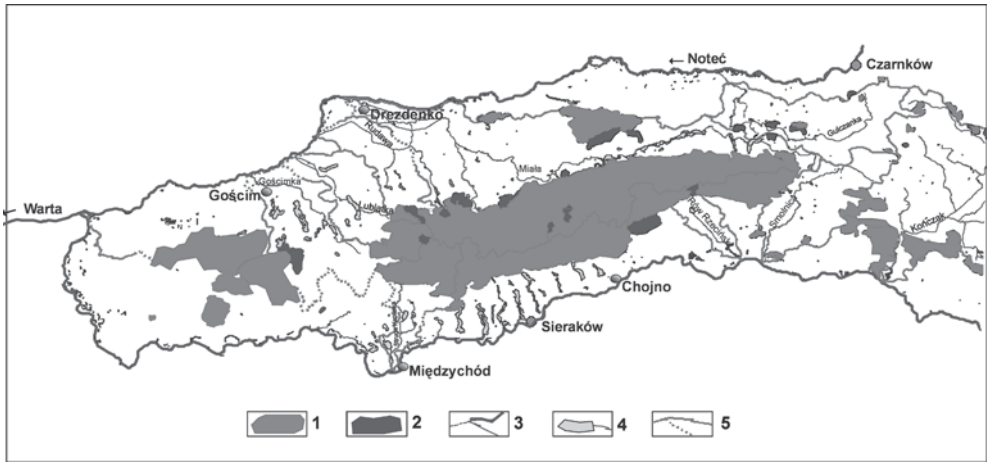
W obrębie Międzyrzecza Warty i Noteci wydzielić można według W. Stankowskiego (1963) trzy typy krajobrazu eolicznego. Krajobraz wydmowy związany jest z dominującym na obszarze polem wydmowym, dla którego otoczenie stanowią obszar krajobrazu deflacyjnego na zachodzie i korazyjnego na północy. Pole deflacyjne stanowi zachodni fragment rozpatrywanego Międzyrzecza, z którego wywiewany w okresie peryglacjalnym materiał piaszczysty utworzył pole wydmowe. Znaczną jego część tworzą zagłębienia deflacyjne zajęte przez torfowiska lub jeziora. Natomiast na powierzchniach teras pozbawionych wydm wykształcił się typ krajobrazu korazyjnego, reprezentowany przez liczne głazy i żwiry ze śladami działalności eolicznej.

Zróżnicowanie elementów rzeźby omawianego obszaru wpływa na urozmaicenie jego warunków hipsometrycznych, które łącznie z cechami litologicznymi gruntu warunkują przebieg procesów hydrologicznych, zwłaszcza w zakresie formowania odpływu w zlewniach rzek odwadniających strefę Międzyrzecza.

Struktura hydrograficzna Międzyrzecza Warty i Noteci

W układzie hydrograficznym rozpatrywany obszar należy do dorzecza Warty (*Atlas podziału hydrograficznego Polski* 2005). Zasadnicze elementy

systemu odwodnienia tworzą doliny Warty i Noteci o układzie równoleżnikowym. Linia wododziałowa (III rzędu), rozgraniczająca spływ wody do Warty i Noteci, jest niepewna, a jej przebieg maskowany jest przez pola wydm o zróżnicowanym charakterze i rozmiarach (ryc. 2). Rozpatrywane Międzyrzecze, w granicach określonych przez doliny Warty i Noteci oraz działy wodne zlewni ich dopływów, Kończaka i Gulczanki we wschodniej części obszaru, obejmuje powierzchnię 1921,33 km^2. Zasadniczy dział wodny badanego obszaru pozwala na wydzielenie w obrębie Międzyrzecza dwóch charakterystycznych stref – skłonu północnego (977,3 km^2) odwadnianego przez Noteć i jej większe dopływy: Gulczankę, Miałę, Rudawę, Lubiatkę i Gościmkę (tab.1) oraz skłonu południowego (944,03 km^2), odwadnianego przez Wartę i jej większe dopływy: Kończak, Smolnicę, Rów Rzeciński i Strugę Kaplinkę. Utrudnienie w identyfikacji przebiegu działu wodnego między skłonem południowym i północnym stanowi rozległy obszar bezodpływowy o charakterze chłonnym. Powierzchnia całkowita tego obszaru wynosi 275,35 km^2, z czego 170,09 km^2 wchodzi w skład skłonu północnego, natomiast pozostałe 110,85 km^2 znajduje się w zasięgu skłonu południowego (ryc. 2).



Ryc. 2. Struktura hydrograficzna Międzyrzecza Warty i Noteci;
1– obszary zagłębień bezodpływowych chłonnych; 2 – obszary zagłębień bezodpływowych ewapotranspiracyjnych; 3 – cieki wodne; 4 – jeziora i zbiorniki wodne; 5 – topograficzne działy wodne (wyraźne i niepewne)

Cechą charakterystyczną skłonu południowego w odniesieniu do struktury systemu odwodnienia jest jego dwudzielność. Część południowa skłonu o znacznej gęstości sieci rzecznej odwadniana jest przez Wartę i jej dopływy. Można wydzielić tu dwie różniące się strefy – wschodnią, z zespołem zlewni większych dopływów Warty: Kończaka, Smolnicy i Rowu Rzecińskiego, pozbawionych w zasadzie jezior, oraz zachodnią, z systemem niewielkich dopły-

Tab. 1. Zagłębienia bezodpływowe Międzyrzecza Warty i Noteci

	Zlewnia	Powierzchnia zlewni [km²]	Zagłębienia bezodpływowe				Zagłębienia bezodpływowe łącznie (CH+ E)			
			Chłonne (CH)		Ewapotranspiracyjne (E)		Liczba (CH+E)	Powierzchnia (CH+E) [km²]	Powierzchnia min–max [km²]	% udział
			Liczba	Powierz. [km²]	Liczba	Powierz. [km²]				
			% udział		% udział					
SKŁON PÓŁNOCNY	Gulczanka	101,06	5	1,25	2	1,23	7	2,48	0,06 – 0,63	2,45
			1,24		1,22					
	Miała	429,90	3	177,07	10	9,45	13	186,52	0,14 – 147,08	43,4
			41,0		2,20					
	Rudawa	11,62	1	2,67	1	1,28	2	3,95	1,28 – 2,67	33,4
			23,0		11,0					
	Lubiatka	67,16	1	14,75	1	0,70	2	15,45	0,70 – 14,75	23,0
			22,0		1,04					
	Gościmka	93,0	brak	—	1	2,02	1	2,02	— 2,02	2,17
			—		2,17					
	Przyrzecze Noteci	274,46	2	21,85	1	0,23	3	22,08	0,23 – 20,20	8,04
			7,96		0,08					
	Skłon północny	977,3	12	217,59	16	14,91	28	232,5	0,06 – 147,08	23,8
			22,2		1,52					
SKŁON POŁUDNIOWY	Kończak	241,85	10	28,69	3	1,96	13	30,65	0,08 – 9,0	12,7
			11,9		0,81					
	Smolnica	76,0	5	1,36	brak	—	5	1,36	0,06 – 0,53	1,79
			1,79		—					
	Rów Rzeciński	23,31	brak	—	brak	—	brak	—	—	—
			–		—					
	Struga Kaplinka	51,80	1	25,38	brak	—	1	25,38	— 25,38	49,0
			49,0		—					
	Przyrzecze Warty	551,07	7	110,0	3	5,08	10	115,08	0,28 – 85,47	20,9
			19,9		0,92					
	Skłon południowy	944,03	23	165,43	6	7,04	29	172,47	0,06 – 85,47	18,3
			17,5		0,74					
	Międzyrzecze Warty i Noteci	1921,33	35	383,02	22	21,95	57	404,97	0,06 – 147,08	21,1

wów Warty, płynących w układzie południkowym i odprowadzających wody z licznej grupy jezior rynnowych „zespołu sierakowskiego". W zasięgu zlewni we wschodniej części skłonu południowego występuje tylko Jezioro Rzecińskie, natomiast licznie reprezentowane są tutaj zagłębienia bezodpływowe chłonne i ewapotranspiracyjne. Cieki tej strefy wykorzystują w swym biegu głównie zagłębienia śródwydmowe i niecki deflacyjne (Raźniecki 1989). Północna część omawianego skłonu (110,85 km^2) wchodzi w skład rozległego obszaru bezodpływowego typu chłonnego, stanowiącego centralną część Międzyrzecza Warty i Noteci. Strefa ta pozbawiona jest sieci rzecznej, a jedynymi elementami struktury hydrograficznej są dwa jeziora śródwydmowe: Pokraczyn i Pustelnik. W obrębie południowego skłonu funkcjonują zatem dwie strefy różniące się pod względem udziału i roli w formowaniu odpływu powierzchniowego.

Z kolei w zasięgu północnego skłonu Międzyrzecza Warty i Noteci, w nawiązaniu do struktury systemu odwodnienia, można wydzielić trzy charakterystyczne strefy: północną – w granicach której funkcjonują drobne, płytko wcięte cieki i rowy melioracyjne stanowiące dopływy Noteci, środkową – odwadnianą przez większe dopływy Noteci z systemem jezior, oraz część południową – bezwodną, znajdującą się w zasięgu rozległego obszaru bezodpływowego typu chłonnego. Specyfiką tej części Międzyrzecza jest występowanie w strukturze pradoliny znacznych pod względem powierzchni obszarów bezodpływowych. Sytuacja ta związana jest między innymi z silnym oddziaływaniem dolin Warty i Noteci jako głównych stref drenażu wód podziemnych, co spowodowało, że wyższe obszary terasowe znajdują się w położeniu wododziałowym.

Zasadniczym ciekiem odwadniającym środkową część północnego skłonu Międzyrzecza jest Miała. Dolina Miały wykształciła się na skutek zatarasowania spływu wód polodowcowych, które w wyniku tego utorowały sobie zachodni kierunek płynięcia. Odpływ wody odbywał się trzema równoległymi rynnami, z których obecnie Miała wykorzystuje koryto środkowe. Ciekami odwadniającymi skłon północny są ponadto: Gulczanka, Rudawa, Lubiatka i Gościmka, a element uzupełniający system odwodnienia powierzchniowego tej części Międzyrzecza stanowią cieki i rowy melioracyjne funkcjonujące okresowo oraz jeziora. Granica obszaru z siecią rzeczną i obszaru bezwodnego rozprzestrzenia się wzdłuż północnej krawędzi centralnego obszaru bezodpływowego, który stanowi element wspólny struktury systemu odwodnienia skłonu północnego i południowego Międzyrzecza Warty i Noteci.

Elementem sieci hydrograficznej rozpatrywanego regionu, obok ubogiej sieci rzecznej, są również jeziora, które poza strefą przyrzecza Warty skupiają się w zlewniach dopływów Noteci. Większość z nich posiada charakter przepływowy, tylko nieliczne tworzą zbiorniki typu bezodpływowego, przyczyniając się do powstania stref lokalnie wzmożonego parowania obszarowego.

Zagłębienia bezodpływowe Międzyrzecza Warty i Noteci

Dokonana identyfikacja elementów struktury systemu odwodnienia Międzyrzecza Warty i Noteci (ryc. 2) wykazała funkcjonowanie w granicach obszaru 9 zasadniczych zlewni rzecznych, stanowiących dopływy Warty (4) i Noteci (5) oraz 2 dużych przyrzeczy (tab. 1). Ponadto zarejestrowano 57 zagłębień bezodpływowych – 35 chłonnych i 22 ewapotranspiracyjne o łącznej powierzchni około 405 km^2, których udział w całkowitej powierzchni rozpatrywanego regionu wynosi 21%. W poszczególnych zlewniach powierzchnie zagłębień bezodpływowych kształtują się od 0,06 do 147,08 km^2 (tab. 1). Dominującą grupę stanowią zagłębienia bezodpływowe o powierzchniach do 1 km^2.

Największe pod względem powierzchni (275,35 km^2) jest, wymienione wcześniej, rozległe zagłębienie bezodpływowe typu chłonnego, zajmujące centralną część Międzyrzecza Warty i Noteci. W układzie przestrzennym omawianego regionu stanowi ono część powierzchni zlewni Miały, Lubiatki, Rudawy, Strugi Kaplinki oraz przyrzecza Warty. Około 6 km^2 powierzchni rozpatrywanego obszaru zajmują zagłębienia bezodpływowe typu ewapotranspiracyjnego o niewielkich rozmiarach (0,50–1,3 km^2).

Na obszarze Międzyrzecza Warty i Noteci dominują obszary zagłębień bezodpływowych chłonnych (około 20% powierzchni), podczas gdy zagłębienia typu ewapotranspiracyjnego zajmują tylko 1%. Sytuację taką wymusza specyfika warunków morfologiczno-litologicznych strefy wydmowej. Obszary zagłębień bezodpływowych zajmują największą powierzchnię w granicach zlewni Miały, gdzie stanowią 43% jej całkowitej powierzchni (tab. 1). W granicach zlewni funkcjonuje największy pod względem powierzchni obszar zagłębienia bezodpływowego chłonnego (147,08 km^2), stanowiący fragment centralnego cokołu wydmowego. Sama Miała płynie na granicy pola wydmowego i niższego stopnia terasowego doliny Noteci. Zagłębień bezodpływowych nie zarejestrowano w zlewni Rowu Rzecińskiego.

Obszary bezodpływowe typu ewapotranspiracyjnego zidentyfikowane zostały jako zagłębienia, w dnach których najczęściej znajduje się jeden lub kilka zbiorników wodnych o zróżnicowanych powierzchniach bądź też w dnie funkcjonuje teren podmokły stale. Największa ich liczba została wydzielona w zlewni Miały (10), gdzie zajmują powierzchnię 9,45 km^2 (ryc. 2). Jednak największy udział w powierzchni omawianych zlewni (11%) ma obszar zagłębienia ewapotranspiracyjnego, który znajduje się w zlewni Rudawy.

W charakterystyce obszarów bezodpływowych ważnym zagadnieniem jest ich układ przestrzenny oraz analiza zasadniczych cech różnicujących rolę tych form w obiegu wody. W przypadku Międzyrzecza Warty i Noteci zagłębienia bezodpływowe występują głównie w jego środkowej części. Grupują się one zwłaszcza w strefach działów wodnych, jak również w zagłębieniach śródwydmowych i nieckach deflacyjnych wewnątrz regionu. Duże znaczenie w za-

kresie gromadzenia i rozchodowania wód opadowych w obrębie zagłębień bezodpływowych posiada charakter ich podłoża. Wsiąkanie wód opadowych, efektywnie zasilających wody podziemne, zachodzi w zagłębieniach typu chłonnego o podłożu przepuszczalnym. Natomiast w obrębie powierzchni wydmowej Międzyrzecza Warty i Noteci znaczna miąższość utworów piaszczystych (do 50 m) i głębokie zaleganie zwierciadła wód podziemnych stanowić mogą element ograniczający efektywne ich zasilanie. Skład mechaniczny osadów piaszczystych rozpatrywanego obszaru pozwala zaliczyć go do stref o mniej korzystnych warunkach infiltracyjnych (Żurawski 1966). Warunki morfologiczne, w tym głównie znaczne deniwelacje strefy wydmowej rozprzestrzeniającej się między dolinami Warty i Noteci, utrudniają infiltrację wód opadowych w podłoże, sprzyjając w ten sposób znacznym spływom powierzchniowym. Organizacja spływu powierzchniowego przyczynia się do tworzenia w miejscach zagłębień bezodpływowych o podłożu trudno przepuszczalnym podmokłości lub zbiorników wodnych, a w konsekwencji do wzrostu parowania obszarowego.

Stałość funkcjonowania systemów rzecznych oraz jezior związana jest w szczególny sposób z zasilaniem przez wody podziemne znajdujące się w zasięgu drenażu powierzchniowego. Na obszarze Międzyrzecza Warty i Noteci, zwłaszcza w strefie wydmowej, zaznacza się specyficzny rodzaj związków hydraulicznych wód podziemnych z powierzchniowymi. W analizowanej strefie zasilanie i odnawialność wód podziemnych pierwszego poziomu wodonośnego uzależnione są w znacznym stopniu od terenów sąsiednich oraz od udziału zagłębień bezodpływowych chłonnych w jej całkowitej powierzchni. Ze względu na znaczne głębokości występowania wód podziemnych i ograniczony kontakt z powierzchnią terenu, zwierciadło ich charakteryzuje się mniejszą dynamiką wahań, co dodatkowo wydłuża proces odnawialności zasobów tych wód.

Według koncepcji systemów wodonośnych J. Szymanki (1980), w obu typach zagłębień bezodpływowych, chłonnych i ewapotranspiracyjnych, formują się systemy wód gruntowych o ograniczonym udziale w obiegu wód powierzchniowych. Są to systemy płytkich wód podziemnych obejmujące kompleks przypowierzchniowych utworów wodonośnych o charakterystycznej redukcji strefy aeracji, w obrębie których wymiana wód odbywa się poprzez procesy parowania, infiltracji i wsiąkania.

Istotnym problemem identyfikacji terenów bezodpływowych jest również ich przyporządkowanie do danej zlewni. Wiąże się to z określeniem w strefie bezodpływowej powierzchniowo, kierunku ruchu wód podziemnych, które w konsekwencji tworzą odpływ podziemny do głównych osi drenażu. Poza usytuowaniem i charakterem stref drenażowych, kierunek spływu wód podziemnych pierwszego poziomu wodonośnego związany jest z konfiguracją i nachyleniem stropu utworów słabo przepuszczalnych. W przypadku omawianego

Międzyrzecza rzędne stropu gliny zwałowej wykazują nachylenie generalnie na zachód oraz w kierunku dolin usytuowanych w jego części północnej i południowej. Funkcjonowanie dolin Warty i Noteci, jako głównych osi drenażu, wymusza silny odpływ wód podziemnych, co w konsekwencji prowadzi do zaniku sieci rzecznej w centralnej części obszaru. System drenażu wód podziemnych uzupełniają na obszarze Międzyrzecza rynny jeziorne. Szczególnie dotyczy to jezior rejonu przyrzecza Warty na odcinku Chojno–Międzychód oraz jezior grupujących się w dorzeczu Noteci na odcinku Gościm–Drezdenko. Zespoły tych jezior usytuowane są w strefach obniżeń stropu gliny zwałowej (poniżej 20 m n.p.m.), co zwiększa z kolei dopływ wód podziemnych z wyniesień powierzchni stropu gliny zwałowej, zapewniając tym samym stałość funkcjonowania zbiorników wodnych.

Podsumowanie

Specyfika Międzyrzecza Warty i Noteci, związana przede wszystkim z występowaniem rozległej strefy wydm śródlądowych, wpływa na kształtowanie systemu odwodnienia obszaru. W zakresie oceny warunków obiegu wody istotnymi identyfikatorami struktury systemu hydrograficznego są doliny rzek Warty i Noteci, rynny jeziorne oraz następujące charakterystyki: niewielka liczba i nieznaczna długość cieków odwadniających wewnętrzną część Międzyrzecza, co wyraża się niskim wskaźnikiem gęstości sieci rzecznej, okresowość funkcjonowania drobnych cieków i rowów melioracyjnych, występowanie rozległych stref bezwodnych oraz zagłębień bezodpływowych typu chłonnego i niewielkich powierzchniowo zagłębień bezodpływowych typu ewapotranspiracyjnego. Dokładne określenie roli obszarów aktywnych i bezodpływowych powierzchniowo w kształtowaniu odpływu na obszarze Międzyrzecza Warty i Noteci wymaga przeprowadzenia szczegółowych badań mających na celu określenie prawidłowości ich funkcjonowania w różnych warunkach środowiskowych i zmiennych sytuacjach hydrologiczno-meteorologicznych.

Literatura

Atlas podziału hydrograficznego Polski (2005): H. Czarnecka (red.), cz. 1 i 2, seria: Atlasy, IMGW, Warszawa.

B a r t k o w s k i T. (1970): *Wielkopolska i Środkowe Nadodrze*, PWN, Warszawa.

D r w a l J. (1974): *Próba określenia typów obszarów bezodpływowych powierzchniowo w warunkach środowiska geograficznego Pojezierza Kaszubskiego*, Zesz. Nauk. Wydz. BiNOZ UG. Geogr., nr 4; 27–51.

D r w a l J. (1975): *Zagadnienie bezodpływowości na obszarach młodoglacjalnych*, Zesz. Nauk. Wydz. BiNOZ UG, Geogr. nr 3; 7–26.

Drwal J. (1981): *Znaczenie pozaklimatycznych czynników w kształtowaniu okresowości elementów sieci hydrograficznej terenów młodoglacjalnych*, Zesz. Nauk. Wydz. BiNOZ UG, Geogr. Nr 10.

Drwal J., Hryniszak E. (2003): *Obieg wody w wybranych geoekosystemach Pomorza Zachodniego*, [w:] *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych*, A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), t. 3, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań; 127–139.

Kondracki J. (1998): *Geografia regionalna Polski,* Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.

Kowalska A. (1968): *Obszary bezodpływowe środkowej części Niżu Polskiego*, UMCS, Lublin.

Krygowski B. (1961): *Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej*, cz. I, *Geomorfologia*, PTPN, Wyd. Matem.-Przyrod., Komitet Fizjogr., Poznań.

Lewandowski W. (1989): *Próba monograficznego opracowania północnego skłonu Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego oraz stosunków wodnych na podstawie badań przeprowadzonych w roku hydrologicznym 1988*, Archiwum Zakładu Hydrologii i Gosp. Wodnej IGFiKŚP UAM, Poznań.

Major M. (1999): *Morfometria zagłębień bezodpływowych strefy młodoglacjalnej jako element małej retencji*, [w:] *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych*, A. Kostrzewski (red.), t. 2, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań; 125–129.

Major M. (2003): *Właściwości fizykochemiczne wód gruntowych jako element obiegu wody w zlewni zagłębienia bezodpływowego*, [w:] *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych*, A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), t. 3, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań; 161–173.

Michalak W. (2001): *Charakterystyka odpływu rzecznego obszaru Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego*, Archiwum Zakładu Hydrologii i Gosp. Wodnej IGFiKŚP UAM, Poznań.

Owczarczak B. (2000): *Warunki zasilania i sczerpywania wód podziemnych poziomu gruntowego na obszarze Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego*, Archiwum Zakładu Hydrologii i Gosp. Wodnej IGFiKŚP UAM, Poznań.

Pilarczyk L. (1976): *Międzyrzecze Warciańsko-Noteckie jako pole wydmowe w odniesieniu do powierzchni terasowych i innych*, Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., t. XXX, Seria Geogr. Fiz., Poznań.

Raźniecki A. (1989): *Charakterystyka hydrograficzna południowego skłonu Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego*, Archiwum Zakładu Hydrologii i Gosp. Wodnej IGFiKŚP UAM, Poznań.

Stankowski W. (1963): *Rzeźba eoliczna Polski północno-zachodniej na podstawie wybranych obszarów*, Prace Kom. Geogr. Geolog. PTPN, t. IV, z. 1, Poznań.

Szymanko J. (1980): *Koncepcje systemu wodonośnego i metod jego modelowania*, Wyd. Geologiczne, Warszawa.

Werner-Więckowska H. (1951): *Obszary bezodpływowe Mazowsza*, Przegl. Geogr. 1, GIS-3 Mapa hydrograficzna Polski w skali 1: 50 000, Wytyczne techniczne, GUGiK, Warszawa 2005.

Żurawski M. (1968): *Próba wydzielenia typów infiltracyjnych Niziny Wielkopolskiej*, PTPN. Wydz. Matem.-Przyrod., Prace Komisji Geogr.- Geolog., t. VI, z. 1, Poznań.

Jerzy Jańczak, Wojciech Maślanka
Zakład Geografii Pojezierzy, Uniwersytet Gdański, Gdańsk

Problemy metodyczne oceny dynamicznych zasobów wodnych jezior Polski

Lacking information in database and methodological problems of estimation of dynamic water resources of lakes in Poland

Abstract: The static resources are identified with lake volumes. The dynamic resources are identified with volume of water flowing through lakes during annual cycle. The information concerning the static resources is sound and sufficient. The dynamic resources are unknown. Usually they are estimated on the basis of mean specific discharge. This method was used to calculate discharges for 526 lakes of the area larger than 100 ha. The volume of these lakes is 14.7 km^3 and discharge amounts to about 18 km^3. Data obtained from test areas indicates that flow of water through lakes is 2–3.5 higher than runoff from the analyzed lakeland area. It is very probable that lakes have a great, perhaps even dominant, influence on runoff from lakelands. The degree of influence that lakes have on water cycle will be known only when we have balance data at our disposal. However, the research of water balance of lakes in Poland is very limited.

Słowa kluczowe: zasoby statyczne jezior, zasoby dynamiczne jezior, obieg wody na pojezierzach, metody oceny zasobów wodnych jezior.
Key words: static lake resources, dynamic lake resources, water cycle of lakelands, methods of estimation of water resources of lakes.

Określenie rodzaju zasobów i ich znaczenia

Zasoby wodne jezior utożsamiane są zazwyczaj z ilością wody, jaka znajduje się w misach jeziornych. Chociaż w jeziorach rzędna poziomu wody w ciągu roku się zmienia, to jednak w większości jezior zmiany te są niewielkie, wynoszące na ogół 0,2–0,5 m. Można zatem założyć, że w jeziorach stale znajduje się określona ilość wody. A więc zasoby wodne w tym rozumieniu to średnia ilość wody zgromadzona w misach jeziornych. Są to tzw. zasoby statyczne, niektórzy dla ich określenia używają terminu „zapasy" (Mikulski 1998).

Jednakże w hydrologii ważne jest nie tylko takie pojęcie zasobów. W hydrologii dynamicznej rozpatrywana jest niemal wyłącznie ta ilość wody, która

podlega wymianie w cyklu rocznym. Zdecydowana większość jezior polskich to jeziora przepływowe lub odpływowe i pewna ilość ich wód ciągle bierze aktywny udział w obiegu wody na pojezierzach. Będą to tzw. zasoby dynamiczne. Na ogół zasoby takie utożsamiane są z wymianą wody w jeziorach i często wyrażane współczynnikiem wymiany wody. W zależności od indywidualnych cech morfometrycznych i hydrologicznych, jeziora w różnym stopniu mają wpływ na kształtowanie się odpływu z danego obszaru i tym samym na ogólne zasoby wodne kraju, które w poszczególnych latach wahają się w znacznych granicach (Fal, Bogdanowicz 2002). Głównie zależy to od opadów atmosferycznych, jednak pewne oddziaływanie na odpływ mają także różne elementy środowiska geograficznego, w tym jeziora. Zasoby dynamiczne jezior w literaturze rozpatrywane są w dwóch aspektach: jako ilość wody przepływająca przez jeziora w cyklu rocznym oraz wpływ jezior na obieg wody na większym obszarze. Jak dotąd nieco większe zainteresowanie badaczy budził ten drugi aspekt.

Metody oceny i stan poznania zasobów statycznych

Pojemność jeziora najlepiej obliczać z planu batymetrycznego, który wykonuje się na podstawie sondowań głębokościowych. Jednak sondowanie jezior w niedawnych jeszcze czasach było pracochłonne i drogie, bowiem podstawową metodą były pomiary z lodu za pomocą sondy ciężarkowej. Dlatego bardzo długo trwało, zanim przesondowano jeziora, a nawet do dzisiaj występują pod tym względem braki, zwłaszcza wśród jezior mniejszych. Historię poznawania zasobów statycznych przedstawiają Majdanowski (1954), Wilgat (1963), Jańczak (1984), Pasławski (1993). Pierwszy katalog jezior Polski (nazywany popularnie katalogiem Majdanowskiego) został wydany w latach 1952–1954. Przez całe dziesięciolecia był jedynym dziełem traktującym o wszystkich jeziorach Polski większych od powierzchni 1 ha, których w katalogu zamieszczono 9296. Jednak tylko dla niewielkiej części jezior oprócz powierzchni podano także pojemność. Dla kreślenia ich zasobów wodnych nie było więc w katalogu odpowiednich danych, bowiem jeziora te w znakomitej większości nie były sondowane. Jednak Majdanowski, poprzez założenie odpowiedniej głębokości średniej dla poszczególnych klas powierzchni jezior, obliczył ich sumaryczną pojemność na około 15,8 km^3. Nie było jednak pewności, czy założenia te były trafne (kilkadziesiąt lat później okazało się, że w stosunku do danych, jakie posiadał, były nadzwyczaj trafne, zadecydowało tu doświadczenie i intuicja wytrawnego badacza). Znaczne postępy w poznaniu zasobów wodnych jezior poczyniono na przełomie lat 50./60. ubiegłego wieku. Wówczas w Instytucie Rybactwa Śródlądowego przeprowadzono na szeroką skalę sondowania jezior polskich, będących w użytkowaniu państwowych gospo-

darstw rybackich. Przesondowano wtedy około 2000 jezior. Metoda była jednakowa. Sondowania wykonywano z lodu, w siatce kwadratów co 50 m, a dla części dużych jezior co 100 m. Sporządzone plany batymetryczne miały charakter poufny, przez długie lata ich nie publikowano. Poszczególni badacze dopiero po wielu latach uzyskiwali odpłatny dostęp do tych planów.

O tym, jaka w latach 60. i 70. XX wieku była znajomość zasobów wodnych jezior polskich, możemy się przekonać na podstawie publikacji na ten temat. Były one nieliczne, jednak niektórzy badacze starali się na podstawie skąpych danych dokonywać szacunku. Mikulski (1965) pojemność tę oszacował na około 30 km^3, taką samą pojemność przyjmował w swoich pracach Okulanis (1982). Staszewski i Uhorczak (1966) pojemność jezior ocenili na około 10 km^3. Natomiast Szostak (1967) na zaledwie 4 km^3, zaś w *Narodowym atlasie Polski* (1973–1978) ten sam autor pojemność wszystkich jezior i zbiorników wodnych ocenił na 6,4 km^3. Tak duże rozbieżności jednoznacznie wskazują na niebywałe braki w stanie ówczesnej wiedzy o zasobach wodnych polskich jezior. W *Atlasie hydrologicznym Polski* (1986) Chojnowski zebrał i podsumował zasoby wodne jezior zajmujących powierzchnię większą niż 50 ha. Oparł się przede wszystkim na planach sporządzonych przez IRŚ, do których wreszcie można było uzyskać szerszy dostęp. Wykorzystał także inne dane zebrane z różnych źródeł. Pojemność 1032 jezior większych od powierzchni 50 ha określił na 16,8 km^3. W latach 1991–1992 opublikowany został 3-częściowy katalog jezior Polski autorstwa Choińskiego, który opisuje jeziora o powierzchni większej od 1 ha. Układ katalogu oparty jest na arkuszach map w skali 1:50 000, wydanych w latach 70. Katalog obejmuje 7081 jezior o powierzchni większej niż 1 ha. Łączna powierzchnia tych jezior została określona na 281 000 ha, a pojemność na 19,7 km^3. W latach 1996–1999 opublikowany został 3-tomowy *Atlas jezior Polski* pod redakcją Jańczaka. Atlas zawiera dane morfometryczne wszystkich jezior zajmujących powierzchnię większą niż 10 ha. Jezior takich jest 2913. Każde z nich w atlasie ilustrowane jest uproszczonym planem batymetrycznym. Powierzchnia zamieszczonych w atlasie jezior wynosi 276 600 ha, a pojemność 18 238 mln m^3.

Obecnie można powiedzieć, że znajomość statycznych zasobów wodnych jezior Polski jest w miarę zadowalająca. I nawet uzupełnienie lokalnych braków wśród jezior mniejszych niewiele zmieni w ogólnej sumie ilości wody zgromadzonej w jeziorach. Jednak w dalszym ciągu problemem jest nierówna dokładność planów batymetrycznych. Dla części jezior sondowania należałoby powtórzyć, bowiem przeprowadzone zostały już około 50–60 lat temu, a stosowana wówczas metoda badawcza nie gwarantuje pełnej dokładności, poza tym od tego czasu morfometria niektórych jezior mogła się zmienić.

Metody oceny i stan znajomości zasobów dynamicznych

Najdokładniejszą metodą pozyskania pełnej informacji o dynamicznych zasobach wodnych jezior jest bez wątpienia metoda bilansów wodnych. Niestety, tylko dla niewielu jezior została zastosowana. Powód jest prosty – są to badania czasochłonne i stosunkowo drogie. Hydrologów, limnologów niemal od zawsze interesowało zagadnienie wymiany wody w jeziorach, a zwłaszcza łączący się z tym problem wpływu jezior na obieg wody na pojezierzach. Podstawowym wskaźnikiem określającym wpływ jezior na obieg wody był i częściowo jest nadal wskaźnik jeziorności. Wszyscy zgadzają się z tym, że na ogół im większa jeziorność, tym wpływ jezior większy. Różnice dotyczą skali znaczenia jezior w stosunku do innych czynników. Jedni badacze są zdania, że jeziora mają bardzo duży wpływ, inni, że daleko ważniejsze są pozostałe elementy środowiska geograficznego, jak choćby lesistość, budowa geologiczna czy rzeźba. Przypuszczalnie spór ten trwał będzie jeszcze długo. Wiele bowiem zależy od rozpatrywanego obszaru czy stosowanych metod badawczych. Zostanie zakończony dopiero wtedy, gdy wszystkie jeziora będziemy mieli zbilansowane.

Rozpatrywanie problemu wpływu jezior na obieg wody tylko na podstawie wskaźnika jeziorności jest jednak ryzykowne. Jest to wskaźnik zbyt ogólny, aby za jego pomocą wyprowadzać dalej idące wnioski. Niekiedy wnioski te są dość zaskakujące. Przykładem niech będą dwie znaczące, wartościowe prace dotyczące obszaru całej Polski. Gutry-Korycka (1984) analizuje ponad 380 zlewni i rozpatruje wpływ różnych elementów na obieg wody. Bierze pod uwagę 27 wskaźników hydrologicznych i fizjograficznych, między innymi jeziorność. Przeprowadza następnie analizę statystyczną tych wskaźników. Okazało się, że jeziora nie mają istotnego znaczenia w strukturze hydrologicznej Polski. Prawdopodobnie zadziałał tu efekt zbyt dużej liczby analizowanych wskaźników, jeziorność w tym towarzystwie była zaś wskaźnikiem zbyt słabym, aby mogła reprezentować wpływ jezior. Trudno bowiem zgodzić się z tym, że jeziora nie mają na pojezierzach wpływu na obieg wody. Innym przykładem wykorzystania wskaźnika jeziorności do badania wpływu jezior na obieg wody, a konkretnie zmienności przepływów rzek polskich, jest praca Choińskiego (1988). Jeziorność była jednym z jedenastu analizowanych elementów. Po przeprowadzeniu analizy statystycznej okazało się, że jeziorność nie ma wpływu na zmienność przepływów. Jest to dość zaskakujący wynik badań, bowiem trudno znaleźć hydrologa, który kwestionowałby wyrównującą rolę jezior w zmienności przepływów. Po prostu, wskaźnik jeziorności w wielu przypadkach może być pomocny do oceny roli jezior w obiegu wody, ale tylko na poziomie bardzo ogólnym. Do bardziej szczegółowych analiz się nie nadaje, zwłaszcza w skali całej Polski.

Mniej popularnym wskaźnikiem, ale prawdopodobnie nieco lepszym od jeziorności, jest tzw. wskaźnik retencyjności jeziornej. Stosuje się go rzadziej,

bowiem do jego obliczenia potrzebna jest pojemność jezior danego obszaru, która nie zawsze dotąd była znana. Wskaźnik ten jest wyrażony w mm słupa wody, a więc można go łatwiej porównywać z niektórymi innymi wskaźnikami hydrologicznymi, np. wskaźnikiem opadu czy odpływu. Pamiętać oczywiście należy o jego ograniczeniach. Przedstawia on zasoby statyczne jezior rozpatrywanego obszaru. Wskaźnik liczbowy retencyjności stosował w swoich pracach Okulanis. Prawdopodobnie pierwszą mapę retencyjności zastosował Jańczak (1991) dla zobrazowania zasobów wodnych jezior Pojezierza Wielkopolskiego. Później w swoim podręczniku, mapę retencyjności zamieścił Choiński (1995). W *Atlasie jezior Polski* zamieszczono zarówno mapy retencyjności pojezierzy, jak i obliczono ten wskaźnik dla kilkuset zlewni pojezierrnych. Jednak i ten wskaźnik nie nadaje się do wyprowadzania dalej idących wniosków dotyczących wpływu jezior na obieg wody. Obydwa wskaźniki – jeziorności i retencyjności – ogólnie informują wyłącznie o zasobach statycznych.

Znacznie lepszą metodą oceny ilości wody przepływającej przez jezioro, czyli zasobów dynamicznych podlegających wymianie w ciągu roku, są obliczenia wykorzystujące do tego celu mapy średnich spływów jednostkowych. Jest to też metoda szacunkowa, ale z powodu braku danych bilansowych jedyna do zastosowania dla większej liczby zlewni jeziornych. Polecana jest też w podręcznikach hydrologii i limnologii (Lange 1993; Choiński 1995; Byczkowski 1999). Korzystając z tej metody, trzeba się jednakże liczyć z możliwością popełnienia w niektórych zlewniach poważnych błędów. Dotyczy to zwłaszcza zlewni o mniejszych powierzchniach; prawdopodobnie im mniejsza zlewnia, tym większa możliwość błędu. Trudno jednak wskazać, od jakiej powierzchni błąd ten będzie niewielki. Przykładem zastosowania metody średnich izorei do obliczania wymiany wody w jeziorach, a w dalszej kolejności do przeprowadzenia typologii hydrologicznej jezior, jest praca Pasławskiego (1975). Do analizy Pasławski wziął niewielką liczbę jezior (30), stąd zastosowanie tej klasyfikacji w praktyce napotyka na zasadnicze trudności. Jańczak (1991) wykorzystał metodę średnich izorei do obliczenia wymiany wody 226 jezior Pojezierza Wielkopolskiego, przeprowadzając typologię hydrologiczną tych jezior.

Zasoby dynamiczne jezior o powierzchni większej niż 100 ha

Wykorzystując metodę średnich izorei, obliczono wymianę wody największych jezior polskich. Powierzchnie zlewni tych jezior uzyskano z Podziału Hydrograficznego Polski i poprzez planimetrowanie na mapach topograficznych. Średnią wartość odpływu jednostkowego interpolowano na podstawie izorei zamieszczonych w *Atlasie hydrologicznym Polski*. Ogółem wyznaczono wymianę wody dla 526 jezior. Całkowita pojemność wziętych do obliczeń je-

zior wynosi 14,7 km^3, stanowi to około 80% pojemności wszystkich jezior polskich. Odpływ z analizowanych jezior wynosi około 18 km^3, czyli jest o 22% większy od ich łącznej pojemności. Do uzyskanych wyników z pewnością należy podchodzić z dużą dozą krytycyzmu. Zastosowano metodę średnich izorei, bowiem dla tylu jezior jest ona obecnie jedyną możliwą do zastosowania. Jeziora podzielono na klasy pod względem pojemności i współczynnika odpływu, wyniki przedstawiono w tab. 1. Jest zrozumiałe, że największa liczba jezior charakteryzuje się mniejszymi współczynnikami odpływu, a te z większymi mają mniejszą pojemność. Jednak występuje pod tym względem pewne zróżnicowanie. Spośród wyznaczonych klas najwięcej wody – 3,8 mln m^3, odpływa ze 102 jezior mających pojemność między 20 a 50 mln m^3. Jednak niewiele mniej – 3,4 mln m^3, z zaledwie 27 największych jezior o pojemności większej od 100 mln m^3. Szczegółowe rozpatrywanie struktury odpływu nie jest na tym etapie znajomości zasobów dynamicznych jezior celowe. Nie mamy bowiem pewności, czy zastosowana procedura obliczeń daje do takiej analizy wystarczające podstawy.

Dyskusja

W świetle powyższych wywodów nasuwać się musi ogólny wniosek, że zarówno dotychczasowa metodyka, jak i znajomość dynamicznych zasobów wodnych jezior są wysoce niezadowalające. Jednak nie ulega wątpliwości, że powinniśmy znać je dość dokładnie. Brak takich danych stanowi znaczącą lukę w naszej wiedzy hydrologicznej i geograficznej. Ma to także znaczenie praktyczne. W planowaniu związanym z gospodarką wodną podpiętrza się i zamierza nadal podpiętrzać szereg jezior (Kowalewski i in. 2002). W planach tych nie bierze się jednak pod uwagę wielu ujemnych aspektów piętrzenia jezior, poza tym plany te często nie są oparte na wystarczających danych hydrologicznych (Jańczak i in. 2004). W związku z tym nasuwa się pytanie – co zrobić, aby w możliwie jak najkrótszym czasie poprawić znajomość dynamicznych zasobów wodnych jezior. Wydaje się, że zarysowują się trzy drogi postępowania. Pierwsza, to stosować dotychczasową metodykę badawczą, opartą na średnich izorejach, i ewentualnie ją doskonalić. Druga, to zwiększyć częstotliwość pomiarów terenowych, a w szczególności bilansowych. Trzecia jest drogą pośrednią – w miarę wzrostu bazy danych dokonywać uogólnień i podsumowań z wykorzystaniem wszelkich dostępnych metod.

Jest mało prawdopodobne, aby w najbliższych latach zwiększona została intensywność pomiarów bilansowych, i długo będziemy jeszcze oczekiwać na w pełni wiarygodne wyniki dotyczące zasobów dynamicznych jezior i ich wpływu na obieg wody. Można więc próbować zbadać więcej jezior i obszarów pojeziernych, stosując metodę średnich izorei. Swego czasu obliczenia takie

Tab. 1. Liczba jezior i odpływ z jezior w klasach według pojemności i współczynnika Q/V

Klasy pojemności	Współczynnik Q / V (odpływ z jeziora / objętość jeziora)													
	do 0,25		0,25–0,5		0,5–1,0		1,0–2,5		2,5–5,0		5,0–10,0		10,0 i większy	
	liczba jezior	odpływ (mln m³)	liczba jezior	odpływ (mln m³)	liczba jezior	odpływ (mln m³)	liczba jezior	odpływ (mln m³)	liczba jezior	odpływ (mln m³)	liczba jezior	odpływ (mln m³)	liczba jezior	odpływ (mln m³)
do 5	1	0,3	5	7,4	11	31,1	23	131,9	15	161,8	13	296,3	25	2074,8
5–10	14	16,3	27	78,6	32	172,2	25	306,3	14	320,3	14	762,4	4	605,1
10–20	35	83,1	30	147,8	24	233,3	26	546,7	15	623,7	5	424,0	2	979,3
20–50	45	208,6	11	155,2	19	397,6	12	511,6	11	1143,4	2	414,6	2	975,0
50–100	11	108,3	7	169,0	6	306,7	7	783,3	5	1098,3	1	367,5	—	0,0
100 i więcej	8	276,3	9	585,4	5	954,9	3	568,0	2	1019,0	—	0,0	—	0,0
Razem	114	692,9	89	1143,3	97	2095,8	96	2847,8	62	4366,5	35	2264,8	33	4634,3

przeprowadzono w oparciu o 3 testowe obszary pojezierne (Jańczak 2002), na których znajdowało się w sumie ponad 900 jezior. Z przedstawionych wówczas szacunków wynika, że przez jeziora przepływa od 2 do 3,5 razy więcej wody, niż wynosi odpływ z tych terenów. A niemal na pewno szacunki te są zaniżone, bowiem unikając zbyt małych obszarów, dla których obliczenia ze średnich izorei byłyby mało wiarygodne, mniejsze zlewnie łączone były w większe. W tamtym przypadku pod uwagę wzięto wszystkie jeziora większe od powierzchni około 10 ha. W przypadku opisywanym w niniejszym artykule, dotyczącym tylko jezior o powierzchni od 100 ha, jeziora te były w większości izolowane. Dlatego też zasoby dynamiczne tylko o około 20% przekraczały zasoby statyczne. Niemniej z przytoczonych przykładów jednoznacznie wynika, że możemy co najwyżej dyskutować o tym, ile razy zasoby dynamiczne przewyższają statyczne, a tym samym pojawiające się jeszcze sporadycznie głosy, że jeziora na pojezierzach nie mają większego wpływu na obieg wody, należałoby uważać za nieuzasadnione.

Prawdopodobnie w najbliższych latach pewne znaczenie w poznawaniu zasobów dynamicznych będą miały metody wykorzystujące różnego rodzaju dane dotyczące poszczególnych elementów bilansowych nie tylko samych jezior, ale i rzek. Najczęściej ekstrapoluje się dane z najbliższych posterunków wodowskazowych. Są to dociekania bardzo cenne i przynoszące ciekawe wyniki (Borowiak 2000; Bajkiewicz-Grabowska 2002). Poszerzają one nasze wiadomości nie tylko o zasobach dynamicznych, ale w ogóle o reżimie jezior, który zresztą z zasobami dynamicznymi jest ściśle związany. Jest jednak oczywiste, że dokładność takich ekstrapolacji musi być zróżnicowana, zależna nie tylko od odległości od jeziora, ale reżimu danej rzeki.

Literatura

Atlas jezior Polski (1996, 1997, 1999): red. J. Jańczak, t. 1–3, Bogucki Wyd. Nauk. Poznań.

Bajkiewicz-Grabowska E. (2002): *Obieg materii w systemach rzeczno-jeziornych*, Wydz. Geogr. i Stud. Reg. UW., Warszawa.

Borowiak D. (2000): *Reżimy wodne i funkcje hydrologiczne jezior Niżu Polskiego*, Bad. Limn., nr 2, Gdańsk.

Byczkowski A. (1999): *Hydrologia*, Wyd. SGGW, Warszawa.

Choiński A. (1988): *Zróżnicowanie i uwarunkowania zmienności przepływów rzek polskich*, Wyd. UAM, ser. Geogr., 39, Poznań.

Choiński A. (1991–1992): *Katalog jezior Polski*, t. 1–3, Wyd. UAM, t. 1–2, Fund. Warta, t. 3, Poznań.

Choiński A. (1995): *Zarys limnologii fizycznej Polski*, Wyd. Nauk., UAM, Poznań.

Chojnowski S. (1984): *Jeziora. Atlas hydrologiczny Polski*, red. J. Stachy, t. 2, IMGW, Warszawa.

Fal B., Bogdanowicz E. (2002): *Zasoby wód powierzchniowych Polski*, Wiad. IMGW, z. 2.

Gutry-Korycka M. (1984): *Analiza i modele struktury hydrologicznej Polski*, Rozpr. Uniw. Warszawskiego.
Jańczak J. (1984): *Wstępna ocena zasobów wodnych jezior Polski*, Czas. Geogr., z. 4.
Jańczak J. (1991): *Fizycznogeograficzna typologia i ocena jezior na przykładzie Pojezierza Wielkopolskiego*, Mat. Bad. IMGW, s. Hydrol. i Oceanol., nr 15.
Jańczak J. (2002): *Optymalizacja metod i sieci obserwacyjnej na jeziorach oraz ich rola w transformacji odpływu i głównych biogenów*, Wiad. IMGW, 2.
Jańczak J., Kowalik A., Brodzińska B. (2004): *Teoretyczne możliwości retencyjne większych jezior Polski*, Zesz. Nauk. AR we Wrocławiu. Inż. Środ., XIII.
Katalog jezior Polski (1952–1954): S. Majdanowski (red.), Dok. Geogr. IG PAN. Warszawa.
Kowalewski Z., Mioduszewski W., Bury Cz. (2002): *Stan realizacji programów rozwoju małej retencji*, Gosp. Wodna, 12.
Lange W. (red.) (1993): *Metody badań fizycznolimnologicznych*, Wyd. Uniw. Gdańskiego.
Majdanowski S. (1954): *Jeziora Polski*, Przegl. Geogr., t. 26, nr 2.
Mikulski Z. (1965): *Zarys hydrografii Polski*, Warszawa.
Mikulski Z. (1998): *Gospodarka wodna*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
Okulanis E. (1982): *Rola jezior w kształtowaniu powierzchniowych zasobów wodnych Pojezierza Kaszubskiego*, Zesz. Nauk. Uniw. Gdańskiego, Rozpr. i Monogr., 37.
Pasławski Z. (1975): *Typologia hydrologiczna jezior Pojezierza Wielkopolskiego*, Przegl. Geof., z. 4.
Pasławski Z. (1993): *Badania w dziedzinie limnologii fizycznej w Polsce*, [w:] *Przemiany stosunków wodnych w Polsce w wyniku procesów naturalnych i antropogenicznych*, I. Dynowska (red.), Kraków.
Stachy J. (red.) (1986–1987): *Atlas hydrologiczny Polski*, Wyd. Geol., Warszawa.
Staszewski J., Uhorczak F. (1966): *Geografia fizyczna w liczbach*, Warszawa.
Szostak M. (1967): *Naturalne i sztuczne zbiorniki wodne w Polsce*, Przegl. Geogr., z. 2.
Szostak M. (1973–1978): *Powierzchniowe zbiorniki wodne*, Narodowy Atlas Polski.
Wilgat T. (1963): *Dorobek polskiej hydrografii*, Przegl. Geogr., z. 3.

Bronisław Janiec
Zakład Hydrografii, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Geneza mis jezior łęczyńsko-włodawskich: hipoteza a rzeczywistość rozwoju termokrasu głębokiego

Origin of basins of łęczyńsko-włodawskie lakes: hypothesis and reality of deep thermokarst development

Abstract: The explanation of the origins of the deepest basins of the łęczyńsko-włodawskie lakes (15–40 m) was based on the deep thermokarst theory (Harasimiuk, Wojtanowicz 1998) within the postglacial permafrost. The morphogenic factors, recognised as the main, were: differentiation of the thermal conditions of "hot" rocks ("opokas", limestones) and the "cold" ones (sands, loams), the peculiarity of regional circulation of the underground waters, the hydrostatic pressure, the hydrodynamics of the underground waters, as well as the geodynamics within the permafrost caused by the piezometric pressures.

The author (B. J.) contests the above assumptions. The main argument in the discussion is the importance of the real energetic factor in the described system, interpreted in view of the 1st Law of Thermodynamics. Presented thermal differences of carbonate and clastic rocks speak indirectly against the deep thermokarst theory. Also conditions of the underground waters circulation do not explain this phenomenon in the energetic aspect. Energy lied in the piezometric preasures is incommensurable small in relation to the assumed in the hypothesis needs for the work in the system. The alleged geodynamic processes in permafrost deposits with the use of the available exogenic energy are the absolute abstraction. The law of energy conservation was not taken into consideration in the description of the dynamic processes.

Słowa kluczowe: misy jeziorne, termokras, kontrowersja, Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie (Polska SE).
Key words: lake basins, thermokarst, controversy, Łęczna-Włodawa Lakeland (South-Eastern Poland).

Wprowadzenie

W tekstach dotyczących genezy jezior łęczyńsko-włodawskich Prof. T. Wilgat używał terminów: „zjawiska krasowe", „leje krasowe", „jeziora pochodzenia krasowego" itp., których znaczenie jest oczywiste, zgodne z określeniami stosowanymi przez geologów, geomorfologów, krasologów, czy definiowaniem tego hasła w encyklopediach redagowanych pod kontrolą specjalistów-konsultantów. W niektórych pracach, również wśród zestawionych w spisie literatury do niniejszego artykułu, autorzy posiłkują się mylącym neologizmem „termokras". Termin ten, zamiast poprawniejszego pojęcia: „pseudokras", a jeżeli musi już być użyty przedrostek termo-, to np. „termoabrazja", „termoerozja" (Mizerski, Sylwestrzak 2002), pojawiać się powinien w opracowaniach, które dotyczą specyficznych warunków powstawania np. form terenu. W jednym z opracowań stwierdza się: „Rozwój jezior termokrasowych, w ogóle termokrasu wiąże się z ociepleniem klimatu i wzrostem wilgotności, a jego istota polega na wytapianiu lodów gruntowych, zalegających w warstwie wiecznej zmarzliny" (Wojtanowicz 1994, s. 9). W krańcowych przypadkach inni autorzy używają również w swoich pracach pojęcia „kras lodowy", którym można określać np. sople lodowe (depozycje?!) zarówno przy dachach budynków, jak i w jaskiniach lodowych, gdyż z genetycznego punktu widzenia przyczyna sprawcza jest identyczna. Nazwa jakoby podkreśla, że zjawisko krasu ma miejsce, zachodzi w temperaturze z przekroczeniem (±) wartości 0°C. Należy tu podkreślić, iż w tak określonych warunkach termicznych przebiega wiele zjawisk przyrodniczych, które jednak nie są traktowane jako powiązane z „termokrasem" lub „krasem lodowym". Czy zatem „termokras" nie jest słowem-wytrychem, z którego – zdaniem autora – należałoby zrezygnować? Rdzeń tego wyrazu, tj. „kras", ma poprawne określenie, używane w literaturze całego świata. Są to procesy rozpuszczania skał przez wody meteoryczne oraz wytwarzane przez te procesy formy powierzchniowe i podziemne (np. leje krasowe, uwały, polja, jaskinie). W uzupełnieniu należy dodać, że procesy krasowe przebiegają w wyniku chemicznego oddziaływania rozpuszczalnika na skały (poprawniej: minerały skałotwórcze) rozpuszczające się w wodzie w standardowych, tj. naturalnych warunkach ciśnienia i temperatury, takie jak: halit, sylwin, gips, anhydryt, wapień, dolomit, a nawet skały piaszczyste o spoiwie wapiennym czy typowe lessy węglanowe. Klasyczna teoria krasu zakłada, że rozwój zjawisk krasowych odbywa się według dwóch cykli: poniżej zwierciadła wody gruntowej jako faza freatyczna, a po obniżeniu zwierciadła krążące wody wytwarzają systemy kanałów i jest to faza wadyczna. Dodać należy, iż poprawnym określeniem jest także „kras głęboki", związany z wysokimi ciśnieniami złożowymi i podwyższoną temperaturą (np. kras silicytowy jak i wapienny na głębokościach kilku tysięcy metrów; Jeżov, Łysjenin 1988; Jeżov, informacja ustna 1988 – Uralski Oddział Akademii Nauk b. ZSRR).

Kontrowersje wokół genezy mis jezior łęczyńsko-włodawskich, najbardziej wysuniętych na południe Polski i niezwiązanych bezpośrednio ze zlodowaceniem, znane były już w okresie międzywojennym. Spór taki zaostrzył się głównie w następstwie fundamentalnej pracy T. Wilgata na temat jezior łęczyńsko-włodawskich, opublikowanej w 1954 roku. W pracy tej poważne miejsce zajmuje rozdział dotyczący krasowej genezy zagłębień tych zbiorników wodnych. W miarę rozwoju myśli naukowej na temat zjawisk i procesów krasowych poglądy dotyczące paleogenezy zagłębień Pojezierza ulegały pewnym modyfikacjom w wypowiedziach tego autora (Wilgat et al. 1991; Wilgat 1994, 2002), a subtelne i wyważone oceny innych koncepcji, związanych z „termokrasem" (Buraczyński, Wojtanowicz 1974; Wojtanowicz 1993, 1994; Harasimiuk 1996; Harasimiuk, Wojtanowicz 1998), kończyły się domniemaniem, że wykształcenie się mis jeziornych może mieć charakter złożony.

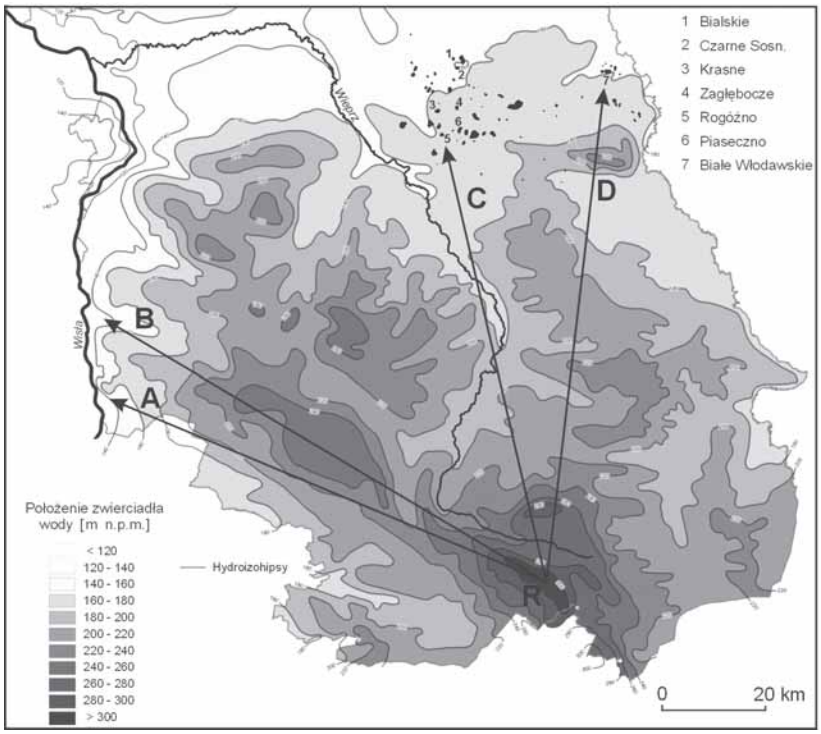
We wszystkich wymienionych pracach podawana jest historia kolejnych argumentacji „za" i „przeciw" poszczególnym koncepcjom, co zwalnia autora niniejszego artykułu od powtarzania *ab ovo* rozbieżności sądów. Dodać też należy, iż rozbudowywana hipoteza termokrasowej genezy mis jeziornych naszego Pojezierza (termokras płytki, termokras głęboki) nie będzie dyskutowana w całości w niniejszym artykule. Problem termokrasu płytkiego (Buraczyński, Wojtanowicz 1974; Wojtanowicz 1993, 1994) zostanie pominięty. Jest zatem temat do dyskusji – termokras głęboki.

Opublikowane w ostatnich latach dwie prace dotyczące m.in. termokrasu głębokiego, równie polemiczne w stosunku do tez T. Wilgata, autorstwa M. Harasimiuka (1996) oraz M. Harasimiuka i J. Wojtanowicza (1998), zasługują na oddzielną dyskusję. *Novum* w tych pracach stanowi – jak twierdzą autorzy – kompleksowe podejście do problemu genezy mis jeziornych badanego regionu. W wyniku takiego spojrzenia koncepcja krasowa, ich zdaniem, nie wytrzymuje krytyki, zatem musi przejść do historii badań, a termokras wyjaśnia wyczerpująco postawione zagadnienie genezy zagłębień. Wobec podejścia ogarniającego kilka dziedzin wiedzy jest sposobność do wyrażenia kontrowersyjnych opinii na temat udziału litotermiki, procesów hydrodynamicznych i geodynamicznych jako najważniejszych czynników kształtujących termokras głęboki na tym obszarze (Harasimiuk 1996; Harasimiuk, Wojtanowicz 1998).

Plejstoceński termokras głęboki na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim

Według definicji F. A. Forela (1892, za: Hutchinson 1957), jezioro jest to naturalne zagłębienie na powierzchni ziemi wypełnione wodą, niemające bezpośredniego, szerszego połączenia z morzem. Z określenia tego niemal wprost

wynika, że oddzielnym i pierwotnym zagadnieniem jest geneza naturalnego zagłębienia, a wtórnym wypełnienie misy wodą. Nie dziwi zatem fakt poszukiwań racjonalnego wyjaśnienia pochodzenia formy terenu, natomiast zastanawia prezentowane w większości prac dotyczących jezior łęczyńsko-włodawskich stanowisko niemal obligatoryjnego synchronizowania powstania zagłębień i wypełnienia ich wodą, aczkolwiek jest to możliwe (np. jeziora o genezie krasowej). Dyskutowane prace autorskie M. Harasimiuka (1996) oraz M. Harasimiuka i J. Wojtanowicza (1998) dotyczą głównie genezy mis jeziornych i to jezior najgłębszych Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego (ryc. 1). Do wyjaśnienia pochodzenia tych mis wykorzystano teorię termokrasu głębokiego, posiłkując się własną wiedzą na temat mechanizmów działania czynników terenowych i klimatycznych, warunkujących skuteczny przebieg tego zjawiska. Rola wybranych, zdaniem cytowanych autorów, najważniejszych czynni-



Ryc. 1. Arbitralnie określone kierunki gradientów hydraulicznych wód podziemnych (wg autora) na tle mapy hydroizohips Lubelszczyzny (wg Michalczyk, Wilgat 2007); kierunek zachodnio-północo-zachodni (WNW) – dolina małopolskiego przełomu Wisły; wektory od Roztocza Rawskiego do ujścia Sanny (R–A) i Wyżnicy (R–B). Kierunek północny (N) – Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie; wektory do jezior Rogóźno (R–C) i Białe Włodawskie (R–D). Inne objaśnienia w tekście

ków w hipotezie termokrasu głębokiego zostanie przedstawiona w kolejnych sekwencjach. Wobec faktu ograniczonej dostępności do publikacji wcześniejszej (Harasimiuk 1996), jak i powtórzenia założeń termokrasu głębokiego w pracy późniejszej (Harasimiuk, Wojtanowicz 1998), w dyskusji cytowane będzie głównie dzieło drugie, tj. z 1998 roku.

Problem czynnika litotermicznego

Wśród czynników warunkujących pozytywny przebieg procesów termokrasowych autorzy podkreślają duże znaczenie temperatury. Piszą, że: „[...] ważnym aspektem, na który należy zwrócić uwagę, są duże różnice we właściwościach termicznych węglanowych skał górnokredowych i okruchowych osadów czwartorzędowych. Miało to szczególnie istotny wpływ na przebieg procesów degradacji wieloletniej zmarzliny" (Harasimiuk, Wojtanowicz 1998, s. 52).

Istotnie, w literaturze przedmiotu skały górnokredowe typu kredy piszącej, wapienie, opoki nazywane są skałami „ciepłymi", natomiast osady litologiczne, jak: piaski plejstoceńskie, iły, gliny, mułki itp. – „zimnymi". Również obecnie ma to swoje odbicie w występowaniu niewielkich różnic (około 1,0–1,5°C) temperatury wód podziemnych w obydwu typach skał (Janiec 1984). Jeżeli wyznacznikiem tych różnic jest np. ciepło właściwe – C_p (właściwa pojemność cieplna) obydwu typów skał, to wartości te są porównywalne i wynoszą przykładowo: kreda ~ 890 $J \cdot kg^{-1} \cdot deg^{-1}$, a piasek ~ 800 $J \cdot kg^{-1} \cdot deg^{-1}$ (http: // fizyka...). Nie na tym jednak polegają głównie różnice termiczne obydwu rodzajów osadów. Zmarzlinowe pokrywy plejstoceńskie to nie tylko piaski, iły, mułki i in., ale również lód gruntowy, żyły lodu oraz towarzyszące im banieczki powietrza, co bardzo komplikuje proces rozmarzania zmarzliny (*permafrost*; Jahn 1966). Powodów ku temu jest kilka:

1. W układzie, w którym jedno ciało otoczone jest przez inne, pod wpływem zmian temperatury występują duże siły, gdyż zależność ciśnienia od temperatury jest w przypadku cieczy około 10^3 razy, a w odniesieniu do ciał stałych 10^4 razy większa niż dla gazów. Wspomniane siły powodują pękanie i kruszenie skał lub powstawanie szczelin.

2. Zarówno lód, jak i powietrze są bardzo dobrymi izolatorami ciepła (przewodność cieplna lodu wynosi zaledwie 0,022 $J \cdot s^{-1} \cdot cm^{-1} \cdot deg^{-1}$.

3. Pojemność właściwa cieplna powietrza jest ponad $3 \cdot 10^3$ mniejsza w porównaniu np. z wodą. Przykładowo, wartość ta dla lodu wynosi 2,040 $kJ \cdot kg^{-1} \cdot deg^{-1}$.

4. Zwraca też uwagę fakt, że ciepło topnienia lodu (0°C) jest wysokie, wynosi 3,341 $kJ \cdot kg^{-1}$, oraz to, że niezależnie od dostarczonego ciepła topnienia temperatura wody (z lodu) pozostaje stała, czyli również wynosi 0°C (Tarjan

1975). W ten sposób udokumentowano rzeczywiście duże różnice we właściwościach termicznych skał węglanowych i wieloletniej zmarzliny plejstoceńskiej na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim, zwłaszcza w okresie jej degradacji. Niestety, opisane różnice nie mają żadnego znaczenia w przyjętej hipotezie rozwoju termokrasu głębokiego. Konsekwencje różnic termicznych skał węglanowych i utworów fluwioglacjalnych utrzymujących długotrwałą zmarzlinę stanowią raczej argument przemawiający przeciwko tej hipotezie, co zostanie dowiedzione w dalszej części pracy.

Problem warunków krążenia wód podziemnych w skali regionalnej

Aby wykorzystać ruch wody podziemnej jako czynnik dynamiczny w koncepcji morfogenezy termokrasowej mis jeziornych, należy rozpatrzyć krótko zagadnienia hydrostatyki i hydrodynamiki w poziomach (piętrach) wodonośnych, będących w więzi hydraulicznej w relacji Roztocze i Wyżyna Lubelska – Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie. Cytowani autorzy założyli bowiem, że na wytworzenie się zagłębień, zwłaszcza najgłębszych jezior, decydujący wpływ miały skomplikowane, regionalne stosunki hydrogeologiczne, w tym przepływy warunkowane gradientami hydraulicznymi.

Woda opadowa infiltrująca w podłoże po określonym czasie dochodzi do stanu równowagi, kiedy to siły działające na ciecz, tj. siły powierzchniowe (proporcjonalne do powierzchni wody) i siły masowe (proporcjonalne do masy cieczy) równoważą się, a wypadkowa ich działania = 0. Główna siła powierzchniowa, tj. ciśnienie atmosferyczne, ma wektor skierowany prostopadle do swobodnego zwierciadła wody, gdyż ciecze idealne nie przeciwstawiają się rozciąganiu ani naprężaniu stycznemu (Dębski 1968). Opisaną sytuację określa najkrócej prawo Pascala: jeżeli na ciecz nieściśliwą działają tylko siły powierzchniowe, to w każdym jej punkcie (przy ściankach, wewnątrz cieczy, przy dnie) panuje jednakowe ciśnienie, równe ciśnieniu zewnętrznemu.

Najważniejszą siłą masową, której podlega woda w złożu, jest siła grawitacji. Pod wpływem tej siły powstaje wewnątrz wody ciśnienie, zwiększające się w kierunku działania siły. Przyrost ciśnienia na jednostkę głębokości równy jest składowej siły masowej w tym kierunku, odniesionej do jednostki objętości wody. Wektor siły masowej określa największy przyrost ciśnienia, natomiast w płaszczyźnie prostopadłej do kierunku działania siły masowej ciśnienia muszą być jednakowe, a powierzchnia mająca tę właściwość nazywa się płaszczyzną ekwipotencjalną (Janiec 1997, za: Frimpter, Maevsky 1979; Heath 1983). Przykładem powierzchni ekwipotencjalnej, na którą nie działają inne siły masowe poza wymienionymi, jest swobodne zwierciadło wody, występujące najczęściej na Roztoczu i Wyżynie Lubelskiej.

Stan równowagi w oddziaływaniu wymienionych sił: powierzchniowej i masowej, prowadzi do powstania w wodzie ciśnienia złożowego (p) wewnątrz cieczy. Opisaną siłę, zwaną ciśnieniem hydrostatycznym, określa suma wartości ciśnienia atmosferycznego (p_o) i iloczynu przyśpieszenia grawitacyjnego (g), gęstości cieczy (γ) i głębokości dolnej podstawy pod powierzchnią, inaczej wysokości prostopadłościanu (h), dla której rozpatruje się ciśnienie: $p = p_o + g \cdot \gamma \cdot h$ (tab. 1). Jednostką siły w układzie *SI* jest niuton ($1\ N = kg \cdot m \cdot s^{-2}$), a dla ciśnienia jest spójna jednostka pochodna niutona; $N \cdot m^{-2}$.

Tab. 1. Parametry hydrogeologiczne wód wgłębnych dwu przykładowych kierunków drenażu: Roztocza i Wyżyny Lubelskiej ku zachodo-północo-zachodowi (WNW) i północy (N)

Parametry zwierciadła wód podziemnych	Roztocze Rawskie – Dolina Wisły		Roztocze Rawskie – Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie	
	Profil R–A	Profil R–B	Profil R–C	Profil R–D
Wysokości skrajne (m n.p.m.)	320–136 ***370–136***	320–129 ***370–129***	320–168 ***370–168*** ***(370–98)****	320–159 ***370–159*** ***(370–89)***
Różnice wysokości skrajnych (m)	184 ***234***	191 ***241***	152 ***202*** ***(272)***	161 ***211*** ***(281)***
Odległości skrajne (km)	127 ***127***	138 ***138***	124 ***124***	136 ***136***
Spadki hydrauliczne ($m \cdot km^{-1}$)	1,45 ***1,84***	1,38 ***1,75***	1,23 ***1,63***	1,18 ***1,55***
Ciśnienia hydrostatyczne i/lub piezometryczne ($MN \cdot m^{-2}$)	1,864 ***2,371***	1,935 ***2,442***	1,540 ***2,047*** ***(2,756)***	1,631 ***2,138*** ***(2,847)***

* Wartości odnoszące się do wód pod pokrywą zmarzliny podano w nawiasach.

Ciśnienia hydrostatyczne w hipotezie termokrasu głębokiego

Wiodącą rolę w procesach powstania mis jeziornych przypisują autorzy ciśnieniom złożowym (hydrostatyce) i energii wynikającej ze zróżnicowania rzędnych zwierciadła wód (gradienty hydrauliczne), będących w więzi typu naczyń połączonych. Wynika to z przytoczonego fragmentu tekstu: „Przy dużych różnicach ciśnień, [...] musiało dochodzić..." (Harasimiuk, Wojtanowicz 1998, s. 52). Jak duże były te ciśnienia i do czego pod ich wpływem musiało (lub nie mogło) dochodzić, autor niniejszego artykułu przedstawił pośrednio w tabeli 1 (sekwencja: Roztocze Rawskie–Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie). Wyniki badań dwu profili: R–C i R–D, dotyczą dwu jezior: Rogóźno i Białe Włodawskie, położonych odpowiednio w SW i NE części Pojezierza, które uzna-

no jako reprezentatywne (ryc. 1). Wartości dla tych jezior, odnoszące się do aktualnej sytuacji hydrogeologicznej, podano w tabeli normalną czcionką. Są one punktem wyjścia do odtworzenia przybliżonych warunków hydrogeologicznych na Pojezierzu u schyłku plejstocenu (druk pogrubiony). Na podkreślenie zasługują tu dwa fakty: pierwszy – wartości spadków hydraulicznych, ciśnień hydrostatycznych i piezometrycznych podano jako teoretyczne, tj. dotyczące cieczy idealnej (pozbawionej całkowicie lepkości, nieściśliwej, nieprzeciwstawiającej się rozciąganiu, nieposiadającej rozszerzalności cieplnej, mającej stałą masę objętościową) i dodatkowo, przepływającej w przewodach idealnie gładkich, czyli niepowodujących tarcia zewnętrznego cząsteczek wody, oraz drugi – zarówno w zestawieniu tabelarycznym, jak i niżej, w opisie słownym starano się – unikając kontrowersji – aby prezentowane dane wskaźnikowe przedstawić „korzystnie" dla hipotezy termokrasu głębokiego. Przejawem tego jest np. określanie spadków hydraulicznych i ciśnień hydrostatycznych od najwyżej położonego zwierciadła statycznego wody, tj. na Roztoczu Rawskim – 320 m n.p.m. (Paczyński i in. 1965; Michalczyk 1986, 1996, 1998, 2001). Innym przejawem takiego postępowania jest uwzględnienie koncepcji J. Malinowskiego (1977), w której założono około 45 m wyżej leżące statyczne zwierciadło wody na Roztoczu w początkowym okresie holocenu (tu przyjęto wartość 50 m). Ruchom wznoszącym Roztocza towarzyszyło rozszerzanie się szczelin (dekompresja górotworu), powodujące powolne obniżanie zwierciadła wody do czasów współczesnych. Uwzględniono także następstwa wynikające z założenia autorów artykułu o istnieniu na Pojezierzu w postglacjale vistulianu około 70-metrowej miąższości długotrwałej zmarzliny oraz konieczność kompleksowego rozpatrywania problemu genezy mis jeziornych. Znalazło to swój wyraz m.in. na ryc. 1 i w tab. 1.

Problemy hydrodynamiki

W przypadku gdy w dwu dowolnych zbiornikach podziemnych lub przekrojach mających jakąkolwiek łączność hydrauliczną wystąpi zróżnicowanie ciśnienia hydrostatycznego, to następstwem tego jest ruch wody zgodny z gradientem tej siły (Pazdro, Kozerski 1990). Problemami takimi zajmuje się hydrodynamika. W obrębie zainteresowań tej dziedziny wiedzy jest m.in. rodzaj ruchu wolnozmiennego, w którym prędkość, ciśnienie i przyśpieszenie zmieniają się zależnie od czasu. W przypadku wód podziemnych o zwierciadle swobodnym zdecydowanie najczęściej ruch wody ma charakter wolnozmienny, a to z powodu zasilania opadowego, które znamionuje epizodyczność.

W odniesieniu do cieczy i przewodów idealnych, suma ciśnień hydrostatycznego i piezometrycznego jest stała i równa się ciśnieniu całkowitemu (prawo Bernoulliego): $pV + 0{,}5mv^2 = const$. Należy podkreślić, że równanie to

wyraża zasadę zachowania energii dla cieczy płynącej, gdyż każdy wyraz ma wymiar energii; wielkość pV – energię związaną z ciśnieniem, a $mv^2/2$ daje energię kinetyczną (Tarjan 1975).

W trakcie przepływu w przewodach podziemnych (szczelinach), całkowita energia strumienia wody (ciecz rzeczywista) jest jednak zmniejszana przez opory wewnętrzne (tarcie wzajemne cząstek) oraz opory zewnętrzne (tarcie cząsteczek wody o dno i ścianki przewodów), nasilające się przy częstych zmianach kierunków przepływu. Opory ruchu spowodowane lepkością cieczy określa dynamiczny współczynnik lepkości (η), zależny od gęstości cieczy i wyrażany w puazach P ($1P = 10^{-1}\ N{\cdot}s{\cdot}m^{-2}$).

W okresie postglacjalnym temperatura wód podziemnych wynosiła około 0°C, a w miarę ocieplania się klimatu wzrastała przypuszczalnie do około 3–5°C. Współczynnik lepkości dynamicznej η dla takich wód oscylował w najwyższym interwale wartości i wynosił odpowiednio 0,0179 P i 0,0152 P (Kozerski 1971). Z powyższego wynika jednoznacznie, że lepkość wody zmniejsza się przy wzroście temperatury. Na drodze przepływu występują zawsze straty energii spowodowane lepkością. Wysokość energii w kolejnych przekrojach (h_1 i h_2) liczonych z biegiem strumienia zmniejsza się zależnie od wartości oporów na drodze przepływu. Iloraz różnicy wysokości dwóch przekrojów $h_1 – h_2$ (Δh) i odległości przekrojów (l) określa w obliczeniach praktycznych wartość spadku hydraulicznego ($I = \Delta h : l$), jednego z najważniejszych parametrów stosowanych w hydrodynamice (Pazdro, Kozerski 1991).

Autorzy (Harasimiuk, Wojtanowicz 1998), dający asumpt do dyskusji, założyli, że po udrożnieniu (rozmarznięciu) wodonośca kredowego nastąpił przepływ wód podziemnych pod naporem hydrostatycznym z Roztocza i Wyżyny Lubelskiej ku obniżeniu Pojezierza, w wyniku znacznych różnic ciśnień między tymi obszarami. Wychodząc naprzeciw takiej koncepcji, określono kilka parametrów hydrogeologicznych odniesionych do dwu różnych okresów i dwu kierunków przepływu wody (zgodnie z prawem Pascala), co jest treścią obrazu przestrzennego (ryc. 1) oraz zestawienia liczbowego (tab. 1). Teoretyczne ciśnienia hydrostatyczne (woda jako ciecz idealna i kolektory niestawiające żadnych oporów) byłyby w okresie postglacjalnym rzędu 2,756–2,847 $MN{\cdot}m^{-2}$ (tab. 1, sekwencja R–C i R–D), co w jednostkach pozaukładowych SI odpowiada ciśnieniu 27,2–28,1 Atm (1 Atm = 101,325 $kN{\cdot}m^{-2}$).

Rozważono również przypuszczenie o możliwym innym przepływie, warunkowanym drenującą rolą doliny Wisły środkowej, w stosunku do jednostki hydrogeologicznej Roztocza (Janiec 1984; Michalczyk 1986, 2001, 2007), która w dużym stopniu jest drenowana również współcześnie ku SW, a w następstwie ekranizacji przez iły krakowieckie ku WNW (ryc. 1 i tab. 1, sekw. R–A i R–B). Średnie spadki hydrauliczne w obydwu przedziałach czasowych są zbliżone w dwu rozpatrywanych kierunkach, a w miarę proporcjonalnego skracania trasy obydwu wektorów, wartości te rosną wyraźnie na korzyść

kierunku WNW, co m.in. ilustruje przebieg hydroizohips (ryc. 1). Należy też dodać, że pakiet iłów krakowieckich w okresie postglacjalnym był także objęty zmarzliną, a współcześnie płaszcz tychże utworów powoduje napór zwierciadła wody rzędu 3–8 Atm; np. w Janowie Lubelskim (Ruda) i w Lipie k. Stalowej Woli nawiercono samowypływy na głębokościach 60–70 m (Malinowski 1974, Janiec 1984), a w Horyńcu Zdroju – rzędu 30–40 m (dokumentacja hydrogeologiczna odwiertów; Archiwum Urzędu Gminy).

Podobnie obliczone ciśnienia hydrostatyczne na przykładowym kierunku „konkurencyjnym" (WNW), tj. ku dolinie środkowej Wisły, wynosiłyby 2,371–2,442 $MN \cdot m^{-2}$, tj. odpowiednio 23,4–24,1 Atm (tab. 1, kolumny R–A i R–B). Porównanie takie jest poprawne, gdyż wg założeń (Harasimiuk, Wojtanowicz 1998) w rozpatrywanej sekwencji zdarzeń zmarzlina w wodonoścu kredowym zanikła wcześniej na całym Roztoczu i Wyżynie Lubelskiej („skały ciepłe"), natomiast iły krakowieckie utrudniały odpływ wody w kierunku południowym bez względu na istnienie lub brak zmarzliny. Nie ograniczało to drenażu południowych zlewni Roztocza, ale powodowało zmianę kierunku odpływu na WNW u podnóża południowej krawędzi tego regionu. Istotą tego problemu jest ilościowe ograniczenie odpływu wody z Roztocza w kierunku północnym. Jednym z dowodów są wyższe gradienty spadków hydraulicznych w kierunku doliny Wisły (tab. 1), a zwłaszcza ku Kotlinie Sandomierskiej (kierunek pośredni; ryc. 1).

W czasach współczesnych, mimo licznych wierceń, nie stwierdzono na całym obszarze Pojezierza wartości ciśnień hydrostatycznych wyższych lub zbliżonych do podanych w tabeli 1. Informacje odnoszące się do całego obszaru Polesia Lubelskiego, a podane przez T. Wilgata (1963, s. 24) są następujące: „Zwierciadło nawiercone podnosi się przeważnie o kilkanaście lub kilkadziesiąt metrów, ustalając się niedaleko powierzchni topograficznej. W Parczewie istnieje nawet samowypływ". Informacja ta znalazła potwierdzenie w późniejszych badaniach, w świetle których: „Zwierciadło wody nawiercane (w kredzie; przyp. B.J.) na głębokości 20–50 m stabilizuje się zwykle płytko – od kilku decymetrów do paru metrów ppt" (Michalczyk 1998, s. 58). Stwierdzono również podziemny napływ wód od południa, tj. z Wyżyny Lubelskiej i Roztocza, jednak przy znacznie intensywniejszym, niż sądzono dotychczas, drenażu głównych dolin rzecznych: Wisły oraz jej dopływów Wieprza i Bugu (Michalczyk 1986).

Problemy geodynamiki

Najważniejszym czynnikiem dynamicznym w hipotezie termokrasu głębokiego jest zdolność układu hydrogeologicznego wraz z jego zasobami energii potencjalnej i kinetycznej do wykonania pracy. Można to wyrazić schematem:

hydrostatyka → hydrodynamika → energia •⇒ praca →
→ podziemne formy przestrzenne

z założeniem, że układ jest na tyle energetycznie wydajny, że powoduje zmiany geodynamiczne w trójwymiarowej przestrzeni zmarzlinowej okruchowych osadów plejstoceńskich. Autorzy tej koncepcji zakładają, że: „Przy dużych różnicach ciśnień, w warunkach naporu wód z południa Wyżyny Lubelskiej i Roztocza musiało dochodzić do przebić hydraulicznych i tworzenia się w osadach czwartorzędowych potężnych soczew lodowych. [...] Te soczewy lodowe (lub też zespoły soczew) topiły się dopiero w ostatniej fazie degradacji zmarzliny, dając w efekcie głębokie misy jezior" (Harasimiuk, Wojtanowicz 1998, s. 52).

Pierwsza zasada termodynamiki, sformułowana przez niemieckiego lekarza J. R. Mayera, określana jest najczęściej jako prawo zachowania energii. Prawo to stanowi, że w układzie izolowanym energia E może przechodzić, niezależnie od drogi, z jednej formy w inne, jednak $\Sigma E = const.$ Wiedza ta winna być bardzo użyteczna dla przyrodnika, zwłaszcza po dwu wyjaśnieniach:

1 – całkowita energia układu jest funkcją stanu (tzn. jest niezależna od drogi), dlatego nie można uzyskiwać pracy z niczego (perpetuum mobile pierwszego rodzaju),

2 – układ półotwarty lub otwarty wraz z określonym otoczeniem można (również w rozważanym przypadku) traktować jako większy układ izolowany, którego energia jest stała i niezależna od przemian jednych form energii w drugie.

Przystępując do dyskusji, rozważono kilka aspektów związanych z wykorzystaniem (lub niewykorzystaniem) wymienionych przez autorów hipotezy czynników i uwarunkowań (Harasimiuk, Wojtanowicz 1998), uzasadniających istnienie/pozyskanie energii (analogia do prasy hydraulicznej?) potrzebnej do wykonania pracy na układzie. Ta domniemana siła traktowana jest jako *conditio sine qua non* w hipotezie termokrasu głębokiego.

Aspekt 1, teoretyczny. Zakłada się, że w układzie funkcjonuje teoretycznie ciecz idealna oraz idealnie drożne przewody, w których przepływa ta ciecz. Północny segment układu (Pojezierze) uzyskuje energię (pod zmarzliną) rzędu 2,756–2,847 MJ (1 J = 1 N·m). Ta ilość energii ma (w założeniu autorów) wykonać gigantyczną rzeczywistą pracę na układzie; przebić i podnieść wewnątrz zmarzliny okruchowe osady plejstoceńskie na wysokość 25–45 m (Harasimiuk, Wojtanowicz 1998) i jednocześnie rozepchnąć je na boki tak, aby objętość wypełnionej wodami naporowymi (a następnie lodem) przestrzeni śródskalnej była co najmniej porównywalna z kubaturą współczesnych najgłębszych jezior łęczyńsko-włodawskich, tj. kolejno (Wilgat et al. 1991, ryc. 1): 1,97 mln m^3 (Jez. Czarne Sosnowickie), 2,16 mln m^3 (Jez. Bialskie), 4,21 mln m^3 (Jez. Rogóźno), 4,28 mln m^3 (Jez. Zagłębocze), 8,18 mln m^3 (Jez. Krasne), 10,67 mln m^3 (Jez. Piaseczno) i około 15,00 mln m^3 (Jez. Białe Włodawskie).

W koncepcji powstawania soczew na szczególną uwagę zasługuje problem rozsuwania utworów zmarzlinowych w ich obrębie, w płaszczyźnie horyzontalnej. Dla dwu par jezior o ekstremalnych kubaturach określono promienie podstawy czaszy kuli, zakładając teoretycznie, że objętość tej figury geometrycznej jest równa pojemności efektywnej badanych zbiorników (V_{jez}). Do obliczeń promienia (r) wykorzystano przekształcony wzór wielkościowy na objętość kuli, gdzie:

$$r = \sqrt[3]{\frac{V_{jez.}}{4\Pi/3}}$$

Wartości promieni określają teoretyczną długość drogi, na której musiałyby istnieć horyzontalne przesunięcia skał we wszystkich kierunkach w stosunku do punktu 0. Obliczone długości promieni wynoszą od 78–80 do 137–153 m. Przyczyną sprawczą teoretycznych przesunięć byłyby w założeniu autorów siły egzogeniczne, niewyobrażalnie większe w stosunku do określonych w tab. 1 i w tekście, rozpychające promieniście (koliste kształty jezior!) skały na boki. W dyskutowanej hipotezie rodzi się kolejna trudność interpretacyjna – problem przestrzeni. W wyniku „przebić hydraulicznych" powstać miała (wirtualna) przestrzeń śródzmarzlinowa „potężnych soczew lodowych" o łącznej kubaturze co najmniej 46,7 mln m^3 (lub: 46,7 mln m^3 × 1,5 t·m^{-3} ≅ 70 mln ton). Dla unaocznienia tej wielkości można przyjąć, że naruszona i przesunięta została masa skalna wypełniająca około 3,5 mln wagonów o ładowności 20 ton każdy, które z kolei utworzyłyby ponad 34 840 składów pociągów towarowych o zestawie po 100 wagonów.

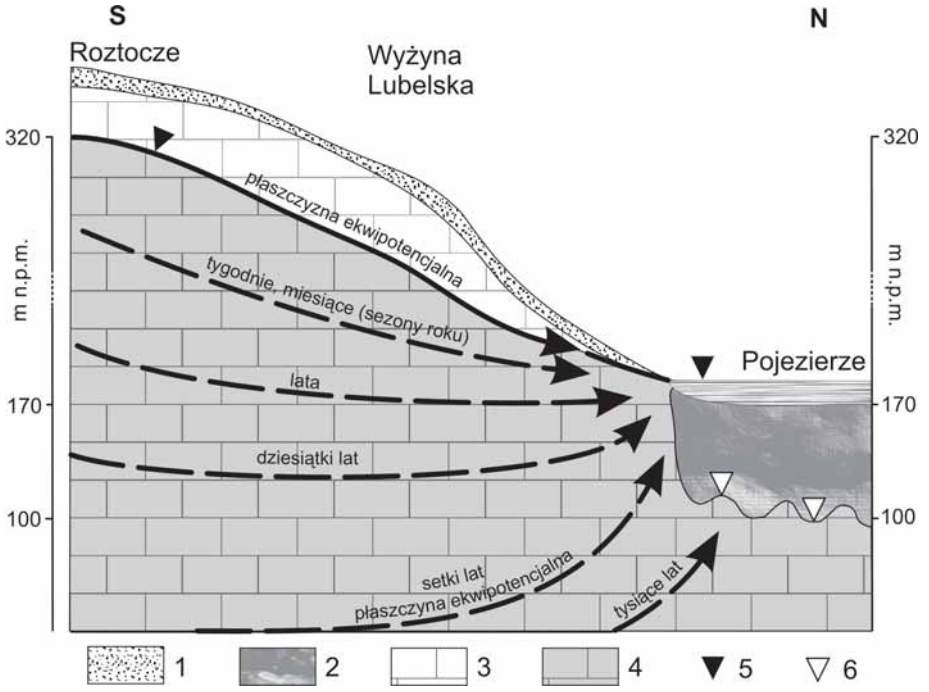
Po tym zobrazowaniu domniemanego efektu należy przyjąć, że byłaby to pierwsza na kuli ziemskiej tego typu gigantyczna praca wykonana przy wyłącznym udziale przyrodniczych sił egzogenicznych. Niestety absurdalnie sprzeczna z prawem zachowania energii, gdyż wyliczone teoretyczne (czyli idealne) ciśnienia piezometryczne pod zmarzliną byłyby zaledwie 14,1–14,5 razy większe od ciśnienia sprężonego powietrza w kole samochodu osobowego, tj. około 196 kN·m^{-2} (2 at = 2 × 98,066 kN·m^{-2} = 196 kN·m^{-2}). Zestawienie podanych wartości nie wymaga komentarza.

Aspekt 2, naturalny. W tej części dyskusji omówione zostaną warunki rzeczywiste przepływu wody przez szczeliny skalne. Niezależnie od czasu ruch cieczy jest systematycznie spowalniany przez jej lepkość, tarcia wewnętrzne, zewnętrzne i krętość dróg przepływu. W konsekwencji, siły hydrostatyczne i ciśnienia piezometryczne, tkwiące w badanym segmencie układu (Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim), były i są zredukowane przez wyżej opisane opory środowiska hydrogeologicznego o około 2/3 wartości idealnych (w stosunku do warunków przepływu cieczy doskonałych). Przybliżone straty sił potencjalnych i rzeczywistych obliczono na podstawie danych z tab. 1 oraz ciśnień

obecnie stwierdzanych. Najwyższe ciśnienia piezometryczne obecnie występujące na Pojezierzu wynoszą około 507 kN·m^{-2} (tj. rzędu 5 Atm), natomiast teoretyczne (idealne; tab. 1) – 1,540–1,631 MN·m^{-2}. Ilorazy (507 kN : 1,540 MN = 0,329 i 507 kN : 1,631 MN = 0,311) wartości stwierdzonej do idealnych dają wartość wskaźnika około 0,32. Wykorzystując ten wskaźnik oraz zakładając, że schemat przepływów regionalnych wód podziemnych był zbliżony w obydwu badanych horyzontach czasowych, obliczono wartości ciśnień piezometrycznych występujących w okresie końcowej fazy vistulianu. Pod zmarzliną wynosiły one, według obliczeń autora, 896 kN·m^{-2} (czyli około 9,0 Atm), przy teoretycznym założeniu, że był to słup wody. Wartość ciśnienia określono jako iloczyn ciśnienia idealnego (wypadkowa z dwu wartości z tab. 1) przez współczynnik 0,32 (2800 kN·m^{-2} × 0,32 ≅ 900 kN·m^{-2}). W rzeczywistości jest to skała zawodniona praktycznie tylko w szczelinach. Ponadto, ciśnienie piezometryczne wody pod warstwą zmarzliny kompensowane było przez ciśnienie nadległych skał przekraczające 1,013 GN·m^{-2}, którego wektor ma kierunek przeciwny do ciśnienia piezometrycznego. W opisywanym przypadku nie ma już właściwie potrzeby wprowadzania dodatkowych okoliczności uniemożliwiających wykonanie pracy na układzie (np. wielokrotnie zwiększona spójność zmarzlinowa gruntu). W świetle przedstawionych argumentów opisywany układ cechowała całkowita stabilność hydrogeofizyczna.

Aspekt 3. Należy również odnieść się do roli czynnika litotermicznego i konsekwencji natury hydrogeologicznej (przepływy regionalne), wynikających z nierównomiernego zaniku zmarzliny w obrębie skał „ciepłych" i „zimnych". Ilustracją tego zagadnienia jest schemat (ryc. 2) obrazujący przekrój poprzeczny Pojezierza, Wyżyny Lubelskiej i (w perspektywie ku południowi) Roztocza. Na przekroju zaznaczono zwierciadło wody podziemnej kredowego piętra wodonośnego, zasadniczy kierunek jej przepływu, płaszczyzny ekwipotencjalne w wodonoścu pozbawionym zmarzliny, przedziały czasowe dopływów wód w kierunku obniżenia pojeziernego (ryc. oryg., w części za: Frimpter, Maevsky 1979; Heath 1983) oraz blok długotrwałej zmarzliny o znacznej miąższości. Sądzić należy, że ten statyczny schemat winien być akceptowany przez autora/autorów termokrasu głębokiego. Natomiast różnice zdań dotyczą problemu zasadniczego – przepływów wody i czynnika energetycznego.

W dyskutowanej hipotezie zakłada się, że w rozmarzniętym górotworze kredowym uruchomiony został ponownie system przepływów śródskalnych, który doprowadził „[...] do dużych różnic w warunkach występowania i krążenia wód podziemnych między obszarami [...]" (Harasimiuk, Wojtanowicz 1998, s. 52), tj. systemami (piętrami) wodonośnymi kredy lubelskiej i okruchowych osadów plejstoceńskich, ciągle jeszcze unieruchomionych przez zmarzlinę. Ciśnienia piezometryczne wód kredowych miały być, zdaniem cytowanych autorów, nośnikiem wielkiej energii (wyrażonej ciśnieniem), która „wykonała" od spągu – opisaną już – pracę wewnątrz tejże zmarzliny.



Ryc. 2. Schemat zróżnicowania regionalnych przepływów wód podziemnych: Roztocze i Wyżyna Lubelska – Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie (oryg.; częściowo wg Frimpter, Maevsky 1979; Heath 1983); 1 – utwory powierzchniowe; 2 – zmarzlinowe utwory okruchowe; 3 – skały węglanowe górnej kredy; 4 – strefa saturacji; 5 – zwierciadło statyczne; 6 – zwierciadło napięte

Według autora (B. J.), asynchroniczne ustępowanie zmarzliny w układzie Wyżyna Lubelska i Roztocze – Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie wywołało inne, niż zakłada dyskutowana hipoteza, skutki natury hydrodynamicznej, istotne w dyskusji na temat termokrasu głębokiego. Rozmarznięty górotwór kredowy uruchomił ponownie system przepływów śródskalnych, m.in. w kierunku obniżenia Pojezierza, o zróżnicowanym czasie dopływów do czaszy osadów zmarzlinowych. Śledząc chronologię przebiegu zjawiska od zwierciadła swobodnego (od góry), wyróżnić należy (Heath 1983): względnie najintensywniejsze dopływy tygodniowe, miesięczne i roczne, a następnie coraz mniej znaczące ilościowo – trwające kilka lat, dziesiątki lat, setki lat i tysiącletnie. Największe potencjalne siły hydrodynamiczne występowały pod zmarzliną o ciśnieniu piezometrycznym wynoszącym około 900 kN na 1 m^2 (8,9 Atm) pod powierzchnią spągu. Z powyższych obliczeń wynika, że miąższość zmarzliny wynosiła w przybliżeniu 90 m. Mimo oczywistych różnic w ocenie grubości zmarzliny gruntowej (90 m – 70 m = 20 m), wyniki można traktować jako

zbieżne. Należy jednak rozważyć prawdopodobieństwo istnienia na Pojezierzu nieco grubszej czaszy zmarzliny pod koniec epoki lodowej. Cytowani autorzy nie informują bowiem, na podstawie jakiego rozpoznania określono jej miąższość pod koniec vistulianu na około 70 m. Dlatego też pokrywę około 90 m można uznać jako wartość przybliżoną, ale udokumentowaną.

Z ryc. 2 wynika również, że docierające do Pojezierza nadmiary wód od południa (roczne, kilkuletnie, a nawet dopływające w okresie kilkudziesięciu lat), mogły być grawitacyjnie odprowadzane do poprzecznie położonego obniżenia, w stosunku do kierunku napływu wody – do doliny rzeki Świnki lub pośrednio do większych dolin rzecznych: Tyśmienicy, Wieprza, Bugu. Nie wyklucza to istnienia w tym okresie na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim lokalnych zbiorników wodnych lub rozlewisk powierzchniowych o zmiennych w przestrzeni i czasie głębokościach (ryc. 2).

Aspekt 4. W pracach z zakresu hydrogeologii Polesia Lubelskiego podaje się dowody, że miękkie skały kredowego piętra wodonośnego udrożnione są dla przepływu wody praktycznie tylko poprzez system szczelin. Osłabia to jego sprawność do wykonania pracy. Ponadto kredowy kompleks wodonośny „pracuje" efektywnie do głębokości około 70–150 m (Różkowski, Wilk 1989; Michalczyk, Zarębski 1995; Michalczyk, Wilgat 1998; dokumentacje hydrogeologiczne odwiertów). Poniżej tego horyzontu szczeliny „zamykają" się w wyniku ciśnień złożowych (kompresja) i/lub wypełniają substancją ilastą. Stąd przepływy z większych głębokości są praktycznie mało znaczące w hydrodynamice układu pojeziernego.

Zakończenie i wnioski

W próbach wyjaśnienia istoty termokrasu głębokiego, z którym wiąże się geneza mis jezior łęczyńsko-włodawskich, M. Harasimiuk i J. Wojtanowicz (1998) stworzyli – zdaniem autora (B. J.) – hipotezę, jako tymczasowe przypuszczenie, ułatwiającą wyznaczenie kierunku przyszłych poszukiwań i badań dążących do potwierdzenia założeń poprzez dane eksperymentalne.

W niniejszej pracy podjęto próbę rozbudowania zagadnień związanych z termokrasem głębokim poprzez ilościową analizę zakrojonego zjawiska i co najważniejsze – bilansowanie czynnika energetycznego. Miało to doprowadzić do awansu hipotezy na etap teorii, tj. wiedzy wyjaśniającej hipotetyczne założenia i tworzącej logicznie uporządkowaną i spójną koncepcję. Tymczasem okazuje się, że w cytowanej pracy (Harasimiuk, Wojtanowicz 1998) mniej jest przypuszczeń i tez do rozwiązania, więcej natomiast aksjomatów stanowiących podstawę koncepcji termokrasu głębokiego. Z tego też powodu cytowana praca jest wysoce dyskusyjna.

Dyskusję na temat genezy mis jezior łęczyńsko-włodawskich w świetle hipotezy termokrasu głębokiego wieńczą wnioski.

1. Różnice w termice skał węglanowych i okruchowych o różnym składzie mineralnym nie są argumentem w rozumieniu czynnika wspomagającego przebieg procesów termokrasowych.

2. Warunki krążenia wód podziemnych, zwane w dyskutowanej pracy skomplikowanymi, łącznie z teoretycznie uwzględnionymi systemami drożnych szczelin tektonicznych nie wyjaśniają zjawiska termokrasu głębokiego w aspekcie energetycznym.

3. Energia objawiająca się w ciśnieniach piezometrycznych, tj. realnej hydrodynamice wód podziemnych, jest niewspółmiernie mała w stosunku do założonych potrzeb wykonania pracy na układzie.

4. Przewidywane w hipotezie procesy geodynamiczne w utworach zmarzlinowych, z wykorzystaniem dostępnej energii egzogenicznej, są nieprawdopodobne.

5. W opisie procesów związanych z zaangażowaniem czynnika energetycznego nie uwzględniono w ogóle prawa zachowania energii.

6. Wobec faktu obiektywnego istnienia mis jeziornych nie należy wykluczać potrzeby powrotu do rozważań nad krasową genezą tych zagłębień, ale z uwzględnieniem współczesnej wiedzy na temat rozpuszczalności skał węglanowych, termodynamiki i kinetyki procesów rozpuszczania oraz przebiegu zjawisk krasowych w znacznie dłuższym (niż dotychczas zakładano) wymiarze czasowym.

Literatura

Buraczyński J., Wojtanowicz J. (1974): *Charakterystyka morfologiczno-hydrograficzna grupy jezior Uściwierz. Przewodnik XII Ogólopolskiego Zjazdu Pol. Tow. Geogr. Lublin, 28–31 VIII. 1974*, cz. II, Lublin; 84–88.

Dębski K. (1968): *Hydrologia i hydraulika*, PWSZ, Warszawa.

Forel F. A. (1892): *Le Léman: monographie limnologique*, t. 1, *Géographie, Hydrographie, Géologie, Climatologie, Hydrologie*, Lausanne, F. Rouge.

Frimpter M., Maevsky A. (1979): *Geohydrologic impacts of coal development in the Narragansett Basin, Massachusetts and Rhode Island*, US Geol. Survey Water-Supply Paper, 2062, Washington.

Harasimiuk M. (1996): *Geologiczne i geomorfologiczne uwarunkowania krążenia wód w rejonie prac renaturalizacyjnych na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim (rejon jezior Rogóźno–Uściwierz*, [w:] *Renaturalizacja ekosystemów wodno-torfowiskowych na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim*, Wyd. UMCS, Lublin; 7–13.

Harasimiuk M., Wojtanowicz J. (1998): *Budowa geologiczna i rzeźba terenu Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego*, [w:] *Jeziora łęczyńsko-włodawskie. Monografia przyrodnicza,* M. Harasimiuk, Z. Michalczyk, M. Turczyński (red.), Bibl. Monitoringu Środowiska, Lublin; 41–53.

Heath R. C. (1983): *Basic ground-water hydrology*, US Geol. Survey Water-Supply Paper, 2220, Washington.

Hutchinson G. E. (1957): *A treatise on limnology*, vol. I – *Geography, Physics, and Chemistry,* New York, J. Viley & Sons, Inc.

Jahn A. (1966): *Alaska*, PWN, Warszawa.
Janiec B. (1984): *Wody podziemne w strefie południowo-zachodniej krawędzi Wyżyny Lubelskiej*, Wyd. Geol., Warszawa.
Janiec B. (1997): *Transformacje i translokacje jonowe w wodach naturalnych Roztocza Zachodniego*, Wyd. UMCS, Lublin.
Jeżov J. A., Łysienin G. P. (1988): *Značenije zony pierechodnych davlenij w podziemnoj gidrosfiere*, Sovietskaja gieołogija, 8/1988; 107–114.
Kozerski B. (1971): *Hydrogeologiczne własności skał*, [w:] S. Turek (red.), *Poradnik hydrogeologa*, Wyd. Geol.; 25–44.
Malinowski J. (1974): *Hydrogeologia Roztocza Zachodniego*, Prace Hydrogeol. Inst. Geol., Ser. specjalna 6, Wyd. Geol., Warszawa.
Malinowski J. (1977): *Wpływ neotektoniki na zmiany stosunków hydrogeologicznych Roztocza*, Kwart. Geol., 21; 51–58.
Michalczyk Z. (1986): *Warunki występowania i krążenia wód na Wyżynie Lubelskiej i Roztoczu,* Wyd. UMCS, Lublin.
Michalczyk Z. (red.) (1996): *Źródła Roztocza. Monografia hydrograficzna*, Wyd. UMCS, Lublin.
Michalczyk Z. (1998): *Stosunki wodne Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego*, [w:] *Jeziora łęczyńsko-włodawskie. Monografia przyrodnicza,* M. Harasimiuk, Z. Michalczyk, M. Turczyński (red.), Bibl. Monitoringu Środowiska, Lublin; 55–71.
Michalczyk Z. (red.) (2001): *Źródła Wyżyny Lubelskiej i Roztocza*, Wyd. UMCS, Lublin.
Michalczyk Z., Wilgat T. (1998): *Stosunki wodne Lubelszczyzny*, Wyd. UMCS, Lublin.
Michalczyk Z., Wilgat T. (2007): *Wody Lubelszczyzny*, Wyd. LTN (w druku).
Michalczyk Z., Zarębski K.: *Wymiana wód podziemnych w południowo-zachodniej części Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego – w rejonie KWK „Bogdanka"*, [w:] *Współczesne problemy hydrogeologii*, VII, cz. 2, Kraków–Krynica, Wyd. AGH; 119–126.
Mizerski W., Sylwestrzak H. (2002): *Słownik geologiczny*, PWN, Warszawa.
Paczyński B., Jarząbek-Gałązkowa H., Michalska M. (1965); *Wody podziemne regionu kredy lubelskiej,* mps, Inst. Geol. Z-d Hydrogeologii, Warszawa.
Pazdro Z., Kozerski B. (1990): *Hydrogeologia ogólna*, Wyd. Geol., Warszawa.
Różkowski A., Wilk Z. (red.) (1989): *Warunki hydrogeologiczne Lubelskiego Zagłębia Węglowego*, Prace Inst. Geol., CXXV, Wyd. Geol., Warszawa; 1–107.
Tarjan I. (1975): *Fizyka dla przyrodników*, PWN, Warszawa.
Wilgat T. (1954): *Jeziora łęczyńsko-włodawskie*, Ann. UMCS, B, VIII, Lublin: 37–122.
Wilgat T. (1963): *Budowa geologiczna, rzeźba i wody Polesia Lubelskiego*, [w:] *Polesie Lubelskie*, T. Wilgat (red.), Wyd. Lubelskie; 9–30.
Wilgat T. (1994): *Spory wokół jezior łęczyńsko-włodawskich*, [w:] *Ogólnopolski Zjazd Polskiego Towarzystwa Geograficznego, Przewodnik Wycieczkowy*, Polskie Tow. Geogr. Oddz. Lubelski, Uniw. Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin; 122–129.
Wilgat T. (2002): *From the history of research on and the conservation of the Łęczna–Włodawa Lakes. Limnological review*, volume 2/2002, Wyd. UMCS, Lublin; 425–432.
Wilgat T., Michalczyk Z., Turczyński M., Wojciechowski K. (1991): *Jeziora łęczyńsko-włodawskie. Studia Ośrodka Dokumentacji Fizjograficznej*, t. XIX, PAN O. Kraków; 23–140.
Wojtanowicz J. (1993): *O termokrasowej genezie jezior łęczyńsko-włodawskich. Streszczenie referatu na II Zjeździe Geomorfologów Polskich*, Lądek Zdrój; 33–34.
Wojtanowicz J. (1994): *O termokrasowej genezie jezior łęczyńsko-włodawskich*, Ann. UMCS, B, XLIX, Lublin; 1–18.
Informacja internetowa: *Fizyka w szkole. Serwis fizyczny*. http:// fizyka.kopernik.mielec.pl /fizyka/ właściwości – fizyczne.

Elżbieta Jekatierynczuk-Rudczyk, Piotr Zieliński
Zakład Hydrobiologii, Uniwersytet w Białymstoku, Białystok

Charakterystyka jakości wody małej rzeki miejskiej

Water quality characteristics in the small urban river

ABSTRACT: Hydrological and hydrochemical analyses in the Jaroszówka river basin were carried out in hydrological year 2003. The quality of the Jaroszówka water is characterized by the lowest level of transformation of physical and chemical composition among the Białystok rivers; however, the transformation is significant in comparison to the rivers draining agricultural and forested areas of the Białystok region. A lower degree of the Jaroszówka spring water transformation demonstrates a significant role for pollution that flows directly to the riverbed.

SŁOWA KLUCZOWE: jakość wody, rzeka miejska, źródliska miejskie.
KEY WORDS: water quality, urban river, urban springs.

Wprowadzenie

Degradacja środowiska stanowi jeden z najważniejszych problemów współczesnego świata. Pogorszenie jakości wody, prowadzące do ograniczenia jej użyteczności, stało się problemem dla wielu obszarów, szczególnie wysoko uprzemysłowionych i zurbanizowanych (Chełmicki 1997).

Wody płynące Białegostoku narażone są na wiele rodzajów zanieczyszczeń. Do głównych należy zaliczyć zanieczyszczenia komunalne i przemysłowe, docierające w postaci punktowej, liniowej i obszarowej. Bogata sieć wód powierzchniowych w Białymstoku oraz zalecenia Ramowej Dyrektywy Wodnej (RDW) przyczyniły się do wstępnej oceny jakości wody najmniejszej rzeki Białegostoku – Jaroszówki (Pusłowska-Tyszewska i in. 2005). Szczególną uwagę zwrócono na:

– aktualny stan jakości wody w rzece Jaroszówka,

– stopień przekształceń jakości wody Jaroszówki w stosunku do innych rzek przepływających przez Białystok,

– wpływ wód podziemnych na jakość wód powierzchniowych w zlewni Jaroszówki.

Teren badań

Teren badań obejmował zlewnię Jaroszówki. Pod względem fizyczno-geograficznym badany obszar to Nizina Północnopodlaska, mezoregion – Wysoczyzna Białostocka (Kondracki 1998). Krajobraz urozmaicony jest licznymi wyniesieniami przekraczającymi lokalnie 206 m n.p.m. Duże deniwelacje terenu sprawiają wrażenie krajobrazu młodoglacjalnego (Musiał 1992).

Jaroszówka jest bezpośrednim, lewobrzeżnym dopływem zmeliorowanej rzeki Supraśl (uchodzi do rowu melioracyjnego prowadzącego wodę do Supraśli). Jej długość wynosi 3,8 km, a powierzchnia zlewni 3,42 km^2. Stawy hodowlane położone w środkowej części zlewni zajmują powierzchnię 0,25 km^2. Średni przepływ rzeki w latach 1982–1983 wynosił 13 dm^3·s^{-1}, a odpływ jednostkowy ze zlewni 3,5 dm^3·s^{-1}·km^{-2} (Łoszewski 1983). Badania prowadzone w 2003 roku hydrologicznym potwierdziły te dane (Jekatierynczuk-Rudczyk 2005). Średni przepływ rzeki wyniósł 14 dm^3·s^{-1}. W profilu zamykającym rzekę (poniżej stawów hodowlanych) stwierdzono okresowe wysychanie koryta rzecznego spowodowane magazynowaniem wody w stawach. Źródła rzeki leżą na wysokości 147,5 m n.p.m., a ujście do Supraśli na 117,0 m n.p.m. Deniwelacje w zlewni, przekraczające 30 m, są jedną z przyczyn występowania licznych naturalnych odpływów wód podziemnych. Wskaźnik uźródłowienia w zlewni wynosi 1,5. Dostarczają one średnio 10 dm^3·s^{-1} wody do rzeki (Jekatierynczuk-Rudczyk 2003). Współczynnik zalesienia zlewni Jaroszówki wynosi 14,2%.

Badania hydrologiczno-hydrochemiczne prowadzono w pięciu przekrojach hydrometrycznych. Dodatkowo wykonano pomiary hydrologiczno-hydrochemiczne w czterech naturalnych wypływach wód podziemnych. Są to wypływy warstwowe, zarówno descensyjne, jak i ascensyjne.

Metody badań

Analizy hydrologiczno-hydrochemiczne w zlewni Jaroszówki prowadzono w 2003 roku hydrologicznym. Badania wzdłuż rzeki i źródlisk prowadzono w odstępach dwumiesięcznych (6 razy w roku). W terenie mierzono przepływ rzeki i wydajność źródlisk przy pomocy młynka hydrometrycznego lub zastawką Ponceleta, przewodność właściwą, temperaturę, odczyn wody, wysycenie wody tlenem, zawartość tlenu rozpuszczonego w wodzie – przy użyciu Minisondy 4a firmy Hydrolab, potencjał oksydacyjno-redukcyjny – za pomocą pehametru z elektrodą typu SenTix ORF.

Analizy laboratoryjne wykonano zgodnie z metodami opisanymi przez Hermanowicza i innych (1976). Analizowano: barwę wody spektrofotometrem terenowym Slandi LF 205, wodorowęglany, twardość ogólną, wapń – metodą

miareczkową, magnez wyliczono z różnicy pomiędzy twardością ogólną a stężeniem wapnia, sód i potas metodą fotometrii płomieniowej aparatem FLAPHO 4 firmy Carl Zeiss Jena. Pozostałe składniki chemiczne badanych wód zostały oznaczone metodą kolorymetryczną przy użyciu spektrofotometru Beckman DU-650 z wykorzystaniem procedur i odczynników proponowanych, zgodnie z normami ISO, przez firmę Riedel-de Häen. Oznaczono: żelazo, fosfor ortofosforanowy po wcześniejszym przesączeniu przez sączek GF/C, fosfor całkowity po uprzednim zakwaszeniu i mineralizacji promieniami UV, azot azotanowy i amonowy, siarczany, chlorki, krzem, absorbancję przy długości fali 260 i 330 nm. Zawartość rozpuszczonego węgla organicznego (DOC) oznaczono w analizatorze węgla organicznego TOC – 5050A firmy Shimadzu. Azot ogólny oznaczano w analizatorze Kjeldhala firmy Tecator 2300.

Cztery razy w ciągu roku hydrologicznego w środkowym biegu Jaroszówki wykonano analizę zawartości żelaza dwuwartościowego, siarczków, kadmu, miedzi, cynku oraz chromu. Wymienione parametry zostały oznaczone metodą kolorymetryczną przy użyciu spektrofotometru Beckman DU-650 z wykorzystaniem procedur i odczynników proponowanych, zgodnie z normami ISO, przez firmę Riedel – de Häen.

Obliczenia statystyczne wykonano w programie Statgraphics 5,0 for Windows.

Badania hydrochemiczne Jaroszówki w przekroju nr 2 przeprowadzono w ramach projektu badawczego KBN nr 3 PFO 017 23 pt. „Rola strefy hyporeicznej w małych rzekach nizinnych".

Analiza wyników

Większość analizowanych parametrów w wodzie Jaroszówki cechowała się mniejszymi stężeniami średnimi niż w pozostałych rzekach Białegostoku (tab. 1). Istotne statystycznie różnice dotyczyły przewodności właściwej wody, jej barwy (wyrażonej jako absorbancja przy długości fali 330 nm), stężeń sodu, potasu, żelaza i fosforu całkowitego (test porównań wielokrotnych). W rzekach przepływających przez obszary zwartej zabudowy miejskiej zanotowano wysokie stężenia jonów sodu, potasu i chlorków. W wodzie Jaroszówki stężenia sodu i potasu były prawie czterokrotnie mniejsze niż w pozostałych rzekach miasta. Średnie stężenia siarczanów i ortofosforanów były porównywalne we wszystkich rzekach Białegostoku (tab. 1). Zawartość związków azotu w wodach powierzchniowych Białegostoku była mniej zróżnicowana. Większymi średnimi stężeniami cechował się azot azotanowy niż azot amonowy (tab. 1). Największą średnią wartość fosforu całkowitego stwierdzono w rzece Białej, w Jaroszówce parametr ten był średnio trzykrotnie mniejszy (tab. 1).

Tab. 1. Średnie stężenia parametrów fizyczno-chemicznych w wodzie rzek Białegostoku; w przypadku Jaroszówki uwzględniono dane uzyskane z pomiarów sezonowych i przestrzennych w 2003 roku hydrologicznym (Jekatierynczuk-Rudczyk 2005); dane dla pozostałych rzek dotyczą pomiarów sezonowych w 1996 roku hydrologicznym (Samojlik 1997)

Parametry	Rzeka			
	Biała (Samojlik 1997)	Dolistówka (Samojlik 1997)	Bażantarka (Samojlik 1997)	Jaroszówka (Jekatierynczyk-Rudczyk 2005)
Temperatura °C	10,4	10,4	11,9	7,2
Odczyn wody pH	7,5	7,6	7,4	7,6
Przewodność elektrolityczna wody $\mu S \cdot cm^{-1}$	958	996	1035	686
Tlen rozpuszczony $mg \cdot dm^{-3}$	8,6	9,2	7,3	11,0
Stopień wysycenia wody tlenem %	79	83	67	94
Absorbancja 330 nm	0,109	0,112	0,088	0,026
Ca^{2+} $mg \cdot dm^{-3}$	110	120	117	115
Mg^{2+} $mg \cdot dm^{-3}$	14,79	20,73	16,3	13,9
Na^{+} $mg \cdot dm^{-3}$	54,47	53,83	68,41	16,2
K^{+} $mg \cdot dm^{-3}$	7,07	8,8	12,9	2,9
HCO_3^- $mg \cdot dm^{-3}$	341	323	363	303
SO_4^{2-} $mg \cdot dm^{-3}$	53,9	55,6	50,1	48,3
Cl^- $mg \cdot dm^{-3}$	47,4	43,5	45,9	32,3
Fe^{2+3+} $mg \cdot dm^{-3}$	0,610	0,325	0,322	0,164
$N–NO_3^-$ $mg \cdot dm^{-3}$	3,23	4,91	5,18	3,45
$N–NH_4^+$ $mg \cdot dm^{-3}$	0,79	0,57	0,40	0,18
$P–PO_4^{2-}$ $mg \cdot dm^{-3}$	0,19	0,20	0,14	0,10
P całkowity $mg \cdot dm^{-3}$	0,88	0,74	0,73	0,28

Uzyskane wyniki hydrochemiczne dla rzek Białegostoku są zbliżone do publikowanych w materiałach placówek zajmujących się badaniem stanu środowiska naturalnego. Większość analizowanych parametrów hydrochemicznych klasyfikuje wody Jaroszówki oraz pozostałe rzeki miasta do wód I klasy czystości (Dz. U. nr 32, poz. 288). W II klasie czystości znalazły się takie cechy jak fosfor całkowity, azot azotanowy i chlorki. Głównym parametrami obniżającym klasę czystości wód miejskich jest przewodność właściwa wody i stężenia wapnia. Ich zawartość klasyfikuje badane wody do III klasy czystości. Na uwagę zasługuje zawartość fosforu całkowitego w wodzie Jaroszówki, którego stężenia odpowiadają II klasie czystości wody. Jest to jedyny przypadek wśród analizowanych wód miejskich (Dz.U. nr 32, poz. 288). Zaklasyfikowanie wód powierzchniowych Białegostoku do III klasy czystości potwierdzają badania przeprowadzone przez WIOŚ w 2003 roku (*Raport o stanie środowiska...* 2004).

Dobrym uzupełnieniem klasyfikacji jakości powierzchniowych wód miejskich są stężenia mikroelementów w wodzie (tab. 2). Ich wartości w wodzie Jaroszówki były niewielkie w porównaniu z dopuszczalnymi normami (Dz.U. nr 32, poz. 288). Średnia zawartość cynku i chromu klasyfikowała badane

wody do I klasy czystości, miedzi do II, a kadmu do IV. W porównaniu z wartościami typowymi dla wód powierzchniowych stężenia omawianych pierwiastków w wodzie Jaroszówki były znacznie większe (Chełmicki 1997). Jednocześnie notowane stężenia cynku, miedzi i chromu w wodzie tej rzeki były znacznie mniejsze od występujących w wodzie głównych rzek Polski (Dojlido 1995). Znacznie mniejsze wartości mikroelementów w wodzie Jaroszówki w stosunku do innych rzek Polski wskazują na dobry stan wód płynących na terenie Białegostoku, wskazując jednocześnie na początkową fazę ich degradacji.

Tab. 2. Średnie stężenia i miary zmienności mikroelementów w wodzie rzeki Jaroszówka w 2003 roku hydrologicznym

Parametry		Zakres i wartość średnia	Odchylenie standardowe	Współczynnik zmienności [%]
Cynk	$\mu g \cdot dm^{-3}$	30 – 61 43	13	30
Chrom	$\mu g \cdot dm^{-3}$	1 – 39 18	17	99
Kadm	$\mu g \cdot dm^{-3}$	8 – 15 12	3	25
Miedź	$\mu g \cdot dm^{-3}$	13 – 38 26	18	69
Siarczki	$\mu g \cdot dm^{-3}$	42 – 64 52	9	17
Żelazo $^{2+}$	$\mu g \cdot dm^{-3}$	18 – 127 66	52	79

Mimo dobrej jakości wody w Jaroszówce w stosunku do innych wód płynących w Białymstoku, w regionie białostockim jakość wody rzeki miejskiej była znacznie przekształcona (Jekatierynczuk-Rudczyk, Zieliński 2004).

Na jakość wody na terenie zlewni Jaroszówka negatywnie wpływa wiele czynników związanych z działalnością antropogeniczną. Do głównych należy zaliczyć: zabudowę mieszkalną i przemysłową, obecność na obszarze zlewni starych śmietnisk, lokalnych wysypisk śmieci, nieszczelności w eksploatowanych przewodach kanalizacyjnych, zanieczyszczenia powierzchni terenu związane np. ze stosowaniem środków przeciw gołoledzi, stosowaniem nawozów na działkach zlokalizowanych na terenie zlewni.

Na terenie Białegostoku woda rzeczna wykazywała większe przekształcenia fizyczno-chemiczne niż woda źródlisk. W rzece zanotowano niższą średnią temperaturę wody. Konsekwencją tego w wodzie rzecznej było większe stężenie tlenu rozpuszczonego i stopnia wysycenia wody tlenem (tab. 3). Woda źródlisk i rzeki cechowała się zbliżonymi średnimi wartościami barwy, odczynu i potencjału oksydacyjno-redukcyjnego, stężeniami wapnia, magnezu, sodu, krzemu i związków azotu. Wiele parametrów świadczących o zanieczyszczeniu środowiska wodnego istotnie różniło się w rzece i w źródliskach (test po-

równań wielokrotnych) występujących na terenie zlewni. W wodzie rzeki zanotowano większe wartości przewodności właściwej wody, siarczanów, chlorków, żelaza, badanych form fosforu. Średnie stężenia DOC w wodzie rzecznej były dwukrotnie większe niż w źródliskach. W Jaroszówce aromatyczność materii organicznej wyrażona parametrem SUVA była ponad dwukrotnie większa niż w wodzie źródlisk (tab. 3). Tak kształtujące się stężenia średnie w dwóch odmiennych środowiskach wodnych wskazują na znaczną rolę zanieczyszczeń powierzchniowych docierających do wody rzecznej, zarówno w postaci punktowych zrzutów bezpośrednio do koryta rzecznego, jak i w postaci spływu powierzchniowego i hipodermicznego po wzmożonych opadach atmosferycznych czy topnieniu pokrywy śnieżnej (Kayabak i in. 1999). Drenażowy charakter rzeki (Jekatierynczuk-Rudczyk 2003, 2005) sprzyja rozprzestrzenianiu się zanieczyszczeń niesionych przez wody podziemne. Jednakże jakość tych wód scharakteryzowana na podstawie źródlisk sprzyja raczej rozcieńczeniu wody w rzece niż kumulacji zanieczyszczeń (tab. 3).

Mimo dość dobrej jakości wód podziemnych na terenie północnej części Białegostoku istnieją symptomy modyfikacji składu chemicznego mogące wynikać z działalności przemysłowej na terenie miejskim (tab. 3). Dotyczy to głównie przewodności właściwej wody, której wartości w niektórych wypływach na terenie zlewni Jaroszówka przekraczały 700 $\mu S \cdot cm^{-1}$. Niepokojące zjawisko obserwowane jest w przypadku jakości wody źródliska nr 3. Stężenia jonów sodu i potasu są w wodzie tego wypływu największe z obserwowanych w źródliskach Białegostoku. Wypływ ten położony jest na terenie miasta, najbliżej terenów przemysłowych. Jego nisza została zmieniona w trakcie zabudowy mieszkalnej – z reokrenu utworzono sztuczny limnokren. Modyfikacja składu chemicznego wody jest tu największa w stosunku do innych źródlisk w zlewni Jaroszówki (Jekatierynczuk-Rudczyk 2003).

Ważną cechą składu chemicznego wody jest jej stabilność w czasie. Analiza współczynnika zmienności badanych cech wody w rzece i źródliskach zlewni Jaroszówki wskazała na duże podobieństwo wymienionych środowisk wodnych. Podobieństwo zmienności parametrów hydrochemicznych w źródliskach i w rzece wynikało z bardzo dużego wskaźnika zasilania wód powierzchniowych przez naturalne wypływy wody podziemnej (70%). Do nieco mniej zmiennych parametrów w wodzie naturalnych wypływów wody podziemnej na terenie Białegostoku należała temperatura wody, rozpuszczone związki węgla organicznego, jakość materii organicznej, stężenia potasu, żelaza oraz badanych związków fosforu (tab. 3).

Tab. 3. Stężenia średnie, zakres i współczynnik zmienności w wodzie rzecznej i źródlanej w zlewni Jaroszówka w 2003 roku hydrologicznym

Parametry	Rzeka			Źródliska		
	średnia	zakres średnich	wsp. zmienności [%]	średnia	zakres średnich	wsp. zmienności [%]
Liczba prób	n=17			n= 21		
Temperatura °C	7,2	4,7–9,0	62	9,2	0,3–5,4	39
Odczyn wody pH	7,6	7,1–7,7	5	7,4	7,2–,6	4
Potencjał redox mV	192	181–199	19	184	179–201	23
Przewodność elektrolityczna wody $\mu S \cdot cm^{-1}$	686	506–803	16	597	412–751	29
Tlen rozpuszczony $mg \cdot dm^{-3}$	11,0	9,8–12,3	16	10,0	8,9–12,3	19
Stopień wysycenia wody tlenem %	94	76–107	17	88	79–104	20
DOC $mg \cdot dm^{-3}$	4,8	2,5–12,7	144	2,6	1,2–4,7	130
Barwa wody $mgPt \cdot dm^{-3}$	13,6	3,1–14,8	49	11,3	4,7–16,3	52
SUVA abs.1cm/1gC	51	17–95	169	22	18–26	46
Ca^{2+} $mg \cdot dm^{-3}$	115	75–133	18	104	88–128	20
Mg^{2+} $mg \cdot dm^{-3}$	13,9	11,5–17,3	35	11,3	7,6–13,3	41
Na^{+} $mg \cdot dm^{-3}$	16,2	12,2–20,3	40	14,0	9,8–16,9	66
K^{+} $mg \cdot dm^{-3}$	2,9	0,4–4,3	134	4,3	1,9–7,4	123
HCO_3^{-} $mg \cdot dm^{-3}$	303	256–330	11	304	251–344	15
SO_4^{2-} $mg \cdot dm^{-3}$	48,3	47,0–51,3	10	36,3	13,2–47,2	40
Cl^{-} $mg \cdot dm^{-3}$	32,3	22,7–45,1	44	24,7	14,2–32,4	40
Si $mg \cdot dm^{-3}$	3,3	1,6–4,6	46	3,5	2,8–3,8	68
Fe^{2+3+} $\mu g \cdot dm^{-3}$	164	75–305	180	58	52–57	47
N organiczny $\mu g \cdot dm^{-3}$	823	438–1783	52	771	671–1016	58
$N–NO_3^{-}$ $\mu g \cdot dm^{-3}$	3447	1329–5055	51	3306	671–5354	63
$N–NH_4^{+}$ $\mu g \cdot dm^{-3}$	176	115–376	74	187	118–348	69
P całkowity $\mu g \cdot dm^{-3}$	280	125–819	201	244	155–320	100
$P–PO_4^{2-}$ $\mu g \cdot dm^{-3}$	102	39–325	209	68	62–84	89

Wnioski

- Jakość wody w Jaroszówce cechuje się najmniejszym stopniem przekształcenia składu fizyczno-chemicznego w porównaniu do rzek Białegostoku.
- Do najbardziej przekształconych antropogenicznie parametrów fizyczno-chemicznych wody w Jaroszówce należy zaliczyć temperaturę wody, jej przewodnictwo właściwe, stężenia jonów sodu i chlorków oraz mineralnych form azotu.
- Mniejsze przekształcenie jakości wód źródlisk w zlewni Jaroszówki wskazuje na dużą rolę zanieczyszczeń docierających bezpośrednio do koryta rzecznego.

Literatura

Chełmicki W. (1997): *Degradacja i ochrona wód (część pierwsza). Jakość*, Wyd. UJ, Kraków; 252.

Dojlido J. R. (1995): *Chemia wód powierzchniowych*, Wydawnictwo Ekonomia i Środowisko, Białystok; 342.

Hermanowicz W., Dożańska W., Dojlido J., Koziorowski B. (1976): *Fizyczno-chemiczne badania wody i ścieków*, Arkady, Warszawa; 418.

Jekatierynczuk-Rudczyk E. (2003): *Charakterystyka naturalnych wypływów wody podziemnej Białegostoku i strefy podmiejskiej*, [w:] *Geograficzne aspekty globalizacji i integracji europejskiej*, M. Śmigielska, J. Słodczyk (red.), Wyd. PTG, Uniwersytet Opolski; 103.

Jekatierynczuk-Rudczyk E. (2005): *Przekształcenia jakości wody małej rzeki miejskiej*, [w:] *Hydrograficzne i meteorologiczne aspekty badań wybrzeża Bałtyku i wybranych obszarów Polski*, J. P. Girjatowicz, C. Koźmiński (red.), Wyd. Uniwersytet Szczeciński, PTG, Oddział Szczeciński, Szczecin; 74.

Jekatierynczuk-Rudczyk E., Zieliński P. (2004): *Stan i zagrożenia małej rzeki nizinnej na obszarze Parku Krajobrazowego Puszczy Knyszyńskiej*, [w:] *Badania geograficzne w poznaniu środowiska*, Z. Michalczyk (red.), Wyd. UMCS, Lublin; 301–306.

Kayabak K., Çelikn H., Karatosun H., Angűn Z., Koçbay A. (1999): *The influence of a heavily polluted urban river on the adjacent aquifer systems*, Environmental Geology, 38 (3); 233–243.

Kondracki J. (1998): *Geografia regionalna Polski*, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa; 441.

Łoszewski H. (1983): *Stosunki wodne zlewni Supraśli*, OBN, Białystok; 190.

Musiał A. (1992): *Studium rzeźby glacjalnej północnego Podlasia*, Wyd. UW, Warszawa; 203.

Pusłowska-Tyszewska D., Tyszewski S., Jarząbek A. (2005): *Wybrane aspekty analizy antropogenicznych oddziaływań na wody powierzchniowe i ich skutki – rok 2004*, Gospodarka Wodna, 7; 275–284.

Raport o stanie środowiska województwa podlaskiego w latach 2002–2003 (2004): IOŚ, WIOŚ w Białymstoku, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Białystok; 234.

Samojlik D. (1997): *Przestrzenne i sezonowe zmiany składu chemicznego wód rzeki Białej*, maszynopis pracy magisterskiej, Zakład Hydrobiologii UwB., Białystok; 49.

Elwira Jutrowska
Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska, Bydgoszcz

Wieloletnia zmienność odpływu w zlewniach cząstkowych dorzecza Brdy

Long-term changeability of outflow in the subcatchment of the Brda river basin

Abstract: The basin of the Brda river is the area rich in water characterized by very diverse hydrological conditions. The biggest changeability of outflow characterizes the Brda river affluent. An extreme high outflow was noticed in the case of the Kulawa river. The average annual specific runoff in 1998 amounted to 71,5 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, while in "dry" 1991 – 39,0 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, what is the proof of an intensive underground feeding of this area.

The most visible anthropogenic transformations of the outflow were noted in the case of small, urbanized catchments of the Kicza and the Struga Jarcewska. Sewages drained to their waters constitute 80,0% SNQ of the Struga Jarcewska and 15,7% SNQ of the Kicza. The outflow rates of both the rivers are tens times higher than it could result from the volume of precipitations, what proves the fact of domination of foreign waters in the total outflow.

Słowa kluczowe: zasoby wodne, odpływ rzeczny, dorzecze Brdy.
Key words: water resources, river outflow, the Brda river basin.

Wprowadzenie

Dorzecze Brdy doczekało się szeregu charakterystyk geomorfologicznych i botanicznych, natomiast znacznie skromniej rozpoznane jest pod względem hydrologicznym.

Dorzecze cechuje zróżnicowane oddziaływanie gospodarczej działalności człowieka na stosunki wodne. Spośród czynników antropogenicznych najbardziej istotny wpływ na zmienność odpływu w dorzeczu ma urbanizacja i zabudowa hydrotechniczna (Jutrowska 2007). Największym zmianom stosunki wodne uległy w południowej jego części oraz w kilku mniejszych zlewniach. Celem niniejszej pracy była analiza porównawcza zmienności odpływu trzech cieków odwadniających dorzecze Brdy, tj. Kulawy, Strugi Jarcewskiej i strugi Kicz. Odpływ pierwszej z wymienionych rzek kształtowany jest przez wa-

runki naturalne, natomiast dwóch pozostałych uwarunkowany jest oddziaływaniem urbanizacji.

Obszar badań

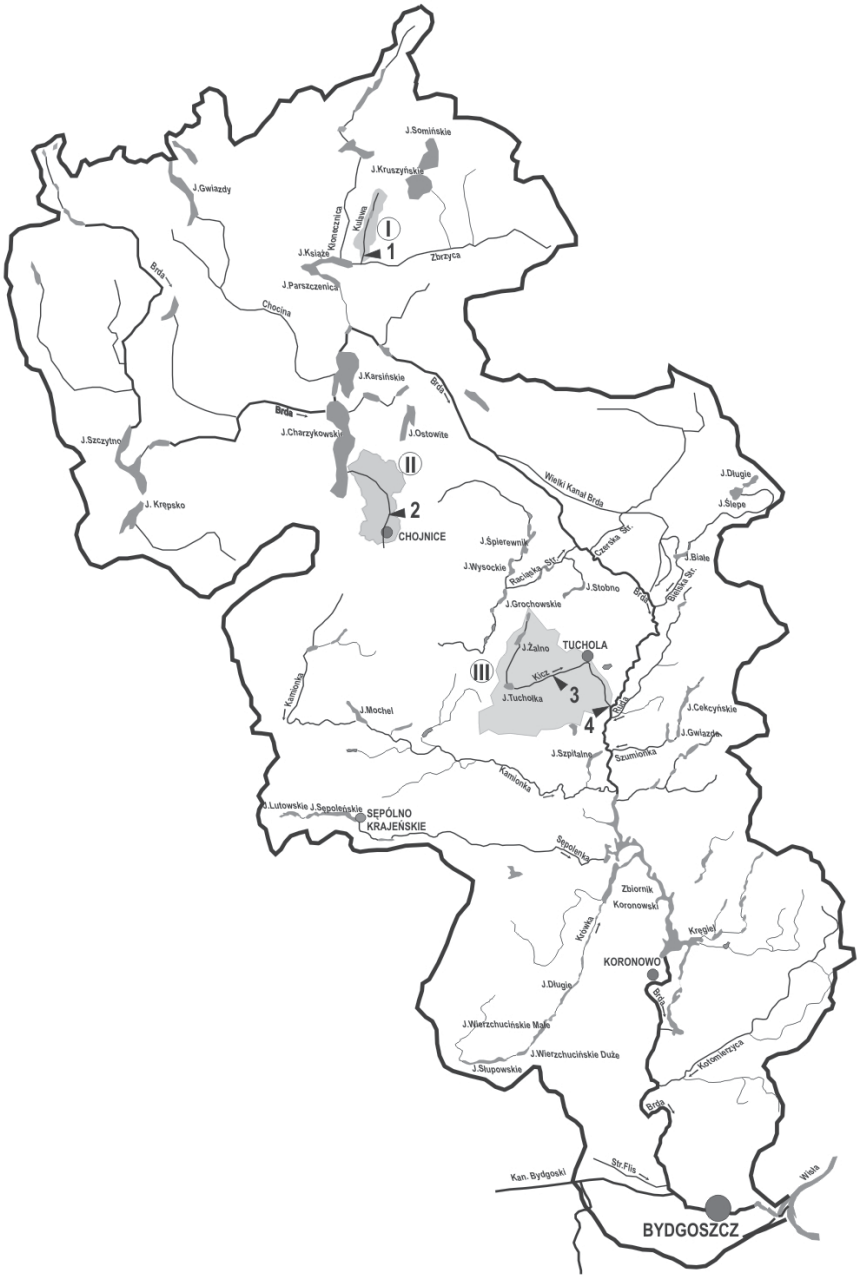
Kulawa jest prawym dopływem Zbrzycy. Powierzchnia jej zlewni wynosi 11,8 km^2. Różnicę 14 metrów rzeka pokonuje na długości 7,0 km, co daje spadek 2‰. Na całej swej długości płynie w kierunku południowym, przepływając kolejno przez jez. Duże Głuche o powierzchni 45,0 ha i głębokości maksymalnej 17,2 m i jez. Małe Głuche o powierzchni 12,50 ha i głębokości maksymalnej 12,9 m. Uchodzi do Zbrzycy w okolicy miejscowości Laska. Kilkadziesiąt metrów powyżej ujścia znajduje się niewielkie jezioro Szeczonek. Dominującą jednostką morfologiczną zlewni jest sandr. Rynna Kulawy rozcina jego powierzchnię do głębokości ok. 35 m. W jej zboczach stwierdzono występowanie kredy jeziornej warstwą o grubości przekraczającej 4 m. Zlewnia niemal całkowicie porośnięta jest przez lasy.

Kicz uchodzi bezpośrednio do Brdy (85,5 km) powyżej Zbiornika Koronowskiego. Powierzchnia jej zlewni wynosi 98,7 km^2. W górnym biegu ciek przepływa przez jezioro Tuchołka, którego odpływ regulowany jest zastawką. Głównym czynnikiem zmian wielkości odpływu rzeki są ścieki odprowadzane z liczącej 14,5 tys. mieszkańców Tucholi (*Rocznik statystyczny województwa kujawsko-pomorskiego* 2001). W latach 80. ścieki z miasta odprowadzane były do strugi Kicz 13 wylotami i 1 wylotem do Jeziora Zamkowego. Na przełomie lat 80. i 90. Tuchola została skanalizowana w ok. 80%. Oddana do użytku w 1993 roku oczyszczalnia przyjmuje wszystkie ścieki przemysłowe i socjalno-bytowe, odprowadzając je do strugi jednym wylotem, w ilości 3533,0 $m^3 \cdot d^{-1}$.

Struga Jarcewska jest dopływem Jeziora Charzykowskiego. Odwadnia obszar o powierzchni 52,3 km^2, z czego 6,1% zajmują Chojnice. Rzeka bierze początek w południowej części miasta. Niemal od źródeł jest odbiornikiem ścieków w ilości 8913,2 $m^3 \cdot d^{-1}$. Na niewielkich odcinkach na terenie miasta płynie krytym kanałem. Przekształcenie naturalnego obiegu wody jest efektem „przerzutu" wody z Jeziora Charzykowskiego do zlewni Strugi Jarcewskiej. Ujęcie wód podziemnych, z którego zaopatrywane są w wodę Chojnice, znajduje się w Funce (nad Jeziorem Charzykowskim), skąd czerpana jest woda w ilości ok. 60,0 $dm^3 \cdot s^{-1}$. Część tej wody po wykorzystaniu wraca w postaci ścieków poprzez Jarcewską Strugę do Jeziora Charzykowskiego.

Materiał i metody

Kulawa, Struga Jarcewska i Kicz nie są objęte obserwacjami przez IMGW. Analizę przeprowadzono na podstawie danych pochodzących z Wojewódzkie-



Ryc. 1. Lokalizacja zlewni cząstkowych i stanowisk pomiarowych w dorzeczu Brdy uwzględnionych w pracy; I – zlewnia Kulawy, II – zlewnia Strugi Jarcewskiej, III – zlewnia strugi Kicz, 1 – Kulawa–Laska (0,1 km), 2 – Struga Jarcewska–Chojnice (7,2 km), 3 – Kicz–Mędromierz Mały (7,2 km), 4 – Kicz–Piszczek (0,6 km)

go Inspektoratu Ochrony Środowiska w Bydgoszczy. Systematyczne, comiesięczne pomiary Kulawy prowadzono w roku 1986 i 1991 oraz w latach 1995–1998. Pomiary wykonywano na stanowisku zlokalizowanym w miejscowości Laska, w odległości 0,1 km od ujścia rzeki do jez. Szeczonek (ryc. 1). Kicz objęto pomiarami w 1984, 1991,1995 i 2002 roku na dwóch stanowiskach: w Mędromierzu Małym (7,2 km), tj. powyżej Tucholi, i w Piszczku (0,6 km), tj. poniżej Tucholi. Pomiary hydrometryczne Strugi Jarcewskiej przeprowadzono w 1982 i 1994 roku na stanowisku zlokalizowanym w Chojnicach (7,2 km).

Zmiany odpływu zarówno Strugi Jarcewskiej, jak i strugi Kicz określono za pomocą metody krzywej sumowej (Jankowski 1988). Wskaźniki odpływu Brdy (tab. 1) obliczono w oparciu o dane zawarte w *Rocznikach hydrograficznych – dorzecze Wisły* (1956–1960) i *Rocznikach hydrologicznych wód powierzchniowych – dorzecze Wisły i rzek Przymorza na wschód od Wisły* (1961–1983) oraz o niepublikowane dane IMGW – Oddziału w Słupsku z lat 1984–1995.

Tab. 1. Wskaźniki odpływu wody Kulawy na podstawie niepublikowanych danych WIOŚ w Bydgoszczy i Brdy na podstawie danych IMGW (1956–1996)

Profil	Suma opadów mm	Przepływ średni roczny w $m^3 \cdot s^{-1}$	Odpływ jednostkowy w $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$	Wskaźnik odpływu w mm	Współczynnik odpływu %	Współczynnik nieregularności λ	Odpływ roczny w mln m^3
Kulawa							
1986 rok	477,7	0,840	71,2	2247,1	470,4	1,48	26,52
1991 rok	518,6	0,457	39,0	1222,7	235,8	2,86	14,43
1995 rok	536,5	0,760	64,4	2031,1	378,6	1,37	23,97
1996 rok	554,0	0,709	60,2	1896,4	342,3	1,93	22,38
1997 rok	581,9	0,812	67,7	2170,0	372,9	1,65	25,61
1998 rok	717,9	0,858	71,5	2294,2	319,6	2,52	27,08
Brda							
Wodowskaz Nowa Brda (A 112,7 km^2)	–	1,11	9,85	310,3	–	4,66	35,00
Wodowskaz Ciecholewy (A 657, 0 km^2)	–	6,29	9,58	301,6	–	4,71	198,36
Wodowskaz Swornigacie (A 1200,5 km^2)	–	10,87	9,05	285,2	–	3,40	342,80
Wodowskaz Tuchola (A 2462,0 km^2)	–	19,71	8,00	252,2	–	4,18	621,57
Wodowskaz Smukała (A 4414,0 km^2)	–	26,40	5,99	188,4	–	4,20	832,55

Wyniki

Kulawa charakteryzuje się bardzo wysokim natężeniem przepływów. Największym odpływem rzeka charakteryzowała się w 1998 roku i 1986 roku, natomiast najniższym w 1991 roku. Maksymalny przepływ (zmierzony w lip-

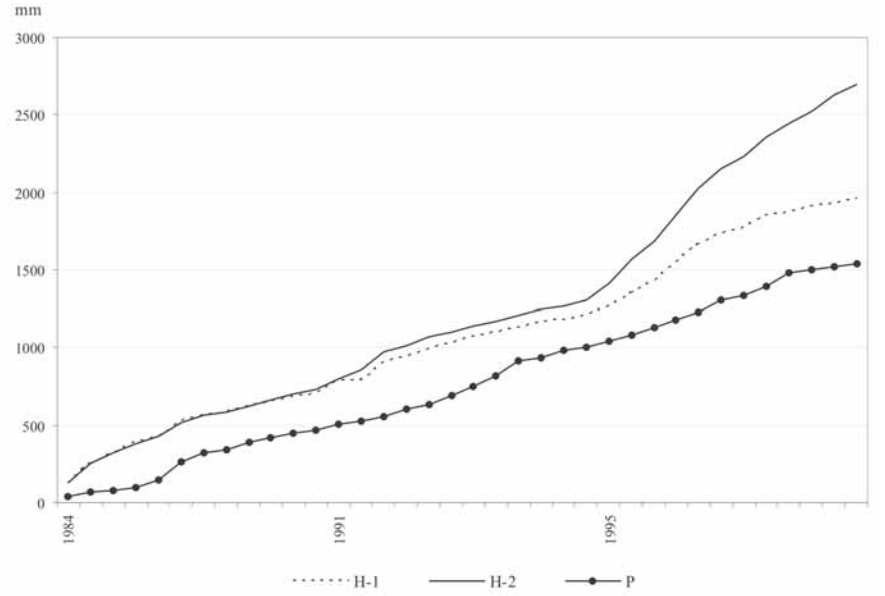
cu 1998 roku) wyniósł 1,620 $m^3 \cdot s^{-1}$, natomiast minimalny (w maju 1991) 0,228 $m^3 \cdot s^{-1}$. Rzeka jest mniej zasobna w wodę w pierwszej połowie roku, w miesiącach styczeń i maj. Najczęściej maksymalne natężenie przepływów notowane było w październiku, przy czym ekstremalnie wysoki przepływ zmierzono w lipcu 1998 roku. Rzeka charakteryzuje się w ciągu roku bardzo wyrównanym odpływem. Współczynnik nieregularności wahał się od 1,37 w 1995 roku do 2,86 w 1991 roku i należy do najniższych wartości w dorzeczu Brdy.

Niewątpliwie największą uwagę wśród parametrów hydrologicznych zwraca odpływ jednostkowy Kulawy. Średnia wartość dla Polski tego wskaźnika wynosi 5,5 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Dla północnej części dorzecza Brdy waha się w przedziale 7,0–10,0 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ (tab. 1), natomiast w zlewni Kulawy odpływ jednostkowy oscylował w przedziale od 60,2 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ (1996) do 71,5 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ (1998). Tylko w 1991 roku wyniósł 39,0 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, co i tak niemal czterokrotnie przekracza wartość dla dorzecza Brdy i ponad siedmiokrotnie wartość średnią dla Polski. Ekstremalne wartości osiągnął w lipcu 1998 roku (137,5 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$) i w październiku 1996 roku (96,2 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$), natomiast wskaźnik odpływu w analizowanych latach wahał się od 1222,7 mm w 1991 do 2294,2 mm w 1998 roku i był niemal trzykrotnie wyższy od sum rocznych opadów atmosferycznych w tych latach.

Odpływ w zlewni Kulawy stanowi od 235,8% do 470,4% sumy rocznej opadów. W górnej części dorzecza Brdy wartość tego współczynnika wynosi ok. 40–50%, a w zlewni Strugi Siedmiu Jezior nie osiąga nawet 20%. Porównywalną ilość wody prowadzi Kłonecznica, będąca podobnie jak Kulawa dopływem Zbrzycy, przy czym zlewnia Kłonecznicy jest dziesięciokrotnie większa (149,2 km^2). Tak wysokie wartości wskaźników odpływu wskazują na intensywne zasilanie podziemne i przypuszczalnie na niezgodność zlewni powierzchniowej z podziemną. Potwierdzeniem intensywnego zasilania podziemnego, jest również wyrównana w ciągu roku temperatura wody w rzece, która zwłaszcza w okresie letnim była o 2,0 do 3,0°C chłodniejsza w porównaniu z innymi ciekami odwadniającymi dorzecze Brdy.

Odpływ strugi Kicz w 1984 i 1991 roku na obydwu stanowiskach pomiarowych cechował się podobną zmiennością. W 1995 roku nastąpiło wyraźne zróżnicowanie wskaźników odpływu pomiędzy tymi stanowiskami. Krzywe sumowe wskazują na niewspółmiernie duży wzrost przepływów strugi w porównaniu ze wzrostem opadów atmosferycznych. Z przebiegu krzywych wynika wyraźna przewaga „przepływu antropogenicznego" nad naturalnym (ryc. 2). Udział ścieków odprowadzanych do rzeki w ilości 2810,0 $m^3 \cdot d^{-1}$ w średnim rocznym przepływie strugi w 1995 roku wyniósł 10,5%, natomiast w SNQ 15,7%. Po oddaniu do użytku oczyszczalni ścieków komunalnych w Tucholi odpływ rzeki w Piszczku wzrósł dwukrotnie, przy niezmiennym zasilaniu opadami atmosferycznymi. Kolejny etap modernizacji oczyszczalni w latach

1995–2002, polegający na kanalizacji i przyłączeniu okolicznych miejscowości, spowodował wzrost odprowadzanych do rzeki ścieków do 3533,0 $m^3 \cdot d^{-1}$. W efekcie wykonane w 2002 roku pomiary wykazały, że średni przepływ roczny wzrósł w stosunku do 1984 roku o 183,0%, przy wzroście rocznych opadów tylko o 59,1% (tab. 2).



Ryc. 2. Krzywe sumowe odpływu strugi Kicz w Mędromierzu Małym (7,2 km) (H-1) i Piszczku (0,6 km) (H-2), na podstawie niepublikowanych danych WIOŚ w Bydgoszczy oraz opadów atmosferycznych w Chojnicach (P), na podstawie danych IMGW

Tab. 2. Procentowy wzrost średnich rocznych przepływów strugi Kicz w Piszczku (0,6 km) oraz rocznych sum opadów atmosferycznych w Chojnicach

Rok	Suma roczna opadów atmosf.	Średni roczny		Średni roczny	
	(mm)	przepływ ($m^3 \cdot s^{-1}$)	odpływ (mm)	opad (%)	przepływ (%)
1984	465,6	0,182	61,1	100	100
1991	532,8	0,141	47,4	114,4	77,5
1995	536,4	0,331	116,4	115,2	181,9
2002	741,0	0,515	172,9	159,1	283,0

W przypadku Strugi Jarcewskiej stwierdzono, że we wszystkich miesiącach wskaźnik odpływu był kilkunastokrotnie wyższy w stosunku do miesięcznych sum opadów atmosferycznych (tab. 3). Maksymalne zróżnicowanie wystąpiło w marcu 1982 (różnica 838,2 mm) i w maju 1994 roku (różnica

819,7 mm). Tak wysoka wartość tego wskaźnika świadczy o dominacji wód obcych w całkowitym odpływie rzeki. Z niepublikowanych danych WIOŚ w Bydgoszczy wynika, że do strugi odprowadzano w 1994 roku 8500 $m^3 \cdot d^{-1}$. W 1994 roku wykonano 12 pomiarów natężenia przepływu strugi poniżej oczyszczalni w Chojnicach. Zakładając, że dopływ ścieków w ciągu roku ulega niewielkim zmianom, udział „przepływu naturalnego" w przepływie rzeczywistym wahał się w 1994 roku od 61,4% w lipcu do 96,8% w marcu (tab. 4).

Tab. 3. Średnie, miesięczne odpływy Strugi Jarcewskiej w Chojnicach (7,2 km) (wg niepublikowanych danych WIOŚ w Bydgoszczy) oraz miesięczne sumy opadów atmosferycznych w Chojnicach (wg danych IMGW) w latach 1982 i 1994

Rok	Miesiąc	Przepływ ($m^3 \cdot s^{-1}$)	Wskaźnik odpływu (mm)	Opady (mm)
		Chojnice	Chojnice	
1982	I	0,10	236,8	38,0
	II	0,09	213,2	4,8
	III	0,36	852,6	14,4
	IV	0,10	236,8	11,4
	V	0,08	189,5	26,0
	VI	0,05	118,4	84,7
	VII	0,11	260,5	24,8
	VIII	0,04	94,7	28,5
	IX	0,10	236,8	4,8
	X	0,13	307,9	21,2
	XI	0,10	236,8	17,6
	XII	0,11	260,5	33,8
	Średnia	**0,114**	**270,4**	**25,8**
1994	I	0,052	123,2	88,3
	II	0,080	189,5	16,1
	III	0,102	241,6	102,6
	IV	0,097	229,7	21,7
	V	0,366	866,8	47,1
	VI	0,126	298,4	30,9
	VII	0,077	182,4	12,0
	VIII	0,119	281,8	36,5
	IX	0,031	72,2	70,3
	X	0,108	255,8	41,0
	XI	0,106	251,1	41,3
	XII	0,083	196,6	79,6
	Średnia	**0,112**	**265,8**	**49,0**

Tab. 4. Procentowy udział ścieków w rzeczywistym przepływie Strugi Jarcewskiej w Chojnicach (7,2 km) w 1994 roku, na podstawie pomiarów WIOŚ w Bydgoszczy

XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
22,3	14,5	11,3	11,9	3,2	9,2	15,0	9,7	38,6	10,7	10,9	13,9

Wnioski

Uzyskane wyniki badań wskazują, że dorzecze Brdy jest obszarem zasobnym w wodę i charakteryzuje się bardzo zróżnicowanymi warunkami hydrologicznymi. Największa zmienność odpływu cechuje dopływy Brdy. Ekstremalnie wysoki odpływ stwierdzono w przypadku Kulawy. Średni roczny odpływ jednostkowy w 1998 roku wyniósł 71,2 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, natomiast w 1991 roku, charakteryzującym się bardzo niską sumą opadów rocznych, wyniósł 39,0 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, co jest wynikiem intensywnego zasilania podziemnego. Pod tym względem zlewnia Kulawy należy niewątpliwie do najciekawszych obszarów w dorzeczu Brdy.

Najbardziej widoczne antropogeniczne przekształcenia odpływu stwierdzono w przypadku niewielkich, zurbanizowanych zlewni Strugi Jarcewskiej i strugi Kicz. Ścieki odprowadzane do ich wód stanowią 80,0% SNQ Strugi Jarcewskiej i 15,7% SNQ strugi Kicz. Wskaźniki odpływu obydwu rzek są kilkadziesiąt razy wyższe, niż wynikałoby to z wielkości opadów atmosferycznych, co wskazuje na dominację wód obcych w całkowitym odpływie.

Literatura

Jankowski A. T. (1988): *Wpływ przemysłu i urbanizacji na zmiany odpływu Rawy (próba oceny)*, Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, nr 4; 51–63.

Jutrowska E. (2007): *Antropogeniczne zmiany warunków hydrologicznych w dorzeczu Brdy*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Bydgoszcz.

Materiały niepublikowane IMGW, Odział Słupsk.

Materiały niepublikowane, WIOŚ Bydgoszcz.

Podział hydrograficzny Polski (1980); IMGW, Warszawa.

Rocznik statystyczny województwa kujawsko-pomorskiego (2001); WUS, Bydgoszcz.

Roczniki hydrograficzne – dorzecze Wisły (1956–1960); IMiGW, Warszawa.

Roczniki hydrologiczne wód powierzchniowych; dorzecze Wisły i rzek Przymorza na wschód od Wisły (1961–1983); IMGW, Warszawa.

Wioletta Kałamucka
Zakład Ochrony Środowiska, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Przyrodnicze znaczenie dolin rzecznych i ich miejsce w systemie obszarów chronionych województwa lubelskiego

Natural significance of river valleys and their place in protected areas system of Lublin District

ABSTRACT: The article presents the role, function and significance of rivers' valleys and their protection in Lublin District. Protected area contents 22.8% of the total area of Lublin District. There are 33.4% of the length of regional river network on this area. Neither of largest river valley is not protected as a whole. The Wieprz, main river of the region, is protected in 14 sections. The Huczwa, the Krzna and the Tyśmienica rivers' valleys, aren't almost legally protected. It is necessary to complete ecological network by addition of numerous parts of the natural valuable river's valley.

SŁOWA KLUCZOWE: obszary chronione, doliny rzeczne, województwo lubelskie.
KEY WORDS: protected areas, rivers' valleys, Lublin District.

Wprowadzenie

Dolina rzeczna jest pojęciem szerokim. Oznacza zarówno formę rzeźby terenu powstałą w wyniku działalności wód płynących, określony typ środowiska przyrodniczego o swoistych cechach fizycznych, biologicznych i przestrzennych, jak i złożony układ ekologiczny, odznaczający się wyraźną strefowością, w którym procesy przyrodnicze często modyfikowane są czynnikami antropogenicznymi oddziaływującymi nie tylko w obrębie samej doliny, lecz również poza nią. Przebieg różnorodnych procesów w dolinach jest odzwierciedleniem całokształtu zjawisk przyrodniczych, jakie zachodzą w obrębie zlewni. Czas reakcji dolin rzecznych na zmiany zachodzące w zlewniach jest silnie zróżnicowany. Zależy on od cech fizjograficznych zlewni, jej wielkości, stopnia antropogenizacji środowiska. Analizując funkcjonowanie i znaczenie dolin rzecznych, trudno zatem oddzielić zarówno dolinę od rzeki, jak i od zlewni stanowiącej naturalną jednostkę przyrodniczą, w której następuje obieg materii i energii. W funkcjonowaniu środowiska doliny rzeczne pełnią ważną rolę łącz-

nika między górną a dolną częścią zlewni. Nie należy jednak zapominać, że są one formą integralną również w swoim przekroju poprzecznym, a rzeka stanowiąca oś doliny nie powinna być barierą.

Przyrodnicze znaczenie dolin rzecznych

Doliny rzeczne pełnią niezwykle istotną rolę w funkcjonowaniu środowiska przyrodniczego. Wynika to z ogromnego znaczenia wody dla życia oraz dynamiki procesów uruchamianych jej obiegiem na powierzchni oraz w podłożu. Krajobrazy dolin rzecznych ukształtowały się zarówno pod wpływem cech podłoża, na którym tworzyła się dolina, jak i charakteru oraz reżimu samej rzeki, uwarunkowanych szeregiem czynników klimatycznych, biocenotycznych oraz antropogenicznych (Kasprzak 1996). Doliny rzeczne są ważnymi drogami przepływu materii i energii. Są to formy dla przepływających wód powierzchniowych, materiału skalnego i organicznego, stanowiące łączniki dolnej i górnej części zlewni. W ich obrębie w zależności od stanu wód ich energii i spadku doliny odbywa się transport zawiesiny, różnofrakcyjnego materiału mineralnego i organicznego. Doliny główne są miejscem osadzania się materiału wynoszonego z dolin bocznych, dróg biegnących prostopadle do osi, zwłaszcza w obszarach wylesionych i zajętych przez grunty orne. Tu następuje również transport materiału i w zależności od lokalnych warunków jego akumulacja (German 1998).

Ważna jest rola dolin w kształtowaniu klimatu. Stanowią one miejsca przemieszczania się mas powietrza, w warunkach lokalnych wpływają na kierunek wiatrów w strefie przypowierzchniowej, a w stabilnych sytuacjach pogodowych są miejscem tworzenia się zastoisk chłodnych mas powietrza (na skutek inwersji temperatur). Mezoklimat den dolin z punktu widzenia osadnictwa jest niekorzystny. Wyróżnia się dużymi dobowymi amplitudami temperatury powietrza, wysokim uwilgotnieniem, częstym zaleganiem mgieł. Korzystniejsze warunki, chociaż uzależnione również od ekspozycji, panują na zboczach dolin.

Ogromna jest również rola dolin rzecznych w obiegu wody. Są one obszarem szybko reagującym na zmiany zasilania powierzchniowego i podziemnego oraz stany wód w rzece. Doliny rzeczne nieprzekształcone budowlami hydrotechnicznymi w okresach wysokich stanów wód oraz wezbrań pełnią ważną funkcję retencyjną.

Doliny rzeczne wyróżniają się dużą różnorodnością siedlisk, zarówno w samym korycie rzeki, na terasach zalewowych, jak i na zboczach, oraz wyraźnym strefowym układem elementów środowiska przyrodniczego, uwarunkowanym specyficzną konfiguracją terenu ukształtowaną w wyniku procesów erozji i sedymentacji. Szczególne znaczenie biologiczne mają specyficzne sied-

liska, nieistniejące poza rzeką i doliną, do których przystosowały się liczne organizmy. Takimi siedliskami są przede wszystkim łęgi cechujące się wysoką żyznością i aktywnością mikrobiologiczną, namuliska, piaszczyska okresowo zalewane i odsłaniane, wyspy, źródła i źródliska, urwiste, strome brzegi lub zbocza dolin (Olaczek 2000). Dla dolin charakterystyczne jest również sąsiedztwo siedlisk o kontrastujących warunkach ekologicznych i częste ich zmiany.

Zarysowane powyżej znaczenie przyrodnicze dolin rzecznych uzmysławia potrzebę ich ochrony jako niezwykle cennych obszarów o dużej różnorodności biologicznej i istotnej roli w funkcjonowaniu całego systemu środowiska przyrodniczego. Jest to zagadnienie ważne i wymagające pilnych działań, gdyż doliny rzeczne, będąc od zarania dziejów atrakcyjne dla człowieka, zostały w dużej mierze zasiedlone i przekształcone, stanowią nadal obszar silnej antropopresji. Duże zmiany zaszły zwłaszcza w fizjocenozach dolin rzecznych, mających wyjątkowe znaczenie dla krajobrazu. Likwidacja lasów i zarośli łęgowych, obwałowania i regulacje koryt rzecznych, zanieczyszczenia wód, a także duże zmiany użytkowania gruntów i rozwój przemysłu, nawet w odległych częściach zlewni i całych dorzeczy, wpłynęły na ich funkcjonowanie.

Omówienie miejsca dolin rzecznych w systemie obszarów chronionych województwa lubelskiego warto poprzedzić analizą ich roli w systemie krajowym.

Doliny rzeczne w systemie obszarów chronionych w Polsce

Doliny rzeczne na obszarze Polski są przekształcone w znacznie mniejszym stopniu niż w Europie Zachodniej. Wyraźnie na ogół wyodrębniają się w morfologii, charakteryzują się dużą bioróżnorodnością, zarówno na poziomie gatunków, jak i ekosystemów, stanowią ważne szlaki rozprzestrzeniania się roślin i zwierząt. Te cechy dolin kwalifikują je do objęcia ich ochroną. Przez wiele lat nie były one jednak przedmiotem większego zainteresowania w działalności ochroniarskiej. Do połowy lat siedemdziesiątych fragmentarycznie chronione były torfowiska, lasy łęgowe i stanowiska rzadkich roślin. Jednym z pierwszych rezerwatów rzecznych był utworzony w 1961 r. rezerwat „Rzeka Drwęca" chroniący środowisko wodne i ryby w nim bytujące, a pierwszym parkiem krajobrazowym, związanym głównie z doliną rzeki, „Załęczański Park Krajobrazowy" utworzony w 1978 r. (Gacka-Grzesikiewicz 2001).

Od 1991 r., gdy ustawa o ochronie przyrody wprowadziła możliwość powoływania wieloprzestrzennych form ochrony przyrody, takich jak parki krajobrazowe i obszary chronionego krajobrazu, zaistniała możliwość tworzenia systemów obszarów chronionych, pozwalających na zachowanie ciągłości przestrzennej terenów o dużych walorach przyrodniczych. Walory mało zmienio-

nych odcinków dolin rzecznych pozwoliły na włączenie ich do tworzonej sieci obszarów prawnie chronionych, w tym również ustanowienie nowych parków narodowych. Spośród ośmiu parków narodowych utworzonych w Polsce od 1990 r. sześć obejmuje rozległe obszary podmokłych dolin rzek, w tym cztery: Biebrzański (utworzony w 1993 r.), Drawieński (1990 r.), Narwiański (1996 r.) i Ujście Warty (2001 r.), wzięły swoje nazwy od rzek, co podkreśla jeszcze bardziej rolę rzek i wytworzonych przez nie dolin w funkcjonowaniu środowiska na ich obszarze. Wiele cennych przyrodniczo dolin rzecznych objęte zostało ochroną również jako parki krajobrazowe (np. Nadnidziański, Popradzki, Drawski, Dolina Słupi) i obszary chronionego krajobrazu (np. Nadnotecki OCK, OCK Dolina Narwi, OCK Dolina Rzeki Pasłęki) (*Polska. Mapa*… 2001; *Polska. Natura*… 2004).

Znaczenie ochrony dolin rzecznych wzrosło po ratyfikowaniu przez Polskę szeregu konwencji międzynarodowych, takich jak Konwencja Ramsarska (1971) dotycząca ochrony obszarów wodno-błotnych, Konwencja Bońska (1979) o ochronie wędrownych gatunków zwierząt, Konwencja Berneńska (1979) o ochronie dzikiej europejskiej fauny i flory oraz ich siedlisk naturalnych, Konwencja o różnorodności biologicznej (1992) (Weigle 2002). Dużą rolę w podjęciu inicjatyw związanych z ochroną dolin miało również włączenie się Polski w prace nad europejskim systemem ochrony przyrody. Jedną z najważniejszych inicjatyw było Stworzenie Paneuropejskiej Strategii Różnorodności Biologicznej (1995), w której sformułowano zadania zmierzające do usunięcia skutków działalności człowieka, przyczyniającej się do degradacji dolin rzecznych, zanieczyszczenia wód oraz zakłócenia stosunków wodnych. W ramach tej inicjatywy rozpoczęto prace nad stworzeniem sieci PEEN – wzajemnie powiązanych ze sobą obszarów chronionych Europy, w których doliny dużych rzek stanowiły ważne ogniwa.

Inną istotną dla ochrony dolin inicjatywą było stworzenie europejskiej sieci ekologicznej ECONET, mającej w założeniu wzajemne powiązanie ze sobą sieci obszarów chronionych państw europejskich dla zapewnienia stabilności i trwałości funkcjonowania środowiska. Opracowana koncepcja krajowej sieci ekologicznej dla Polski ECONET–Polska uzupełniła sieć obszarów prawnie chronionych, m.in. przez szereg korytarzy ekologicznych w dolinach rzek. W sieci tej ochroną objęte zostało 46% terytorium Polski, w tym doliny wszystkich dużych rzek od źródeł po ujście (*Strategia*… 1998). Niestety, zaniechano prac nad wdrożeniem tej koncepcji, kierując uwagę na tworzenie sieci wspólnotowej Natura 2000, której powołanie wynika z podpisania traktatu akcesyjnego.

System Natura 2000 ma chronić najcenniejsze w skali wspólnoty siedliska roślin i zwierząt. Wśród siedlisk wymienionych w załącznikach do Dyrektywy Siedliskowej i Ptasiej, szczegółowo określającej zakres ochrony, znalazły się m.in. muliste brzegi rzek, starorzecza, płytkie ujścia rzek, lasy łęgowe, nadrzeczne zarośla wierzbowe oraz szereg gatunków roślin i zwierząt, zwłaszcza ptaków, których istnienie związane jest z dolinami rzek.

Z powodu ograniczonej dostępności danych trudno precyzyjnie określić, jaki procent powierzchni dolin rzecznych objętych jest ochroną w różnych koncepcjach sieci ekologicznych. Dla zobrazowania zjawiska w skali kraju można podać wyniki pomiarów dokonanych w oparciu o dostępne materiały kartograficzne na mapach w skali 1:75 000, w których określono odcinek długości rzek objętych różnymi formami ochrony (tab. 1). Z zestawienia wynika, że doliny dużych rzek Polski niemal w całości chronione są jedynie według koncepcji ECONET–PL.

Tab. 1. Długość dolin rzecznych objętych ochroną w ESOCH, Sieci ECONET i Natura 2000

	ESOCH			Natura 2000			ECONET		
	% długości rzeki objęty ochroną jednostronnie	% długości rzeki objęty ochroną obustronnie	% długości rzeki nieobjęty ochroną	% długości rzeki objęty ochroną jednostronnie	% długości rzeki objęty ochroną obustronnie	% długości rzeki nieobjęty ochroną	% długości rzeki objęty ochroną jednostronnie	% długości rzeki objęty ochroną obustronnie	% długości rzeki nieobjęty ochroną
Wisła	34	22,5	43,2	0	56	44	0	100	0
Odra	38	11	51	16	16,5(+40)*	67,5 (27,5)*	25	75	0
Warta	8	38,5	53,5	0	40	60	0	100	0
Narew	21	53	26	3 (+32)*	48	49 (17)*	0	100	0
Bug	33	36	31	50,5	44,5	5	35	55	10

* Oznacza długość z uwzględnieniem propozycji organizacji pozarządowych.
Opracowanie własne na podstawie: *Obszary chronione*… 2001; *Polska Natura 2000*… 2004; Strategia… 1998, z uzupełnieniami.

Problematyka ochrony dolin rzecznych znalazła swoje odzwierciedlenie w opracowanym w latach 1999–2000 przez Instytut Ochrony Środowiska „Programie ochrony dolin rzecznych w Polsce" (Gacka-Grzesikiewicz, Cichocki 2001). Koncepcja nawiązywała do zaleceń Ramowej Dyrektywy Wodnej (Dyrektywa 2000/60/WE Rady i Parlamentu Europejskiego z dnia 23 października 2000 r.) i wspomnianych Dyrektyw Siedliskowej i Ptasiej oraz koncepcji zachowania ciągłości chronionej przestrzeni dolin rzecznych. Wskazano w niej do ochrony 77 różnej długości odcinków (21 jako parki krajobrazowe i 56 jako obszary chronionego krajobrazu). Koncepcja ta nie została wdrożona, ale część wskazanych obszarów, na ogół w zmienionych granicach, objęto ochroną prawną.

Ochrona dolin rzecznych województwa lubelskiego

Województwo lubelskie leży na międzyrzeczu Wisły i Bugu. Przepływająca przez obszar województwa lubelskiego Wisła, tworząca na znacznym odcinku malowniczy przełom przez wyżyny, oraz jej największy dopływ Bug mają charakter rzek granicznych. Za główną rzekę województwa lubelskiego uznaje się Wieprz, prawy dopływ Wisły. Jest to najdłuższa rzeka województwa, płynąca od źródeł do ujścia na jego obszarze. Powierzchnia dorzecza Wieprza przewyższa zarówno powierzchnię dorzecza Bugu i jego lewobrzeżnych dopływów, jak i powierzchnię bezpośredniej zlewni Wisły i jej prawobrzeżnych dopływów, łącznie z powierzchnią części dorzecza Sanu, która obejmuje południową część Roztocza i Wyżyny Lubelskiej (tab. 2).

Tab. 2. Powierzchnia dorzeczy głównych rzek w województwie lubelskim

Nazwa dorzecza	Powierzchnia dorzecza na obszarze województwa (km^2)	Udział w powierzchni województwa (%)
Dorzecze Wisły łącznie z dopływami Sanu, bez dorzecza Wieprza	5735	22,9
Dorzecze Wieprza	10415	41,5
Dorzecze Bugu z lewostronnymi dopływami	8965	35,7

Program gospodarki wodnej województwa lubelskiego, 2003, Fundacja Ekspertyz Wodnych, Lublin.

Warunki krążenia wody na opisywanym obszarze są zróżnicowane i wpłynęły na ukształtowanie się specyficznego układu sieci rzecznej. W zachodniej i centralnej części Wyżyny Lubelskiej i Roztocza sieć dolin rzecznych jest bardzo słabo rozwinięta. Spotyka się tu obszary największych w skali Polski pustek wodnych, w których odległość do najbliższej rzeki lub zbiornika wodnego przekracza 5–6 km. Największą gęstością sieci wodnej charakteryzują się natomiast część północna województwa, zwłaszcza Polesie w obrębie dwóch subregionów: Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego i Obniżenia Dorohuskiego. W dorzeczu Zielawy średnia medialna odległość od wody, wskaźnik jakim posłużono się do określenia gęstości sieci wodnej, wynosi zaledwie 280 m (Michalczyk, Wilgat 1998).

Wiele fragmentów dolin rzecznych znalazło się w systemie obszarów chronionych województwa lubelskiego. Obejmuje on według statystyk GUS 22,8% powierzchni województwa (*Ochrona środowiska* 2006), a po wliczeniu powierzchni obszarów Natura 2000 – 33,1%. Są to zarówno doliny największych rzek Polski, jak i niewielkich rzek V lub VI rzędu. W opisywanym systemie rzadko ochronie prawnej podlegają doliny rzeczne na całej długości. W wielu przypadkach poza granicami wyznaczonych obszarów znalazły się odcinki dolin o dużych walorach przyrodniczych i znaczeniu ekologicznym. Przyczyną tego

była wieloetapowość tworzenia systemu w warunkach różnych podziałów administracyjnych i przyjmowanie różnych koncepcji ochrony.

Zachowanie spójności ekologicznej sytemu możliwe jest przy opracowaniu systemu obszarów chronionych dla większych powierzchni. Jest to zadanie trudne, ale możliwe do wykonania. Dobrym przykładem jest południowo-zachodnia część obecnego województwa lubelskiego, gdzie utworzono sieć obszarów chronionych dawnego województwa lubelskiego w oparciu o koncepcję wypracowaną przez zespół pod kierownictwem prof. T. Wilgata (*System obszarów…* 1992). W systemie tym doliny rzek, jako osnowy parków krajobrazowych i obszarów chronionego krajobrazu, odegrały bardzo dużą rolę. Ochroną objęto całą dolinę Wisły w jej przełomie przez wyżyny, niemal całą dolinę Wyżnicy i Chodelki, pradolinę Wieprza oraz jego przełom w okolicach Łęcznej, górne odcinki Giełczwi i jej dopływów. W koncepcji tej bardzo ważne dla funkcjonowania środowiska przyrodniczego, a pozostające poza obszarami parków i obszarów chronionego krajobrazu, doliny Wieprza i dolnej Tyśmienicy, Bystrzycy, Ciemięgi i Giełczwi uzyskały status korytarzy ekologicznych. Łączyły one w naturalny sposób w spójną całość poszczególne elementy systemu. Było to wówczas rozwiązanie nowatorskie i chociaż korytarze nie posiadały umocowań prawnych, ich wskazanie było ważne dla tworzenia późniejszych koncepcji przestrzennego zagospodarowania województwa.

Za podstawę oceny roli dolin rzecznych w istniejącym systemie obszarów chronionych województwa lubelskiego na potrzeby tego opracowania przyjęto długość odcinków rzek na obszarach objętych ochroną prawną. Jest to pewne uproszczenie, ale wynikało z braku materiałów kartograficznych umożliwiających w tej skali wyróżnienie powierzchni dolin rzecznych. Uwzględniono wszystkie ważniejsze rzeki województwa podlegające monitoringowi wód powierzchniowych prowadzonemu przez WIOŚ w Lublinie oraz mniejsze rzeki ujęte w materiale kartograficznym udostępnionym przez BPP w Lublinie. Materiały te poddano analizie komputerowej w programie Arc View. Otrzymane w wyniku analizy zestawienie długości rzek w systemie obszarów chronionych prezentuje tabela 3.

Z zestawienia wynika, iż obszary chronionego krajobrazu są elementem systemu obszarów chronionych, który obejmuje największy odsetek (ponad 13%) długości rzek województwa. Niewiele mniejszą długość mają rzeki w wyznaczonych ostojach ptasich (11,1%). Na parki krajobrazowe przypada 9,3%, ale wraz z otulinami jest to prawie 17%. Poza obszarami chronionymi znalazło się prawie 70% długości rzek województwa.

W omawianym systemie zwraca uwagę znaczna fragmentacja dolin. Żadna z dużych rzek regionu, łącznie z Wisłą i Bugiem, nie jest chroniona na całej swojej długości. W świetle przeprowadzonej analizy główna rzeka województwa, jaką jest Wieprz (303 km), objęta jest ochroną aż w 14 odcinkach o różnej randze ochrony, w tym: 24,6 km znajduje się w parku narodowym

Tab. 3. Rzeki w systemie obszarów chronionych województwa lubelskiego

Forma ochrony	Długość rzek w km	Średnia długość rzek w km·km^{-2}	Odsetek długości rzek w stosunku do długości rzek w województwie
Parki narodowe	55,1	3,0	0,6
Otuliny parków narodowych	112,5	0,2	1,3
Parki krajobrazowe	773,8	3.2	9,3
Otuliny parków krajobrazowych	714	0,3	8,6
Obszary chronionego krajobrazu	1103	3.6	13,6
Ostoje ptasie	920,6	0,5	11,1
Ostoje siedliskowe	141,9	0,4	1,7

Opracowanie własne na podstawie materiałów Biura Planowania Przestrzennego w Lublinie z uzupełnieniami.

i otulinie, 51,5 km w parkach krajobrazowych, 32,7 km w otulinach parków krajobrazowych, 104,5 km w obszarach chronionego krajobrazu. Ostoje siedliskowe i ptasie w dolinie Wieprza, obejmujące odcinek 23,6 km, nie powiększają tej wartości, gdyż znajdują się na obszarze wymienionych form ochrony. Do rzek w całości leżących w obszarach chronionych należą małe rzeki roztoczańskie: Niepryszka, Sopot, Szum i rzeki PK Lasów Janowskich: Rakowa, Branew, Białka.

Istniejący system obszarów chronionych województwa pomija zatem wiele wartościowych przyrodniczo odcinków dolin. W części południowej obszaru poza jego zasięgiem znalazło się niemal cale dorzecze Huczwy. W części północnej są to znaczna część rzek systemu Krzny i Tyśmienicy.

Podsumowanie

Doliny rzeczne należą do najcenniejszych typów środowiska odznaczających się swoistą fizjonomią, specyfiką zachodzących procesów, dużą bio- i georóżnorodnością. W funkcjonowaniu środowiska odgrywają one niezwykle ważną rolę tranzytową. Właśnie ta cecha powoduje, że pełnią ważną rolę łączenia obszarów najcenniejszych przyrodniczo w spójny system ekologiczny. Na obszarze województwa lubelskiego położonego na styku różnych krain geograficznych i przyrodniczych znaczenie dolin rzecznych jako dróg migracji wydatnie wzrasta. Poza funkcjami ekologicznymi doliny rzeczne, zwłaszcza wyżynnej części województwa, odznaczają się wysokimi, a nawet wybitnymi w skali kraju i Europy walorami krajobrazowymi. Są coraz częściej miejscami wypoczynku i edukacji. Stan prawnej ochrony w województwie lubelskim, chociaż obejmuje wiele cennych przyrodniczo fragmentów dolin, nie odzwierciedla ich znaczącej roli w funkcjonowaniu środowiska geograficznego. Wiele

odcinków dolin nie jest włączonych w system obszarów chronionych. Chronione są one jednostronnie lub też ranga obszaru, jaki ustanowiono, nie zapewnia wystarczającego stopnia ochrony. Dla wzmocnienia systemu ekologicznego i prawidłowego jego funkcjonowania sieć obszarów chronionych wymaga uzupełnień.

W podejmowaniu działań na rzecz ochrony należy jednak uwzględniać fakt, że doliny rzeczne Lubelszczyzny były i są nadal atrakcyjne dla osadnictwa i gospodarki. Zostały one w dużej mierze przekształcone i nadal będą podlegać antropopresji. Istotą ochrony, poza koniecznym wyznaczeniem obszarów chronionych, ustanowieniem rozsądnych zasad gospodarowania na ich obszarze i ich przestrzeganiem, jest również kształtowanie w szerokich kręgach społeczeństwa świadomości i właściwych postaw wobec środowiska przyrodniczego, w szczególności tak cennego w skali regionu komponentu, jakim są wody.

Literatura

Gacka-Grzesikiewicz E., Cichocki Z. (2001): *Program ochrony dolin rzecznych w Polsce,* Instytut Ochrony Środowiska, Warszawa.

German K. (1998): *Konflikt funkcji przyrodniczych i antropogenicznych w dnach dolin*, [w:] *Krajobraz dolin rzecznych*, Politechnika Krakowska, Kraków; 53–56.

Kasprzak K. (1996): *Rzeki na terenach prawnie chronionych – możliwości realizacji zadań gospodarczych i ochronnych*, [w:] *Rzeki*, T. Kołtuniak (red.), Katowice, 5; 135–160.

Materiały archiwalne Biura Planowania Przestrzennego w Lublinie.

Michalczyk Z., Wilgat T. (1998): *Stosunki wodne Lubelszczyzny*, Wyd.UMCS, Lublin.

Ochrona Środowiska (2006): GUS, Warszawa; 267.

Olaczek R. (2000): *Antropogeniczne czynniki przekształcania dolin rzecznych,* [w:] *Rzeki. Kultura, cywilizacja, historia*, T. Kołtuniak (red.), Katowice, 9; 119–142.

Polska. Mapa ochrony przyrody (2001): Nowa edycja PPWK, Warszawa.

Polska. Natura 2000 na tle innych form ochrony przyrody. Skala 1: 750 000 (2004): Ministerstwo Środowiska, PPWK, Warszawa.

Program gospodarki wodnej województwa lubelskiego (2003): Fundacja Ekspertyz Wodnych, Lublin.

Strategia wdrażania krajowej sieci ekologicznej ECONET–POLSKA (1998): A. Liro (red.), IUCN, Warszawa.

Wilgat T. (red.) (1992): *System obszarów chronionych województwa lubelskiego*, UMCS, TWWP, Lubelska Fundacja Ochrony Środowiska, Lublin.

Weigle A. (2002): *Konferencje i porozumienia przyrodnicze ratyfikowane przez Polskę,* IUCN, Warszawa.

Alfred Kaniecki
Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań

Przemiany stosunków wodnych na obszarze Niziny Wielkopolskiej do końca XVIII wieku związane z antropopresją

Human-related changes in water conditions in the Wielkopolska Lowland by the end of the 18th century

Abstract: Over the study period, intensive changes had occurred in the natural environment of the Wielkopolska Lowland resulting also in the transformation of its water conditions. Human activities that had the greatest impact as being of relatively permanent nature include deforestation and turning meadows into arable land. The regularisation of rivers for the purposes of water mills or navigation had a local character and affected the water conditions only as long as the mills operated. After they had fallen into ruin, the streams usually reverted to the state from before their construction. The drainage of waterlogged areas and the construction of fish ponds had a similar effect. The regularisation of the Warta river for navigation purposes, while undertaken several times in the study period, had not produced significant changes in the course of its channel. Thus, it can be assumed that at the close of the 18th century there were extensive areas in the Wielkopolska Lowland relatively little transformed by man. This especially concerned river valleys and wetlands. The greatest changes had occurred in major towns and adjacent areas.

Słowa kluczowe: Nizina Wielkopolska, antropopresja, gospodarka wodna, prace odwodnieniowe, młyny wodne.
Key words: Wielkopolska Lowland, anthropopressure, water management, drainage works, water mills.

Najdawniejsze przekazy i kroniki przedstawiają Nizinę Wielkopolską jako krainę lesistą i bagnistą, trudną do przebycia. Jak pisał Szajnocha (1969), „...Lesistość przeważała w wyższej, górzystej Małopolsce, niższa jeziorzysta Wielkopolska tonęła w wodach". Liczne są również wzmianki źródłowe o budowie przez te tereny podmokłe grobli, nasypów komunikacyjnych i mostów celem utrzymania komunikacji między miastami, jak również rowów i kanałów – „...ku osuszeniu moczarów rżnięto szerokie rowy półmilowej długości.

Rozległe przestrzenie umiano utwierdzić [...] olbrzymim łańcuchem rowów spajających jeziora odległe. Co Polacy koło Drezdenka naturalnym ramieniem Noteci zwali, to było tylko ogromnym ćwierćmilowym przekopem". Starodawnym łożyskom rzek nadawano dogodniejszy kierunek, obracając dawne koryto w rybną „niecieczę" (ibidem).

Potwierdzeniem dużego zawodnienia obszaru Wielkopolski jest również ogromny tam zasięg gleb hydrogenicznych, a więc powstałych w warunkach silnego uwilgotnienia. Stanowiły je: gleby torfowe, murszowo-torfowe, murszowo-mineralne, mady, mułowo-torfowe i czarne ziemie. Zajmują one na obszarze Niziny Wielkopolskiej 22,5%. Wartość tę uzyskano zarówno z planimetrowania ich powierzchni na mapach glebowych Polski w skali 1:100 000, jak również i z danych statystycznych, obejmujących udział tych gleb w poszczególnych jednostkach administracyjnych (Kuczyńska 1995).

Badania archeologiczne prowadzone w dolinie Obry (Kurnatowski 1968) i w dolinie Warty w Poznaniu w obrębie Ostrowa Tumskiego (Hensel 1959–1974) wykazały, że poziom wód powierzchniowych, jak i podziemnych, występował wtedy przynajmniej o 1 metr niżej od obecnego, pomimo znacznie większej ilości opadów atmosferycznych. Jednak wysokie wartości ewapotranspiracji, związane z pokryciem obszaru Niziny Wielkopolskiej przez lasy mieszane, powodowały, że napływ wód z obszarów wysoczyznowych do dolin rzecznych był stosunkowo nieduży. Według szacunkowych obliczeń lasy, bagna i wody powierzchniowe zajmowały jeszcze w X wieku od 70 do 80% powierzchni. Domniemywać również można, że i przepływy w rzekach były nieco niższe lub zbliżone do obecnych (Rotnicki 1991).

Badania Kurnatowskiego (1968, 1975) wykazały, że do około X wieku wpływ działalności gospodarczej człowieka na przemiany środowiskowe w Wielkopolsce był stosunkowo niewielki i nie obejmował więcej niż 10% obszaru, skupiając się głównie na obszarach dolin rzecznych. Zasiedleniu i eksploatacji dolin rzecznych sprzyjała łatwa uprawa gleb aluwialnych, wykształconych najczęściej na piaskach wyścielających dna dolin rzecznych, użyźnianych ponadto corocznymi zalewami powodziowymi, oraz mniejszy wtedy stan ich zabagnienia. Odlesienie i wprowadzenie na obszarach dolin rzecznych uprawy ugorowej spowodowało szybkie wyjałowienie gleb aluwialnych, na co wskazuje stosunkowo krótki czas trwania poszczególnych osad, najczęściej 100–150 lat (Kurnatowski 1975). Po wyeksploatowaniu obszarów dolinnych przez to wczesnośredniowieczne rolnictwo rozpoczyna się proces ich porzucania i przenoszenia się na obszary wysoczyznowe, tym bardziej że w wyniku wzrostu, wtedy uwilgotnienia klimatu, zwiększyła się ilość wód w dolinach rzecznych i zabagnienie. Przy końcu XIII wieku obszary dolin były już przez rolnictwo porzucone, użytkowane najwyżej jako pastwiska.

Tak więc od X wieku rozpoczyna się na większą skalę proces adaptacji obszarów wysoczyznowych dla potrzeb rolnictwa, głównie poprzez ich wylesia-

nie. Zaczęły się tworzyć obszary rolnicze, przekraczające niekiedy powierzchnię 500 km^2. Wcześniejsza, wielostronna eksploatacja środowiska przyrodniczego, obejmująca: zbieractwo, pasterstwo, łowiectwo, rybactwo, rolnictwo i ogrodnictwo, zastąpiona została jednostronnym jego użytkowaniem, głównie przez rolnictwo. Preferowano głównie uprawy zbożowe, niewymagające pielęgnacji pomiędzy siewem a zbiorem (ibidem).

Rozwój osadnictwa w średniowieczu zmuszał do podjęcia intensywnych prac związanych z pozyskaniem nowych terenów dla rolnictwa. Wiązało się to głównie z wylesianiem obszarów wysoczyznowych. Początkowo wylesianie wiązało się z zamianą tych obszarów na grunty orne oraz z potrzebami osadnictwa wiejskiego. Według Błaszyka (1974), w końcu XIV wieku areał gruntów uprawnych wynosił zaledwie 18% ogólnego obszaru historycznej Wielkopolski, natomiast lasy, zdaniem Hładyłowicza (1932), zajmowały 50,5% tej powierzchni. Największe powierzchnie lasów i bagien występowały w XIV wieku na terenie powiatów: ostrzeszowskiego (64,4% ogólnej powierzchni), nakielskiego (63,7%), bydgoskiego (63,4%) i wschowskiego (62,4%), najmniejszy ich obszar posiadały powiaty: pyzdrski (37,3%), gnieźnieński (38,4%), kruszwicki (39,4%) i kcyński (43,0%).

Od XV wieku drewno i jego przetwory stały się poszukiwanymi towarami, a w XVI wieku rozpoczęła się dobra koniunktura na polskie zboże eksportowane do zachodniej Europy. Efektem tego była intensyfikacja wyrębów leśnych i gwałtowne zmniejszanie się powierzchni lasów. Ponadto następowała przebudowa składu gatunkowego drzew w czasie kolejnych powrotów lasów na tereny porzucane przez rolnictwo. Były one przede wszystkim uboższe gatunkowo i charakteryzowały się mniejszą ewapotranspiracją. Pod koniec XVI wieku lasy w Wielkopolsce zajmowały już tylko 40,9%. Na obszarze powiatu ostrzeszowskiego zajmowały one 56,1% powierzchni, nakielskiego 46,1%, bydgoskiego 55,9% i wschowskiego 53,4%, podczas gdy w powiecie pyzdrskim 28,1%, gnieźnieńskim 28,4%, kruszwickim 33,6% i kcyńskim 30,5%. Nadal jednak występowały rozległe powierzchnie leśne, szczególnie w północnej i zachodniej części jej obszaru.

Pod koniec XVIII wieku lasy i bagna zajmowały na terenie 11 powiatów Wielkopolski 30,7% ogólnej ich powierzchni, mając swój największy udział w powiatach: bydgoskim, ostrzeszowskim, poznańskim i nakielskim (odpowiednio: 45,4%, 38,9%, 38,6% i 30,1%), najmniejszy zaś: 19,4% w powiecie gnieźnieńskim, 20,5% pyzdrskim oraz 27,1% w powiecie kcyńskim (ibidem).

Intensywne wylesienia znacznych obszarów wysoczyznowych spowodowały istotne zmiany w całym środowisku przyrodniczym. Lasy bowiem pełnią rolę naturalnych regulatorów obiegu wody. Efektem wylesienia była zmiana warunków obiegu wody i zmniejszenie zdolności infiltracyjnej gleb na tych obszarach, co z kolei wpłynęło na wzrost spływu powierzchniowego wód opadowych oraz na obniżenie się poziomu płytkich wód podziemnych na obsza-

rach wysoczyznowych, nasiliło procesy erozji i akumulacji gleb oraz powodowało coraz wyższe wezbrania i pogłębiło oraz wydłużyło okresy niżówek w rzekach. Od XII wieku, pomimo wzrostu uwilgotnienia klimatu, zaznaczył się proces przesuszania obszarów wysoczyznowych i wzrost uwilgotnienia obszarów dolinnych, w wyniku zwiększonego napływu wody z obszarów wysoczyznowych. Przejawiło się to zabagnieniem obszarów dolinnych, podniesieniem poziomu wody w ciekach oraz wzrostem sedymentacji aluwiów i mad w dolinach rzecznych. W dolinie Warty w Poznaniu poziom terasy zalewowej podniósł się np. od X do końca XIX wieku o około 3 metry (Kaniecki 1993). Zabagnieniu dolin rzecznych sprzyjał mały spadek podłużny rzek, meandrujący układ ich koryt, a często nawet brak koryta rzecznego. Liczne młyny wodne oraz stawy spiętrzające wodę dla potrzeb ich pracy, budowane nad brzegami rzek i rzeczek, również mogły przyczyniać się do wzrostu zabagnienia dolin rzecznych.

Kolejnym problemem istotnym dla przemian struktury użytkowania ziemi była likwidacja naturalnych użytków zielonych i zamiana ich na grunty orne. Zdaniem Tymienieckiego (Falkowski, Karłowska 1961), pierwsze przejawy, potwierdzone dokumentami, występują już w XIII wieku, ale nasilenie tego procesu zaznacza się w okresie od XIV do XVII wieku, co wiązało się z narastającym eksportem zboża z Polski. Szczególnie liczne wiadomości z tego zakresu, tj. o zamianie łąk i pastwisk na grunty orne, spotykamy w XVI i XVII wieku, jednak o skali tego problemu w zakresie całego obszaru Niziny Wielkopolskiej, także na przestrzeni wieków XV–XVIII, trudno mówić. Wzrastało więc na tym obszarze znaczenie gospodarki rolnej kosztem hodowlanej. Łąki i pastwiska stanowiły w średniowieczu ważny fragment gospodarki polowej, na co wskazują pośrednio nazwy topograficzne łąk, wymieniane w różnego typu dokumentacjach źródłowych, począwszy od XIII, do XVIII wieku włącznie (ibidem). Według Czackiego, przed 1540 rokiem łąki i pola były w jednej cenie i stosunek łąk do gruntów ornych wynosił 1:1, ale stosunek ten zmienił się i około 1544 roku na 1 ha łąki przypadało 1,3 ha gruntu ornego, a około 1566 roku stosunek ten wynosił już 1:2,5. Świadczyło to o znacznym wzroście gruntów ornych i zaorywaniu łąk. Jak podaje Glabisz, w drugiej połowie XVI wieku grunty orne stanowiły w Polsce zaledwie 1/7 część powierzchni ogólnej i dlatego poszukiwano nowych terenów nadających się pod uprawę zbóż. W XVIII wieku proces ten nadal zachodził na dużą skalę. Łąki zakładano nie tylko na terenach podmokłych, ale także w miejscu wykarczowanych lasów, jak i osuszonych stawów (ibidem). Według obliczeń Staszica, w końcu XVIII stulecia w Polsce łąki zajmowały około 7% powierzchni ogólnej, a stosunek łąk do gruntów ornych wynosił 1:2,5, co potwierdza zaoranie znacznych obszarów łąkowych na przestrzeni XVI–XVIII wieku. Z danych tych wynika, że proces ten osiągnął maksimum w XVI wieku. Podkreślić też należy, że Staszic wyodrębnił w swym wykazie obszarów tylko łąki, a pastwiska wymieniał

razem z nieużytkami, wodami i drogami (ibidem). Podejmowano również prace zmierzające do odwodnienia terenów podmokłych przyległych do jezior. Najczęściej polegało to na pogłębieniu koryta rzeki w miejscu jej wypływu z jeziora. Efektywność tego zabiegu nie była duża i najczęściej odwodnienia te były lokalne i krótkotrwałe. Odwodnienie terenów łąkowych w dolinach rzek ułatwiało zamianę ich na grunty orne. Dzisiaj tylko nazwy miejscowości wskazują, że były tam kiedyś duże obszary łąk.

Proces zagospodarowywania rolniczego obszarów podmokłych, poprzez usunięcie nadmiaru wody z terenów zabagnionych bądź podtopionych, rozpoczął się na obszarze Niziny Wielkopolskiej stosunkowo wcześnie. Pierwsze wzmianki o pracach z tego zakresu spotykamy już w połowie XIII wieku (Mastyński 1956). Liczne prace z tego zakresu podejmowali cystersi, którzy w średniowieczu zajmowali się propagacją nowych metod w rolnictwie. Otrzymując w nadaniach najczęściej tereny nieprzydatne dla rolnictwa (bagna), w krótkim czasie zamieniali je w kwitnące gospodarstwa rolne. Podejmowali szeroko zakrojone prace melioracyjne mające na celu osuszenie terenów nadmiernie uwilgotnionych, przekładali i oczyszczali koryta rzek, budowali różnego przeznaczenia młyny wodne, dostarczali dostateczną ilość wody dla zapewnienia ich ciągłej pracy itp. Działania melioracyjne polegały na wykonaniu sieci rowów, na dna których kładziono wiązki faszyny olszowej lub wierzbowej bądź też drobne kamienie, które następnie zasypywano wybraną przy kopaniu ziemią (Pietruszczyński 1937). Skuteczność takiego odwodnienia sięgała kilku lat, i miało ono najczęściej charakter lokalny.

Szczególne jednak znaczenie w odwadnianiu terenów miała kolonizacja „olęderska". Początki tej kolonizacji na terenie Wielkopolski tkwią we wcześniejszym osadnictwie flamandzko-holenderskim, które rozwijało się w średniowieczu już na przełomie XI i XII wieku na terenach podmokłych w Niemczech. W XVI wieku zaczęto osadzać Holendrów na terenie Żuław, Prus Książęcych i Prus Królewskich oraz w dolinie Wisły. Kolonistów holenderskich osadzano na gruntach podmokłych, nad brzegami wód, na terenach zalewanych przez powodzie, ponieważ dzięki wielowiekowemu doświadczeniu w walce z nadmiarem wody potrafili, dzięki zakładaniu systemów rowów odwadniających, tam i grobli, doprowadzać je do użytkowania rolniczego. Najstarszy zachowany przywilej lokacyjny z terenu dawnego województwa poznańskiego dotyczy Olędrów Ujskich i pochodzi z 1597 roku. Kolejne dotyczą założenia: Olędrów Nowe Dwory k. Wielenia, Herburtowa, Folsztyna i Marianowa Olędrów, które powstały krótko po 1600 roku. W końcu XVII wieku działalność kolonizacyjna odżyła na dużą skalę i trwała aż do rozbiorów Polski. Wytworzyły się wtedy wielkie skupiska tych osad nad Notecią na linii Czarnków–Wieleń, nad Wartą w okolicy Międzychodu i na wschód od doliny Obry Skwierzyńskiej. Na granicy dawnych województw poznańskiego, kaliskiego i gnieźnieńskiego występowały kolejne dwa wielkie skupiska: pierwsze nad

Wartą na odcinku Śrem–Pyzdry i drugie ciągnące się szerokim pasem na linii Czerniejewo, Murowana Goślina, Rogoźno i Chodzież. Szacuje się, że liczba osad „olęderskich" na obszarze Wielkopolski wynosiła około 400 (Rusiński 1947). O ile pierwszymi osadnikami tej kolonizacji byli autentyczni Holendrzy, to późniejszymi byli głównie osadnicy niemieccy, śląscy i polscy. Nakładano na nich obowiązek wykonywania pewnych prac, np. związanych z utrzymywaniem przejezdności grobli na terenach podmokłych, bądź też z budową mostów. Często jednak zwalniano ich z tych powinności, szczególnie w latach mokrych (Falkowski, Karłowska 1961). Z większych prac przeprowadzonych w tym okresie można wymienić działania na obszarze bagien Parchańskich i Wielkiego Łęgu Obrzańskiego.

W 1715 roku, na polecenie biskupa kujawskiego Walentego Aleksandra Czapskiego, wykopano tzw. rów biskupi mający odwodnić bagna Parchańskie i odprowadzać nadmiar wód do Wisły (ibidem). Jednak efekt jego wykonania był znikomy i dopiero wykonanie w 1777 roku Kanału Bydgoskiego poprawiło stosunki wodne w dolinie Noteci. W 1780 roku przeprowadzono prace melioracyjne w dolinie Rowu Polskiego w okolicy Rydzyny (ibidem). W drugiej połowie XVIII wieku rozpoczęto również prace mające na celu odwodnienie Wielkiego Łęgu Obrzańskiego. W 1775 roku przyznano staroście Kopanickiemu 60 000 zł na rozebranie istniejących tam młynów wodnych. Zalecenie to wykonano tylko częściowo, jednak nie podjęto tam prac melioracyjnych. Dopiero po przejęciu tych terenów przez państwo pruskie w 1793 roku przeprowadzono tam pierwsze prace z tego zakresu. W latach 1799–1806 kosztem 109 253 talarów wykonano: Kanał Południowy o długości 53,9 km, Kanał Północny – 57,6 km, Kanał Kościański – 8,2 km, Kanał Mosiński – 25,7 km, Kanał Wincentowski – 6,8 km, oraz Kanał Dźwina – 6,3 km. Łącznie wykonano wtedy 158,24 km kanałów odwadniających. Pomimo jednak dużego natężenia prac melioracyjnych związanych z osuszaniem gruntów często dochodziło w wyniku zaniedbań związanych z brakiem konserwacji rowów odwadniających, czy też braku rąk do pracy, do wtórnego ich zabagnienia. Z tego typu informacjami spotykamy się często w drugiej połowie XVII i w XVIII wieku w czasie upadku gospodarczego Królestwa. Jeszcze na początku XIX wieku zachowały się na obszarze Niziny Wielkopolskiej rozległe obszary bagienne; wymieniano tam wtedy 40 większych terenów podmokłych. Były to m.in.: od północy bagna nadnoteckie, od zachodu dolina Odry i Obry Skwierzyńskiej, od południa dolina Warty i Obry oraz dolina Baryczy, od wschodu dolina górnej Noteci i rozległe bagna: Dziemońskie, Buczkowskie, Bachorskie i Oniczkowskie. Również i doliny mniejszych cieków (Orlej, Gąsawki, Wełny i Rowu Polskiego) stanowiły ciągłe pasma terenów podmokłych (Bobrowicz 1846). Jeszcze w 1866 r. tak pisał Władysław Jankowski na temat uprawy roli w Wielkopolsce (Falkowski, Karłowska 1961): „Księstwo cierpi dużo od zbytecznej wody i miejsc piaszczystych, które sąsiednie zasy-

pują pola; usunięcie zbytecznej wody, utrwalenie latających piasków są pierwszym warunkiem wyższej kultury [...] Policja czuwa nad oczyszczeniem dawniejszych, nad biciem nowych rowów i opieszałych drogą exekucji do wykonania przepisów zmusza; zarazem ogranicza używalność rzek i strumieni".

Istotny wpływ na zmianę stosunków wodnych wywierały prace związane z regulacją cieków dla potrzeb młynów wodnych czy też żeglugi. Polegały one głównie na prostowaniu ich biegu, przekładaniu ich koryt i umacnianiu brzegów oraz niekiedy na spiętrzaniu ich wód. Działania te odbijały się na układzie stosunków wodnych obszarów przyległych bądź też na intensywności procesów korytowych. I choć były to na ogół działania krótkotrwałe, to w okresie, kiedy je przeprowadzano, miały one istotny wpływ na warunki obiegu wody.

Przyjąć można, że Warta, główna rzeka Wielkopolski, od najdawniejszych czasów była żeglowna i spławna. Względnie niski spadek podłużny koryta Warty był przyczyną stosunkowo wolnego spływu wód wezbraniowych i średniej wtedy obfitości wód, co stwarzało dogodne warunki do komunikacji i spławu towarów. Na pewno przez większą część ostatniego tysiąclecia Warta płynęła szerszym korytem niż obecnie, słabo wciętym w terasę zalewową, w obrębie którego występowały rozległe, piaszczyste łachy i płycizny.

Przeszkodami w rozwoju żeglugi były na pewno zatopione pnie drzew, tworzące niekiedy – poprzez ich spiętrzenie – lokalne zapory, nagromadzenie głazów i kamieni, pozostałości dawnych obiektów hydrotechnicznych (jazy spiętrzające wody rzeczne dla potrzeb młynów wodnych lub przegradzające całe koryto dla potrzeb rybołówstwa). Cytowany przez Chojnacką (1952) Niessen odmawiał Warcie charakteru drogi handlowej przed XVI wiekiem, twierdząc, że nieuregulowana, płytka rzeka na to nie pozwalała (Chojnacka 1952). Jednak już w 1447 roku sejm piotrkowski, w czasie panowania Kazimierza Jagiellończyka, ogłosił Wartę i inne większe rzeki Polski za królewskie, gwarantując tym samym wolność żeglugi na nich. Zakazał również, pod groźbą kary, budowania zapór i jazów na tych rzekach, przyznając tym samym prymat spławu i żeglugi na większych rzekach nad potrzebami energetyki wodnej czy też rybołówstwa. W 1496 roku król Jan Olbracht, a w 1511 roku Zygmunt I ponowili rozporządzenie swego ojca w zakresie oczyszczenia koryta Warty z wszystkich przeszkód. W 1532 roku sejm podjął kolejną uchwałę o usunięciu wszystkich zapór i jazów na rzekach. W 1540 roku na sejmie krakowskim podjęto kolejną uchwałę w sprawie usunięcia wszelkich przeszkód i zapór na Warcie.

Rozwój żeglugi handlowej na Warcie i Odrze między Wielkopolską a Szczecinem zależał po 1511 roku od charakteru stosunków sąsiedzkich brandenbursko-pomorskich i polsko-brandenburskich. Były one przedmiotem stałych układów. W zależności od charakteru stosunków między Pomorzem, Brandenburgią i Polską rozwijała się bądź zamierała żegluga towarowa na Warcie i Odrze. W latach pomyślnych, przy dobrym układzie stosunków polsko-bran-

denburskich i brandenbursko-pomorskich żegluga na Warcie i Odrze rozwijała się pomyślnie, a sejm koronny wydawał liczne postanowienia nakazujące usunięcie zapór i jazów z koryt rzecznych. Z kolei w latach zastoju ruchu handlowego koryta rzek przegradzano różnego typu przegrodami zwiększającymi efektywność pracy młynów wodnych bądź też połowu ryb. W latach 1539–1540 usunięto z koryta Warty pomiędzy Poznaniem a Gorzowem uciążliwe dla żeglugi groble spiętrzające wodę na potrzeby 10 młynów wodnych usytuowanych nad tą rzeką (Chojnacka 1957). W latach 1539–1540 Zygmunt I udzielił kupcom Piotrowi Gizie i Maciejowi Tauchriczowi pewnych koncesji na rzecz handlu na Warcie i Noteci w zamian za przeprowadzenie prac umożliwiających spław tymi rzekami. Nakaz utrzymania rzek w stanie wolnym od przeszkód podtrzymany został w konstytucjach sejmów koronnych z lat 1557, 1563, 1565, 1580.

Tak więc trzykrotnie, bowiem w latach 1539–1540, 1619–1626 i 1636–1642, przeprowadzono porządkowanie na jej polskim odcinku. Przeprowadzone wtedy prace obejmowały usunięcie z dna rzeki kamieni, głazów, pni drzew, częściowe uprzątnięcie brzegów, usunięcie szkodliwych dla żeglugi jazów i zapór oraz urządzenie w tych zaporach przepustów dla statków (Kaniecki 2004).

Za panowania Fryderyka II, króla Prus (druga połowa XVIII wieku), regulowano koryto Noteci. Wyprostowanie koryta dolnej Noteci i wycięcie zawadzających krzaków „[...] powiększyło w dwójnasób odpływ wody, obniżyło powierzchnię wody w samej rzece oraz osuszyło niezmiernie płaszczyzny zatopionych brzegów [...]" (Surowiecki 1816). Następnie budowa Kanału Bydgoskiego i wyprostowanie oraz oczyszczenie koryta Noteci w jej środkowym biegu spowodowało otwarcie nowej drogi wodnej.

Prace regulacyjne na największych rzekach Wielkopolski miały do początków XIX wieku najczęściej charakter okazjonalny i krótkotrwały. Po zaprzestaniu tych działań rzeki na powrót wracały do parametrów koryta, jakie posiadały przed regulacją. Zarówno Warta, jak i większość rzek na obszarze Wielkopolski zachowały jeszcze w XVIII wieku charakter rzek naturalnych. Charakteryzowały się one krętym biegiem, małym spadkiem podłużnym i tendencją do częstych zmian przebiegu swego koryta bądź też do anastomozy, czyli do dzielenia swego koryta na ramiona i odnogi. Inne cechy takiego naturalnego koryta rzecznego to: nierówne dno, ruchome ławice piasku, często wyłaniające się ponad powierzchnię wody, jak również tworzące płycizny, zmieniające swe położenie z roku na rok. Najlepiej charakteryzuje ich charakter mapa z 1773 roku, przedstawiająca dolne biegi Warty i Noteci (Kaniecki 2004).

Innego typu działania związane były z adaptacją rzek dla potrzeb młynów wodnych. Pierwsze wiarygodne informacje dotyczące młynów wodnych na obszarze Wielkopolski pochodzą z przełomu XII i XIII wieku i nie są zbyt liczne. Więcej informacji o nich znajdujemy dopiero w drugiej połowie XIII

wieku. W zasadzie aż do połowy XIX wieku, kiedy to upowszechniły się młyny parowe, młyny wodne wywierały istotny wpływ na kształtowanie się systemów rzecznych i warunków odpływu wód w nich. Ich budowa i funkcjonowanie wiązały się z formowaniem niecek stawów młyńskich, sypaniem grobli, budową jazów i kanałów młyńskich, czyli młynówek oraz kanałów ulgi.

W warunkach naturalnych o rozmieszczeniu młynów wodnych decydowała głównie rzeźba terenu, a ściślej mówiąc wielkość spadków podłużnych rzek. Im były one większe, tym większe były możliwości lokowania młynów wodnych na ciekach odwadniających dany obszar. Początkowo więc lokowano młyny w miejscach niewymagających specjalnych prac adaptacyjnych; wykorzystywano sprzyjające warunki terenowe, najlepiej miejsca załamania spadku w ciekach charakteryzujących się mało zmiennym przepływem w ciągu roku.

Wzrost ożywienia gospodarczego w Królestwie Polskim w końcu XIV wieku spowodował eksplozję budownictwa młynów wodnych w Poznaniu i w najbliższej jego okolicy. W XV wieku względy środowiskowe zaczęły odgrywać przy ich lokalizacji rolę podrzędną w stosunku do możliwości zbytu przetworzonego zboża. Stąd obserwuje się lokalizację młynów w różnych miejscach, często wymagających wysokich nakładów pieniężnych, związanych z adaptacją terenu dla potrzeb ich pracy.

Młyny wodne budowano głównie na brzegach rzek. Powyżej młyna wznoszono konstrukcje piętrzące wodę, w celu wzmożenia jej siły uderzeniowej na koło młyńskie, jak również poprzez budowę stawu retencjonującego wodę, dla wydłużenia pracy młyna wodnego. Stawiano je szeregowo wzdłuż rzeki, zachowując jednak odpowiednie odległości pomiędzy nimi.

Pierwsze informacje o młynach wodnych wiążą się z obecnością stawów, a więc z przegrodzeniem rzeki. Zatem te pierwsze młyny wodne posiadały koło podsiębierne. Spadek bądź też ilość wody spadającej na koło regulowano zastawką. Często obok stawu głównego, przeznaczonego dla pracy młyna wodnego, kopano kilka mniejszych dla prowadzenia hodowli ryb.

Uderzająca jest duża liczba młynów wodnych stawianych na Warcie, jej odnogach i dopływach w rejonie Poznania. Według rejestru królewskiego z 1563 roku w Poznaniu i najbliższej okolicy istniały 32 młyny wodne płacące podatki, a w końcu XVIII wieku jeszcze 27. Przy części z nich znajdowały się zastawki spiętrzające wodę.

W sąsiedztwie Poznania większość młynów wodnych lokowano nad małymi ciekami. Nad Bogdanką, mającą około 10 km długości, znajdowało się w okresie od XV do połowy XVII wieku 10 młynów, na Wierzbaku – 4, na pięciokilometrowych dolnych odcinkach Cybiny i Głównej odpowiednio – 7 i 4. Względnie mała liczba młynów stawianych w głównym korycie Warty wiązała się z brakiem możliwości podpiętrzania wody w czasie trwania niżówek, jak również ze zbyt dużymi prędkościami płynięcia w nim wody w czasie wezbrań. Korzystniej było budować młyny na mniejszych ciekach lub na od-

nogach Warty, gdyż łatwiej było na nich tworzyć tamy i w ten sposób unikać skutków wezbrań, jak i spiętrzeń lodowych. Młyny tam pobudowane i zabezpieczone dodatkowymi konstrukcjami, niwelującymi skutki dużych wahań stanów wody, mogły pracować znacznie dłużej niż zbudowane nad dużą rzeką. Paradoksem może być, że drobne cieki, takie jak Bogdanka czy Cybina, poruszające dziesiątki kół wodnych, miały dla Poznania większe znaczenie niż Warta (Kaniecki 1993).

W drugiej połowie XVII i w XVIII wieku liczba młynów wodnych zmalała na skutek licznych wojen i upadku gospodarczego państwa. Jednak zdaniem Falkowskiego i Karłowskiej (1961), jeszcze na przełomie XVIII i XIX stulecia występowała ich duża liczba; np. w dolinie Lutyni i jej dopływów czynnych było aż 36 młynów wodnych, a w sąsiedztwie Poznania 22.

W działaniach związanych z regulacją cieków dla potrzeb młyna wodnego, jak widzimy to na przykładzie Bogdanki w Poznaniu, wyróżnić możemy dwa rodzaje prac: obejmujące coroczne czyszczenie jej koryta na całej długości jej biegu oraz różnego rodzaju prace okazjonalne. Pierwsze wiążą się głównie z utrzymaniem drożności tego cieku i rowów doprowadzających wodę z Jeziora Strzeszyńskiego oraz odwadniających podmokłą dolinę cieku. Ujmowano również wodę wypływającą ze źródeł w dolinie tego cieku celem zasilania przepływu Bogdanki. Prace te prowadziło niekiedy 5–9 robotników w okresie 4–6 tygodni pod nadzorem grabarza, a więc specjalisty od robót ziemnych. Do drugiego rodzaju prac w tym zakresie zaliczamy: pogłębianie starych i kopanie nowych rowów, naprawy grobli i innych obiektów hydrotechnicznych, rąbanie lodu zimą czy też wycinanie roślinności dennej i przybrzeżnej rosnącej w korycie, umacnianie brzegów koryta palami (Kaniecki 2004). Były to prace powszechnie stosowane w sąsiedztwie młynów wodnych.

Od początku XVI wieku obserwuje się na obszarze Wielkopolski wzrost nierównomierności przepływów w rzekach spowodowany zarówno zmianami klimatycznymi, jak i nadmiernym wyrębem lasów. Coraz to wyższe stawały się stany wód w okresach wezbraniowych, a coraz niższe w czasie trwania niżówek. Efektem wzrostu nierównomierności przepływów w ciekach było skracanie czasu pracy młynów wodnych, głównie w czasie trwania niżówek letnich i jesiennych, a więc po żniwach, kiedy po prostu brakowało wody. W rozważaniach nad czasem pracy młynów wodnych przyjmuje się okres 100 dni w roku w średniowieczu, około 125 dni w XVI wieku i 150 dni w ciągu roku w XIX stuleciu. Młyn wodny nie pracował też w czasie trwania stanów wysokich, bowiem groziło to zniszczeniem jego urządzeń (Kaniecki 1993).

W celu wydłużenia pracy młynów wodnych należało przedsięwziąć jakieś środki zaradcze. Możliwości były dwie: albo należało przerzucić wodę z jednego cieku do drugiego, aby zwiększyć w nim ilość wody w czasie trwania niżówek, tak jak czyniono to w przypadku młyna Kończaka w Poznaniu w początkach XV wieku, albo wodę spiętrzać, co na dużych rzekach bywało kłopotliwe.

Zaczęto więc ingerować w naturalne systemy hydrograficzne, wstrzymując płynięcie wody bądź kierując ją za pomocą przegród do odnóg, nad którymi stały młyny wodne. Władze Poznania, chcąc temu zaradzić, skierowały część wód Warty z koryta głównego do odnóg, nad którymi usytuowane były młyny wodne. Przypuszczać należy, że urządzenia spiętrzające wodę lub kierujące nurt rzeki do jej odnóg zbudowane zostały na Warcie w Poznaniu dopiero w pierwszej połowie XVI wieku. Wtedy to miasto zaczęło wykupywać młyny wodne, dotąd prywatne.

Około 1520 roku w pobliżu klasztoru oo. Dominikanów wybudowano „gać", a więc groblę przegradzającą całe koryto Warty od młyna Wielkiego aż do młyna kapitulnego, leżącego po drugiej stronie rzeki. Miała ona za zadanie kierować wody Warty do zachodniego jej brzegu, gdzie usytuowane były trzy młyny: Wielki, Groffowy i szpitalny św. Ducha. Często niszczona przez powodzie funkcjonowała prawie do końca XVIII wieku, spiętrzając wody Warty w czasie trwania stanów niskich.

Znacznie bardziej skomplikowany był system przerzucania wód z głównego koryta Warty (Starej Rzeki) powyżej mostu Wielkiego do jej odnogi, nazywanej później Kamionką lub Strugą Karmelicką. W celu zapewnienia odpowiedniej ilości wody dla w miarę ciągłej pracy czterech młynów wodnych, usytuowanych nad tą odnogą oraz nad jej odgałęzieniem, czyli Notecią, zbudowano dwie „gacie". Gać Kamienna, skonstruowana została nieco poniżej początku Strugi Karmelickiej tak, iż przegradzając główne koryto Warty, zwane Starą Rzeką, kierowała jej wody do odnogi. Z kolei gać Spustna znajdowała się przy klasztorze Bożego Ciała, przegradzając wody Strugi Karmelickiej i kierując część jej wód do odnogi zwanej Notecią lub Strugą Rybacką. Obie „gacie" były często niszczone przez powodzie i wymagały ciągłej konserwacji, lecz korzyści związane z wydłużeniem pracy pięciu młynów wodnych, usytuowanych nad wzmiankowanymi odnogami Warty, widocznie przewyższały wydatki. Przegrodzenie całego koryta Starej Rzeki przez gać przyczyniło się do znacznego wzrostu ilości wody płynącej jej odnogami: Strugą Karmelicką i Notecią. Zlokalizowanie kilku młynów nad tymi odnogami Warty powodowało, że wody Warty płynęły tam wolno, bowiem spiętrzane były co kilkaset metrów.

Innego typu działania mające na celu zwiększenie ilości wody w cieku natrafiamy w Bogdance, niewielkim cieku wypływającym z Jeziora Strzeszyńskiego o długości około 10 km, płynącym w dolnym biegu przez obszar Poznania. Usytuowano nad nią 10 młynów wodnych. W 1521 roku magistrat Poznania zawarł umowę z Sędziwojem Sadowskim, właścicielem wsi Strzeszynek, o zwiększenie napływu wody do Bogdanki poprzez pogłębienie koryta tego cieku oraz wykopanie systemu rowów łączących Jezioro Strzeszyńskie z Bogdanką. Tego typu prace prowadzono do końca XVIII wieku i były one bardzo kosztowne, o czym znajdujemy informacje w aktach miejskich z XVI

czy też XVIII wieku: „wodę do młyna Bogdanka przywodzą z niemałym sumptem", czy też Fliza (Bogdanka) „[...] ćwierć mili umyślnie kopanym prowadzona kanałem" (Kaniecki 1993).

Zarówno budowa, jak i likwidacja młynów wodnych przyczyniała się do zmiany stosunków wodnych w dolinach, szczególnie małych rzek. Występowanie kilku spiętrzeń wód na potrzeby młyna przyczyniało się również do podnoszenia poziomu wód gruntowych na terenach przyległych i do zwiększenia ich zasobów. Z kolei zniszczenie tych spiętrzeń powodowało wzrost lokalnej erozji wgłębnej koryt rzecznych, odwodnienie terenów przyległych i zmniejszenie zasobów wód gruntowych. Nasilenie tych procesów i zasięg ich oddziaływania uzależnione są od wysokości spadu na budowli piętrzącej, spadku podłużnego cieku, rodzaju materiału budującego dno doliny i zabudowy biologicznej cieku. Młyny pobudowane nad rzekami z reguły sąsiadowały z łąkami lub z terenami podmokłymi. Na ogół były to łąki bagniste, przez które przekopywano kanał i rowy, ściągając wodę z sąsiedniej rzeczki, jeziora lub starorzecza do stawu młyńskiego, tak jak znamy to z Poznania w przypadku młyna Kończaka (Cognatz), do którego kierowano wody z Czesnapazy i Kantu. W ten sposób, kopiąc rowy i sypiąc wzdłuż nich groble, odwadniano obszary trwale podmokłe i zamieniano je na łąki lub pastwiska. Wymagało to również dużych umiejętności technicznych i znajomości, np. zmienności stanów wody na tych podmokłych obszarach. Rowy i kanały ściągające wodę musiały mieć odpowiedni spadek i długość, i jednocześnie zabezpieczać odwadniany obszar przed zalewami w czasie trwania stanów wysokich. Zniszczenie na przykład łąk, wynikające z nieprzestrzegania zasad odwadniania terenu, wiązało się ze sporami i karami za spowodowane straty (Kaniecki 1993). Inne działania miały na celu zmniejszanie wahań stanów wody, szczególnie w małych ciekach, nad którymi znajdowały się młyny wodne. W czasie trwania stanów niskich ściągano wodę z terenów podmokłych znajdujących się w obrębie dna doliny do koryta cieku, natomiast w czasie trwania stanów wysokich wodę z koryta cieku kierowano na sąsiednie łąki. Wydłużało to znacząco czas pracy młynów wodnych. Zaprzestanie tych działań w drugiej połowie XVIII wieku doprowadziło do znacznego zmniejszenia czasu ich pracy w sąsiedztwie Poznania (Kaniecki 2004).

Do słabiej poznanych gałęzi gospodarstwa wiejskiego, mających jednak wpływ na stosunki wodne, zaliczyć należy bez wątpienia rybołówstwo i gospodarkę stawową. Problem ten na obszarze Wielkopolski w aspekcie dziejowym jest ciągle słabo rozpoznany. Na pierwsze informacje o stawach rybnych w rejonie Szamotuł natrafiamy już w XII wieku w czasie panowania Kazimierza Sprawiedliwego bądź też w dolinie Baryczy, w dobrach biskupów wrocławskich.

O „piscinach", a więc różnego rodzaju stawach służących do hodowli ryb, wspomina się w źródłach wielkopolskich już od XIII wieku, szczególnie w przy-

padku uzyskania zgody na budowę młyna wodnego. Na łowienie ryb w stawach i sadzawkach przy młynie młynarz musiał jednak otrzymać osobne zezwolenie. W XIII wieku nie ma tych zezwoleń wiele, ale już w XIV wieku niemal zawsze wraz z nadaniem czy dzierżawą młyna młynarz otrzymywał prawo wolnego połowu w sadzawkach, rzekach i przy upustach młyńskich. Często obok stawu głównego, spiętrzającego wodę na potrzeby młyna wodnego, kopano kilka mniejszych, przeznaczonych do hodowli ryb. W Poznaniu takie sadzawki rybne znajdujemy na planie „saskim" z 1734 roku w sąsiedztwie młyna Stary Folusz, a więc w pobliżu skrzyżowania obecnych ulic: Młyńskiej i F. Nowowiejskiego. Kilka stawów rybnych znajdowało się również w XVI wieku we wsi Główna przy młynie Główieńskim i foluszu (Kaniecki 2004). Ponadto mieszczanie już w XV wieku na przedmieściach Poznania tworzyli stawy rybne. Wzrastające od XIV wieku zapotrzebowanie na ryby powodowało rozwój gospodarki rybno-stawowej. Szczególnie rozwinęła się ona na obszarze Polski w okresie od połowy XVI wieku do połowy XVII wieku. Polska była wtedy, po Czechach, drugim krajem Europy, w którym gospodarka stawowa była tak rozwinięta i osiągnęła wysoki jak na owe czasy poziom techniczny. Cudzoziemców podróżujących po Polsce zdumiewała duża liczba stawów rybnych i wysoki poziom gospodarki stawowej.

Zbiorników wodnych, i to różnej genezy, szczególnie w sąsiedztwie większych miast było dużo. Były to doły powyrobiskowe po eksploatacji gliny zwałowej, iłów warwowych czy też piasku bądź żwiru, różnego typu podpiętrzenia wód drobnych cieków, fosy, starorzecza lub też celowo kopane stawy hodowlane. We wszystkich tego typu zbiornikach prowadzono mniej lub bardziej regularną gospodarkę rybną.

W XVI wieku ryby przestały już być typową potrawą postną, a stały się poszukiwanym produktem konsumpcyjnym spożywanym przy różnych okazjach. Poza tym wytworzyła się swoista moda na konsumpcję karpi, co spowodowało dalszy rozwój gospodarki stawowej.

Stawy hodowlane wymagały jednak ciągłej opieki i prac renowacyjnych, takich jak oczyszczanie z osadzonego w nich mułu, naprawianie grobel i upustów itp. Dla usunięcia trzciny staw osuszano. Stawy miały różne wymiary, najczęściej nieregularne kształty i ściany wyłożone drewnianymi dylami. Niektóre, szczególnie te niedowiązane do sieci rzecznej, wymagały dodatkowego zasilania wodą, co realizowano poprzez budowę rowów doprowadzających wodę z wyżej usytuowanych miejsc, co również przyczyniało się do zmiany warunków wilgotnościowych w ich sąsiedztwie.

W pierwszej połowie XVII wieku obserwuje się w Polsce wyraźne zmniejszenie produkcji rybnej w stosunku do produkcji w XVI wieku, co wiązało się z brakiem paszy i zamianą stawów na powierzchnie łąkowe. W drugiej połowie XVII wieku, po licznych wojnach, gospodarka stawowa w Polsce upadła, podobnie jak i w XVIII wieku, w wyniku zniszczeń wojennych. Pewne ożywie-

nie w zakresie hodowli ryb zaznacza się dopiero w drugiej połowie XVIII wieku. Związane to było z ponownym rozwojem miast, które potrzebowały więcej niż dotąd zróżnicowanych produktów żywnościowych, w tym również ryb słodkowodnych (ibidem).

Intensywne odwodnienie zarówno obszarów wysoczyznowych, jak i dolinnych wyraźnie zaznaczyło się w obniżaniu poziomu wody w jeziorach czy wręcz w ich zaniku. W dolinie Obry zanikło np. Białe Jezioro pod Kościanem, jezioro Tur nieopodal Szubina wspomniane przez Jana Długosza („[...] 0,5 mili długie"), koło wsi Lubasz, przy budowie Kanału Bydgoskiego osuszono jezioro Glucza o powierzchni 197 ha, że wymieni się tylko kilka większych. Szczególnie dużo jednak zanikło małych zbiorników wodnych, o których wspominają historyczne materiały źródłowe. Ich misy wskutek zamulenia, zarastania czy też wypełnienia osadami zostały odwodnione i zamienione na łąki.

Podsumowując wyniki działań związanych z adaptacją obszaru Niziny Wielkopolskiej dla optymalnego wykorzystania go do celów gospodarczych, stwierdzić należy, że największy wpływ wywarły wylesienia i zamiana łąk na grunty orne. Miały one charakter względnie trwały. Natomiast takie działania jak np. regulacja rzek i strumieni dla potrzeb młynów wodnych, miały charakter lokalny i wywierały tak długo wpływ na stosunki wodne obszarów przyległych, jak długo te młyny funkcjonowały. Po ich zniszczeniu cieki na ogół wracały do stanu, jaki miały przed ich budową. Podobny wpływ wywierały odwodnienia terenów podmokłych czy też budowa stawów rybnych. Natomiast regulacje Warty dla celów żeglugowych, chociaż prowadzono je kilkakrotnie, to nie doprowadziły one do znaczących zmian w przebiegu jej koryta. Poza tym poprawiały one tylko na krótki czas żeglowność tego cieku. Przyjąć więc można, że w końcu XVIII wieku na obszarze Niziny Wielkopolskiej występowały rozległe tereny stosunkowo mało zmienione przez człowieka. Szczególnie dotyczy to dolin rzecznych i terenów podmokłych. Najbardziej znaczące zmiany występowały na obszarach większych miast i przyległych do nich. Początkowo przemiany stosunków wodnych zachodziły na terenach bezpośrednio przyległych. Jednak w miarę wzrostu liczby mieszkańców miast i potencjału gospodarczego przemiany te zaczęły obejmować coraz to większe obszary w miarę ich wykorzystania.

Literatura

Błaszyk H. (1974): *Rozwój lesistości Wielkopolski*, Kronika Wielkopolska, nr 3/4, Poznań.

Bobrowicz J. (1846): *Opisanie historyczno-statystyczne Wielkiego Księstwa Poznańskiego*, Lipsk.

Chojnacka K. (1952): *Walka o wolny handel i żeglugę na Warcie i Odrze w pierwszej połowie XVI wieku*, Przegląd Zachodni, r. VIII, t. I, Poznań.

Chojnacka K. (1957): *Podstawy techniczne handlu szczecińskiego na Warcie i Odrze w XVI i XVII wieku. Zapiski Historyczne*, Towarzystwo Naukowe w Toruniu, Toruń, t. XXII, z. 1–3, Toruń.
Falkowski M., Karłowska G. (1961): *Rozwój łąkarstwa w Wielkopolsce*, PTPN, Pr. Kom. Nauk. Roln. i Leśn., t. 9, z. 2, Poznań.
Hensel W. (1959–1974): *Poznań we wczesnym średniowieczu*, t. I–IV, PAN, Ossolineum, Wrocław–Warszawa.
Hładyłowicz K. (1932): *Zmiany krajobrazu i rozwoju osadnictwa w Wielkopolsce od XIV do XIX wieku*, Lwów.
Kaniecki A. (1993): *Poznań. Dzieje miasta wodą pisane*, cz. I, *Przemiany rzeźby i sieci wodnej*, Aquarius, Poznań.
Kaniecki A. (2004): *Poznań. Dzieje miasta wodą pisane*, cz. I–III, PTPN, Poznań.
Kuczyńska A. (1995): *Gleby hydrogeniczne na obszarze Niziny Wielkopolskiej*, mps, Archiwum Zakładu Hydrologii i Gospodarki Wodnej UAM, Poznań.
Kurnatowski S. (1968): *Osadnictwo i jego rola w kształtowaniu krajobrazu*, Folia Quaternaria, nr 29, Kraków.
Kurnatowski S. (1975): *Wczesnośredniowieczny przełom gospodarczy w Wielkopolsce oraz jego konsekwencje krajobrazowe i demograficzne*, Archeologia Polska, t. XX, z. 1.
Mastyński Z. (1956): *Pogorszenie się stosunków wodnych na terenach południowej części województwa bydgoskiego w świetle danych historycznych, statystycznych i kartograficznych*, Z-ty Probl. Post. Nauk. Roln., PAN, nr 7, Warszawa.
Pietruszczyński Z. (1937): *Produkcja roślinna w Wielkopolsce, jej przeszłość i teraźniejszość*, Rocz. Nauk. Roln. i Leśn., t. XLII.
Rotnicki K. (1991): *Retrodiction of paleodischarges of meandering and sinous alluvial rivers and its paleohydroclimatic implications. Temperate Paleohydrology,* eds. L. Starkel, K. J. Gregory, J. B. Thorues, Chichester.
Rusiński W. (1939–1947): *Osady tzw. „Olędrów" w dawnym województwie poznańskim*, Prace Komisji Atlasu Historycznego Polski, z. 5, PAN, Poznań–Kraków.
Surowiecki W. (1816): *O rzekach y spławach krajów Xięstwa Warszawskiego*, Warszawa.
Szajnocka K. (1974): *Jadwiga i Jagiełło 1374–1413*, t. I, PIW, Warszawa.

Michał Kasina
Zakład Hydrologii, Uniwersytet Jagielloński, Kraków

Przedziały kwantylowe jako podstawa wydzielania ekstremalnych i anomalnych przepływów miesięcznych, półrocznych i rocznych na przykładzie wybranych rzek karpackich

Quantiles of theoretical distribution as the evaluation base of anomaly and extreme mean monthly, seasonal and annual discharges in selected Carpathians catchments

Abstract: In this study classification of hydrological conditions in particular months, seasons and hydrological years based on quantiles of theoretical distribution of mean monthly, mean seasonal and mean annual discharge was examined. The choice of the best theoretical distribution model for months, seasons and annual values was made by testing empirical series of mean discharge values with theoretical distribution: gamma, Weibull, log-normal and log-gamma. The parameters of distributions were estimated by maximum likelihood method. The Akaike information criterion (AIC) was used to select the best theoretical distribution. If mean discharge for particular periods of time is greater than 95 quantile value of theoretical distribution, this mean period discharge is classified as extremely high, when it is between 90 and 95 quantile value then the discharge is anomaly high, when it is between 5 and 10 percentile value – the discharge is classified as anomaly low when it is lower then 5 quantile value, then the discharge is classified as extremely low. Data derived from 6 catchments representing different parts of Carpathian Mts., covering the period 1961–1995 has been used and each month, season and year has been classified. The results of discharge classification allowed to specify periods with extreme or anomaly discharge values in all or majority of all catchments. The classification used in this paper gives objective, consolidated, and clear results.

Słowa kluczowe: klasyfikacja przepływów, rozkład prawdopodobieństwa, metoda największej wiarygodności, zjawiska ekstremalne.
Key words: discharge classification, probability distribution, maximum likelihood estimation, extreme events.

Wprowadzenie

Mianem ekstremalnych określa się zjawiska skrajne, wyraźnie odstające od warunków przeciętnych, charakteryzujące się niskim prawdopodobieństwem pojawiania się.

W hydrologii często konieczne jest ocenianie, czy dany miesiąc, półrocze lub rok charakteryzowały się typowymi, anomalnymi, czy ekstremalnymi wartościami przepływu. Ocena taka wymaga zastosowania odpowiedniej klasyfikacji, dzięki której można wyznaczyć wartości typowe oraz wartości od nich odstające.

W Polsce do oceny wielkości przepływu najczęściej wykorzystuje się przepływy główne drugiego rzędu (Dębski 1970). Z wykresu przepływów średnich wyznacza się lata suche, normalne i wilgotne. Na podstawie przepływów największych – lata szczególnie mokre, a z wykresu przepływów najniższych – lata najbardziej suche. Klasyfikacja ta, mimo obiektywizmu i prostoty obliczeń, daje nieporównywalne wyniki. Jest to skutkiem tego, że w różnych profilach zamykających zlewnie temu samemu przepływowi charakterystycznemu (np. SNQ) może odpowiadać różna częstość przewyższenia (lub nieosiągnięcia). Ponadto, wartości przepływów charakterystycznych zależą od charakteru okresu, który stanowił podstawę do ich obliczenia – od tego, czy był on suchy, czy mokry.

W przypadku zmiennych mających normalny rozkład statystyczny, do wyróżniania wartości typowych i odstających wykorzystuje się wielokrotności odchylenia standardowego od średniej. Metoda ta jest powszechnie stosowana w klimatologii (Lorenc, Suwalska-Bogucka 1995; Miętus i in. 2002). W hydrologii jej zastosowanie jest ograniczone z uwagi na asymetryczny rozkład większości zmiennych losowych (Byczkowski 1999).

Jeżeli obserwowane realizacje zmiennej losowej mają rozkład inny od normalnego, do konstrukcji klasyfikacji można wykorzystać pozycyjne miary rozkładu – kwartyle – oraz wielokrotności rozstępu ćwiartkowego. Za typowe uznaje się wartości z przedziału między dolnym i górnym kwartylem. Za anomalne uważa się wartości mniejsze od kwartyla pierwszego i większe od kwartyla trzeciego o mniej niż półtora rozstępu ćwiartkowego. Wartości położone w odległości od 1,5 do 3 wielokrotności rozstępu ćwiartkowego powyżej górnego kwartyla i poniżej kwartyla dolnego, określane są jako ekstremalne (Twardosz 2005). Pozostałe wartości traktowane są jako elementy odstające, czyli takie, które dostały się do bazy danych np. wskutek błędów pomiarowych. Wyróżnione na podstawie rozstępu ćwiartkowego granice przedziałów z wartościami anomalnymi, ekstremalnymi i odstającymi zależą od kierunku i stopnia asymetrii rozkładów empirycznych i nie dają informacji o częstości przewyższenia (lub nieosiągnięcia) ocenianych wartości.

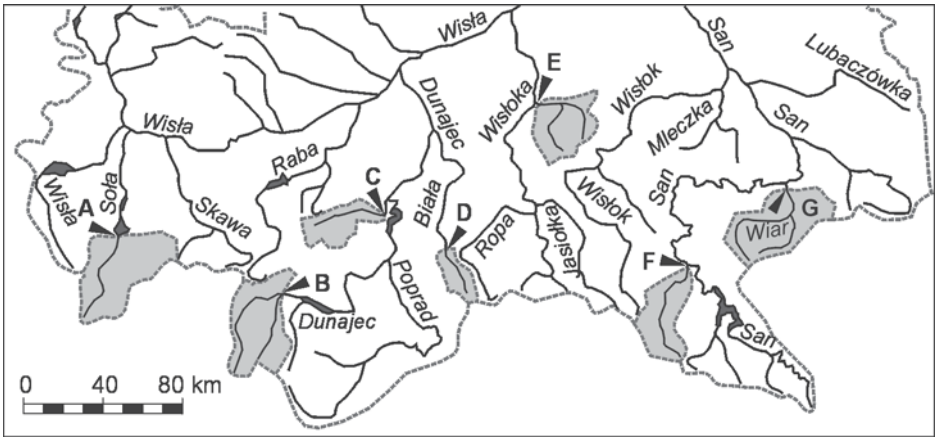
Do wyróżniania obserwacji typowych, anomalnych i ekstremalnych można zastosować klasyfikację opartą tylko na wartościach kwantyli określonego rzędu. Jej podstawę stanowi szereg empirycznych kwantyli wyznaczony na podstawie wieloletniej serii danych. Zwykle obserwacje zawarte między kwantylem rzędu 25% i 75% traktuje się jako „typowe" (Jóźwiak, Podgórski 2006). Za obserwacje rzadkie, odstające, uznaje się te, które w danym zbiorze stanowią 10% przypadków o najniższych wartościach i 10% przypadków o wartościach najwyższych (Crowe 1987). W innych wariantach klasyfikacji kwantylowej pełny zakres zmienności analizowanej zmiennej losowej dzieli się na ustaloną liczbę przedziałów (od kilku do 20) o stałej szerokości (5% lub 10%), a następnie wyróżnionym przedziałom przyporządkowuje się odpowiednie nazwy (od ekstremalnie niskich do ekstremalnie wysokich). Klasyfikacje kwantylowe były stosowane m.in. w opracowaniach dotyczących oceny warunków termicznych (Owczarek 2005; Miętus i in. 2002). Podstawowa wada tych klasyfikacji wynika z faktu, że wartości kwantyli zależą od długości serii i od charakteru okresu (mokry, suchy), dla którego są wyznaczane. Zwykle dysponuje się krótkimi seriami danych, które nie stwarzają podstawy do wyznaczenia wartości „obiektywnie" rzadkich, charakteryzujących się małą częstością pojawiania się – np. raz na 100 lat. Klasyfikacja kwantylowa pozwala wyróżnić wartości typowe, anomalne i ekstremalne, ale tylko w odniesieniu do tego okresu, na podstawie którego została opracowana (klasyfikacja nie jest uniwersalna) i z tego względu nie powinna być stosowana do kolejnych lat. Wyniki klasyfikacji są porównywalne tylko wówczas, gdy dysponuje się seriami danych o tej samej długości i z tego samego wielolecia.

Celem niniejszej pracy jest przedstawienie klasyfikacji przepływu w poszczególnych miesiącach, półroczach i latach hydrologicznych, która eliminowałaby wady przedstawionych powyżej metod i pozwalałaby jednoznacznie i obiektywnie stwierdzić, które wartości przepływu należy uznać za typowe, które za anomalne, a które za ekstremalne. Zdaniem autora cechy takie posiada klasyfikacja kwantylowa, ale oparta nie na przedziałach kwantylowych rozkładu empirycznego, ale na przedziałach kwantylowych wyznaczanych z rozkładu prawdopodobieństwa. W dalszej części artykułu zostaną przedstawione jej założenia i zostanie ona zastosowana dla wybranych zlewni karpackich.

Obszar i okres badań

Klasyfikacja kwantylowa zostanie zastosowana do oceny średnich przepływów miesięcznych, półrocznych i rocznych w wybranych zlewniach, reprezentujących różne części regionu karpackiego (ryc. 1). W opracowaniu wykorzystano dane hydrometryczne z lat hydrologicznych 1961–1995. Okres ten

charakteryzował się spadkową, choć nieistotną statystycznie tendencją opadów (Cebulak 1997, 1999). Znaczne sumy opadów notowano w latach 1965–1980 (największe w 1974, 1966, 1970, 1980 i 1965). Niewielkie sumy opadów charakteryzowały okres od 1961 do 1964 r. i – z przerwami – od 1982 do 1995 r.



Ryc. 1. Rozmieszczenie analizowanych zlewni i posterunków wodowskazowych; A – Soła–Żywiec (784,8 km^2), B – Dunajec–Nowy Targ–Kowaniec (681,1 km^2), C – Łososina–Jakubkowice (342,6 km^2), D – Biała–Grybów (209,7km^2), E – Wielopolka–Brzeźnica (483,6 km^2), F – Osława–Zagórz (505,2 km^2), G – Wiar–Krówniki (788,9 km^2)

Założenia klasyfikacji kwantylowej

W opracowaniu przyjęto założenie, że parametr, na podstawie którego zostanie przeprowadzona klasyfikacja przepływów w określonej jednostce czasu (w ciągu miesiąca, półrocza, roku), musi uwzględniać wszystkie wartości, które wtedy wystąpiły. Wykorzystano więc wartości średnich arytmetycznych obliczone z dobowych wartości przepływów, które wystąpiły w rozpatrywanych jednostkach czasowych. Zastosowanie maksymalnych i minimalnych wartości nie może stanowić podstawy do oceny przepływów, gdyż nie są one wypadkową wszystkich elementów, a poza tym podlegają dużym przypadkowym wahaniom.

Klasyfikacja przepływów przeprowadzona zostanie na podstawie założeń zaprezentowanych w tab. 1. W proponowanej klasyfikacji za typowe należy uznać wartości średniego przepływu zawarte w przedziale między dolnym i górnym kwartylem. Za anomalne uznaje się wartości zawarte w przedziale od kwantyla rzędu 5% do kwantyla rzędu 10% lub od kwantyla rzędu 90% do kwantyla rzędu 95%. Mianem ekstremalnych określane będą wartości mniejsze niż wartość kwantyla rzędu 5% lub większe od kwantyla rzędu 95%.

Tab. 1. Kryteria klasyfikacji przepływu

Klasa	Kwantyle (%)	Charakterystyka przepływu
1	do 5	Ekstremalnie niski (*extremly low*)
2	<5;10)	Anomalnie niski (*anomaly low*)
3	<10;25)	Niski (*low*)
4	<25; 75>	Typowy (*typical*)
5	(75; 90>	Wysoki (*high*)
6	(90; 95>	Anomalnie wysoki (*anomaly high*)
7	Ponad 95	Ekstremalnie wysoki (*extremly high*)

Pełna klasyfikacja powinna uwzględniać nie tylko wartości, które wystąpiły w okresie obserwacji instrumentalnych, ale także te, które mogły wystąpić w okresie wcześniejszym, i te, które będą mogły wystąpić w przyszłości. Powinna dawać możliwość wyznaczenia przepływów występujących naprawdę rzadko – od 5 do 10 przypadków na 100 lat (przepływy anomalne) lub występujących mniej niż 5 razy na 100 lat (przepływy ekstremalne). Kwantyle wyznaczone z danego ciągu obserwacyjnego są ograniczone jego liczebnością, która najczęściej jest mniejsza niż 100 elementów. W przypadku zlewni karpackich wiarygodne serie obserwacyjne zawierają zwykle od 20 do 50 elementów. Tak krótkie serie danych nie dają możliwości wydzielenia przepływów o małym okresie powtarzalności. Wówczas jedynym rozwiązaniem jest ekstrapolacja wykresu sumowanych częstości przepływów poza obszar zdarzeń obserwowanych przy zastosowaniu krzywych teoretycznych (funkcji rozkładu prawdopodobieństwa) (Byczkowski 1999). Z powyższych względów klasyfikację przepływów postanowiono oprzeć na przedziałach kwantylowych wyznaczonych z krzywych prawdopodobieństwa, a nie z wykresów sumowanych częstości.

Wykorzystanie rozkładów prawdopodobieństwa do klasyfikowania wielkości przepływu nie znalazło w Polsce większego zastosowania, natomiast wiele uwagi temu zagadnieniu poświęcono w rosyjskiej literaturze hydrologicznej. Przykłady zastosowania rozkładów prawdopodobieństwa średnich rocznych przepływów do wydzielania lat suchych, przeciętnych i mokrych znaleźć można m.in. w pracy A. W. Rożdienstwienskiego i A. L. Czebotariewa (1974).

Konstrukcja klasyfikacji kwantylowej średnich miesięcznych, półrocznych i rocznych przepływów wybranych rzek karpackich

Dla wybranych zlewni na podstawie dobowych wartości przepływu obliczono średnie przepływy miesięczne, półroczne i roczne. Następnie za pomocą testu Grubsa-Becka sprawdzono, czy w seriach danych nie występują ele-

menty wątpliwe, których wartości znacznie odbiegają od pozostałych wartości. Jeżeli elementy takie występowały, były one poddawane weryfikacji. Jej wyniki nie dały jednakże podstaw do tego, by jakikolwiek element odrzucić z analizowanych serii. Następnie ciągi danych sprawdzono pod kątem niezależności (wykorzystano test serii) i jednorodności statystycznej (zastosowano test sumy rang Kruskala-Wallisa oraz test współczynnika korelacji rangowej Spearmana na trend).

Stwierdzono, że serie są jednorodne, a ich elementy są niezależne, co pozwoliło dopasować do ich rozkładów empirycznych funkcje rozkładów teoretycznych. Do aproksymacji rozkładów empirycznych zastosowano następujące funkcje rozkładów teoretycznych: gamma, logarytmiczno-normalną, Weibulla i logarytmiczno-gamma. Estymacja parametrów kształtu i skali rozważanych funkcji rozkładów prawdopodobieństwa, przy różnych wartościach dolnego ograniczenia, wykonana została metodą największej wiarygodności (MNW).

Do 35-letnich serii przepływów średnich z każdego miesiąca, półrocza i roku dopasowano każdy z branych pod uwagę rozkładów teoretycznych. Za zgodne przyjmowano te z nich, które charakteryzowały się istotnym statystycznie dopasowaniem. Do weryfikacji zgodności i najlepszego dopasowania rozkładów teoretycznych do określonego rozkładu empirycznego zastosowano test χ^2 Pearsona oraz test λ-Kołmogorowa.

Za najbardziej wiarygodny uznawano ten z rozważanych typów rozkładów, dla którego wartość kryterium informacyjnego Akaike (AIC) była najmniejsza (Mitosek 2003). Najbardziej wiarygodne rozkłady prawdopodobieństwa średnich przepływów miesięcznych, półrocznych i rocznych zestawiono w tab. 2. Końcowy etap analizy obejmował wyznaczenie kwantyli stanowią-

Tab. 2. Najbardziej wiarygodne rozkłady prawdopodobieństwa przepływów średnich miesięcznych, półrocznych i rocznych w świetle kryterium informacyjnego Akaike (ACI)

Posterunek	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Półrocze letnie	Półrocze zimowe	Rok
Soła–Żywiec	*G*	*G*	*W*	*LN*	*G*	*G*	*LG*	*G*	*W*	*W*	*W*	*LG*	*W*	*W*	*W*
Dunajec–Nowy Targ–Kowaniec	*W*	*G*	*W*	*LG*	*W*	*LN*	*LN*	*W*	*W*	*G*	*W*	*G*	*W*	*W*	*LN*
Łososina–Jakubkowice	*W*	*W*	*G*	*LN*	*W*	*G*	*W*	*W*	*LN*	*G*	*W*	*LN*	*G*	*W*	*LG*
Biała–Grybów	*W*	*W*	*W*	*G*	*W*	*W*	*G*	*G*	*W*	*LN*	*W*	*LG*	*W*	*W*	*W*
Wielopolka–Brzeźnica	*LG*	*W*	*LN*	*LG*	*G*	*LN*	*W*	*LG*	*LG*	*LG*	*LN*	*LG*	*LN*	*G*	*LG*
Osława–Zagórz	*W*	*W*	*LG*	*W*	*W*	*G*	*LG*	*G*	*G*	*W*	*W*	*LN*	*LG*	*W*	*LN*
Wiar–Krówniki	*G*	*G*	*LG*	*LN*	*G*	*LG*	*LG*	*G*	*LG*	*G*	*G*	*LG*	*LG*	*G*	*LG*

cych wartości graniczne poszczególnych klas, oszacowanie błędów kwantyli i zastosowanie klasyfikacji do ciągów danych z lat 1961–1995 (tab. 3 i 4).

Tab. 3. Klasyfikacja przepływu w wybranych zlewniach karpackich w latach 1961–1995. Półrocze zimowe. A–G – zlewnie (oznaczenia jak na ryc. 1)

Rok	XI							XII							I							II							III							IV							Półrocze zimowe						
	A	B	C	D	E	F	G	A	B	C	D	E	F	G	A	B	C	D	E	F	G	A	B	C	D	E	F	G	A	B	C	D	E	F	G	A	B	C	D	E	F	G	A	B	C	D	E	F	G
1961	3	4	4	6	5	5	7	3	4	4	5	5	4	5	1	4	3	3	4	4	6	4	4	4	4	5	3	5	4	4	2	3	3	1	4	4	3	2	2	3	1	4	2	3	1	3	4	2	5
1962	2	5	4	4	3	2	1	4	4	5	4	3	1	1	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	3	4	4	4	4	5	4	4	5	4	7	7	7	7	5	6	5	7	7	7	6	4	4	4
1963	4	4	3	4	3	4	3	3	3	3	4	1	3	3	4	2	2	4	1	4	3	1	1	1	1	1	3	3	4	4	7	4	7	4	5	4	5	4	5	5	5	4	3	4	4	4	4	4	4
1964	4	4	3	4	4	4	4	2	3	1	1	3	3	1	1	1	1	1	2	4	1	2	1	1	2	3	5	1	4	2	4	4	7	6	5	5	6	6	7	7	7	7	3	4	3	4	5	7	6
1965	7	7	7	7	4	5	5	4	5	4	4	4	5	5	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	5	5	6	7	6	7	6	7	4	5	4	4	4	4	4	5	7	5	6	5	6	7
1966	4	3	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	5	5	3	3	3	3	4	4	4	7	7	7	7	7	7	7	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	3	4	4	5	6	5	5	4	5
1967	4	4	5	5	5	5	7	4	4	6	4	6	4	5	4	4	4	4	4	4	4	5	5	6	5	7	4	6	7	7	4	7	5	7	7	5	4	4	5	6	6	6	6	5	7	7	7	7	7
1968	2	1	2	2	4	2	3	5	4	4	3	4	3	4	4	3	4	1	4	2	4	5	4	5	5	5	6	5	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	3	4	4	3	4	3	4	2	4	4	4
1969	4	4	4	4	5	4	5	1	2	1	4	4	4	4	3	2	2	3	3	4	3	4	4	4	4	4	4	4	1	3	2	2	4	2	4	4	3	4	4	6	4	6	1	1	1	3	4	4	4
1970	4	3	3	1	3	3	4	1	3	2	1	1	3	4	4	4	4	4	3	6	6	3	4	3	1	1	4	4	4	4	6	4	4	4	4	4	4	4	4	4	5	4	3	4	4	3	4	4	4
1971	5	5	5	5	5	5	4	4	4	4	4	5	5	4	4	5	4	5	5	7	5	4	5	4	4	5	4	4	4	4	4	4	4	4	4	3	4	4	2	3	4	3	4	4	4	4	4	4	4
1972	4	4	3	3	2	4	3	7	6	5	5	3	5	5	3	4	3	3	1	3	4	4	4	4	4	2	4	4	1	1	1	1	1	1	2	4	4	4	3	1	4	3	4	3	2	2	1	3	3
1973	4	4	4	4	4	5	4	4	4	4	3	4	4	4	2	4	2	2	3	4	3	4	4	4	4	5	5	4	4	4	5	4	4	4	4	4	4	4	4	2	4	4	3	4	4	4	4	4	4
1974	4	1	4	4	4	4	4	4	3	3	4	4	4	4	7	5	7	6	4	4	4	5	5	4	5	4	5	4	2	3	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	4	1	3	2	3	3	3
1975	5	5	6	7	7	5	6	7	6	5	6	6	4	5	5	7	5	7	6	4	6	3	4	3	4	4	1	4	4	4	3	3	3	4	3	4	4	5	4	4	4	4	5	5	5	5	5	4	4
1976	3	4	3	3	4	3	4	4	3	4	4	4	2	4	5	5	7	6	6	4	5	4	3	4	4	5	4	4	4	4	4	4	5	4	5	6	6	4	6	5	7	6	4	5	4	5	5	4	5
1977	4	4	4	4	4	4	4	4	5	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	6	7	7	7	6	7	6	5	7	5	5	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	6	6	5	5	4	5	4
1978	5	4	3	3	3	4	4	4	3	4	3	4	2	4	4	4	4	4	4	2	4	4	3	4	4	4	4	4	4	5	4	4	4	4	5	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
1979	4	4	4	4	5	4	4	4	4	4	4	5	5	4	4	4	4	4	5	7	5	4	4	4	4	4	4	5	5	5	5	5	5	5	4	3	3	3	3	4	4	4	4	4	4	5	6	4	4
1980	5	7	5	6	5	6	5	5	5	4	4	5	4	5	3	4	3	4	4	4	3	4	4	4	4	4	4	4	3	3	3	3	4	4	3	4	4	4	5	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
1981	4	5	5	5	7	5	6	4	4	4	4	7	4	5	4	4	4	4	7	4	5	4	5	5	4	5	3	5	7	6	4	5	5	6	5	1	1	1	2	4	1	3	4	4	4	7	4	5	5
1982	7	7	7	6	6	5	6	4	4	4	4	5	4	4	6	6	5	6	7	5	6	4	4	3	3	4	1	3	4	4	4	4	4	4	4	4	3	4	4	4	4	4	4	4	4	5	4	4	4
1983	3	3	1	3	3	3	3	4	4	4	4	4	6	4	7	7	7	7	4	6	6	4	5	3	4	3	4	4	7	5	6	7	5	7	5	4	4	4	4	4	3	4	6	4	4	6	4	6	4
1984	3	4	3	3	4	4	3	4	4	4	4	4	4	3	4	4	3	4	3	3	2	4	3	3	4	4	2	3	2	3	3	3	3	3	1	3	4	4	4	4	3	3	1	1	2	1	3	1	1
1985	3	4	3	4	4	4	3	2	3	3	3	3	3	1	3	2	2	3	3	2	2	4	2	4	4	3	1	1	4	4	5	4	4	4	4	4	4	4	4	3	4	4	3	4	4	3	3	3	3
1986	4	4	4	4	4	4	4	7	7	7	7	7	7	7	4	4	4	5	5	5	5	3	4	3	4	3	3	4	4	4	4	4	4	4	4	4	3	3	4	4	4	3	4	4	4	4	4	5	4
1987	2	1	3	2	3	2	3	2	1	3	1	3	1	2	4	1	4	4	3	1	3	5	3	5	5	4	4	4	4	2	4	4	4	4	4	6	5	5	5	4	4	4	4	3	4	4	3	3	4
1988	5	4	5	4	4	4	4	6	7	7	7	5	7	5	4	5	4	4	4	5	4	4	4	4	4	4	4	4	4	3	4	4	4	4	4	4	4	4	4	3	4	4	4	4	4	4	5	4	4
1989	3	2	4	3	3	2	3	5	5	6	6	4	4	5	4	4	5	4	4	4	4	5	6	4	4	4	6	4	4	4	2	2	2	4	1	3	4	3	2	3	4	4	4	4	4	3	3	4	4
1990	3	4	4	4	3	3	4	5	5	4	4	4	4	4	4	4	4	4	3	3	3	4	4	4	4	4	4	4	4	4	3	3	2	3	3	4	4	4	4	4	4	5	4	4	4	1	2	4	4
1991	6	5	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	2	4	2	3	4	3	2	2	3	4	4	4	3	3	2	1	4	3	2	1	2	2	2	3	2	3	2	2
1992	5	4	4	4	4	5	4	3	4	4	3	3	2	3	5	4	5	4	5	4	4	5	4	6	5	5	4	4	5	5	4	5	4	5	4	5	4	4	4	4	4	3	5	4	4	4	4	4	4
1993	4	6	5	5	5	7	6	4	4	4	4	4	4	4	5	6	6	5	5	4	4	4	4	3	3	4	3	4	5	4	4	4	4	4	4	4	4	6	5	5	4	5	5	4	5	5	4	4	5
1994	3	4	1	1	1	3	2	4	3	2	3	3	4	3	4	4	4	4	4	4	3	4	4	3	4	3	4	3	7	5	5	4	3	4	4	5	5	5	5	5	4	3	5	4	4	4	3	3	1
1995	5	4	4	4	4	4	4	4	4	4	5	4	4	4	5	5	4	4	4	4	4	5	5	4	5	4	5	4	4	4	4	4	3	4	3	5	4	6	5	4	4	4	5	4	4	5	4	4	4

Szczegółowy opis procedur wykrywania elementów odstających, badania jednorodności statystycznej i niezależności elementów ciągów, a także zagadnień doboru funkcji rozkładów teoretycznych do rozkładów empirycznych i określania ich zgodności, znaleźć można m.in. w pracy *Zasady obliczania*… (2005) oraz w monografii S. Węglarczyka (1998). Problem doboru najbardziej wiarygodnego rozkładu teoretycznego i szacowania jego parametrów jest także poruszany w opracowaniu H. T. Mitoska (2003).

Tab. 4. Klasyfikacja przepływu w wybranych zlewniach karpackich w latach 1961–1995. Półrocze letnie. A–G – zlewnie (oznaczenia jak na ryc. 1)

Rok	V							VI							VII							VIII							IX							X							Półrocze letnie							ROK						
	A	B	C	D	E	F	G	A	B	C	D	E	F	G	A	B	C	D	E	F	G	A	B	C	D	E	F	G	A	B	C	D	E	F	G	A	B	C	D	E	F	G	A	B	C	D	E	F	G	A	B	C	D	E	F	G
1961	4	2	3	3	3	1	4	4	4	4	2	1	3	4	4	3	3	3	3	3	4	4	4	4	4	4	2	4	1	2	1	1	1	1	1	1	3	1	1	1	1	1	1	3	1	1	1	1	3	1	4
1962	7	6	5	5	4	4	4	7	6	7	7	7	5	7	3	5	6	4	4	4	4	1	4	4	4	3	3	4	2	2	3	4	3	2	3	2	3	3	3	4	3	2	3	5	5	6	5	5	4	4	6	6	7	7	4	4	4
1963	5	4	4	4	4	4	4	3	2	1	1	3	1	2	2	1	3	2	4	1	1	4	4	3	1	4	3	1	5	4	3	1	3	4	2	6	5	5	4	4	4	4	4	3	3	1	3	2	1	4	3	3	2	4	2	3
1964	3	3	4	4	4	4	4	4	4	1	3	1	1	3	4	4	3	2	1	3	4	4	4	4	4	3	4	4	4	4	3	4	2	4	4	4	6	4	5	3	4	4	4	4	3	4	1	3	4	3	4	2	4	4	4	4
1965	6	6	6	4	4	4	4	7	7	7	4	6	5	5	4	4	4	4	5	5	5	4	6	5	6	7	7	7	4	5	4	4	5	5	6	4	4	4	4	4	3	4	5	7	7	4	6	5	6	6	7	7	6	6	7	7
1966	5	4	7	4	7	4	3	4	5	4	4	5	4	4	6	4	5	4	6	4	4	4	4	5	4	7	6	7	4	4	4	4	6	5	6	3	3	4	3	4	4	4	5	4	5	4	6	4	4	5	4	5	4	7	4	5
1967	4	5	5	5	5	5	6	4	4	4	5	5	4	5	1	3	4	3	4	3	4	3	4	4	3	4	1	3	4	4	4	4	3	4	1	3	4	4	4	4	4	2	3	4	4	4	4	4	4	4	4	5	5	6	5	6
1968	4	1	4	2	4	4	1	5	4	4	3	4	1	2	6	5	5	5	4	4	4	4	5	4	5	4	5	6	5	4	4	4	5	7	7	5	5	5	5	6	5	7	5	4	4	4	4	4	4	5	4	4	4	4	4	4
1969	2	1	1	1	3	3	4	4	4	4	3	3	5	7	4	4	4	4	4	4	5	4	4	5	6	4	4	5	3	3	3	2	3	3	4	2	1	3	1	4	3	4	4	4	4	3	4	4	5	1	1	3	4	4	5
1970	3	4	3	4	4	5	5	4	5	5	4	5	4	5	7	7	7	7	7	5	5	7	5	7	5	5	5	5	4	4	4	4	5	4	4	6	4	5	4	5	4	4	7	6	6	5	6	5	5	5	5	6	4	4	4	5
1971	4	3	4	4	4	4	4	4	3	4	4	4	4	3	5	4	4	4	4	4	4	4	3	3	3	3	4	3	4	4	4	3	3	3	4	4	4	3	4	3	4	3	4	3	4	3	4	3	3	4	3	4	3	4	4	3
1972	4	4	4	4	3	4	4	3	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	7	7	7	5	5	5	4	4	5	4	6	4	5	6	4	4	4	4	4	4	5	5	5	4	4	4	4	4	4	4	4	1	3	4
1973	3	4	3	3	1	4	5	1	4	5	4	4	6	5	4	6	5	7	7	6	7	3	4	4	4	4	4	4	3	1	3	3	4	3	4	3	1	3	4	4	4	4	1	4	4	4	4	4	5	6	1	4	4	4	4	5
1974	4	4	4	3	1	4	4	6	6	5	6	7	7	7	5	5	5	5	5	5	6	4	4	4	5	5	5	4	4	4	3	4	4	4	4	7	7	7	7	7	7	7	6	5	5	7	6	7	6	5	5	5	4	6	5	5
1975	3	4	4	4	5	4	4	5	5	5	6	6	5	5	6	5	6	4	4	4	4	4	5	5	4	4	5	4	4	4	4	3	4	4	4	5	5	5	4	5	4	4	5	5	5	5	5	4	4	5	6	6	5	5	4	4
1976	5	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	3	3	2	2	3	4	3	4	4	4	3	4	3	2	5	5	4	4	3	4	4	4	4	4	5	3	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
1977	2	4	2	2	4	3	4	3	3	3	2	3	3	4	4	3	4	3	4	4	4	5	4	5	4	4	4	4	4	4	4	4	3	4	4	4	4	4	4	2	3	4	4	4	4	2	3	4	4	5	4	4	4	4	4	4
1978	4	5	6	5	6	6	6	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	5	5	4	5	4	5	5	5	5	4	4	7	5	6	7	7	5	5	6	5	5	5	5	5	5	5	4	5	5	5	5	5	5	4	4	4	4	4
1979	4	4	4	4	4	4	4	2	4	3	4	4	1	3	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	5	6	5	4	4	4	4	4	4	3	4	4	4	4	4	4	3	4	3	4	4	4	4	4	4	4	3	3	3	4	5	4
1980	4	4	4	4	5	4	4	4	4	4	5	5	7	5	6	7	6	7	7	7	7	6	6	5	5	7	5	6	6	4	7	5	7	5	5	7	7	7	7	7	7	7	7	7	6	6	7	7	7	6	7	5	6	7	7	7
1981	4	1	4	4	4	2	4	5	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	5	4	4	4	4	4	4	4	5	5	6	5	4	4	4	4	4	4	4	4	5	5	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	6	4	4	4
1982	4	4	4	3	4	4	4	4	3	1	1	4	4	3	5	5	4	4	4	5	4	4	4	1	2	4	4	3	4	3	4	2	4	4	3	2	3	2	3	4	4	3	4	4	2	2	4	4	3	4	4	3	4	4	4	4
1983	4	3	4	4	5	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	5	7	4	4	4	2	4	4	5	5	4	4	1	4	4	5	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	3	4	4	5	4	4	4	4	4	4	7	4	4	4
1984	4	4	4	5	4	4	4	4	4	3	4	4	4	4	4	4	4	5	5	5	4	4	4	3	4	4	4	4	5	4	4	4	4	5	3	4	5	4	4	4	4	5	4	4	4	4	4	4	5	4	3	3	2	3	3	4	2
1985	6	5	4	5	4	7	5	5	5	4	6	4	5	4	4	4	4	4	4	4	4	6	7	6	7	5	6	4	4	4	4	5	5	4	4	4	4	4	4	4	4	4	5	5	5	7	4	5	4	4	5	4	6	4	5	4
1986	3	4	1	4	4	3	3	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	3	4	4	3	3	3	3	3	4	4	2	3	3	3	3	3	4	3	3	4	3	3	3	3	4	2	4	4	4	4
1987	7	7	6	7	6	6	5	4	4	3	3	4	4	4	2	1	3	3	3	3	3	4	3	4	4	4	4	3	3	4	4	5	4	4	4	3	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	3	4	4
1988	3	4	3	3	3	3	1	4	4	4	4	2	4	3	4	4	4	4	4	3	3	4	4	4	4	4	4	4	5	6	4	4	4	7	7	3	4	2	3	3	4	4	3	4	3	3	4	3	4	3	4	4	4	4	3	4
1989	5	7	6	7	7	7	7	4	5	5	5	4	4	4	4	4	5	4	4	3	4	4	4	4	4	4	3	4	4	7	7	5	4	4	5	4	5	4	4	4	4	1	4	4	6	5	5	4	5	5	4	5	5	4	3	5	4
1990	4	4	4	5	1	4	4	1	1	4	3	2	3	4	4	3	4	4	3	4	4	4	3	4	4	3	4	4	7	7	7	6	5	4	4	4	5	4	4	4	4	4	4	4	4	4	3	4	4	4	4	4	1	3	4	4
1991	4	4	6	5	5	5	7	3	4	3	3	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	7	7	6	5	4	5	5	4	4	4	4	4	4	4	4	4	5	5	4	6	5	4	4	4	4	4	4	5	4	4	4	4	3	4	4
1992	4	4	4	4	4	4	4	3	4	4	5	3	5	4	2	3	3	3	3	3	2	1	1	1	2	1	1	3	4	4	4	4	4	4	4	5	4	5	5	4	5	5	2	3	3	4	3	4	4	4	3	4	4	4	4	3
1993	1	2	1	1	3	1	1	2	2	2	3	4	3	1	4	4	3	4	4	5	3	3	3	1	3	3	4	3	4	4	3	4	1	4	4	3	4	4	2	3	2	4	2	1	1	1	2	2	4	1	3	3	4	4	4	4
1994	4	4	4	3	4	4	1	4	4	4	5	5	4	4	1	1	1	1	1	1	1	3	1	3	1	3	3	2	3	1	2	2	3	3	4	4	4	4	4	5	4	4	2	2	4	3	4	4	4	1	4	3	4	3	3	1
1995	5	4	4	4	4	4	4	5	4	4	5	4	4	4	4	4	3	4	3	3	3	4	4	1	4	1	3	1	4	4	4	5	4	4	4	4	3	2	3	2	3	3	4	4	4	4	4	4	3	2	5	4	4	4	3	4

Miesiące, półrocza i lata o ekstremalnym i anomalnym przepływie w wieloleciu 1961–1995 w wybranych zlewniach karpackich

Na podstawie dokonanej oceny średnich przepływów miesięcznych, półrocznych i rocznych w latach 1961–1995 można stwierdzić, że wartości anomalnie lub ekstremalnie niskie wystąpiły w każdej serii nie więcej niż 5 razy, a wartości anomalnie lub ekstremalnie wysokie nie więcej niż 6 razy. Szczególnie interesujące są te okresy, w których jednocześnie we wszystkich lub w większości analizowanych zlewni występowały wartości ekstremalne lub anomalne (tab. 5). Sytuacje, kiedy we wszystkich zlewniach jednocześnie występowały anomalnie i ekstremalnie wysokie przepływy, zdarzały się częściej niż sytuacje, kiedy we wszystkich analizowanych zlewniach występowały wartości anomalnie i ekstremalnie niskie. Wartości ekstremalnie i anomalnie wysokie wystąpiły we wszystkich zlewniach w grudniu 1986 r., lutym 1966 i 1977 r., lipcu 1980 r. oraz w październiku 1974 i 1980 r. Nietypowo wysokie wartości przepływu charakteryzowały we wszystkich zlewniach półrocze letnie 1980 r. oraz lata hydrologiczne: 1965 i 1980. Ekstremalnie i anomalnie niskie przepływy wystąpiły jednocześnie w analizowanych zlewniach tylko w marcu 1972, kwietniu 1974 i we wrześniu 1961 r.

Tab. 5. Okresy z ekstremalnymi lub anomalnymi wartościami przepływu we wszystkich (czcionka pogrubiona) lub w większości analizowanych zlewni

Przedział czasu	Ekstremalnie i anomalnie wysokie	Ekstremalnie i anomalnie niskie
XI	1965, 1975, 1982	1968, 1987
XII	1975, **1986**, 1988	1964, 1970
I	1982, 1975, 1983	1964, 1985
II	**1966**, **1977**	1963, 1964
III	1965, 1967, 1983	1969, **1972**, 1974, 1989
IV	1962, 1964, 1976	**1974**, 1981, 1991
V	1978, 1987, 1989	1969
VI	1962, 1965, 1974	1963
VII	1970, 1973, **1980**	1963
VIII	1965, 1980, 1985	1992
IX	1978, 1990	**1961**
X	**1974**, **1980**	1961
Półrocze letnie	1965, 1970, 1974, **1980**	1961
Półrocze zimowe	1962, 1965	1984, 1991
Rok	1962, **1965**, **1980**	1961

Podsumowanie

Przedstawiona w pracy klasyfikacja oparta jest na przedziałach kwantylowych średnich miesięcznych, półrocznych i rocznych wartości przepływów.

Przedziały kwantylowe nie są wyznaczane z rozkładów empirycznych (charakteryzujących próby losowe), ale z krzywych rozkładów prawdopodobieństwa (charakteryzujących własności statystyczne populacji generalnych). Dzięki temu możliwe jest jednoznaczne określenie przedziałów, w których zawierają się wartości obiektywnie rzadkie (ekstremalne i anomalne), nawet w tych sytuacji gdy dysponuje się stosunkowo krótkimi seriami danych (przynajmniej 30 elementów).

Klasyfikacja pozwala określić, w jakim przedziale prawdopodobieństwa występują oceniane wartości przepływu oraz jaki jest przeciętny okres ich powtarzalności. Znajomość własności probabilistycznych przepływów, stanowiących granice poszczególnych przedziałów wyróżnionych w ramach przedstawionej klasyfikacji, gwarantuje porównywalność wyników uzyskiwanych z różnych posterunków wodowskazowych.

Przepływy prawdopodobne odnoszą się do danych obejmujących nie tylko okres obserwacji instrumentalnych, ale także lata przeszłe, jak i przyszłe, dlatego przedstawiona klasyfikacja może służyć do oceny przepływów w odniesieniu do kolejnych lat. Pod tym względem jest ona uniwersalna.

Przedstawiona klasyfikacja pozwala w obiektywny i jednoznaczny sposób wyznaczyć strefy przepływów typowych, anomalnych i ekstremalnych (przedziały wartości przepływów o małym okresie powtarzalności), a co za tym idzie zidentyfikować okresy suche, typowe i wilgotne.

Klasyfikację zastosowano dla wybranych zlewni cząstkowych dorzecza Wisły reprezentujących różne części Karpat Polskich. Stwierdzono, że w każdej zlewni wartości ekstremalne i anomalne w okresie 1961–1995 wystąpiły w poszczególnych miesiącach, półroczu letnim i zimowym oraz w wieloleciu maksymalnie 5–6 razy. W niektórych okresach wartości ekstremalne lub anomalne wystąpiły we wszystkich zlewniach jednocześnie.

Opracowanie wykonano w ramach projektu zamawianego PBZ-KBN-086/P04/2003.

Literatura

Byczkowski A. (1999): *Hydrologia*, t. I, Wyd. SGGW, Warszawa.
Cebulak E. (1997): *Variability of precipitation in selected regions of the Carpathians in the years 1951–1995*, Geogr. Polon., 70; 65–76.
Cebulak E. (1998–1999): *Charakterystyka wysokich opadów wywołujących wezbrania rzek karpackich*, Folia Geogr., ser. Geogr.-Phys., 29–30; 43–65.
Crowe P. R. (1987): *Problemy klimatologii ogólnej*, PWN, Warszawa.
Dębski (1970): *Hydrologia*, Arkady, Warszawa.
Jóźwiak J., Podgórski L. (2006): *Statystyka od podstaw*, PWE, Warszawa.
Lorenc H., Suwalska-Bogucka M. (1995): *Tendencje termiczne zim w Polsce jako wskaźnik oceny zmienności klimatu*, Wiad. IMGW, 18, Warszawa; 3–28.
Miętus M., Owczarek M., Filipiak J. (2002): *Warunki termiczne na obszarze Wybrzeża i Pomorza w świetle wybranych klasyfikacji*, Mat. Bad. IMGW, Meteorologia, 36.

M i t o s e k H. T. (2003): *Problemy hydrologii stochastycznej*, Wydawnictwo Akademii Świętokrzyskiej, Kielce.

O w c z a r e k M. (2005): *Ekstremalne warunki termiczne na Wybrzeżu i Pomorzu według przedziałów kwantylowych średniej dobowej temperatury powietrza*.

R o ż d i e s t w i e n s k i A. W., C z e b o t a r i e w A. L. (1974): *Statisticzeskije metody w gidrologii*, Leningrad.

T w a r d o s z R. (2005): *Dobowy przebieg opadów atmosferycznych w ujęciu synoptycznym i probabilistycznym na przykładzie Krakowa (1886–2002)*, Inst. Geogr. i Gosp. Przestrzennej UJ, Kraków.

W ę g l a r c z y k S. (1998): *Wybrane problemy hydrologii stochastycznej*, Monografie Politechniki Krakowskiej, 235, ser. Inżynieria Sanitarna i Wodna.

Zasady obliczania największych przepływów rocznych o określonym prawdopodobieństwie przewyższenia. Długie ciągi pomiarowe przepływów, IMGW, Warszawa 2005.

Mariusz Kostecki
Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań

Prognoza zagrożeń ujęcia wody w wyniku infiltracji zanieczyszczonych wód opadowych

Prognosis of the hazard of water intake as the result of infiltration of polluted rainwater

Abstract: The study presents the application of a numerical model in determining the amount and direction of filtration of polluted rainwater in the immediate alimentation zone of a water intake. The research focused on an infiltration type of water intake in the Warta valley in Poznań. In the construction of the mathematical model use was made of the SP2 calculation program from the HYDRYLIB program library. On the basis of computer calculations and simulations, the balance of exploitation as well as directions and intensity of the main streams of underground water in the intake area were determined. The results made it also possible to indicate variants of protection against the inflow of contaminated water from outside the intake zone.

Słowa kluczowe: modelowanie matematyczne wód podziemnych, bilans wód podziemnych, ujęcie wody.
Key words: numerical groundwater modelling, groundwater balance, water intake.

Wprowadzenie

Badania wykonano dla ujęcia wody podziemnej położonego w dolinie Warty, w obrębie aglomeracji Poznania. Jest to ujęcie infiltracyjne, a eksploatacja wód prowadzona jest systemem lewarowym. Po wybudowaniu autostrady A-2, przebiegającej przez ujęcie, zmianie uległa znaczna część jego infrastruktury, tym samym warunki eksploatacji. Wystąpiły również zagrożenia ujęcia, będące konsekwencją przekształceń terenu związanych bezpośrednio z budową i eksploatacją arterii komunikacyjnej. Potencjalne zagrożenie stanowi odpływ zanieczyszczonych wód opadowych z pasa autostrady, który stagnuje w niewielkich zbiornikach zlokalizowanych w obrębie węzła autostrady, w bezpośrednim sąsiedztwie ujęcia wody. Skonstruowanie modelu matematycznego i przeprowadzenie symulacji komputerowych eksploatacji ujęcia wody po-

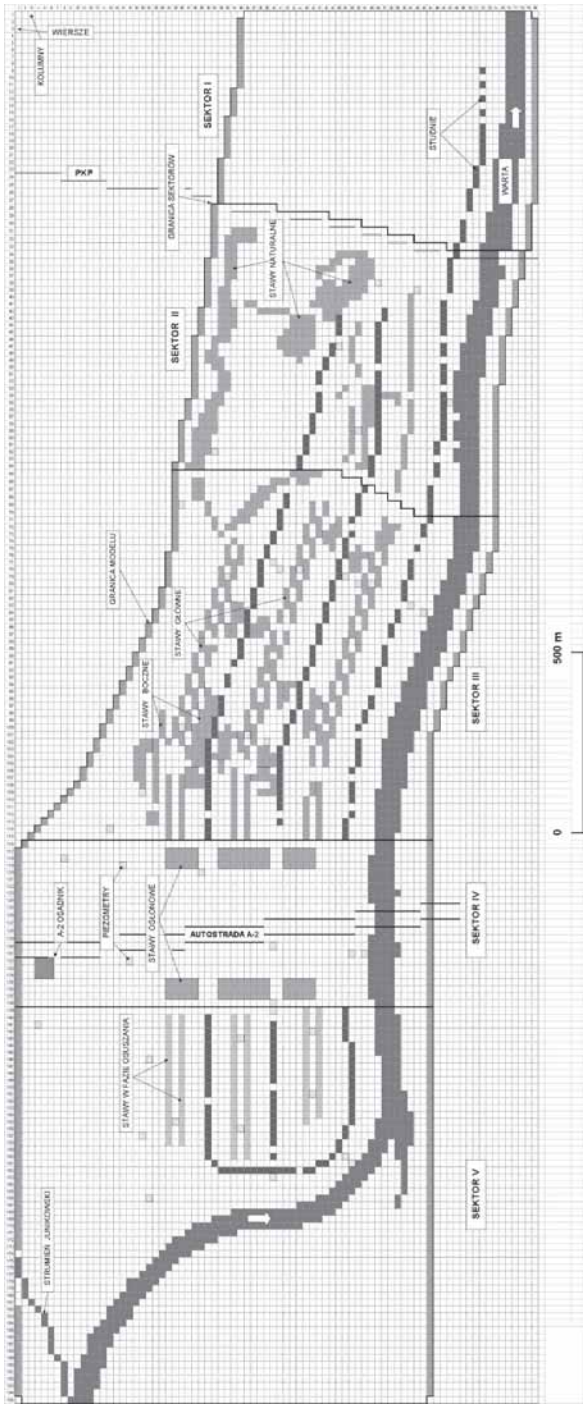
zwoliło na określenie rozwiązań prowadzących do ograniczenia dopływu zanieczyszczeń.

Charakterystyka obszaru badań

Badane ujęcie wody jest zlokalizowane w obrębie przełomowego odcinka doliny Warty. Zbiornik wodonośny charakteryzuje się mało urozmaiconą strukturą osadów, reprezentowanych głównie przez: piaski drobnoziarniste, piaski pylaste, a w części spągowej: piaski frakcji średnio- i gruboziarnistej oraz żwiry. Lokalnie występują również laminy facji zastoiskowej. Zbiornik ten, o szerokości miejscami do 1 km, wypełniają osady o miąższości do 18 m. Wody podziemne ujmowane są w dolinie za pomocą 310 studni wierconych podłączonych do lewarów, usytuowanych równolegle do rzeki Warty w odległości około 80 m (lewar I), 240 m (lewar II), 400 m (lewar III). Warstwa wodonośna częściowo alimentowana jest ze stawów infiltracyjnych o łącznej powierzchni około 27 ha.

Dyskretyzacja obszaru i warunki brzegowe modelu matematycznego

Analizowane ujęcie wód podziemnych było już wcześniej wykorzystane do modelowania (Kostecki 2000). Jednakże parametry (dyskretyzacja) oraz zasięg wcześniejszych opracowań nie pozwoliły na wykorzystanie istniejących modeli do rozwiązania postawionego celu. Także ze względu na zmiany, jakie spowodowało wybudowanie autostrady A-2, przystąpiono ponownie do konstrukcji modelu od podstaw. Obszar wokół ujęcia o powierzchni 432,72 ha zdyskretyzowano siatką kwadratową o wymiarach 195 wierszy i 80 kolumn (10 818 pól elementarnych). Granica modelu matematycznego została poprowadzona od strony zachodniej i wschodniej – wzdłuż krawędzi doliny Warty, natomiast od strony północnej i południowej – prostopadle do doliny. Uwzględniając główne założenia modelu strukturalnego oraz postawione cele rozwiązania numerycznego, przyjęto ortogonalną siatkę dyskretyzacyjną o kroku 20 m w układzie umożliwiającym odwzorowanie infrastruktury ujęcia. Przy pomocy bloków obliczeniowych z warunkami brzegowymi I rodzaju – Dirichleta (Emsellem 1975) – odwzorowano granice modelowanego obszaru; wzdłuż doliny Warty od strony zachodniej oraz od strony wschodniej (ryc. 1). Blokami z warunkiem brzegowym II rodzaju (Neumanna) odwzorowano pozostałe pole filtracji (oprócz Warty), w tym stawy infiltracyjne i eksploatację studni głębinowych. Warunkami mieszanymi (Dirichleta-Neumanna) III rodzaju odwzorowano przebieg rzeki Warty oraz jej lewobrzeżny dopływ – Strumień Junikowski (ryc. 1).

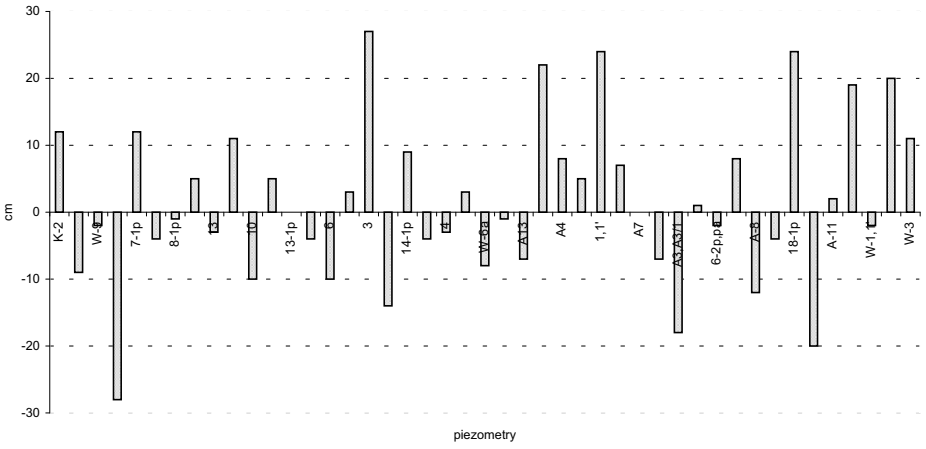


Ryc. 1. Schemat dyskretyzacji ujęcia wody podziemnej według stanu w czerwcu 2005 roku

Identyfikacja modelu

Do przeprowadzenia obliczeń wykorzystano program numeryczny typu SP2 należący do biblioteki programów HYDRYLIB, przeznaczony do stacjonarnych symulacji hydrodynamicznych w układzie jednowarstwowym. Ze względu na dynamiczny charakter zwierciadła wód podziemnych w strefie ujęcia, do obliczeń przyjęto schemat filtracji ustalonej w warunkach naporowych. Kalibrację modelu realizowano poprzez rozwiązanie zadania odwrotnego, polegającego na odtworzeniu określonego położenia zwierciadła wody poprzez korektę określonych parametrów filtracyjnych oraz warunków brzegowych (Brylska i in. 1982). Identyfikacja warunków eksploatacji ujęcia wody została poprzedzona schematyzacją, a następnie dyskretyzacją parametrów niezbędnych do przeprowadzenia symulacji komputerowych.

Na bazie przygotowanych danych przystąpiono do kalibracji modelu metodą kolejnych przybliżeń, weryfikując rzędne zwierciadła wody w kilkudziesięciu punktach kontrolnych. W początkowej fazie model tarowano poprzez zmianę infiltracji ze stawów. W późniejszym etapie dokonywano korekty ilości przesączania wód przez aluwia (parametr TRP) w korycie Warty i Strumienia Junikowskiego. Kalibracja modelu wymagała przeprowadzenia kilkudziesięciu symulacji. Model uznano za wytarowany, gdy różnica pomiędzy rzędnymi zwierciadła wody zmierzona w piezometrach i rzędnymi zwierciadła wody obliczonymi z modelu nie przekraczała 20 cm (ryc. 2). W efekcie przeprowadzonych symulacji komputerowych określono główne składniki bilansu zasilania i eksploatacji ujęcia, które były podstawą dalszej analizy.



Ryc. 2. Różnica rzędnych zwierciadła wody podziemnej obliczonych z modelu w stosunku do rzędnych zmierzonych w piezometrach

Bilans zasilania i eksploatacji ujęcia wód podziemnych

W celu przeprowadzenia analizy głównych składowych bilansu zasilania oraz eksploatacji ujęcia wody dokonano strukturalnego podziału odwzorowanego obszaru na pięć sektorów (ryc. 3). Obejmowały one następujące strefy i elementy struktury ujęcia wody:

SEKTOR I: obszar położony na północ od linii kolejowej, lewar I – do studni nr 20 włącznie, bez stawów infiltracyjnych;

SEKTOR II: stawy infiltracyjne: Grundela, Dębowy, Borusa, 1, 2, 2a, 7, 8, 8b, 8ab, lewar I – do studni nr 50, lewar II – do studni nr 25, lewar III – do studni nr 20;

SEKTOR III: stawy infiltracyjne: Słoneczny, 3, 3a, 4, 4a, 5, 5a, 9, 9a, 10, 10a, 11, 11a, 13, 13a, 14, 14a, 15, 15a, 3ab, 4ab, 9b, 10c, 10b, 11c, 10ac, 10ab, 11ab, 13b, 14b, 15b, 14ab, 14c, 15c/15d, lewar I, II i III – do ostatnich studni zlokalizowanych na północ od pasa autostrady;

SEKTOR IV: stawy osłonowe w pasie autostrady: I, II, III, IV, V, VI (brak studni);

SEKTOR V: stawy infiltracyjne: 6, 6a, 12, 12a, 18, 18a, studnie zlokalizowane na południe od pasa autostrady – końcowe odcinki lewarów: I, II i III.*

Analizę składowych bilansu (w jednostkach wydajności [$m^3 \cdot d^{-1}$]) przeprowadzono na podstawie przyjętego podziału na sektory (I–V). Równania bilansowe uwzględniają następujące elementy: Q_Z – dopływ gruntowy do ujęcia od zachodu, Q_W – dopływ gruntowy od wschodu, Q_{ZW} – zasilanie z Warty, Q_{DW} – drenaż Warty, Q_{INFE} – infiltracja efektywna, Q_{INFS} – infiltracja ze stawów, Q_{EKSPL} – eksploatacja studni, $\pm Q_\Delta$ – różnica pomiędzy eksploatacją i sumaryczną alimentacją wód (nadwyżka lub niedobór wody).

Na podstawie obliczeń symulacyjnych główne składowe bilansu w sektorze I można zapisać następująco:

$$Q_Z + Q_W + Q_{ZW} + Q_{INFE} = Q_{EKSPL} \pm Q_\Delta$$

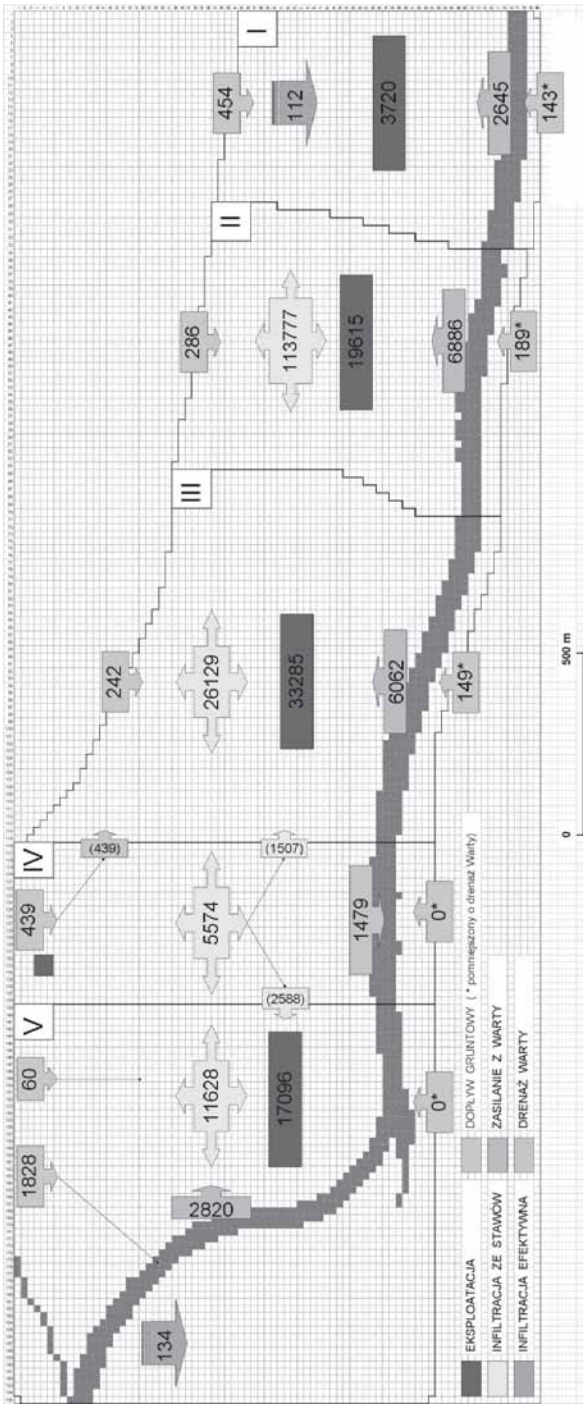
$$454 + 143 + 2645 + 112 = 3720 - 366.$$

Dopływ gruntowy od wschodu (143 $m^3 \cdot d^{-1}$) wynika ze zredukowania dopływu o drenaż z prawego brzegu Warty. W równaniu bilansu zasilania i eksploatacji w sektorze I występuje niedobór wody w stosunku do wielkości eksploatacji, wynoszący około 366 $m^3 \cdot d^{-1}$. Główne składowe bilansu w sektorze II przedstawiają się następująco:

$$Q_Z + Q_W + Q_{ZW} + Q_{INFS} = Q_{EKSPL} \pm Q_\Delta$$

$$286 + 189 + 6886 + 11\,377 = 19\,615 - 877.$$

* Niektórych (z powyższych) oznaczeń elementów infrastruktury ujęcia nie umieszczono na ryc. 3 dla zachowania czytelności ryciny.



Ryc. 3. Składniki bilansu zasilania i eksploatacji ujęcia wody [$m^3 \cdot d^{-1}$]

Główne składowe bilansu w sektorze III przedstawiają się następująco:

$$Q_Z + Q_W + Q_{ZW} + Q_{INFS} = Q_{EKSPL} \pm Q_\Delta$$
$$242 + 149 + 6062 + 26\,129 = 33\,285 - 703.$$

Zestawienie bilansu w sektorze IV wymagało w pierwszej kolejności oceny składowych w sektorze V. Wynika to ze „specyfiki" sektora IV, w którym brak studni eksploatacyjnych, natomiast istotną rolę odgrywa infiltracja ze stawów osłonowych oraz fakt, że Warta na analizowanym odcinku (wzdłuż całego sektora) jest ciekiem obustronnie drenującym. Dopływ gruntowy od wschodu do sektora V, wynoszący 194 $m^3 \cdot d^{-1}$, jest w całości drenowany przez Wartę. Obliczony (zsumowany) drenaż Warty w sektorze V jest skumulowany na odcinku południowo-zachodnim rzeki (na wejściu do modelu od południa – fragment zakola rzeki). Łączny drenaż w tej części koryta Warty wynosi 1962 $m^3 \cdot d^{-1}$. Ponieważ Warta (wynik obliczeń z modelu) drenuje praktycznie wszystkie wody pochodzące z infiltracji efektywnej (134 $m^3 \cdot d^{-1}$) w sektorze V, oznacza to, że do zbilansowania drenażu Warty brakuje 1828 $m^3 \cdot d^{-1}$. Dopływ gruntowy do strefy ujęcia wody od zachodu w sektorze V wynosi około 1888 $m^3 \cdot d^{-1}$, tak więc różnica dopływu gruntowego od zachodu i drenażu Warty, mająca wartość 1828 $m^3 \cdot d^{-1}$, wynosi 60 $m^3 \cdot d^{-1}$. Jak wynika z obliczeń, nadwyżka ta jako strumień bezpośrednio dopływa od zachodu do stawów: 18a i 18, a tym samym do końcowego odcinka eksploatowanego lewara III.

Na tym etapie analizy bilansu zasilania w sektorze V stwierdzono, że na eksploatację wynoszącą 17 096 $m^3 \cdot d^{-1}$ składają się: dopływ gruntowy od zachodu 60 $m^3 \cdot d^{-1}$, infiltracja wód z Warty 2820 $m^3 \cdot d^{-1}$, infiltracja ze stawów 11 628 $m^3 \cdot d^{-1}$, co daje łącznie 14 508 $m^3 \cdot d^{-1}$.

Z zestawienia wielkości eksploatacji (17 096 $m^3 \cdot d^{-1}$) oraz sumy składników zasilania (14 508 $m^3 \cdot d^{-1}$) wynika różnica wynosząca 2588 $m^3 \cdot d^{-1}$. Jest wysoce prawdopodobne, że strumień wód o takim wydatku dopływa do sektora V bezpośrednio ze stawów infiltracyjnych (osłonowych) znajdujących się w sektorze IV (w pasie autostrady A-2). Przyjmując zatem zestawienie bilansowe w sektorze V za prawdopodobne, składowe bilansu będą przedstawiać się następująco:

$$Q_Z + Q_{SIV} + Q_{ZW} + Q_{INFS} = Q_{EKSPL}$$
$$60 + 2588 + 2820 + 11\,628 = 17\,096,$$

gdzie: Q_{SIV} – dopływ z sektora IV, pozostałe oznaczenia jak wyżej.

Przyjmując powyższe wartości oraz ich rozkład przestrzenny, bilans w sektorze IV można określić:

$$Q_{DW} + Q_{SIV} + Q_{DOIII} + Q_Z = Q_{INFE} \pm Q_\Delta$$
$$1479 + 2588 + 1507 + 439 = 5574 + 439,$$

gdzie: Q_{DOIII} – dopływ gruntowy do sektora III z sektora IV.

Z powyższego równania bilansowego wynika, że w sektorze IV występuje nadwyżka wód po stronie przychodów wynosząca 439 $m^3 \cdot d^{-1}$. Jest to obliczony na modelu strumień wód, który odpowiada dopływowi gruntowemu od zachodu w sektorze IV. Jest prawdopodobne, że ten strumień wód podziemnych kieruje się bezpośrednio od zachodniej granicy sektora IV w kierunku sektorów III, II i I. Jego znaczną część mogą stanowić zanieczyszczone wody pochodzące z osadnika zbierającego wody spływające z pasa autostrady, stwarzając istotne zagrożenie, zwłaszcza że strumień ten kieruje się w stronę środkowej części ujęcia. Ten strumień wód gruntowych (439 $m^3 \cdot d^{-1}$), powiększony o odpływ infiltracyjny ze stawów osłonowych do sektora III (1507 $m^3 \cdot d^{-1}$), stanowi łącznie 1946 $m^3 \cdot d^{-1}$. Strumień ten odpowiada sumarycznemu niedoborowi wody w sektorach: I, II i III.

Prognoza eksploatacji ujęcia

Zagrożenie spowodowane dopływem wód zanieczyszczonych z autostrady było przyczyną postawienia prognozy eksploatacji po przebudowie ujęcia, polegającej na likwidacji grobli między stawami głównymi oraz likwidacji bocznych stawów infiltracyjnych. W tym celu wykorzystano model numeryczny, wytarowany na stan eksploatacji ujęcia w czerwcu 2005 roku. Najistotniejszą zmianą w stosunku do struktury istniejącego modelu było dodanie infiltracji w blokach geometrycznie odpowiadających lokalizacji grobli pomiędzy głównymi stawami infiltracyjnymi.

Prognoza bilansu zasilania i eksploatacji po przebudowie ujęcia

Uzyskane z obliczeń według modelu numerycznego prognozowane wartości składowych bilansu w sektorze I są następujące:

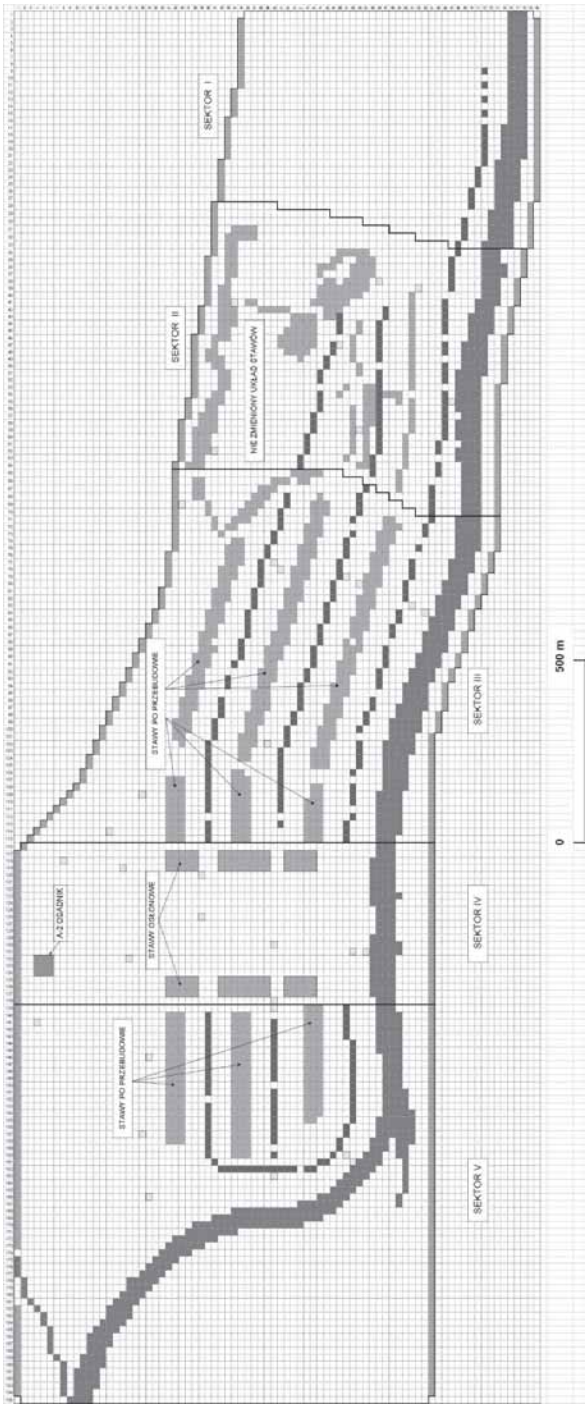
$$Q_Z + Q_W + Q_{ZW} + Q_{INFE} = Q_{EKSPL} \pm Q_\Delta$$

$$454 + 151 + 2645 + 112 = 3720 - 358.$$

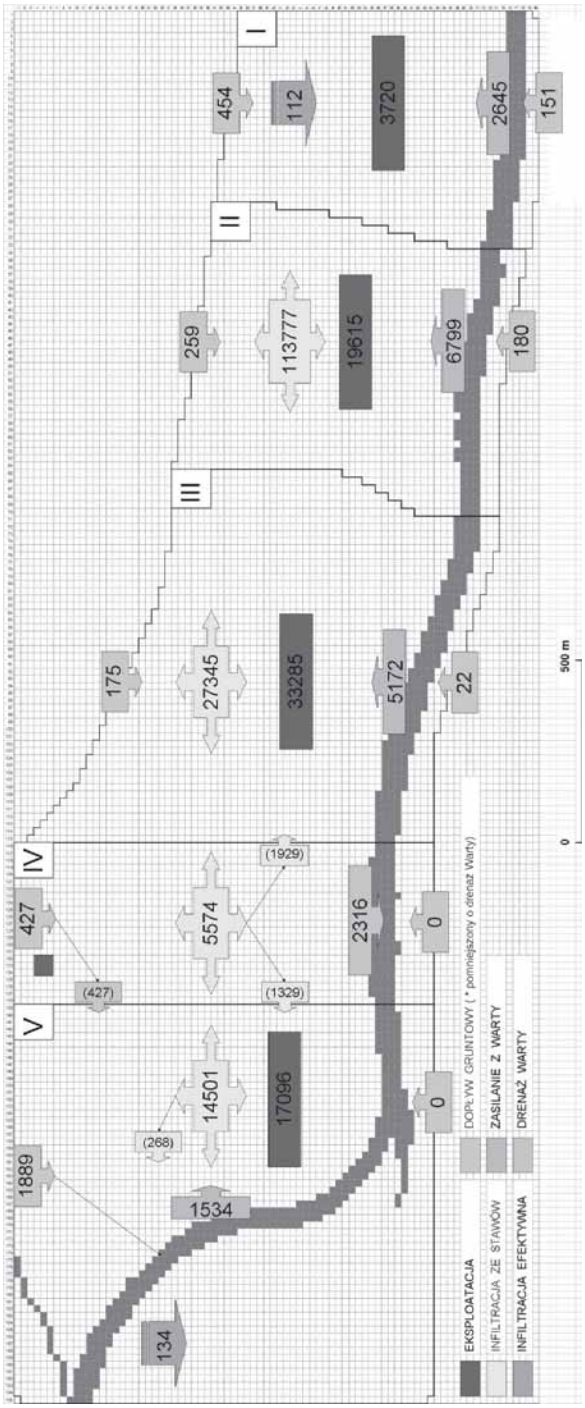
Dopływ gruntowy od wschodu (151 $m^3 \cdot d^{-1}$) wynika ze zredukowania dopływu (z modelu numerycznego) o wartość drenażu prawostronnego Warty. W równaniu bilansu zasilania i eksploatacji w sektorze I występuje niedobór wody (358 $m^3 \cdot d^{-1}$) w stosunku do eksploatacji. Składowe bilansu w sektorze II przedstawiają się następująco:

$$Q_Z + Q_W + Q_{ZW} + Q_{INFS} = Q_{EKSPL} \pm Q_\Delta$$

$$259 + 180 + 6799 + 11\,377 = 19\,615 - 1000.$$



Ryc. 4. Schemat dyskretyzacji ujęcia wody po przebudowie



Ryc. 5. Składniki bilansu zasilania i eksploatacji po przebudowie ujęcia [$m^3 \cdot d^{-1}$]

Składowe bilansu w sektorze III:

$$Q_Z + Q_W + Q_{ZW} + Q_{INFS} = Q_{EKSPL} \pm Q_\Delta$$
$$175 + 22 + 5172 + 27\,345 = 33\,285 - 571.$$

Zestawienie bilansu w sektorze IV wymagało, jak poprzednio, w pierwszej kolejności oceny składowych bilansu w sektorze V. Dopływ gruntowy od wschodu do sektora V, wynoszący 192 m^3/d, jest w całości drenowany przez Wartę. Drenaż Warty w sektorze V, podobnie jak wcześniej, skumulowany jest na odcinku południowo-zachodnim rzeki (zakole Warty). Łączny drenaż na tym odcinku rzeki wynosi 2718 $m^3 \cdot d^{-1}$. Jak wynika z modelu, Warta drenuje wszystkie wody pochodzące z infiltracji efektywnej (134 $m^3 \cdot d^{-1}$) w sektorze V. Oznacza to, że do zbilansowania drenażu Warty brakuje 2584 $m^3 \cdot d^{-1}$. Całkowity dopływ gruntowy do strefy ujęcia od zachodu w sektorze V, wynosi 1889 $m^3 \cdot d^{-1}$, ale ten cały strumień drenowany jest przez Wartę. Do wyrównania deficytu bilansu drenażu rzeki brakuje 695 $m^3 \cdot d^{-1}$. W sektorze IV, od zachodu, całkowity dopływ gruntowy wynosi 427 $m^3 \cdot d^{-1}$. Uwzględniając również tę ilość wody, w bilansie drenażu Warty w sektorze V nadal bilans nie domyka się o 268 $m^3 \cdot d^{-1}$. Do całkowitego zbilansowania drenażu rzeki Warty ta część wody jest uzupełniana z infiltracji stawowej z sektora V. Z zestawienia wielkości eksploatacji (17096 $m^3 \cdot d^{-1}$) oraz sumy składników zasilania (15 767 $m^3 \cdot d^{-1}$) wynika różnica wynosząca 1329 $m^3 \cdot d^{-1}$. Można przyjąć, że strumień wód o takim natężeniu dopływa do sektora V bezpośrednio ze stawów infiltracyjnych (osłonowych) znajdujących się w sektorze IV (w pasie autostrady). Przyjmując zatem ocenę bilansu w sektorze V za właściwą, można zapisać:

$$Q_{SIV} + Q_{ZW} + Q_{INFS} = Q_{EKSPL}$$
$$1329 + 1534 + 14\,233 = 17\,096,$$

gdzie: Q_{SIV} – dopływ z sektora IV.

Uwzględniając składowe bilansu w pozostałych sektorach, można przyjąć zestawienie bilansowe w sektorze IV:

$$Q_{DW} + Q_{SIV} + Q_{DOIII} = Q_{INFE}$$
$$2316 + 1329 + 1929 = 5574,$$

gdzie: Q_{DOIII} – dopływ gruntowy do sektora III z sektora IV.

Z prognostycznego wariantu wynika, że strumień dopływu gruntowego od zachodu w sektorze IV w całości dopływa do sektora V, co w konsekwencji stanowi składową zasilania podziemnego Warty. Strumień ten przejmuje zanieczyszczone wody z autostrady i odpływa bezpośrednio do Warty, a zatem nie powinien stanowić zagrożenia dla jakości wód eksploatowanych na obszarze ujęcia.

Podsumowanie

Na podstawie symulacji i analizy ilościowej przestrzennego rozmieszczenia składowych bilansu zasilania i eksploatacji ujęcia wody widać, że niespełna 3% wód, pochodzących ze stawów infiltracyjnych, jest drenowana przez Wartę. W wariancie prognostycznym drenaż ten jest nieco większy i wynosi 4,4%. W celu zachowania względnie korzystnych warunków eksploatacji, a zwłaszcza alimentacji ujęcia, szczególne znaczenie ma utrzymanie (w miarę możliwości również poprawienie) najkorzystniejszych parametrów infiltracyjnych stawów osłonowych w sektorze IV, zlokalizowanych w bezpośrednim sąsiedztwie autostrady A-2. W efekcie zwiększona infiltracja ze stawów osłonowych prawdopodobnie jest korzystna dla jakości eksploatowanych wód. Zmiana układu hydrodynamicznego w tej części ujęcia, w postaci ustabilizowania pożądanego kierunku odpływu strumieni zanieczyszczonych wód bezpośrednio do Warty, jest możliwa pod warunkiem utrzymania eksploatacji ujęcia na określonym poziomie. Osłonowa rola stawów zlokalizowanych na południe od autostrady polega na tym, że zwiększona infiltracja pozwala na efektywną ochronę jakościową wód sczerpywanych przez studnie końcowego odcinka lewara III oraz na korzystne (pożądane) ukształtowanie układu hydrodynamicznego, który zabezpiecza strefę eksploatacji przed dopływem zanieczyszczonych wód infiltrujących w sąsiedztwie węzła autostrady.

Literatura

Brylska E., Dąbrowski S., Przybyłek J. (1982): *Sposób odwzorowania warunkami brzegowymi regionalnych stref drenażu*, [w:] *Matematyczne modelowanie ujęć wody podziemnej*, Zeszyty Nauk. Polit. Krakowskiej, Monografia, nr 19; 5–14.

Emsellem Y. (1975): *Modele matematyczne w hydrogeologii* (tłum z franc.), Wyd. Kombinat Geologiczny Zachód, Poznań.

Kostecki M. (2000): *Związki wód powierzchniowych i podziemnych w dolinie Warty w warunkach naturalnych oraz wymuszonych eksploatacją ujęć dla aglomeracji Poznania*, Wydawnictwo Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk, Poznań.

Maciej Lechowicz, Joanna Markowska
Zakład Geografii Regionalnej, Uniwersytet Warszawski, Warszawa

Przyrodnicze uwarunkowania migracji i koncentracji zanieczyszczeń wód morskich a rozwój turystyki na przykładzie wybranych kąpielisk Europy

Natural conditions of migration and concentration of pollutants of sea water and development of tourism exemplified on selected seaside resorts of Europe

Abstract: Sea coasts of Europe are very attractive for tourists during summer season. Sea waters are very polluted due to pollution of rivers that flow into and due to the fact that European seas are important transport routs. Natural conditions such as circulation of water currents, shape of coastline and wind direction have a great influence on the transport of pollution. Monitoring of seaside resorts is one the best ways to compare the quality of water in the last years. The improvement of sea water quality in monitored seaside resorts is noticed, especially in Germany, Greece, Portugal and the United Kingdom.

Słowa kluczowe: zanieczyszczenia, kąpieliska, monitoring.
Key words: pollution, seaside resorts, monitoring.

Wprowadzenie

Europa skupia niemal połowę globalnego ruchu turystycznego (WTO 2005). O jej atrakcyjności świadczą walory kulturowe oraz walory przyrodnicze. Na uwagę zasługują zwłaszcza wybrzeża, gdzie koncentruje się wypoczynek w okresie letnim. Równocześnie niemal wszystkie akweny otaczające Europę poddane są bardzo silnej antropopresji, przez co jakość wód jest niezadowalająca. Wpadające do nich rzeki transportują zanieczyszczenia komunalne i przemysłowe. Morza są również ważnymi szlakami transportowymi, przez co występują w nich m.in. zanieczyszczenia olejowe. Morze Północne jest obszarem wydobycia ropy naftowej. Istotny wpływ na jakość wód ma to, że Morze Bałtyckie i Morze Śródziemne są morzami zamkniętymi, połączonymi z oceanem światowym jedynie poprzez wąskie cieśniny, przez co należą do najbardziej zanieczyszczonych akwenów świata.

Naturalne zjawiska zachodzące w środowisku, takie jak prądy przybrzeżne, wiatry, a także ukształtowanie dna morskiego czy przebieg linii brzegowej, mogą nasilać bądź łagodzić negatywne oddziaływanie zanieczyszczeń antropogenicznych.

Największa koncentracja zanieczyszczeń w Europie występuje u wybrzeży morskich, a więc w strefie bardzo atrakcyjnej dla turystów. Zanieczyszczenia olejowe, komunalne czy przemysłowe powodują widzialne zmiany jakości wód w postaci tłustych plam, piany oraz silnego zmętnienia wody (Łomniewski i in. 1974). Kąpieliska o silnym zanieczyszczeniu wody są zamykane czasowo, na cały okres wakacyjny lub likwidowane.

W artykule podjęto próbę analizy stanu jakości wód w wybranych kąpieliskach europejskich w 2005 r. w celu stwierdzenia, czy stan ten poprawił się w porównaniu z poprzednimi latami.

Rodzaje zanieczyszczeń

Monitoring kąpielisk[1] jest niezbędny w celu określenia jakości wód przybrzeżnych. W niniejszym opracowaniu pod uwagę wzięto 5 rodzajów zanieczyszczeń, których występowanie może stanowić dla osób kąpiących się zagrożenie dla zdrowia, a zatem powinno wykluczać dany obszar z listy kąpielisk. W pobranych próbkach spośród parametrów mikrobiologicznych badano zwartość bakterii grupy coli i bakterii grupy coli typu kałowego, spośród parametrów fizykochemicznych zaś ilość olejów mineralnych, substancji powierzchniowo czynnych (trwała piana jako wynik obecności detergentów) i fenoli. Wszystkie dane pochodzą ze Sprawozdania zbiorczego Komisji Europejskiej (*Jakość wody w kąpieliskach...* 2005).

Całkowita liczba monitorowanych kąpielisk w Unii Europejskiej w 2005 r. wyniosła 14 230, co świadczy o wzroście liczby tych kąpielisk w porównaniu z rokiem 2004 r., gdy monitorowano ich 13 950. Aby porównać sytuację kąpielisk mórz otwartych i mórz wewnętrznych, do analizy wybrano następujące akweny: Morze Śródziemne (Grecja, Hiszpania, Włochy), Morze Bałtyckie (Litwa, Niemcy), Morze Północne (Belgia, Niemcy, Wielka Brytania) oraz Ocean Atlantycki (Portugalia).

Zmiany jakości wód w kąpieliskach nadmorskich

Wśród analizowanych kąpielisk zaobserwowano duże zmiany w jakości wody (tab. 1). Największe odnotowano w Niemczech. W pierwszym roku badawczym (1991) jedynie w 18,1% kąpielisk wskaźniki jakości wody były zgod-

[1] Kąpielisko to miejsce, gdzie kąpiel jest wyraźnie dozwolona przez właściwe władze oraz/lub kąpiel nie jest zabroniona oraz jest tradycyjnie praktykowana przez dużą liczbę kąpiących się (*Jakość wody w kąpieliskach*… 2005)

ne z obowiązującymi i zalecanymi wartościami, natomiast w 2005 r. odsetek przekroczył 90%. Rozpoczęcie regularnych pomiarów jakości wód skłoniło do ich ochrony. Komisja Europejska wystosowała pismo do władz niemieckich, informując o stanie wód, co doprowadziło m.in. do usunięcia wielu kąpielisk z listy. Zwiększył się także odsetek kąpielisk, w których wskaźniki jakości wody były zgodne z obowiązującymi wartościami – z 46,9% w 2004 r. do 99% w 2005 r.

Tab. 1. Porównanie jakości wody w kąpieliskach w wybranych krajach od początku prowadzenia monitoringu

Kraj/rok	Odsetek kąpielisk,w których wskaźniki jakości wody były zgodne z wartościami wzorcowymi*	Odsetek kąpielisk, w których wskaźniki jakości wody były zgodne z obowiązującymi wartościami**	Odsetek kąpielisk, w których wskaźniki jakości wody nie spełniały obowiązujących wartości	Odsetek kąpielisk, gdzie nie pobrano wystarczającej liczby próbek	Odsetek kąpielisk, gdzie w sezonie kąpielowym kąpiel była zabroniona
Litwa					
2005	53,3	100,0	0,0	0,0	0,0
2004	21,4	57,1	0,0	42,9	0,0
Niemcy					
2005	91,5	99,0	0,5	0,0	0,5
1991	18,1	46,9	16,8	36,1	0,2
Belgia					
2005	17,5	95,0	5,0	0,0	0,0
1990	59,0	89,7	10,3	0,0	0,0
Wielka Brytania	83,7	98,2	1,8	0,0	0,0
2005	33,0	77,1	22,9	0,0	0,0
1990					
Portugalia					
2005	90,8	97,6	2,4	0,0	0,0
1991	49,4	57,5	8,1	34,4	0,0
Hiszpania					
2005	92,4	99,1	0,8	0,1	0,1
1990	65,8	86,5	13,0	0,5	0,0
Włochy					
2005	91,9	93,8	0,5	0,4	5,2
1990	81,3	88,1	7,9	4,0	0,0
Grecja					
2005	98,1	100,0	0,0	0,0	0,0
1990	23,6	24,0	0,7	75,3	0,0

* Kąpieliska o najlepszych, wzorcowych wartościach jakości wody; ** kąpieliska, w których wody zawierały niewielkie ilości zanieczyszczeń, ale spełniały obowiązujące normy.

W kąpieliskach litewskich poprawiła się jakość wody w ciągu roku (dla Litwy dane dotyczą tylko okresu 2004–2005, ponieważ zaczęły być zbierane

Tab. 2. Liczba kąpielisk w wybranych krajach w 2005 r.

Kraj/region	A	B	C	D	E	Suma
Hiszpania	**1477**	**100**	**14**	**1**	**0**	**1592**
region atlantycki (do Ribadeo – Costa de Rias Bajas)	363 +33	24 -5	0	1 -1	0	388
Zatoka Biskajska (Costa Verde, Costa Redl)	111 +16	45 -7	8 - 5	0	0	164
Zatoka Kadyksu (Costa de la Luz) + Ceuta i Melilla	91 +1	4 -4	0	0	0	95
region śródziemnomorski południowy (do Cabo de la Nao – C. del Sol, C. Blanca	393 +13	7 + 1 -4	2 -2	0	0	402
region śródziemnomorski północny (od Cabo de la Nao – C. del Azahar, C. Dorada, C. Brava)	345 +12	12 -5	1 -1	0	0	358
Baleary	174 +5	8 + 1 -5	3 -2	0	0	185
Włochy	**4524**	**94**	**25**	**17**	**259**	**4919**
Zatoka Genueńska (Morze Liguryjskie)	625 + 12	9 -8	5 -5	1	18	658
Morze Tyrreńskie	835 + 25*	44 -16 +2	2 -2	1	136 -3	1018
Morze Jońskie (Zatoka Tarencka)	559 +5	4 - 2	4 -4	0	13 -1	580
Morze Adriatyckie	1078 +26	29 -16 +2	8 -6	0	52	1167
Sardynia	643 +4	1 -1	3 -3	3	4	654
Sycylia	784 +6	7 -6	3 -2	12	36	842
Grecja	**1967**	**38**	**1**	**0**	**0**	**2006**
Morze Jońskie	400 +5	12 -3	1	0	0	413
Morze Egejskie i Kreteńskie	805 +16	26 -14	0	0	0	831
wyspy	762	0	0	0	0	762
Portugalia	**376**	**404**	**10**	**0**	**0**	**414**
wybrzeże Atlantyku	297 +28	24 -9 +2	8 -6	0	0	329
Madera	30 +1	0	1	0	0	31
Azory	49 +3	4 -2	1	0	0	54
Belgia region Vlagam Gewest	**7**	**31**	**2**	0	0	**40**
Litwa (Morze Bałtyckie)	**8**	**7**	**0**	**0**	**0**	**15**
Wielka Brytania	**473**	**82**	**10**	**0**	**0**	**565**
Morze Północne (od East Midlands do Yorkshire, od Orkad po cieśn. Dover)	129 +28	25 -3 +1	6 -5	0	0	160
Atlantyk (z M. Irlandzkim, po Southampton z kan. La Manche)	338 +13	57 -16 +3	4 -1	0	0	399

Gibraltar (M. Śródziemne)	6	0	0	0	0	6
Niemcy	**354**	**29**	**2**		**2**	**387**
Bałtyk (Meklemburgia-Pomerania i wsch. Schleswig Holstein)	185 +10	10 +4 -11	2 -1	0	2	199
M. Północne (Niedersachsen i zach. Schleswig Holstein, Bremen, Hamburg)	169 +8	19 -1		0		188

A – liczba kąpielisk, w których wskaźniki jakości wody były zgodne z wartościami wzorcowymi; B – liczba kąpielisk, w których wskaźniki jakości wody były zgodne z obowiązującymi wartościami; C – liczba kąpielisk, w których wskaźniki jakości wody nie spełniają obowiązujących wartości; D – liczba kąpielisk, gdzie nie pobrano wystarczającej liczby próbek; E – liczba kąpielisk, gdzie w sezonie kąpielowym kąpiel była zabroniona; znaki plus i minus oznaczają zmianę liczby kąpielisk w danej kategorii w stosunku do roku ubiegłego.

po przystąpieniu do UE). W 2004 r. 4 kąpieliska nie były wystarczająco przebadane, 7 było dopuszczonych do użytkowania i tylko w 3 jakość wody była wzorcowa. Rok później wszystkie kąpieliska dopuszczono do użytkowania, a aż w 8 jakość wody oceniono jako wzorcową.

Jakość wody w kąpieliskach Belgii jest wysoka. Pomimo że jedynie 17,5% kąpielisk zostało uznanych za wzorcowe w 2005 r., to spełniających wymagania jest aż 95%. Rok wcześniej kąpielisk wzorcowych było ponad 25%. Najwyższy udział kąpieliska wzorcowe miały w 1990 r., bo aż 59%, lecz równocześnie niespełniających wymagań było aż 10%, przy 5% obecnie. Od tego czasu jakość wody uległa pogorszeniu, choć nie nastąpiła stała tendencja spadkowa. Zmiany mają raczej charakter fluktuacyjny. Na pogorszenie się jakości wody na wybrzeżu Belgii ma wpływ położenie geograficzne nad Cieśniną Kaletańską, gdzie występuje duży ruch transportowy. Ponadto wybrzeża zamieszkuje duża liczba ludności. Pogorszenie stanu wody wynika także ze zmniejszenia nakładów pieniężnych na jego poprawę. W 2004 r. nakłady przekroczyły 28 mln Euro, w 2005 r. zaś wyniosły niewiele ponad 14 mln (*Jakość wody w kąpieliskach...* 2005).

W Wielkiej Brytanii od początku lat 90. XX w. obserwujemy stałą tendencję poprawy jakości wód kąpielisk morskich. W roku 1990 około 23% kąpielisk nie spełniało wymagań, zaś spośród pozostałych spełniających wymagania 33% zostało uznanych za wzorcowe. W 2005 r. mniej niż 2% kąpielisk nie spełniało wymagań, a spośród ponad 98% spełniających je niemal 84% to kąpieliska wzorcowe. Duży wpływ na poprawę jakości wód miał program inwestycji powstały w celu usprawnienia oczyszczalni ścieków, co wpłynęło korzystnie na jakość wód w 2005 r. Ważną inicjatywą rządową stała się współpraca z rolnikami w celu rozwijania nowych technik zmniejszających zanieczyszczenie wód.

Jakość wody w kąpieliskach Portugalii utrzymywała się w całym badanym okresie na wysokim poziomie. Poprawił się system zbierania danych –

w roku 1991 aż 34% stanowiły kąpieliska niewystarczająco przebadane. W 1999 r. takich kąpielisk już nie było. Poprawiła się również jakość wód kąpielisk portugalskich. Akwenów niespełniających wymagań było najwięcej w 1995 r. (prawie 16%). Liczba takich akwenów systematycznie malała (niektóre kąpieliska były likwidowane) i osiągnęła w 2005 r. około 2,5%. W tym samym roku spośród kąpielisk spełniających wymagania niemal 91% stanowiły kąpieliska wzorcowe.

Jakość wody w kąpieliskach Hiszpanii znacznie się poprawiła od 1990 r., gdy kąpielisk niespełniających wymagania było aż 13%. W 1994 r. w tej kategorii znalazło się nieco ponad 3% spośród analizowanych akwenów. W okresie późniejszym nadal utrzymywała się słaba tendencja poprawy jakości wód. W 2005 r. tylko w 0,8% kąpielisk wskaźniki wody nie spełniały obowiązujących wartości. Najsilniej zanieczyszczonym obszarem był fragment Zatoki Biskajskiej w okolicach Bilbao i Santander.

Włochy dysponują największą zarejestrowaną liczbą kąpielisk (ponad 4900) spośród analizowanych krajów. W badanym okresie wyraźnie zmniejszył się udział kąpielisk niespełniających wymagań, lecz równocześnie wyraźnie wzrosła liczba akwenów z zakazem kąpieli. Najsilniej zanieczyszczone pozostają od kilku lat obszary Cieśniny Messyńskiej (Reggio di Kalabria), Zatoki Salerno i Nepolitańskiej (miasta Salerno i Neapol), a na wybrzeżu Adriatyku obszar położony na południe od Pescary oraz część Zatoki Weneckiej w pobliżu Chioggii. Bardzo czyste są natomiast wody kąpielisk w Zatoce Tarenckiej.

Kąpieliska Grecji należą do najczystszych w Europie. Na 2006 kąpielisk tylko jedno nie spełniało wymagań – kąpielisko na wyspie Zakynthos – Plaz Eot, Aristera, natomiast aż 98% to kąpieliska wzorcowe. Stosunkowo gorsza jakość wody odnotowywana jest w Zatoce Sarońskiej, co prawdopodobnie spowodowane jest bliskością Aten.

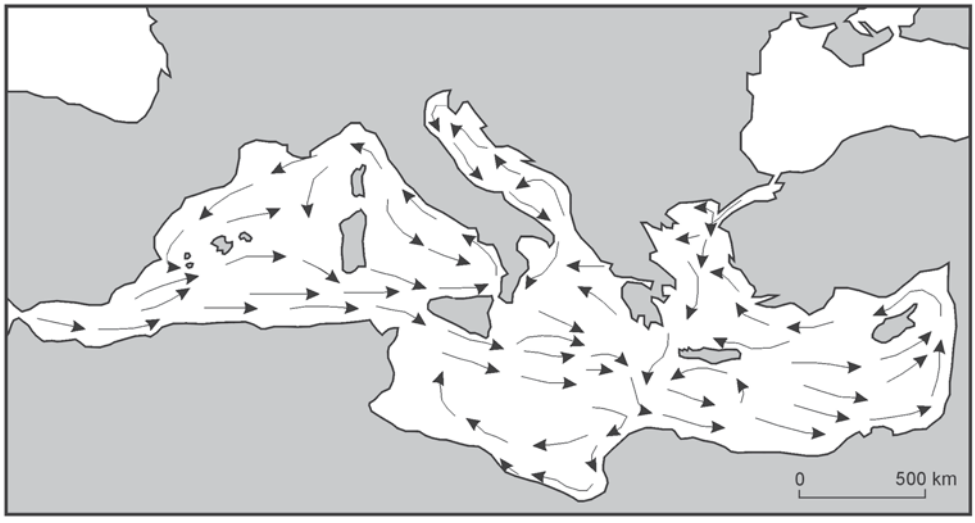
Przyrodnicze uwarunkowania rozmieszczenia zanieczyszczeń

Niezwykle duży wpływ na jakość wód, a co za tym idzie na natężenie ruchu turystycznego, ma położenie badanych obszarów. Woda w kąpieliskach na otwartych akwenach, gdzie łatwo dochodzi do wymiany wód, oraz w kąpieliskach na wyspach jest znacznie czystsza niż w strefach zamkniętych lub częściowo zamkniętych. Przykładami są: Madera, Azory, Gibraltar, Sycylia, Sardynia, wyspy greckie oraz niemieckie wyspy na Morzu Północnym, gdzie w prawie wszystkich pobranych próbkach wskaźniki jakości wody były zgodne z wartościami wzorcowymi (tab. 2).

Istotne znaczenie ma położenie obszaru w zatoce, gdzie wymiana wód jest utrudniona.

Kąpieliska, w których wskaźniki jakości wody nie spełniały obowiązujących wartości lub kąpiel w sezonie kąpielowym była zabroniona, znajdowały się w Zatoce Biskajskiej, Zatoce Sarońskiej, Zatoce Kadyksu. Takie kąpieliska stanowiły w 2005 r. 3,2% badanych, co świadczy o niewielkim wzroście w porównaniu z rokiem 2004 r., gdy stanowiły 3,0% kąpielisk. O 0,6% wzrosła liczba terenów kąpielowych, gdzie kąpiel w sezonie była zabroniona. Wzrosła jednocześnie liczba kąpielisk, gdzie pobrano wystarczającą liczbę próbek i w których wskaźniki jakości wody były zgodne z wartościami wzorcowymi (tab. 2).

Ogromne znaczenie w transporcie zanieczyszczeń ma cyrkulacja prądów morskich (ryc. 1). Porównanie mapy koncentracji zanieczyszczeń z mapą rozmieszczenia prądów morskich wskazuje na istnienie wyraźnej korelacji między zjawiskami. Włoskie wybrzeże Morza Tyrreńskiego omywają masy wody pochodzące z Atlantyku, które przepływają wzdłuż wybrzeży afrykańskich. Wynoszą one część zanieczyszczeń zgromadzonych u wybrzeży regionów przemysłowych, przez co woda w kąpieliskach jest stosunkowo czysta. Prąd opływa następnie wybrzeże francuskie i przenosi zanieczyszczenia na wybrzeża Hiszpanii w okolice Barcelony. Ten sam prąd przenosi zanieczyszczenia francusko-hiszpańskie na Baleary.



Ryc. 1. Prądy powierzchniowe na Morzu Śródziemnym

Prądy, mające swój początek u południowych wybrzeży Grecji, kierują się ku cieśninie Otranto, gdzie zawracają ku wybrzeżom włoskim. Dzięki temu wody Zatoki Tarenckiej są czyste. Prądy na Adriatyku wynoszą zanieczyszczenia z wybrzeży Chorwacji na wybrzeże włoskie.

Wybrzeże belgijskie otrzymuje zanieczyszczone wody pochodzące z wybrzeży brytyjskich i francuskich. Możliwe, że to spowodowało zmniejszenie liczby kąpielisk wzorcowych.

Na pogorszenie się stanu wód mogą także wpływać inne czynniki przyrodnicze. Według danych Portugalskiego Instytutu Środowiska, wielka susza w Portugalii w 2005 r. bez wątpienia miała wpływ na pogorszenie jakości wód, które z powodu braku opadów nie odnawiały się (*Instituto do Ambiente...* 2006).

Wnioski

We wszystkich analizowanych krajach odnotowano w ciągu 15 lat wyraźna poprawę jakości wód kąpielisk. Najwyraźniejsza poprawa wystąpiła w Wielkiej Brytanii, gdzie 41 kąpielisk więcej niż przed rokiem spełnia normy (tab. 2). Zmiana sytuacji w Portugalii, Hiszpanii i Grecji wiązała się głównie z rozwojem systemu monitoringu i poprawą sprawozdawczości, a niekoniecznie tylko z poprawą jakości wód. Do grupy krajów, których wody kąpielisk spełniają bardzo wysokie wymagania, należy zaliczyć Grecję, Portugalię i Wielką Brytanię. W przypadku kąpielisk włoskich zaobserwowano, że w ciągu piętnastu lat znacznie wzrosła tam liczba kąpielisk, na których od kilku sezonów obowiązuje zakaz kąpieli. Podobna sytuacja ma miejsce w Belgii. Z jednej strony, nastąpiła poprawa – wzrost liczby kąpielisk spełniających wymagania z niecałych 90 do 95% i spadek liczby kąpielisk niespełniających wymagań z 10,3 do 5%, ale z drugiej strony, zmalała liczba kąpielisk wzorcowych z 59% do 17,5%. W Niemczech występuje wyraźna różnica w jakości wód kąpielisk atlantyckich i bałtyckich, lecz w ciągu kilkunastu lat nastąpiła olbrzymia poprawa w obu regionach. Stan litewskich kąpielisk jest nadal niezadowalający, choć już sam fakt, że wszystkie kąpieliska kraju nadbałtyckiego spełniają wymagania, jest dużym sukcesem.

Obserwowana poprawa stanu wód wiąże się bardzo często z likwidacją najbardziej zanieczyszczonych kąpielisk i otwieraniem nowych na obszarze czystych akwenów. Niewystarczająca współpraca międzynarodowa w zakresie ograniczania zanieczyszczania środowiska morskiego powoduje, że znajomość zjawisk naturalnych, zmiennych w różnych porach roku, modyfikujących rozmieszczenie zanieczyszczeń jest niezbędna dla odpowiedniego planowania sposobu zagospodarowania turystycznego kąpielisk morskich.

Literatura

Instituto de Ambiente, Ministério do Ambiente, do Ordenamento do Território e do Desenvolvimiento Regional, http://www.iambiente.pt/portal/page?_pageid=73, 1&_dad=portal&_schema=PORTAL, *Jakość wody w kąpieliskach. Sezon kąpielowy 2005*, Dyrekcja Generalna ds. Środowiska.

Łomniewski K., Zaleski J., Żmudziński L. (1974): *Morze Śródziemne*, PWN, Warszawa.

Sprawozdanie Komisji Europejskiej, Urząd Oficjalnych Publikacji Wspólnot Europejskich, Luksemburg 2006.

Światowa Organizacja Turystyki (WTO): *WTO World Tourism Barometer,* Volume 3, No. 3, October 2005.

WTO World Tourism Barometer, Volume 3, No. 3, October 2005.

Robert Machowski
Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej Obszarów Urbanizowanych, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec

Eutrofizacja zbiorników wodnych w nieckach osiadania na Wyżynie Katowickiej

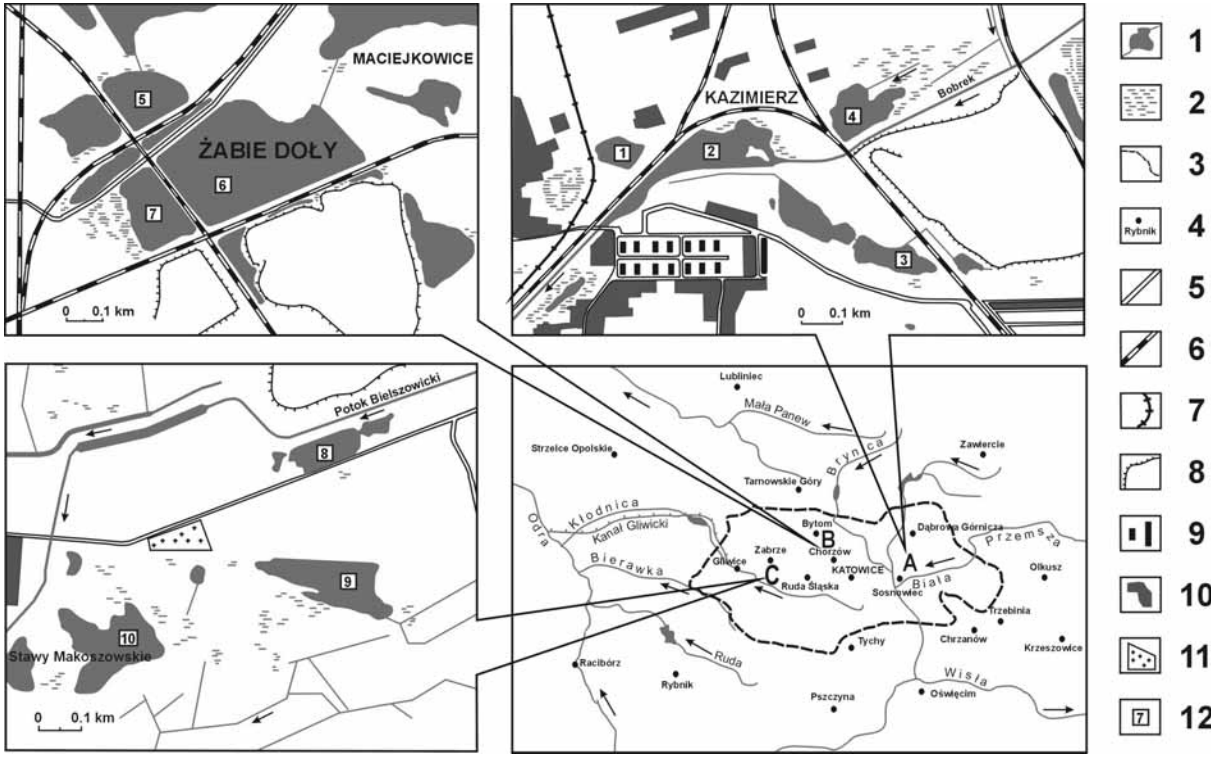
Eutrophication of water reservoirs in subsidence depressions in Katowice Upland

Abstract: The area of Katowice Upland and adjoining terrains is characterised by the occurrence of some thousand anthropogenic water reservoirs of different genesis. Large accumulation of such objects in a relatively small area allows taking of „anthropogenic lakeland", and the largest number of them is composed of reservoirs in subsidence depressions. The increase in retention in the strongly industrialized areas is unusually advantageous phenomenon, but in many cases stored waters are characterized by bad quality. The largest problem is salinity as well as eutrophication and its signs. The anthropopression is considerably responsible for the nutrient enrichment in limnic waters. The whole of eutrophication processes in an essential way disturbs the proper functioning of water ecosystem, therefore optimal use of stored waters becomes impossible.

Słowa kluczowe: eutrofizacja, Wyżyna Katowicka, antropopresja, antropogeniczne zbiorniki wodne.
Key words: eutrophication, Katowice Upland, anthropopression, anthropogenic water reservoirs.

Wprowadzenie

Wyżyna Katowicka, w obrębie której znajdują się opisywane zbiorniki (ryc. 1), to jeden z pięciu mezoregionów Wyżyny Śląskiej, położony w jej centralnej części (Kondracki 1998). Wielowiekowa eksploatacja występujących na tych terenach złóż surowców mineralnych (m.in. rudy cynku i ołowiu, węgiel kamienny) oraz rozwój przemysłu doprowadziły do znacznych przekształceń środowiska geograficznego. Efekty antropopresji szczególnie widoczne są w rzeźbie terenu oraz w stosunkach wodnych. Konsekwencją tych zmian są m.in. zagłębienia w postaci niecek osiadania (Żmuda 1973), które w sprzyjających warunkach mogą zostać wypełnione wodami gruntowymi, opadowymi a także roztopowymi. Osiadania terenu są konsekwencją wgłębnej eksploa-



Ryc. 1. Lokalizacja badanych zbiorników na Wyżynie Katowickiej; 1 – cieki i zbiorniki wodne, 2 – obszary podmokłe, 3 – granica Wyżyny Katowickiej, 4 – wybrane miasta, 5 – drogi, 6 – linie kolejowe, 7 – linia tramwajowa, 8 – hałdy, 9 – większe budynki, 10 – zwarta zabudowa jednorodzinna, 11 – cmentarz, 12 – opisywane zbiorniki w nieckach osiadania

tacji surowców mineralnych tzw. metodą na zawał. Powstałe w ten sposób zbiorniki określane są mianem zbiorników w nieckach osiadania. Jak podaje M. Rzętała (1998), właśnie tego typu zbiorniki wodne, których powstanie zainicjowane zostało osiadaniami terenu, stanowi genetycznie najbardziej liczną grupę w granicach Wyżyny Katowickiej. Zdarza się także, że osiadanie terenu obejmuje swym zasięgiem koryta rzeczne, wówczas powstają przepływowe zbiorniki w nieckach osiadania (Ziemońska 1978).

Zbiorniki zlokalizowane w nieckach osiadania są niezamierzonym efektem działalności człowieka, dlatego też w wielu przypadkach ich powstanie pociąga za sobą wiele utrudnień w sferze życia ludzkiego. Jak podają A. T. Jankowski, T. Molenda i M. Rzętała (2002), zbiorniki te z gospodarczego punktu widzenia są najczęściej nieużytkami. Brak ich racjonalnego wykorzystania wynika z postępującego w czasie osiadania terenu, niewielkiej powierzchni oraz głębokości, a przez to także i niewielkich zasobów wodnych zgromadzonych w misach tych zbiorników (Jankowski i in. 2002). Dodatkowo często ich wykorzystanie staje się niemożliwe z uwagi na znaczny stopień zanieczyszczenia retencjonowanych wód. Wiele związków i pierwiastków występujących w tego typu wodach przekracza wszelkie dopuszczalne normy. Sytuacja taka dotyczy także związków powodujących eutrofizację ekosystemów jeziornych. Zjawisko to w głównej mierze powodowane jest dostawą do jeziora substancji biogennych (nutrientów), głównie związków fosforu, a w mniejszym stopniu także i azotu, wpływających na wzrost żyzności wód (Jankowski, Rzętała 1998). Znaczna koncentracja w retencjonowanych wodach biopierwiastków przyśpiesza rozwój dużej ilości biomasy glonów. Panujące w takim ekosystemie warunki zakłócają naturalne relacje pomiędzy poszczególnymi jego elementami, uniemożliwiając w ten sposób jego prawidłowe funkcjonowanie (Machowski i in. 2006). Wraz ze wzrostem żyzności wód występują niekorzystne zmiany w obrębie toni wodnej zbiorników, polegające m.in. na: zmniejszeniu przezroczystości wody, przetlenieniu epilimnionu przy jednoczesnym braku tlenu w hypolimnionie. Całokształt niepożądanych zmian związanych z rozwojem procesów eutrofizacyjnych w istotny sposób ogranicza korzystanie z zasobów wodnych zretencjonowanych w takich akwenach (Starmach i in. 1976; Kajak 1979).

Cele i metody badań

Celem prowadzonych badań w obrębie zbiorników wodnych zlokalizowanych na Wyżynie Katowickiej, a funkcjonujących w nieckach osiadania, było określenie stopnia eutrofizacji poszczególnych obiektów, a także głównych czynników powodujących rozwój tych procesów. Rozpoznanie uwarunkowań środowiskowych, a także określenie roli czynnika antropogenicznego w kształ-

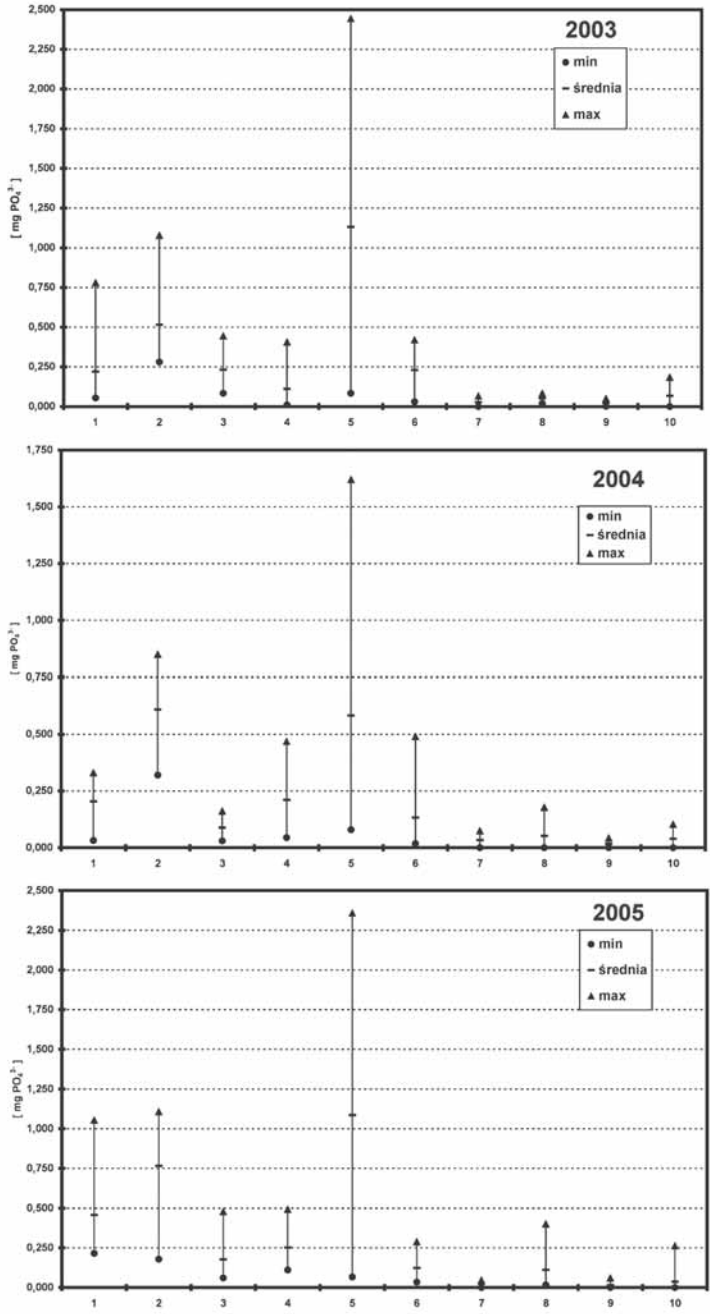
towaniu trofii tych zbiorników wstępnie pozwala na wyznaczenie podstawowych działań zmierzających do ograniczenia niekorzystnych przejawów eutrofizacji w obrębie tych obiektów.

Badania prowadzono na 10 zbiornikach położonych w obrębie Wyżyny Katowickiej, zlokalizowanych w trzech obszarach podlegających osiadaniom (ryc. 1). Pierwsza grupa zbiorników znajduje się we wschodniej części Wyżyny Katowickiej, w dolinie Bobrka, dopływu Białej Przemszy. Obszar ten leży w granicach pola górniczego Kopalni Węgla Kamiennego „Kazimierz-Juliusz". W podziale administracyjnym tereny te znajdują się we wschodniej części Sosnowca, w dzielnicy Kazimierz (ryc. 1). Druga grupa zbiorników położona jest w centralnej części Wyżyny Katowickiej na pograniczu Chorzowa oraz Bytomia, w granicach Zespołu Przyrodniczo-Krajobrazowego „Żabie Doły". Tereny te należą do Kombinatu Górniczo-Hutniczego „Orzeł Biały" (ryc. 1). Ostatnia grupa zbiorników znajduje się w zachodniej części Wyżyny Katowickiej, w dolinie Potoku Bielszowickiego (Kochłówka), dopływu Kłodnicy. Tereny te znajdują się w południowej części Zabrza, w dzielnicy Makoszowy. Na obszarze tym działalność górnicza prowadzona jest przez KWK „Makoszowy", a obecnie w wyniku połączenia z KWK Sośnica jest to dwuruchowy zakład KWK „Sośnica–Makoszowy" (ryc. 1).

Próby wody do analiz fizykochemicznych pobierano raz w miesiącu przez okres trzech lat hydrologicznych (2003–2005). Z uwagi na niewielkie rozmiary opisywanych zbiorników z każdego z nich pobierano tylko jedną próbę wody, uznając ją za reprezentatywną dla całego akwenu. Oznaczenia stężeń fosforanów (PO_4^{3-}) wykonano metodą spektrofotometryczną przy użyciu spektrofotometru SPECOL przy długości fali 690 nm (Sobczyński 1992), natomiast zawartość azotanów w badanych wodach określono metodą potencjometryczną z zastosowaniem elektrody jonoselektywnej (Krawczyk 1989; Dojlido, Zerbe 1997).

Eutrofizacja zbiorników

Zawartość fosforanów w wodach opisywanych zbiorników w okresie badań była zmienna, a pomierzone stężenia w poszczególnych obiektach wyraźnie różniły się pomiędzy sobą (ryc. 2). W znacznej większości badanych zbiorników fosforany nie przekraczały poziomu stężeń, wynoszącego 0,5 $mgPO_4^{3-} \cdot dm^{-3}$ (ryc. 2). Najmniejsze obciążenie tym rodzajem biogenów było charakterystyczne dla zbiorników o numerach 7 i 9 (ryc. 2). Przez większą część czasu stosunkowo niewielkie ilości fosforanów, poniżej 0,1 $mgPO_4^{3-} \cdot dm^{-3}$, występowały także w pozostałych dwóch zbiornikach położonych w Zabrzu Makoszowach. W pierwszym z nich (nr 8) podwyższona koncentracja tych związków (0,178 $mgPO_4^{3-} \cdot dm^{-3}$) wystąpiła w marcu 2004 roku, natomiast znacznie większe ilości



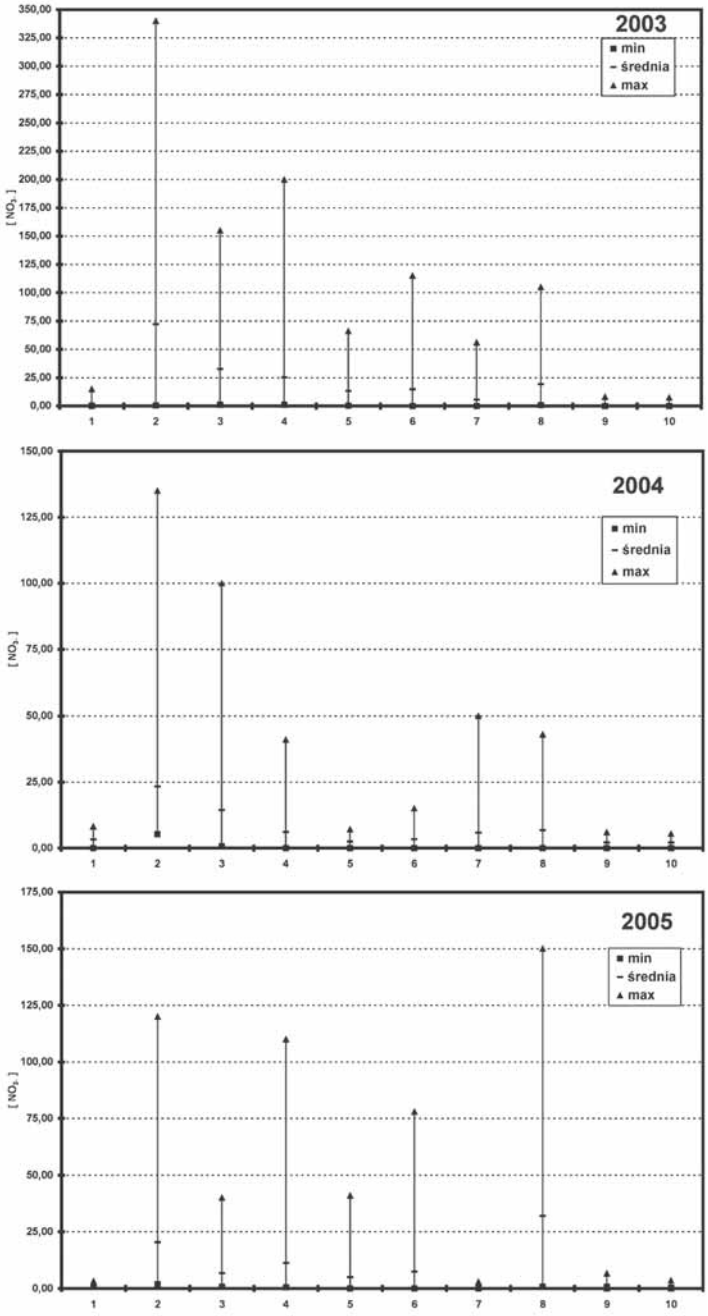
Ryc. 2. Zakres zmienności oraz średnie stężenia fosforanów (PO_4^{3-}) w wodach badanych zbiorników w latach hydrologicznych 2003–2005. Numery zbiorników jak na ryc. 1

fosforanów w wodach tego zbiornika dwukrotnie pomierzono pod koniec badań, tj. w lipcu (0,4 $mgPO_4^{3-} \cdot dm^{-3}$) i wrześniu (0,26 $mgPO_4^{3-} \cdot dm^{-3}$) 2005 roku. Wzrost fosforanów w tym przypadku należy wiązać przede wszystkim z ich dostawą w wyniku spływu powierzchniowego wód pochodzenia atmosferycznego (lub opadowego) wypłukujących różnego rodzaju zanieczyszczenia, występujące w skale płonej budującej jeden z brzegów zbiornika, na której znajduje się lokalna droga. W wyniku osiadań terenu konieczne były prace modernizacyjne polegające na podniesieniu drogi ponad lustro wody. Roboty budowlane rozpoczęto w czerwcu z wykorzystaniem wspomnianej skały płonej. W drugim zbiorniku położonym w Zabrzu (nr 10) fosforany sporadycznie występowały w ilościach powyżej 0,1 $mgPO_4^{3-} \cdot dm^{-3}$. Sytuacja taka wynika bezpośrednio ze sposobu zasilania tego zbiornika. Retencjonowane wody w ogromnej większości pochodzą z opadów oraz roztopów. W tego typu wodach występują niewielkie ilości fosforanów, co bezpośrednio przekłada się także na małe stężenia biogenów w tym zbiorniku. Jedynie we wrześniu 2005 roku stwierdzono większe ilości fosforanów (0,262 $mgPO_4^{3-} \cdot dm^{-3}$). Sytuację taką wiązać należy z zanikiem tego zbiornika, kiedy to pod koniec badań powierzchnia lustra wody wynosiła jedynie kilkadziesiąt m^2. Taki ekosystem szczególnie wrażliwy jest na dopływ nawet niewielkiej ilości zanieczyszczeń i w dosyć krótkim czasie obserwuje się zwiększoną koncentrację wielu jonów w retencjonowanych wodach.

Nieco większe stężenia fosforanów występowały w wodach dwóch zbiorników położonych w Sosnowcu (nr 3 i 4) oraz zbiorniku nr 6 wchodzącym w skład kompleksu „Żabie Doły" (ryc. 2). Natomiast w trzech zbiornikach (nr 1, 2 i 5) maksymalne pomierzone ilości tych związków były znacznie wyższe niż w pozostałych badanych zbiornikach. W kilku przypadkach fosforany były obecne w ilości ponad 1 $mg \cdot dm^{-3}$, a w zbiorniku nr 5 w całym okresie badań wystąpiło 5 przypadków, kiedy to stężenie fosforanów wynosiło ponad 2 $mg \cdot dm^{-3}$. Dlatego też to właśnie w tym zbiorniku zanotowano szczególnie duże różnice pomiędzy minimalnymi a maksymalnymi ilościami tych związków (ryc. 2). Od momentu rozpoczęcia pomiarów (listopad) następował wzrost zawartości fosforanów w tym zbiorniku. Już w lutym 2003 roku stwierdzono największą w całym okresie badań koncentrację tych związków, kiedy to maksimum ukształtowało się na poziomie 2,444 $mgPO_4^{3-} \cdot dm^{-3}$ (ryc. 2). Kolejne dwa miesiące to dość znaczny spadek stężeń tych biogenów do poziomu nieco poniżej 1 $mgPO_4^{3-} \cdot dm^{-3}$. Natomiast w maju fosforany były ponownie obecne w ilościach porównywalnych z tymi pomierzonymi w lutym. Od tego też momentu do końca roku następował systematyczny spadek. Właśnie w październiku fosforany osiągnęły minimum i w tym czasie były one obecne w ilości 0,084 $mgPO_4^{3-} \cdot dm^{-3}$ (ryc. 2). W kolejnym roku prowadzonych badań wystąpiła analogiczna sytuacja, gdy miały miejsce dwa wyraźne okresy podwyższonych stężeń fosforanów w badanym zbiorniku. Na początku roku opisywane jony nadal utrzymywały

się na niskim poziomie. Pierwsze maksimum ponownie wystąpiło w lutym, z tą jednak różnicą, że ukształtowało się ono na znacznie niższym poziomie, wynoszącym 1,422 mgPO_4^{3-}·dm^{-3}. Jednak największe ilości fosforanów w 2004 roku stwierdzono dopiero we wrześniu, gdy związki te występowały w ilości 1,620 mgPO_4^{3-}·dm^{-3} (ryc. 2). Także w ostatnim roku prowadzonych badań stwierdzono dwa maksima, które jednak wystąpiły z czasowo niewielkim przesunięciem w porównaniu z pomiarami z lat 2003–2004. W 2005 roku największe ilości fosforanów pomierzono w marcu (ryc. 2), natomiast drugi okres podwyższonych stężeń fosforanów miał miejsce we wrześniu i październiku, gdy w obydwu miesiącach występowały one w ilości nieco ponad 2 mgPO_4^{3-}·dm^{-3}. Wyraźna sezonowa zmienność występowania fosforanów w tym zbiorniku wynika zarówno z naturalnego cyklu obiegu biogenów w środowisku wodnym, jak również w dużym stopniu modyfikowana jest przez oddziaływania antropogeniczne.

Podobnie jak fosforany, także azotany w wodach charakteryzowanych zbiorników występowały w zdecydowanie różniących się od siebie stężeniach. Przez cały okres badawczy stosunkowo niewielkie ilości tych związków były obecne w zbiorniku nr 1, położonym w Sosnowcu (ryc. 1), gdzie amplituda zmian jedynie w pierwszym roku (2003) wynosiła 15 mg, natomiast w pozostałych okresach różnice pomiędzy skrajnymi wartościami były już znacznie mniejsze (ryc. 3). Maksimum w roku 2004 wynosiło 8,20 mgNO_3-·dm^{-3} oraz 3,20 mgNO_3-·dm^{-3} w roku 2005. Podobna sytuacja miała miejsce w dwóch zbiornikach (nr 9, 10) znajdujących się w Zabrzu. Także w tych obiektach azotany występowały na stosunkowo niewielkim poziomie, maksymalnie osiągając w poszczególnych latach odpowiednio: 8 mgNO_3-·dm^{-3} – w 2003 roku, 6 mgNO_3-·dm^{-3} – w 2004 roku oraz 6,6 mgNO_3-·dm^{-3} w roku 2005. Wymienione wartości najczęściej pomierzono w marcu i kwietniu, co najprawdopodobniej wynika z mineralizacji obumarłej roślinności będącej (poza ich dopływem z zewnątrz zbiornika) dodatkowym źródłem tych związków. Ponadto na taki stan wpływa także mało intensywny w tym czasie rozwój życia biologicznego. Poza wymienionymi zbiornikami w kilku pozostałych obiektach wystąpiły pojedyncze lata, kiedy azotany także występowały w stosunkowo niewielkich ilościach (ryc. 3). Jednak znacznie częściej maksymalne pomierzone stężenia tych związków były zdecydowanie wyższe. W trakcie prowadzonych badań w zbiornikach nr 5 i 7 kilkakrotnie stwierdzono obecność azotanów na poziomie kilkudziesięciu mg·dm^{-3}. W pierwszym z nich absolutne pomierzone maksimum wystąpiło w styczniu 2003 roku i wynosiło 66,00 mgNO_3-·dm^{-3}, natomiast w drugim zbiorniku takiego pomiaru dokonano w marcu tego samego roku, kiedy to azotany w każdym litrze wody były obecne w ilości 56,00 mg (ryc. 3). Zaznaczyć należy, że w wymienionych zbiornikach przez większą część czasu związki azotu występowały w stosunkowo niewielkich ilościach dochodzących do 5–7 mgNO_3-·dm^{-3}. Podobna sytuacja charakterystyczna jest dla pozostałych opi-



Ryc. 3. Zakres zmienności oraz średnie stężenia azotanów (NO_{3-}) w wodach badanych zbiorników w latach hydrologicznych 2003–2005. Numery zbiorników jak na ryc. 1

sywanych zbiorników, gdzie azotany zazwyczaj występują w ilości kilku, a czasami kilkunastu $mg \cdot dm^{-3}$. Jednak w obiektach tych zdarzają się przypadki, gdy stężenia tych związków przekraczają ponad 100 $mg \cdot dm^{-3}$ (ryc. 3) i znacznie więcej. Największym obciążeniem tego typu biogenami odznacza się przepływowy zbiornik będący rozlewiskiem rzeki Bobrek (ryc. 1). W całym okresie badawczym największe ilości azotanów wystąpiły w styczniu 2003 roku, gdy były one obecne w ilości aż 340 $mg \cdot dm^{-3}$ (ryc. 3). Bardzo duże stężenia, rzędu 240 $mg \cdot dm^{-3}$, pomierzono także dwa miesiące wcześniej, w listopadzie. Poza tymi pomiarami nie stwierdzono już tak znacznych ilości azotanów (ryc. 3). Nie oznacza to, że takich sytuacji nie było, gdyż decydującą rolę w kształtowaniu składu chemicznego w tym zbiorniku odgrywa sama rzeka. Dlatego też znaczne zmiany mogą następować w bardzo krótkim czasie, bowiem, jak podaje S. Czaja (1999), Bobrek od 1976 roku jest głównym odbiorcą ścieków odprowadzanych z Huty Katowice, a także KWK „Kazimierz–Juliusz" oraz innych zakładów przemysłowych.

Podsumowanie

Opisywane zbiorniki wypełniające zagłębienia w nieckach osiadania odznaczają się zróżnicowanym stopniem eutrofizacji. Tylko nieliczne z nich, skutecznie izolowane przed dopływem zanieczyszczeń, np. zbiorniki o numerach 1 i 9 (ryc. 1, 2 i 3), odznaczają się stosunkowo niewielkim obciążeniem przez związki biogenne. W pozostałych okresowo występują wysokie stężenia zarówno fosforanów, jak i azotanów. Tak duża koncentracja tych związków powoduje znaczną żyzność retencjonowanych wód, dlatego też wraz ze wzrostem temperatury wody w ciepłej porze roku obserwuje się niekontrolowany rozwój fitoplanktonu, określany mianem tzw. zakwitu wody. Ponadto o wysokim stopniu trofii świadczą także duże skupiska roślinności szuwarowej porastające brzegi większości z opisywanych zbiorników. Wyraźne różnice stopnia eutrofizacji poszczególnych zbiorników (z wyjątkiem akwenu nr 2) wynikają ze sposobu zagospodarowania najbliższego ich otoczenia, bowiem to właśnie z tych terenów pochodzą największe ilości biogenów.

Zbiorniki w nieckach osiadania nadal będą powstawać na obszarze Wyżyny Katowickiej, gdyż w dalszym ciągu prowadzona jest na tych terenach wgłębna eksploatacja węgla kamiennego. Aktualnie obserwowany wzrost retencji jest zjawiskiem pozytywnym, a nowo powstające zbiorniki wraz z najbliższym otoczeniem spełniają przede wszystkim wiele funkcji przyrodniczych. Uzyskane wyniki mogą zostać wykorzystane przy projektowaniu działań zmierzających do poprawy stanu ekologicznego tego typu terenów. W najbliższej przyszłości można spodziewać się zdecydowanych posunięć polegających na objęciu ochroną takich obiektów wraz z ich otoczeniem.

Literatura

Czaja S. (1999): *Zmiany stosunków wodnych w warunkach silnej antropopresji (na przykładzie konurbacji katowickiej)*, Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice; 189.

Dojlido J., Zerbe J. (1997): *Instrumentalne metody badania wody i ścieków*, Arkady, Warszawa; 274.

Jankowski A. T., Molenda T., Rzętała M. (2001): *Reservoirs in subsidence basins and depression hollows in the Silesian Upland – selected hydrological matters*, Limnological Review, vol. 1/2001; 143–150.

Jankowski A. T., Rzętała M. (1998): *Eutrofizacja sztucznych zbiorników wodnych na Wyżynie Śląskiej i jej obrzeżach*, [w:] *Zagrożenia degradacyjne a ochrona jezior. Badania limnologiczne*, W. Lange, D. Borowiak (red.), t. 1, Wydawnictwo DJ, Gdańsk; 27–31.

Kajak Z. (1979): *Eutrofizacja jezior*, PWN, Warszawa; 232.

Kondracki J. (1998): *Geografia regionalna Polski*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa; 470.

Krawczyk W. E. (1989): *Jonoselektywna metoda oznaczania zawartości azotanów w wodach*, [w:] *Problemy hydrogeologiczne południowo-zachodniej Polski*, Wydawnictwo Politechniki Wrocławskiej, Wrocław; 437–441.

Machowski R., Ruman M., Rzętała M. (2006): *Abiotic manifestations of eutrophication of water in cases of extreme agricultural and industrial anthropopressure*, Limnological Review, vol. 6/2006; 179–186.

Rzętała M. (1998): *Zróżnicowanie występowania zbiorników wodnych na obszarze Wyżyny Katowickiej*, Geographia. Studia et dissertationes, 22; 52–67.

Sobczyński T. (1992): *Oznaczanie ortofosforanów w wodzie metodą spektrofotometryczną*, [w:] *Fizyczno-chemiczna analiza wód i gruntów*, J. Siepak (red.), Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań; 99–103.

Starmach K., Wróbel S., Pasternak K. (1976): *Hydrobiologia – limnologia*, PWN, Warszawa; 620.

Ziemońska Z. (1978): *Rola zbiorników wodnych pochodzenia antropogenicznego w uprzemysłowionym obszarze Wyżyny Śląskiej*, Folia Geographica. Seria Geographica-Physica, XII; 123–136.

Żmuda S. (1973): *Antropogeniczne przeobrażenia środowiska przyrodniczego konurbacji górnośląskiej*, Śląski Instytut Naukowy, Katowice; 211.

Włodzimierz Marszelewski
Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń

Zróżnicowanie zasobów wód powierzchniowych dorzeczy Przymorza

Diversity of surface water resources of the Przymorze basins

Abstract: The article presents the results of the hydrographic and hydrological analyses of the six basins and its main rivers. They are located in the north part of Poland, next to each other, and in the direct neighbourhood of the Baltic Sea. Despite similar environmental conditions (including the relief and climatic conditions), the author found considerable spatial and time diversity in surface water resources. It is strongly marked between the basins located in the western part of the study area (the Rega and the Parsęta) and the remaining river basins in the eastern part. The author underlines the fact that the increase in water resources of the "western" river basins at the end of the 20th century resulted from more and more frequent influence of atmospheric circulation from west directions. Moreover, the article discusses differences in irregularity and changeability of the flows in the analyzed rivers and water retention in the lakes.

Słowa kluczowe: hydrografia, hydrologia, zasoby wodne, rzeki, jeziora.
Key words: hydrography, hydrology, water resources, rivers, lakes.

Wprowadzenie

Określenie wielkości zasobów wodnych w dorzeczach należy do głównych zadań hydrologii i gospodarki wodnej. Na ten temat istnieje szereg prac. Początkowo związane one były z gwałtownie rosnącym zapotrzebowaniem na wodę i dotyczyły najczęściej rzek dużych. W ostatnich dekadach XX wieku, ze względu na silne zanieczyszczenie wód powierzchniowych, coraz częściej interesowano się wodami podziemnymi. Zasoby wód powierzchniowych ustalano głównie w celu obliczenia ładunku zanieczyszczeń. Obecnie istnieje jednak potrzeba zintensyfikowania badań zasobów wód powierzchniowych nie tylko w dorzeczach dużych, ale także i małych. Związane jest to z wyraźną poprawą ich jakości, koniecznością racjonalnego gospodarowania nimi w warunkach zmieniającego się klimatu, a także ochroną wód podziemnych w związ-

ku z obserwowanym w wielu przypadkach obniżaniem się poziomu ich występowania.

Celem niniejszej pracy jest określenie wielkości zasobów wód powierzchniowych w sześciu sąsiadujących ze sobą dorzeczach (Łeby, Łupawy, Słupi, Wieprzy, Parsęty i Regi), a także wykazanie ich zróżnicowania przestrzennego i czasowego oraz trendów zmian. Wykazanie tego zróżnicowania wydaje się interesujące w związku z ogólnie przyjętym poglądem na temat podobieństwa tych rzek, także pod względem zasobności w wodę.

Obszar i metody badań

Analizowane dorzecza położone są w północno-zachodniej części Polski i zajmują powierzchnię prawie 12,5 tys. km^2. Występuje tam większość form terenu typowych dla obszaru młodoglacjalnego zlodowacenia wisły. W górnych częściach dorzeczy (zwłaszcza Łeby, Łupawy, Słupi i Wieprzy) przeważają obszary moreny pagórkowatej z wałami moren czołowych i pojedynczymi wzgórzami morenowymi. Wysokości maksymalne terenu osiągają tam (przy południowych fragmentach działów wodnych I rzędu) 271 i 264 m n.p.m. w przypadku Łupawy i Słupi oraz 200 m n.p.m. w dorzeczu Regi. W dolnych częściach dorzeczy dominuje morena płaska, z tym że w dorzeczu Wieprzy istotną część stanowią równiny zastoiskowe po dawnych jeziorach, a w dorzeczu Łeby płaskie i szerokie dna dolin.

W pracy wykorzystano dane hydrologiczne Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej w Warszawie opublikowane (do 1983 roku) i niepublikowane (z lat 1984–1990). Podstawowe obliczenia dla wszystkich analizowanych rzek, w tym trendy zmian odpływu, wykonano dla okresu 20 lat, tj. od 1971 do 1990 roku. Uzyskane wyniki porównano z trendami zmian odpływu Słupi występującymi w dłuższych okresach (30 i 40 lat). Dane hydrograficzne uzyskano bądź obliczono z warstw informatycznych (ArcInfo coverage) i bazy danych zawartych na mapie cyfrowej nowego Podziału Hydrograficznego Polski (MPHP) udostępnionej przez IMGW, a także z *Podziału hydrograficznego Polski* (PHP).

Wyniki

Analizowane rzeki, ze względu na długości i wielkości dorzeczy, należą do grupy tzw. rzek małych. Nie ma jednak zgodności co do niektórych ich parametrów (tab. 1). W przypadku długości rzek różnice przekraczają nawet 10%. Wynika to m.in. z odmiennego ustalania miejsc początku rzeki oraz z dokładności materiałów kartograficznych.

Tab. 1. Główne dane hydrograficzne rzek Przymorza i ich dorzeczy

Rzeka	L_M km	L km	A km^2	D $m \cdot km^{-2}$	Sw $km^2 \cdot km^{-1}$	Jc ‰
Rega	187,1	167,8	2724,9	404	2,48	0,83
Słupia	152,7	138,6	1623,0	366	2,73	1,19
Parsęta	138,0	127,1	3150,0	405	2,46	0,84
Łeba	123,5	117,0	1801,2	330	3,03	1,35
Wieprza	132,0	111,7	2169,9	348	2,87	1,44
Łupawa	109,8	98,7	962,8	347	2,88	1,87

L_M – długość rzeki wg MPHP; L – długość rzeki wg PHP; A – powierzchnia dorzecza; D – wskaźnik gęstości sieci rzecznej; Sw – wskaźnik alimentacji koryt; Jc – spadek całkowity rzeki.

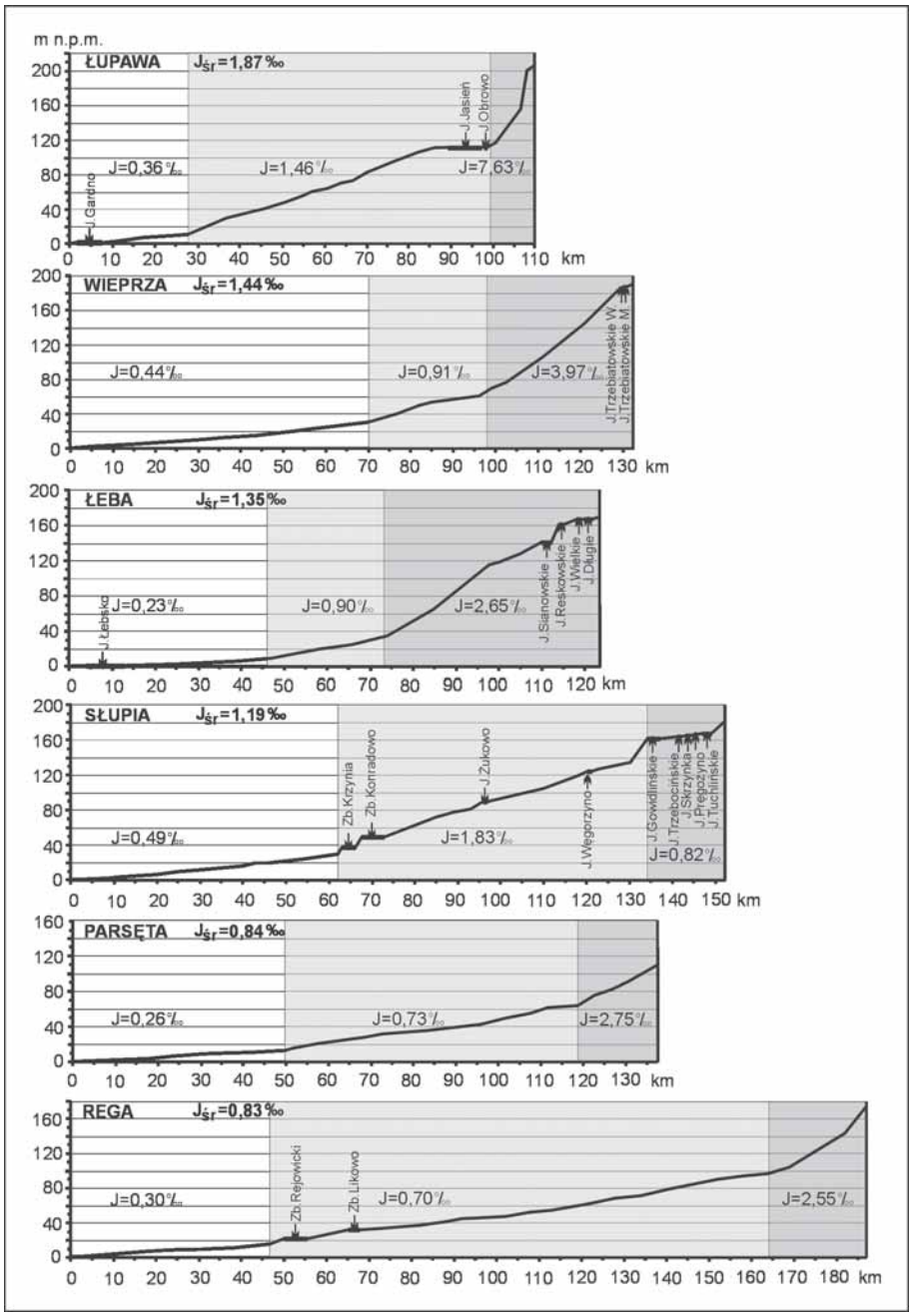
Pomimo przynależności rzek Przymorza do tej samej grupy i posiadania podobnych uwarunkowań przyrodniczych, wykazują one szereg cech odmiennych. Potwierdzeniem tego są zróżnicowane wartości niektórych parametrów hydrograficznych (tab. 1), zwłaszcza między rzekami i dorzeczami położonymi w zachodniej części obszaru badań a rzekami w części wschodniej. Zakresy tego zróżnicowania są następujące: w przypadku długości rzek (min. Łupawa, maks. Rega) ok. 70%; spadku całkowitego (min. Rega, maks. Łupawa) ok. 225%; powierzchni dorzecza (min. Łupawa, maks. Parsęta) prawie 330%. Znacznie mniejsze zróżnicowanie (ok. 23%) stwierdzono w przypadku gęstości sieci rzecznej (min. Łeba, maks. Parsęta).

Najbardziej charakterystycznymi cechami rzek Przymorza są jednak duże ich spadki (ryc. 1). Największe spadki całkowite posiadają Łupawa (1,87‰) oraz Wieprza (1,44‰).

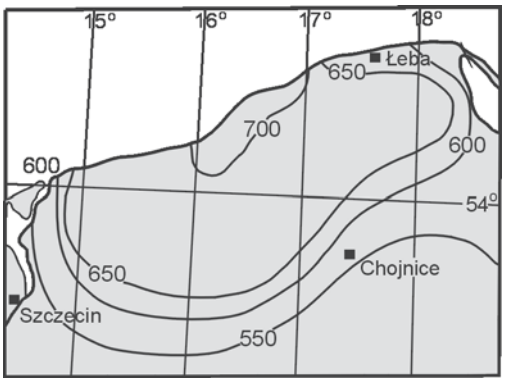
Duże spadki oraz ich lokalne zróżnicowanie, mimo niewielkich długości rzek, pozwoliły na wydzielenie odcinków górnych (> 2,5‰), środkowych (od 0,5 do 2,5‰) i dolnych (< 0,5‰) (ryc. 1). Jedynie w przypadku Słupi nie było możliwe wydzielenie odcinka górnego ze względu na jeziorny charakter tej części rzeki (ryc. 1) i stosunkowo mały spadek (0,82‰). Największy jest spadek górnej Łupawy (7,63‰) oraz górnej Wieprzy (3,97‰). Z kolei najmniejsze spadki zarówno w odcinkach górnych, jak i spadki całkowite mają rzeki „zachodnie": Parsęta (odpowiednio 2,75‰ i 0,84‰) oraz Rega (2,55‰ i 0,84‰), co i pod tym względem odróżnia je od rzek pozostałych.

Rzeki i dorzecza Przymorza są podobne pod względem wielkości zasilania opadami atmosferycznymi (ryc. 2). Średnie sumy roczne opadów wynoszą od 650 do 700 mm. Jedynie w ujściowych odcinkach Słupi oraz Wieprzy opady są nieco wyższe od 700 mm, a w górnej części dorzecza Łeby nieco niższe od 650 mm. Są one wyższe o ok. 200 mm od średniego rocznego parowania terenowego, wynoszącego w tej części Polski ok. 470 mm.

Jak już wspomniano, do obliczeń zasobów wodnych wszystkich rzek wykorzystano dane z lat 1971–1990. Analizując tego rodzaju zagadnienia, warto



Ryc. 1. Profile podłużne rzek Przymorza (odcieniami szarości zaznaczono odcinki górne i środkowe). $J_{śr}$ – spadek całkowity rzeki; J – spadek lokalny danego odcinka (górnego, środkowego lub dolnego)



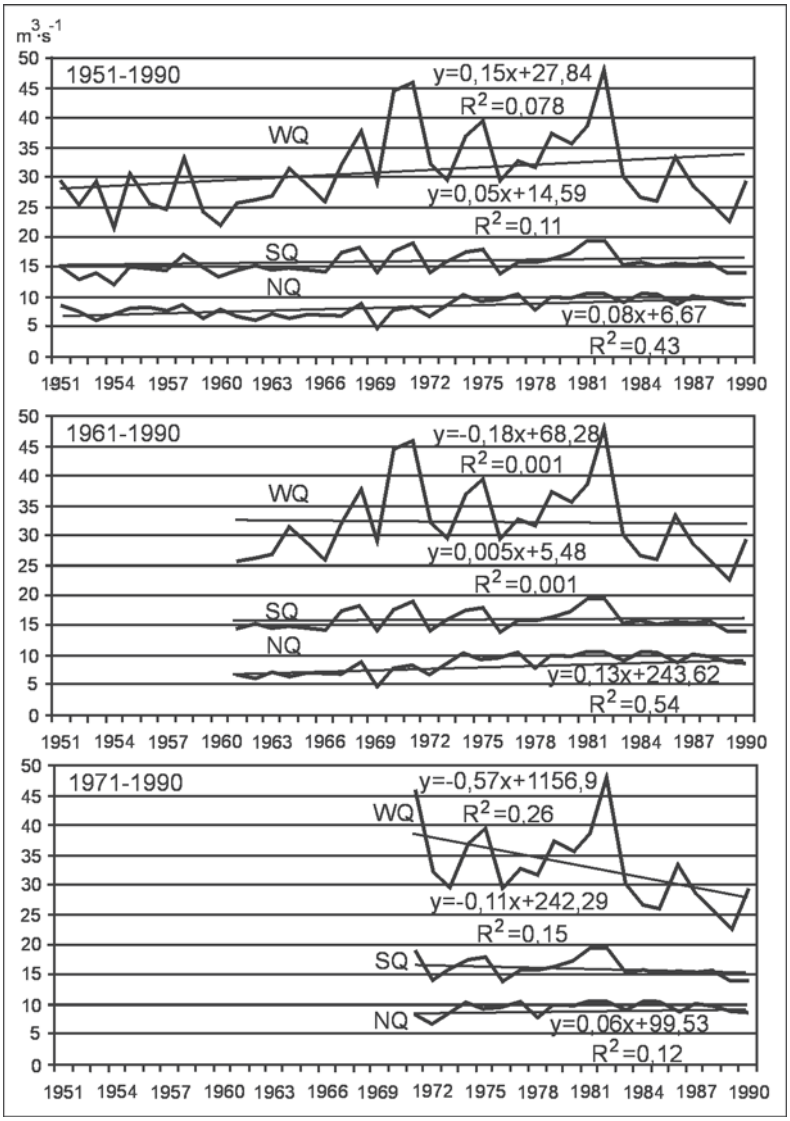
Ryc. 2. Przestrzenne zróżnicowanie sum rocznych (1971–2000) opadów atmosferycznych (w mm, wg Lorenc 2005)

jednak sprawdzić, na ile zjawiska rozpatrywane w danym wieloleciu przebiegają podobnie (lub odmiennie) w porównaniu do innego, dłuższego okresu. Problem „reprezentatywności danych" rozwiązano chociaż częściowo w oparciu o wartości średnich rocznych przepływów charakterystycznych Słupi w Słupsku z 40 lat (1951–1990). Na ryc. 3 przedstawiono ich zmienność oraz trendy zmian dla trzech różnych okresów: 1951–1990, 1961–1990 oraz 1971–1990.

Przepływy charakterystyczne (średnie roczne WQ, SQ i NQ) dla okresu najdłuższego (1951–1990) wykazały dodatnie trendy zmian, zwłaszcza w przypadku przepływów maksymalnych (średnio 0,15 $m^3 \cdot rok^{-1}$). W następnym, krótszym okresie (1961–1990) zaznaczyło się zróżnicowanie trendów zmian: przepływy maksymalne nieznacznie obniżały się (średnio -0,02 $m^3 \cdot rok^{-1}$), przebieg przepływów średnich nie wykazywał zmian, a przepływy minimalne – podobnie jak w poprzednim okresie – wykazały trend dodatni (tab. 2). Dalsze zmiany nastąpiły w okresie 1971–1990, kiedy to trendy zarówno przepływów maksymalnych (-0,52 $m^3 \cdot rok^{-1}$), jak i średnich (-0,10 $m^3 \cdot rok^{-1}$) były ujemne. Wynika to z coraz niższych wartości przepływów maksymalnych i średnich w dekadzie lat 80. XX wieku (ryc. 3). Jedynie przepływy minimalne, podobnie jak w poprzednich dekadach, wykazywały nieznaczny trend dodatni.

Tab. 2. Tendencje zmian przepływów charakterystycznych Słupi w Słupsku w różnych okresach

Q	1951–1990	1961–1990	1971–1990
	$m^3 \cdot rok^{-1}$		
WQ	+0,15	-0,02	-0,52
SQ	+0,05	0,00	-0,10
NQ	+0,07	+0,12	+0,04



Ryc. 3. Trendy przepływów charakterystycznych Słupi w różnych okresach obserwacyjnych

Niezależnie od trendów zmian, do najważniejszych parametrów należą wartości średnie przepływów w poszczególnych okresach. W przypadku Słupi zanotowano najwyższe wartości przepływów charakterystycznych w ostatnim z analizowanych okresów, czyli w latach 1971–1990, a najniższe w okresie 40 lat 1951–1990. Wyniosły one odpowiednio (w $m^3 \cdot s^{-1}$): dla WQ 33,1; 32,3 oraz 30,9 (wzrost w ostatnim 20-leciu o ponad 7%), dla SQ 16,24; 16,03 oraz

15,62 (wzrost o 4%), dla NQ: 9,35; 8,53 i 8,30 (wzrost o prawie 3%). Przedstawione wyniki są interesujące zwłaszcza w kontekście obserwowanych fluktuacji klimatu i formułowania ogólnych wniosków na temat zmniejszania się zasobów wód powierzchniowych. Wyjaśniają one także różnice między zasobami wodnymi w dorzeczach Przymorza stwierdzone w dwóch różnych okresach 20-letnich: 1951–1970 (Stachy 1980) oraz 1971–1990 (tab. 3). Różnice te są największe w dorzeczach „zachodnich", w których średnie przepływy rzek wzrosły od ponad 13 do 20%, podczas gdy w dorzeczach „wschodnich" tylko od 7,2 do 9%. Przyczyną tego zjawiska może być wzrost częstości występowania zachodnich cyrkulacji powietrza, w tym aktywności North Atlantic Oscillation w latach 80. XX wieku. Stwierdzenie to wymaga jednak pełniejszego udokumentowania w oparciu o wyniki dalszych, szczegółowych badań hydrologiczno-meteorologicznych.

Największe zasoby wodne spośród rzek Przymorza posiadają Parsęta i Rega, których średni odpływ roczny wynosi odpowiednio 926 i 690 mln m^3. Gdy bierze się jednak pod uwagę wartości względne odpływu, okazuje się, że zasoby wodne tych rzek są znacznie niższe od pozostałych (tab. 3). Wskaźnik odpływu Regi jest o ok. 35% niższy od wskaźnika dla Wieprzy i Słupi i o ok. 27% niższy od wskaźnika dla Łeby i Łupawy.

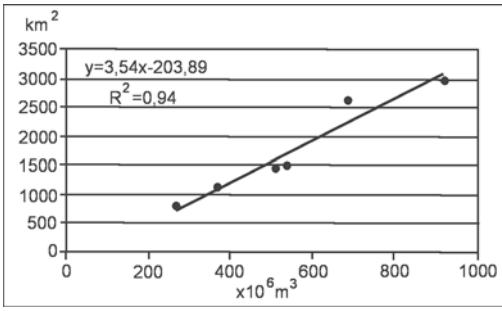
Tab. 3. Zasoby wodne rzek Przymorza w latach 1971–1990 (obliczenia własne na podstawie danych IMGW) oraz w latach 1951–1970 (wg Stachy 1980)

Rzeka	Profil	Qśr (71–90) $m^3 \cdot s^{-1}$	Qśr (51–70) $m^3 \cdot s^{-1}$	Różnica %	Qr (71–90) $m^3 \cdot 10^6$	Qr (51-70) $m^3 \cdot 10^6$	H (71–90) mm
Parsęta	Bardy	29,37	25,3	16,1	926,22	797,9	313
Rega	Trzebiatów	21,88	19,3	13,4	690,00	608,9	263
Wieprza	St. Kraków	17,12	14,2	20,6	539,91	447,8	355
Słupia	Słupsk	16,24	15,0	8,3	512,13	473,0	353
Łeba	Cecenowo	11,79	11,0	7,2	371,97	346,9	332
Łupawa	Smołdzino	8,50	7,8	9,0	268,06	246,0	333

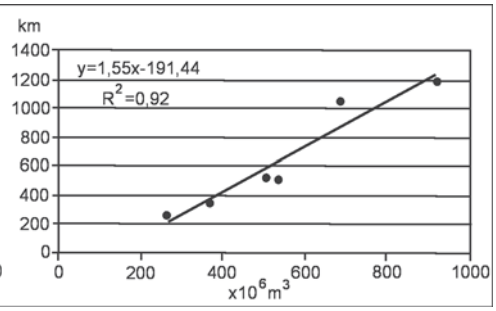
Qśr – średni roczny przepływ; Qr – odpływ roczny; H – wskaźnik odpływu.

Mimo znacznego zróżnicowania zarówno bezwzględnych, jak i względnych miar odpływu rzek Przymorza, stwierdzono istnienie silnych związków korelacyjnych między ich zasobami wodnymi a wielkością dorzecza ($R^2 = 0,94$) czy długością sieci rzecznej ($R^2 = 0,92$), co przedstawiają ryc. 4 i 5. Związek między powierzchnią dorzecza a wskaźnikiem odpływu jest już znacznie słabszy ($R^2 = 0,42$).

Duże zróżnicowanie przestrzenne wykazuje także średni roczny (1971–1990) odpływ jednostkowy (od 8,3 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ w dorzeczu Regi do 11,3 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ w dorzeczu Wieprzy, tab. 4). W latach następnych (1989–2000) kształtował się podobnie, chociaż 11-letni okres obserwacyjny nie może być uznany



Ryc. 4. Związek między wielkością dorzecza a średnimi rocznymi (1971–1990) zasobami wodnymi



Ryc. 5. Związek między długością sieci rzecznej a średnimi rocznymi (1971–1990) zasobami wodnymi

za reprezentatywny: od 7,5 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ w dorzeczu Regi do 11,1 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ w dorzeczu Łeby (Bogdanowicz 2005). Wartości te są wyższe od podanych wcześniej przez Mikulskiego (1963), w pracy którego występowanie średniego odpływu jednostkowego >10 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ ograniczono do obszarów górnych części dorzeczy Łeby, Łupawy, Słupi i Wieprzy. Wynikało to zapewne z innych warunków hydrometeorologicznych w latach wcześniejszych. Bez względu jednak na okres obserwacji, zaznacza się odmienność Regi i Parsęty od pozostałych rzek, także pod względem wielkości odpływu jednostkowego. Jest to widoczne również w przypadku wartości ekstremalnych tego parametru, których zakres wahań w dorzeczach Regi i Parsęty jest ponad dwukrotnie większy w porównaniu do pozostałych rzek (tab. 4). Mimo to, zakresy wahań tego parametru nie są duże na tle pozostałych rzek nizinnych, co związane jest przede wszystkim z brakiem głębokich niżówek dzięki równomiernemu i intensywnemu zasilaniu powierzchniowemu i podziemnemu. W związku z tym nieregularność przepływów średnich rocznych w latach 1971–1990 (obliczo-

Tab. 4. Odpływ jednostkowy (q) rzek Przymorza; $q_{śr}$ – średni roczny w latach 1971–1990; (q_z) – zakres; $q_{z\,\%}$ – zakres w %

q $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$	Wieprza St. Kraków	Słupia Słupsk	Łupawa Smołdzino	Łeba Cecenowo	Parsęta Bardy	Rega Trzebiatów
$q_{śr}$ (q_z)	11,3 (15,3–9,1)	11,2 (13,6–9,5)	10,6 (14,6–9,3)	10,5 (13,2–9,4)	9,9 (14,4–6,9)	8,3 (12,2–5,7)
$q_{z\,\%}$	68,1	43,1	57,0	40,4	108,7	114,0

Tab. 5. Nieregularność przepływów średnich rocznych (NPśr) i ekstremalnych (NPex)

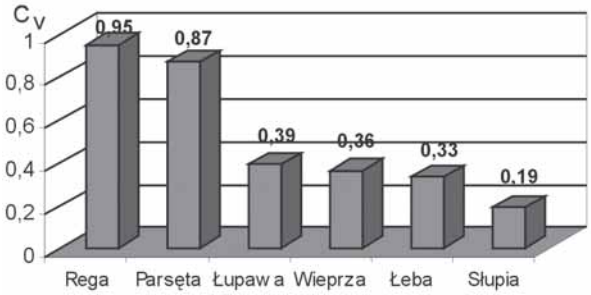
NPśr	Łeba 1,41	Słupia 1,42	Łupawa 1,58	Wieprza 1,68	Parsęta 2,10	Rega 2,13
NPex	Słupia 7,07	Łeba 9,02	Wieprza 9,53	Parsęta 10,00	Rega 12,21	Łupawa 16,04

na jako stosunek przepływu średniego rocznego maksymalnego do średniego rocznego minimalnego), a także nieregularność przepływów ekstremalnych (obliczona jako stosunek przepływu maksymalnego do minimalnego) są także niewielkie, chociaż i w tym przypadku wartości największe odnoszą się do dorzeczy „zachodnich" (tab. 5). Wyjątek stanowi wysoka nieregularność przepływów ekstremalnych Łupawy, stwierdzona na posterunku wodowskazowym w Smołdzinie. Jest ona skutkiem bezpośredniego oddziaływania elektrowni wodnej znajdującej się w tej samej miejscowości, a także trzech innych elektrowni wodnych położonych w odległości kilkunastu i kilkudziesięciu kilometrów w górę rzeki.

Rega i Parsęta charakteryzują się ponadto wyraźnie większą zmiennością średnich rocznych przepływów (C_v), którą obliczono wg wzoru (Jankowski 1995):

$$C_V = \sqrt{\frac{\sum\left(Q_i - \overline{Q}\right)^2}{\frac{n-1}{\overline{Q}}}}$$

gdzie: Q_i – przepływ średni roczny, Q – przepływ średni wieloletni, n – liczba lat.



Ryc. 6. Współczynnik zmienności (C_v) średnich rocznych przepływów (1971–1990)

Jest ona prawie 5-krotnie większa w porównaniu do Słupi i ponad 2-krotnie większa względem Łeby, Wieprzy i Łupawy (ryc. 6). Mała zmienność średnich rocznych przepływów tych rzek może być związana z retencyjną i wyrównawczą rolą wód stojących.

Mimo to, w większości dorzeczy jest ona wyższa od wartości podanych przez Choińskiego (1988), które obliczono dla innego okresu (1961–1975). Może świadczyć to o wzroście ekstremalnych sytuacji hydrologicznych w latach 1971–1990 związanych ze zmianami klimatycznymi.

Zasoby wód powierzchniowych dorzeczy przymorskich kształtowane są także przez wody jeziorne. W analizowanych dorzeczach znajduje się łącznie 727 jezior, w tym najwięcej w dorzeczu Słupi (175), a także Regi (156) i Wie-

przy (152). Zaznacza się rzadko spotykana w innych dorzeczach pojeziernych wyjątkowo duża przewaga jezior najmniejszych, o powierzchni mniejszej od 10 ha. W dorzeczu Wieprzy stanowią one aż 78% liczby wszystkich jezior, a w pozostałych (oprócz Regi) od 72 do 74%. W jeziorach tych zgromadzonych jest jednak tylko kilka procent wód stojących, w dorzeczu Łeby zaledwie 1,3%. Z drugiej strony, kilka największych jezior skupia ponad 70% łącznej objętości jezior w dorzeczu Łeby, a także Łupawy (tab. 6). Największe jeziora nie odgrywają jednak istotnej roli w kształtowaniu odpływu rzek przymorskich, gdyż położone są najczęściej w dolnych fragmentach dorzeczy, w bezpośrednim sąsiedztwie ujść rzek do morza. Ilość wody w nich zgromadzonej decyduje jednak o stosunkowo wysokich wartościach wskaźnika retencji jeziornej (WRJ), który w dorzeczach wschodnich (Łeba, Łupawa, Słupia) wynosi od 93 do 117 mm (tab. 6).

Tab. 6. Zasoby wodne jezior ($m^3 \times 10^3$) w dorzeczach Przymorza wg klas ich powierzchni

P (ha)	Rega	Parsęta	Wieprza	Słupia	Łupawa	Łeba
1–5	2 407,5	1 854,0	2 773,5	3 400,5	1 339,5	1 141,5
5–10	4 902,0	3 117,0	5 889,0	7 248,0	3 990,0	1 068,0
10–25	16 420,0	9 200,0	12 044,0	15 580,0	5 600,0	1 335,0
25–50	22 960,0	9 555,6	17 173,4	15 251,2	11 456,4	12 525,5
50–100	44 564,6	15 923,0	18 744,5	36 995,0	2 912,0	3 800,0
100–250	39 838,9	7 009,8	0	20 322,8	8002,3	22 016,0
250–500	0	48 985,2	33 128,5	79 941,5	0	0
500–1000	75 840,8	0	0	0	48 048,8	8 074,2
1000–2500	0	0	0	0	3 950,5	0
2500–5000	0	0	0	0	0	0
>5000	0	0	0	0	0	117 521,0
Razem	206 933,8	95 644,6	89 752,9	178 739,0	112 299,5	167 481,2
WRJ	76 mm	30 mm	41 mm	110 mm	117 mm	93 mm

P – klasa powierzchni jeziora (ha); WRJ – wskaźnik retencji jeziornej (mm).

Uwagi końcowe

W nielicznej literaturze przedmiotu do charakterystycznych cech rzek Przymorza zalicza się: wysoki stopień wyrównania przepływów rzecznych, znaczną zasobność w wodę wyrażającą się wysokimi wartościami odpływu jednostkowego oraz dużą zdolność retencyjną związaną z występującymi na tym obszarze jeziorami (Stachy 1980; Bogdanowicz 2005). Stwierdzenia te są słuszne, szczególnie na tle kształtowania się odpływu i zasobów wodnych innych rzek nizinnych w Polsce. Z materiałów przedstawionych w niniejszej pracy wyłania się jednak bardziej skomplikowany obraz rzek Przymorza i ich zasobów wodnych. Charakterystyki hydrologiczne tych rzek wykazują zróżnicowanie zarówno przestrzenne, jak i czasowe. Są one wyrażone m.in. bezwzględ-

nymi i względnymi miarami odpływu, nieregularnością przepływów, zmiennością przepływów, a także zdolnością retencyjną jezior. Ponadto, jak wynika z danych IMGW – Oddziału Morskiego w Gdyni, nieregularność i zmienność przepływów w niektórych rzekach (zwłaszcza Słupi i Łupawy) wzrasta w ostatnich latach w związku z coraz częściej występującymi wysokimi opadami (ok. 60 mm·dobę$^{-1}$). Wywołują one powodzie jesienne w dolnych częściach rzek (np. na przełomie października i listopada 1998 roku) lub zimowe (na przełomie stycznia i lutego 2002 roku). Są to powodzie opadowe lub opadowo-roztopowe i nie mają nic wspólnego z zimowymi powodziami sztormowymi, omówionymi przez Mikulskiego (1963).

Wyraźnie zaznaczają się różnice między dwoma „zachodnimi" dorzeczami a pozostałymi. Do głównych przyczyn odmienności Regi i Parsęty zaliczyć należy m.in. cechy hydrograficzne oraz orograficzne, a także cechy nierozpatrywane w niniejszej pracy, związane z budową geologiczną oraz przepuszczalnością utworów powierzchniowych.

Literatura

Bogdanowicz R. (2005): *Zanieczyszczenie rzek Przymorza związkami azotu*, Gospodarka Wodna, 8; 323–328.

Choiński A. (1988): *Zróżnicowanie i uwarunkowania zmienności przepływów rzek polskich*, Wyd. UAM, Poznań.

Jankowski A. T. (red.) (1995): *Hydrologia*, Skrypty UŚ, 508, Katowice.

Lorenc H. (red.) (2005): *Atlas klimatu Polski*, Wyd. IMiGW, Warszawa.

Mikulski Z. (1963): *Zarys hydrografii Polski*, PWN, Warszawa.

Podział hydrograficzny Polski (oprac. zbior.) (1980): Wyd. IMiGW, Warszawa.

Stachy J. (1980): *Odpływ rzek Przymorza na tle odpływu z terenu całej Polski*, [w:] *Stosunki wodne w zlewniach rzek Przymorza i dorzecza dolnej Wisły ze szczególnym uwzględnieniem gospodarki wodnej jezior*, Sesja naukowo-techniczna, Słupsk; 13–27.

Zdzisław Michalczyk, Sławomir Głowacki, Beata Zielińska
Zakład Hydrografii, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Zasoby wodne dorzecza Ciemięgi

Water resources of the Ciemięga river basin

Abstract: The main aim of the paper is an assessment of the discharge changeability of the Ciemięga river and estimation of water resources of its basin located in the northern part of the Lublin Upland. Hydrological analysis was prepared on the basis of diurnal discharges collected at Department of Hydrography of Maria Curie-Skłodowska University within the years 1995–2005 and former incomplete hydrometric data for the period 1981–1991. Water runoff as well as groundwater resources change in multiannual cycle with the clearly indicated seasonal rhythm. Precipitation of the winter season (XI–IV), which was temporarily retained in the snow cover, causes spring increase of discharges with maximum values in March and April. Precipitation of the summer season (V–X) has not caused a direct increase of the river discharge, because of their retention in the catchment and lost in evapotranspiration process. Groundwater resources were recorded through the systematic measurements of the yield of the springs in the basin. Seasonal and multiannual changeability of the springs' yield was stated, similar to the river runoff. The Ciemięga river basin is characterized by small and quite changeable water resources.

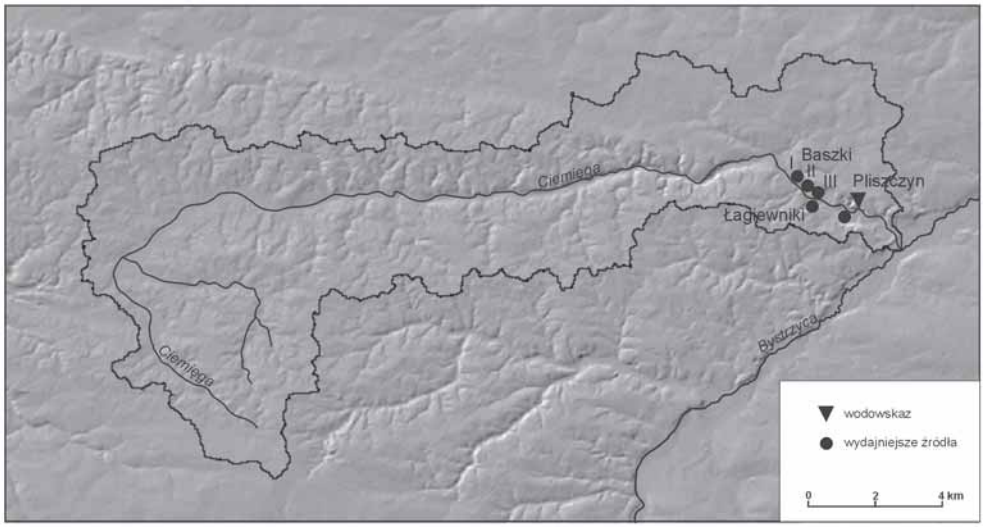
Słowa kluczowe: odpływ, zasoby wodne, wydajność źródeł, Wyżyna Lubelska.
Key words: river runoff, water resources, springs' yield, the Lublin Upland.

Ogólna charakterystyka dorzecza

Dorzecze Ciemięgi położone jest w północno-wschodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego, subregionu Wyżyny Lubelskiej (Jahn 1956). Charakterystyczny dla dorzecza o powierzchni 157,1 km^2 jest bardzo wydłużony kształt, gdyż jego rozciągłość równoleżnikowa wynosi 30 km. Szerokość dorzecza w górnej jego części osiąga 10 km, w części środkowej i dolnej zaś zmniejsza się do 3–6 km (ryc.1). Praktycznie jest to strefa drenażu powierzchniowego tylko jednej rzeki, osiągającej długość 41 km.

Ciemięga bierze początek w Motyczu Leśnym na wysokości 226 m n.p.m., a uchodzi do Bystrzycy w Sobianowicach (160 m n.p.m.). W całym swoim

biegu przyjmuje tylko jeden niewielki dopływ. Spadki podłużne doliny rzecznej są małe, w górnym odcinku nie osiągają 1‰, a w dolnym nieco przekraczają 2‰. Górny odcinek (od Miłocina do Panieńszczyzny) ma szerokie dno (od 500 do 1000 m) częściowo podmokłe, z gęstą siecią rowów melioracyjnych, a koryto rzeki jest wąskie – około 1 m. Na tym odcinku rzeka przyjmuje jedyny niewielki dopływ, Strugę Tomaszowicką. Poniżej Jastkowa dolina zwęża się i głęboko wcina w skały podłoża, przybierając charakter przełomu. Jej szerokość zmienia się od 200 do 300 m, a koryto poszerza się do 3–4 m (Michalczyk 1995).



Ryc. 1. Dorzecze Ciemięgi

Warunki klimatyczne kształtowane są głównie przez dwa rodzaje mas powietrza: polarno-morskie oraz polarno-kontynentalne, których sumaryczna częstość pojawiania się wynosi 91% ogólnej frekwencji mas powietrza (W. i A. Zinkiewicz 1975). Średnia roczna temperatura powietrza wynosi ok. 7,5°C. Długość okresu wegetacyjnego utrzymuje się 210–220 dni, a pokrywa śnieżna zalega średnio przez ok. 70 dni (W. i A. Zinkiewicz 1975). Średnia wartość opadu za okres 1995–2005 wyniosła 589,6 mm, z czego na półrocze zimowe przypadało 210,5 mm, a na letnie 379,1 mm. Najważniejsze znaczenie w kształtowaniu zasobów mają dość wysokie opady półrocza zimowego (XI–IV), które infiltrują do skał podłoża lub są czasowo retencjonowane w pokrywie śnieżnej, a następnie powodują wiosenny wzrost przepływu z kulminacją w marcu i kwietniu. Normalne opady półrocza letniego (V–X) zwykle nie powodują bezpośredniego wzrostu przepływu rzeki, gdyż są zatrzymywane w zlewni i zużywane w procesie ewapotranspiracji.

Spośród terenowych czynników decydujących o zasobach wodnych największe znaczenie ma budowa geologiczna i tektonika kompleksu mezo-kenozoicznego przykrywającego utwory paleozoiczne. Osady piętra kredowego wykształcone w postaci margli i opok górnego mastrychtu mają miąższość 350 m. Odsłaniają się one w dolnym biegu rzeki w okolicach Sobianowic. Na nich zalegają paleoceńskie gezy i wapienie margliste, lokalnie przykryte piaskami oraz mułkami kwarcowymi oligocenu (Harasimiuk, Henkiel 1982), osiągające łączną miąższość od kilku do kilkudziesięciu metrów. Osady czwartorzędowe reprezentowane są przez piaski i piaski gliniaste ze żwirami oraz kilkumetrową warstwę glin zwałowych, na których zalegają osady lessu, osiągające na wierzchowinach i zboczach dolin od kilku do 25 m. W dnie doliny rzecznej znajdują się utwory holoceńskie w postaci torfów, namułów i mad. Kopalne dna dolin wypełnia seria piaszczysto-ilastych aluwiów o miąższości do 10 m (Harasimiuk, Henkiel 1982).

W rzeźbie terenu wyróżniają się: obszary wierzchowinowe pokryte lessem, głęboko wcięta dolina rzeczna i sieć suchych dolin (ryc. 1), krawędzie oraz wąwozy rozcinające aż do spągu osady eoliczne. Z uwagi na dobre gleby wytworzone z lessów, w strukturze użytkowania ziemi dominują grunty orne. Łąki występujące wyłącznie tylko w wąskim dnie doliny zajmują około 6,5% powierzchni, a lasy jedynie 2,4%, przede wszystkim na stromych zboczach wąwozów.

Wody podziemne występują głównie w skałach górnej kredy oraz lokalnie w osadach paleocenu i czwartorzędu. Na przeważającej części dorzecza istnieje jeden zbiornik wodonośny, o swobodnym zwierciadle, którego położenie nawiązuje do rzędnej dna doliny Ciemięgi. Jedynie w obszarach wierzchowinowych utrzymują się lokalnie zawieszone poziomy wody. Zwierciadło wody użytkowego poziomu występuje na niewielkich głębokościach w strefie doliny rzecznej, a na wierzchowinach miąższość warstwy suchej wzrasta do 45 m. Wody podziemne zasilają liczne podzboczowe i przykorytowe źródła oraz dopływają do rzeki przez bezpośredni drenaż korytowy (Michalczyk, Reder 1993).

Przepływy Ciemięgi w latach 1995–2005

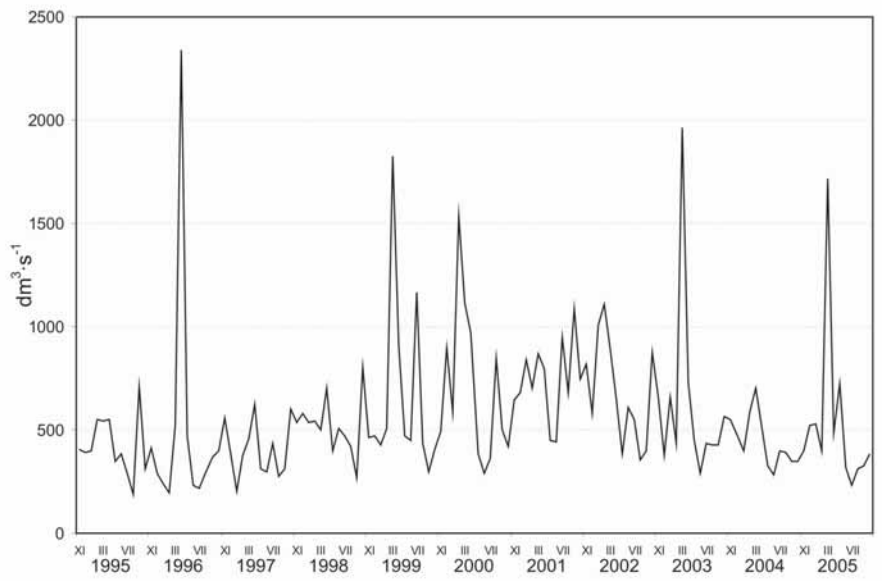
Wielkość przepływu Ciemięgi była już określana na podstawie krótkotrwałych obserwacji wodowskazowych prowadzonych w latach 1971–1972 (Świątek 1973), 1981–1985 i 1986–1991 (Michalczyk, Turczyński 1988, 1992).

W październiku 1994 roku wznowiono systematyczne obserwacje i pomiary hydrometryczne Ciemięgi w profilu Pliszczyn. Stanowią one przedłużenie i kontynuację badań stacjonarnych i patrolowych, wykonywanych we wcześniejszych latach przez pracowników Zakładu Hydrografii UMCS. Na wodowskazie w Pliszczynie w latach 1995–2005 codziennie obserwowano stany

wody oraz wykonywano systematyczne comiesięczne pomiary przepływu, które były podstawą do szczegółowej oceny odpływu z dorzecza. Profil hydrometryczny zamyka zlewnię Ciemięgi o powierzchni 152,1 km^2 (ryc. 1). W oparciu o wykonane pomiary przepływów obliczono krzywą konsumcyjną, a następnie zamieniono codzienne stany na przepływy. Równocześnie z oceną wielkości odpływu wykonywano patrolowe pomiary przepływu w całym biegu Ciemięgi, comiesięczne pomiary wydajności 5 źródeł, które w okresach bezdeszczowych decydują o wielkości przepływu rzeki w jej dolnym biegu, a także okresowo pobierano wodę do analizy jej składu chemicznego.

Odpływ całkowity kształtowany był przez stabilne zasilanie podziemne docierające do koryta rzeki głównie przez wydajne źródła oraz krótkotrwałe spływy powierzchniowe. Rzeka i jej dolina na całej długości drenują zasoby podziemne, których obecność przejawia się w źródłach oraz w lokalnym utrzymywaniu się obszarów podmokłych. Należy podkreślić, że mimo dużych spadków terenu spływ powierzchniowy nie pojawia się często, jak również w ujęciu wartości średnich – nie osiąga dużych rozmiarów. Wynika to z dość dobrych warunków retencjonowania wody w podłożu skalnym. Z wieloletnich obserwacji wynika, że największe znaczenia dla kształtowania się zasobów mają opady półrocza zimowego. Jest to okres, w którym opad przewyższa parowanie, a więc możliwe jest retencjonowanie wody w gruncie. Część opadów, retencjonowana w pokrywie śnieżnej, powoduje różnej wielkości wiosenny spływ powierzchniowy. Normalne opady półrocza letniego zwykle nie powodują wzrostu przepływu rzeki, jak również nie zasilają zasobów podziemnych. Natomiast krótkotrwały letni spływ powierzchniowy pojawia się po intensywnych opadach.

Przepływy rzeki, podobnie jak i zasoby wód podziemnych, zmieniają się w rytmie sezonowym i rocznym. Największe przepływy pojawiają się w okresie wiosny, a najniższe w lecie. Zestawione na ryc. 2 średnie miesięczne wielkości przepływu w okresie 1995–2005 dokumentują dynamiczne zmiany odpływu, szczególnie w czasie okresowo pojawiających się wezbrań. Z układu wartości wynika, że od 1997 roku do 2002 roku następował powolny wzrost zasobów wodnych. W następnych latach notowano, aż do końca obserwacji, obniżanie się przepływów. Na szczególną uwagę zasługuje długookresowa zmiana przepływów, co zapewne wynika z warunków kształtowania się zasobów podziemnych głównego piętra wodonośnego. Przepływy pierwszych i ostatnich lat badanej serii układają się na zbliżonym poziomie, podczas gdy w latach 1998–2003 ilość odpływającej wody była zdecydowanie wyższa. W całym analizowanym okresie stosunkowo często pojawiały się wezbrania wiosenne i letnie. Największe z nich wystąpiły w latach 1996, 1999, 2003 i 2005. Natomiast w latach 1995, 1997, 1998, 2004 nie stwierdzono znaczących wzrostów przepływu, a rzeka przez cały rok zasilana była niemal wyłącznie z zasobów podziemnych.



Ryc. 2. Średnie miesięczne przepływy Ciemięgi w Pliszczynie w latach hydrologicznych 1995–2005

W ujęciu sezonowym najwyższe przepływy przypadają na kwiecień i marzec, natomiast najniższe na czerwiec. Przepływy średnie i minimalne w miesiącach półrocza letniego były niższe niż w miesiącach półrocza chłodnego. W reżimie odpływu zaznacza się zwiększone zasilanie w okresie od jesieni do wiosny. Pojawianie się minimalnych przepływów w lipcu wskazuje na wpływ klimatu oceanicznego na kształtowanie się zasobów wodnych. Natomiast wysoki spływ wiosenny podkreśla oddziaływanie klimatu kontynentalnego na reżim odpływu.

Zmienność przepływów i zasobów wodnych w poszczególnych miesiącach zaprezentowana została poprzez podanie przepływów charakterystycznych (tab. 1). Wartości średnie wskazują na przeciętne zasoby wody. Przepływy wysokie podkreślają dynamikę procesu spływu powierzchniowego. Mogą one wystąpić w każdym miesiącu, ale bardzo wysokie pojawiają się w okresie roztopów wiosennych (marzec i kwiecień) i po wysokich opadach letnich. Najniższe przepływy stwierdzono w styczniu i lutym, a także w maju i czerwcu. Przepływy niżówkowe częściej pojawiają się w miesiącach letnich, a ich wielkości sporadycznie spadają poniżej 150 $dm^3 \cdot s^{-1}$. Dość wysokie wartości przepływów niżówkowych wynikają z wyrównanego i dość dużego zasilania rzeki w dolnym jej biegu wodami podziemnymi piętra kredowego, docierającego do rzeki przez liczne źródła i bezpośredni drenaż korytowy. Zasilanie to dokumentują wysokie wartości roczne NNQ i SNQ, wskazujące na znaczną zasobność wodną dorzecza Ciemięgi, a właściwie – co wiadomo z pomiarów patrolowych przepływu – głównie jego dolnej części.

Tab. 1. Przepływy charakterystyczne Ciemięgi w Pliszczynie ($dm^3 \cdot s^{-1}$) w okresie 1995–2005

		XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok
Pliszczyn	NNQ	216	187	147	134	176	276	142	140	165	154	182	266	134
	SNQ	389	337	319	405	444	422	263	224	258	270	264	404	333
	SSQ	540	515	529	631	1010	844	433	373	502	420	459	531	566
	SWQ	806	800	1059	1240	4073	2800	770	682	1973	784	853	722	1380
	WWQ	1061	1565	3020	3952	13800	13183	1379	1287	9300	1586	2125	1301	13800

NNQ – najniższy przepływ, SNQ – średni niski przepływ, SSQ – przepływ średni, SWQ – średni wysoki przepływ, WWQ – najwyższy przepływ (w okresie badań).

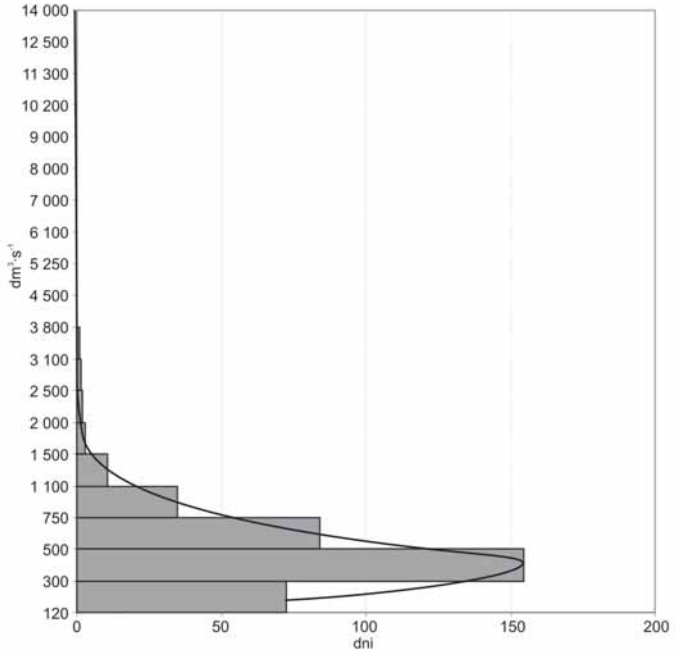
Skrajne wartości przepływów Ciemięgi zmieniały się w bardzo dużym przedziale wartości (tab. 2). Najwyższe dobowe przepływy odnotowano w kwietniu 1996 roku (13,1 $m^3 \cdot s^{-1}$) oraz w marcu 2005 roku (13,8 $m^3 \cdot s^{-1}$), a najniższe w lutym 1996 roku (tab. 2). W okresie wysokich wezbrań spływy jednostkowe osiągają wartości 70-90 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, a w czasie głębokich niżówek spadają do poziomu 0,9-1,0 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$.

Tab. 2. Skrajne wielkości przepływów [Q] i odpływów jednostkowych [q] w zlewni Ciemięgi w latach 1995–2005

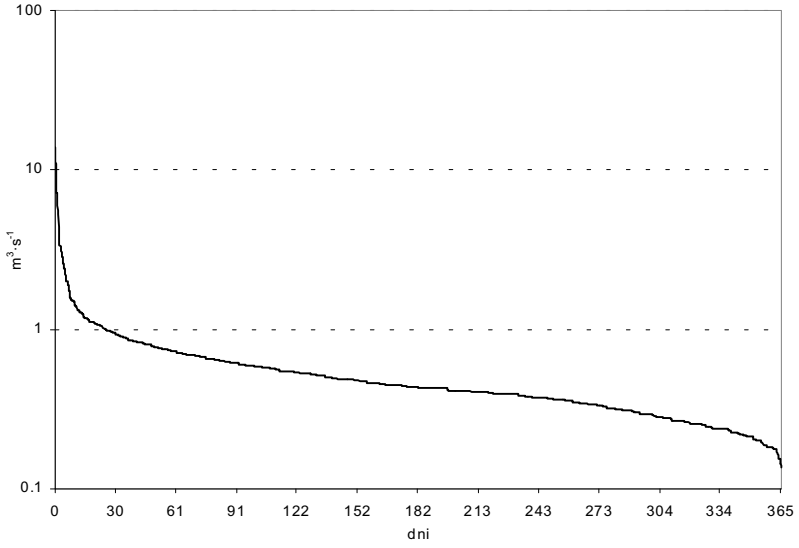
Profil wodowskazowy	Maksymalny			Minimalny		
	Data	Q [$dm^3 \cdot s^{-1}$]	q [$dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$]	Data	Q [$dm^3 \cdot s^{-1}$]	q [$dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$]
Pliszczyn	19.03.05	13 800	90,7	14.02.96	134	0,92

Wysokie wyrównanie przepływów, wynikające z dużej roli zasilania podziemnego w kształtowaniu wielkości odpływu z dorzecza, podkreśla koncentracja czasów trwania oraz układ przepływów okresowych (ryc. 3). Najczęściej przepływ był rejestrowany na poziomie około 400 $dm^3 \cdot s^{-1}$, co zostało udokumentowane na wykresach częstotliwości i czasów trwania. Wykres częstotliwości pojawiania się przepływów opracowano w nawiązaniu do 10-centymetrowych stanów wody. W przypadku zastosowania równych przedziałów klas przepływu nastąpiłaby 90% koncentracja wartości pojawienia się przepływów do 1 $m^3 \cdot s^{-1}$. Przy zastosowanych wydzieleniach, odpowiadających decymetrowym przedziałom stanów, czas trwania przepływów od 300 do 500 $dm^3 \cdot s^{-1}$ wynosi aż 150 dni. Natomiast razem z dwoma sąsiednimi przedziałami, czyli przepływami od 120 do 750 $dm^3 \cdot s^{-1}$, trwa aż 300 dni.

Czas trwania przepływów zarówno wysokich, jak i skrajnie niskich jest krótki (ryc. 4). Duże wyrównanie przepływów, począwszy od Q_5 do Q_{360}, wynika ze stabilnego zasilania z zasobów podziemnych wodami piętra kredowo-paleoceńskiego, a także z krótkiego czasu trwania wezbrań. W bezdeszczowych okresach niżówkowych dopływy wody z 5 źródeł zlokalizowanych w dol-



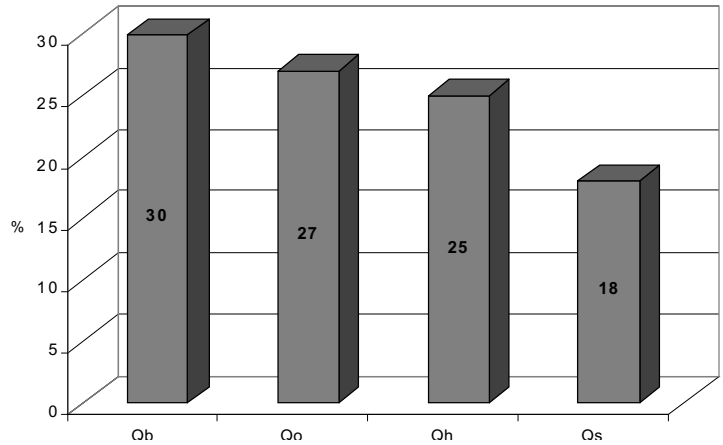
Ryc. 3. Częstotliwość przepływów Ciemięgi w profilu Pliszczyn w latach 1995–2005



Ryc. 4. Krzywa sum czasów trwania przepływów Ciemięgi w Pliszczynie (wraz z wyższymi) w latach 1995–2005

nym biegu rzeki (Pliszczyn i Baszki) dostarczają nawet 3/4 wody odpływającej z dorzecza. W tym czasie przepływy w górnym i środkowym biegu Ciemięgi spadają do bardzo niskich wartości. Odpływy jednostkowe w górnej części zlewni nie osiągają 0,5 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, a w dolnej przekraczają 2,0 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$.

Analiza wielkości, przebiegu i zmienności przepływów Ciemięgi pozwoliła na określenie genetycznej struktury odpływu z dorzecza. Do obliczeń wykorzystano zaproponowaną przez Paszczyka (2004) metodę numerycznego podziału hydrogramów codziennych przepływów. Zastosowany program pozwala na wyliczenie procentowego udziału poszczególnych rodzajów zasilania w odpływie rzecznym (ryc. 5). W dorzeczu Ciemięgi największy udział w odpływie, aż 30%, ma długookresowy odpływ bazowy (Qb), będący efektem względnie stałego i wyrównanego zasilania wodami głębszych horyzontów wodonośnych. Nieco mniej, bo 27%, stanowi podziemny odpływ krótkookresowy (Qo), będący wynikiem szybkiego zasilania koryt rzecznych płytkimi wodami gruntowymi. Łącznie z zasilania podziemnego pochodzi 57% odpływającej wody. Wydzielony odpływ hipodermiczny (Qh), w którego skład wchodzą odpływ glebowy oraz odpływ z pokryw zwietrzelinowych i aluwiów rzecznych, stanowi 25% objętości odpływu. Najmniejszy, 18% udział, ma spływ powierzchniowy (Qs), składający się ze spływu bezpośredniego z obszaru zlewni i sieci rzecznej oraz spływu opóźnionego z zagłębień terenowych. Jego niska wartość wskazuje na dobre warunki retencjonowania wody w strefie aeracji i saturacji.



Ryc. 5. Genetyczna struktura odpływu w zlewni Ciemięgi w latach 1995–2005

Zebrane materiały hydrologiczne wskazują na następujące istotne cechy formowania się odpływu i zasobów wodnych w dorzeczu Ciemięgi:

– zmiany przepływów i zasobów wodnych w strefie średnich i niskich wartości następują w rytmie wieloletnim, wynikającym z pojawiania się serii lat o wysokich i niskich opadach,

– bardzo wysokie przepływy pojawiają się w okresach spływu wód roztopowych po zamarzniętym gruncie, a ich wysokość zmienia się w bardzo dużym przedziale wartości,

– w strukturze odpływu najważniejszą rolę odgrywa wysokie zasilanie podziemne wodami piętra kredowo-paleoceńskiego,

– spływ powierzchniowy, mimo znacznych spadków, pojawia się stosunkowo rzadko, może jednak osiągać katastrofalne rozmiary,

– średni odpływ jednostkowy z dorzecza jest niższy od wartości rejestrowanych w dorzeczu Bystrzycy oraz w innych zlewniach Wyżyny Lubelskiej.

Wydajność źródeł

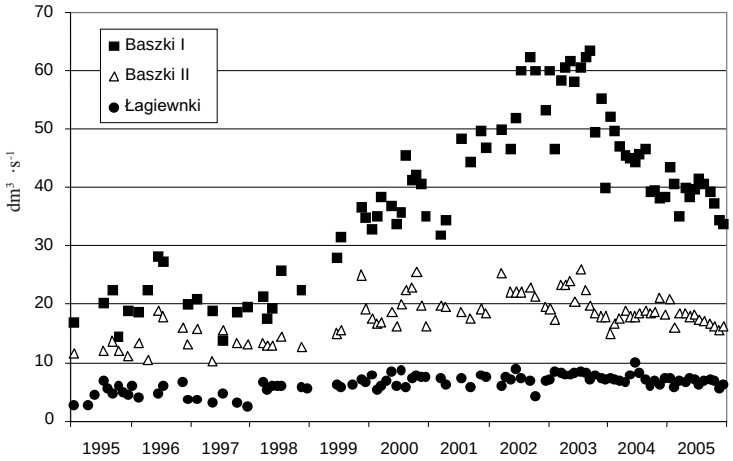
Rozmieszczenie źródeł w dorzeczu Ciemięgi jest bardzo nierównomierne. Praktycznie nie stwierdza się ich istnienia w górnym biegu rzeki. W środkowym odcinku rzeki jest ich najwięcej, ale mają one małą wydajność, która jedynie sporadycznie przekracza 1 $dm^3 \cdot s^{-1}$ (Michalczyk i in. 1997). Są one w części wykorzystywane do napełniania małych zbiorników wody. Natomiast kilka źródeł w dolnym biegu, znajdujących się w Baszkach i w Pliszczynie, decyduje o wielkości odpływu ze zlewni (ryc. 1). Są to źródła drenujące kredowo-paleoceński poziom wodonośny, których wydajność wynosi od kilku do kilkudziesięciu litrów na sekundę (tab. 3). W okresach bezopadowych dostarczają one ponad 60% wody rzeki.

Tab. 3. Charakterystyczne wydajności największych źródeł w dorzeczu Ciemięgi w latach 1995–2005

Lp.	Źródło	Okres pomiarów	Liczba pomiarów	Wydajność [$dm^3 \cdot s^{-1}$]		
				Minimalna	Średnia	Maksymalna
1.	Baszki I	1995-05	84	13,7	38,9	64,0
2.	Baszki II	1995-05	82	14,3	20,1	27,0
3.	Baszki III	1995-05	85	10,3	17,8	26,0
4.	Pliszczyn	1995-05	97	20,9	42,6	79,0
5.	Łagiewniki	1995-05	94	2,3	6,5	10,0

Wydajność źródeł w okresie 1995–2005 zmieniała się w cyklu wieloletnim i sezonowym (ryc. 6), wyraźnie nawiązującym do pojawiania się okresów o wysokich i niskich opadach atmosferycznych. Na dominujący rytm wieloletni nakładają się zmiany sezonowe. Najwyższe wydajności zarejestrowano w latach 2002 i 2003, a najniższe w 1997 roku. W okresie 1997–2003 notowano wzrost ilości wypływającej wody ze źródeł, co związane było z ogólnym zwiększaniem się zasobów wód podziemnych regionu kredy lubelskiej (Michalczyk i in. 2004). W źródłach Baszki II i III oraz Łagiewniki był to wzrost powolny, natomiast w źródłach Baszki I i Pliszczyn znacznie szybszy. Od 2003 roku

obserwuje się systematyczne obniżanie wydajności źródeł. Wskaźniki zmienności wydajności w badanym jedenastoleciu nieco przekraczają 2, co pozwala zaliczyć mierzone źródła do grupy wypływów o niewielkiej zmienności. W dłuższym okresie, po uwzględnieniu bardzo niskich stanów wód podziemnych i wydajności źródeł z lat 1991–1993, współczynniki nieregularności wydatku źródeł zmieniały się od 2,5 do 12.



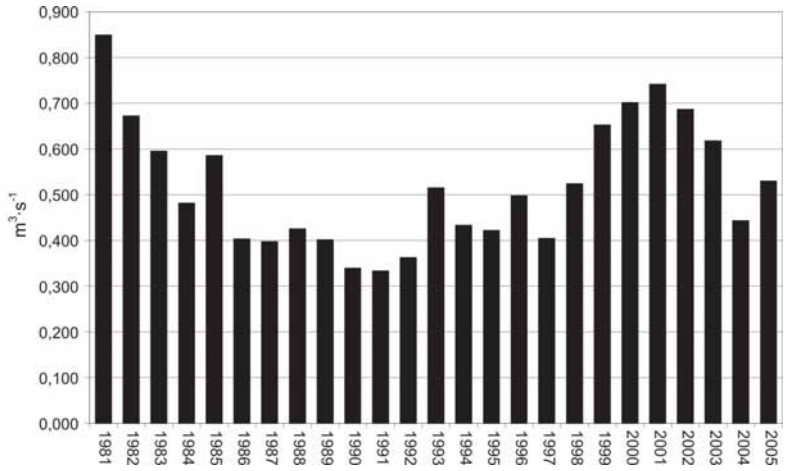
Ryc. 6. Wydajność źródeł w latach 1995 –2005

Zmiany rocznego odpływu z dorzecza Ciemięgi w latach 1981–2005

Zestawienie przepływów Ciemięgi z okresu 1995–2005 z materiałami opublikowanymi (Michalczyk, Turczyński 1988, 1992; Michalczyk i in. 1997) wskazuje na bardzo duże różnice ilości odpływającej wody w poszczególnych seriach lat. Całość materiałów hydrologicznych ponownie dokumentuje nawiązywanie rytmu zmian zasobów wodnych oraz pojawiania się przepływów zarówno niskich, jak i wysokich, do wysokości opadów, analizowanych w okresach wieloletnich. Jako istotne zadanie badawcze podjęto wydłużenie serii obserwacyjnej, obejmującej zarówno lata o niskich, jak i wysokich zasobach wody. Podstawowym celem takich działań jest rzeczywista ocena zmienności przepływów i zasobów wodnych Ciemięgi. Jako materiały wyjściowe wykorzystano prowadzone kilkuletnie obserwacje stanów wody wraz z okresowymi pomiarami przepływu.

Na podstawie zebranych materiałów hydrometrycznych dotyczących Ciemięgi i sąsiednich zlewni zestawiono dobowe i miesięczne wartości przepływu z lat 1981–2005. Wykorzystano obserwacje wodowskazowe prowadzone w latach 1981–1991 (Michalczyk, Turczyński 1992) i 1995–2005. Trzyletni

okres braku obserwacji oraz krótkotrwałe przerwy w ciągach stanów i przepływów uzupełniono metodą analogii, na podstawie danych z wodowskazów Lublin i Sobianowice na Bystrzycy (Michalczyk 1997). Uzyskano informacje o wartościach i zmianach przepływu w latach 1981–2005 (ryc. 7, 8). Średni przepływ Ciemięgi w Pliszczynie w tym okresie wynosił 0,52 $m^3 \cdot s^{-1}$, czyli 3,42 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Jest to wartość nieco mniejsza od podanego średniego przepływu za okres 1995–2005. Również najniższe przepływy były o kilka litrów na sekundę niższe w latach 1990–1991 od zarejestrowanego NNQ (134 $dm^3 \cdot s^{-1}$) po 1995 roku.

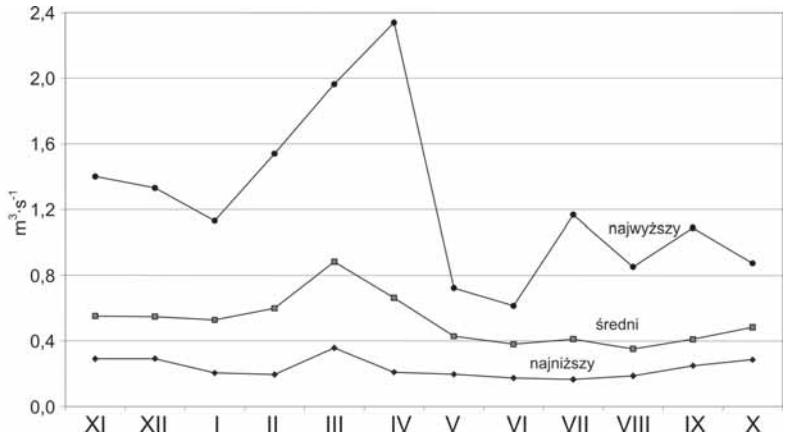


Ryc. 7. Roczne przepływy Ciemięgi w profilu Pliszczyn w latach 1981–2005

Zestawione wartości przepływu jednoznacznie wskazują wieloletnią zmienność zasobów wodnych dorzecza Ciemięgi (ryc. 7). Przy kilkuletnich obserwacjach odnosi się wrażenie dużego wyrównania odpływu rocznego. Dopiero w dłuższym okresie obserwacji wieloletnie zmiany dobitnie uwidaczniają się. Bardzo wysokie przypływy stwierdzono w latach 1981–1982 oraz 2000–2001, natomiast bardzo małe przepływy wystąpiły w latach 1990–1991. Zmienność rocznych przepływów mieściła się w granicach od 0,333 $m^3 \cdot s^{-1}$ do 0,850 $m^3 \cdot s^{-1}$, a więc nieco przekracza 2,5, co dobitnie wskazuje na istotne zmiany wielkości zasobów wodnych zarejestrowane w badanym okresie.

Duże zróżnicowanie przepływu, bardzo mocno świadczące o zmienności zasobów wodnych, dokumentują średnie miesięczne przepływy charakterystyczne zamieszczone na ryc. 8. W okresie wielolecia stwierdza się bardzo duże wyrównanie przepływów najniższych miesięcznych, od 165 $dm^3 \cdot s^{-1}$ do 290 $dm^3 \cdot s^{-1}$. Niewielkie różnice między wartościami wskazują na długi okres utrzymywania się przepływów niskich, niezależnie od typowych zmian sezonowych. Ilość płynącej wody w latach hydrologicznie suchych jest bardzo mała, gdyż w kilku kolejnych miesiącach odpływ jednostkowy może nie przekraczać

1 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Przy tak niskich zasobach praktycznie niemożliwy jest większy pobór wody na potrzeby gospodarki bez naruszenia zasobów środowiska. Trudno również utrzymać dobrą jakość wody płynącej, zapewniającą bezpieczne jej wykorzystanie w gospodarce.



Ryc. 8. Średnie miesięcznie przepływy Ciemięgi w profilu Pliszczyn w latach 1981–2005

Podsumowanie

Analiza hydrologiczna wykonana na podstawie dobowych przepływów zebranych w Zakładzie Hydrografii UMCS w latach 1995–2005 oraz wcześniejszych niepełnych danych hydrometrycznych z okresu 1981–1991 jednoznacznie wskazuje na sezonowe i roczne zmiany zasobów wody w dorzeczu Ciemięgi. Podobnie jak i w odpływie rzecznym, stwierdzono sezonową i wieloletnią zmienność wydajności źródeł. Zebrane informacje dotyczące reżimu zasilania podziemnego oraz zmian przepływów Ciemięgi dokumentują długookresowe zmiany zasobów wodnych dorzecza. Zagadnienie to jest niezwykle ważne dla oceny zasobów wodnych możliwych do gospodarczego wykorzystania, które znajdują się na peryferiach aglomeracji lubelskiej. Dorzecze Ciemięgi ma stosunkowo niewielkie i dość zmienne zasoby wody, gdyż pojawiają się serie lat o wyjątkowo niskim przepływie. Wzrastająca presja na środowisko obszaru podmiejskiego Lublina nakazuje ochronę jakościową zasobów wody, zarówno powierzchniowych, jak i podziemnych.

Literatura

Harasimiuk M., Henkiel A. (1982): *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Polski ark. Lublin*, Wyd. Geol., Warszawa.

Jahn A. (1956): *Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd*, Prace Geograficzne, IG PAN, nr 7, Warszawa.

Michalczyk Z. (1995): *Stosunki wodne dorzecza Ciemięgi*, [w:] *Proekologiczne zagospodarowanie zlewni rzeki Ciemięgi,* Wyd. LFOŚN, IMiBR AR w Lublinie, STiTWiM o. Lublin; 25-36.

Michalczyk Z. (red.) (1997): *Strategia wykorzystania i ochrony wód w dorzeczu Bystrzycy. Badania hydrograficzne w poznawaniu środowiska,* t. V, Wyd. UMCS, Lublin; 1–192.

Michalczyk Z., Chmiel S., Głowacki S., Zielińska B. (1997): *Ocena zasobów wodnych dorzecza Ciemięgi*, [w:] *Efekty proekologicznego zagospodarowania zlewni rzeki Ciemięgi*, Wyd. LFOŚN, IMiBR AR. Lublin; 21–36.

Michalczyk Z., Chmiel S., Głowacki S., Zielińska B. (2004): *Zmiany wydajności i chemizmu wód źródeł Wyżyny Lubelskiej i Roztocza*, Annales UMCS, s. B, vol. LIX, 7, Lublin; 107–122.

Michalczyk Z., Reder E. (1993): *Dorzecze Ciemięgi*, [w:] *Źródła zachodniej części Wyżyny Lubelskiej*, *Badania hydrograficzne w poznawaniu środowiska,* Z. Michalczyk (red.), t. II, Wyd. UMCS, Lublin; 143–151.

Michalczyk Z., Turczyński M. (1988): *Charakterystyka hydrologiczna dorzecza Ciemięgi*, [w:] *Badania hydrograficzne w poznawaniu środowiska,* t. I, Wyd. UMCS, Lublin; 83–92.

Michalczyk Z., Turczyński M. (1992): *Charakterystyka hydrologiczna okolic Turki pod Lublinem*, Annales UMCS, s. B, vol. XLIV/XLV, Lublin; 187–209.

Paszczyk J. (2004): *Struktura genetyczna odpływu i jej zmienność*, [w:] *Przyrodnicze uwarunkowania dynamiki obiegu wody i natężenia transportu fluwialnego w zlewni górnego Wieprza*, A. Świeca (red.), Wyd. UMCS; 118–136.

Świątek R. (1973): *Stosunki odpływu w zlewni Ciemięgi*, Zakład Hydrografii UMCS, Lublin (maszynopis).

Zinkiewicz W., Zinkiewicz A. (1975): *Atlas klimatyczny województwa lubelskiego*, Wyd. UMCS.

Zdzisław Michalczyk, Józef Paszczyk
Zakład Hydrografii, UMCS Lublin

Założenia metodyczne analizy wezbrań i niżówek rzek południowo-wschodniej Polski (próba metodyczna na przykładzie lat 1976–1980)

Methodical assumptions of analysis of floods and low waters of the rivers in South-Eastern Poland (methodical attempt exemplified on years 1976–1980)

ABSTRACT: The paper was based on the hydrometric data considering set of several catchments located in the upper and middle basin of the Vistula river. Original numeric softwares were prepared, with the possibility for free selection of threshold value of flood and low discharges. Modified method of Niesułowski was also used. Parameters of floods and low waters were established numerically. As the result, several new indices were obtained, which characterise considered phenomenon.

SŁOWA KLUCZOWE: wezbranie, niżówka, czas trwania, metoda Niesułowskiego.
KEY WORDS: flood, low flow, time of duration, Niesułowski method.

Wprowadzenie

Do ekstremalnych zjawisk hydrologicznych zaliczane są zwykle wezbrania i niżówki (Ozga-Zielińska, Brzeziński 1994). Różnią się one pod względem: genezy, częstości pojawiania się i przebiegu w czasie oraz rozciągłości w przestrzeni (Lambor 1971). Stanowią bardzo ważny przedmiot zainteresowania wielu projektów i opracowań naukowych (Byczkowski 1972, 1996; Mikulski 1998). Mimo to – zarówno w literaturze krajowej, jak i zagranicznej – ciągle jeszcze pojęcia wezbrania i niżówki nie są jednoznacznie definiowane i interpretowane (Ozga-Zielińska 1990).

Dlatego też w niniejszym opracowaniu podjęto badania o charakterze podstawowym. Dla celów analizy wezbrań i niżówek przygotowano oryginalny pakiet programów w TURBO PASCAL. Wykorzystano przykładowe dane hydrometryczne IMGW z okresu 1976–1980 (*Roczniki hydrologiczne...*) odnoszące się do zbioru wybranych zlewni, położnych w południowo-wschodnim obszarze Polski.

Numeryczne metody analizy wezbrań i niżówek

Projekt algorytmu i przygotowany pakiet programów zakłada umowność definiowania wezbrań i niżówek (Ozga-Zielińska 1990). Nie może uwzględnić jednak ogólnego określenia wezbrania, jako wyraźnego podniesienia się stanów lub nagłego wzrostu przepływów w rzece, oraz równie mało precyzyjnego rozumienia niżówek, jako okresów, w których rzeka zasilana jest wyłącznie przez wody podziemne. W przyjętym postępowaniu umowność decyzji w zakresie wyznaczania analizowanych zjawisk ekstremalnych starano się bowiem dostosować do celu prowadzonych badań. W istocie rzeczy założono możliwość ustalenia *a priori* dwu dowolnych wartości progowych (granicznych): górnej, odcinającej od dołu strefę stanów – przepływów wysokich, oraz dolnej, wyznaczającej od góry strefę stanów – przepływów niskich. Zrezygnowano poza tym z subiektywnie deklarowanego minimalnego okresu przerwy, warunkującego ciągłość sąsiadujących ze sobą niżówek bądź wezbrań w czasie (Ozga-Zielińska 1990; Tlałka 1979). Dopuszczono istnienie przerw o minimalnym, nawet jednodniowym czasie trwania. Nie zwracano szczególnej uwagi na problem niejednorodności genetycznej i pomiarowej badanych ciągów (Ozga-Zielińska, Brzeziński 1994). W końcowym etapie analizy możliwe jest bowiem dokonanie ostatecznej korekty początkowo przyjętych założeń oraz sprawdzenie metodą *ex post* np. istotności wcześniej wysuwanych hipotez o istnieniu nieciągłości, jednokierunkowej tendencji zmian czy też periodyczności w przebiegu badanych zjawisk w czasie.

Na wstępnym etapie analizy, w celu doboru wartości granicznych wyznaczających okresy wezbrań i niżówek, proponuje się użycie programu do rozpoznania parametrów rozkładu statystycznego serii codziennych przepływów lub stanów wody. Polega to na uszeregowaniu dla każdego roku z osobna i wszystkich danych dobowych łącznie w porządku malejącym. Następnie w oparciu o tak uzyskane krzywe czasów trwania w numeryczny sposób ustalane są wybrane wartości pozycyjne i obliczane parametry rozkładu metodą kwantyli. Szacowane są także parametry rozkładów metodą momentów (Byczkowski 1972).

W dalszym toku analizy – po dokonaniu wstępnego rozpoznania prawidłowości rozkładu danych – do identyfikacji wezbrań i niżówek możliwe staje się świadome użycie wybranych wartości progowych, w tym także najbardziej uzasadnionych według kryteriów hydrologicznych poziomów granicznych – NWQ/NWW oraz WNQ/WNW (Ozga-Zielińska 1990). Przyjęcie tych ostatnich prowadzi jednak niekiedy (zwłaszcza przy uwzględnieniu serii przepływów) do skrajnej nierównowagi częstości pojawiania się rozważanych wartości ekstremalnych. Dlatego też w takim przypadku proponuje się użycie zmodyfikowanej wersji znanej w polskiej literaturze hydrologicznej metody Niesułowskiego (Dębski 1970). W tym zastosowaniu polega ona na logarytmicznym

przekształceniu wielkości przepływów (pozwala to ustabilizować ich wariancję i zmniejszyć asymetrię rozkładów) oraz obliczeniu wartości granicznych przepływów wezbraniowych (G_W) i niżówkowych (G_N) z wzorów:

$$G_W = EXP\left(\frac{\sum_{1}^{N_1} (\ln Q_i \geq \ln Q)}{N_1} + \ln Q \right),$$

$$G_N = EXP\left(\ln Q - \frac{\sum_{1}^{N_2} (\ln Q_i \leq \ln Q)}{N_2} \right),$$

gdzie: ln$Q$ oznacza średnią wielkość logarytmów dobowych przepływów, a N_1 oraz N_2 są liczebnościami notowań logarytmów przepływów większych i mniejszych od średniej.

Po ustaleniu stref granicznych, wyznaczających okresy wezbrań i niżówek, można uruchomić główny moduł pakietu programów. Działa on na podstawie zbioru danych wejściowych, zawierających: numery miesięcy i dni kolejnych lat serii, dobowe dane o stanach wody lub przepływach oraz o strukturze genetycznej odpływu (Paszczyk 2004). Program ten, po uruchomieniu, tworzy trzy zbiory wyjściowe. Pierwszy z nich, o charakterze podstawowym, analizuje i rejestruje w układzie dzień po dniu badanej serii: momenty pojawiania się oraz zakończenia niżówek i wezbrań, ich czasy trwania, przyrosty niedoborów bądź nadmiarów przepływów, terminy wystąpienia lokalnych kulminacji lub depresji, a także przeciętne wielkości poszczególnych rodzajów zasilania. Pozostałe dwa pliki zawierają informacje syntetyczne, przedstawiają bowiem liczbowe opisy zarejestrowanych w analizowanym profilu i w badanym okresie wezbrań i niżówek.

Wspomniany wcześniej podstawowy plik danych wyjściowych wykorzystywany jest do dalszego agregowania przydatnych informacji w układzie możliwych do uwzględniania podokresów: pentad, miesięcy, półroczy oraz kolejnych lat badanej serii obserwacyjnej. Informacje te mogą być przedstawiane chronologiczne bądź też zestawiane w strukturze uporządkowanej, według sekwencji jednoimiennych podokresów (np. od pierwszej pentady w kolejnych latach serii, aż do ostatniej – 73, w takim samym zestawieniu i porządku parametrów).

W końcowej fazie analizy, na podstawie elementarnych danych dotyczących poszczególnych terminów obserwacyjnych i posterunków pomiarowych oraz syntetycznych danych liczbowych odnoszących się do różnych podokre-

sów roku hydrologicznego, możliwe jest przy pomocy dowolnie wybranych programów statystycznych lub typu GIS (np. EXCEL, STATISTICA, ArcView, SURFER) tworzenie różnego rodzaju tabel, wykresów i map. Do tego celu można wykorzystać także oryginalne własne programy (na przykład przeznaczone do wykrywania składowych periodycznych w szeregach czasowych czy też takie, które ułatwiają ocenę okresów nawrotu – odstępów czasu pomiędzy kolejnymi momentami wystąpienia przepływów niżówkowych lub wezbraniowych).

Warto zaznaczyć, że wszelkie uzyskane w procesie prowadzonej analizy dane stanowią naturalną podstawę wyjściową dalszego toku ich przetwarzania oraz syntetyzowania wyników zarówno w czasie, jak i w przestrzeni. Dodatkowe badania dotyczyć mogą między innymi zagadnień: 1° – synchronizacji, tendencji i cykliczności przebiegu badanych zdarzeń w czasie oraz przestrzeni, 2° – ich typologii i regionalizacji, 3° – powiązań statystycznych z czynnikami klimatycznymi oraz cechami geograficznymi zlewni rzecznych, 4° – prób ustalania prognozy pojawiania się wezbrań i niżówek.

Przykład zastosowania proponowanej metody analizy wezbrań i niżówek

Obszar i okres badań oraz materiały źródłowe

Wybrany obszar badań stanowi szeroko rozumiane zaplecze hydrologiczne Lubelszczyzny. Obejmuje górną i środkową część dorzecza głównej rzeki granicznej tego regionu Polski – Wisły. Charakterystycznym rysem wytypowanego terenu jest równoległość wypukłych i wklęsłych stref morfostrukturalnych: Karpat i Podkarpacia, Wyżyny Małopolskiej oraz Niżu Środkowoeuropejskiego. Ich ukształtowanie pionowe oraz rozciągłość równoleżnikowa w znacznym stopniu decyduje o zmienności lokalnych warunków klimatycznych i narastaniu w kierunku wschodnim stopnia kontynentalizmu klimatu. Na zróżnicowanie przestrzenne cech obiegu wody wpływają także: budowa geologiczna (litologia i tektonika), rodzaj pokrywy glebowej oraz działalność człowieka (pobory wody, zrzuty ścieków, zasady gospodarowania wodą w systemach melioracyjnych i zbiornikach retencyjnych).

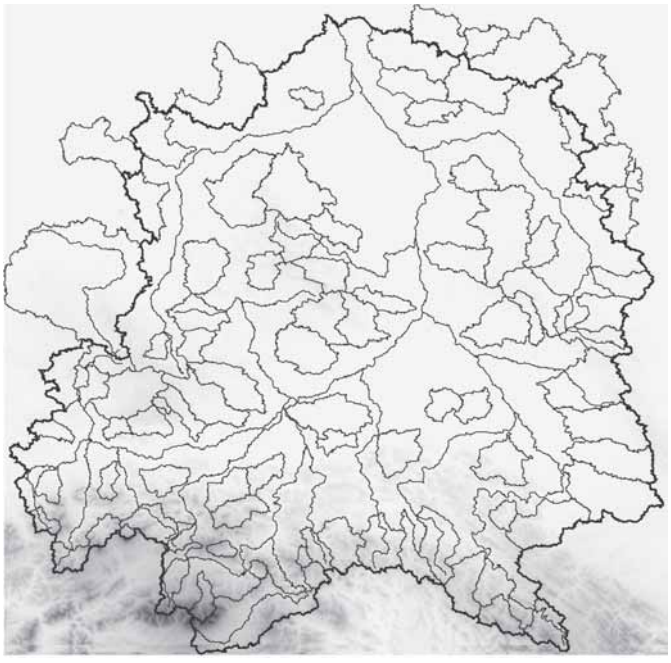
O częstości i przebiegu wezbrań w terenie badań (niekiedy o cechach katastrofalnych powodzi) decydują obfite opady nawalne i rozlewne oraz roztopy wiosenne. Szybkim procesom spływu powierzchniowego (przede wszystkim w górach i w strefie przedgórza) sprzyją znaczne spadki stoków, lite skały podłoża oraz gęsta sieć rzeczna.

O groźbie występowania długotrwałych i głębokich niżówek decydują natomiast słabe zdolności retencyjne zlewni. Pokrywają się z one z rejonami

występowania utworów geologicznych o małej przepuszczalności – kwarcytów, piaskowców i łupków w rejonie Gór Świętokrzyskich i Karpat oraz glin, iłów i mułków zastoiskowych w kotlinach przegórskich i na nizinych północnych. Wyjątkowo rzadka sieć rzeczna, typowa dla terenów wyżynnych zbudowanych ze skał węglanowych (wapieni, margli, opok i dolomitów), związana jest na ogół z dużymi możliwościami retencyjnymi zlewni. W rejonach tych dogodne warunki do infiltracji sprzyjają występowaniu wysokiego odpływu podziemnego. Procesy te regulują odpływ i łagodzą wielkość wezbrań oraz głębokość niżówek.

Trudności w dotarciu do danych IMGW odnoszących się do dłuższych serii obserwacyjnych (40–50-letnich) sprawiły, że do testowania przydatności przygotowanego pakietu programów wykorzystano numeryczne dane o przepływach dobowych z pięciolecia – 1976–1980 (*Roczniki hydrologiczne*...).

Pod względem hydrologicznym wybrany okres okazał się wilgotny. Średnie roczne przepływy były bowiem o 13 do 30% większe od wartości przeciętnych z czterdziestolecia 1951–1990 (Fal i in. 1997). Wyższe od normalnych (20–30%) były także średnie roczne przepływy minimalne, natomiast średnie roczne przepływy maksymalne osiągały wartości nieco mniejsze lub zbliżone do normy czterdziestoletniej. W końcowych latach serii (1979–1980) wystąpiły jednak znaczące wezbrania roztopowe i opadowe, a w całym badanym pię-



Ryc. 1. Rozmieszczenie źródłowych zlewni rzecznych na tle rzeźby SE Polski

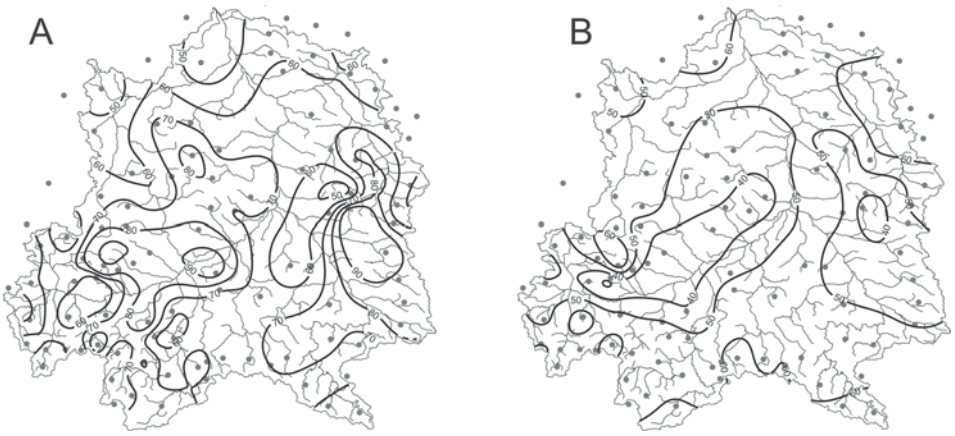
cioleciu nie brakowało także dłuższych okresów cechujących się brakiem lub wyraźnym osłabieniem zasilania zlewni.

Istotne znacznie dla prowadzonych badań stanowił fakt dużej liczby danych odnoszących się do wielu małych powierzchniowo zlewni. Pozwoliło to wyselekcjonować bogaty zestaw zlewni źródłowych o zbliżonych powierzchniach i w miarę równomiernie rozmieszczonych w przestrzeni (ryc. 1). Przy wyborze zlewni brano pod uwagę ich położenie na tle podziału fizjograficznego oraz zachowanie ważnej cechy reprezentatywności w odniesieniu do różnych typów reżimu rzecznego (Dynowska 1972).

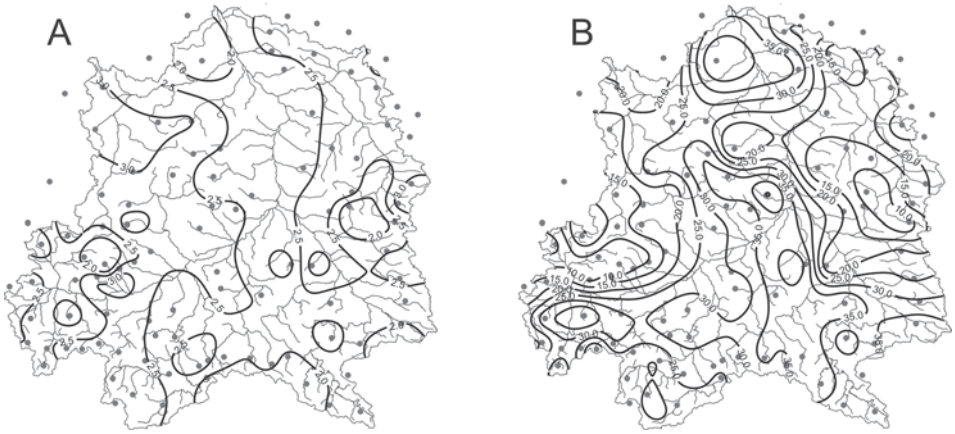
Charakterystyka wybranych wyników

Uzyskane w opracowaniu wyniki pozwalają próbę uruchomienia programów do analizy wezbrań i niżówek uznać za udaną. Mimo to – wobec krótkości badanych serii pomiarowych – z hydrologicznego punktu widzenia nie są one w pełni wartościowe. Nie pozwalają bowiem na oszacowanie ważnych dla praktyki: częstości pojawiania się, czasów trwania oraz prawdopodobieństwa wystąpień rozważanych charakterystyk liczbowych wezbrań i niżówek. Dlatego też w tekście – z wielu możliwych do zaprezentowania wyników – umieszczono jedynie kilka przeglądowych zestawów map i wykresów.

Jako wynik przykładowych obliczeń przedstawiono syntetyczne mapy przestrzennego zróżnicowania średniego rocznego czasu trwania nizówek i wezbrań (ryc. 2) oraz średnich rocznych wielkości niedoborów i nadmiarów przepływów w procentach przeciętnego odpływu w badanym pięcioleciu (ryc. 3).



Ryc. 2. Przeciętne roczne czasy trwania w dniach: A – niżówek, B – wezbrań, określone zmodyfikowaną metodą Niesułowskiego. Punkty oznaczają środki geometryczne zlewni, których dane były podstawą przeprowadzanej interpolacji

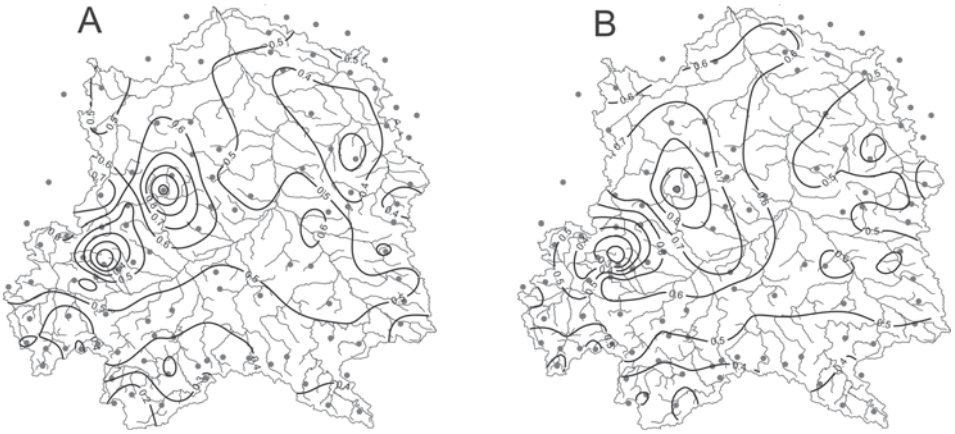


Ryc. 3. Przeciętne roczne niedobory (A) i nadwyżki (B) przepływów w procentach średniego odpływu z lat 1976–1980, wyznaczone z zastosowaniem zmodyfikowanej metody Niesułowskiego

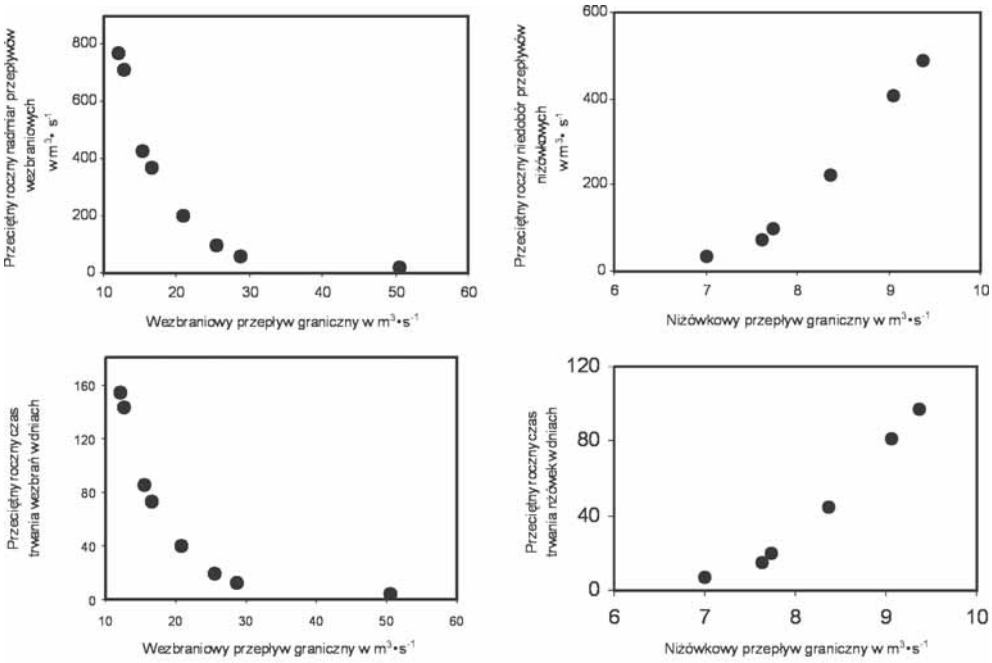
Przedstawiono także obraz synchroniczności przebiegu badanych zjawisk (ryc. 4), w odniesieniu do sytuacji zaobserwowanej w profilu porównawczym Brzegi na rzece Nidzie. Zastosowaną miarą synchroniczności był wskaźnik (S_{ij}) wyliczony według wzoru:

$$S_{ij} = \frac{D_{ij}}{\max\left(N_i, N_j\right)},$$

gdzie: N_i i N_j określają liczebności wystąpień odpowiednich zdarzeń w punktach – i i j, natomiast D_{ij} – oznacza liczbę dni, w których obserwowano równoczesne wystąpienie niżówki bądź wezbrania w obu porównywanych profilach.



Ryc. 4. Synchroniczność przebiegu niżówek (A) i wezbrań (B) w porównaniu z sytuacją – wzorcem, odnoszącą się do rzeki Nidy w profilu Brzegi



Ryc. 5. Przykład zróżnicowania przeciętnych rocznych nadmiarów i niedoborów przepływów oraz przeciętnej rocznej liczby (dni) przekroczeń zależnych od przyjętych poziomów granicznych przepływów wezbraniowych i niżówkowych w profilu Krasnystaw (rzeka Wieprz)

Jako istotny wynik obliczeń uznaje się zamieszczone wykresy, przedstawiające średnie w roku nadmiary i niedobory przepływów oraz ilości przekroczeń (z dołu do góry przy wezbraniach i odwrotnie przy niżówkach) zadanych linii granicznych przepływów w profilu Krasnystaw na rzece Wieprz. Rozkład punktów w układach współrzędnych wskazuje, że możliwe wydaje się ustalenie empirycznych zależności notowań częstości wspomnianych przekroczeń od przyjętych poziomów granicznych przepływu.

Uwagi końcowe

W zakończeniu przedstawionego opracowania należy wyraźnie podkreślić, że przygotowano go z myślą o realizacji zadania – bardzo podobnie zatytułowanego – w ramach grantu zamawianego (PBZ-KBN-086/PO4/2003): „Ekstremalne zdarzenia meteorologiczne i hydrologiczne w Polsce (ocena zdarzeń oraz prognozowanie ich skutków dla środowiska życia człowieka)".

Nieodzownym warunkiem wykonania planowanego zadania jest jednak dostęp do podstawowych danych hydrometrycznych IMGW, odnoszących się

do co najmniej kilkunastu–kilkudziesięciu posterunków pomiarowych i ciągów obserwacyjnych obejmujących pełny okres pięćdziesięciolecia 1951–2000.

Praca wykonana w ramach grantu PBZ-KBN-086/PO4/2003.

Literatura

Byczkowski A. (1972): *Hydrologiczne podstawy projektowania budowli wodno-melioracyjnych (przepływu ekstremalne)*, Wyd. PWRiL, Warszawa.

Dębski K. (1970): *Hydrologia*, Wyd. Arkady, Warszawa.

Dynowska I. (1972): *Typy reżimów rzecznych w Polsce*, Zesz. Nauk.UJ, Prace Geogr., 50.

Fal B., Bogdanowicz E., Czernuszenko W., Dobrzyńska I., Koczyńska A. (1997): *Przepływy charakterystyczne głównych rzek polskich w latach 1951–1990*, Materiały Badawcze IMGW, 21, Seria: Hydrologia i Oceanologia.

Lambor J. (1971): *Hydrologia inżynierska*, Wyd. Arkady.

Mikulski Z. (1998): *Gospodarka Wodna*, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa.

Ozga-Zielińska M. (1990): *Niżówki i wezbrania – ich definiowanie i modelowanie*, Przegl. Geofiz., 1–2; 33–44.

Ozga-Zielińska M., Brzeziński J. (1994): *Hydrologia stosowana*, Wyd. Naukowe PWN.

Paszczyk J. (2004): *Struktura genetyczna odpływu i jej zmienność*, [w:] *Przyrodnicze uwarunkowania dynamiki obiegu wody i natężenia transportu fluwialnego w zlewni górnego Wieprza*, A. Świeca (red.), Wyd. UMCS; 118–136.

Roczniki hydrologiczne wód powierzchniowych, Dorzecze Wisły i rzek Przymorza na wschód od Wisły (1980–1985), IMGW.

Tlałka A. (1979): *Przestrzenne zróżnicowanie niżówek letnich w dorzeczu górnej Wisły*, Rozpr. habilit. UJ., 63, Kraków.

Piotr Moniewski, Małgorzata Stolarska, Przemysław Tomalski
Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej, Uniwersytet Łódzki, Łódź

Zmiany warunków krążenia wody w zlewni Dzierżąznej pod wpływem budowy autostrady A2 w okolicach Łodzi*

Changes of the system of water circulation in the Dzierżązna river catchment under the influence of A2 motorway construction nearby Łódź

ABSTRACT: In the article the system of water circulation in the Dzierżązna catchment, before the construction of motorway has been shown. The authors also described the system of rainwater drainage from the motorway and focused their attention on the places where problems with its correct functioning can appear. The characteristic water stages of rivers, which receive waters from the motorway estimated by the designers were compared with the same characteristics really existing in the rivers. The researchers also defined the expected changes in river outflow. The evaluation of system of water treating which drains off the motorway was created. The places where the system could not function in the way predicted by the designers were identified.

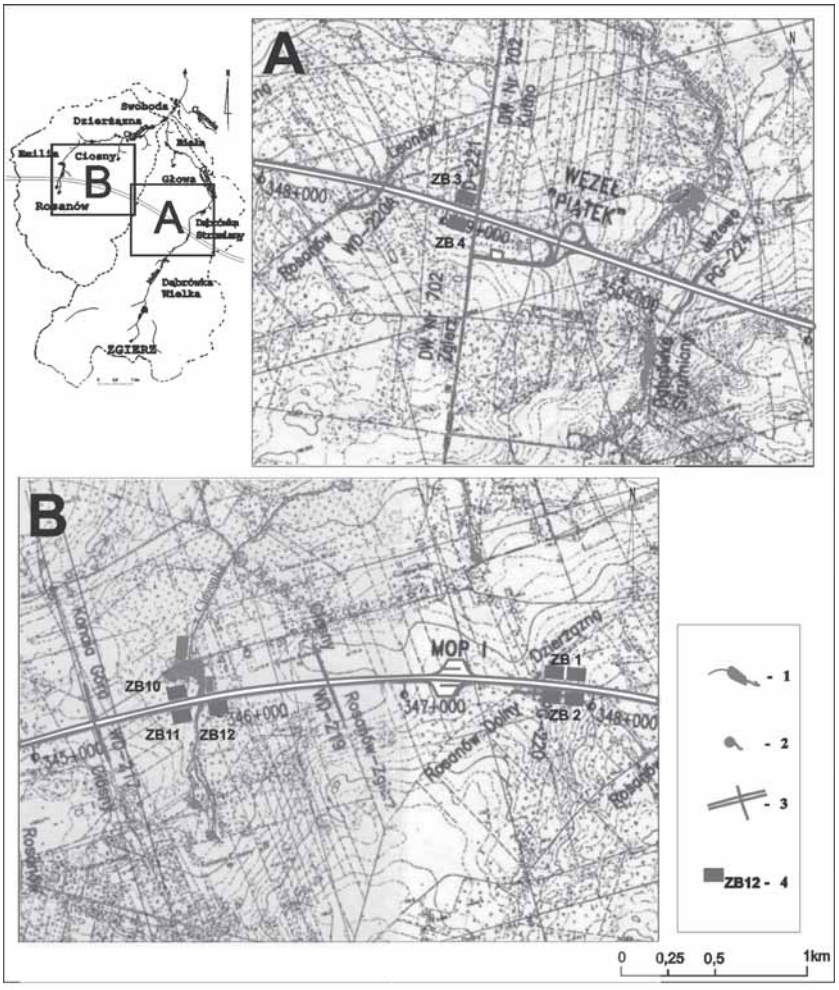
SŁOWA KLUCZOWE: sieć hydrograficzna, autostrada.
KEY WORDS: hydrographic network, motorway.

Wprowadzenie

Rozbudowa infrastruktury komunikacyjnej Polski jest niezbędna do jej dalszego rozwoju, tym bardziej że nasz kraj ma na tym polu spore zapóźnienia. Należy przy tym dążyć do stworzenia nowoczesnej sieci komunikacyjnej, jak najmniej ingerującej w środowisko naturalne, korzystając z doświadczeń innych krajów. Badania, dotyczące przekształceń środowiska prowadzone na świecie (m.in.: Malty i in. 1995; Foos 2003; Brencic 2006; Lukashev 2006) oraz na zbudowanych już odcinkach szlaków komunikacyjnych w naszym kraju, powinny zostać wykorzystane przez decydentów i projektantów kolejnych tras.

* Praca wykonana w ramach projektu 2P04E02929.

Zespół badawczy Zakładu Hydrologii i Gospodarki Wodnej Uniwersytetu Łódzkiego od kilku lat prowadzi badania w zlewni Dzierżąznej. Przez jej obszar, na długości 7 kilometrów, przebiega odcinek autostrady A2 Emilia–Stryków (ryc. 1). Zanim w lipcu 2006 roku oddano go do użytku, rozpoznane zostały już warunki kształtowania się obiegu wody w warunkach przed jej budową, a wyniki tych prac zostały opublikowane (Jokiel 2002; Jokiel, Tomalski 2005). Obecnie badania zespołu koncentrują się na ocenie zmian sieci hydrograficznej wywołanych powstaniem drogi oraz monitoringu cech ilościowych i jakościowych wód w zlewni.



Ryc. 1. Przebieg autostrady A2 na obszarze zlewni Dzierżąznej;
1 – rzeki, stawy; 2 – źródła; 3 – autostrada i drogi dojazdowe; 4 – zbiorniki systemu odwodnienia

W przededniu powstania autostrady A2

Przekształcenia warunków fizycznogeograficznych zlewni Dzierżąznej, wywołane budową autostrady, objęły przede wszystkim przeobrażenia krajobrazu, wyrażające się nie tylko w aspekcie geomorfologicznym, ale również w jego jakości estetycznej i funkcjonalnej. Zmiany te odgrywają ogromną rolę w przekształcaniu lokalnych warunków krążenia wody, a zwłaszcza w sieci hydrograficznej zlewni (nowe cieki okresowe i zbiorniki wodne).

Obszar zlewni Dzierżąznej, położonej na północ od Zgierza, liczy niespełna 43 km^2. Jej naturalną sieć rzeczną tworzą dwa cieki: Dzierżązna, będąca rzeką główną, i jej lewobrzeżny dopływ – Ciosenka. Pozostałe cieki są nieliczne, krótkie i na niektórych odcinkach – okresowe. Oszacowano, iż zasoby wód płynących stanowią zaledwie niewielki odsetek całkowitej retencji powierzchniowej zlewni (2%), a pozostała jej część przypada na retencję zbiornikową. Przed powstaniem opisywanego odcinka autostrady A2 wskaźnik jeziorności wynosił 0,5% (Bartnik, Tomaszewski 2000; Jokiel 2002). Większość występujących w zlewni zbiorników wodnych jest włączona od sieci rzecznej. Należy podkreślić, iż cieki zasilające zbiorniki przepływowe charakteryzowały się dobrą jakością wody. Wynika to przede wszystkim z bardzo dużej roli zasilania podziemnego w odpływie całkowitym – wskaźnik zasilania podziemnego wynosi 78,5% (Jokiel 2002; Moniewski, Stolarska 2007).

W obrębie strefy aktywnej wymiany wyróżnia się kilka poziomów należących do wspólnego, czwartorzędowego piętra wodonośnego. Przeciętna głębokość do zwierciadła pierwszego poziomu wodonośnego wynosi około 9 m p.p.t. Tuż pod powierzchnią (0–2 m p.p.t.) znajduje się zwierciadło wód poziomów: wierzchówkowego oraz aluwialnego. Zwierciadło wód gruntowych w piaszczysto-żwirowych osadach sandru grotnicko-lućnierskiego jest położone na głębokości od kilku do ponad 20 m p.p.t. Poziom ten odznacza się małą dynamiką i dużą trwałością wydatku, które wynikają z jego bardzo dużej zasobności (Jokiel 2002; Moniewski 2004).

W klasyfikacji GOD sandr grotnicko-lućmierski zaliczany jest do obszarów o wysokiej i umiarkowanej podatności na zanieczyszczenie (Jokiel 2002). Warunki litologiczne wodonośca oraz utworów strefy aeracji sprzyjają szybkiej migracji zanieczyszczeń. Głównym zagrożeniem jakości zasobów wodnych były dotąd typowe dla obszarów wiejskich ogniska zanieczyszczeń: doły chłonne i nieszczelne szamba przydomowe oraz tzw. dzikie wysypiska śmieci. Od lipca 2006 roku na czele grupy głównych emitorów zanieczyszczeń znalazł się odcinek autostrady A2, przecinający równoleżnikowo osady sandru.

System odwodnienia autostrady

Odwodnienie autostrady polega na możliwie szybkim i skutecznym odprowadzeniu wody opadowej poza obręb jej nawierzchni. Wskutek odpowiedniego wyprofilowania jezdni woda odpływa grawitacyjnie w kierunku ich skrajni. Ze skrajni zewnętrznych woda swobodnie spływa po trawiastych skarpach do rowów odwadniających. Wodę z pasa zieleni, rozdzielającego jezdnie, zbierają rozmieszczone co 50 m studzienki, z których rurami trafia ona do rowów. Za pośrednictwem rowów woda opadowa spływa zgodnie z nachyleniem terenu w kierunku zbiorników retencyjnych i cieków.

Na opisywanym odcinku autostrady znajduje się 7 zbiorników, do których odprowadzane są wody opadowe: 3 zbiorniki retencyjno-odparowujące oraz 4 zbiorniki retencyjno-infiltracyjne (tab. 1).

Tab. 1. Parametry zbiorników retencyjno-infiltracyjnych (*Raport*… 2002)

Zbiornik	Lokalizacja [km]	Pojemność [m^3]	Objętość wody z deszczu 10 min [m^3]	Współczynnik filtracji[$m \cdot s^{-1}$]	h_w [m]	h_f [m]	Q_f [$m^3 \cdot s^{-1}$]
ZB1	347,720	952	287,9	0,0004	5	3	0,2176
ZB2	347,720	1291	315,6	0,0004	5	3	0,2951
ZB3	349,000	581	102,4	0,0004	6	4	0,1291
ZB4	349,000	648	102,4	0,0004	6	4	0,1440

h_w – głębokość wody w zbiorniku, h_f – droga (głębokość) filtracji w gruncie, Q_f – zdolność chłonna.

Zbiorniki retencyjno-odparowujące położone są na płaskim dnie doliny Ciosenki, po obu stronach stawu w Ciosnach. Zbiorniki ZB10 i ZB11 odbierają wody odpowiednio z północnego i południowego rowu zachodniego odcinka autostrady, natomiast zbiornik ZB12, nieco większy, jest zasilany wodami obu rowów (połączonych przepustem) odcinka wschodniego. Łączna powierzchnia zwierciadła wody trzech zbiorników wynosi 2,9 tys. m^2.

Zbiorniki retencyjno-infiltracyjne (tab. 1) zaprojektowano w obniżeniach terenu, gdzie brak cieków, które mogłyby być odbiornikami odprowadzanych wód. Usytuowano je parami, po obu stronach autostrady i połączono przepustami o przekroju 3 m^2. Ich łączna pojemność 3 do 6 razy przekracza założoną w projekcie objętość wód pochodzącą z opadu nawalnego. Projektowaną, łączną pojemność zbiorniki uzyskują przy napełnieniu 1 do 1,5 m (blisko 3,5 tys. m^3). W skrajnym przypadku, przy maksymalnym napełnieniu mogłyby one pomieścić nawet 10 tys. m^3 wody. Poprzez chłonne dna zbiorników zbudowane z piasków drobnoziarnistych, dodatkowo wysypane żwirem, przewidziano odprowadzanie ok. 0,8 $m^3 \cdot s^{-1}$ wody. Ponieważ zlokalizowano je na terenach leśnych, niewielka część każdego z nich (3 do 9% projektowanej pojemności) jest przegłębiona i przeznaczona do retencjonowania rezerwy pożarowej.

Zmiany odpływu rzecznego

Przepływy charakterystyczne rzek, które są odbiornikami wód opadowych z autostrady, zostały oszacowane i przedstawione w opracowaniu przedstawiającym prognozowane oddziaływanie tej inwestycji na środowisko (*Raport*... 2002). Niestety, przyjęta metoda obliczenia tych wielkości oparta została na wyłącznie teoretycznych założeniach (powierzchnia zlewni topograficznej i współczynnik odpływu całkowitego), bez konfrontacji z rzeczywistymi warunkami zlewni i pomiarów, nie dała dobrych rezultatów.

Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej UŁ posiada własną sieć posterunków pomiarowych natężenia przepływu w tej zlewni (długość serii to 8 pełnych lat hydrologicznych), które pokrywają się bądź są położone w pobliżu posterunków wymienionych w *Raporcie*... (2002). Pozwoliło to na porównanie teoretycznych założeń z danymi empirycznymi (tab. 2).

Tab. 2. Stany charakterystyczne rzek (wg *Raport*… 2002) w stosunku do rzeczywistych = 100% (wg ZHiGW UŁ)

Rzeka	SNQ [%]	SSQ [%]	SWQ [%]
Dzierżązna – Swoboda	24	49	241
Dzierżązna – Biała	85	110	522
Ciosenka – Rosanów	23	113	2010

Szczególnie duże rozbieżności, które zostały wyraźnie przeszacowane, zanotowano w przypadku SWQ. Dla Ciosenki w Rosanowie jest to ponad 2000% faktycznego średniego wysokiego przepływu, co przekłada się na oczekiwany przepływ strumienia na poziomie 1,2 $m^3 \cdot s^{-1}$. Mniejsze różnice zaznaczyły się w przypadku średnich niskich przepływów, które są dla odmiany niedoszacowane. Biorąc pod uwagę SSQ, zastosowana metoda „sztywnych współczynników" dała, w dwóch przypadkach na trzy, zadowalające wyniki.

Zmiany warunków formowania się odpływu w zlewni Dzierżąznej spowodowała budowa blisko 20 km okresowo czynnych rowów odwadniających, których przebieg zakłócił dotychczas dominujący, południkowy kierunek odpływu wód. Znacznie wzrósł przy tym udział powierzchni nieprzepuszczalnych, do których należy zaliczyć asfaltowe nawierzchnie pasów autostrady, parkingów, dróg dojazdowych i rewizyjnych oraz uszczelnione folią dna rowów (o 0,5% w skali całej zlewni; 1,5% zlewni poniżej autostrady). Dla wzrostu przepływów cieków istotny jest zrzut wody opadowej do koryt lub do zbiorników pozostających w związku hydraulicznym z wodami aluwialnymi. *Raport*... (2002) przewiduje, że w przypadku wystąpienia deszczu o prawdopodobieństwie wystąpienia 10% do Dzierżąznej (nad którą nie przewidziano zbiorników) trafiać będzie 2,3 $m^3 \cdot s^{-1}$ wód opadowych, a więc ogromna ilość wody, stanowiąca

280% SWQ (150% WWQ). W związku z tym należy się spodziewać zdecydowanie wyższych przepływów ekstremalnych w rzece poniżej autostrady, a także zwiększonej częstości ich wystąpień. Duże ilości szybko odprowadzanych wód opadowych i roztopowych mogą także wpłynąć na zmianę ustroju rzek.

Ocena skuteczności systemu oczyszczania wód opadowych

Krótki okres eksploatacji autostrady A2 nie pozwala na szerszą ocenę skali oddziaływania systemu odwodnienia na jakość wód w zlewni Dzierżąznej. Pod względem ilości odprowadzanych wód odwodnienie autostrady funkcjonuje skutecznie dzięki znacznym deniwelacjom terenu i poprowadzeniu jej w dolinach rzecznych na wysokich nasypach. Ponieważ system ten zaprojektowano ze znacznym współczynnikiem bezpieczeństwa, jest on zdolny odprowadzić każdą ilość wód opadowych. Należy jednak zauważyć, że założenia projektowe oparto na wielkościach teoretycznych, które są zmienne w czasie. Zdolność chłonna zbiorników infiltracyjnych jest bowiem funkcją ich napełnienia. Maksymalną chłonność obliczono, zakładając 5–6-metrową głębokość zbiorników, podczas gdy różnica rzędnych krawędzi i den zbiorników wynosi tylko od 1,3 do 3,7 m. Trzeba również wziąć pod uwagę, że przyjęte warunki filtracji będą ulegały sukcesywnemu pogorszeniu wskutek kolmatacji oraz wypłycania zbiorników przez osady denne. Warto przy tym wspomnieć, że wskutek wadliwego wykonania uszczelnień rezerwa pożarowa w okresach bezopadowych znacznie odbiega od założeń projektowych.

Drugi z zastosowanych typów zbiorników powinien umożliwiać swobodne odparowanie zretencjonowanej wody. Jednak nazwa „retencyjno-odparowujące" jest tu całkowicie nietrafna, bowiem większość wody jest odprowadzana poprzez skarpy boczne do Ciosenki. Zbiorniki te zlokalizowano wśród aluwiów wyścielających dno doliny Ciosenki. Ponieważ ich dna znajdują się poniżej zwierciadła wody gruntowej, są one wypełnione wodą niezależnie od pory roku. Wskutek tego, mimo znacznej powierzchni, użytkowa pojemność zbiorników jest stosunkowo niewielka, a wiosną obserwowano nawet zalewanie bezpośrednio przyległego terenu.

Konstrukcja systemu odwodnienia wpływa także na jakość wód odprowadzanych z autostrady. Zgodnie z założeniami projektowymi powinien on zapewniać trójstopniowy proces oczyszczania wód opadowych. Pierwszy etap mechanicznego oczyszczenia następuje już w czasie przepływu wody rowami, w których zatrzymywane są najgrubsze frakcje zawiesiny (skuteczność oczyszczania zawiesin w rowach przewiduje się na 25%). Dlatego w zaleceniach eksploatacyjnych zakłada się utrzymywanie trawy w rowach „na wysoko". Drugi etap podczyszczania wód stanowi 14 układów osadnik–separator. Na

końcu każdego z rowów zainstalowano osadniki o pojemnościach od 5 do 10 tys. dm^3 redukujące drobniejsze zawiesiny, połączone z separatorami koalescencyjno-cyrkulacyjnymi, służącymi do zatrzymywania substancji olejowych (skuteczność oczyszczania do 80%). Podczyszczone wody trafiają do zbiorników, gdzie następuje ostatnia faza redukcji zanieczyszczeń przy udziale naturalnych procesów biologicznych.

Czas pokaże, na ile projekt, wykonanie i prawidłowa eksploatacja urządzeń systemu podczyszczającego okażą się skuteczne. Już na etapie projektowania poczyniono znaczne odstępstwa, bowiem rolę osadników dla zbiorników ZB1 i ZB2 pełnią dwa dodatkowe zbiorniki ziemne o pojemności kilkuset metrów sześciennych każdy, nazwane „retencyjnymi". Ponieważ ich dna nie zostały uszczelnione, zamiast retencji następuje w nich infiltracja wód nieoczyszczonych w dno suchej doliny, która stanowi obszar alimentacji źródliska w Ciosnach. Drugim miejscem „uproszczenia" systemu jest dolina Dzierżąznej, w której nie przewidziano budowy jakichkolwiek zbiorników za separatorem, lecz zrzut wody z separatora bezpośrednio do rzeki. Dodatkowo, jeden z rowów nie jest zakończony separatorem i ma charakter infiltracyjny.

Trudno przewidzieć, jakie skutki przyniesie swobodna migracja zanieczyszczeń do wód powierzchniowych i podziemnych. Ich skala będzie z pewnością zależała od aktualnych możliwości buforowych środowiska przyrodniczego zlewni Dzierżąznej, które niestety będą ulegały sukcesywnemu zmniejszaniu.

Literatura

Bartnik A., Tomaszewski E. (2000): *Charakterystyka sieci rzecznej małej zlewni położonej w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej*, Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys., 5; 49–65.

Brencic M. (2006): *Groundwaters and highways interaction: past and present experiences of highway construction in Slovenia*, Envir. Geol., 49; 804–813.

Foos A. (2003): *Spatial distribution of road salt contamination of natura springs and seeps, Cuyahoga Falls, Ohio, USA*, Envir. Geol., 44; 14–19.

Jokiel P. (2002): *Woda na zapleczu wielkiego miasta*, Wyd. IMGW, Warszawa; 148.

Jokiel P., Tomalski P. (2005): *Odpływ oraz fizykochemiczne właściwości wód płynących w sąsiedztwie węzła Autostrad A1 i A2 w okolicy Łodzi*, Acta Sci. Pol., Formatio Circumiectus, 4, 2; 3–20.

Lukashev D.V. (2006): *Effect of Kiev–Odessa Highway on the Pollution of the Yuzhnyi Bug River by Heavy Metals*, Water Res., 33, 3; 335–337.

Malty L., Forrow D. M., Boxall A. B. A., Calow P., Beton C. I. (1995): *The effects of motorway runoff on freshwater ecosystems. 1. Field study*, Envir. Toxicol. and Chem., 16, 6; 1079–1092.

Moniewski P. (2004): *Źródła okolic Łodzi*, Acta Geogr. Lodz., 87; 147.

M o n i e w s k i P., S t o l a r s k a M. (2007): *Wpływ naturalnych i antropogenicznych czynników na podstawowe charakterystyki fizykochemiczne wód w rejonie powstającej autostrady A2 w sąsiedztwie Łodzi*, [w:] *Woda – środowisko – obszary wiejskie*, IMUZ Falenty [w druku].

Raport o oddziaływaniu na środowisko autostrady A2 na odcinku węzeł „Emilia" – węzeł „Stryków II" (2002): Oddział GDDKiA w Łodzi (maszynopis); 119.

Monika Oksiuta
Zakład Hydrologii, Uniwersytet Warszawski, Warszawa

Odpływ w zlewni zurbanizowanej na przykładzie Potoku Służewieckiego w Warszawie

Runoff in urban catchment exemplified on the Służewiecki Stream in Warsaw

Abstract: The paper present results of discharge measurements in the Służewiecki Stream catchment. It is urban catchment, uncontrolled hydrologically, but characterizing city and agricultural development. An increase of catchment area is shown on diagram taking into consideration runoff coefficient changes in partial catchments. Results of measurements are presented in the form of profile stream discharge as dependent of the change of discharge in function of catchment area. Though discharge measured in several series represents low and average stages there is wide range of its variability and it shows dynamics of stream outflow from the urban area. Maximum discharge from urban catchment indicates that city can be often threatened by rainfall floods.

Słowa kluczowe: odpływ, profil podłużny odpływu, wezbranie, zlewnia zurbanizowana, Potok Służewiecki.
Key words: runoff, stream discharge profile, flood, urban catchment, the Służewiecki Stream.

Wprowadzenie

Odpływ w zlewni zurbanizowanej jest kształtowany odmiennie niż w zlewni naturalnej. Za najważniejsze tego przyczyny uznano, oprócz intensywności opadów, rodzaj infrastruktury z wymuszoną siecią drenażu podpowierzchniowego (Leopold 1968 [za Bedientetem, Huberem 1989]; McPherson 1974; Gutry-Korycka 2005, 2006). Cechą charakterystyczną odpływu z takich zlewni jest gwałtowne osiąganie maksymalnego przepływu, który wzrasta szybciej niż stopień urbanizacji (Walling 1979 [za Gutry-Korycką 2005, 2006]; Knapp 1986). Przepływ wezbraniowy rzeki w obszarach miejskich po silnym opadzie często powoduje zalanie doliny. Powódź jest zatem problemem społeczno-gospodarczym podlegającym prognozowaniu. Istotna jest ocena fali wezbraniowej, nie tylko w profilu zamykającym zlewnię zurbanizowaną, ale też w zlewniach cząstkowych.

Celem niniejszego artykułu jest poznanie struktury odpływu w niewielkiej zlewni zurbanizowanej i określenie roli węzłów w systemie burzowców. Wykorzystano do tego zmodyfikowany wykres rozwinięcia zlewni (Bajkiewicz-Grabowska, Magnuszewski 2002). Ponadto dokonano oceny odpływu ze zlewni w różnych warunkach opadowych za pomocą konstrukcji profilu podłużnego jednoczesnego odpływu. Uwzględnianie skokowego wzrostu natężenia przepływu poniżej kolektorów pozwala ustalić strefy zlewni najbardziej zagrożone zalaniem i przeprowadzić odpowiednie ich zabezpieczenie.

Metody badań

Wykonano zmodyfikowany o wartość współczynnika odpływu w każdej zlewni cząstkowej wykres rozwinięcia zlewni Potoku Służewieckiego (Bajkiewicz-Grabowska, Magnuszewski 2002). Dzięki temu można łatwiej ocenić i interpretować znaczenie i udział każdej zlewni cząstkowej w przyroście odpływu i wyznaczyć najbardziej zagrożone węzły systemu hydrograficznego. Natężenie przepływu Potoku Służewieckiego zmierzono w nieregularnych odstępach czasu. Jego celem była ocena zmian odpływu w różnych warunkach. Ponieważ wysokie przepływy Potoku Służewieckiego występują rzadko i nieregularnie – 19 dni w roku (NFOŚ 1991), nie udało się wykonać takiej serii pomiarów. Mimo tego, także średnie i niskie przepływy charakteryzuje znacząca zmienność. Wyniki różnych serii pomiarowych posłużyły do konstrukcji profilu podłużnego przepływu w funkcji przyrostu powierzchni zlewni zalecanego przez Ozgę-Zielińską i Brzezińskiego (1997).

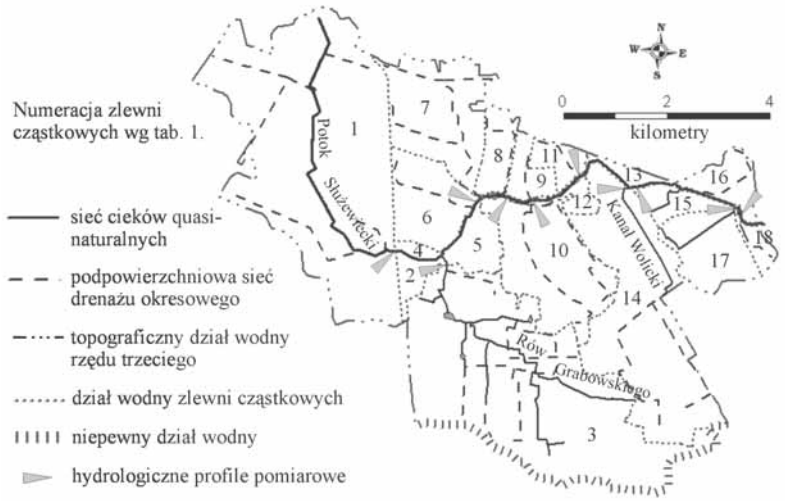
Zlewnia Potoku Służewieckiego

Badania odpływu w zlewni zurbanizowanej były prowadzone na przykładzie Potoku Służewieckiego, który jest niewielkim dopływem Wilanówki – lewego dopływu Wisły. Potok odwadnia południowo-zachodnie dzielnice Warszawy. Jego długość wynosi 15,8 km, a powierzchnia zlewni topograficznej 54,7 km^2 (Banasik 2002). Nowicka (2002) oszacowała powierzchnię topograficzną zlewni na 53–58 km^2. Wynika to z wyznaczenia niepewnego odcinka działu wodnego w południowej części zlewni. Na pozostałym odcinku jednoznaczne granice zlewni topograficznej wyznacza zasięg kanalizacji deszczowej (ryc. 1).

Potok Służewiecki nie jest objęty stałą kontrolą hydrometryczną, ale ze względu na częste podtapianie lub zalewanie niektórych obszarów (osiedle ul. Arbuzowa) był obiektem okresowych pomiarów stanu wody i natężenia przepływu. Istotne badania odpływu przeprowadził Bielawski (1994) w profi-

lach: PKP, zlewnia Orzycka i al. Wilanowska. Ich efektem było określenie stref stanów charakterystycznych w profilu zamykającym (al. Wilanowska). Przeanalizowano też charakterystyki pojedynczych wezbrań w górnym i dolnym biegu Potoku (NFOŚ 1991; Bielawski 1994). Zespół z SGGW (Banasik 2002) ocenił maksymalny odpływ w profilach ul. Rosoła i ul. Przyczółkowa w dniu 28.05.2002 r. wynoszący odpowiednio 15,1 $m^3 \cdot s^{-1}$ i 4,4 $m^3 \cdot s^{-1}$. Odpływ maksymalny w dolnym profilu jest niższy niż w górnym, ponieważ ciek w kilku miejscach przekroczył wodę brzegową. Oceną możliwości redukcji wezbrań Potoku Służewieckiego zajmowali się także Fidala-Szope (1993), Tobołka i Dąbkowska (1993), Pałys i Wudzka (1998) oraz Nowicka (2001).

Zarówno quasi-naturalna sieć rzeczna, jak też sieć drenażu sztucznego w zlewni Potoku Służewieckiego jest skomplikowana. Cieki wraz ze zbiornikami połączone są z systemem kanalizacji złożonej z podpowierzchniowych kolektorów burzowych odprowadzających wodę po opadach i roztopach (ryc. 1). Wyjątkiem jest Kanał Ursynowski stale prowadzący wodę, pochodzącą najprawdopodobniej z płytkiego, zawieszonego poziomu wodonośnego. Potok Służewiecki posiada cztery quasi-naturalne dopływy powierzchniowe (prawostronne): Rów Grabowskiego (5,9 km długości), Kanał Wolicki (2,4 km), Rów Wolicki (2,0 km) i rów bez nazwy (0,9 km). Cieki te drenują prawie połowę (42,8%) zlewni, odpowiednio: 13 km^2, 7,6 km^2, 0,8 km^2, 2,0 km^2. Sieć dopływów podpowierzchniowych składa się z około 60 kolektorów. Bezpośrednio z Potokiem Służewieckim łączy się osiem kolektorów (o średnicy > 1 m), zaś następne cztery burzowce posiadają połączenia z ich dopływami (tab. 1). Ich łączna długość przekracza 27 km.



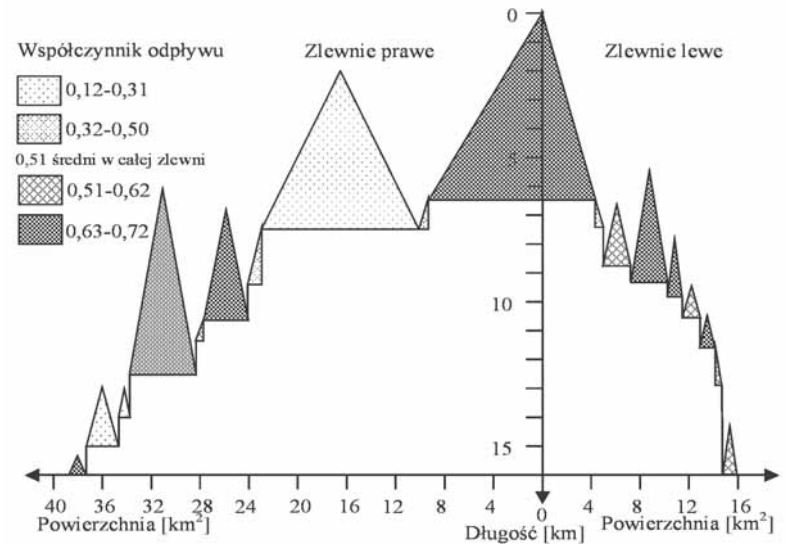
Ryc. 1. Podział hydrograficzny zurbanizowanej zlewni Potoku Służewieckiego

Infrastruktura w 2002 r. była zróżnicowana pod względem rodzaju i rozmieszczenia. Chociaż pomiary przepływu wykonywano 2–3 lata później, ich interpretacji dokonano na podstawie mapy zagospodarowania Warszawy stan z 2002 r. (Mapa Użytkowania Gruntów 2002). Każdej kategorii użytkowania przypisano wartość współczynnika odpływu (α) wg Bedienta i Hubera (1989) oraz Fettera (2001). Na ich podstawie obliczono w zlewniach cząstkowych średni ważony współczynnik odpływu. Ponad 15,5% powierzchni zlewni stanowią obszary rolnicze ($\alpha = 0,1$) oraz tereny zielone 16,5% (w tym lasy miejskie 9,1%) o współczynniku odpływu 0,2-0,3. Obszary intensywnie zabudowane ($\alpha > 0,5$) stanowią 59,2 % zlewni. Zwarta zabudowa obejmuje środkową i górną część, zaś obszary rolnicze pozostały w górnej i dolnej części zlewni. Użytkowanie ziemi jest rozdrobnione, a mozaikowość sprzyja zróżnicowanemu odpływowi, co ujawnia się w zlewniach cząstkowych (ryc. 2). Na podstawie rozwinięcia zlewni wyraźnie zaznacza się jej asymetria obszaru drenażu, mimo tej samej liczby prawych i lewych dopływów. Prawa część zlewni (38,8 km^2) jest ponaddwukrotnie większa od lewej (15,8 km^2). Jednocześnie lewe dorzecze jest intensywniej zagospodarowane, co sprzyja wysokiemu współczynnikowi odpływu (> 60%). Zlewnia prawa jest bardziej zróżnicowana, gdyż występują tam silnie i słabo zabudowane zlewnie cząstkowe.

Tab. 1. Zlewnie cząstkowe i długość głównych kolektorów burzowych w zlewni Potoku Służewieckiego (wg map topograficznych 1:10 000, Tobołki, Dąbkowskiej 1993)

Lp.	Nazwa zlewni cząstkowej	Długość [km]	Suma powierzchni [km^2]
1.	Okęcie	2,1	14,5
2.	Przyrzecze powyżej Rowu Grabowskiego	—	15,1
3.	Rów Grabowskiego	—	27,6
4.	Przyrzecze powyżej ul. Bokserskiej	—	27,8
5.	PTWK Służewiec	—	28,8
6.	ul. Bokserska	2,1	31,6
7.	ul. Rzymowskiego i ul. Orzycka	4,1	35,3
8.	ul. Puławska	2,0	36,3
9.	ul. Bacha	1,1	37,1
10.	Zlewnia Kanału Ursynowskiego	3,7	41,3
11.	ul. Dominikańska i ul. Nowoursynowska	1,1	42,0
12.	Przelew	—	42,4
13.	Przyrzecze ul. Arbuzowa	—	42,8
14.	Kanał Wolicki	3,9	50,0
15.	Przyrzecze ul. Arbuzowa i ul. Przyczółkowa	—	50,4
16.	ul. Obornicka	—	51,5
17.	Rów Wolicki	—	54,3
18.	ul. Przyczółkowa	0,5	54,7

Najważniejszym węzłem hydrograficznym zlewni jest ujście Kanału Ursynowskiego (prawy dopływ) i kolektora ul. Bacha (lewy dopływ) w Dolince Służewieckiej (ryc. 2). Drenują one intensywnie zabudowany Ursynów i Służewiec.



Ryc. 2. Przyrost obszaru zlewni i długości cieków w zlewni Potoku Służewieckiego

Drugim ważnym węzłem drenażu jest ujście Kanału Wolickiego, który zbiera wodę z silnie zabudowanej zlewni o powierzchni 7,6 km^2.

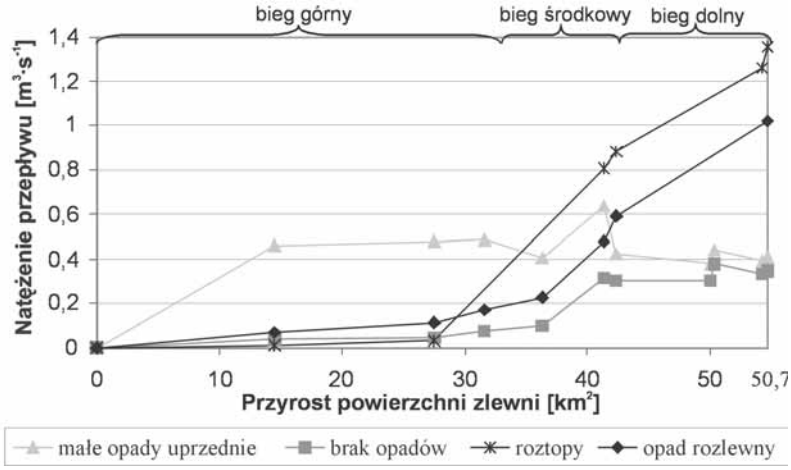
Wyniki pomiarów natężenia przepływu

Pomiary własne natężenia przepływu przeprowadzano okresowo w 7–10 węzłach od marca 2004 r. do maja 2005 r. (tab. 1). Stanowiły one podstawę konstrukcji profilu podłużnego chwilowego odpływu wzdłuż cieku głównego (ryc. 3). Pierwsza seria pomiarów z dnia 13.07.2004 r. odzwierciedla warunki bezopadowe, gdyż opady rozpoczęły się w końcowej fazie pomiarów. Potwierdza to stan wody, zmierzony na wodowskazie al. Wilanowska (22 cm), który odpowiada strefie niskich stanów wody (NFOŚ 1991). Profil charakteryzuje się nieznacznym przyrostem natężenia przepływu w górnym biegu cieku, dosyć znacznym dopływem w biegu środkowym oraz niewielkim, punktowym przyrostem odpływu w biegu dolnym, który stanowi odpływ Kanału Wolickiego.

Kolejne pomiary wykonano 24.06.2004 r. w warunkach bezopadowych, ale z uprzednim uzupełnieniem retencji zlewni. Przez pięć dni poprzedzających pomiar opad był niewielki (3,8 mm), a w czasie wykonywania opady nie wystąpiły.[1] Wysoki opad (9,2 mm) wystąpił dopiero wieczorem. Stan wody na

[1] Wszystkie wartości parametrów meteorologicznych dotyczą Warszawy i pochodzą z Codziennych Biuletynów Meteorologicznych opracowanych przez IMGW. Informacje doty-

wodowskazie al. Wilanowska wynosił wówczas 27 cm i reprezentował strefę wód niskich. Ten profil podłużny odpływu charakteryzują jednakowe wartości z wyjątkiem Dolinki Służewieckiej (ryc. 3). Natężenie przepływu w górnym biegu cieku było wysokie (0,5 $m^3 \cdot s^{-1}$). Poniżej Stawu Służewieckiego przepływ zmniejszył się, a po przejęciu wód Kanału Ursynowskiego wzrósł do 0,65 $m^3 \cdot s^{-1}$, aby znów gwałtownie zmniejszyć się powyżej profilu „Przelew". Intensywny dopływ wód Kanałem Ursynowskim kilka dni po wystąpieniu opadów potwierdza, że kolektor ten drenuje tylko płytki, freatyczny poziom wód podziemnych. W dolnym biegu cieku głównego następuje obniżanie się przepływu pomiędzy ujściami dopływów, gdzie następuje niewielkie, ale skokowe ich zwiększenie. Przyczyną tej anomalii są prawdopodobnie zwiększone straty na parowanie z powierzchni wody oraz intensywną transpirację roślin w pełni rozwoju sezonu wegetacyjnego. Możliwe jest też okresowe alimentowanie wód podziemnych przez sieć cieków naturalnych.



Ryc. 3. Profile podłużne jednoczesnego odpływu w zlewni Potoku Służewieckiego

Pomiary z dnia 18.04. 2004 r. reprezentują zasilanie opadowe i bezopadowe, ponieważ wykonano je w niecałe dwie godziny po zakończeniu opadu rozlewnego (4,6 mm). Chęć zmierzenia przepływu wezbraniowego w profilu zamykającym, przy czasie reakcji zlewni krótszym od czasu sporządzenia pełnej serii pomiarowej, spowodowała wykonanie pomiarów w kierunku przeciwnym do biegu cieku. Widoczne ślady przepływu kulminacyjnego wskazały, iż pomiary wykonano już w fazie opadania wezbrania. Potwierdza to stan wody na wodowskazie al. Wilanowska (48 cm) odpowiadający strefie stanów

---

cące opracowań miesięcznych z podziałem na dekady pochodzą z Biuletynów Państwowej Służby Hydrologiczno-Meteorologicznej z odpowiedniego miesiąca opracowanych przez IMGW.

średnich. Wartości natężenia przepływu w górnym biegu cieku są nieznacznie wyższe niż przy jednorodnych warunkach bezopadowych (ryc. 3). Jednak w środkowym i dolnym biegu Potoku wartości te są znacznie wyższe. W profilu zamykającym natężenie przepływu przekraczało 1 $m^3 \cdot s^{-1}$.

Ostatnia seria pomiarów z dnia 15.03.2005 r. odpowiadała warunkom roztopowym, gdyż w ciągu pięciu dni poprzedzających stopniało 9 cm pokrywy śnieżnej (ryc. 3). W górnym biegu Potoku natężenie przepływu było najniższe[2], ponieważ pokrywa śnieżna z obszaru pasów startowych i lądowania lotniska Okęcie została usunięta, zaś na obszarach rolniczych zlewni Rowu Grabowskiego większość wód roztopowych infiltruje wprost do gruntu, zatem nie odpływa systemem burzowców. W środkowym i dolnym biegu natężenie przepływu szybko wzrasta, aby uzyskać w profilu ujściowym 1,4 $m^3 \cdot s^{-1}$, co odpowiada stanowi wody równemu 48 cm (w przekroju hydrologicznym al. Wilanowska) w strefie wody średniej.

Najwyższy odpływ jednostkowy w profilu ujściowym wynosił 24,8 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ i był czterokrotnie wyższy niż w okresie suchym. Natężenie przepływu zmierzone (17.10.2004 r.) po intensywnych opadach (21,6 mm) w Dolince Służewieckiej miało wartość zbliżoną do maksymalnej. Jednak pomiar ten wykonano już w fazie opadania fali wezbraniowej, a ślady wyższego stanu wody znajdowały się o 1 m ponad ówczesnym poziomem. Szacunkowy przekrój poprzeczny koryta podczas kulminacji wezbrania wynosił 12–15 m^2, co przy 0,75 $m \cdot s^{-1}$ zmierzonej prędkości dałoby 9–11 $m^3 \cdot s^{-1}$ natężenia przepływu. Faktycznie wartość ta mogła być jeszcze wyższa. Byłaby ona niewiele mniejsza od najwyższego (15,1 $m^3 \cdot s^{-1}$) ocenionego w Dolince Służewieckiej natężenia przepływu (Banasik 2002).

Wnioski

Przytoczone wyniki pokazują, jak różne jest tempo przyrostu odpływu w poszczególnych częściach zlewni zurbanizowanej, które jest spowodowane opadami o nieznanym natężeniu i rozkładzie przestrzennym. W półroczu ciepłym zaznacza się zmniejszenie natężenia przepływu w odcinkach cieku głównego pomiędzy jego dopływami, co może wynikać ze zwiększonej ewapotranspiracji oraz lokalnego lub strefowego alimentowania wód podziemnych. Wysokie stany wody Wisły oddziałują pośrednio poprzez podniesienie wysokości zwierciadła wód podziemnych zwłaszcza w dolnym biegu cieku. Bezpośrednia cofka Wisły nie oddziałuje na Potok Służewiecki ze względu na oddzielenie od-

[2] W profilu Okęcie mimo stosunkowo wartkiego nurtu koryto cieku jest zbyt płytkie (ok. 3–4 cm), aby można było wykonać pomiar natężenia przepływu młynkiem hydrometrycznym.

pływu przez Jeziorko Wilanowskie oraz sztuczną kaskadę o wysokości ok. 1,5 m, zlokalizowaną 50 m powyżej jego ujścia. Możliwe jest jednak oddziaływanie pośrednie poprzez podniesienie wysokości zwierciadła wód podziemnych w dolinie Wisły. Anomalie natężenia przepływu Potoku Służewieckiego w funkcji przyrostu zlewni nie są równomierne co do kierunku i nie zawsze zaznaczają się w tych samych zlewniach cząstkowych. Skokowy przyrost natężenia przepływu cieku głównego poniżej ujść burzowców i naturalnych cieków potwierdzają przytoczone serie pomiarowe. Reakcja tego systemu odpływu, wymuszonego przez urbanizację w warunkach przepływu niskiego i średniego została rozpoznana.

Literatura

Bajkiewicz-Grabowska E., Magnuszewski A. (2002): *Przewodnik do ćwiczeń z hydrologii ogólnej*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.

Banasik K. (2002): *Operat hydrologiczny Potoku Służewieckiego w przekroju ul. Przyczółkowej*, Warszawa (mat. niepublik.).

Bedient P. B., Huber W. C. (1989): *Hydrology and floodplain analysis*, Addison-Wesley & Company, New York.

Bielawski Z. (1994): *Określenie charakterystyk odpływu z terenów zurbanizowanych na podstawie cech fizycznych zlewni i opadu*, [w:] *Modelowanie procesów hydrologicznych*, M. Ozga-Zielińska (red.), Monografie Komitetu Gospodarki Wodnej Polskiej Akademii Nauk, z. 5, Oficyna Wydawnicza Politechniki Warszawskiej, Warszawa.

Fetter C. W. (2001): *Applied hydrogeology,* Upper Saddle River, New Jersey.

Fidala-Szope M. i in. (1993): *Analiza przepływów w kanale Wola–Okęcie–Wilanów*, cz. II, IOŚ (mat. niepublik.).

Gutry-Korycka M. (2005): *Urbanization in the global change development syndrome*, Papers on Global Change no. 12, Polish Academy of Science, Warsaw.

Gutry-Korycka M. (2006): *Outflow from urbanized basins (local, regional and global similarity)*, Papers on Global Change no. 13, Polish Academy of Science, Warsaw.

Knapp B. (1986): *Elementy geograficzne hydrologii*, PWN, Warszawa.

Mapa Użytkowania Gruntów, aktualizacja 2002 r. (2002): Miejska Pracownia Planowania Przestrzennego i Strategii Rozwoju, Warszawa.

McPherson M. B. (red.) (1974): *Hydrological effects of urbanization*, The Unesco Press, Paris.

NFOŚ (1991): *Wstępne studium zagrożeń ekologicznych na terenie i w sąsiedztwie zabytkowego Zespołu Pałacowo-Ogrodowego w Wilanowie* (mat. niepublik.).

Nowicka B. (2001): *Ocena możliwości redukcji wezbrań w Dolince Służewieckiej*, Prace i Studia Geograficzne UW, T. 31.

Nowicka B. (2002): *Wpływ urbanizacji na warunki odpływu*, [w:] *Obieg wody w zmieniającym się środowisku*, Prace Instytutu Geografii AS w Kielcach.

Ozga-Zielińska M., Brzeziński J. (1997): *Hydrologia stosowana*, Wydawnictwa Naukowe PWN, Warszawa.

Pałys F., Wudzka B. (1998): *Koncepcja przywrócenia funkcji zbiornika retencyjnego Stawu Służewieckiego*, Bipromel, Warszawa (mat. niepublik.).

Tobołka H., Dąbkowska B. (1993): *Analiza przepływów w kanale W–O–W w oparciu o nowe metody obliczania przepływów z uwzględnieniem retencji* (mat. niepublik.).

Józef Paszczyk
Zakład Hydrografii, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Sezonowa zmienność elementów hydrometeorologicznych – próba analizy numerycznej

Seasonal changeability of hydrometeorological phenomenon – an attempt of numeric analysis

ABSTRACT: Original numerical software has been prepared for analysis of seasonal changeability of hydroclimatological phenomenon. On the basis of average monthly values, in reference to measurement stations or years of observation series, it lets to describe annual course of the selected phenomena with the help of several various number indices. In particular cases (considered series of years) software also takes into account some taxonomic techniques.

SŁOWA KLUCZOWE: opady, temperatury, kontynentalizm pluwialny, analiza Fouriera.
KEY WORDS: precipitation, temperature, pluvial continentality, Fourier analysis.

Wprowadzenie

Narastające przekonanie o niestabilności klimatu współczesnego, spowodowane działalnością człowieka, sprawia, że w tym zakresie podejmowane są liczne prace i projekty badawcze, często o zasięgu międzynarodowym (Gleick 1989; Gutry-Korycka, Boryczka 1993; Kaczmarek 1992; Shiklomanov 1989). Dotyczą one prawie wyłącznie zagadnień fluktuacji ilościowych charakterystyk rocznych (sumarycznych lub średnich). Pomijają natomiast dużo ważniejszy problem rozpoznania przekształceń jakościowych (strukturalnych), polegających na zmianach relacji w sezonowym rozkładzie wariancji rocznej – na poszczególne okresy roku. Do analizy tego rodzaju zmienności służy zaprojektowany i przygotowany program numeryczny.

Podstawy teoretyczne oceny sezonowej zmienności elementów meteorologicznych

Program wykorzystuje miesięczne dane, odnoszące się do zbioru stacji lub kolejnych lat analizowanej serii pomiarowej. Wyróżnia dwie kategorie wskaźników, których wzorcowymi odpowiednikami są serie średniej miesięcznej temperatury powietrza i średnie miesięczne sumy opadów. Przyjęto, że pierwsze z nich przy szacowaniu wybranych miar sezonowości, muszą spełniać postulat nieujemności. Warunku tego dopełniono zawężając zakres ich zmian do przedziału <0,1>:

$$z_{ot} = \frac{x_{ot} - \min_t\{x_{ot}\}}{\max_t\{x_{ot}\} - \min_t\{x_{ot}\}}, \text{ przy czym } (t = 1, 2, \ldots k,\ o = 1, 2, \ldots, m).$$

Gdzie: z_{ot} – stanowią wartości znormalizowane, a x_{ot}, $\min_t\{x_{ot}\}$, $\max\{x_{ot}\}$ rzeczywiste i ekstremalne wielkości danych liczbowych, opisujących sezonowy przebieg badanej charakterystyki w wybranym obiekcie – stacji lub roku serii.

W zależności od rodzaju uwzględnionych w programie cech uzyskuje się nieco inny zestaw informacji wynikowych. W każdym jednak przypadku szereg 12 wartości $\{x_1, x_2, \ldots, x_k\}$ – zakładając, że są one równoodległe (przypisane środkowej dacie danego miesiąca) – przybliżany jest w formie równoważnych wielomianów Fouriera [1 i 2] (Collings 1973; Hobbs 1972; Ewert 1984):

$$x(t) = a_0 + \sum_{i=1}^{n} \left(a_i \cos \omega_i t + b_i \sin \omega_i t\right) \text{ lub} \qquad [1]$$

$$x(t) = a_0 + \sum_{i=1}^{n} A_i \sin(\omega_i t + \varphi_i). \qquad [2]$$

Gdzie: $a_0 = \frac{1}{k}\sum_{t=0}^{k} x_t$, $a_i = \frac{2}{k}\sum_{t=1}^{k} x_t \cos \omega_i t$, $b_i = \sum_{t=1}^{k} x_t \sin \omega_i t$ są parametrami wielomianu pierwszej postaci, przy czym dla ostatniej składowej harmonicznej:

$$a_n = \frac{1}{k}\sum_{t=1}^{k} x_t \cos \omega_i t \text{ i } b_n = 0.$$

W drugim przypadku parametrami równania są: amplituda $A_i = \sqrt{a_i^2 + b_i^2}$ i faza $\varphi_i = arctg\left(\frac{a_i}{b_i}\right)$.

Rozkład wariancji rocznej na poszczególne składowe harmoniczne określany jest zgodnie ze wzorem:

$$\frac{1}{k}\sum_{t=1}^{k}(x_t-\bar{x})^2=\frac{1}{2}\sum_{i=1}^{n-1}(a_i^2+b_i^2)+a_n^2. \qquad [3]$$

Frakcje tej wariancji, w podziale na poszczególne składowe oraz parametry równań 1 i 2 w odniesieniu do każdej rozważanej stacji lub roku serii podawane są w zbiorze informacji wynikowych działania programu.

Niezależnie od kategorii danych w zbiorze tym znalazły się również syntetyczne miary ich koncentracji rocznej (S), w tym także określone według rzadko stosowanego wzoru, zaproponowanego przez Kukułę (1976):

$$S_o=\frac{\left(\sqrt{k}+k\right)}{k-1}\sqrt{\sum_{t=1}^{k}z_{ot}^2}-\frac{\sqrt{k}+1}{k-1}, \text{ gdzie: } z_{ot}=\frac{x_{ot}}{\sum_{t=1}^{k}x_{ot}}. \qquad [4]$$

W przypadku typu danych opadowych obliczane są wskaźniki kontynentalizmu pluwialnego opisane przez Kożuchowskiego i Wibig (1988, s. 13–16). W wykazie wskaźników nie pominięto tzw. indeksu sezonowości oraz pory koncentracji według założeń Markhama (za Kożuchowskim i Wibig 1988). Z niezrozumiałych względów metoda ta – mimo słabości metodycznych – preferowana jest w wielu opracowaniach hydroklimatologicznych. Można udowodnić, że jest ona wystarczającą charakterystyką tylko wtedy, gdy w rocznym przebiegu analizowanej cechy występują dwa wyraźne ekstrema. Znaczenie i sens obliczonych indeksów wg Markhama maleje wraz ze wzrostem liczby wartości skrajnych – minimum i maksimum.[1]

W programie, obok zbioru kilkunastu wskaźników syntetycznych, obliczane są sumy bądź średnie wartości charakterystyk w układzie kwartalnym i półrocznym. Szacowane są ponadto ich wzajemne ilorazy. Pierwotne sumy opadów – po transformacji – przedstawiane są w procentach sumy rocznej opadów, a średnie miesięczne temperatury powietrza w procentach rocznej amplitudy. W przypadku informacji uporządkowanych w strukturze lat zbiór wskaźników wynikowych dopełnia dodatkowy plik w formacie ASCII Raster. Zawiera on symetryczną macierz odległości taksonomicznych, obliczonych w układzie wszystkich możliwych par porównywanych lat analizowanej serii według równań:

1– dla danych typu sum opadów lub przepływów:

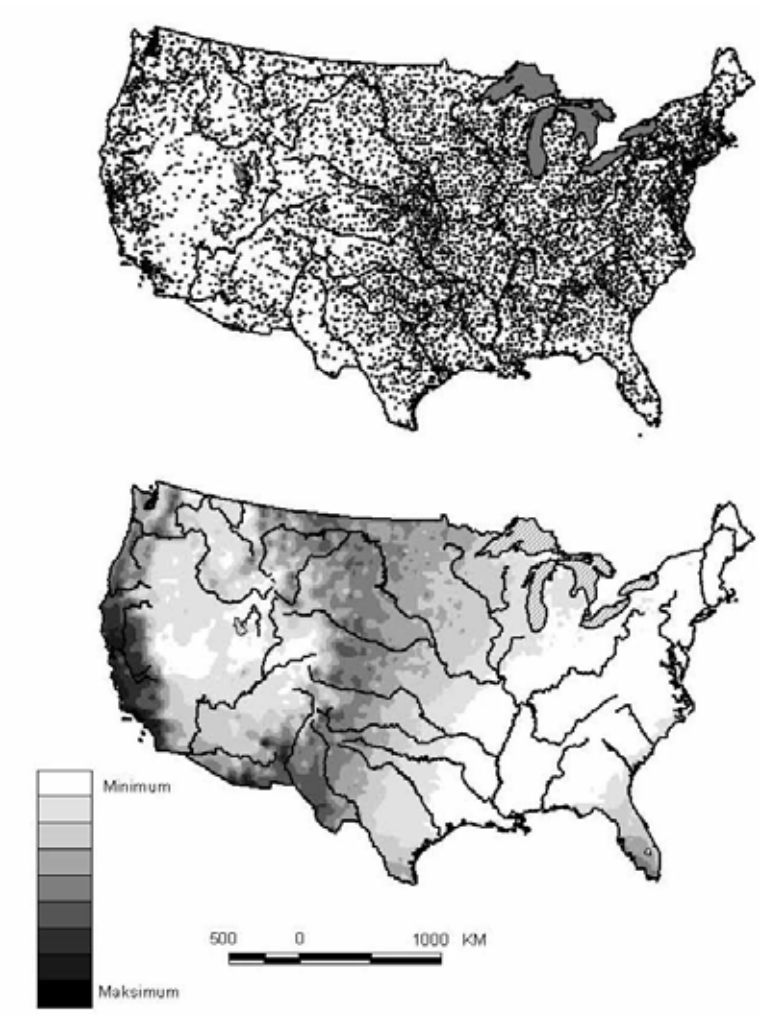
$$D_{jl}=\left(1-\sum_{t=1}^{k}\min\left(z_{jk},z_{lk}\right)\right) \text{ oraz}$$

[1] W istocie rzeczy wskaźniki Markhama dobrze opisują rozkład pierwszej składowej harmonicznej.

2 – charakterystyk termicznych:

$$D_{jl} = \sqrt{\sum_{t=1}^{k} \left(z_{jk} - z_{lk} \right)^2}.$$

Plik ten ma swoistą formę diagramu podobieństwa Czekanowskiego (Parysek 1982), daje się zobrazować graficznie i analizować w programie ArcView.



Ryc. 1. Rozmieszczenie stacji opadowych i zróżnicowanie przestrzenne współczynnika koncentracji opadów w latach 1961–1990 w USA

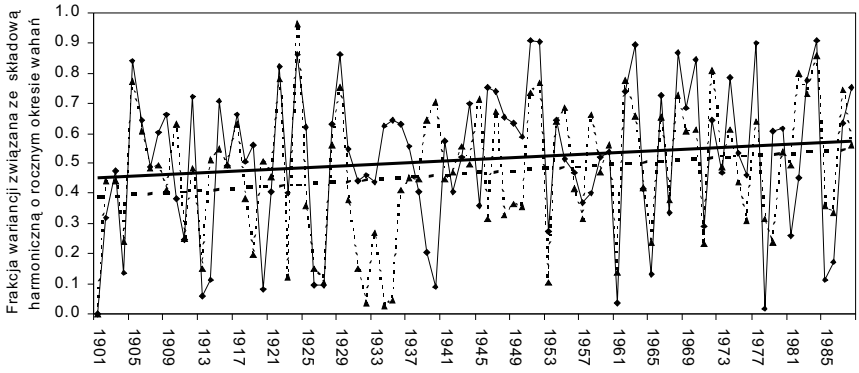
Wyniki działania programu

Przykładowe wyniki działania programu na wybranych zbiorach danych zilustrowano w formie map, wykresów i kartogramów binarnych. Do prezentacji posłużyły programy: SURFER, EXCEL i ArcView.

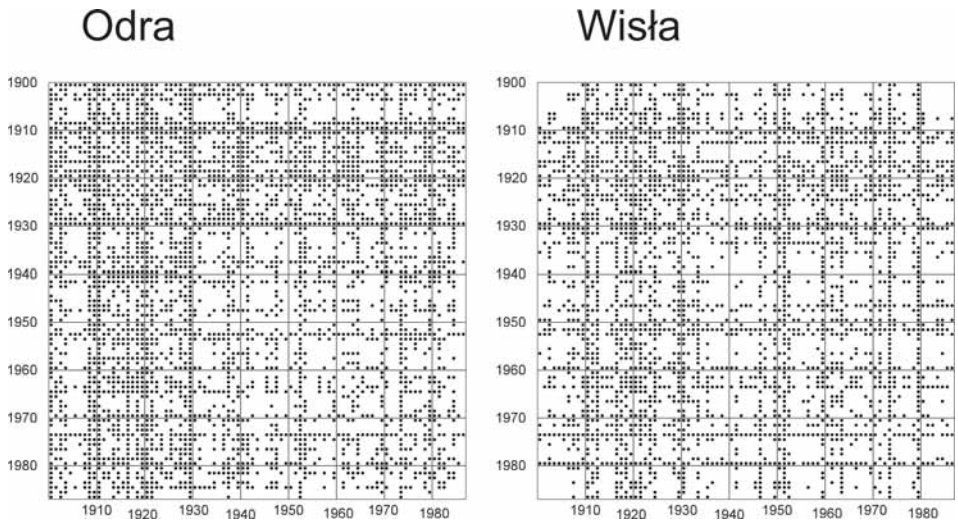
W pierwszym przypadku wykorzystano dane pozyskane z serwera amerykańskiej służby meteorologicznej. Na podstawie średnich miesięcznych sum opadowych w latach 1961–1990, dla ponad 8000 stacji z kontynentalnej części USA (ryc. 1), skonstruowano mapę przestrzennego zróżnicowania współczynnika koncentracji, obliczonego według wzoru [4] (Kukuła 1976). Stwierdzono (ryc. 1), że maksymalne jego wielkości (bliskie jedności) występują w pasie pacyficznym, w strefie zachodniego obrzeża Kordylierów, natomiast minimalne współczynniki (prawie zerowe) są typowe dla wschodnich obszarów Stanów Zjednoczonych (Appalachów) i centralnych fragmentów Wielkiej Kotliny.

Dwa kolejne przykłady zastosowania programu dotyczą analizy serii średnich miesięcznych przepływów Odry w Gozdowicach i Wisły w Tczewie w latach hydrologicznych 1901–1987. Dane te również pozyskano z internetu. Stwierdzono, że w badanym wieloleciu w obu dorzeczach obserwowany jest stały (nieco wyraźniej zaznaczony w przypadku Wisły) wzrost frakcji wariancji rocznej przepływu, wyjaśnionej przez pierwszą składową harmoniczną. (ryc. 2). Odbywa się to kosztem redukcji znaczenia wahań o wyższych częstotliwościach (w cyklach zmian półrocznych, kwartalnych i krótszych).

Ostatnia rycina (ryc. 3) ma formę kartogramów binarnych. Powstała w wyniku przekształcenia macierzy odległości taksonomicznych badanych lat serii przepływów miesięcznych Odry i Wisły za pomocą specyficznych funkcji schodkowych. Dzięki nim wyodrębniono grupy elementów macierzy, które



Ryc. 2. Zmienność i tendencje zmian frakcji wariancji przepływu Odry (linie ciągłe) i Wisły (przerywane), wyjaśnionej przez pierwszą składową harmoniczną o rocznym cyklu wahań



Ryc. 3. Kartogramy binarne zróżnicowania typologicznego zmienności rocznej przepływów Odry w Gozdowicach i Wisły w Tczewie w latach 1901–1987

przekraczają zadany próg funkcji – poziom niepodobieństwa zmienności sezonowej (obliczonej jako średnia z macierzy odległości) – lub nie osiągają tego progu. Oznacza to, że zgromadzenie punktów na kartogramach przedstawia lata o nietypowej, a białe plamy o podobnej zmienności sezonowej przepływu Odry i Wisły. Uzyskany obraz graficzny nie jest przejrzysty – wydaje się w dużej mierze przypadkowy. Można jednak zauważyć, że w obu kartogramach: Odry i Wisły lata nietypowe, co do rocznego przebiegu przepływów miesięcznych, grupują się w wieloleciu 1910–1930.

Uwagi końcowe

W zakończeniu należy podkreślić, że pozyskane zbiory wyjściowe opisywanego programu po pogłębionej interpretacji merytorycznej i metodycznej mogą być wykorzystywane w szeroko rozumianej hydrologii porównawczej oraz w badaniach geograficznych. Ułatwić powinny przede wszystkim procesy systematyzacji ustrojów rzecznych oraz sezonowej zmienności charakterystyk klimatycznych, zarówno w czasie, jak i w przestrzeni. Pozwalają ponadto – w przeciwieństwie do większości stosowanych metod – na jednoczesną analizą zmian ilościowych (wielkości średnich rocznych) oraz przekształceń jakościowych (strukturalnych), zaznaczających się w sezonowym rozkładzie badanych elementów hydroklimatycznych.

Literatura

Collings M. R. (1973): *Generalization of Stream –Temperature Data in Washington*, U.S. Geol. Survey Water-Supply Paper 2029_B.

Ewert A. (1984): *Opady atmosferyczne na obszarze Polski w przekroju rocznym*, WSP, Słupsk.

Gleick P. H. (1989): *Climate change, hydrology and water resources*, Rev. Geophysics, 17; 329–344.

Gutry-Korycka M., Boryczka J. (1993): *Długookresowe fluktuacje elementów obiegu wody*, [w:] *Przemiany stosunków wodnych w Polsce w wyniku procesów naturalnych i antropogenicznych*, I. Dynowska (red.); 275–298.

Gutry-Korycka M. (red.) (1996): *Studia nad wpływem globalnych zmian klimatu na obieg wody w zlewni*, Wyd. UW.

Hobbs J. E. (1972): *An appraisal of rainfall trends in Northeast New South Wales*, Aus. Geogr. Studies, 10, 1; 42–60.

http://cdo.ncdc.noaa.gov/cgi-bin/climatenormals/

http://www.sage.wisc.edu/riverdata/

Kaczmarek Z. (1992): *Zasoby wodne świata w obliczu zagrożenia*, [w:] *Globalne zmiany środowiska naturalnego wyzwaniem ludzkości*, Mat. Konf., Kraków.

Kożuchowski K., Wibig J. (1988): *Kontynentalizm pluwialny w Polsce: Zróżnicowanie geograficzne i zmiany wieloletnie,* Acta Univ. Lodz., 55.

Kukuła K. (1976): *Kilka uwag o związkach między wskaźnikami specjalizacji i koncentracji przestrzennej skonstruowanymi na podstawie danych strukturalnych*, Przegl. Geogr., 3; 417–429.

Parysek J. (1982): *Modele klasyfikacji w geografii*, UAM, Ser. Geogr., 31.

Shiklomanov I. A. (1989): *Climate and water resources*, Hydr. Sci. J. 34; 495–529.

Józef Paszczyk
Zakład Hydrografii, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Struktura genetyczna odpływu rzek polskich w dwuleciu 2001–2002

Origin structure of the Polish rivers' runoff in biennial period of 2001–2002

ABSTRACT: The paper is the attempt of description of origin structure of the river runoff exemplified on biennial measurement series. Distribution of hydrograph on particular parts for each of 290 selected hydrometric stations was made numerically. Received results were presented as isarithm maps and specific synthetic cartogram.

SŁOWA KLUCZOWE: Polska, odpływ rzeczny, struktura genetyczna, rozdział hydrogramu.
KEY WORDS: Poland, river runoff, origin structure of runoff, distribution of hydrograph.

Wprowadzenie

Odpływ rzeczny jest ważnym ogniwem kontynentalnej fazy obiegu wody. Znajomość jego wielkości stanowi bowiem podstawę szacowania dynamicznych i eksploatacyjnych zasobów wodnych. Określa tym samym możliwości wykorzystania i zagospodarowania wody. Ułatwia ponadto, przy uwzględnieniu dodatkowych informacji, śledzenie i bilansowanie, przemieszczających się w złożonym systemie środowiska zlewni, strumieni energii i materii.

W praktyce badawczej dokładne rozpoznanie zjawiska odpływu nie jest łatwe. Brakuje bowiem dostatecznie długich serii pomiarowych. Utrudniony jest także bezpośredni (online) dostęp do archiwalnych i bieżących danych hydrometrycznych. Ciągle jeszcze nie są rozstrzygnięte ważne problemy dotyczące wydzielania podstawowych składowych odpływu i określenia jego struktury genetycznej (Bajkiewicz-Grabowska, Mikulski 1984; Kaniecki 1982; Nathan, McMahon 1990; Paszczyk 1975; Tomaszewski 2001).

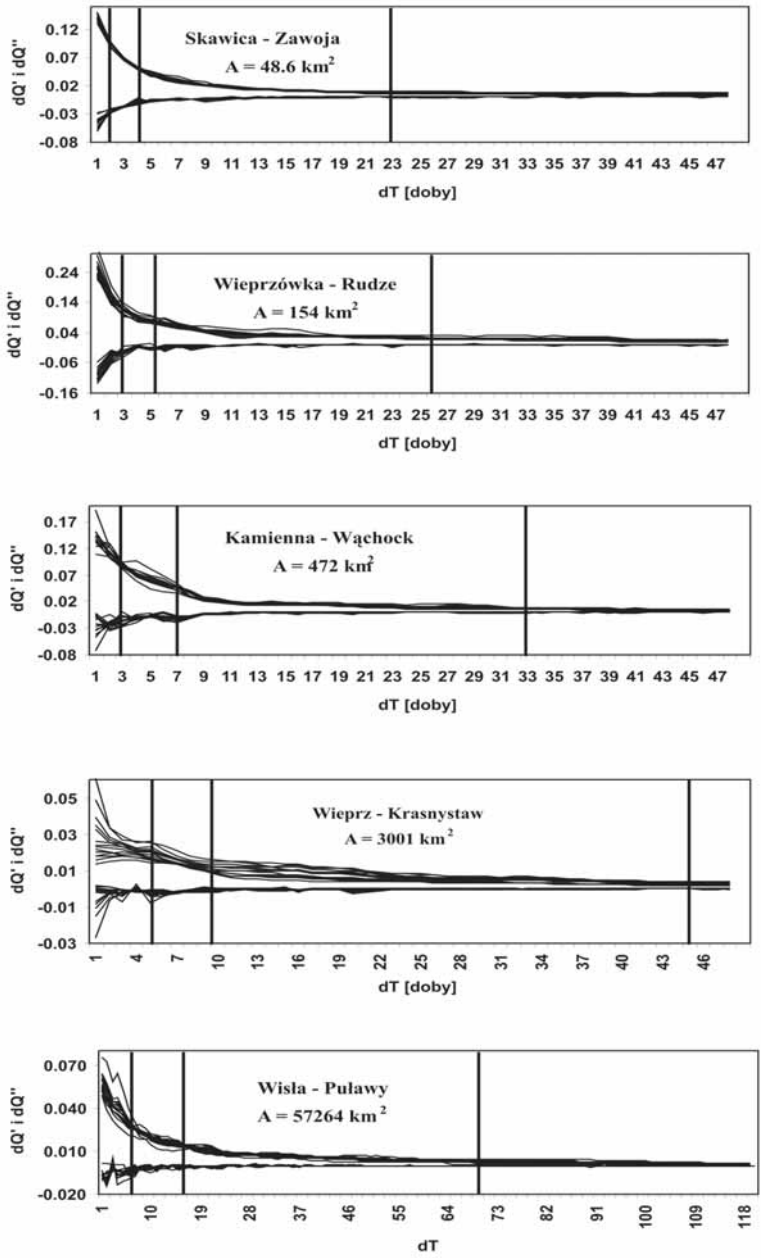
Wstępną próbę opisu takiej struktury w odniesieniu do obszaru Polski stanowi przedstawione opracowanie.

Opis procedury ustalania zasad rozdziału składowych genetycznych odpływu

Zastosowana metoda badań uwzględnia cztery główne składowe odpływu: 1 – bezpośrednie zasilanie wód rzecznych poprzez opad (*rapid runoff*) oraz szybki spływ po stoku (*surface runoff, overland flow*), 2 – odpływ podpowierzchniowy (*interflow, hypodermic runoff*), 3 – odpływ gruntowy okresowy (*superficial fluctuating groundwater*), zasilany płytkimi wodami podziemnymi (głównie aluwialnymi i wierzchówkowymi) oraz 4 – długoterminowy odpływ podstawowy (*basic groundwater flow*), związany z drenażem głębszych i zasobniejszych poziomów wodonośnych.

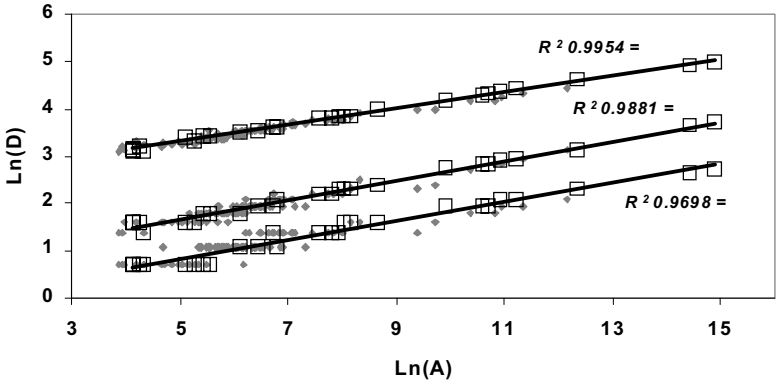
Użyta procedura wykorzystuje oryginalną metodę numerycznego rozdziału hydrogramu codziennych przepływów (Paszczyk 2004). Punktem wyjścia jej powstania było przyjęcie zasady stopniowej zmiany długości fal wezbraniowych (z krokiem co jeden dzień), w obrębie których wykresy hydrogramów ścinane były liniami prostymi, o nachyleniach wyznaczonych przez minimalny gradient spadku przepływu. Pozwoliło to w dalszym procesie tworzenia metody wygenerować dla wybranych serii dobowych przepływów oraz dowolnie wyznaczonych podokresów (rocznych, dwu-, trzyletnich i innych) całą serię wyników, odpowiadających różnym stanom separacji hydrogramów. Miały one formę uśrednionych krzywych opadania i wysychania. Kształt tych krzywych przybliżono i uzupełniono o wykresy ich wskaźników różnicowych, wyliczonych w postaci szeregu pierwszych (dQ') i –zmienionych, co do znaku – drugich pochodnych (dQ") (ryc.1). Następnie na drodze przeglądu uzyskanych wykresów (Paszczyk 2004), przy jednoczesnej analizie danych liczbowych, wyszukiwano pierwsze i kolejne, na ogół gwałtowne, przypadki zmiany wartości wspomnianych pochodnych. Wyznaczono również strefę stabilizacji ich wartości i stałości tempa recesji, objawiającą się równoległością przebiegu linii wykresów (Paszczyk 2004). Przyjęto, że zaznaczone na osi czasu (odciętych) punkty wyraźnych zmian, odpowiadają średnim długościom trwania fal spływu: składowej powierzchniowej, odpływu podpowierzchniowego (glebowego) i podziemnego okresowego (ryc. 1). Warto podkreślić, że w każdym przypadku położenie punktów granicznych, wyznaczających odcinki o podobnym stopniu recesji (opadania–wysychania) poddawano weryfikacji. Sprawdzano, czy zachowany jest – wynikający ze wzoru Mailleta i prawa malejącego postępu geometrycznego (Jokiel 1994) – warunek liniowej zależności logarytmów przepływów i czasu.

Opisaną procedurę ustalania długości fal wezbraniowych poszczególnych składowych odpływu zastosowano dla danych hydrometrycznych z okresu 1976–1980, odnoszących się do zbioru kilkudziesięciu zlewni położonych w górnym i środkowym dorzeczu Wisły. Dodatkowo z serwera służby geologicznej USA pozyskano serie pomiarowe dziesięcioletnie 1971–1980 dla wybranych



Ryc. 1. Przykłady ilustrujące zasady ustalania przeciętnej długości trwania spływu powierzchniowego, podpowierzchniowego i odpływu podziemnego okresowego przy wykorzystaniu wykresów zmienności wielkości pierwszej (dQ') i drugiej pochodnej (dQ") ustalonych krzywych wysychania–opadania; dT oznacza zmienną długość fal, ścinanych liniami prostymi zgodnie z minimalnym gradientem spadku przepływu

zlewni rzek amerykańskich (w tym dużych, o powierzchniach sięgających 1,5 mln km^2). Stwierdzono, że istnieją ścisłe, nieliniowe zależności pomiędzy powierzchniami zlewni i wyznaczonymi długościami fal (ryc. 2). Ustalone formuły wykorzystano bezpośrednio w programie numerycznym do separacji codziennych hydrogramów przepływu. Warto zaznaczyć, że użyty w tym opracowaniu program, poza zasadniczą wersją, ma swój odpowiednik, pozwalający na dowolną zmianę parametrów sterujących jego działaniem (są one ujawniane na ekranie monitora). Jest to równoznaczne z możliwością generowania wyników rozdziału hydrogramu w wielu wariantach – do wyboru i swobodnej akceptacji.



Ryc. 2. Związek i poziom skorelowania długości fal wezbraniowych [D] i powierzchni zlewni [A] – kolejno od góry: odpływu podziemnego okresowego, podpowierzchniowego i spływu powierzchniowego. Kwadraty oznaczają dane dla zlewni rzek amerykańskich

Materiały źródłowe i metody prezentacji kartograficznej

Podstawą opracowania były dane rocznikowe Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej z lat 2001–2002 zestawione w formie numerycznej (na nośnikach CD). Obejmowały one między innymi informacje o dobowych przepływach dla prawie 400 stacji pomiarowych (w tym 150 w dorzeczu Odry i na rzekach przymorza na zachód od działu wodnego Wisły). Spośród nich do dalszej analizy wyselekcjonowano ponad 290 posterunków. W 58% przypadków zamykały one zlewnie o powierzchniach zawartych w przedziale od 250 do 1000 km^2. W pozostałej grupie, małe jednostki (<250 km^2) stanowiły 26%, a duże (>3000 km^2) mniej niż 2%. W całym wyodrębnionym zbiorze danych zdecydowaną przewagę miały informacje dotyczące zlewni źródłowych, które uwzględniono wszystkie bez wyjątku. Uzupełniono je danymi kilku zlewni różnicowych. Takie postępowanie miało na celu zagęszczenie na obszarze

Polski i poprawienie przestrzennego rozmieszczenia punktów odniesienia (środków geometrycznych zlewni), ważnych w procesie interpolacji dokonanej przy użyciu programów SURFER i ArcView.

Warto zaznaczyć, że wszystkie zamieszczone mapy izarytmiczne uzyskano stosując wygodną wersję techniki interpolacji – metodę tzw. funkcji radialnych (*radial basis function*). Obok map izoreji i obrazów rozmieszczenia izolinii procentowych udziałów poszczególnych składowych w odpływie średnim rocznym, zdecydowano się zamieścić także specyficznie skonstruowany kartogram powierzchniowy. Do jego przygotowania wygenerowano siatkę regularnych pól sześciobocznych o wielkości pola podstawowego, spełniającej zalecany warunek (za Pociask-Karteczka 1995) – $0{,}0025A \leq B \leq 0{,}01A$, gdzie: A oznacza powierzchnię Polski, a B jest przyjętą wielkością pola podstawowego siatki w km^2. Następnie, wykorzystując wcześniej sporządzone mapy izarytmiczne, dokonano przestrzennej agregacji informacji na drodze numerycznego planimetrowania. Uzyskano tym samym dane o strukturze genetycznej odpływu w zbiorze wszystkich elementarnych sześcioboków. W dalszym etapie dane te przekształcono (zaokrąglając udziały składowych do pełnych dziesiątek) w formę syntetycznego kodu o pozycjach oznaczonych *). Informuje on o roli w tworzeniu odpływu określonych składowych: gruntowej podstawowej (*000), okresowej (0*00), spływu podpowierzchniowego (00*0) i powierzchniowego (000*). Warto podkreślić, że oznaczenia cyfrowe kodu sumują się do 10 (spełnienie tego warunku dokonano specjalnie przygotowanym programem numerycznym). W przyjętej konwencji „0" umieszczone na określonej pozycji oznacza udział danego rodzaju zasilania mniejszy od 5%.

Do oceny typologii (różnorodności kombinacji – L) użytego kodu może służyć podana formuła [1], ustalona w oparciu o znaną w analizie kombinatorycznej standardową tożsamość (Flachsmeyer 1977, strona 66):

$$\sum_{p=0}^{n}\binom{r+p}{p}=\binom{r+n+1}{n},$$

Ma ona następującą postać:

$$L=\frac{(m+1)(m+2)....(m+k-1)}{(k-1)!}, \qquad [1]$$

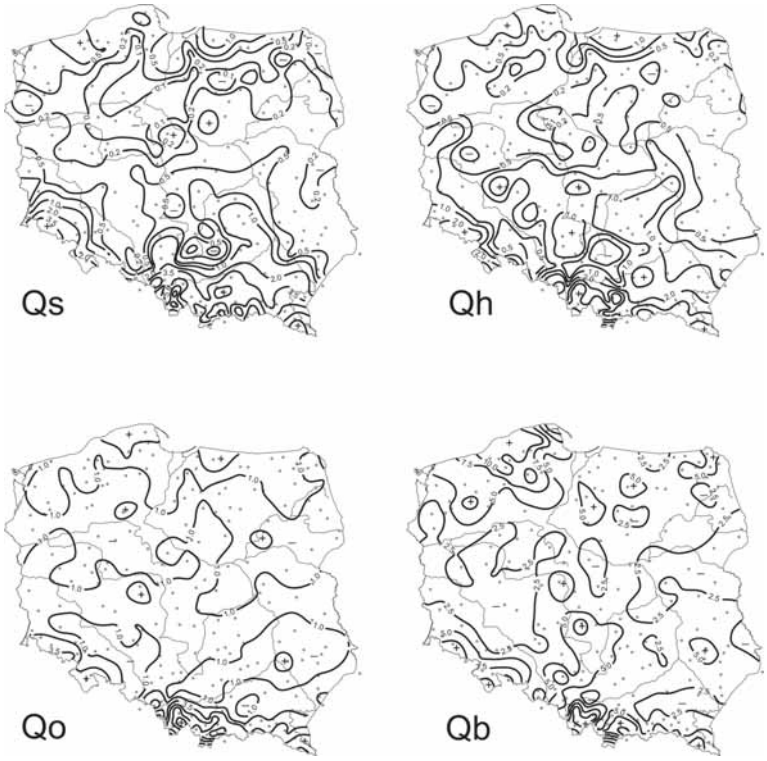
gdzie: L oznacza liczbę układów (u_1, u_2, ..., u_k), dla których u_i są całkowite, a ponadto $0 \leq u_i \leq m$ oraz $u_1 + u_2 + ...+ u_k = m$.

Ogólna charakterystyka przestrzennego zróżnicowania składowych genetycznych odpływu

Istotnym wynikiem dokonanej analizy są mapy przestrzennego zróżnicowania poszczególnych składowych genetycznych odpływu, wyrażonych w jed-

nostkach względnych, jako odpływy jednostkowe (ryc. 3) oraz współczynniki zasilania w procentach średniego odpływu całkowitego (ryc. 4). Uogólniony obraz struktury genetycznej w zakodowanej formie przedstawia opisywany już kartogram powierzchniowy (ryc. 5).

Z pobieżnego przeglądu zamieszczonych map – bez wnikania w szczegóły zakresów zmian wielkości składowych i udziałów zasilania – rysują się prawidłowości rozmieszczenia badanych elementów odpływu. Wyróżniają się zwłaszcza obszary górskie, wyżynne i pojezierne. Nizinne fragmenty Polski charakteryzują się niewielkim zróżnicowaniem badanych składowych odpływu.

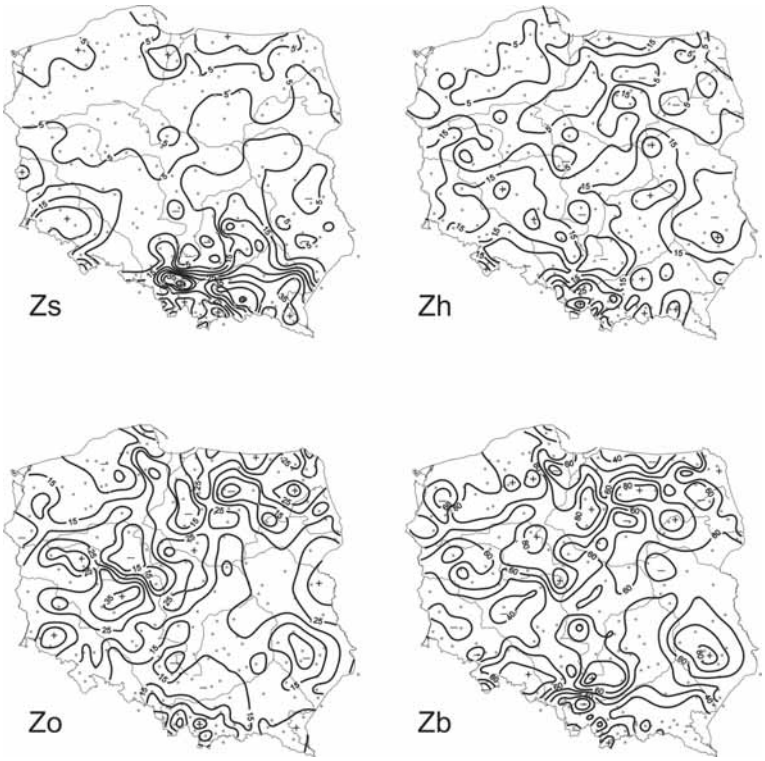


Ryc. 3. Mapy średniego rocznego spływu powierzchniowego Q_S, odpływu podpowierzchniowego Q_H, okresowego Q_O i podstawowego Q_B w $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$

Minimalne wielkości spływu (<0,2 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$) i zasilania powierzchniowego (<5%) przeważają w północnej i centralnej części obszaru Polski. Skrajne wartości (większe od 5 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ i 30%) pojawiają się jedynie w Karpatach i Sudetach. Podobne rozmieszczenie wykazują charakterystyki, dotyczące odpływu podpowierzchniowego. Nieco większe wielkości przyjmują one w szeroko pojętym obszarze niżowym Polski, a mniejsze w terenach górskich.

Jeśli chodzi o rozmieszczenie odpływu podziemnego okresowego, to najczęściej zawiera się on w przedziale 1–2 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Wyjątkowo duże współczynniki zasilania tego odpływu (>25%) zanotowano na Pojezierzu Wielkopolskim, Nizinie Południowowielkopolskiej oraz na granicy Polesia i Niziny Mazowieckiej.

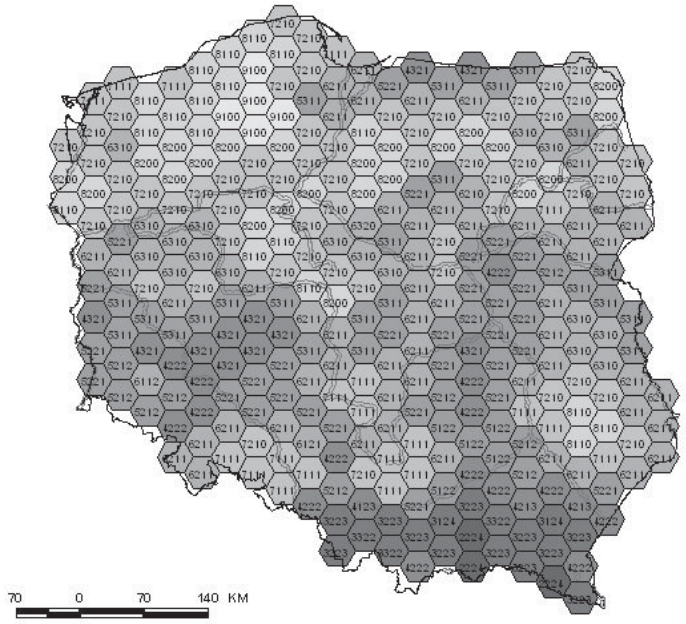
Obraz ilościowego i jakościowego zróżnicowania odpływu podstawowego (Q_B) na terenie Polski wskazuje, że jego maksymalne wielkości (>10 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$) grupują się w Karpatach i Sudetach. Mniejsze odpływy charakteryzują zlewnie Wyżyny Małopolskiej i obu pojezierzy – Pomorskiego i Mazurskiego. Skrajnie niskie wielkości (<2,5 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$) związane są rejonami nizin centralnych. Wysokie udziały odpływu podstawowego w odpływie całkowitym przekraczają 80 % w obszarach pojeziernych. Podobne lub nieco niższe wartości zasilania występują na Wyżynie Śląskiej, Krakowsko-Częstochowskiej oraz na Roztoczu i Wyżynie Lubelskiej. Mały odsetek (<40%) odpływu podstawowego charakteryzuje rzeki karpackie i niektóre rzeki nizinne, skupione między innymi w południowym rejonie Niziny Wielkopolskiej i we wschodniej części Niziny Mazowieckiej.



Ryc. 4. Mapy procentowego udziału w odpływie całkowitym spływu powierzchniowego Q_S, odpływu podpowierzchniowego Q_H, okresowego Q_O i podstawowego Q_B

Struktura wzajemnych powiązań składowych genetycznych odpływu

Wyliczenie i jednoczesne zestawienie dla wielu zlewni z obszaru Polski danych charakteryzujących cztery główne składowe genetyczne odpływu pozwala na dokładniejsze rozpoznanie ich wzajemnych współzależności. Powiązania te są bardzo ścisłe, zależą bowiem od kształtu analizowanych hydrogramów przepływu.



Ryc. 5. Kartogram obrazujący zróżnicowanie na obszarze Polski struktury genetycznej odpływu. Natężenie skali szarości informuje o wzrastającej roli spływu powierzchniowego w zasilaniu rzek. Liczby w układzie kodu pozycyjnego określają kolejno procentowe udziały (w zaokrągleniu do pełnych dziesiątek): odpływu podziemnego bazowego, okresowego oraz spływu podpowierzchniowego i powierzchniowego w odpływie całkowitym. Wartości zerowe oznaczają udziały określonych składowych mniejsze od 5%

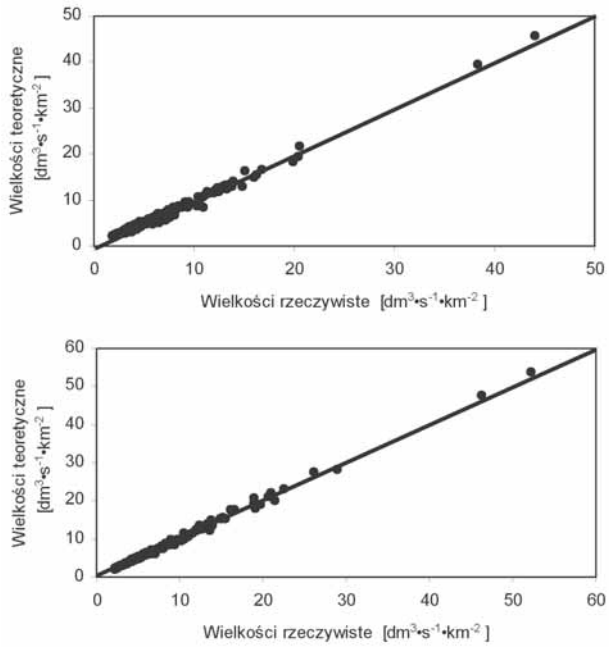
Wzajemne relacje pomiędzy składowymi odpływu – jak wskazują wcześniejsze prace autora (Paszczyk 1975, 2003) – dają się wyrazić w postaci szeregu równań strukturalnych. Są one możliwe do ustalenia na drodze prostych przekształceń arytmetycznych. Pełną syntezę przeciętnych rocznych powiązań rozważanych składowych z odpływem całkowitym, przy uwzględnieniu różnych ich kombinacji, przedstawiają następujące formuły:

$$Q_{SHOB} = \frac{Q_{HOB}^2}{Q_{OB}} = \sqrt[3]{\frac{Q_{HOB}^4}{Q_B}} = \frac{Q_{OB}^2}{Q_B}, \qquad [2]$$

gdzie: Q_{SHOB} jest odpływem całkowitym. Pozostałe symbole oznaczają wielkości odpływu zredukowanego, pozbawionego określonych składowych (np. Q_{HOB} stanowi odpływ bez spływu powierzchniowego, a Q_{OB} – dodatkowo również podpowierzchniowego – glebowego).

Po odpowiednim przekształceniu podanego wzoru [2] można łatwo stwierdzić, że udział w odpływie kolejnych „zagłębiających się w strukturze" sum składowych odpływu równa się kwadratowi udziału składowych na sąsiadującym, wyższym poziomie strukturalnym. Oznacza to na przykład, że łączny udział odpływu podziemnego okresowego i podstawowego związany jest funkcyjnie z sumarycznym udziałem tych składowych, uzupełnionych dodatkowo o spływ podpowierzchniowy ($Z_{OB} = Z_{HOB}^2, Z_{HOB} = \sqrt{Z_{OB}}$).

Z przekształcenia równania [2] wynika również, że w dużym przybliżeniu (jak to widać na ryc. 6) odpływ Q_{HOB} jest średnią geometryczną odpływu całkowitego i sumarycznego odpływu podziemnego:



Ryc. 6. Wykresy ilustrujące strukturalne zależności pomiędzy analizowanymi składowymi odpływu (górny dotyczy odpływu podpowierzchniowego, a dolny spływu powierzchniowego). Wartości teoretyczne według wzorów 3 i 4 obliczone zostały dla rzek polskich, których dane wykorzystano przy konstrukcji map zamieszczonych w tekście opracowania

$$Q_{HOB} = \sqrt{Q_{SHOB} \times Q_{OB}}, \qquad [3]$$

a odpływ podziemny okresowy (przez analogię) jest średnią geometryczną odpływu całkowitego i odpływu podziemnego podstawowego:

$$Q_{OB} = \sqrt{Q_{SHOB} \times Q_{B}}. \qquad [4]$$

Uwagi końcowe

Zagadnienie rozpoznania struktury genetycznej odpływu – podjęte w tym opracowaniu – nadal jeszcze w literaturze hydrologicznej pozostaje otwarte. Stanowi podstawowy problem hydrologii kontynentalnej – dotyczy bowiem szeroko rozumianej teorii odpływu. Musi być uwzględniane w procesie tworzenia modeli obiegu wody w różnych skalach przestrzennych – lokalnej, regionalnej i kontynentalnej. Przeszkodą podjęcia taki badań – bardzo silnie odczuwaną także w Polsce – jest ubóstwo lub utrudniony dostęp do niezbędnych danych hydrometrycznych.

Literatura

Bajkiewicz-Grabowska E., Mikulski Z. (1984): *Hydrogram wezbrania, jego rozdział genetyczny i podstawowe pojęcia*, Przeg. Geogr., XXIX, 3; 333–343.

Flachsmeyer J. (1977): *Kombinatoryka. Podstawowy wykład w ujęciu mnogościowym*, PWN.

Jokiel P. (1994): *Zasoby, odnawialność i odpływ wód podziemnych strefy aktywnej wymiany w Polsce*, Act. Geogr. Lodz.; 66–67.

Kaniecki A. (1982): *Pojemność retencyjna i zmienność zasobów wodnych małej zlewni nizinnej na przykładzie dorzecza Wrześnicy*, UAM, Ser. Geogr., 26.

Nathan R. J., McMahon T. A. (1990): *Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses*, Wat. Resour. Res., 26; 1465–1473.

Paszczyk J. (1975): *Rola wód podziemnych w odpływie rzecznym i bilansie wodnym Polski*, Wyd. UMCS, Lublin.

Paszczyk J. (2003): *Struktura odpływu w karpackim obszarze dorzecza Wisły*, Zesz. Nauk. ATH, 9; 105–115.

Paszczyk J. (2004): *Struktura genetyczna odpływu i jej zmienność*, [w:] *Przyrodnicze uwarunkowania dynamiki obiegu wody i natężenia transportu fluwialnego w zlewni górnego Wieprza*, A. Świeca (red.), Wyd. UMCS; 118–136.

Pociask-Karteczka J. (1995): *Założenia metodyczne regionalizacji hydrologicznej na przykładzie dorzecza górnej Wisły*, Wyd. UJ, Rozprawy habilitacyjne; 291.

Tomaszewski E. (2001): *Sezonowe zmiany odpływu podziemnego w Polsce w latach 1971–1990*, Act. Geogr. Lodz., 79.

Józef Paszczyk, Zdzisław Michalczyk*, Bogusław M. Kaszewski***
*Zakład Hydrografii, **Zakład Meteorologii i Klimatologii,
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Ocena zmienności stanu uwilgotnienia województwa lubelskiego w wieloleciu 1951–2000

Evaluation of changeability of moistening conditions in Lublin District in 1951– 2000

ABSTRACT: The paper presents an attempt to distinguish dry and moist periods for the area of Lublin District in 1951–2000. Monthly measurement series from 12 meteorological stations were used. Methods of area equalization and linear ordering of analyzed number characteristics were used. Evaluation of the moistening condition of the area based on the rule of complex construction and normalized number index was proposed.

SŁOWA KLUCZOWE: uwilgotnienie obszaru, zmiany klimatu, susze, wskaźnik PDSI, indeks SPI.
KEY WORDS: moistening of the area, climate changes, droughts, index severity PDSI, SPI index.

Wprowadzenie

W ostatnim okresie – w sytuacji przekonania o globalnych zmianach klimatu pod wpływem antropopresji (Gutry-Korycka 1996) – w literaturze hydrologicznej wzrasta zainteresowanie analizą zdarzeń ekstremalnych.

Szczególnie ważne wydaje się zagadnienie rozpoznania przyczyn pojawiania się okresów suchych i wilgotnych, śledzenia ich częstości i przebiegu w czasie oraz rozciągłości w przestrzeni. Nie jest ono łatwe do wykonania. Brakuje bowiem dostatecznie długich serii obserwacyjnych, istnieją trudności z oddzieleniem długookresowej tendencji zmian (odfiltrowaniem sygnału), od obserwowanego stanu uwilgotnienia badanych obiektów[1] w krótkich przedziałach czasu (bieżącego szumu). Nie jest łatwo również w oparciu o istniejącą literaturę wyjaśnić i zdefiniować w sposób niebudzący dyskusji znaczenia pojęć

[1] Obiekt badania jest tu rozumiany w szerokim znaczeniu przestrzennym – od skali punktu (wybrane stacje pomiarowe) poprzez zakres lokalny (np. hydrotopy), regionalny (dorzecza), aż po skalę kontynentalną i globalną.

okresów suchych i wilgotnych. Dlatego też w opracowaniu podjęto próbę metodyczną opisania stanu uwilgotnienia obszaru województwa lubelskiego w półwieczu 1951–2000, za pomocą specyficznie ustalonego – syntetycznego wskaźnika liczbowego.

Podstawowe dane obserwacyjne

W opracowaniu wykorzystano wszystkie dostępne dane pomiarowe Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej w Warszawie, dotyczące miesięcznych sum opadu i średnich temperatur z 12 stacji meteorologicznych. Stacje te są w miarę równomiernie rozłożone w przestrzeni (ryc. 1). Utrudnieniem analizy był brak większej ilości punktów pomiarowych po południowej stronie wału Roztocza oraz fakt nieciągłości i niejednorodności wykorzystanych serii obserwacyjnych. Ten ostatni problem w dużym stopniu został wyeliminowany poprzez uzupełnienie luk dokonane metodą ilorazów, a także na drodze poszukiwania wzajemnych związków korelacyjnych badanych szeregów pomiarowych i ustaleniu dostatecznie ścisłych równań regresji.



Ryc. 1. Rozmieszczenie stacji meteorologicznych na tle obecnych granic województwa lubelskiego. Zasięgi wieloboków wyznaczają wagi powierzchniowe stacji

Podstawy zastosowanej metody i wybór wskaźników uwilgotnienia

W opracowaniu podjęto próby uwzględnienia różnych wskaźników przydatnych do oceny uwilgotnienia badanego obszaru. Ostatecznie zdecydowano się na wybór czterech metod ich określania. Dwie z nich wykorzystywane są rutynowo przez ministerstwo rolnictwa i służbę meteorologiczną Stanów Zjednoczonych. Pozostałe natomiast dotyczą: wydzielenia (w przyjętych przedziałach normy wieloletniej) „poziomów wilgotności" opadów miesięcznych (Kaczorowska 1962) oraz normalizowania wielkości temperatur miesięcznych (Lorenc 1998), w klasach ich odpowiednich odchyleń standardowych. Uznano, że systematyka termiczna miesięcy w kategoriach „stopniowania ciepła" jest swoistą miarą stanu suchości konkretnych miesięcy. Stanowi cechę o charakterze destymulanty, potęguje bowiem wielkość parowania i negatywnie wpływa na zasoby wodne obszaru.

Podobną ocenę sytuacji zakładają wspomniane wcześniej metody amerykańskie, przeznaczone do szacowania wskaźników ostrości susz: PDSI (*The Palmer Drought Severity Index*) i SPI (*The Standardized Precipitation Index*). Ich praktyczne wykorzystanie było możliwe dzięki przygotowaniu programów pomocniczych, dostosowujących zbiory dostępnych danych pomiarowych do warunków narzuconych przez oryginalne programy obliczeniowe, pozyskane z internetu.

Algorytm szacowania indeksu PDSI bazuje na danych opadowych i termicznych (Jurak i in. 1998). Polega na analizie równania bilansu wodnego według koncepcji Thornthwaite'a (1948). Uwzględnia opady oraz potencjalne i rzeczywiste wielkości: ewapotranspiracji, retencji i odpływu. Bierze poza tym pod uwagę nadwyżki i straty bilansowe, które decydują o zmianach zasobów wodnych gleby w zakresie wyznaczonym przez ich maksymalną pojemność wodną (AWC – *Available Water Holding Capacity*). Istotą działania programu obliczeniowego PDSI jest rekurencyjne ustalanie wielkości indeksu i jego prognozy dla kolejnych *k*-ch miesięcy w przyjętym okresie *M* lat. Najistotniejszym elementem używanej formuły rekurencyjnej jest współczynnik:

$$z_k = \mu_j \Delta_k ,$$

gdzie: μ_j oznacza swoistą wagę, oszacowaną i przypisaną konkretnym miesiącom roku, natomiast Δ_k jest zmienną definiowaną jako różnica między opadem zmierzonym, a tzw. opadem miarodajnym klimatycznie (CAFEC – *Climatically Appropriate for Existing Conditions*).

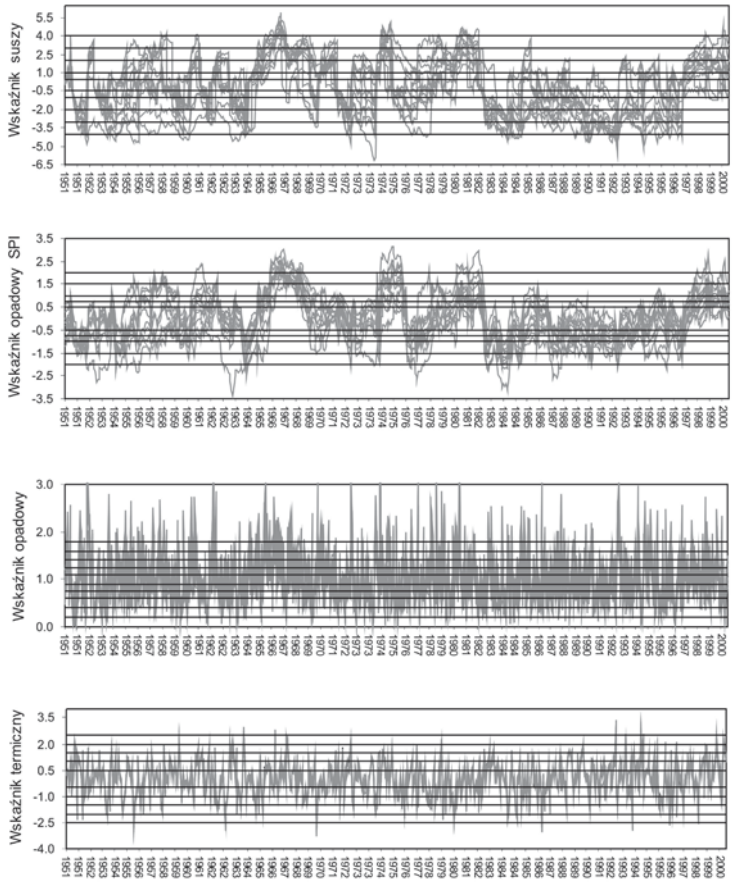
Ostatecznym wynikiem działania programu, poza wyliczeniem dla wszystkich miesięcy badanych serii wielkości indeksu PDSI, jest także tablica współczynników (Palmer „Z" Index) oraz wskaźników ustalonych zmodyfikowaną

wersją szacowania wielkości indeksu PMDI (*Modified Palmer Drought Severity Index*).

Punktem wyjścia obliczeń wskaźników SPI są wyłącznie dane opadowe. W toku obliczeń, opady w poszczególnych miesiącach i możliwych podokresach (np. 3, 6, ..., 24 miesięcy) przybliżane są rozkładami prawdopodobieństwa typu gamma o następującej funkcji gęstości:

$$g(x)=\frac{1}{\beta^{\alpha}\Gamma(\alpha)}x^{\alpha-1}e^{-x/\beta}.$$

Parametry tej funkcji α i β wyliczane (optymalizowane) są metodami największej wiarygodności. Uzyskane dystrybuanty rozkładów (wobec ich dolnego ograniczenia) wymagają szczególnego sposobu transformacji i doprowa-



Ryc. 2. Zbiorcze wykresy przebiegu średnich miesięcznych wskaźników w badanych stacjach meteorologicznych (rozpoczynając od góry): PDSI, SPI, opadów i temperatur

dzenia przy pomocy metody wielomianowej do postaci standaryzowanego rozkładu normalnego.

Należy podkreślić, że wszystkie zbiory wyjściowe, stanowiące wyniki działania czterech różnych procedur obliczeniowych, mogą być podstawą konstrukcji całej sekwencji obrazów izarytmicznych, ilustrujących przestrzenne zróżnicowanie stanu uwilgotnienia dowolnie wybranych miesięcy badanych serii lub ich uśrednionych wartości sezonowych (np. kwartalnych i półrocznych). Oczywistym jest, że istnieje także możliwość wykorzystania w odniesieniu do wyników konkretnej stacji różnych technik z zakresu analizy procesów stochastycznych, np. analizy widmowej, funkcji auto-, interkorelacyjnych i innych (Bendat, Piersol 1976). Można także – sprawdzono to empirycznie – dla celów prognozy ustalać stosunkowo proste modele autoregresyjne. Obok rzeczywistych wartości liczbowych, zobrazowanych w formie zbiorczych wykresów (ryc. 2), pozyskane wskaźniki można także przedstawić w konwencjonalnie określonych klasach skali porządkowej. Granice tych klas tworzących (licząc od góry) 11 przedziałów, na wykresach mają postać równolegle poprowadzonych linii. W każdym przypadku nawiązują one do uznanych już w literaturze poziomów progowych rozważanych tu wskaźników.

Normalizacja wskaźników i metoda ustalania miernika syntetycznego

Konstrukcja syntetycznego miernika uwilgotnienia obszaru województwa lubelskiego zakłada konieczność uśredniania przestrzennego i sumowania wyliczonych wcześniej czterech podstawowych charakterystyk: indeksów – PDSI i SPI oraz wskaźnika: opadowego (Kaczorowska 1962) i termicznego (Lorenc 1998).

Z formalnego punktu widzenia taka procedura jest rodzajem ustalania funkcji $Y = f(W_1, W_2, ..., W_k)$, która przekształca dwuwymiarową macierz danych pierwotnych w wektor kolumnowy miernika syntetycznego o długości równej ilości miesięcy w okresie 1951–2000. Ponieważ dane pierwotne – mimo że wszystkie mają charakter wskaźników niemianowanych (3 z nich są standaryzowane, a jeden jest wyrażony w jednostkach średniej szeregu) – wykazywały różne zakresy zmian, dokonano ich unitaryzacji według następującego ogólnego wzoru:

$$y_{ik}^{l} = \frac{w_{ik}^{l} - \min_{i}\left\{w_{ik}^{l}\right\}}{\max_{i}\left\{w_{ik}^{l}\right\} - \min_{i}\left\{w_{ik}^{l}\right\}},$$

gdzie: w_{ik}^{l} – wielkość k-tego wskaźnika (k=1,2,..,4) dla i-tego miesiąca serii (i =1,2,..,600) w l-tej stacji (l=1,2,..12).

Spełniono tym samym warunek stałości rozstępu wartości ekstremalnych <0,1> oraz postulat ich dodatności, wyeliminowano bowiem z obliczeń wartości ujemne. W przypadku wskaźnika termicznego, stanowiącego charakterystykę o cechach destymulanty, transformacji dokonano według wzoru o postaci:

$$y_{ik}^{l} = 1 - \frac{w_{ik}^{l} - \min_{i}\left\{w_{ik}^{l}\right\}}{\max_{i}\left\{w_{ik}^{l}\right\} - \min_{i}\left\{w_{ik}^{l}\right\}}.$$

Po etapie normalizacji we wszystkich elementarnych okresach i punktach pomiarowych macierz mierników syntetycznych dla stacji (o rozmiarach 12 stacji * 600 miesięcy) ustalono obliczając:

$$y_{i}^{l} = \frac{\sum_{1} y_{ik}^{l}}{4}.$$

W końcowym etapie ostateczne wielkości miesięcznych mierników uwilgotnienia dla całego obszaru województwa lubelskiego i każdego miesiąca badanego półwiecza 1951–2000 określono drogą uśredniania przestrzennego. Wykorzystano metodę średniej ważonej, wyliczonej z użyciem mapy proksymalnej, znanej w hydrologii jako mapy tzw. wieloboków Thiessena (ryc. 1).

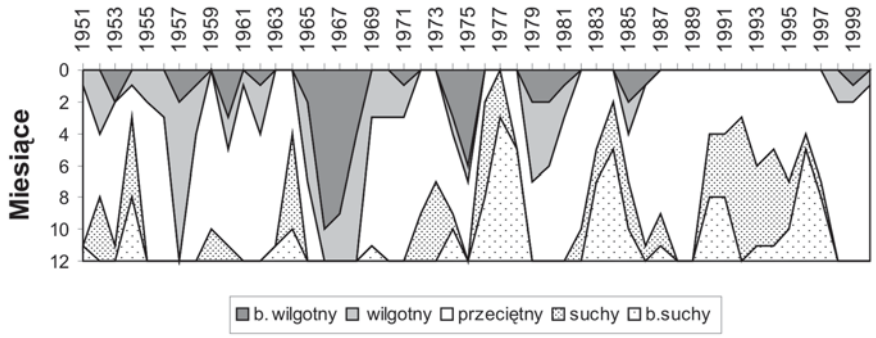
W celu wyodrębnienia jakościowo interpretowanych stopni (kategorii) uwilgotnienia badanego obszaru zastosowano metodę porządkowania liniowego (Grabiński i in. 1989). Dla szeregu miesięcznych mierników $\left\{Y = y_1^{\min}, y_2, ..., y_{600}^{\max}\right\}$ wyliczono wartość przeciętną $\overline{Y}$. Następnie wyróżniono dwa podzbiory o liczebnościach N_1 i N_2. W pierwszym z nich znalazły się te mierniki, które spełniały nierówności $y_i > \overline{Y}$, a w drugim $y_i < \overline{Y}$. W kolejnym kroku dla tak utworzonych podzbiorów wyliczono wielkości średnie $\overline{Y}_1$ i $\overline{Y}_2$. Podobny algorytm zastosowano dla wyliczenia następnych średnich: $\overline{Y}_3$, w odniesieniu do podzbioru mierników większych od $\overline{Y}_1$ i $\overline{Y}_4$, dla przypadków wielkości mniejszych od $\overline{Y}_2$. W rezultacie uzyskano 5 klas typologicznych mierników uwilgotnienia, wyróżniających miesiące: bardzo wilgotne ($y_i > \overline{Y}_3$), wilgotne ($\overline{Y}_1 < y_i \leq \overline{Y}_3$), normalne ($\overline{Y}_2 \leq y_i \leq \overline{Y}_1$), suche ($\overline{Y}_2 < y_i \leq \overline{Y}_4$) i bardzo suche ($y_i < \overline{Y}_4$).

Charakterystyka zmienności uwilgotnienia obszaru

Poglądowym obrazem zróżnicowania stanu uwilgotnienia obszaru województwa lubelskiego w badanym półwieczu są zamieszczone wykresy (ryc. 3, 4 i 5).

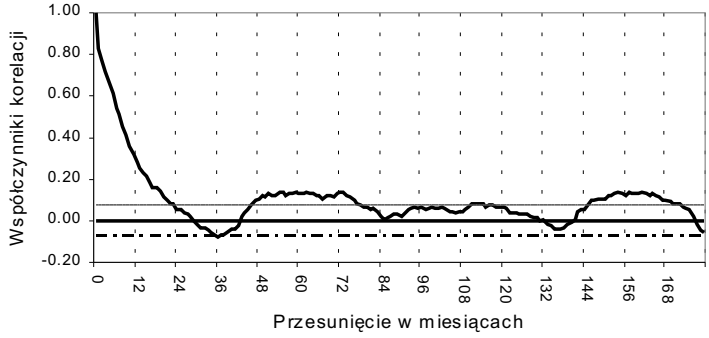
Pierwszy z nich (ryc. 3) w syntetycznej formie przedstawia strukturę rozkładu miesięcy zaliczonych do ustalonych kategorii uwilgotnienia w układzie kolejnych lat badanego okresu. Pozwala na łatwe wyróżnienia lat wilgotnych

i bardzo wilgotnych (1965–1968, 1975, 1980–1981) oraz suchych i bardzo suchych (1977, 1994, 1989–1996).



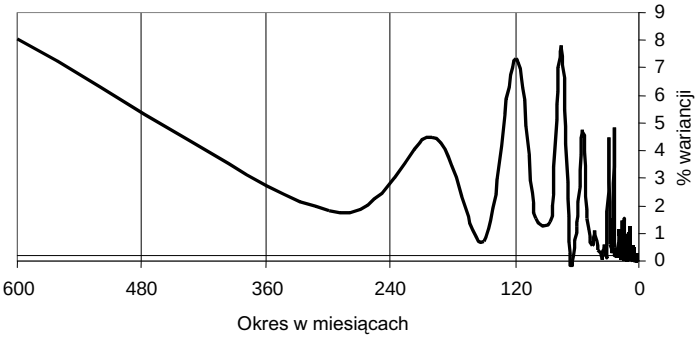
Ryc. 3. Wykres strukturalny ilustrujący zmiany uwilgotnienia obszarowego województwa lubelskiego w okresie 1951–2000

Kolejne dwa wykresy są ilustracją analizy zmienności miesięcznych mierników uwilgotnienia w dziedzinie czasu (ryc. 4) i częstotliwości (ryc. 5). Wskazują one na istnienie „długiej pamięci" (reakcji) obszaru województwa lubelskiego na zmianę sytuacji hydroklimatycznej – pierwsze przejście funkcji autokorelacji przez zero pokrywa się z punktem przesunięcia, równym 24 miesiące. W obrazie widmowym rozkładu wariancji miernika istotne znaczenie – poza oczywistym cyklem rocznym – mają wyłącznie okresy wieloletnie.



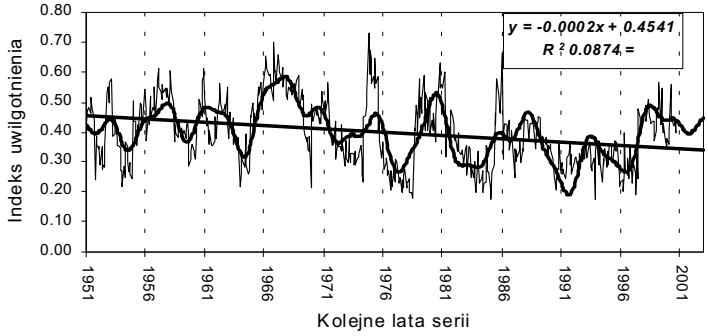
Ryc. 4. Funkcja autokorelacji miernika uwilgotnienia województwa lubelskiego. Strefa pomiędzy poziomymi liniami „odcina" współczynniki korelacji nieistotne na poziomie 0,01

Rycina 6 przedstawia obok rzeczywistego wykresu przebiegu miernika uwilgotnienia województwa lubelskiego, linię i równanie trendu (o współczynnikach istotnych na poziomie 0,005) oraz teoretycznie wyliczoną trajektorię jego



Ryc. 5. Funkcja widmowa miernika uwilgotnienia województwa lubelskiego. Pozioma linia odcina składowe o procentach wyjaśnionej wariancji na poziomie istotności α=0,01

zmian okresowych (z próbą ekstrapolacji w przyszłość) z wykorzystaniem elementów metody proponowanej przez Boryczkę (1993).



Ryc. 6. Równanie i linia trendu oraz przebieg wahań wieloletnich na tle zmian analizowanego miernika uwilgotnienia obszarowego w okresie 1951–2000

W zakończeniu warto wspomnieć o udanej próbie zastosowania, dla celów obliczeń rekurencyjnych i prognozowania wielkości miernika, prostego modelu typu autoregresyjnego (y_i=0,049434+0,587313y_{i-1}+0,288315y_{i-2}, R^2=0,732). Ustalono go wykorzystując technikę optymalnego doboru zmiennych niezależnych, wspomaganą dodatkowo przez metodę tzw. regresji grzbietowej (Grabiński i in. 1989).

Zakończenie

Przedstawione opracowanie stanowi dyskusyjną próbę syntetycznej oceny zdarzeń hydrologicznych w określonym czasie i w wybranym obszarze. Jego

główną słabością metodyczną jest przypadkowy – w dużym jednak stopniu podyktowany dostępnością danych pomiarowych – dobór wskaźników elementarnych, będący podstawą analizy.

Pewną nadzieję na dalsze doskonalenie zastosowanych tu rozwiązań dają uzyskane wyniki. Wskazują one, że istnieje realna szansa szacowania i przewidywania zmian uwilgotnienia obszaru, zarówno w krótkich (z wyprzedzeniem 1–2 miesięcy), jak i dłuższych okresach czasu.

Proponowana metodyka przy uwzględnieniu dodatkowych informacji (np. o właściwościach wilgotnościowych gleb) może ułatwić – interesujące dla instytucji ubezpieczających – szacowanie ryzyka szkód rolniczych wywołanych klęskami suszy lub nadmiernym uwilgotnieniem gleb. Zastosowana metoda pośrednio ułatwia również śledzenie tendencji zmian klimatu, a przy wykorzystaniu danych hydrometrycznych może stanowić punkt wyjścia do określenia syntetycznego wskaźnika ryzyka hydrologicznego, czy też miernika ekstremalności zjawisk hydrologicznych.

Praca wykonana w ramach grantu PBZ-KBN-086/PO4/2003.

Literatura

Bendat J. S., Piersol A. G. (1976): *Metody analizy i pomiaru sygnałów losowych*, Wyd. PWN, Warszawa.

Boryczka J. (1993): *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Ziemi w XVII–XXI wieku*, Wyd. UW, Warszawa.

Grabiński T., Wydymus S., Zeliaś A. (1989): *Metody taksonomii numerycznej w modelowaniu zjawisk społeczno-gospodarczych*, Wyd. PWN, Warszawa.

Gutry-Korycka M. (red.) (1996): *Studia nad wpływem globalnych zmian klimatu na obieg wody w zlewni*, Wyd. UW, Warszawa.

nadss.unl.edu/PDSIReport/pdsi/calculation.html

Jurak D., Głowacka B., Kaczmarek Z. (1998): *Meteorologiczny wskaźnik suszy hydrologicznej*, WIMiGW, t. XXI(XLII), 4; 23–36.

Kaczorowska Z. (1962): *Opady w Polsce w przekroju wieloletnim*, Prace Geogr. IG PAN, 33.

Lorenc H. (1998): *Ocena stopnia realizacji programu: „Obserwacje meteorologiczne i badania klimatyczne w systemie Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego". Biblioteka Monitoringu Środowiska: Funkcjonowanie i tendencje rozwoju geoekosystemów Polski*, IX Sympozjum ZMŚP; 115–118.

Thornthwaite C. W (1948): *An approach toward a rational classification of climate*, Geogr. Rev. 38, 1.

www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/research/prelim/drought/spi.html.

Katarzyna Pikunas, Marta Kobielas
Poleski Park Narodowy, Urszulin

Ochrona aktywna ekosystemów wodno-torfowiskowych w Poleskim Parku Narodowym

The active protection of the water and peat bog ecosystems in Poleski National Park

Abstract: The natural environment of Poleski National Park has been continuously changing, especially its precious water and peat bog ecosystems. The agricultural drainage in the sixties of XX century caused that many natural peat bogs were completely drained out and transformed into monoculture meadows and pastures. The high density of ditches caused the changes in surface and groundwater levels. The rational management in order to slow down the outflow of waters from Poleski National Park area could help for water resources increase and partial restoration of degraded habitats. Within the active protection Poleski National Park recreates the local water flood land, works on slowing down the rate of the outflow of the Piwonia and the Włodawka rivers and segmental restoration of their drainage riverbeds. Up to now the complex of postmansion-ponds in Pieszowola has been reconstructed. The network of dams and earth-dykes has been built since 1997, and some private plots which were situated in the restoration area has been bought. The important assignment of Poleski National Park is also inhibition lakes and peat bogs from overgrowing so that is why every year Park conducts cutting of shrubs in the open areas.

Słowa kluczowe: Poleski Park Narodowy, ochrona aktywna, melioracje, zasoby wodne, renaturalizacja, zarastanie jezior i torfowisk.
Key words: Poleski National Park, active protection, agricultural drainage, water resources, restoration, overgrowing of lakes and peat bogs.

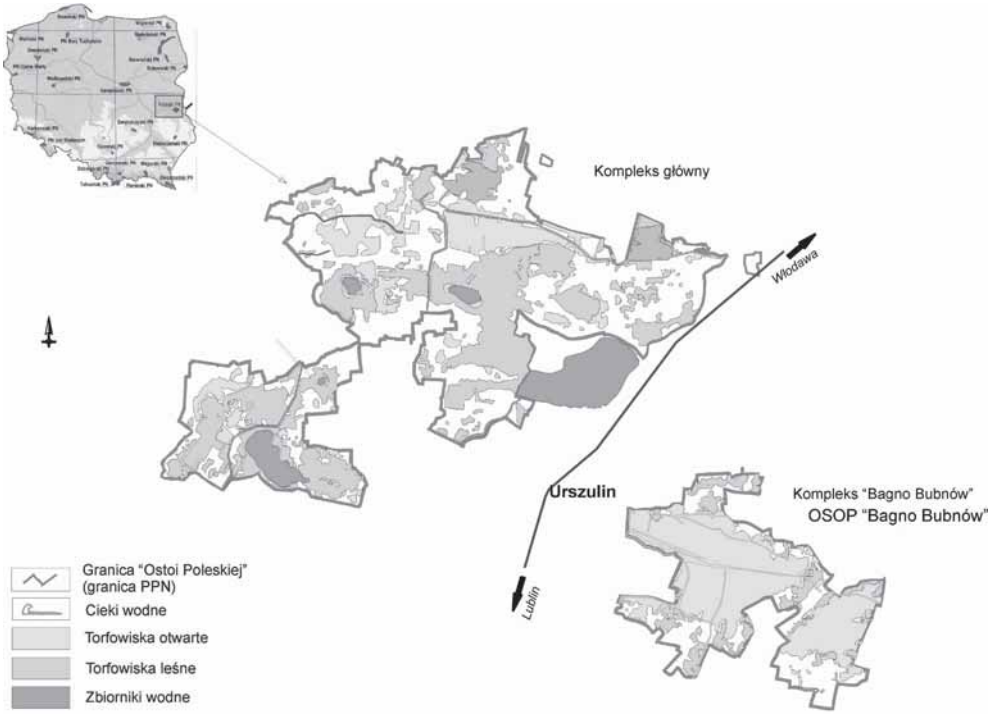
Wprowadzenie

Środowisko przyrodnicze Poleskiego Parku Narodowego podlegało nieustannym zmianom, szczególnie cenne ekosystemy wodne i torfowiskowe. Przeprowadzone w latach 60. melioracje doprowadziły do osuszenia wielu naturalnych torfowisk, przekształcając je w użytkowane monokulturowe łąki i pastwiska. Gęsta sieć rowów doprowadziła do zmian w poziomie wód gruntowych i powierzchniowych. Zniknęły z krajobrazu naturalne oczka i rozlewiska, za-

tarły się lokalne różnice hydrologiczne, hydrochemiczne oraz hydrobiologiczne ekosystemów. To tylko jedne z wielu negatywnych skutków wpływu melioracji na obszar Parku (Różycki, Sołtys 1999). Do 1998 roku – w ciągu 40 lat – uległa zwiększeniu powierzchnia łąk i lasów, zmniejszyła się powierzchnia otwartych torfowisk i obszarów bagiennych oraz powierzchnia otwartego lustra wody w jeziorach (Różycki, Sołtys 1999).

Obszar Poleskiego Parku Narodowego

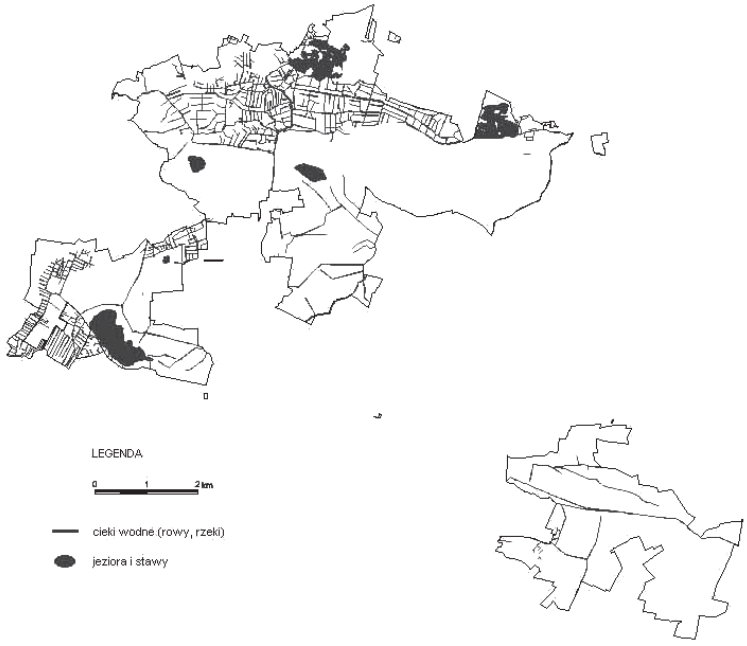
Poleski Park Narodowy, położony we wschodniej części Polski, w obrębie Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego (woj. lubelskie), utworzony został 1 maja 1990 r. decyzją Rady Ministrów z dnia 10 kwietnia 1990 r. (Dz U. Nr 27, poz. 155) na powierzchni ok. 4813 ha. W roku 1994 powierzchnię Parku powiększono, przyłączając do niego m.in. kompleks torfowiskowy „Bagno Bubnów" i „Bagno Staw" (ryc. 1). Obecnie powierzchnia Parku wynosi ok. 9760 ha, a otulina ok. 14 000 ha. Od 2002 r. Park stanowi centralną strefę międzynarodowego rezerwatu biosfery „Polesie Zachodnie" i w całości należy do europejskiej sieci



Ryc. 1. Poleski Park Narodowy – ostoja siedliskowa i ostoja ptasia (Bagno Bubnów) NATURA 2000

ekologicznej NATURA 2000, jako specjalny obszar ochrony siedlisk „Ostoja Poleska". Oddzielny kompleks „Bagno Bubnów" jest również obszarem specjalnej ochrony ptaków. W roku 2005 Poleski Park Narodowy został oficjalnie wpisany na listę obszarów wodno-błotnych Konwencji Ramsar i obecnie jest jednym z 13 obszarów w Polsce o takiej randze. Park powstał na bazie wcześniej istniejących rezerwatów torfowiskowych, które skupiały najwięcej rzadkich i cennych gatunków flory i fauny.

Największą osobliwością Poleskiego Parku Narodowego są torfowiska przejściowe, powstałe wskutek zarastania zbiorników wodnych oraz torfowiska niskie, niskie węglanowe i torfowiska wysokie typu kontynentalnego. Do czasu utworzenia Biebrzańskiego Parku Narodowego (1993), Poleski Park Narodowy był jedynym w Polsce Parkiem o charakterze wodno-torfowiskowym. Położony jest na równinie, gdzie spadki na ogół nie przekraczają 1‰, co w warunkach niezmienionych przez działalność człowieka sprzyja występowaniu licznych izolowanych zbiorników i rozlewisk, nie sprzyja natomiast dobremu wykształceniu sieci odpływu wód (Michalczyk i in. 2002). Na skutek wykonania m.in. na obszarze Parku wielu rowów (doprowadzalników) i pocięciu jego powierzchni gęstą siecią pomniejszych rowów (ryc. 2), naturalnie słabo rozwinięta sieć odpływu uległa radykalnej przemianie. Liczne zabiegi melioracyjne spowodowały bardzo szybkie odprowadzanie wód powierzchniowych do rowów odwadniających, a nimi do rzek: Piwonii i Włodawki. Przyspieszony



Ryc. 2. Sieć hydrograficzna Poleskiego Parku Narodowego

odpływ wody z terenu Parku spowodował również obniżenie zwierciadła wód podziemnych (Michalczyk i in. 2002). Aktualnie więc, sieć hydrograficzną Parku tworzą cztery jeziora (Moszne, Karaśne, Długie i Łukie), dwa kompleksy stawów oraz rzeki, rowy melioracyjne i doprowadzalniki, a także stale i okresowo podmokłe tereny bagienne i torfianki.

Działalność człowieka w ostatnich dziesięcioleciach XX w. – głównie osuszanie terenu – spowodowała także przyspieszenie sukcesji jezior. W wyniku zwiększonego dopływu biogenów, nastąpiła eutrofizacja wód. Na zmiany środowiskowe, w tym i na jakość wód, wpływ miały również takie zjawiska, jak: rozwój rolnictwa, przemysł wydobywczy, wzrost poboru wód podziemnych dla potrzeb ludności z terenu Polesia oraz rozwijająca się rekreacja. Notowane wieloletnie susze, będące tłem do wyżej wymienionych przyczyn, dodatkowo pogorszyły bilans wodny na tym obszarze. Jednak dzięki wieloletnim już działaniom ochronnym, podejmowanym przez Poleski Park Narodowy ten stan bardzo powoli staje się bliższy naturalnemu i choć plany zakładają całkowite odtworzenie zniszczonych siedlisk, w rzeczywistości jest to już niemożliwe.

Ochrona aktywna

Ważnym czynnikiem wpływającym na obecne zasoby wodne jest wielkość opadów, które cechuje duża zmienność (Michalczyk i in. 2002). O ile na ten czynnik (przychód wody) człowiek nie ma żadnego wpływu, o tyle kontrolowanie odpływu – drugiej składowej bilansu wodnego, jest możliwe. Racjonalne zarządzanie, spowalniające odpływ wód z obszaru Poleskiego Parku Narodowego może doprowadzić do wzrostu zasobów wodnych i częściowej renaturalizacji zniszczonych siedlisk. Jednym z głównych celów ochronnych, zapisanych w *Planie Ochrony* dla Poleskiego Parku Narodowego jest więc „...podniesienie poziomu wód gruntowych o 0,5 m w ciągu 20 lat, poprzez przejęcie wód wypływających spod Garbu Włodawskiego oraz spowolnienie i ograniczenie odpływu z obszaru całego Parku" (Radwan 1999). Z założenia utrzymanie wysokiego poziomu wody przez cały rok hydrologiczny spowoduje odtworzenie procesów torfotwórczych oraz powstrzyma procesy sukcesji, powodujące zarastanie otwartych torfowisk i cennych przyrodniczo-wilgotnych łąk trzęślicowych. Plan ten zakłada powolny i kontrolowany proces podnoszenia poziomu wody „w miarę regulowania stosunków własnościowych i projektów technicznych" (Radwan 1999). Oczywiście istniejący od lat *Plan Ochrony* nie obowiązuje, a czynną ochronę wykonuje się na podstawie rocznych zadań ochronnych, zgodnych z celami wytyczonymi w *Planie...* Główne zadania w zakresie ochrony i kształtowania stosunków wodnych Poleskiego Parku Narodowego i jego otuliny mają na celu ograniczenie negatywnych oddziaływań systemu melioracyjnego Kanału Wieprz–Krzna i wyeliminowanie możliwości

napływu wód obcych do Parku. Jeszcze przed utworzeniem *Planu…* rozpoczęto prowadzenie aktywnej ochrony, zmierzającej do poprawy stosunków wodnych, retencji wody i zachowania otwartych kompleksów torfowiskowych. Prace polegają między innymi na odtwarzaniu lokalnych zastoisk wodnych, zmniejszaniu tempa odpływu wód rzeki Piwonii i Włodawki oraz odcinkowej renaturalizacji ich zmeliorowanych koryt. Do zadań Parku należy również hamowanie tempa zarastania jezior i torfowisk. W latach 1995–1996, w ramach programu stosunków wodnych i poprawy retencji w Parku odtworzono kompleks stawów podworskich w Pieszowoli. Po II wojnie światowej należały one do Państwowego Gospodarstwa Rybackiego, jednak z powodu deficytu wody zasilającej użytkowano tylko jeden staw, a trzy – po rozsunięciu grobli – funkcjonowały jako wiejskie pastwisko (Różycki 2002). Powierzchnia otwartego lustra wody liczyła wtedy ok. 200 ha (Karbowski 1995). Po utworzeniu Poleskiego Parku Narodowego stawy weszły w skład Parku, a po odtworzeniu – oprócz funkcji retencyjnych – stanowią doskonałe siedlisko dla wielu gatunków ptaków, a także miejsce do edukacji ekologicznej i jako atrakcja turystyczna. Obecnie powierzchnia odbudowanych stawów jest dużo mniejsza i liczy około 120 ha, lecz nie jest ona równoważna z powierzchnią zajmowaną przez otwarte lustro wody. W sezonie wegetacyjnym niektóre ze stawów na znacznej powierzchni zarośnięte są osoką aloesowatą, na innych dominują trzcinowiska.

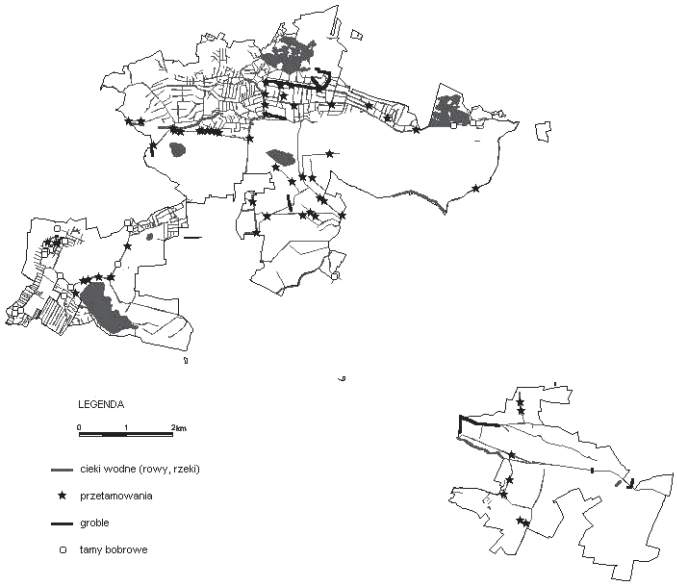
W ramach zmniejszenia tempa odpływu wód od 1997 roku w Poleskim Parku Narodowym budowana jest sieć grobli i przetamowań (tab.1). W każdym roku prowadzone są również bieżące prace remontowe urządzeń wodnych.

Tab. 1. Liczba wykonanych nowych urządzeń (przetamowań, grobli oraz mnichów i przepustów) w ciągu kolejnych lat prowadzenia zabiegów ochronnych w Poleskim Parku Narodowym

	Przetamowania	Groble	Mnichy i przepusty
1997	5	2	3
1998	12	1	6
1999	15	5	3
2000	16	1	–
2001	5	–	–
2002	–	–	–
2003	–	–	3
2004	–	2	6
2005	–	2	7
2006	–	–	9
Razem	**53**	**13**	**37**

Skalę działania przedstawia ryc. 3, na której schematycznie zaznaczono wykonane przetamowania i groble oraz dodatkowo – tamy bobra europejskiego, którego naturalna działalność wspiera realizację założonych celów. W Po-

leskim Parku Narodowym bobra restytuowano w 1992 roku, kiedy to wypuszczono na wolność 13 osobników. Od tego czasu liczebność tego gatunku wzrosła do ponad 100 osobników i rozprzestrzeniła się w obrębie całego Parku, a także poza nim. W ostatnich latach liczebność wahała się w granicach 115–198 osobników, w zależności od roku.



Ryc. 3. Lokalizacja wykonanych nowych urządzeń (przetamowań, grobli oraz mnichów i przepustów) w Poleskim Parku Narodowym

Zwalnianie tempa odpływu w Poleskim Parku Narodowym doprowadziło do podniesienia poziomu wód gruntowych i powstania wielu rozlewisk, z których najtrwalsze (całoroczne) znajduje się w ostoi ptasiej – kompleksie „Bagno Bubnów". Podobne rozlewiska były również w rejonie tzw. „Łąk Zienkowskich" i w sąsiedztwie wsi Lejno. Wykonane groble mają podwójne zadanie – oprócz zatrzymywania wody, chroniły grunty prywatne przed zalewaniem. Z ostatniego powodu Park również systematycznie prowadzi wykupy gruntów prywatnych, utrudniających zabiegi podtapiania obszarów w granicach Parku. W sumie wykupiono już ponad 100 ha gruntów.

Obniżenie się poziomu wód podziemnych spowodowało przesuszenie cennych siedlisk torfowiskowych i uwalnianie biogenów z murszejących torfów, co z kolei umożliwiło wkroczenie na te siedliska roślinności krzewiastej i drzewiastej. Przez lata następowało zubożanie gatunków i spadek różnorodności biologicznej. Przyspieszona sukcesja pociągnęła za sobą wymianę rzadkich gatunków o specyficznych wymaganiach siedliskowych, na gatunki o szero-

kiej tolerancji ekologicznej i te o wzmożonej transpiracji, które dodatkowo zaburzały bilans wodny. Pierwsze zabiegi odkrzaczania przeprowadzono – w ramach eksperymentu – w latach 1997–1998 (Różycki, Sołtys 1999). Działania te potwierdziły pozytywny wpływ zabiegów na zróżnicowanie florystyczne i wzrost liczby gatunków światłolubnych. Od tej pory w Parku corocznie usuwa się zakrzaczenia na nowych powierzchniach oraz odrośla – na powierzchniach, które we wcześniejszych latach zostały odkrzaczone. Dla przykładu w latach 1998–2006 w obwodzie ochronnym Bagno Bubnów (ostoja ptasia Natura 2000) wycinką drzew i krzewów objęto prawie 161 ha, co stanowi ok. 7% powierzchni ostoi. W zasadzie większość działań ochronnych wykonano dzięki finansowemu wsparciu Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej oraz Wojewódzkiego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.

Ocena efektów – problemy

W ciągu wielu lat prowadzenia zabiegów ochronnych, mających na celu wzrost uwilgotnienia podłoża i odtworzenie torfowisk, jedynie obserwacje terenowe wskazują, że poziom wody lokalnie mógł się podnieść. Nie bez znaczenia był również fakt, iż przez szereg lat sprzyjały bardziej obfite opady, szczególnie opady śniegu. To powodowało, że w okresie wiosennym na terenie Poleskiego Parku Narodowego zaczęło pojawiać się szereg rozlewisk, stanowiąc doskonałe miejsce odpoczynku i żerowania migrujących ptaków wodno-błotnych. Ich obecność oraz utrzymywanie się przez dłuższy czas, może wskazywać, że zabiegi ochronne idą w dobrym kierunku. Tworzenie zastawek, przetamowań i grobli zatem skutecznie podnosi poziom wody. Lokalnie poziom wody bywa na tyle wysoki, że pojawia się na niektórych odcinkach problem podtopień gruntów prywatnych, co w efekcie doprowadza do wypuszczania wody z terenu Parku. To samo dzieje się w momencie, gdy woda za długo utrzymuje się na łąkach, użytkowanych jako pastwiska dla krów. Jednak dzięki systematycznym wykupom gruntów prywatnych wewnątrz Parku, problem podtopień w granicach Parku być może się skończy. Większy problem stanowią podtopienia na gruntach prywatnych poza Parkiem, a sąsiadujących z nim. Tak na przykład dzieje się w kompleksie Bagno Bubnów, gdzie długość grobli zatrzymującej wodę i opasającej torfowisko jest niewystarczająca. Bardzo wysoki poziom wody na torfowisku, przy braku ciągłości grobli, powoduje zalewanie sąsiadujących z nim, użytkowanych gruntów prywatnych, co z kolei wywołuje konflikt interesów, który wpływa na decyzje związane z podnoszeniem i poziomem piętrzenia wody. Powstanie kilkukilometrowej grobli, która zatrzymywałaby wodę na terenie ostoi – nie dopuszczając tym samym do zalewania gruntów prywatnych – wiąże się z ogromnymi koszta-

mi. Wypuszczanie wody z przetamowanych rowów spowodowane jest również kłusownictwem. W okresie tarła szczupaka kłusownicy często w ten właśnie sposób ułatwiają sobie połowy. Niestety, w przypadku jezior poziom wody jest bardzo zmienny i wydaje się, że generalnie poziom wody się obniża. Być może jest to spowodowane zmianą troficzności jezior i wkraczaniem trzciny, która powoduje zarastanie otwartego lustra wody. Podobny problem stwarza osoka aloesowata, która z powodu niskiego poziomu wód zdominowała część stawów i jezior. Trudno jednak tak naprawdę mówić o efektach przedstawionych działań ochronnych, gdyż podstawowym problemem, związanym z zarządzaniem obszarem chronionym, jest brak funkcjonującego monitoringu przyrodniczego. Dla obszarów wodno-torfowiskowych, których walory przyrodnicze w znaczącym stopniu uzależnione są od stosunków wodnych, organizacja monitoringu, obejmującego stałą i regularną kontrolą stan wybranych czynników, powinna być sprawą priorytetową. Już w roku 1991, pod kierunkiem prof. Zdzisława Michalczyka z Instytutu Nauk o Ziemi UMCS w Lublinie – w Poleskim Parku Narodowym powstał pierwszy projekt prowadzenia monitoringu hydrologicznego opartego na sieci punktów pomiarowych. Projekt zakładał kontrolę poziomu wód powierzchniowych na jeziorach (łaty wodowskazowe) i głównych ciekach Parku oraz poziomu wód podziemnych (piezometry, studnie kopane). Dane pomiarowe zbierane przez pracowników terenowych Poleskiego PN, są gromadzone i przekazywane do Zakładu Hydrografii (INoZ UMCS). Niestety sieć pomiarowa jest w coraz gorszym stanie, co odbija się na bazie danych pomiarowych. Liczba punktów pomiarowych i częstotliwość odczytów zdecydowanie wymaga rozbudowy i unowocześnienia. Jednak pomimo wielu starań, sieć od lat nie może być wyremontowana, gdyż wnioski o dofinansowanie są odrzucane z przyczyn niezależnych od Parku. W międzyczasie zespół naukowców z Lubelszczyzny opracował projekt monitoringu przyrodniczego dla Poleskiego Parku Narodowego i otuliny – Poleską Stację Geoekologiczną. Projekt Stacji obejmuje główne elementy środowiska przyrody ożywionej i nieożywionej. Powstało szereg map z dokładną lokalizacją punktów pomiarowych dla każdej z dziedzin. Stacja w sposób globalny i systematyczny miałaby zbierać, gromadzić i częściowo analizować dane z terenu PPN, w szczególności dotyczy to danych o stosunkach wodnych, ilości i jakości wód, stanu gleb (zwłaszcza torfowych), stanu populacji zagrożonych i narażonych na wyginięcie gatunków roślin i zwierząt – w tym z listy gatunków priorytetowych programu NATURA 2000. Stan wód powierzchniowych oceniany miałby być przy pomocy elektronicznych limnigrafów, wyposażonych w rejestratory danych. Uzupełnieniem byłaby metoda tradycyjnego odczytu łat wodowskazowych. Poziom wód gruntowych byłby mierzony przez szereg piezometrów zwykłych i piezometrów z limnigrafami (pływakowymi lub bąbelkowymi), umiejscowionych w różnych miejscach Parku i otuliny. Dla całościowego obrazu zasobów wodnych na tym obszarze, moni-

toring zakłada postawienie automatycznej stacji meteorologicznej. Projekt przewiduje również analizy fizykochemiczne wód powierzchniowych i podziemnych. Jednak pomimo wyraźnego, w *Ustawie o ochronie przyrody* z dnia 16 kwietnia 2004 r. (Dz. U. 04.92.880), nakazu do prowadzenia monitoringu na obszarach Natura 2000 (art. 31) oraz pomimo dużego poparcia regionalnych władz, sfinansowanie tego projektu również się nie powiodło z przyczyn niezależnych od Parku. Finansowanie jest wstrzymane do czasu utworzenia ogólnopolskiego programu monitoringu przyrodniczego. Zabiegi ochronne są zatem w dużej mierze prowadzone niejako intuicyjnie w oparciu o wiedzę naukowców z regionu i doświadczenie pracowników Parku. Efekt ekologiczny oceniany jest w zasadzie na podstawie obserwacji terenowych. To nie pozwala jednak na bardziej naukową i rzetelną analizę zmian w środowisku, nie pozwala również na całościowy ogląd zmian przyrodniczych w Parku. Ta dość ograniczona możliwość oceny może mieć wpływ na podjęcie błędnych decyzji i kosztem ciągłego podnoszenia poziomu wody – można spowodować zanikanie lub wycofanie się z terenu Parku zagrożonych i cennych gatunków roślin czy zwierząt. Taki problem może dla przykładu wystąpić w ptasiej ostoi Natura 2000 „Bagno Bubnów", która jest drugą co do wielkości ostoją o randze międzynarodowej dla wodniczki. Gatunek ten o specyficznej biologii, gnieździ się na rozległych podmokłych obszarach torfowiska węglanowego, gdzie woda ledwie wypełnia zagłębienia pomiędzy kępami roślinności. Wydaje się, że zbyt wysoki poziom wody w sezonie lęgowym, już powyżej ok. 15 cm, może negatywnie wpływać na liczebność populacji tego gatunku. Przykład ten ilustruje, że dla skutecznego wnioskowania, tym samym dla optymalnej ochrony nie tylko siedlisk, ale i szczególnie ważnych gatunków, niezbędnym stało się obserwowanie wielu czynników jednocześnie.Takie całościowe podejście, wielokierunkowe obserwacje i analizy może właśnie zapewnić program monitoringu przyrodniczego Poleskiej Stacji Geoekologicznej.

Literatura

Karbowski Z. (1995): *Pięć lat istnienia Poleskiego Parku Narodowego*, Parki Narodowe. 2; 9–10.

Michalczyk Z., Bartoszewski S., Chmiel S., Dawidek J., Głowacki S., Turczyński M. (2002): *Zasoby wodne Poleskiego Parku Narodowego*, [w:] *Poleski Park Narodowy. Monografia Przyrodnicza*, S. Radwan (red.), Wyd. Morpol. Lublin; 55–71.

Radwan S. (red.) (1999): *Plan Ochrony Poleskiego Parku Narodowego. Synteza*, Warszawa–Lublin. Narodowa Fundacja Ochrony Środowiska; 20–21.

Różycki A., Sołtys M. (1999): *Próba czynnej ochrony ekosystemów torfowiskowych na wybranych powierzchniach w Poleskim Parku Narodowym*, [w:] *Problemy aktywnej ochrony ekosystemów wodnych i torfowiskowych w polskich parkach narodowych*, S. Radwan, R. Kornijów (red.), Wyd. UMCS, Lublin.

Różycki A. (2002): *Ścieżka przyrodnicza „Perehod" – przewodnik dydaktyczny*, Wyd. Brokart, Mat. Urszulin.

Jan Rodzik, Tomasz Furtak, Ewa Maciejewska,
Sylwia Stępniewska, Krzysztof Stępniewski
Roztoczańska Stacja Naukowa w Guciowie, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Zróżnicowanie transportu fluwialnego na obszarze Roztoczańskiego Parku Narodowego w latach 1998–2003

Variability of fluvial transport in the Roztocze National Park in 1998–2003

ABSTRACT: The paper presents variability of fluvial transport in four rivers flowing through the Roztocze National Park: the Wieprz river and its tributary the Świerszcz river, the Szum and the Krupiec rivers. Significant share of forests, peatlands, and unused meadows in the land use structure influences high stability of the environment. Despite high precipitation and runoff in the research period (1998 – 2003) average annual indices of suspension transport were as follows: from 0.74 $t \cdot km^{-2}$ for the Świerszcz river to 4.11 $t \cdot km^{-2}$ for the Wieprz river, and indices of the solution transport were much higher (19.8-64.1 $t \cdot km^{-2}$). Diversity of values in similar neighbouring catchments (the Świerszcz and the Szum rivers) indicates discordances of the surface and underground catchments.

SŁOWA KLUCZOWE: Roztoczański Park Narodowy, denudacja zlewni, przepływ, odpływ.
KEY WORDS: the Roztocze National Park, denudation of the catchment, discharge, runoff.

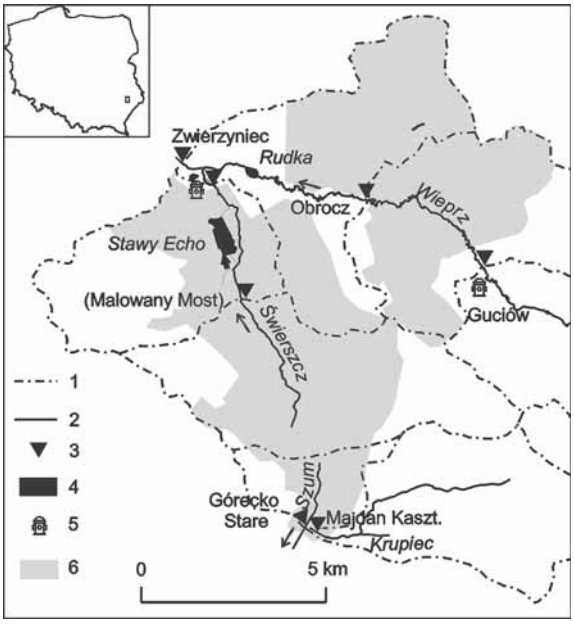
Wprowadzenie

W bilansie denudacyjnym zlewni określenie ilości materiału wynoszonego przez rzekę jest niezwykle ważne. Produkty denudacji litosfery transportowane są w postaci jonowej lub mechanicznie, jako zawiesiny oraz materiał wleczony i toczony po dnie. W klimatycznej strefie umiarkowanej, o dużej gęstości dolin rzecznych, wielkość i rodzaj transportu fluwialnego wyraża tempo i kierunek modelowania rzeźby terenu. Wielkość transportu zawiesin brana jest pod uwagę przy prognozowaniu zamulania zbiorników wodnych. Często też wzrost wielkości transportu fluwialnego, zarówno w postaci jonowej,

jak i zawieszonej, jest wynikiem skażenia środowiska i nasilenia antropopresji (Świeca 1998).

Cel, teren i metody badań

Celem badań było określenie zróżnicowania i zmienności transportu fluwialnego na Roztoczu Środkowym. Badania terenowe prowadzone były w zlewniach górnego Wieprza i górnego Szumu (ryc. 1) przez pracowników Roztoczańskiej Stacji Naukowej UMCS w Guciowie, przy logistycznym wsparciu Roztoczańskiego Parku Narodowego (RPN) (Maciejewska i in. 1999). Niniejsza praca poszerza zakres opracowania dotyczącego zmienności przepływów w latach 1998–2000, które charakteryzowały się podwyższonymi wskaźnikami odpływu rzecznego wskutek wysokich opadów (Stępniewska, Stępniewski 2004). Średnia roczna suma opadów w Guciowie wynosiła w okresie badań 741 mm i była o 5,3% wyższa od średniej z lat 1951–2000, dla stacji w Zwierzyńcu (704 mm), położonej w odległości 8 km (Kaszewski 2004). Szczególnie wilgotne były lata hydrologiczne 1998, 2000 i 2002, z opadami wyższymi odpowiednio o 17,6%, 24,0% i 12,5% od średniej wieloletniej ze Zwierzyńca; suchy okazał się natomiast rok 2003, z sumą opadów o 20,0% niższą.



Ryc. 1. Teren badań; 1 – wododziały, 2 – rzeki, 3 – wodowskazy, 4 – zbiorniki wodne, 5 – stacje meteorologiczne, 6 – teren Roztoczańskiego Parku Narodowego

Główną rzeką Roztoczańskiego Parku Narodowego jest Wieprz (ryc. 1), płynący między Guciowem a Obroczą licznymi meandrami. W Rudce Wieprz uchodzi do zbiornika retencyjnego o powierzchni 6 ha. W Zwierzyńcu rzeka przyjmuje dopływ Świerszcz, odwadniający zabagniony niegdyś, południowy odcinek Doliny Zwierzynieckiej. Południowa część badanego obszaru drenowana jest przez Szum (dopływ Tanwi), który przed opuszczeniem granic Parku łączy się Krupcem, odwadniającym fragment otuliny Parku (Michalczyk, Wilgat 1994). Deniwelacje terenu w rejonie RPN przekraczają 100 m. Doliny, wycięte w górnokredowych opokach i gezach mają rozległe, zwykle zalesione płaskie dna wypełnione piaskami różnej genezy (Harasimiuk 1994; Buraczyński 1997).

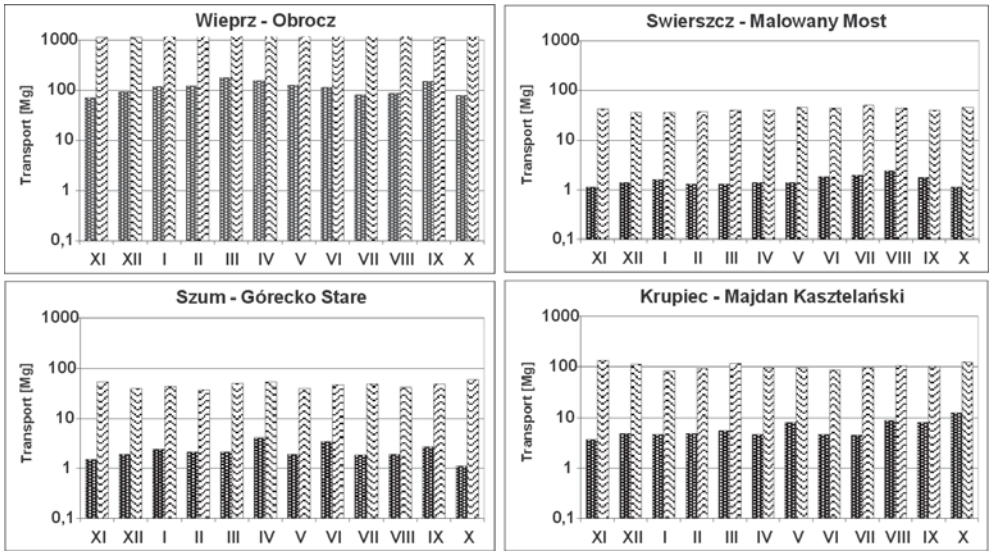
Badania prowadzono w przekrojach hydrometrycznych: Wieprz–Obrocz, Świerszcz–Malowany Most, Szum–Górecko Stare oraz Krupiec–Majdan Kasztelański. W latach 1998–2003 raz w tygodniu dokonywano odczytów stanów wody oraz pobierano próby wody do określenia ładunku zawiesin przy użyciu sączków (Brański 1968) i stężenia roztworów metodą konduktometryczną (Markowicz, Pulina 1979). Raz w miesiącu wykonywano pomiary przepływu oraz określano stężenie makroelementów (Maciejewska i in. 1999). Obliczeń wskaźników dokonano według ogólnie przyjętych zasad (Świeca 1998).

Wyniki badań

Wszystkie rzeki RPN charakteryzowały się stosunkowo niską zmiennością transportu w przebiegu rocznym (ryc. 2). Wynika to m.in. ze stosunkowo małej zmienności przepływów dobowych (Stępniewska, Stępniewski 2004), znacznego udziału zasilania podziemnego, dużej przepuszczalności podłoża i znacznego zalesienia zlewni (Michalczyk, Wilgat 1994).

Pod względem zmienności z roku na rok, wyraźnie zaznaczają się dwa 3-letnie okresy (tab. 2). W wilgotniejszym, obejmującym lata 1998–2000, wskaźniki transportu były wysokie, natomiast w drugim (2001–2003), o raczej przeciętnych opadach i warunkach odpływu (Michalczyk i in. 2004), uległy znacznemu obniżeniu. Największy odpływ zarejestrowano w roku 2000, który charakteryzował się najwyższą sumą opadów (873,1 mm) i najwyższym ładunkiem roztworów, gdyż mineralizacja ogólna zmieniała się w niewielkim zakresie.

Ładunek zawiesin wykazywał natomiast równomierną tendencję malejącą, podobnie jak zmącenie, którego wzrost zaznaczył się na początku okresu wilgotnego po serii lat suchych (Maciejewska i in. 1999; Kociuba, Stępniewska 2002). W mniejszych rzekach, jak Świerszcz i Szum, największe zmącenie wystąpiło w 1998 roku. W rzekach większych, jak Wieprz a nawet Krupiec, podwyższone zmącenie utrzymywało się dłużej, z maksimum w 1999 r.



Ryc. 2. Średnie miesięczne ładunki zawiesin (słupki ciemne) i roztworów (słupki jasne) w rzekach Roztoczańskiego Parku Narodowego za lata 1998–2003

Tab. 1. Roczne wielkości odpływu oraz koncentracji i ładunku rumowiska w rzekach Roztoczańskiego Parku Narodowego w latach hydrologicznych 1998–2003

Rzeka Profil	Wskaźnik	Jednostka	1998	1999	2000	2001	2002	2003
Wieprz Obrocz (329,5 km²)	Odpływ wody	mln m³	60,7	64,5	80,2	51,2	61,8	50,3
	Zmącenie	mg·dm⁻³	24,0	34,3	22,4	20,0	15,3	15,2
	Ładunek zawiesin	Mg	1362	2103	1719	1024	956	892
	Mineralizacja ogólna	mg·dm⁻³	255	254	262	261	242	245
	Ładunek roztworów	Mg	14350	16096	20664	13256	14933	12041
Świerszcz Malowany Most (25,0 km²)	Odpływ wody	mln m³	3,30	3,21	3,80	2,10	3,05	2,25
	Zmącenie	mg·dm⁻³	13,4	5,5	6,7	3,5	5,1	3,1
	Ładunek zawiesin	Mg	38,0	17,5	25,4	7,4	15,2	6,7
	Mineralizacja ogólna	mg·dm⁻³	164	164	176	174	164	169
	Ładunek roztworów	Mg	545	525	668	364	495	376
Szum Górecko Stare (8,6 km²)	Odpływ wody	mln m³	3,76	4,36	4,32	3,46	3,61	3,44
	Zmącenie	mg·dm⁻³	16,2	7,2	6,1	3,7	4,1	4,8
	Ładunek zawiesin	Mg	57,5	34,8	25,5	12,4	15,0	16,5
	Mineralizacja ogólna	mg·dm⁻³	144	135	148	150	145	157
	Ładunek roztworów	Mg	538	562	645	519	515	525
Krupiec Majdan Kasztelański (23,9 km²)	Odpływ wody	mln m³	6,43	8,00	8,70	5,73	6,07	5,67
	Zmącenie	mg·dm⁻³	14,5	17,2	8,7	6,5	8,3	12,6
	Ładunek zawiesin	Mg	82,8	130,7	64,7	36,4	49,2	75,1
	Mineralizacja ogólna	mg·dm⁻³	183	180	194	198	189	199
	Ładunek roztworów	Mg	1193	1442	1465	1152	1147	1117
Guciów	Suma opadu	mm	828,1	692,3	873,1	710,3	791,8	563,2

Jeśli wzrost zmącenia był skutkiem intensywniejszej erozji korytowej podczas długotrwałych wezbrań, jak w innych rzekach wyżynnych (Rodzik 1981, Ciupa 1991), to rozbieżności można tłumaczyć szybszym pogłębieniem i poszerzeniem małych koryt i „dostosowaniem" ich do zwiększonych przepływów (tab. 1).

Średni przepływ Wieprza w Obroczy w okresie badań wynosił 1950 $dm^3 \cdot s^{-1}$. Pozostałe rzeki miały znacznie mniejsze przepływy: Świerszcz – 94 $dm^3 \cdot s^{-1}$, Szum – 121 $dm^3 \cdot s^{-1}$ i Krupiec – 208 $dm^3 \cdot s^{-1}$. Średnie zmącenie wody było wprost proporcjonalne do wielkości przepływu i mieściło się w granicach: od 6,1 $mg \cdot dm^{-3}$ w Świerszczu, do 21,8 $mg \cdot dm^{-3}$ w Wieprzu. Ogólnie niska mineralizacja, właściwa dla wód miękkich, była z kolei wprost proporcjonalna do wielkości zlewni: od 147 $mg \cdot dm^{-3}$ w Szumie, do 253 $mg \cdot dm^{-3}$ w Wieprzu. Takie zróżnicowanie odpływu i koncentracji rumowiska sprawiło, że zróżnicowanie średniego rocznego ładunku w poszczególnych rzekach RPN było wyjątkowo duże. Najmniej rumowiska odprowadził Świerszcz, a najwięcej Wieprz. Średnie roczne ładunki wynosiły odpowiednio: 18,4 $Mg \cdot a^{-1}$ do 1354 $Mg \cdot a^{-1}$ w przypadku zawiesin oraz 496 $Mg \cdot a^{-1}$ do 15408 $Mg \cdot a^{-1}$ w przypadku roztworów (tab. 2).

Tab. 2. Średnie wielkości wskaźników odpływu i transportu fluwialnego w rzekach Roztoczańskiego Parku Narodowego za lata 1998–2003

Wskaźnik	Jednostka	Rzeka – profil (powierzchnia zlewni w km^2)			
		Wieprz – Obrocz (329,5)	Świerszcz – Malowany Most (25,0)	Szum – Górecko Stare (8,6)	Krupiec – Majdan Kaszt. (23,9)
Przepływ	$dm^3 \cdot s^{-1}$	1950	94	121	208
Odpływ całkowity	mln $m^3 \cdot a^{-1}$	61,5	2,95	3,82	6,59
Odpływ jednostkowy	$dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$	5,9	4,1	14,1	8,7
Zmącenie	$mg \cdot dm^{-3}$	21,8	6,1	6,8	11,2
Mineralizacja ogólna	$mg \cdot dm^{-3}$	253	169	147	191
Ładunek zawiesin	$Mg \cdot a^{-1}$	1354	18,4	26,9	73,6
Ładunek roztworów	$Mg \cdot a^{-1}$	15408	496	551	1253
Denudacja mechaniczna	$Mg \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$	4,11	0,74	3,13	3,08
Denudacja chemiczna	$Mg \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$	46,8	19,8	64,1	52,4

Pod względem wskaźników denudacji mechanicznej i chemicznej, zdecydowanie odbiegała od pozostałych zlewnia Świerszcza, zwłaszcza od sąsiedniej zlewni Szumu. Stosunek odpływu jednostkowego w zlewni Szumu do odpływu jednostkowego w zlewni Świerszcza wynosi 3,5 : 1. Wskazuje to na drenaż zlewni Świerszcza przez Szum i niezgodność działów powierzchniowych i podziemnych, co jest typowe dla tej części Roztocza (Michalczyk i in. 2004). Jeśli potraktować te zlewnie łącznie, to mimo wysokiego jednostkowego odpływu, wynoszącego 6,4 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, denudacja w tych zlewniach: 1,35 $Mg \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$ (mechaniczna) i 31,2 $Mg \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$ (chemiczna), jest wyraźnie mniejsza niż w zlewniach Wieprza i Krupca, które podlegają większej antropopresji.

Na zmniejszenie zmącenia Świerszcza wpływają dwa „stawy": Florianiecki i Czarny, przez które przepływa ten strumień. Zapewnia to dopływ czystej wody do położonych niżej stawów „Echo" i zabezpiecza je przed zamulaniem. Na proces ten narażony jest natomiast zbiornik Rudka na Wieprzu poniżej Obroczy. W okresie badań rzeka wnosiła tu średnio 1354 Mg osadów rocznie. Uwzględniając ciężar objętościowy namułów, wynoszący 1,3 $g \cdot cm^{-3}$, roczny ich przyrost w dnie zbiornika określono na 17,4 mm, co stanowi ok. 1% jego głębokości (przy założeniu, że cały ładunek zawiesin pozostaje w zbiorniku). Nie mierzono transportu materiału wleczonego i toczonego po dnie, jednak z pomiarów na Wieprzu w Guciowie wynika, że stanowi on nie więcej, niż 10% transportu zawiesin i 1% transportu całkowitego (Kociuba, Stępniewska 2002).

Podsumowanie i wnioski

Badane rzeki odwadniają fragment Roztocza Środkowego o urozmaiconej rzeźbie, charakteryzującej się znacznymi spadkami i deniwelacjami. Na znaczną stabilność środowiska wpływa jednak znaczna lesistość obszarów objętych różnymi formami ochrony, w tym ochroną rezerwatową w obrębie Roztoczańskiego Parku Narodowego. Również duża przepuszczalność oraz słaba podatność na ługowanie skał podłoża i utworów pokrywowych warunkują stosunkowo niewielki transport fluwialny, mimo wysokiego odpływu jednostkowego. Wyrażają to dość niskie wskaźniki chemicznej denudacji jednostkowej, które w latach 1998–2003 wynosiły od 31,2 do 52,4 $Mg \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$ oraz od 1,35 do 4,11 $Mg \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$ dla denudacji mechanicznej. Są one zbliżone do średnich dla wyżyn międzyrzecza Wisły i Bugu, określonych przez Maruszczaka i in. (1992) oraz Świecę (1998). Zważywszy jednak, że był to okres o podwyższonych opadach oraz wyższym odpływie jednostkowym, można przyjąć, że denudacja w tym rejonie jest niższa na obszarze wyżyn, na co wskazują także wcześniejsze badania (Świeca 1994). W zlewniach rzek odwadniających południowy odcinek Doliny Zwierzynieckiej wielkość denudacji wynosi: 1,35 $Mg \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$ (mechaniczna) oraz 31,2 $Mg \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$ (chemiczna) i jest ona zbliżona do denudacji na obszarach nizinnych.

Zmienność transportu fluwialnego w ciągu roku nie jest duża, co wynika przede wszystkim ze stosunkowo niewielkiej zmienności odpływu spowodowanej, charakterystyczną dla rzek wyżynnych, dominacją zasilania podziemnego. Szybki wzrost zmącenia w latach, w których przeważają przepływy pełnokorytowe, oraz spadek w latach o niskich przepływach wskazują na cykliczne uruchamianie materiału w korytach.

Wielkość ładunku zawiesiny Wieprza w latach 1998–2003 była znaczna i wynosiła średnio 1354 $Mg \cdot a^{-1}$. Dostawa takiej ilości materiału może spowo-

dować wypłycenie górnej części zbiornika w Rudce w ciągu kilkudziesięciu lat. Otrzymane wyniki potwierdzają jednak, że w umiarkowanej strefie klimatycznej, w warunkach zbliżonych do naturalnych, głównym czynnikiem denudacji litosfery w obszarach wyżynnych jest denudacja chemiczna.

Literatura

Brański J. (1968): *Oznaczanie ilości unosin metodą wagową bezpośrednią przy użyciu sączków*, Prace PIHM, 94; 13–21.

Buraczyński J. (1997): *Roztocze. Budowa, rzeźba, krajobraz*, Wyd. UMCS. Lublin; 1–190.

Ciupa T. (1991): *Współczesny transport fluwialny w zlewni Białej Nidy*, WSP, Kielce; 1–150.

Harasimiuk M. (1994): *Budowa geologiczna i rzeźba Roztoczańskiego Parku Narodowego,* [w:] *Roztoczański Park Narodowy*, T. Wilgat (red.), Wyd. Ostoja, Kraków; 55–67.

Kaszewski B. M. (2004): *Warunki klimatyczne*, [w:] *Przyrodnicze uwarunkowania dynamiki obiegu wody i natężenia transportu fluwialnego w zlewni górnego Wieprza*, A. Świeca (red.), Wyd. UMCS, Lublin; 41–49.

Kociuba W., Stępniewska S. (2002): *Rola wezbrań w transporcie rumowiska rzecznego górnego Wieprza*, Przegląd Naukowy, Inżynieria i Kształtowanie Środowiska, 9. 2(25); 102–111.

Maciejewska E., Sadowska S., Rodzik J. (1999): *Wstępne wyniki monitoringu wód płynących w Roztoczańskim Parku Narodowym*, Mater. X Ogólnopol. Symp. ZMŚP, Kampinoski Park Narodowy, 8–10 września 1999; 122–123.

Markowicz M., Pulina M. (1979): *Ilościowa półmikroanaliza chemiczna wód w obszarach krasu węglanowego*, Uniwersytet Śląski, Katowice; 1–67.

Maruszczak H., Rodzik J., Świeca A. (1992): *Denudacja mechaniczna i chemiczna we wschodniej części pasa wyżyn południowopolskich*, Prace IGiPZ PAN, 155; 105–131.

Michalczyk Z., Paszczyk J., Stępniewska S., Stępniewski K. (2004): *Zróżnicowanie odpływu*, [w:] *Przyrodnicze uwarunkowania dynamiki obiegu wody i natężenia transportu fluwialnego w zlewni górnego Wieprza*, A. Świeca (red.), Wyd. UMCS, Lublin; 113–137.

Michalczyk Z., Wilgat T. (1994): *Wody w rejonie Roztoczańskiego Parku Narodowego*, [w:] *Roztoczański Park Narodowy*, T. Wilgat (red.), Wyd. Ostoja, Kraków; 68–81.

Rodzik J. (1981): *Wpływ wysokich opadów z października 1974 r. na denudację w zlewni Bystrej*, Biul. LTN. 23. Geogr. 1/2; 13–17.

Stępniewska S., Stępniewski K. (2004): *Zmienność przepływów w rzekach Roztoczańskiego Parku Narodowego w latach 1998–2003*, [w:] *Badania geograficzne w poznawaniu środowiska*, Z. Michalczyk (red.), Wyd. UMCS, Lublin; 347–353.

Świeca A. (1994): *Natężenie erozji wodnej na Roztoczu w świetle hydrometrycznych badań Poru i górnego Wieprza*, Roczniki AR w Poznaniu. 266; 163–170.

Świeca A. (1998): *Wpływ czynników antropogenicznych na rzeczny odpływ roztworów i zawiesin na międzyrzeczu Wisły i Bugu*, Wyd. UMCS, Lublin; 1–326.

Rajmund Skowron
Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń

Roczny cykl temperatury wody powierzchniowej w jeziorach na Niżu Polskim i jego zmienność

Annual cycle of surface water temperature in the lakes in the Polish Lowland and its changeability

Abstract: The author analyzes the temperature course in the annual cycle on the grounds of daily surface water temperatures taken for the period 1971–2000 from twenty-nine lakes located in the Polish Lowland. Mean annual, monthly, ten-day, five-day and daily values were examined. The analyses also involved mean ten-day increases and decreases in temperature and average dates with defined temperature values. These indices made it possible to perceive differences among individual lakes. The most useful results were obtained for the periods of spring warming and autumn cooling. The differences in the course of water temperature in the periods of significant increases and decreases of temperature indicate that beside climatic factors, morphometric properties of the lake basins, and particularly depth relations, mainly influence thermal processes in the analyzed lakes.

Słowa kluczowe: jeziora, temperatura powierzchniowa, cykl roczny.
Key words: lakes, temperature of surface water, annual cycle.

Wprowadzenie

W jeziorach strefy umiarkowanej, bez względu na ich powierzchnie, stosunki głębokościowe, charakter hydrologiczny i typ mieszania, obserwujemy sezonową zmienność temperatury wody. Sinusoidalny przebieg temperatury wody w ciągu roku najwyraźniej zachowany jest w warstwie powierzchniowej o miąższości do kilku metrów. Stosunki termiczne warstwy powierzchniowej dobrze przedstawia pomiar temperatury wykonywany na głębokości 0,4 m (Skowron 1999). Warstwa ta jest najbardziej czułą strefą ekosystemu jeziornego, podatną na zmiany uwarunkowań meteorologicznych. Strefą, w której zachodzą podstawowe procesy i mechanizmy kształtujące dynamikę i ustrój wodny jeziora (Lange 1978). Warstwa powierzchniowa wody w jeziorach jest warstwą graniczną, poprzez którą następuje wymiana energii i masy między jeziorem i jego otoczeniem, strefą absorbcji promieniowania słonecznego, strefą

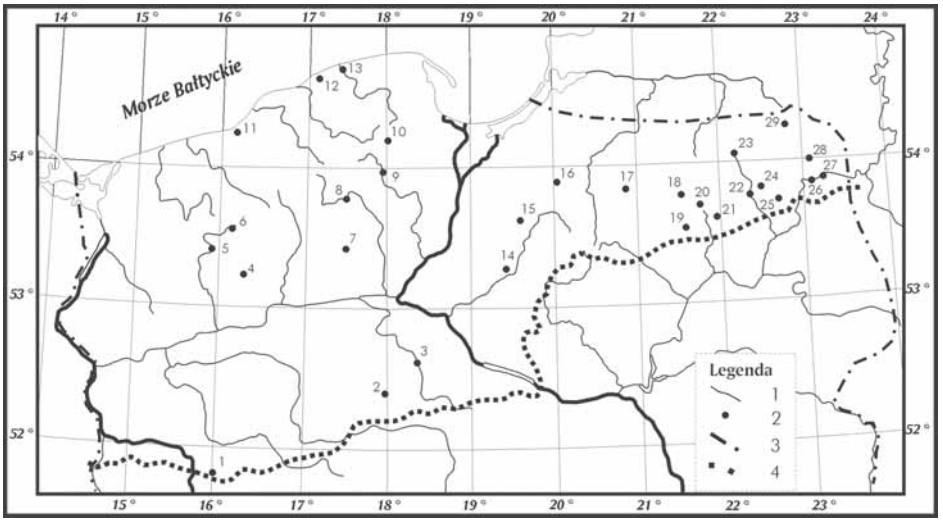
cyrkulacji wody, warstwą, w której mechanizmy kształtujące struktury termiczne wody mają podstawowe znaczenie dla bilansu cieplnego i ustroju hydrologicznego.

Celem opracowania jest wykazanie różnic w rocznym przebiegu temperatury wód powierzchniowych jezior Niżu Polskiego oraz wskazanie przyczyn tego zróżnicowania.

Materiały i metody

W pracy wykorzystano 30-letnie serie obserwacji temperatury wody powierzchniowej z okresu 1971–2000, prowadzone na posterunkach IMGW zainstalowanych na 29 jeziorach Niżu Polskiego (ryc. 1). Jest to fragment Niżu Polskiego, który cechuje przejściowy charakter klimatu, z wyraźnym jednak wzrostem cech kontynentalnych w kierunku wschodnim.

Do prześledzenia charakteru zmian temperatury wody zachodzących w cyklu rocznym, w 30-leciu 1971–2000, w obserwowanych jeziorach obliczono średnie wartości temperatury wody roczne, miesięczne, dekadowe, pentadowe i dzienne. Wielkości zmian i stopień rozproszenia wartości temperatury wody w wymienionych przedziałach czasowych określono poprzez obliczenie wartości odchylenia standardowego, spadków i przyrostów temperatury oraz wyznaczenie dat występowania określonych wartości temperatury wody w cyklu rocznym.



Ryc. 1. Rozmieszczenie jezior objętych pomiarami temperatury wody powierzchniowej i zjawisk lodowych; 1– rzeki, 2 – jeziora, 3 – granica Polski, 4 – maksymalny zasięg zlodowacenia vistuliańskiego (numeracja jezior zgodna z tab. 1)

Dla lepszej czytelności pracy autor proponuje przyjąć określenie „temperatura wody powierzchniowej" i rozumieć ją jako temperaturę wody w jeziorze mierzoną na głębokości 0,4 m oraz oznaczyć jej obliczone średnie wartości symbolami: t_R – średnia roczna, t_m – średnia miesięczna, t_d – średnia dekadowa, t_p – średnia pentadowa, t_D – średnia dzienna.

Pomiary i dyskusja wyników

Uwzględnione w opracowaniu jeziora są zbiornikami przepływowymi o powierzchni od 157,5 ha (jez. Sępoleńskie) do 11,487,5 ha (jez. Śniardwy) i średniej głębokości od 1,3 m (jez. Gardno) do ponad 38 m (jez. Hańcza). Zróżnicowany charakter niecek jeziornych dobrze wyraża krzywa ich pojemności. Największy (> 50%) procentowy udział objętości w obrębie strefy litoralu (do 2,5 m) charakteryzuje wszystkie jeziora przybrzeżne oraz Gopło, Sępoleńskie i Jeziorak. Z kolei najmniejszy procentowy udział tej warstwy charakteryzuje jeziora: Hańcza (7%), Wdzydze Południowe (12%), Drawsko (13%) i Wigry (16%).

Powszechnie uważa się, że początek rocznego cyklu termicznego w jeziorach rozpoczyna się wraz ze wzrostem temperatury wody jeszcze pod pokrywą lodową (Jędrasik 1985; Janiec, Turczyński 1988). Na Niżu Polskim w jeziorach stratyfikowanych wydziela się cztery okresy termiczne; okres zimowy (faza zimowego ochładzania i faza zimowego nagrzewania), okres wiosenny (wczesna faza wiosennego nagrzewania i późna faza wiosennego nagrzewania), okres letni (faza letniego nagrzewania i faza letniego ochładzania) i okres jesienny (pierwsza faza jesiennego ochładzania i druga faza jesiennego ochładzania) (Skowron 1999, 2001).

W wieloleciu 1971–2000 średnia roczna temperatura wody (t_R) jezior Niżu Polskiego była wyraźnie zróżnicowana i przyjmowała wartości w granicach 9,2–9,8°C (Kowalska 1972; Skowron 1997, 1999). Najwyższe wartości średniej rocznej temperatury miały wody jezior Pojezierza Wielkopolskiego (Sławskie – 10,59°C, Powidzkie – 10,53°C, Gopło – 10,51°C), natomiast najniższe temperatury odnosiły się do jezior najgłębszych (Hańcza – 8,37°C, Raduńskie G. – 8,85°C) oraz jezior przybrzeżnych (Gardno – 8,64°C). Analizowany okres 30-lecia był zróżnicowany termicznie. Najwyższe wartości temperatury wystąpiły w 5-leciu 1991–1995 i 1996–2000, były one wówczas średnio o 0,3–0,5°C wyższe od średnich z 30-lecia. Z kolei najniższa średnia temperatura charakteryzowała 5-lecie 1976–1980, była ona o 0,5–0,7°C niższa w stosunku do wartości średniej z 30-lecia.

Dotychczasowa analiza przebiegu temperatury wody w jeziorach w polskiej literaturze przedstawiana była poprzez analizę średnich wartości miesięcznych z wielolecia (Kowalska 1972; Mikulski, Okulanis 1974). Biorąc jed-

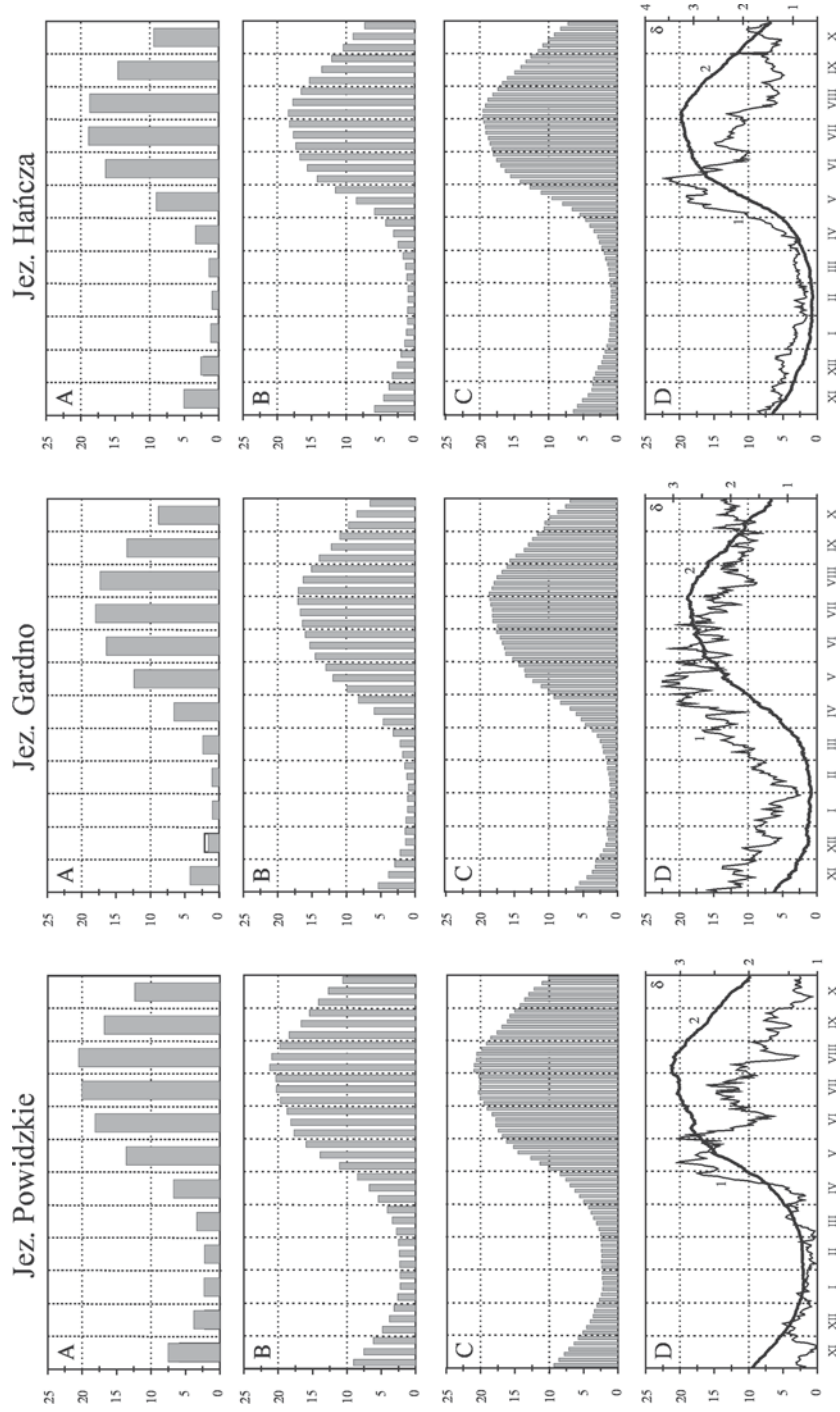
nak pod uwagę stosunkowo duże zmiany temperatury, autor proponuje dokonać takiej analizy w krótszych przedziałach czasowych. Jak wynika z rocznego przebiegu temperatury wody najbardziej dokładny obraz uzyskano analizując wartości średnie dzienne (t_D), pentadowe (t_P) i dekadowe (t_d). Analiza ta pozwoliła wychwycić wiele osobliwości cech ustroju termicznego jezior oraz precyzyjnie określić różnice między jeziorami (ryc. 2).

Szczególnym okresem w cyklu rocznym temperatury wody jest okres występowania pokrywy lodowej na jeziorach, w którym obserwujemy wyraźną stabilizację temperatury wody (ryc. 2). W tym czasie następuje jej spadek trwający przeciętnie do pierwszej dekady lutego do notowanego minimum temperatury (tab.1). Jeszcze w czasie zalegania pokrywy lodowej następuje zmiana kierunku strumienia ciepła w wymianie między jeziorem i otoczeniem. Od połowy lutego we wszystkich jeziorach obserwujemy wyraźny wzrost temperatury wody. Potwierdzają to również obserwacje innych badaczy (Jędrasik 1985; Janiec, Turczyński 1988).

Wraz z zanikiem pokrywy lodowej zbiorniki wkraczają w okres wiosennego nagrzewania (Skowron 2001). Okres ten charakteryzują duże przyrosty dekadowej temperatury wody, które osiągają swoje maksimum przeciętnie w pierwszej i drugiej dekadzie maja (Ełckie – 3,38°C, Rajgrodzkie – 3,37°C, Selmęt W. – 3,28°C) (ryc. 3). Biorąc pod uwagę przedział temperatury o największych przyrostach (10–14°C), to wielkości te dla większości jezior są większe od 0,25°C·dzień$^{-1}$.

Duże różnice morfometryczne badanych jezior, a zwłaszcza ich stosunki głębokościowe sprawiają, że wkraczają one w poszczególne fazy cyklu rocznego w różnych terminach. Fakt ten dobrze dokumentują przeciętne daty wystąpienia temperatury o wartościach 5°C, 10°C i 15°C w okresie wiosny (tab. 1). Temperatura o wartości 10°C najwcześniej jest notowana pod koniec kwietnia w jeziorach płytkich (Sławskie – 26.04, Łebsko, Jeziorak i Śniardwy – 29.04), natomiast najpóźniej w jeziorach najgłębszych (Hańcza – 20.05, Drawsko – 19.05, Raduńskie G. – 16.05). Także wystąpienie temperatury o wartości 15°C nie następuje równomiernie. Najwcześniej notowana jest ona w jeziorach: Sławskie i Śniardwy – 17.05, Sępoleńskie – 20.05, zaś najpóźniej w jeziorach: Drawsko – 8.06, Hańcza i Raduńskie G. – 6.06, Lubie – 1.06.

Od trzeciej dekady maja, po przekroczeniu progu temperatury 15°C prawie wszystkie jeziora wchodzą w okres letni. W początkowej fazie tego okresu dekadowe przyrosty temperatury wody charakteryzują się jeszcze stosunkowo dużymi wartościami (przeciętnie 1,9–2,1°C·dekada^{-1}), aby w połowie lipca obniżyć się do 0,3–0,5°C·dekada^{-1} (ryc. 3). Od tego momentu obserwujemy praktycznie we wszystkich jeziorach równowagę w wymianie ciepła między jeziorem a jego otoczeniem. Na przełomie lipca i sierpnia jeziora osiągają swoje termiczne maksimum, a najwyższa średnia dzienna temperatura wody (t_D) charakteryzuje jeziora: Bachotek – 21,71 (3.08), Sławskie – 21,36 (3.08), Po-



Ryc. 2. Przebieg średnich wartości: A – miesięcznych, B – dekadowych, C – pentadowych, D – odchylenia standardowego (1) i dziennych (2) temperatury wody powierzchniowej wybranych jezior w okresie 1971–2000

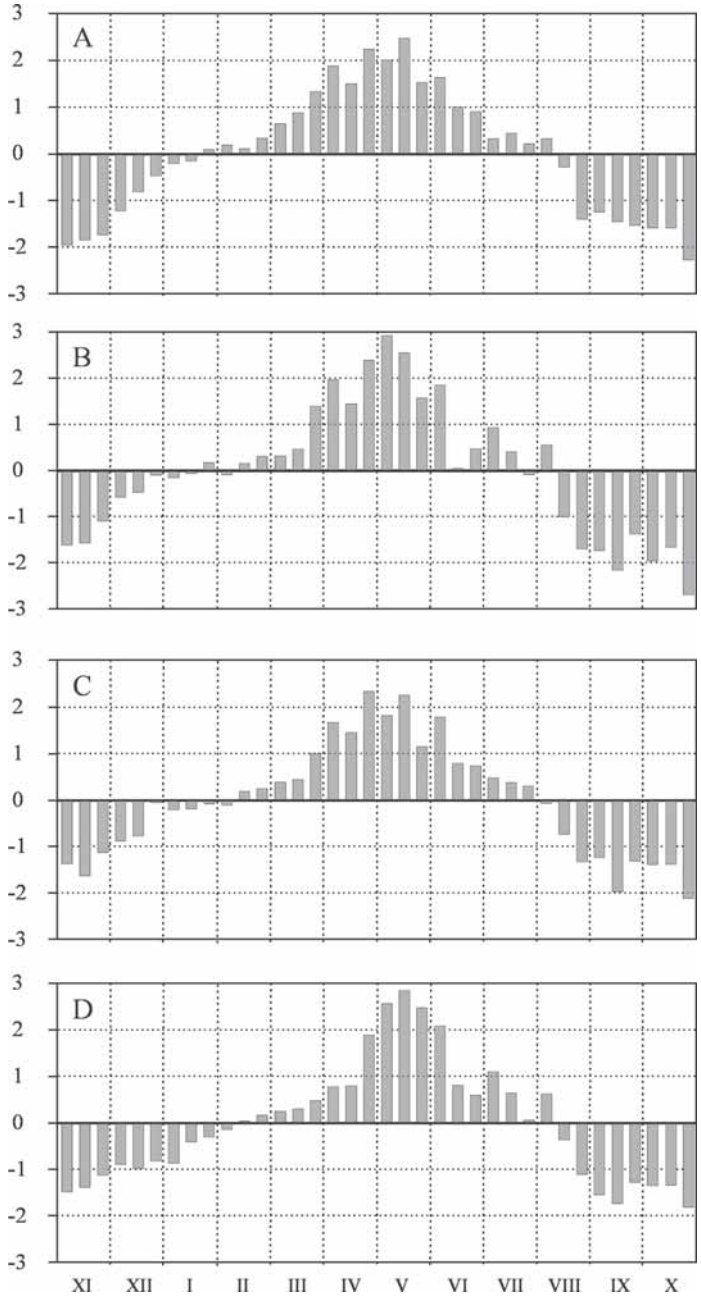
Tab. 1. Średnie daty wystąpienia określonych wartości temperatury wody powierzchniowej w jeziorach Niżu Polskiego w okresie 1971–2000 (opracowano na podstawie danych IMGW)

Nr	Jezioro	Wiosna				Jesień			
		Min.	5°C	10°C	15°C	Maks.	15°C	10°C	5°C
1	Sławskie	19.01	24.03	26.04	17.05	24.07	28.09	25.10	20.11
2	Powidzkie	27.01	1.04	4.05	23.05	29.07	25.09	30.10	3.12
3	Gopło	29.01	3.04	5.05	23.05	23.07	27.09	31.10	8.11
4	Lubie	25.01	7.04	8.05	1.06	28.07	15.09	19.10	18.11
5	Nakielno	4.02	15.04	8.05	28.05	27.07	17.09	20.10	25.11
6	Drawsko	7.02	25.04	19.05	8.06	3.08	16.09	25.10	7.12
7	Sępoleńskie	24.01	25.03	2.05	20.05	22.07	21.09	24.10	20.11
8	Charzykowskie	5.02	12.04	9.05	31.05	31.07	16.09	22.10	22.11
9	Wdzydze Płd.	3.02	22.04	13.05	31.05	31.07	17.09	24.10	2.12
10	Raduńskie Górne	1.02	18.04	16.05	6.06	24.07	13.09	20.10	23.11
11	Jamno	1.02	1.04	4.05	29.05	31.07	11.09	12.10	8.11
12	Gardno	24.01	2.04	3.05	31.05	26.07	3.09	7.10	9.11
13	Łebsko	24.01	28.03	29.04	27.05	26.07	5.09	11.10	12.11
14	Bachotek	29.01	2.04	30.04	21.05	27.07	23.09	24.10	19.11
15	Jeziorak	24.01	1.04	29.04	18.05	27.07	18.09	19.10	14.11
16	Narie	4.02	12.04	6.05	25.05	23.07	21.09	23.10	22.11
17	Dadaj	7.02	13.04	9.05	27.05	26.07	19.09	21.10	26.11
18	Nidzkie	3.02	7.04	2.05	24.05	26.07	19.09	19.10	15.11
19	Mikołajskie	31.01	18.04	10.05	30.05	3.08	22.09	27.10	26.11
20	Śniardwy	21.01	3.04	29.04	17.05	30.07	13.09	10.10	3.11
21	Roś	25.01	6.04	3.05	21.05	28.07	16.09	14.10	8.11
22	Ełckie	19.02	14.04	5.05	20.05	26.07	21.09	21.10	24.11
23	Litygajno	26.01	12.04	7.05	24.05	24.07	19.09	19.10	13.11
24	Selmęt Wielki	24.01	15.04	7.05	27.05	23.07	17.09	18.10	17.11
25	Rajgrodzkie	27.01	20.04	8.05	24.05	24.07	19.09	20.10	19.11
26	Studzieniczne	31.01	16.04	4.05	24.05	25.07	18.09	16.10	17.11
27	Białe Augustowskie	29.01	14.04	6.05	26.05	29.07	18.09	18.10	17.11
28	Wigry	2.02	13.04	7.05	25.05	24.07	20.09	20.10	21.11
29	Hańcza	2.02	2.05	20.05	6.06	5.08	13.09	11.10	16.11

widzkie – 21,20 (6.08) i Jeziorak – 21,07 (4.08), natomiast najniższe: Gardno – 18,78 (31.07), Łebsko – 19,02 (30.07).

Począwszy od pierwszej dekady sierpnia, we wszystkich jeziorach obserwujemy zmianę kierunku wymiany ciepła między jeziorem i otoczeniem. Rozpoczyna się okres emisji ciepła do atmosfery. W jeziorach zaznacza się to spadkami temperatury i znacznym zróżnicowaniem wartości w analogicznych okresach poszczególnych lat. Na ogół cały okres letni charakteryzuje się największą stabilnością temperatury, co potwierdzają przede wszystkim wartości odchylenia standardowego. Okres letni kończy się wraz z trwałym przejściem temperatury wody przez próg 15°C. W przypadku analizowanych jezior (tab. 1) następuje to przeciętnie między 3.09 (Gardno) i 28.09 (Sławskie i Powidzkie).

Od drugiej dekady września wszystkie jeziora wkraczają w okres jesiennego ochładzania. Charakteryzują go duże spadki temperatury wody oraz duże



Ryc. 3. Średni dekadowy przebieg spadków i przyrostów temperatury powierzchniowej wody w wybranych jeziorach; A – Sławskie, B – Śniardwy, C – Gardno, D – Wdzydze Płd. w okresie 1971–2000

różnice między poszczególnymi zbiornikami. Największe spadki temperatury wody występują od drugiej dekady września do drugiej dekady listopada. Przeciętne wartości zawierają się w granicach 1,3–2,0°C·dekada^{-1}. Najwyższe spadki temperatury wody charakteryzują zbiorniki najpłytsze i odnoszą się do jezior: Śniardwy –2,68°C·dekada^{-1}, Roś –2,34°C·dekada^{-1}, Sławskie –2,19·dekada^{-1}, Sępoleńskie –2,14·dekada^{-1} i odnoszą się do trzeciej dekady października. Największe spadki temperatury wody w ciągu dnia notowane są w przedziale 8–10°C i wynoszą przeciętnie 0,17–0,20°C·dzień$^{-1}$.

Różnice między jeziorami w tym okresie pokazują daty wystąpienia temperatury o wartości 10°C i 5°C. Jak pokazano w tab. 1, temperaturę wody 10°C najwcześniej (pierwsza dekada października) osiągają jeziora: Gardno – 7.10, Śniardwy – 10.10 oraz jeziora położone na wschód od Wisły. Zdecydowanie najpóźniej stan ten osiągają jeziora na Pojezierzu Wielkopolskim. Z kolei temperaturę wody 5°C najpóźniej osiągają jeziora najgłębsze położone na zachód od Wisły: Drawsko – 7.12, Powidzkie – 3.12, Wdzydze Płd. – 2.12. Natomiast najchłodniejszymi w tym czasie pozostają jeziora: Śniardwy – 3.11, Gopło, Jamno i Roś – 8.11 oraz Łebsko – 9.11.

Okres jesienny, kończący roczny cykl temperatury wody w jeziorach, pokazuje, że bezpośrednio przed pojawieniem się pokrywy lodowej zdecydowanie największy wpływ na stan termiczny wody powierzchniowej mają: położenie geograficzne, pojemność jeziora i parametry subakwalne niecki.

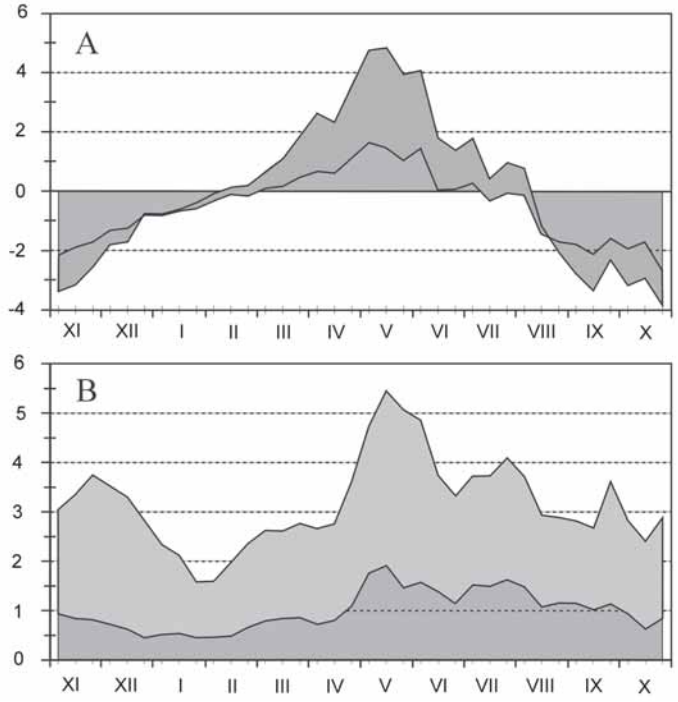
Wnioski

Przestrzenne zróżnicowanie rocznego cyklu temperatury wody powierzchniowej w jeziorach Niżu Polskiego można dokładnie prześledzić, analizując sezony termiczne. Jak wynika z analizy 30-letniego materiału obserwacyjnego, cechy termiczne 29 badanych jezior są funkcją położenia geograficznego (Kowalska 1972) i uwarunkowań klimatycznych z jednej strony oraz indywidualnych cech zbiorników, w tym szczególnie ich cech morfometrycznych, hydrologicznych, troficznych oraz położenia względem poziomu morza (Koczorowska 1974; Skowron 1999, 2001; Dąbrowski i in. 2004).

W rocznym przebiegu temperatury wody powierzchniowej jezior wydzielić można dwa okresy wyraźnej stabilizacji temperatury wody (okres zimowy i letni) oraz dwa okresy dużych jej zmian, przypadające na okres wiosny i jesieni.

Największe zróżnicowanie temperatury wody między jeziorami w cyklu rocznym występuje w okresie wiosennego nagrzewania. Uwidacznia się to przede wszystkim w tempie wzrostu dekadowej temperatury wody oraz w datach wystąpienia progowych wartości temperatury (ryc. 4). Ma to najczęściej miejsce od drugiej dekady kwietnia do pierwszej dekady czerwca, kiedy mię-

dzy jeziorami różnice czasowe wystąpienia temperatury wody w zakresie 10–15°C dochodzą przeciętnie do 20–25 dni. Jest to spowodowane cechami morfometrycznymi zbiorników, w tym szczególnie odmiennymi stosunkami głębokościowymi. Dlatego najbardziej chłodnymi w tym okresie pozostają jeziora najgłębsze (Hańcza, Drawsko, Raduńskie G., Wdzydze Płd., Lubie) o cechach typowych dla bradymiksji, natomiast najcieplejsze są jeziora najpłytsze (Łebsko, Sławskie, Gopło, Sępoleńskie, Jeziorak i Śniardwy), będących jeziorami o wyraźnych cechach polimiktycznych.



Ryc. 4. Średnie dekadowe różnice w przebiegu przyrostów i spadków temperatury wody powierzchniowej (A) i odchylenia standardowego (B) analizowanych jezior

Odmienność termiczną między jeziorami w tym okresie potwierdzają dekadowe przyrosty temperatury wody, które wykazują dość wyraźne różnice od 1,5°C w przypadku jezior płytkich (Gardno, Łebsko, Jeziorak) do ponad 3°C w zbiornikach głębokich (Hańcza, Drawsko, Lubie Ełckie, Raduńskie G.). Szybki wzrost temperatury w tym okresie wiąże się również z wysokim stopniem rozproszenia średnich wartości temperatury między poszczególnymi latami, co potwierdzają wielkości odchylenia standardowego (ryc. 4).

Drugim okresem, w którym stwierdzono istotne różnice w przebiegu temperatury wody między jeziorami, jest okres jesiennego ochładzania. Tempo

spadków temperatury wody, które najbardziej różnicuje jeziora, jest jednak bardziej równomiernie rozłożone w czasie w stosunku do analogicznego okresu wiosennego. Różnice czasowe między jeziorami w wystąpieniu temperatury w przedziale 10–15°C dochodzą przeciętnie do 25 dni. Najcieplejszymi jeziorami są zbiorniki najgłębsze: Drawsko, Wdzydze Płd. i Powidzkie, w których temperatura wody 5°C jest notowana dopiero w pierwszej dekadzie grudnia. Najchłodniejsze są z kolei jeziora płytkie: Śniardwy, Gardno, Jamno i Roś, w których temperatura wody 5°C występuje już w pierwszej dekadzie listopada (tab. 1).

W okresach największej stabilizacji temperatury wody (okres stagnacji letniej i zimowej) różnice termiczne między jeziorami zmniejszają się wyraźnie, a odrębności wynikają przede wszystkim z położenia geograficznego i lokalnych warunków zlewniowych.

Literatura

Dąbrowski M., Marszelewski W., Skowron R. (2004): *The trends and dependencies between air and water temperatures in the lakes located in Northern Poland in the years 1961–2000*, [w:] *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 8, nr 1, Katlenburg–Lindau; 79–87.

Janiec B., Turczyński M. (1988): *Wiosenno-letnia faza cyklu termicznego najgłębszych jezior Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego. Badania hydrograficzne w poznaniu środowiska,* UMCS, Wydz. BiNoZ, Lublin; 59–70.

Jędrasik J. (1985): *Uwarunkowania cykli termicznych w jeziorach (Conditions determinig thermal cycles in lakes)*, Zeszyty Naukowe UG, Geografia nr 14, Gdańsk; 45–56.

Kowalska A. (1972): *Termika jezior północnej Polski (Thermal conditions in the lakes of Northern Poland)*, Czasopismo Geograficzne 43, Wrocław; 371–385.

Koczorowska J. (1974): *Porównanie termiki wody powierzchniowej dwóch jezior na Pojezierzu Sławskim (Comparison of thermal conditions of surface water on two lakes of Sławskie Lake District)*, Badania Fizjograficzne Nad Polską Zachodnią 27, Poznań; 61–69.

Marszelewski W., Skowron R. (2006): *Ice cover as an indicator of winter air temperature changes: case study of the Polish Lowland lakes*, Hydrological Science Journal, 51(2); 336–349.

Mikulski Z., Okulanis E. (1974): *Ustrój termiczny Jezior Raduńskich (Thermal structure of Raduńskie Lakes)*, Przegl. Geofiz., R. XIX (XXVII), z. 1, Warszawa; 31–53,

Skowron R. (1999): *Termiczna sezonowość wody powierzchniowej w jeziorach polskich – jej fluktuacje i tendencje*, Mat. konferencji limnologicznej w Radzyniu k. Sławy, 20–22 września 1999 r., IMiGW, Warszawa; 231–243.

Skowron R. (2001): *Surface water thermal seasons in polish lakes, their distribution and spatial differentation*, Limnological Review, vol. 1/2001, Toruń; 251–263.

Skowron R. (2003): *Ice sheet in the lakes of the Polish Lowland. Distribution, differences and trends*, Limnological Review 3, Kielce; 205–212.

Aneta Słomka, Stanisław Chmiel, Zdzisław Michalczyk
Zakład Hydrografii, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Ocena stężenia wskaźników fizykochemicznych wód spływających kanalizacją deszczową z miasta Świdnika

An assessment of the concentration of physico-chemical properties of waters outflowing through the storm system from the town of Świdnik

ABSTRACT: The researches of quantity and quality of waters outflowing through the storm system from the town of Świdnik were conducted in 2003. The amount of runoff and physico-chemical features of waters indicate significant loads of contamination inflowing to the storm system and then to the Stawek river. Researches present inflow to the river loads of euthrophic substances. It also took place in rainless periods, what proves the drainage of hypodermic waters from the shallow water bearing horizon.

SŁOWA KLUCZOWE: urbanizacja, spływ powierzchniowy, kanalizacja deszczowa, jakość wód.
KEY WORDS: urbanization, surface runoff, storm system, quality of water.

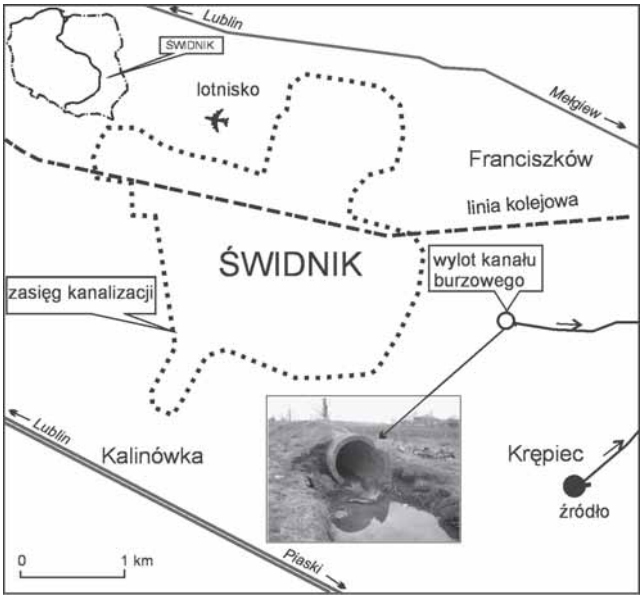
Wprowadzenie

Obszary zurbanizowane w znaczący sposób modyfikują obieg hydrologiczny wody oraz wpływają na jej jakość. Tereny nieprzepuszczalne (drogi, budynki, chodniki itp.) zwiększają spływ powierzchniowy, co istotnie modyfikuje reżim odpływu rzek (Soczyńska 1974; Dobija 1975). Obszary te silnie oddziaływają także na chemizm wód, gdyż spływy powierzchniowe zmywają zanieczyszczenia z powierzchni terenu (stałe, mineralne, organiczne), które poprzez system kanalizacyjny szybko docierają do rzek (Osmólska-Mróz 1992; Nowakowska-Błaszczyk, Zakrzewski 1996). Wpływ miasta zaznacza się również poprzez częściową akumulację transportowanych zanieczyszczeń w osadach rzecznych (Bojakowska, Gliwicz 2003). Ich ponowne włączenie do obiegu zachodzi zwłaszcza podczas powodzi. Badania chemizmu wód spływających powierzchniowo z obszarów miejskich są rzadko prowadzone, mimo że mają istotne znaczenie w planowaniu i zarządzaniu zasobami wodnymi rzek będących pod wpływem urbanizacji.

Materiał i metody badań

Badania ilości i jakości wód spływających kanalizacją deszczową prowadzono w Świdniku (ryc. 1). Jest to miasto powiatowe liczące ponad 40 tys. mieszkańców, położone około 10 km na wschód od Lublina. Główny cel pracy stanowiło rozpoznanie dynamiki spływu i zmian cech fizykochemicznych wód wypływających z głównego kolektora zbiorczego kanalizacji deszczowej (Słomka 2005). Zadanie realizowano poprzez losowy pobór próbek wody z wylotu kolektora i wykonanie analiz fizykochemicznych oraz okresowy pomiar przepływu. Prace terenowe prowadzone były w okresie od lutego do listopada 2003 roku. W zebranym zbiorze 14 prób pochodziło z okresów bezopadowych, 7 z opadów deszczu oraz 2 ze spływu roztopowego. W celu prześledzenia zmian chemizmu wód opadowych w obszarze miejskim wykonano także badania: 2 próbek opadów śniegu i deszczu oraz wody ze źródła w Krępcu, oddalonego około 2 km od wylotu kolektora.

Analizy wybranych właściwości fizykochemicznych wód wykonane zostały w laboratorium Zakładu Hydrografii UMCS metodami: elektrometrycznymi, miareczkowymi, spektrofotometrycznymi. Do badań wykorzystano spektrofotometr firmy Hach DR 2000 i firmy Secoman PASTEL UV. W toku analitycznym stosowano do kalibracji i kontroli otrzymanych wyników roztwory wzorcowe firmy Merck i Hach.



Ryc. 1. Szkic sytuacyjny obszaru badań

Wyniki

Kanalizacja deszczowa Świdnika obejmuje przeważającą część miasta, odprowadzając ścieki opadowe z powierzchni około 320 ha. Teren ten charakteryzuje się zwartą zabudową wielorodzinną i usługową, na obrzeżach miasta lokuje się zabudowa jednorodzinna. Obliczony dla tego obszaru współczynnik spływu powierzchniowego wynosi około 0,4, a czas, w jakim woda deszczowa dopływa do wylotu kanalizacji z punktu najdalej oddalonego, to około 40–50 minut (Słomka 2005). Zanotowane skrajne wartości przepływu na wylocie z kolektora wynosiły od 12 do 581 $dm^3 \cdot s^{-1}$, co odpowiada odpływowi jednostkowemu 3,8–181 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^2$. Wartości minimalne zarejestrowano w okresach bezopadowych, podczas których miał miejsce ciągły odpływ wody. Sytuacja ta związana może być z położeniem głównego kolektora deszczowego, który przebiega w dolinie dawniej funkcjonującego niewielkiego cieku. Należy przypuszczać, iż kanał przejął funkcję drenującą cieku i odwadnia płytkie wody podziemne. Przepływy maksymalne zarejestrowano podczas obfitych, letnich opadów deszczu o charakterze nawalnym. Wysokie wartości przepływów (około 100 $dm^3 \cdot s^{-1}$) notowano również podczas spływów z miasta w okresie roztopowym. Wody z głównego kanału deszczowego Świdnika odprowadzane są rowem o długości około 2 km do rzeki Stawek, lewego dopływu Wieprza.

Wody odpływające kanalizacją deszczową ze Świdnika charakteryzowały się dużym zróżnicowaniem hydrochemicznym (tab. 1). W okresach bezopadowych pobrane próbki wody z kanału wylotowego wykazywały niski poziom zawiesiny, wskaźników tlenowych oraz węgla organicznego. Natomiast miały wysoką zawartość substancji rozpuszczonych. Były to wody wodorowęglanowo-wapniowe o stężeniu węglanów podobnym do notowanego w pobliskim źródle w Krępcu (ryc. 2). Zawierały jednak znacznie więcej substancji o charakterze antropogenicznym: azotanów, siarczanów, ortofosforanów, jonu amonowego oraz wysokie wartości wskaźników tlenowych (BZT, CHZT). Porównanie wartości cech fizykochemicznych wód wypływających z kanału w okresach bezopadowych ze źródlanymi, wskazuje na zróżnicowane warunków kształtowania się chemizmu wód gruntowych w obszarze miejskim i wiejskim. Różnice te wskazują również na zmiany chemizmu, jakie mogą zachodzić podczas infiltracji wody do warstw głębszych.

Zmiany chemizmu wody opadowej po kontakcie z powierzchnią terenu dobrze dokumentuje analiza porównawcza jej składu z wodami spływającymi powierzchniowo w okresie roztopowym i deszczowym (ryc. 3). Zestawione wyniki obrazują znaczną amplitudę zmian chemizmu wody opadowej po kontakcie z powierzchnią terenu. Zaznacza się różnica w składzie fizykochemicznym wody pochodzącej ze spływu w okresie roztopowym i deszczowym. W okresie roztopowym następował spadek zawartości rozpuszczonych węglanów

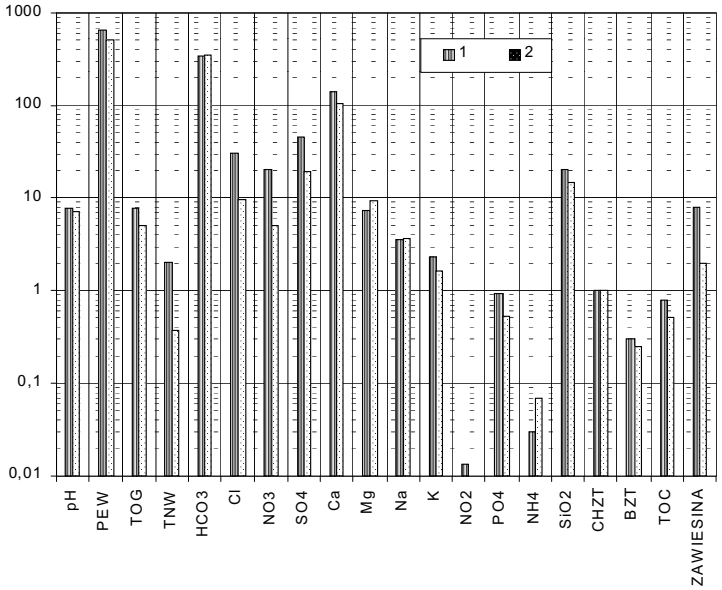
i wzrost zawartości jonów chlorkowych i sodowych. Dominacja tych jonów związana była ze zmywaniem soli użytych do odśnieżania dróg. Po kilku dniach spływów roztopowych stężenie tych jonów znacznie spadło w stosunku do początkowej fazy roztopów.

W okresach spływu powierzchniowego wód kanalizacją deszczową pochodzących z opadów deszczu notowano spadek głównych składników jonowych wody na wylocie głównego kolektora. Zmywy powierzchniowe niosły ze sobą duże stężenia ortofosforanów, jonów amonowych, azotanowych oraz potasu. Wysokie wartości miały także wskaźniki tlenowe oraz zawiesina. Wyniki te świadczą o znacznym ładunku zanieczyszczeń dostarczanym poprzez kanalizację deszczową do rzeki Stawek.

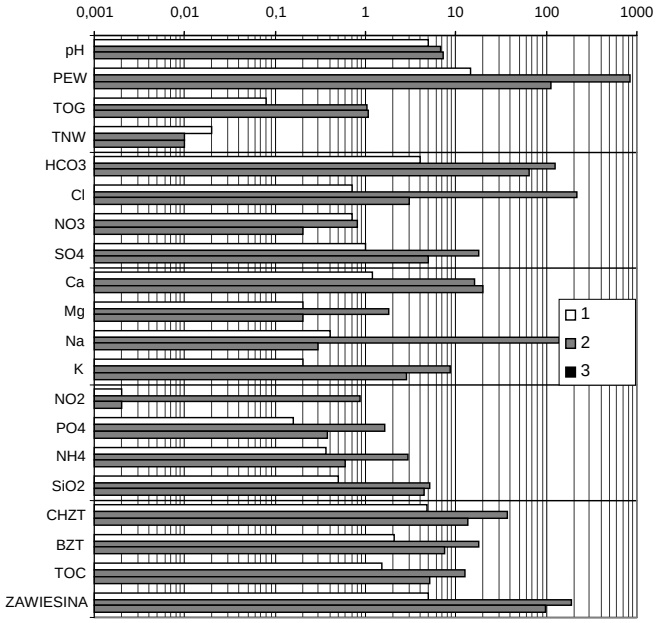
Tab. 1. Charakterystyczne wartości pomiarów przepływu i cech fizykochemicznych wód wypływających z kanału burzowego miasta Świdnika (na podstawie 23 przypadków z okresu II 2003–X 2003)

Wskaźnik	Miano	Minimalna	Średnia	Mediana	Maksymalna	Odchylenie standardowe	Współczynnik zmiennności
Przepływ	$dm^3 \cdot s^{-1}$	12,2	84,5	12,6	581	156	1,85
Zawiesina	$mg \cdot dm^{-3}$	<5	46	10	183	65	1,41
Odczyn	pH	6,88	7,42	7,52	7,86	0,29	0,04
*PEW	μS·cm	124	546	652	812	210	0,38
**T_{og}	$mval \cdot dm^{-3}$	1,19	5,85	7,48	7,69	2,58	0,44
***T_{nw}	$mval \cdot dm^{-3}$	0,04	1,42	1,85	2,17	0,83	0,59
HCO_3^-	$mg \cdot dm^{-3}$	66	271	335	352	107	0,39
Cl^-	$mg \cdot dm^{-3}$	3,4	33,8	31	196	37	1,09
NO_3^-	$mg \cdot dm^{-3}$	0,5	16,3	20,2	33	9,6	0,59
NO_2^-	$mg \cdot dm^{-3}$	0,007	0,09	0,035	0,794	0,165	1,82
SO_4^{2-}	$mg \cdot dm^{-3}$	2	38	46	56	16,9	0,44
PO_4^{3-}	$mg \cdot dm^{-3}$	0,23	0,98	0,99	1,63	0,39	0,40
Ca^{2+}	$mg \cdot dm^{-3}$	7	103	136	143	50,1	0,47
Mg^{2+}	$mg \cdot dm^{-3}$	<1	5,7	7	8,5	2,4	0,43
Na^+	$mg \cdot dm^{-3}$	1,6	10,5	5,2	124	24,8	2,37
K^+	$mg \cdot dm^{-3}$	1,5	3,4	3,1	7,9	1,42	0,41
NH_4^+	$mg \cdot dm^{-3}$	0,02	0,43	0,12	2,88	0,65	1,51
SiO_2	$mg \cdot dm^{-3}$	2,5	18,6	21,8	29,8	9,1	0,49
****OWO	$mg \cdot dm^{-3}$	< 1	8,1	8	12,5	3,3	0,40
$CHZT_{Cr}$	$mgO_2 \cdot dm^{-3}$	< 2	17,4	13,2	36,5	13,3	0,76
BZT_5	$mgO_2 \cdot dm^{-3}$	< 0,5	7,85	6,4	17,4	6,4	0,82

* PEW – przewodność elektrolityczna właściwa w 20°C, **Tog – twardość ogólna, ***Tnw – twardość niewęglanowa, ****OWO – ogólny węgiel organiczny.



Ryc. 2. Przykładowe cechy fizykochemiczne wód wypływających z kanału burzowego (1) Świdnika w okresie bezopadowym i źródła (2) w Krępcu; jednostki i miana tab. 1



Ryc. 3. Przykładowe cechy fizykochemiczne wody opadowej (1), ze spływu powierzchniowego roztopowego (2), spływu powierzchniowego deszczowego (3) w Świdniku; jednostki i miana tab. 1

Uwagi końcowe

Wyniki badań chemizmu wód odpływających kanałem burzowym z obszaru Świdnika dokumentują istotny problem, jaki stwarzają miejskie spływy powierzchniowe wód opadowych. Wysokie wartości spływu powierzchniowego z obszarów zurbanizowanych oraz ich chemizm wskazują na znaczne ładunki zanieczyszczeń dostarczanych tą drogą do rzek. W przypadku małej zasobności rzek, istotne ładunki zanieczyszczeń o charakterze eutroficznym mogą docierać także w okresach bezopadowych z drenażu hipodermicznego i przypowierzchniowego.

Poprawa stanu sanitarnego naszych rzek będzie możliwa dopiero po ograniczeniu ilości zanieczyszczeń transportowanych przez systemy burzowe z obszarów zurbanizowanych. Najczęściej do tego celu (jeśli jest to możliwe technicznie) proponuje się budowę u wylotu kolektora seperatorów, rozdzielających najbardziej niebezpieczne zanieczyszczenia; szlam, zawiesiny, bituminy, a poniżej ujścia kolektora zbiorników, zatrzymujących drobne zawiesiny.

Literatura

Bojakowska I., Gliwicz T. (2003): *Wyniki geochemicznych badań osadów wodnych Polski w latach 2000–2002,* BMŚ, Warszawa; 120.

Dobija A. (1975): *Wpływ urbanizacji na stosunki wodne*, Czas. Geogr. nr 46, z. 1.

Nowakowska-Błaszczyk A., Zakrzewski J. (1996): *Zagospodarowanie wód opadowych z terenów zurbanizowanych w świetle ochrony jakości i zasobów wód*, [w:] *Materiały VII Ogólnopolskiego Seminarium Naukowo-Technicznego. Ochrona jakości i zasobów wód. Zasady racjonalnej gospodarki wodą*, Zakopane; 223–233.

Osmólska-Mróz B. (1992): *Ocena ładunków zanieczyszczeń odprowadzanych w ściekach opadowych*, Gospodarka Wodna z. 4; 89–91.

Soczyńska U. (1974): *Hydrologiczne skutki urbanizacji*, Wiad. Meteorol. i Gosp. Wodnej, t. 1, z. 4.

Słomka A. (2005): *Ocena ilości i chemizmu wód wypływających z sieci kanalizacji burzowej Świdnika*, maszynopis Zakładu Hydrografii UMCS, Lublin; 95.

Wojciech Sobolewski
Zakład Hydrografii, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Wykorzystanie danych teledetekcyjnych w opisie zlewni Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego

Using of remote sensing data for catchment description of the Łęczna-Włodawa Lakeland

Abstract: The digital elevation model (DEM) and the digital map of the land cover and land use are the major sources of geographic information useful for conduct of hydrological researches in the river watersheds of the Łęczna-Włodawa Lakeland. The use of the instruments worked out in the field of geoinformatics makes it possible to integrate all the data gathered from different sources. As a result of the researches miscellaneous rates and indicators have been calculated for the purpose of characterizing the area of interest.

Słowa kluczowe: system informacji geograficznej (GIS), numeryczny model terenu (DEM), mapa użytkowania ziemi, program CORINE, Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie.
Key words: Geographic Information System (GIS), digital elevation model (DEM), map of land use structure, CORINE, Łęczna-Włodawa Lakeland.

Dane wykorzystane w opracowaniu

Na przełomie XX i XXI wieku zostały udostępnione do powszechnego użytku dane, które były rezultatem przeprowadzonej przez NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) misji kosmicznej STS-99, trwającej od 11 do 22 lutego 2000 r. W czasie jej trwania realizowano projekt SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), który polegał na utworzeniu trójwymiarowego obrazu powierzchni wszystkich kontynentów przy użyciu radarów SIR-C (*Spaceborne Imaging Radar*) i X-SAR (*Synthetic Aperture Radar*) umieszczonych na pokładzie promu kosmicznego „Endeavour". Uzyskane obrazy były podstawą do opracowania numerycznych modeli terenu (DEM) o rozdzielczości 30 i 90 metrów, obejmujących 80% powierzchni lądów (Farr, Kobrick 2000). Na podstawie umowy z NASA modele te są udostępniane przez Służbę Geologiczną Stanów Zjednoczonych (USGS).

NASA udostępnia także dane zarejestrowane przez satelity Landsat wyposażone w rejestratory TM i ETM. Satelity te są umieszczone na orbitach o wysokości 705 km. Rejestrator TM (*Thematic Mapper*) pozwala uzyskać obrazy w 7 kanałach spektralnych o rozdzielczości przestrzennej 30 m, a wymiary pojedynczej sceny wynoszą 185 na 185 km. Rejestrator ETM (*Enhanced Thematic Mapper*) rejestruje dodatkowo obrazy panchromatyczne o rozdzielczości 15 m.

W wyniku prac prowadzonych w ramach międzynarodowego programu CORINE (*COoRdinate INformation on the Environment*), na podstawie obrazów z satelitów Landsat powstały bazy danych opisujące użytkowanie terenów Europy Zachodniej i Środkowej (Ciołkosz, Bielecka 2005) oraz zmiany, jakie zaszły na tym obszarze w okresie między rokiem 1990 i 2000. Dane te można uzyskać od agencji EEA (*European Environment Agency*).

Zwiększająca się stale dostępność informacji w postaci cyfrowej (mapy, obrazy satelitarne i różnego rodzaju bazy danych) skłania do tworzenia coraz bardziej rozbudowanych systemów informacji geograficznej (GIS), opisujących tereny prowadzonych badań i umożliwiających dokonywanie analiz przestrzennych przydatnych w badaniach geograficznych, w tym także w hydrografii.

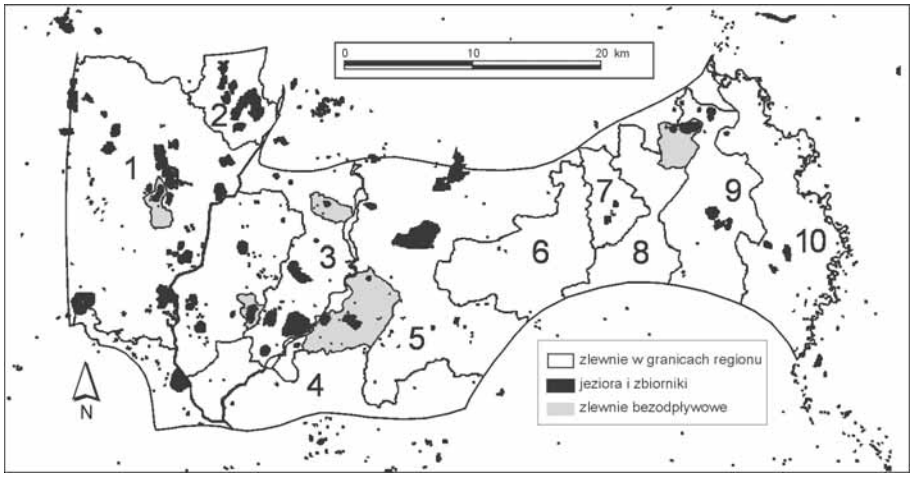
Obszar badań

Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie jest wysuniętą na południe częścią Polesia Lubelskiego (Chałubińska, Wilgat 1954). Za podstawę wyznaczenia granic tej krainy przyjęto rozmieszczenie jezior (Wilgat 1954). Od południa jej zasięg ogranicza rzeka Świnka i mocno zaakcentowany w krajobrazie Łuk Uhruski, a od północy Garb Włodawski. Wschodnią granicą jest dolina Bugu, a granicą zachodnią południkowa linia poprowadzona wzdłuż środkowego biegu Tyśmienicy. Obszar Pojezierza, którego powierzchnia wynosi około 1160 km^2, wykazuje dwudzielność: część zachodnia, mniejsza, należy do dorzecza Wieprza i jest odwadniana przez Tyśmienicę oraz jej dopływy: Piwonię i Bobrówkę, natomiast części środkowa i wschodnia znajdują się w dorzeczu Bugu, do którego są odprowadzane wody za pośrednictwem płynącej na wschód Włodawki.

System geoinformatyczny Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego

W skład systemu informacji geograficznej (GIS) weszły dane opisujące ukształtowanie powierzchni obszaru badań w postaci numerycznego modelu terenu (DEM) oraz cyfrowa mapa CORINE, opisująca typy użytkowania ziemi.

Model DEM został wykorzystany do wyznaczenia przebiegu działów wodnych. System nie objął całych zlewni rzecznych, lecz tylko ich fragmenty wchodzące w skład Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego. W przypadku zlewni Świnki jest to jej północna część, a w przypadku Bugu fragment zachodniej części zlewni bezpośredniej, położonej między ujściami Uherki i Włodawki. Pozostały fragment części wschodniej Pojezierza leży w granicach zlewni trzech prawostronnych dopływów Włodawki: Dopływu spod Dubeczna, Krzemianki i Tarasienki. Część środkowa regionu odpowiada zlewniom górnej Włodawki, Mietułki i Więziennego Rowu (zbierającego wody z Krowiego Bagna), natomiast część zachodnia to zlewnie górnej Tyśmienicy, górnej Piwonii i górnego odcinka Konotopy, dopływu Piwonii (ryc.1).

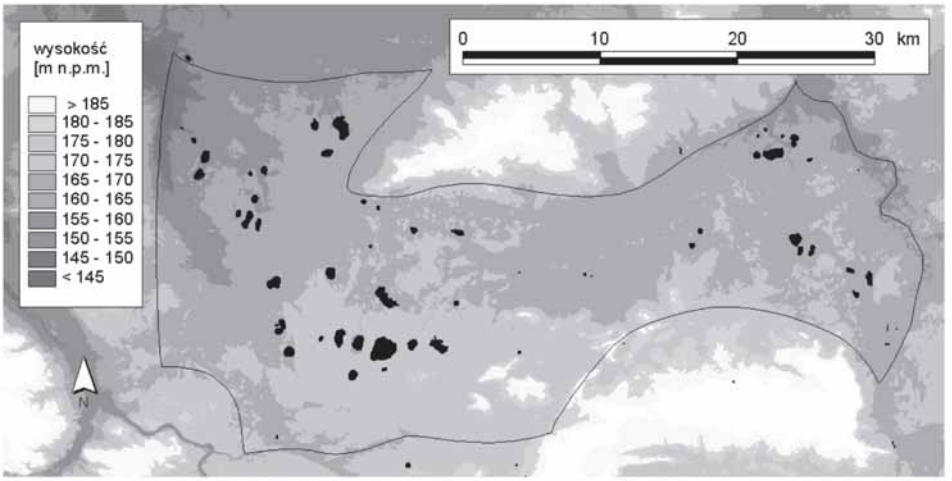


Ryc. 1. Podział hydrograficzny Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego;
1 – zlewnia Tyśmienicy, 2 – zlewnia Konotopy, 3 – zlewnia Piwonii, 4 – północna część zlewni Świnki, 5 – zlewnia górnej Włodawki, 6 – zlewnia Więziennego Rowu, 7 – zlewnia Dopływu spod Dubeczna, 8 – zlewnia Krzemianki, 9 – zlewnia Tarasienki, 10 – zlewnia bezpośrednia Bugu

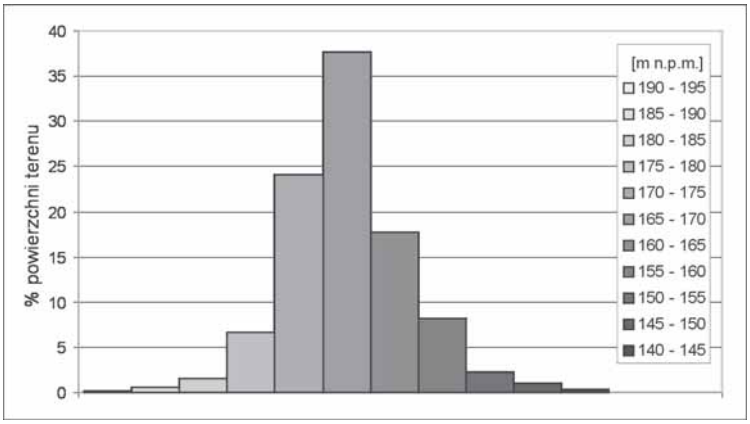
Uzyskaną w ten sposób cyfrową mapę zlewni uzupełniono bazą danych opisującą sieć naturalnych i sztucznych cieków badanego regionu. Powstała ona na podstawie Numerycznej Mapy Bazowej w skali 1:100 000 opracowanej na zlecenie Państwowej Inspekcji Ochrony Środowiska i danych wchodzących w skład komputerowej Mapy Podziału Hydrograficznego Polski (MPHP). Integrację i analizę dużej ilości danych numerycznych pochodzących z różnych źródeł umożliwiło zastosowanie oprogramowania ESRI ArcView GIS.

Analiza map cyfrowych

Analiza numerycznego modelu terenu pozwoliła ustalić charakter ukształtowania powierzchni Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego (ryc. 2, 3), jak również poszczególnych zlewni wchodzących w jego skład. Pojezierze to obszar hipsometrycznie dość jednolity. Ponad 60% jego powierzchni leży w przedziale wysokości 165–175 m n.p.m, a więc na większości opisywanego terenu deniwelacje nie przekraczają 10 metrów. Obszary położone poniżej 165 m n.p.m. stanowią około 30% powierzchni regionu. Na tereny o wysokościach bezwzględnych przekraczających 175 m n.p.m przypada zaledwie 9% ogólnej powierzchni Pojezierza.



Ryc. 2. Zróżnicowanie hipsometryczne Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego



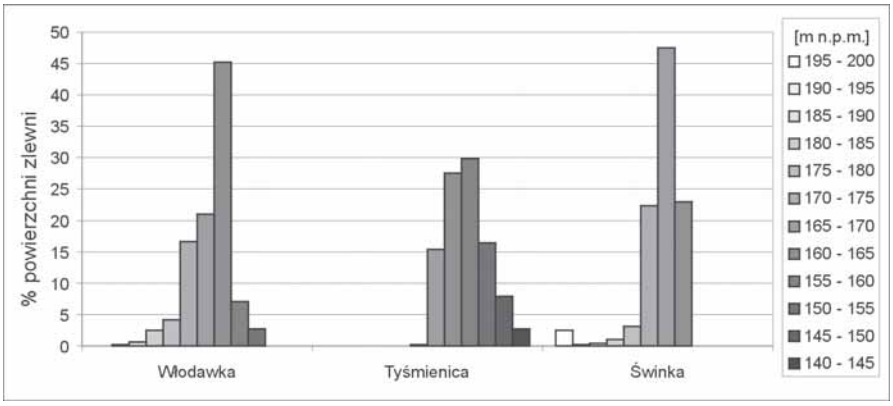
Ryc. 3. Powierzchnia Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego w klasach wysokości (w %)

Wyraźnie widoczne są różnice między zlewniami rzek płynących z obszarów o charakterze wyżynnym (zlewnia Świnki) i zlewniami typowymi dla Polesia (zlewnie Tyśmienicy i Konotopy) (tab. 1). Zlewnie poleskie charakteryzują się udziałem większych powierzchni w niższych klasach wysokości oraz prawie całkowitym brakiem terenów wyżej położonych. Świadczy o tym przynależność prawie 60% powierzchni zlewni Tyśmienicy do przedziałów wysokości (155–165 m n.p.m.) oraz około 90% do przedziału 150–170 m n.p.m., gdy tymczasem w zlewni Świnki prawie połowa jej powierzchni leży w przedziale wysokości 165–170 m n.p.m., a ponad 90% w przedziale 160–175 m n.p.m. (ryc. 4).

Tab. 1. Procentowy udział powierzchni zlewni w przedziałach wysokości

przedział wysokości [m n.p.m.]	Świnka	Włodawka	Krzemianka	Więzienny Rów	Bug	Piwonia	Dopł. spod Dubeczna	Tarasienka	Tyśmienica	Konotopa
195–200	2,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—
190–195	0,1	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—
185–190	0,4	0,6	—	—	—	—	—	—	—	—
180–185	1,0	2,4	0,2	1,0	—	—	—	—	—	—
175–180	3,0	4,1	3,4	4,3	0,1	—	—	—	—	—
170–175	22,4	16,6	7,9	7,7	0,7	2,2	1,5	0,7	0,2	—
165–170	47,4	21,1	31,2	11,0	13,2	51,4	16,9	21,7	15,4	—
160–165	23,0	45,2	50,0	72,3	50,0	40,2	74,6	50,9	27,6	8,9
155–160	—	7,2	7,3	3,7	24,4	6,1	7,0	23,2	29,8	61,1
150–155	—	2,6	—	—	10,7	—	—	3,5	16,5	29,9
145–150	—	0,1	—	—	0,9	—	—	—	7,9	—
140–145	—	—	—	—	—	—	—	—	2,6	—

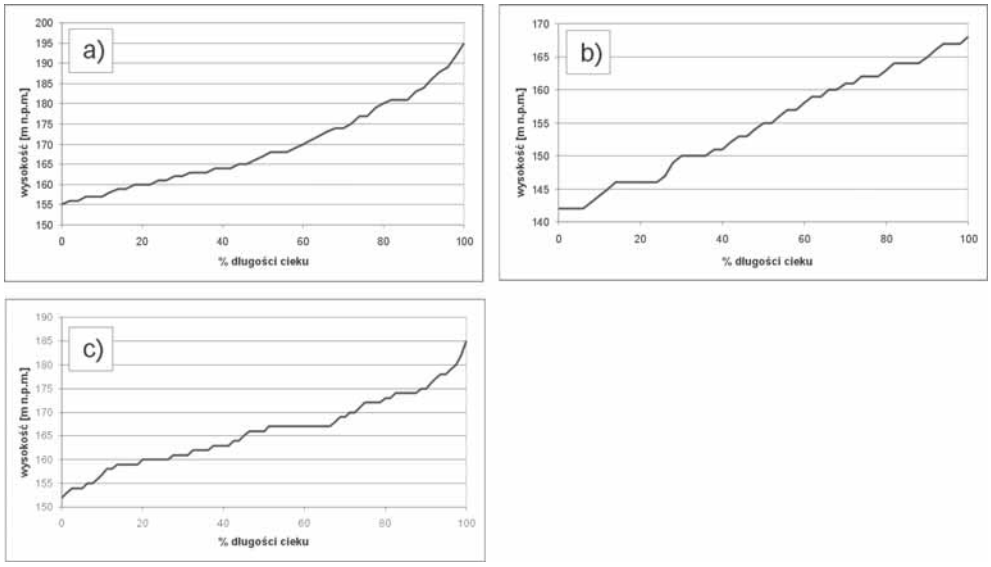
Przykładem zlewni pośredniej, obejmującej zarówno wyżej położone fragmenty terenu, jak i płaskie tereny charakterystyczne dla Polesia, jest dorzecze Włodawki. Jest to najbardziej zróżnicowany hipsometrycznie fragment



Ryc. 4. Udział procentowy powierzchni zlewni Włodawki, Tyśmienicy i Świnki w klasach wysokości

Pojezierza. Wysokości bezwzględne zawierają się tu w przedziale od 145 do 195 m n.p.m. Wynika to z faktu, że rzeka ta bierze początek stosunkowo wysoko, na stokach Łuku Uhruskiego, a następnie płynie przez nisko leżące równiny północno-wschodniej części Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego. Obszary odwadniane przez Świnkę i górną Włodawkę, czyli tereny, których wysokości bezwzględne dochodzą do 190–200 m n.p.m., to bardzo interesująca strefa przenikania się krajobrazów Wyżyny Lubelskiej i Polesia.

W celu wykazania związku ukształtowania powierzchni terenu Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego z charakterem rzek, na podstawie modelu DEM wykonano profile podłużne wybranych cieków (ryc. 5), a także obliczono ich spadki (tab. 2).



Ryc. 5. Profil podłużny: a) Tarasienki, b) górnej Tyśmienicy, c) Włodawki wykonany na podstawie numerycznego modelu terenu (DEM)

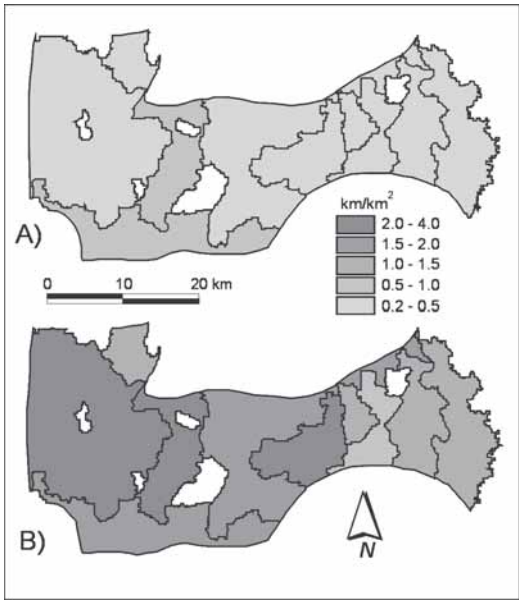
Tab. 2. Spadki koryt rzecznych Tarasienki, górnej Tyśmienicy i Włodawki

Rzeka	Wysokość maks. m n.p.m.	Wysokość min. m n.p.m.	Różnica wysokości m	Długość km	Spadek ‰
Tarasienka	195	155	40	30,9	1,29
górna Tyśmienica	168	142	26	27,9	0,93
górna Włodawka	185	167	18	17,9	1,00
środkowa i dolna Włodawka	167	152	15	35,7	0,42

Tarasienka, która spływa z wysokiego wzniesienia Łuku Uhruskiego, charakteryzuje się dość dużym spadkiem, wynoszącym 1,29‰. Z profilu podłuż-

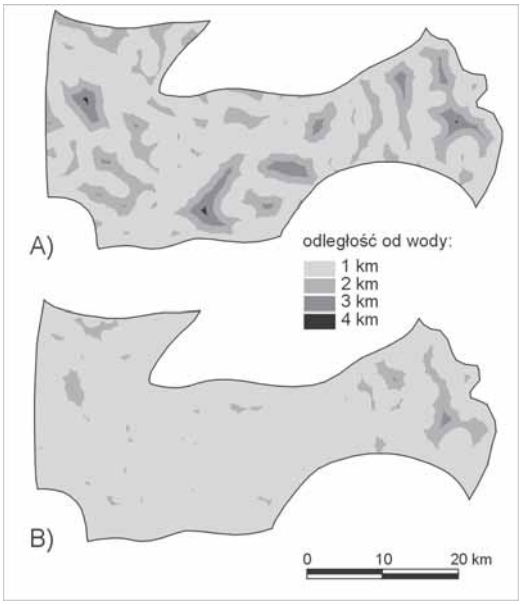
nego (ryc. 5a) wynika, że najwyższy spadek ma ona w górnym odcinku, a wraz z biegiem rzeki spadek stopniowo maleje. Niższy spadek koryta ma górna Tyśmienica (0,93‰) i górny bieg Włodawki (1,00‰). Tyśmienica na całej długości biegu w granicach Pojezierza ma prawie jednolity spadek, natomiast nachylenie koryta Włodawki maleje w środkowym i dolnym biegu do 0,42‰.

Sieć wodna Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego ulegała przeobrażeniom na skutek działalności ludzkiej (Wilgat i in. 1997). Dokonano tu licznych regulacji koryt rzecznych, wybudowano gęstą sieć rowów i kanałów, a część jezior obwałowano i zamieniono w zbiorniki retencyjne (Dawidek i in. 2004). Aby uzyskać liczbowe charakterystyki opisujące te zmiany w skali całego regionu, dokonano porównania gęstości sieci drenażu pierwotnej i przekształconej. Obliczeń dokonano dla głównych zlewni, bez uwzględnienia zlewni bezodpływowych. Na podstawie wektorowej mapy sieci drenażu oszacowano gęstość koryt rzecznych, których przebieg można uznać za zbliżony do naturalnych. Zaznaczyć tu należy, że rzeczywiście naturalny charakter zachowały tylko nieliczne rzeki w swoim dolnym i środkowym biegu. Uzyskana wartość została przyjęta za pierwotną gęstość sieci rzecznej. Obliczono także gęstość współczesnej, zmienionej znacznie przez człowieka sieci drenażu, obejmującą rzeki, kanały i rowy. Michalczyk (1994) ocenia gęstość sztucznej sieci wodnej w zachodniej części Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego na 0,5–2 km·km^{-2}. Na podstawie analizy danych numerycznych stwierdzono, że różnica między



Ryc. 6. Mapa gęstości sieci drenażu: A) dla naturalnej sieci drenażu, B) dla przekształconej sieci drenażu

gęstością pierwotnej i współczesnej sieci drenażu na tym obszarze (w zlewni górnej Tyśmienicy) wynosi nieco ponad 1,5 km·km^{-2}. Na rysunku (ryc. 6) wyraźnie widać, że gęstość sieci drenażu w sposób istotny wzrosła w części środkowej i zachodniej (Krowie Bagno, doliny Piwonii i Tyśmienicy). Zmiany we wschodniej części Pojezierza są także widoczne, ale nie tak duże jak w innych częściach regionu.

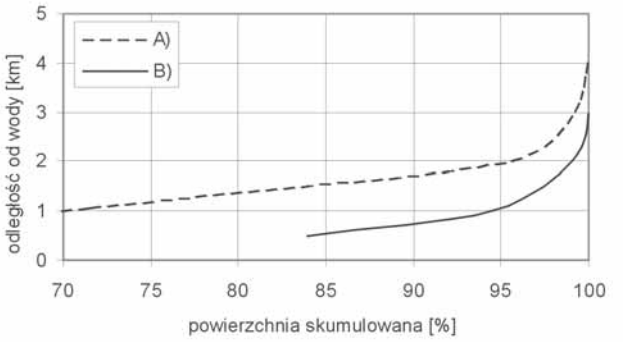


Ryc. 7. Mapa odległości od cieków: A) dla naturalnej sieci drenażu, B) dla przekształconej sieci drenażu

Obraz zmian dokonanych przez człowieka w sieci hydrograficznej można zaobserwować także na mapie odległości od sieci drenażu. Ryc.7A pokazuje sytuację zbliżoną do naturalnej, kiedy istniały na Pojezierzu obszary, na których odległość do najbliższego cieku dochodziła do 4 km, a dla około 70% powierzchni odległość ta nie była większa niż 1 km. Obecnie (ryc. 7B) prawie 95% obszaru Pojezierza leży nie dalej niż o 1 km od najbliższego koryta rzecznego, rowu lub kanału. Największe odległości od sieci drenażu, dochodzące do 3 km, występują jedynie we wschodniej części Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego.

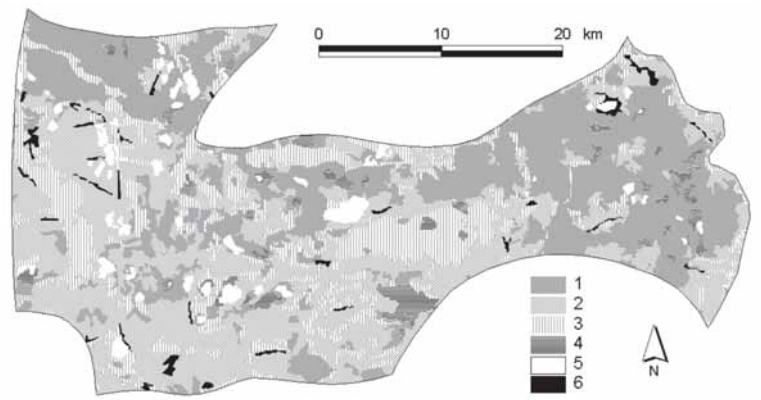
Na podstawie map obliczono powierzchnie sumaryczne poszczególnych stref odległości, następnie wykreślono krzywe odległości od cieków (ryc. 8). Analiza wykresu pozwala stwierdzić, że w wyniku przedsięwzięć prowadzonych przez ludzi odległość od cieków zmniejszyła się na Pojezierzu średnio o 1 km.

Nałożenie granic regionu i działów wodnych na numeryczny model pokrycia terenu pozwala określić typ użytkowania ziemi w zlewniach (ryc. 9, tab. 3)



Ryc. 8. Wykres odległości od cieków: A) dla naturalnej sieci drenażu, B) dla przekształconej sieci drenażu Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego

i charakter przyrodniczy Pojezierza. 39% jego powierzchni zajmują grunty orne, 36% – lasy. Jest to zatem kraina rolniczo-leśna. Lasy dominują w części północnej i wschodniej, tereny rolnicze – na południu. Łąki i pastwiska to głównie część środkowa regionu, z największym obszarem łąkowym – zmeliorowanym Krowim Bagnem leżącym w zlewni Więziennego Rowu, dopływu Włodawki. Najintensywniej wykorzystywane rolniczo są zlewnia Świnki (ponad 70% powierzchni zlewni w granicach Pojezierza) i Tyśmienicy (ponad 46%). Lasy zajmują największe powierzchnie w zlewniach Krzemianki (ponad 71%), Tarasienki (ponad 64%) i Dopływu spod Dubeczna (prawie 63%). Ponad połowę obszaru zajmują lasy także w zlewniach Konotopy i Bugu. Tereny podmokłe (bagna i torfowiska) zajmują największe powierzchnie w zlewniach bezodpływowych i w zlewni bezpośredniej Bugu.



Ryc. 9. Główne typy użytkowania ziemi na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim: 1– lasy, 2 – grunty orne, 3 – łąki i pastwiska, 4 – bagna i torfowiska, 5 – wody powierzchniowe, 6 – tereny zabudowane

Tab. 3. Dominujące formy pokrycia terenu w % powierzchni głównych zlewni

Zlewnia	Grunty orne	Lasy	Łąki i pastwiska	Bagna i torfowiska	Tereny zabudowane
Tyśmienica	46,7	26,0	21,0	0,5	1,5
Piwonia	39,4	24,2	26,6	3,3	0,4
Konotopa	14,9	57,8	10,3	1,9	1,3
Świnka	70,8	11,2	12,7	1,0	2,2
Włodawka	35,1	34,2	20,0	6,5	0,5
Więzienny Rów	32,9	16,3	47,5	2,8	0,4
Dopł. Spod Dubeczna	23,3	63,0	11,6	0,0	1,1
Krzemianka	20,5	71,6	6,3	1,2	0,4
Tarasienka	25,4	64,4	4,4	2,1	1,6
Bug	31,2	55,2	4,8	5,4	1,7
bezodpływowe	38,3	32,4	11,6	6,4	2,4

Podsumowanie

Wykorzystanie numerycznego modelu terenu (DEM) SRTM, bazy danych CORINE, przedstawiającej użytkowanie terenu i danych numerycznych opisujących sieć naturalnych i sztucznych cieków pozwoliło opracować szeroką charakterystykę Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego. Analiza modelu DEM wykazała wewnętrzne zróżnicowanie hipsometryczne opisywanego obszaru na część północną, poleską i część południową, bardziej zbliżoną charakterem do Wyżyny Lubelskiej. Analiza gęstości naturalnej i sztucznej sieci drenażu pozwoliła ustalić, że pod względem hydrograficznym teren badań różnicuje się na część zachodnią i środkową, silnie pociętą siecią rowów i kanałów oraz na część wschodnią, charakteryzującą się mniejszą ilością jezior i cieków, mniej przekształconą przez działalność ludzi. Wyraźne zróżnicowanie Pojezierza pokazuje także analiza użytkowania terenu. Stwierdzono, że część wschodnia i północna to obszary leśne, w części środkowej regionu duże obszary zajmują łąki i pastwiska, a zachodnie i południowe fragmenty Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego to tereny z przewagą gruntów ornych. Zebrane dane pozwalają na wykonanie licznych analiz przestrzennych i opracowanie przeglądowej charakterystyki w skali regionalnej. Uzyskanie szczegółowych charakterystyk w skali zlewni może napotkać na trudności związane z niezbyt wysoką precyzją danych numerycznych (zbyt mała rozdzielczość modelu DEM, zbyt mała precyzja wydzieleń form użytkowania terenu w bazie danych CORINE).

Opracowanie wykonano w ramach projektu badawczego 2P04E 00927.

Literatura

Chałubińska A., Wilgat T. (1954): *Podział fizjograficzny województwa lubelskiego*, Przew. V Ogólnop. Zjazdu PTG, Lublin; 4–44.

Ciołkosz A., Bielecka E. (2005): *Pokrycie terenu w Polsce: bazy danych CORINE Land Cover*, Wyd. IOŚ, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa; 76.

Dawidek J., Sobolewski W., Turczyński M. (2004): *Transformations of catchment-areas of lakes converted into storage reservoirs in the Wieprz–Krzna Canal system*, Limnological Review, vol. 4; 67 – 74.

Farr T. G., Kobrick M. (2000): *Shuttle Radar Topography Mission produces a wealth of data*, Amer. Geophys. Union Eos, v. 81; 583–585.

Michalczyk Z. (1994): *Zmiany sieci hydrograficznej w rejonie oddziaływania kanału Wieprz-Krzna*, [w:] *Środowisko przyrodnicze w strefie oddziaływania kanału Wieprz-Krzna*, S. Radwan (red.), AR i TWWP Lublin; 43–46.

Wilgat T. (1954): *Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie*, Annales UMCS, sec.B, 8; 37–122.

Wilgat T., Janiec B., Michalczyk Z., Turczyński M. (1997): *Hydrological consequences of human action in the Łęczna–Włodawa Lake Region*, Geogr. Polonica, 68; 117–147.

Urszula Somorowska
Zakład Hydrologii, Uniwersytet Warszawski, Warszawa

Zmienność uwilgotnienia gleb jako element dynamiki procesów hydrologicznych w zlewni

Variability of the soil moisture as a signal of dynamics of hydrological processes in the catchment

Abstract: General aim of this research is to investigate the variations in the catchment soil water storage inferred from *in-situ* data. An approach to detect patterns of soil water storage is presented. These patterns are treated as hydrological signals having an impact on groundwater and discharge dynamics. Considerations are based on experimental measurements conducted in the Łasica river catchment situated in the central Poland, in the Kampinoski National Park. Measurements were conducted using Time Domain Reflectometry field meter. The major finding is that the detected dynamics of the soil moisture can be treated as a signal of dynamics of groundwater and discharge.

Słowa kluczowe: uwilgotnienie gleb, wody podziemne, odpływ podziemny, dynamika.
Key words: soil moisture, groundwater, groundwater discharge, dynamics.

Wprowadzenie

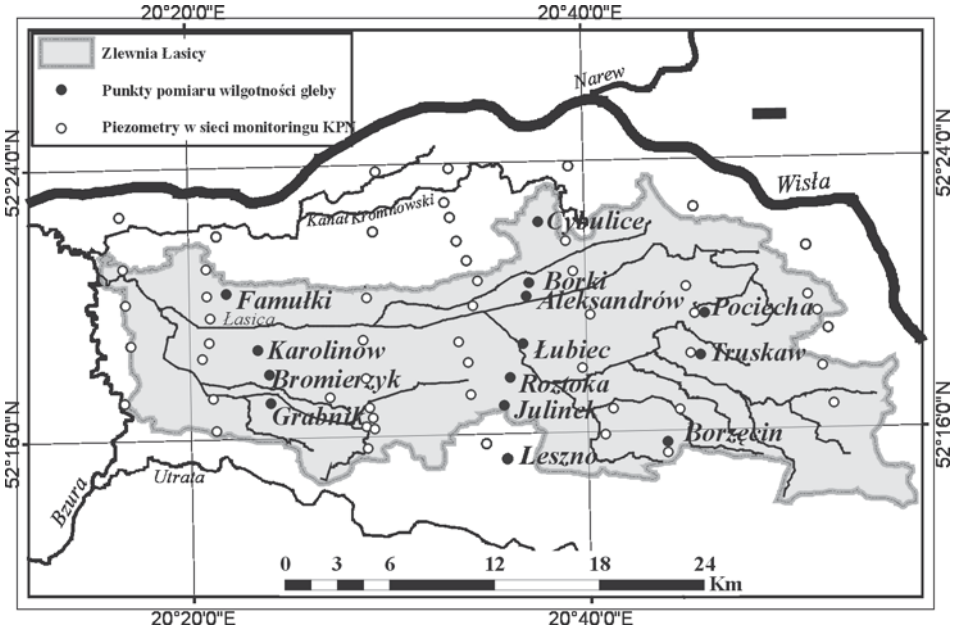
Zróżnicowanie przestrzenne i zmienność czasowa uwilgotnienia gleb są uznawane za najważniejsze czynniki wpływające na procesy hydrologiczne. Stan zasobów wilgoci glebowej znacząco oddziałuje na proces ewapotranspiracji, a ponadto istotnie wpływa na zasilanie wód podziemnych i w konsekwencji – na odpływ. Z tego względu istotne jest rozpoznanie dynamiki wód glebowych.

Uwilgotnienie gleb może być oceniane metodą tradycyjną – grawimetryczną lub na podstawie pomiarów parametru wilgotności objętościowej metodą reflektometryczną (Malicki, Skierucha 2002). Są to naziemne techniki pomiarowe. Nadal jednak pomiary te pozostają niezwykle pracochłonne, zwłaszcza, jeśli wykonywane są w głębszych partiach profili glebowych. Umożliwiają one identyfikację glebowych zasobów wodnych w skali pedonu. Jest on jednym z przestrzennych poziomów dynamicznych opisywanych w koncepcji hie-

rarchicznego łączenia skal (Lin 2003). Rozpoznanie przestrzennej heterogeniczności retencyjnych właściwości gleb dokonywane jest poprzez pomiary w profilach glebowych, reprezentujących skalę pedonu. Rozpoznanie to ułatwia zrozumienie procesów zachodzących w skali zlewni.

W skali regionalnej rozpoznanie uwilgotnienia gleb jest możliwe dzięki danym gridowym wilgotności gleb, które są udostępniane w globalnych bazach danych. Mają one jednak stosunkowo małą rozdzielczość. Coraz większa ich dostępność stwarza nowe możliwości rozwoju hydrologii jako szczegółowej dyscypliny geografii fizycznej. Możliwe stają się badania dotyczące dynamiki obszarowego uwilgotnienia gleb, które jest wskaźnikiem zmiennej obecności wód glebowych (Somorowska 2006a, 2006b). Są to dane z reanaliz klimatycznych (Kanamitsu i in. 2002; Kållberg i in. 2004) bądź dane teledetekcyjne (Dąbrowska-Zielińska i in. 2002; Tapley i in. 2004). Nadal jednak istotne jest prowadzenie reperowych pomiarów naziemnych, będących punktem wyjścia w interpretacji danych pozyskiwanych z modeli cyrkulacji atmosfery i w kalibracji obrazów satelitarnych.

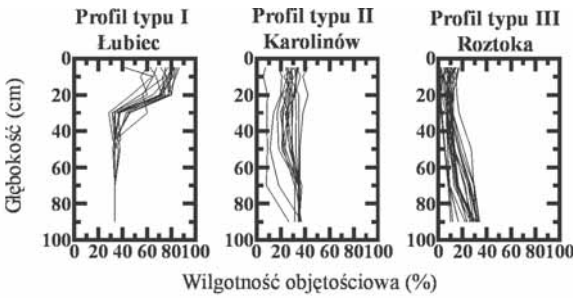
Wśród naziemnych technik pomiarowych metoda reflektometryczna (inaczej metoda TDR – ang. *Time Domain Reflectometry*) stosowana jest coraz powszechniej. Przenośne mierniki TDR umożliwiają wykonywanie pomiarów wilgotności w terenie, bez konieczności poboru próbek do analiz laboratoryjnych. Wilgotność objętościowa gleby oceniana jest na podstawie prędkości



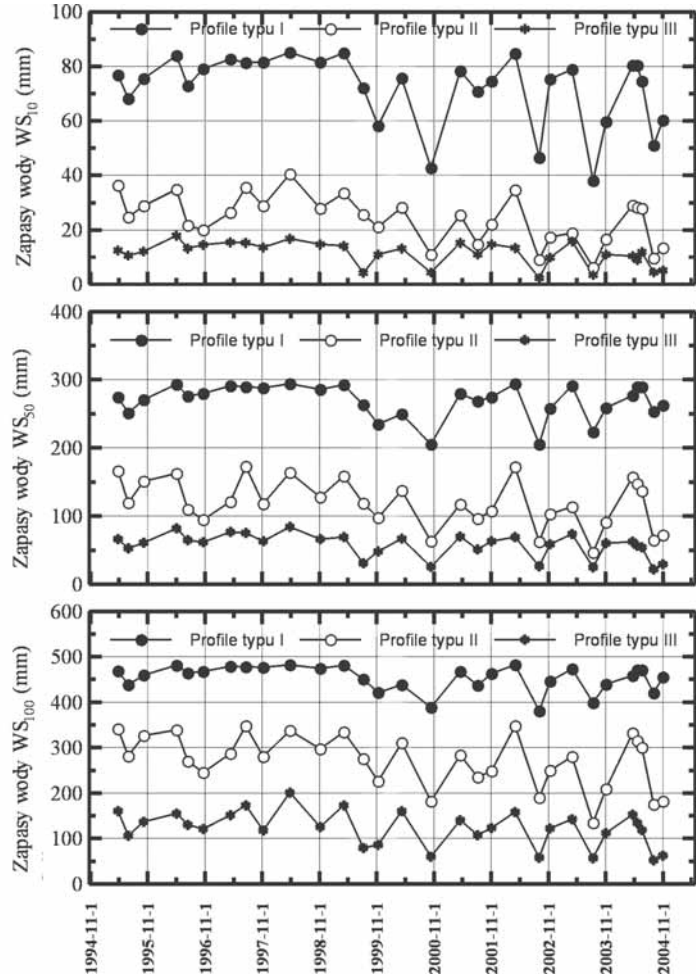
Ryc. 1. Lokalizacja eksperymentalnych profili glebowych w zlewni Łasicy oraz piezometrów w sieci monitoringu wód podziemnych Kampinoskiego Parku Narodowego

propagacji impulsu elektromagnetycznego w glebie, wytwarzanego przez miernik (Malicki, Skierucha 2002).

W niniejszej pracy przestawiono zmienne stany uwilgotnienia gleb, identyfikowane w skali pedonu oraz ich interakcje z dynamiczną, odpływową retencją zlewni. Badania prowadzone były w nizinnej zlewni Łasicy, położonej w Kampinoskim Parku Narodowym (ryc. 1). Ocena zmienności uwilgotnienia gleb została dokonana na podstawie własnych, dziesięcioletnich pomiarów wilgotności wykonywanych metodą TDR (Somorowska 2005, 2006a). Stosowano miernik wilgotności Easy Test, opracowany i wykonany w Instytucie Agrofizyki PAN w Lublinie. Pomiary wykonywano na różnych głębokościach profili glebowych, w wieloleciu 1995–2004, na ogół trzy razy w ciągu roku, w charakterystycznych okresach stanów retencji strefy aeracji: w czasie maksimum wiosennego, w czasie minimum letniego oraz pod koniec roku hydrologicznego. Przykładowe profile wilgotności gleb przedstawiono na ryc. 2, charakteryzując w ten sposób zmiany uwilgotnienia wraz z głębokością. Zmiany w czasie zapasów wody, wyrażonych jako warstwa wody, przedstawiono na ryc. 3. Ustalono związek między zmianami zapasów wody profili glebowych a zmianami odpływowej retencji zlewni. Zmiany zapasów wody przedstawiono jako średnia ze zmian zapasów w poszczególnych typach profili glebowych, w powierzchniowych warstwach o miąższościach odpowiednio 10, 30, 50 i 100 cm. Zmiany retencji odpływowej zlewni wyznaczono metodą krzywych recesji, na podstawie różnic w chwilowych stanach retencji odpływowej (Somorowska 2006a). Zależności te przedstawiono na ryc. 4. Ponadto przedstawiono roczny rytm uwilgotnienia gleb powiązany z rocznym rytmem stanów wód podziemnych oraz odpływem podziemnym. Stan wód podziemnych przedstawiono na ryc. 5 jako średnią głębokość do wód podziemnych w pasach bagiennych Kampinoskiego Parku Narodowego (KPN). Została ona oceniona na podstawie obserwacji wykonywanych w sieci monitoringu wód podziemnych KPN (ryc. 1).



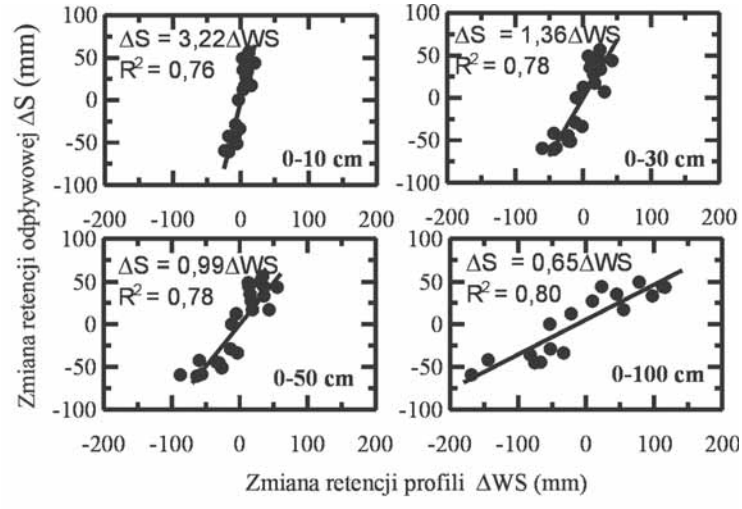
Ryc. 2. Wybrane profile wilgotności gleb, na podstawie pomiarów w latach 1995–2004



Ryc. 3. Zmiany zapasów wody w powierzchniowych warstwach profili o miąższości 10, 50 i 100 cm

Dynamika uwilgotnienia gleb

Największą retencyjnością charakteryzują się profile typu I, z bardzo płytko występującą wodą podziemną. W górnych warstwach profili występują utwory murszowate odznaczające się znaczną porowatością. Retencyjność profili typu II jest nieco mniejsza; wody podziemne występują tu stosunkowo płytko, lecz głębiej niż w profilach typu I. W profilach typu III występują wyłącznie utwory mineralne, a wody podziemne występują głębiej niż w profilach typu I i II. Obserwowana jest znaczna zmienność zapasów wody we

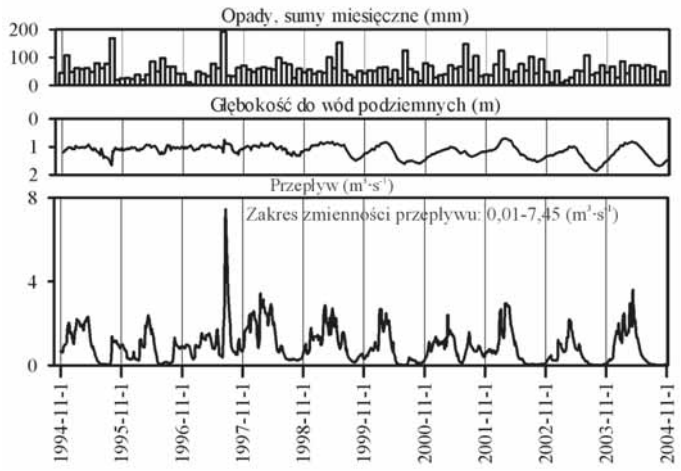


Ryc. 4. Zmiana retencji odpływowej zlewni ΔS w zależności od zmian zapasów wody ΔWS w powierzchniowych warstwach profili 0–10 cm, 0–30 cm, 0–50 cm i 0–100 cm

wszystkich typach analizowanych profili, zarówno w poszczególnych latach, jak i w wieloleciu. Najwyższe wartości zapasów wody występują wiosną; te stany uwilgotnienia odpowiadają stanowi polowej pojemności wodnej. Po tym okresie następuje znaczny spadek zapasów wody. Najniższe wartości występują w miesiącach letnich, lecz czasami również wczesną jesienią, o ile występuje dłuższy okres bez opadów. W miesiącach jesiennych zaznacza się na ogół powolny wzrost uwilgotnienia, który trwa do początku wiosny. Wówczas wilgotność gleb osiąga ponownie maksymalne wartości. Wyjątkiem był rok 1997, kiedy w okresie letnim obserwowano wysokie stany uwilgotnienia, które wystąpiły na skutek szczególnie intensywnych i wysokich opadów.

Zakładając, że strefa aeracji stanowi strefę tranzytu wód infiltracyjnych, natomiast strefa saturacji w konsekwencji kształtuje retencję odpływową zlewni, analizie poddano zależność między zmiennymi stanami retencji profili a stanem retencji odpływowej. Badano, czy istnieje związek między zmianami zapasów wody w profilach a zmianami retencji odpływowej zlewni. Analiza wykazała, że ubytki i przyrosty retencji odpływowej są proporcjonalne do zmian retencji profili. Tym samym zmianom retencji odpływowej odpowiadają stosunkowo niewielkie zmiany zapasów wody w warstwie 0–10 cm, nieco większe – w warstwach 0–30 cm i 0–50 cm, a największe – w warstwie 0–100 cm.

Ze względu na stosunkowo wysokie współczynniki determinacji (0,76–0,80) można przyjąć, że większość wariancji między analizowanymi zmiennymi wyjaśniona jest przez regresję. Zatem można wnioskować, że zmiany retencji odpływowej zlewni są na ogół synchroniczne ze zmianami retencji profili.



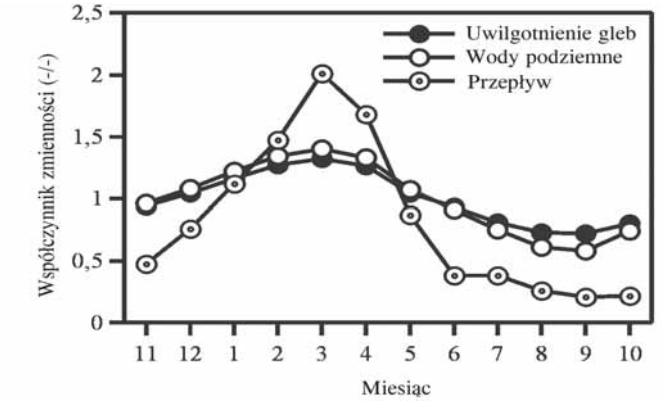
Ryc. 5. Rytm zmian opadów, stanów wód podziemnych i przepływów w zlewni Łasicy w latach 1995–2004

Obserwuje się pewien rozrzut punktów wokół krzywej regresji, stąd jednoznaczność tej zależności nie jest zupełna. Przyczyną może być histereza wodna gleb, występująca w procesach wysychania i nawilżania gleb.

Przedstawione zależności prezentują wpływ stanu retencji profili na wielkość odpływowej retencji zlewni. Stan retencji profili można uznać za wskaźnik aktualnego stanu retencji odpływowej zlewni.

Dynamika wód podziemnych i odpływu podziemnego

Na ryc. 5 przedstawiono rytm zmian opadów, stanów wód podziemnych i przepływu w analizowanej zlewni w dziesięcioleciu 1995–2004. Rytm zasilania zlewni opadem reprezentują miesięczne sumy opadów. Najwyższe miesięczne sumy opadów wystąpiły w lipcu 1997 r. W pozostałych latach – w miesiącach letnich – sumy opadów są również stosunkowo wysokie. Najniższe miesięczne sumy opadów występują jesienią – od września do listopada, ale również zdarzają się w innych miesiącach. Okresy opadowe i bezopadowe kształtują zmienne w czasie stany retencji podziemnej. Do rytmu zmian retencji glebowej, przedstawionego wcześniej, nawiązuje rytm zmian poziomu wód podziemnych. Płytkie wody podziemne reagują szybko na intensywne zasilanie bądź jego brak, czego skutkiem jest zmienny w czasie stan wód podziemnych. Cechą charakterystyczną jest występowanie wysokich stanów wód podziemnych w okresie miesięcy wiosennych oraz najniższych stanów – niżó-



Ryc. 6. Miesięczne współczynniki uwilgotnienia, stanów wód podziemnych i przepływu w zlewni Łasicy, jako stosunek wartości średniej miesięcznej z wielolecia do wartości średniej rocznej

wek wód podziemnych – zaznaczających się w okresie miesięcy letnich i niekiedy trwających aż do jesieni. Wyjątkiem jest rok 1997, kiedy intensywne opady letnie spowodowały wysoki stan wód podziemnych i ekstremalnie wysokie przepływy. Składowa podziemna odpływu rzecznego wynosi w poszczególnych latach 95–98% (Somorowska 2006a), zatem można w przybliżeniu przyjąć, że przepływ całkowity reprezentuje odpływ podziemny. W pozostałych latach rytm przepływów powtarza się; po wysokich przepływach w miesiącach wiosennych następuje stopniowy ich spadek, który zaznacza się wyraźną niżówką w okresie lata i czasami wczesnej jesieni. Ustrój hydrologiczny Łasicy można uznać jako ustrój śnieżny silnie wykształcony, bowiem średni przepływ miesiąca wiosennego (marca) wynosi około 200 % średniego przepływu rocznego (ryc. 6). Przepływy dobowe Łasicy w wieloleciu 1995-2004 wahały się w zakresie od 0,01 $m^3 \cdot s^{-1}$ do 7,45 $m^3 \cdot s^{-1}$.

Przebieg miesięcznych współczynników stanów wód podziemnych i przepływu, przedstawiony na ryc. 6, nawiązuje bezpośrednio do rytmu uwilgotnienia. Maksimum miesięcznych współczynników uwilgotnienia, stanów wód podziemnych i przepływu występuje w marcu, natomiast minimum – we wrześniu.

Podsumowanie i wnioski

Stan uwilgotnienia gleb w nizinnej zlewni Łasicy, rozpoznany na podstawie pomiarów wilgotności *in-situ* metodą reflektometryczną, charakteryzuje się znaczną zmiennością czasową. Różnice w retencji profili glebowych (ubytki i przyrosty zapasów wody) skorelowano z dynamiczną odpływową retencją

zlewni. Uzyskane wyniki świadczą o tym, że reakcja wód podziemnych, tworzących dynamiczną odpływową retencję zlewni, jest względnie synchroniczna ze zmianami uwilgotnienia strefy aeracji. Wykazano, że w normalnym roku hydrologicznym występuje wyraźne następstwo wysokich i niskich stanów uwilgotnienia strefy aeracji, względnie synchronicznych ze stanami płytkich wód podziemnych i przepływami.

Istotna wydaje się kontynuacja prac nad retencją podziemną zlewni z wykorzystaniem danych z pomiarów *in-situ* oraz danych teledetekcyjnych o mniejszej rozdzielczości przestrzennej, lecz większej częstości czasowej.

Literatura

Dąbrowska-Zielińska K., Gruszczyńska M., Kowalik W., Stankiewicz K. (2002): *Application of Multisensor Data for Evaluation of Soil Moisture*, Advances in Space Research, 29, 1; 45–50.

Kållberg P., Simmons A., Uppala S., Fuentes M. (2004): *The ERA-40 archive,* ERA-40 Project Report Series, 17, England.

Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J., Yang S.-K., Hnilo J. J., Fiorino M., Potter G. L. (2002): *NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2)*, Bul. of the Atmos. Met. Soc.; 1631–1643.

Lin H. (2003): *Hydropedology: Bridging Disciplines, Scales, and Data*, Vadose Zone Journal, 2, 1; 1–11.

Malicki M.A., Skierucha W. (2002): *Elektryczny pomiar wilgotności gleby metodą TDR*, Acta Agrophysica, 72; 89–98.

Somorowska U. (2005): *Temporal patterns of the subsurface water storage inferred from the soil moisture TDR measurements*, [w:] *Progress in surface and subsurface water studies at the plot and small basin scale: Proceedings of the 10th ERB (Euromediterranean Network of Experimental and Representative Basins) Conference*, F. Maraga, M. Arattano (eds.), Turin, Italy, 13–17 October 2004. Technical Documents in Hydrology, No. 77; 27–33. UNESCO, Paris.

Somorowska U. (2006a): *Wpływ stanu retencji podziemnej na proces odpływu w zlewni nizinnej*, Dissertationes, No. 473, s.152. Wyd. UW, Warszawa.

Somorowska U. (2006b): *Physical insights into soil water storage in the soil–plant–atmosphere system*, [w:] *Climate Variability and Change – Hydrological Impacts (Proceedings of the Fifth FRIEND World Conference held at Havana, Cuba, November 2006)*, S. Demuth, A. Gustard, E. Planos, F. Scatena, E. Servat (eds.), IAHS Publ. No. 308; 646–650. IAHS Press, Wallingford, UK.

Tapley B. D., Bettadpur S., Ries J. C., Thompson P. F., Watkins M. (2004): *GRACE Measurements of Mass Variability in the Earth System,* Science, 305(5683); 503–505.

Joanna Sposób
Zakład Hydrografii, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Cykle socjohydrologiczne aglomeracji lubelskiej i ich oddziaływanie na przepływy Bystrzycy

Sociohydrological cycles of the Lublin agglomeration and their influence on the Bystrzyca river discharges

Abstract: Paper presents sociohydrological cycles of the Lublin agglomeration, characterized by changes of the sewages inflow to the sewage treatment plant. Capacity of sewages inflowing to the sewage treatment plant is equal to the amount of water taken for the consumption, economic, and industrial purposes, modified by type of the sewage systems. Amounts of inflowing sewages show changes in the diurnal, weekly, annual and "holiday" cycles. Drop of water from the sewage treatment plant influences the natural regime of river discharges; increasing drop from the treatment plant corresponds to increased Bystrzyca river discharges during the periods without surface runoff.

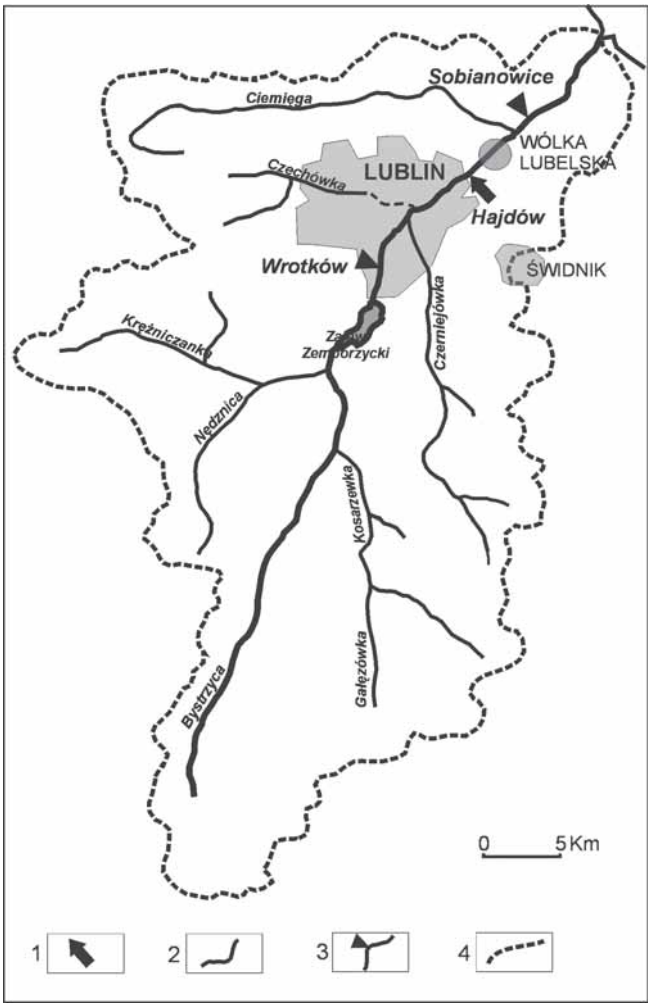
Słowa kluczowe: przepływy rzeki, zrzuty wód pościekowych, cykle socjohydrologiczne.
Key words: discharges of river, sewage drop, sociohydrological cycles.

Wprowadzenie

Urbanizacja jest obok industrializacji głównym czynnikiem warunkującym przekształcenia stosunków wodnych (Hall 1984). Intensyfikacja zabudowy powoduje wzrost natężenia spływu powierzchniowego i w znacznym stopniu zmniejszenie infiltracji wód do zasobów podziemnych. Przekształcenie 20% naturalnych powierzchni zlewni może spowodować podwojenie natężenia odpływu z tego obszaru (*Hydrological*... 1974). Równie ważne jest oddziaływanie na przepływy rzek, które niejednokrotnie są odbiornikami ścieków i wód pościekowych z obszarów miejskich.

W pracy przedstawiono wpływ zrzutu wód z lubelskiej Komunalnej Oczyszczalni Ścieków „Hajdów" na przepływy Bystrzycy. Praca oczyszczalni polega na zasadzie równych ilości ścieków dopływających i wód odpływających, stąd badania oparto na analizie hydrologicznej i statystycznej dostępnych danych

opisujących godzinowe ilości ścieków dopływających do obiektu. Na podstawie stanów wody opracowano godzinowe wielkości przepływów Bystrzycy w profilu Sobianowice, a dodatkowo w celu weryfikacji (wykluczenie zdarzeń z górnej części zlewni) dane dla profilu Lublin Wrotków powyżej zwartego kompleksu miejskiego. Powyższe dane zgromadzono dla wielolecia 1996–2002. Specyfika systemu kanalizacyjnego – odprowadzanie ścieków z Lublina, ale i pobliskich: Świdnika oraz Wólki Lubelskiej do jednej oczyszczalni wymusiło włączenie tych miejscowości do aglomeracji lubelskiej.



Ryc. 1. Dorzecze Bystrzycy; 1. miejsce zrzutu wód pościekowych z oczyszczalni, 2. rzeki, 3. wodowskazy, 4. dział wodny

Gospodarka wodno-ściekowa Lublina

Bystrzyca, nad którą położony jest Lublin, jest lewostronnym dopływem Wieprza, o długości 70,3 km. Średni przepływ rzeki w profilu w zamykającym zlewnię o powierzchni 1265 km^2 wynosi około 5 m$^3 \cdot$s^{-1}. W badanym okresie, charakteryzującym się zwiększonym zasilaniem atmosferycznym, przepływ wynosił 6,13 m$^3 \cdot$s^{-1}. Najwyższe przepływy pojawiają się najczęściej wiosną i w miesiącach letnich. Ta specyfika jest uwarunkowana szybkim topnieniem pokrywy śnieżnej i zasilaniem ze spływu powierzchniowego oraz w przypadku letnich wezbrań – charakterem opadów, najczęściej burzowych o dużym natężeniu i krótkim czasie trwania. Wartości ekstremalne podczas wezbrań są wynikiem przede wszystkim spływu powierzchniowego z obszaru Lublina i krótkiego czasu przemieszczania się wody kolektorami burzowymi oraz systemem kanalizacji sanitarnej miasta. Rzeka zasilana jest przez liczne źródła (ponad 300 wypływów w dorzeczu), z których największe przekraczają 70 dm$^3 \cdot$s^{-1}. Bystrzyca odwadnia tereny zróżnicowane pod względem działalności człowieka. Górna i środkowa część dorzecza to tereny typowo rolnicze, ale największy wpływ na reżim rzeki ma dolna część dorzecza, w której położony jest Lublin (ryc. 1).

Lublin jest największym miastem we wschodniej Polsce i w prawostronnej zlewni Wisły. Wraz z pobliskim Świdnikiem tworzy aglomerację lubelską z liczbą ludności przekraczającą 400 tysięcy. Należy do miast o długiej tradycji (prawa miejskie uzyskane w XIV wieku), także gospodarki wodnej. Położenie miasta jest związane z wodą, a ściślej z rzekami: Bystrzycą, Czechówką i Czerniejówką (ryc. 1), w widłach tych rzek odnajdowane są najstarsze ślady osadnictwa.

Szybki rozwój miasta w drugiej połowie XX wieku spowodował zwiększenie zapotrzebowania na wodę, obserwowane do lat 80. Od lat 90. notowany jest spadek zużycia wody i dopływu ścieków do oczyszczalni. Przyczyną tego zjawiska jest zamykanie kolejnych zakładów przemysłowych, opomiarowanie gospodarstw domowych, mniejsze straty przesyłowe oraz wykorzystanie wodooszczędnych urządzeń. W chwili obecnej zaopatrzenie Lublina w wodę realizuje się przy wykorzystaniu wód podziemnych piętra kredowego, eksploatowanych w 9 ujęciach, z których korzysta 355 tysięcy mieszkańców.

Ścieki odprowadzane są systemem kanalizacji rozdzielczej i mieszanej. Ścieki bytowo-gospodarcze przesyłane są kolektorami do oczyszczalni w Hajdowie, a wody opadowe spływające z obszaru miasta trafiają do kanałów deszczowych i poprzez nie do odbiorników – rzek Bystrzycy, Czechówki i Czerniejówki. Obserwacje ilości ścieków dopływających do Hajdowa podczas opadów wykazały, że wraz ze ściekami dopływają wody opadowe. Przyczyną takiej sytuacji jest nieszczelna kanalizacja burzowa i sanitarna oraz brak kanalizacji burzowej w niektórych dzielnicach miasta.

Cykle socjohydrologiczne aglomeracji lubelskiej

Ilość ścieków dopływających z aglomeracji lubelskiej do oczyszczalni w Hajdowie jest uzależniona od poboru i zużycia wody przez jej mieszkańców i zmienia się w zależności od wieku konsumentów, ich przyzwyczajeń, rodzaju wykonywanej pracy, sposobu spędzania wolnego czasu.

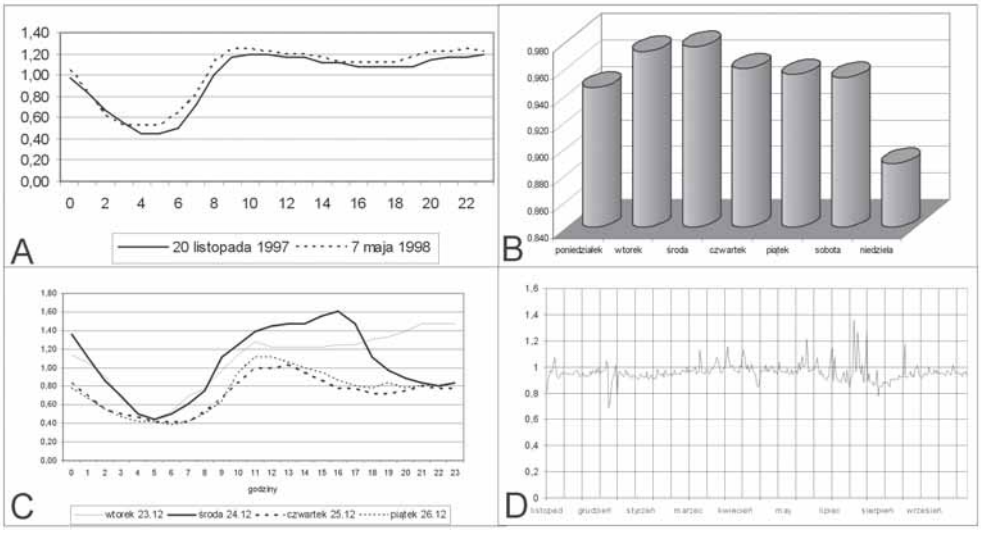
Termin *zagadnienie socjohydrologiczne* wykorzystany jest przy analizie ilości ścieków dopływających do oczyszczalni z kanalizacji rozdzielczej. Określenie to zastosował Thirriot (1993) przy ocenie ilości ścieków dopływających do oczyszczalni w Paryżu i w Tuluzie. Opisywał w ten sposób powtarzające się zmiany dobowe, tygodniowe i roczne w dopływie ścieków do zakładu oczyszczania. Przy analizie dopływu ścieków do oczyszczalni w Hajdowie przyjęto termin *cykl socjohydrologiczny*. Ilości dopływających ścieków wykazują wahania w cyklu dobowym, tygodniowym, rocznym, jak i cyklu „świątecznym", który obejmuje święta oraz dni wolne od pracy, które w warunkach polskich charakteryzują się specyficznymi cechami poboru wody i zrzutu ścieków.

Średnio do oczyszczalni lubelskiej dopływa około 1 $m^3 \cdot s^{-1}$ ścieków bytowo-gospodarczych i częściowo opadowych, co daje w ciągu doby 86 400 m^3. Rytm zmian dopływu ścieków do Hajdowa jest wyznacznikiem rytmu funkcjonowania aglomeracji. Wszystkie czynności bytowe i związany z nimi pobór wody oraz pora wykonywania tych czynności odzwierciedlają ilości dopływających ścieków i ich czas dotarcia do oczyszczalni.

W przypadku cyklu dobowego najniższe spływy wody są w godzinach nocnych, kiedy większość mieszkańców przeznacza te godziny na sen. Aktywność rozpoczyna się w godzinach porannych i związana jest z czynnościami przygotowywania się do wyjścia z domu do pracy, szkoły; drugi termin wyższych poborów wody to godziny późnopopołudniowe i wieczorne, którym to porom towarzyszą czynności przygotowywania posiłków, kąpieli, prania, co jest czytelne w ilości przepływających ścieków. Od północy rejestrowany jest stopniowy spadek ilości ścieków dopływających do oczyszczalni, co jest konsekwencją coraz niższych poborów wody w godzinach późnowieczornych i nocnych. Około godziny 5 notowane jest minimum przepływu ścieków, średnio około 0,5 $m^3 \cdot s^{-1}$, przy czym niskie wartości występują w godzinach 3–6. Od godziny 7 notowany jest wzrost dopływu ścieków i w godzinach 10–12, rzadziej do 14 notowane jest maksimum – około 1,2 $m^3 \cdot s^{-1}$. Wczesnym popołudniem ilości dopływających ścieków stopniowo i nieznacznie maleją, aby w godzinach popołudniowych ponownie wzrosnąć, a około godziny 20–23 osiągnąć drugie maksimum. Taki cykl widoczny jest we wszystkich dniach roku, kiedy dopływ ścieków do oczyszczalni nie jest zaburzony wystąpieniem opadów. W specyficznych przypadkach godziny występowania najniższych i najwyższych przepływów ścieków mogą być przesunięte, jednakże układ: jedno minimum i dwa maksima jest zachowany (ryc. 2A).

Cykl tygodniowy wykazuje większe zróżnicowanie. Wśród dni tygodnia najniższymi dopływami charakteryzują się niedziele (ryc. 2B). Analiza dopływu ścieków w latach 1996–2002 wykazała, że w niedziele średnie przepływy ścieków są o około 7,5% niższe w porównaniu do pozostałych dni tygodnia, o 9% mniejsze niż we środy i o 6,8% niż w soboty. Sytuacja ta jest wynikiem polskiej tradycji i przekonań religijnych, ponieważ niedziela jest dniem wolnym od pracy, również w większości gospodarstw domowych. Jednocześnie widoczne jest przesunięcie porannych maksimów o około 2 godziny ku godzinom południowym, a maksimum popołudniowe bardzo często nie jest tak wyraźne, jednak zaznacza się w cyklu doby.

We Francji niedziele charakteryzują się podwyższonymi ilościami odprowadzanych ścieków, np. Rambaud (Thirriot 1993) podaje, iż w niedziele dopływ ścieków był prawie dwukrotnie wyższy niż w soboty. Ciekawy jest fakt, iż notowano wysokie wartości produkowanych ścieków również we środy – podobnie jak w Polsce. Wysokie wartości dopływu ścieków do oczyszczalni charakteryzują również wtorki. W latach 1996–2002 średnie przepływy dobowe w tych dniach wynosiły odpowiednio 0,972 i 0,976 $m^3 \cdot s^{-1}$, podczas gdy w niedziele 0,888 $m^3 \cdot s^{-1}$. Pomimo iż sobotom nie odpowiada wysoki średni dopływ ścieków do Hajdowa, dzień ten jest specyficzny ze względu na przesunięcie drugiego maksimum ku późniejszym godzinom. Dość niskie wartości dopływu ścieków notowane są w poniedziałki.



Ryc. 2. Dopływy ścieków [$m^3 \cdot s^{-1}$] do oczyszczalni w Hajdowie w cyklach: A. dobowym (wartości godzinowe w wybranych terminach), B. tygodniowym (średni dopływ ścieków w poszczególnych dniach tygodnia w latach 1996– 2002), C. świątecznym (wartości godzinowe w wybranych terminach), D. rocznym (średnie dobowe w latach 1996–2002)

W rytmie odprowadzania ścieków wyraźnie zaznaczają się święta, zwłaszcza Wigilia, kiedy to do późna rejestrowany jest dość wysoki dopływ ścieków, co wiąże się z przygotowaniami do świąt oraz niski pobór wody i produkcja ścieków w dniach następnych (ryc. 2C). Cykl „świąteczny" zauważalny jest również 31 grudnia i w święta Wielkiej Nocy. Niższe wartości dopływu ścieków są widoczne zarówno w wartościach godzinowych (ryc. 2C), jak i średnich dobowych (ryc. 2D).

Uśrednione ilości dopływających ścieków do oczyszczalni w Hajdowie w latach 1996–2002 wskazują na pewne prawidłowości wynikające z omówionych wcześniej cykli socjohydrologicznych (ryc. 2D). Wyraźnie widoczne są fluktuacje dopływu ścieków w cyklach tygodniowych, jakkolwiek są one zaburzone w miesiącach wiosennych – marcu i kwietniu, jak również letnich – czerwcu, lipcu oraz sierpniu, kiedy notowane są dni z większymi dopływami ścieków. Stan ten nie jest spowodowany większym zużyciem wody, ale specyfiką rozdzielczej i mieszanej sieci kanalizacyjnej aglomeracji lubelskiej oraz dopływem do oczyszczalni wód roztopowych i opadowych. Pomimo zwiększonych dobowych ilości ścieków dopływających do Hajdowa, latem zauważalna jest ogólnie tendencja malejąca, co jest wynikiem mniejszej liczby ludności w Lublinie w czasie wakacji. Nie tylko stali mieszkańcy wyjeżdżają poza miasto, ale przede wszystkim studenci, którzy w Lublinie stanowią znaczącą część ludności.

Zmiany przepływów Bystrzycy spowodowane zrzutami wód z oczyszczalni

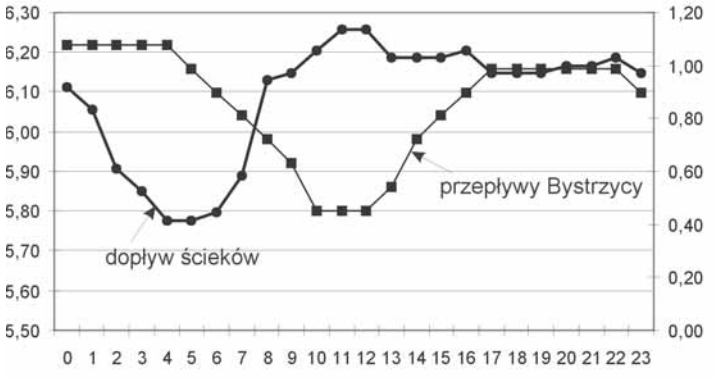
O ilości niesionej wody decydują warunki w górnej części zlewni, ale największy wpływ ma zlewnia miejska oraz zrzuty wód pościekowych. Analiza godzinowych przepływów Bystrzycy poniżej miasta wykazała ścisły związek zmian przepływów rzeki z wahaniami zrzucanych wód z Hajdowa.

W ciągu doby ilość wody przepływającej w dolnej Bystrzycy znacznie się zmienia. Rozkład przepływów godzinowych rzeki w Sobianowicach charakteryzuje się rytmem dobowym, powtarzającym się niemal każdego dnia (ryc.3). Najniższe przepływy rejestrowane są w godzinach okołopołudniowych, najczęściej z minimum o godzinie 12. Od godziny 14 przepływy zwiększają się i około 21–22 osiągają najwyższe wartości. Bardzo często zdarza się, że najwyższy przepływ rejestrowany jest w godzinach nocnych (około północy) lub wczesnoporannych (godzina 2–3 rano). Charakterystyczne również jest to, iż najwyższe przepływy godzinowe w ciągu doby mogą trwać przez wiele godzin, np. od północy do godziny 4–5, np. 1 grudnia 2000 roku (ryc. 3).

Opisany powyżej rytm przepływów Bystrzycy charakterystyczny jest dla okresów bezdeszczowych i bez spływu powierzchniowego (np. podczas rozto-

pów). Zmiany przepływów w ciągu doby wynikają przede wszystkim ze zrzutu wód pościekowych z oczyszczalni ścieków w Hajdowie, położonej 11,4 km powyżej profilu wodowskazowego w Sobianowicach. Rytm funkcjonowania mieszkańców Lublina w ciągu doby oraz sposób działania samej oczyszczalni wpływają znacząco na przepływy Bystrzycy.

Porównując przebieg wykresów opisujących godzinowe przepływy Bystrzycy oraz godzinowe wartości dopływu ścieków do oczyszczalni, zauważa się wyraźne przesunięcie skrajnych wartości. Odległość czasowa wynosi około 6–8 godzin w warunkach niezakłóconych występowaniem opadów czy roztopów. Jest to czas potrzebny do przemieszczenia się zwiększających się lub malejących ilości wód pościekowych od punktu zrzutu w Hajdowie do profilu wodowskazowego. Na rycinie 3 przedstawiono zmiany przepływów Bystrzycy oraz ścieków w ciągu doby w wybranym terminie (1 grudnia 2000), maksymalne przepływy pojawiają się w Sobianowicach po około 6 godzinach od chwili zrzutu wód pościekowych w Hajdowie (ryc. 3).



Ryc. 3. Godzinowe dopływy ścieków do oczyszczalni oraz przepływy Bystrzycy w Sobianowicach [$m^3 \cdot s^{-1}$] w ciągu doby (1 grudnia 2000)

Dla życia biologicznego rzeki będącej odbiornikiem wód pościekowych lub ścieków ważny jest udział tych wód w przepływach. W przypadku Bystrzycy jest to uzależnione przede wszystkim od przepływów samej rzeki. Udział wód pościekowych w średnich przepływach Bystrzycy wynosi około 20% (Michalczyk i in. 1983), w przypadku najniższych przepływów sięga 38% (1991–1995), a nawet 40% (Michalczyk 1997; Piszcz 2004), co nie jest bez znaczenia dla ekosystemu rzeki.

Podsumowanie

Podczas okresów bez spływu powierzchniowego przepływy Bystrzycy poniżej Lublina kształtowane są przede wszystkim przez zrzuty wód pościekowych z oczyszczalni w Hajdowie, które zaburzają jej naturalny reżim. Określone na podstawie ilości dopływających ścieków do oczyszczalni cykle socjohydrologiczne: dobowy, tygodniowy, świąteczny oraz roczny odzwierciedlają zmiany przepływów rzeki. Zwłaszcza cykl socjohydrologiczny dobowy jest czytelny w zmianach przepływów Bystrzycy: wzrostowi ilości zrzucanych ścieków towarzyszą zwiększone przepływy rzeki.

Rytm dopływu ścieków w cyklu dobowym do Hajdowa zostaje zaburzony podczas okresów ze spływem powierzchniowym: podczas roztopów oraz opadów. Udział wód pościekowych w średnich przepływach Bystrzycy wynosi około 20%, w przypadku najniższych przepływów udział ten może sięgać nawet 40%.

Literatura

Hall M. J. (1984): *Urban Hydrology,* Elsevier Applied Science Publishers, London and New York; 1–299.

Hydrological effects of urbanization (1974): Studies and reports in hydrology, No 18 ed. M. B. McPherson. UNESCO. Paris; 1–280.

Michalczyk Z. (red.) (1997): *Strategia wykorzystania i ochrony wód w dorzeczu Bystrzycy*, Wyd. UMCS, Lublin; 1–192.

Michalczyk Z., Łoś M. J. (1997): *Anthropogenic changes in water conditions in the Lublin area*, Geographia Polonica, 68. Warszawa; 82–97.

Piszcz J. (2004): *Ocena wpływu aglomeracji lubelskiej na przepływy Bystrzycy*, maszynopis pracy doktorskiej, Zakład Hydrografii. Lublin; 1–144.

Thirriot C. (1993): *L'égoutier et le savant. Conte moral pour universitaire en cure d'assainissement*, Institut National Polytechnique de Toulouse. Toulouse; 1–88.

Wojciech Staszek
Katedra Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska, Uniwersytet Gdański, Gdańsk

Melioracje torfowisk wysokich i przejściowych jako czynnik zmian obiegu wody na Pojezierzu Kaszubskim

Melioration of high and transitional moors as the factor of water discharge changes in the Kashubian Lakeland

Abstract: The article presents influence on catchment functioning caused by melioration of highmoors and transitional moors located on morainic plateau. The research shows significant changes in the structure of hydrological elementary drainage basins. It can be assessed that areas with periodical outflow increased due to the artificial dewatering about 30% (in the whole drainage basin). These great changes caused increase of surface outflow and its irregularity as well as decrease of retention in the morainic plateau.

Those transformations caused significant changes in functioning of hydro-chemical matter circulation. Surface waters form morainic plateau running from numerous highmoors and transitional moors, in relation to the waters from valley bottom, characterise in lower mineralization and concentration of main ions as well as low pH and high content of humic acids. Artificial connection of runoff from two different hydro-chemical areas enable periodical inflow of acid waters from morainic plateau with low mineralization to the valley of main stream.

Słowa kluczowe: melioracje, torfowiska, chemizm wód.
Key words: melioration, moor wetlands, water chemistry.

Wprowadzenie

Zmiany środowiska przyrodniczego spowodowane melioracją obszarów torfowiskowych są obecnie dość dobrze poznane. Przekształcenia tego rodzaju są bardzo powszechne w strefie młodoglacjalnej, na obszarze Pojezierza Kaszubskiego. Jednak nieliczne jak dotąd prace zwracają uwagę na spowodowane tym zmiany ilości i jakości materii przenoszonej wodą. Przekształcenia tego rodzaju zostały zarejestrowane na obszarze badanej przez autora, repre-

zentatywnej dla centralnej części Pojezierza Kaszubskiego, zlewni rzeki Borucinki.

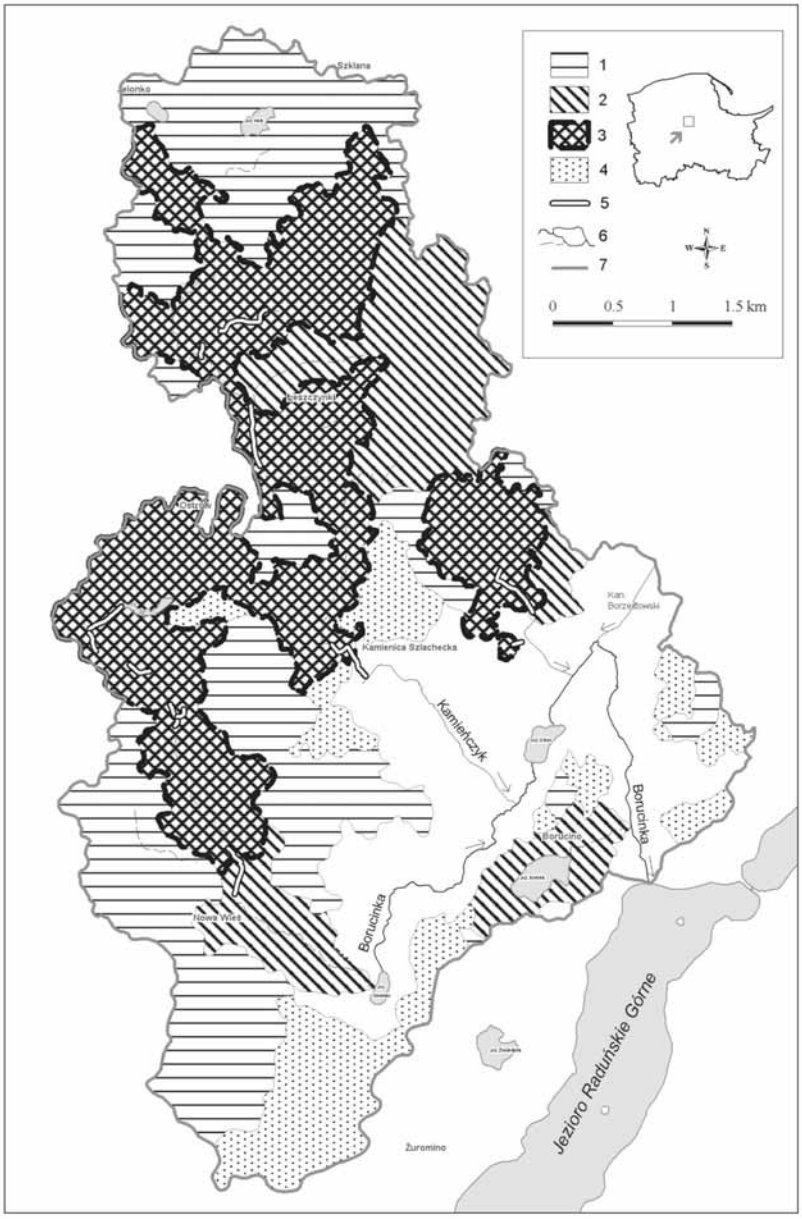
Określenie charakteru wodnego obiegu materii było możliwe dzięki prowadzonym w latach 1999–2000 terenowym badaniom hydrograficznym i hydrochemicznym (Staszek 1999, 2005). W opracowaniu wykorzystano wyniki 76 analiz laboratoryjnych wód z obszaru badań, pobieranych w nawiązaniu do zmienności sezonowej cyklu hydrologicznego.

Sieć hydrograficzna na obszarze badań wykazuje szereg cech typowych dla młodoglacjalnych obszarów pojeziernych (Drwal i in. 1975). Sieć stałego odpływu obejmuje rzekę Borucinkę wraz z trzema niewielkimi dopływami. Jej występowanie ogranicza się przestrzennie jedynie do wykorzystywanej przez rzekę rynny glacjalnej oraz związanych z nią bocznych dolin erozyjnych. Na powierzchniach wysoczyznowych dominują zdecydowanie okresowe formy odpływu. Są one zasilane z licznych bagien związanych z lokalnymi, przypowierzchniowymi wodami podziemnymi. Część bagien stanowią torfowiska wysokie i przejściowe, zasilane opadami atmosferycznymi i wodami płytkiego krążenia, część zaś to torfowiska niskie, położone w dnie rynny i dolin erozyjnych – związane z drenażem głębszych poziomów wodonośnych. Licznie występują także obszary endoreiczne. Są to głównie obszary bezodpływowe typu ewapotranspiracyjnego (ryc. 1).

Przekształcenia funkcjonowania odpływu powierzchniowego

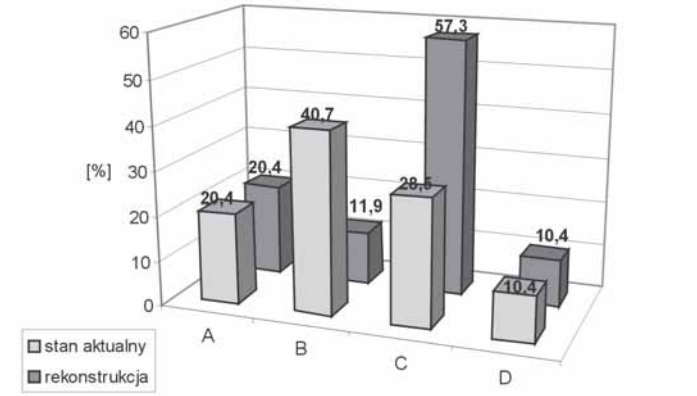
Początek melioracji torfowisk w rejonie prowadzonych badań datować można na pierwszą połowę XIX w. (Herbich 1982). Ostatnie intensywne prace melioracyjne miały miejsce na przełomie lat 60. i 70. (Lange i in. 1996). W latach 2000–2001 obserwowano jedynie, prowadzone na niewielką skalę, prace konserwacyjne i udrażniające istniejącą sieć rowów melioracyjnych. Gęstą siecią melioracyjną zdrenowane zostały zwłaszcza obszary torfowisk niskich w dnie doliny rynnowej. Przeprowadzone badania wskazują jednak na to, że bardziej wyrazisty wpływ na zmiany funkcjonowania wodnego obiegu materii miały zabiegi melioracyjne przeprowadzone na obszarach przyległych wysoczyzn, przeprowadzone głównie na obszarach występowania torfowisk wysokich i przejściowych. Bezpośrednim efektem odwodnień tych torfowisk były przekształcenia istniejącej sieci hydrograficznej. Powstanie sztucznych rowów umożliwiających odwodnienie zamkniętych dotąd, endoreicznych niecek wysoczyznowych, spowodowało zmianę obszarów pierwotnie bezodpływowych w obszary egzoreiczne.

Skutkiem tego był bardzo znaczący przyrost powierzchni zlewni elementarnych o zorganizowanym odpływie powierzchniowym. Charakterystyczną cechą przekształconych w ten sposób, pierwotnie bezodpływowych zlewni jest



Ryc. 1. Zmiany struktury hydrograficznej w zlewni Borucinki spowodowane odwodnieniem torfowisk wysoczyznowych; Typy zlewni elementarnych: 1 – bezodpływowe ewapotranspiracyjne, 2 – okresowo odpływowe, 3 – okresowo odpływowe, włączone do odpływu przez zabiegi melioracyjne, 4 – zlewnie bezodpływowe chłonne; 5 – główne odcinki sztucznych kanałów odwadniających, 6 – jeziora, cieki stałe i okresowe, 7 – dział wodny zlewni Borucinki

okresowość zjawiska odwodnienia powierzchniowego. Zachodzi ono podczas wysokich stanów wód w miesiącach zimowo-wiosennych, w pozostałym okresie obszary te pozostają bez powierzchniowego odpływu. Okres występowania i czas trwania odpływu jest uzależniony od przebiegu zjawisk hydrometeorologicznych i występuje najczęściej w miesiącach od lutego do maja, aczkolwiek obserwowany był również w miesiącach od grudnia do stycznia. Należy szacować, że udział zlewni tego typu na obszarze badań zwiększył się aż o 9,09 km^2, co stanowi blisko 29% całkowitej powierzchni badanej zlewni. Aktualnie ten typ zlewni (okresowo odpływowe) zdecydowanie dominuje na rozpatrywanym obszarze (ryc. 2).



Ryc. 2. Zmiany powierzchni typów hydrologicznych zlewni elementarnych; Typy zlewni elementarnych: A – z odpływem stałym, B – bezodpływowe ewapotranspiracyjne, C – okresowo odpływowe, D – bezodpływowe chłonne

Prace melioracyjne spowodowały również ogólne zwiększenie drożności sieci hydrograficznej i zdolności drenującej całego systemu (Lange i in. 1996). Przekształcenia te mają oczywisty wpływ na funkcjonowanie odpływu powierzchniowego. Włączenie tak dużych, w skali badanej zlewni, powierzchni bezodpływowych do odwodnienia powierzchniowego spowodowało:

– zwiększenie odpływu powierzchniowego;

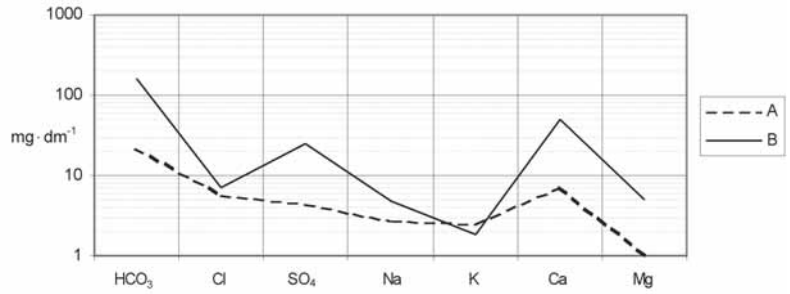
– wzrost nierównomierności odpływu wywołany okresowym funkcjonowaniem tych zlewni;

– znaczne zmniejszenie retencyjności obszarów wysoczyznowych.

Zmiany obiegu hydrochemicznego

Nie mniej istotny jest wpływ omawianych przekształceń na zmiany jakościowe wód powierzchniowych występujących w zlewni. Przeprowadzone analizy wykazały bardzo wyraźne zróżnicowanie właściwości wód powierzchnio-

wych pomiędzy obszarami zlewni bezodpływowych i okresowo odpływowych na wysoczyźnie a zlewniami stale odwadnianymi związanymi z doliną rynnową (ryc. 3, tab. 1).



Ryc. 3. Porównanie średnich stężeń głównych jonów w wodach powierzchniowych obszarów wysoczyznowych (A) i doliny rynnowej (B)

Wody powierzchniowe w dnie doliny Borucinki, niezależnie od sezonowych zmian koncentracji poszczególnych składników wywołanych naturalnym cyklem hydrologicznym zlewni i warunkami hydrometeorologicznymi, wykazują znacznie wyższą mineralizację (przewodność elektrolityczna – średnio 286,7 $\mu S \cdot cm^{-1}$). Zwracają uwagę także wysokie zawartości jonów wodorowęglanowych, siarczanowych, wapniowych i magnezowych, których koncentracja jest związana z dłuższym cyklem krążenia wody w zlewni. Pod względem składu jonowego wszystkie próby wody z tego obszaru zaliczają się do klasy wodorowęglanowo-wapniowej (tab. 1).

Wody pochodzące z obszarów wysoczyznowych cechują się znacznie niższą mineralizacją; jej wartości średnie są niższe blisko 6-krotnie od średniej mineralizacji wód na obszarze doliny (tab. 1).

Wody występujące na wysoczyźnie odznaczają się względnie wysoką zawartością chlorków, sodu i potasu (ryc. 3). Są to substancje łatwo ługowane ze zlewni już w początkowej fazie obiegu wody. Dlatego też duża część przebadanych prób zaliczała się do hydrochemicznej klasy wodorowęglanowo-chlorkowo-wapniowej. Charakterystyczną cechą wód wysoczyznowych, związaną z pochodzeniem ze zmeliorowanych obszarów torfowisk wysokich i przejściowych, jest duża zawartość kwasów humusowych nadających im wyraźne brunatne lub żółtobrunatne zabarwienie.

W wyniku melioracji torfowisk wysoczyznowych i opisanych już uprzednio zmian sieci zorganizowanego odwodnienia powierzchniowego doszło zatem do sztucznego powiązania obszarów o zupełnie odmiennym charakterze hydrochemicznym. Konsekwencjami tych zmian są:

– wyraźne obniżenie mineralizacji i zawartości większości mineralnych substancji rozpuszczonych w ciekach stałych w okresie funkcjonowania okresowej sieci dopływów z wysoczyzny;

Tab. 1. Podstawowe statystyki hydrochemiczne wyróżnionych typów wód powierzchniowych

Typ hydrochemiczny		pH	SEC [µS·cm^{-1}]	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}
				[mg ·dm $^{-3}$]						
Wysoczyznowy	Średnia	5,6	55,4	18,9	5,7	4,3	2,6	2,3	6,2	1,0
	Odchyl. standard.	0,6	18,8	7,3	1,9	3,6	0,9	1,1	2,9	0,4
	Przedział ufności	5,3÷5,8	48,3÷62,4	16,2÷21,7	5,0÷6,4	3,0÷5,7	2,3÷2,9	1,9÷2,7	5,1÷7,3	0,9÷1,2
	Zakres tła	4,3÷6,7	24,0÷87,0	9,2÷30,5	2,5÷8,0	1,0÷12,0	1,4÷4,6	0,7÷4,0	1,6÷11,7	0,5÷1,7
	Minimum	4,0	15,0	3,1	1,2	1,0	0,9	0,4	0,9	0,2
	Maksimum	6,7	89,0	39,7	10,0	13,0	5,0	4,8	12,1	2,0
Dolinny	Średnia	7,2	286,7	150,0	7,5	20,9	4,6	2,0	45,3	4,1
	Odchyl. standard.	0,5	77,0	48,7	2,1	8,2	1,1	1,3	16,3	1,8
	Przedział ufności	7,1÷7,4	261,3÷312,02,4	134,0÷166,08	6,8÷8,2	18,2÷23,6	4,3÷5,0	1,6÷2,4	39,9÷50,6	3,5÷4,7
	Zakres tła	6,3÷8,1	158,0÷407,0	67,1÷244,1	4,0÷11,5	6,0÷35,0	2,5÷7,16	0,5÷4,9	19,7÷76,8	1,0÷7,0
	Minimum	6,3	117,0	67,1	4,0	5,0	2,5	0,3	19,7	0,9
	Maksimum	8,1	419,0	250,2	11,5	43,0	7,6	6,5	76,9	7,6

– zaburzenie równowagi w składzie mineralnym wód;

– wyraźny wzrost amplitudy wahań sezonowych i rocznych zawartości substancji rozpuszczonych w ciekach głównych;

– wprowadzenie do obiegu hydrologicznego niższych partii zlewni znacznych ilości organicznych substancji humusowych.

Przemiany te są najwyraźniej widoczne w dolinach dopływów Borucinki, rozcinających powierzchnię wysoczyznową i wprowadzających wody z tych terenów na obszar doliny rynnowej. Stanowią one swoisty „łącznik" umożliwiający mieszanie się dwóch różnych typów wód. Z uwagi na niewielki zasób autochtonicznych wód powierzchniowych, dopływ niskozmineralizowanych wód z wysoczyzn właśnie z tych zlewni elementarnych powoduje najistotniejsze zmiany jakościowe. Na obszarze doliny cieku głównego są one już niwelowane przez intensywniejszy dopływ wysokozmineralizowanych wód pochodzących z zasilania podziemnego.

Negatywnym efektem tego stanu rzeczy jest wyprowadzanie materii organicznej – substancji humusowych zawartych w dystroficznych wodach torfowisk wysokich poza ich pierwotnie bezodpływowe zlewnie elementarne. Substancje humusowe mają zdolność wytrącania z $CaCO_3$ i tworzenia odpornych na biodegradację kompleksów z metalami dwu- i trójwartościowymi (Harvey i in. 1983). Przenoszone do wód o odmiennym reżimie hydrochemicznym powodują zmiany własności fizykochemicznych wód powierzchniowych i przyczyniają się do wytrącania koagulatów mineralno-humusowych w jeziorach. Proces ten prowadzi do eutrofizacji, szybkiego przyrostu osadów dennych silnie chłonących tlen i w efekcie – przyspieszonego zaniku zbiorników wodnych (Lampert, Sommer 1996; Wojciechowski 1997; Anderson 1985). Procesy te mają znaczenie szczególnie na kontakcie wód kwaśnych, zasobnych w kwasy humusowe z wodami zbiorników o wysokiej mineralizacji (Wojciechowski 1997). Sytuacja taka ma miejsce na badanym obszarze w przypadku jeziora Glinno. Jezioro to charakteryzuje się szybkim zanikiem, a w jego rejonie i wzdłuż dolinny rynnowej stwierdzono występowanie osadów jeziornych typu gytii o dużej miąższości, przekraczającej miejscami 10 m. Jedną z przyczyn intensywnej sedymentacji tych osadów mogą być opisywane powyżej procesy.

Wnioski

Sztuczna sieć odwadniająca torfowiska wysokie i przejściowe na wysoczyźnie zmieniła naturalny przebieg odwodnienia powierzchniowego w badanej zlewni. Znaczącemu powiększeniu – o ok. 9 km^2 (blisko 29% badanej powierzchni) uległ obszar zlewni objętych okresowym odpływem powierzchniowym, powstały z odwodnienia zlewni pierwotnie całkowicie bezodpływowych.

Na skutek tych przekształceń cechą charakterystyczną badanego dorzecza stał się okresowy charakter funkcjonowania odwodnienia zlewni wyso-

czynowych. Przyczyniło się to do zmiany pierwotnej struktury odpływu i zwiększenia udziału kwaśnych, niskozmineralizowanych wód wysoczyznowych w kształtowaniu własności hydrochemicznych wód powierzchniowych w niżej położonych zlewniach elementarnych systemu. Przy wyraźnym zróżnicowaniu własności hydrochemicznych wód powierzchniowych efektem tego jest nie tylko sezonowa zmienność przepływu w ciekach, ale także zmiany własności fizykochemicznych wód powierzchniowych stałej sieci odpływu. Polegają one głównie na obniżeniu odczynu, mineralizacji ogólnej oraz zawartości jonów Ca^{2+}, Mg^{2+}, HCO^{3-}. Konsekwencjami tego są:

– okresowe zmiany hydrochemiczne wód prowadzące często do obniżenia ich jakości;

– przyspieszenie eutrofizacji i zaniku jezior wskutek wypełnienia mis jeziornych osadami dennymi – głównie koloidalnymi związkami kwasów humusowych;

– zwiększona możliwości migracji zanieczyszczeń powierzchniowych do stałej sieci odpływu i do zlewni jeziornych.

Literatura

Anderson B. I. (1985): *Properties and chemical composition of sufficial sediment in the acidified Lake Gardsjon, SW Sweden*, Ecol. Bull., 37.

Drwal J., Gołębiewski R., Lange W. (1975): *Dorzecze Borucinki jako przykład zlewni reprezentatywnej Pojezierza Kaszubskiego*, Zesz. Nauk. Wydz. BiNoZ UG, Geografia, nr 3.

Drwal J. (1982): *Wykształcenie i organizacja sieci hydrograficznej jako podstawa oceny struktury odpływu na terenach młodoglacjalnych*, Rozprawy i Monografie UG, nr 33, Wyd. UG, Gdańsk.

Harvey G., Boran I., Chesal L., Tokar I. (1983): *The structure of marine fulvic acid and humic acid*, Marine Chemistry, 12.

Herbich J. (1982): *Zróżnicowanie i antropogeniczne przemiany roślinności Wysoczyzny Staniszewskiej na Pojezierzu Kaszubskim,* Monogr. Botan., nr 63.

Lampert W., Sommer U. (1996): *Ekologia wód śródlądowych*, PWN, Warszawa.

Lange W., Borowiak D., Licbarski P., Maślanka W. (1996): *Operat hydrologiczny Kaszubskiego Parku Krajobrazowego*, [w:] *Plan ochrony Kaszubskiego Parku Krajobrazowego*, Proeko – Biuro Urbanistyczne PPP, Gdańsk.

Staszek W. (1999): *Wstępne rozpoznanie zróżnicowania hydrochemicznego w geosystemie dolnej części zlewni Borucinki na tle uwarunkowań wodnego obiegu materii*, Rocznik Fizycznogeograficzny, T. IV, Uniwersytet Gdański, Wyd. DJ, Gdańsk.

Staszek W. (2005): *Struktura funkcjonalna geosystemu młodoglacjalnego na przykładzie dorzecza Borucinki*, Prace i Stud. Geograf., t. 36.

Wojciechowski I. (1997): *Funkcjonowanie ekosystemów torfowiskowych*, Wyd. UMCS, Lublin.

Wojciech Staszek, Żaneta Polkowska**, Aleksandra Dubiella-Jackowska***
*Katedra Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska, Uniwersytet Gdański, Gdańsk
**Katedra Chemii Analitycznej, Politechnika Gdańska, Gdańsk

Wpływ obwodnicy Trójmiasta na chemizm wód powierzchniowych niewielkich zagłębień bezodpływowych

The impact of the Gdańsk's ring road on the chemical compositon of the surface waters in small outflowless pools

ABSTRACT: The article presents the results of researches on the influence of the Gdańsk ring road functioning on the water chemistry of small outflowless reservoirs situated within the forested area of the Gdańsk Morainic Plateau. The basic properties of water, such as pH reaction, electrolytic conductivity and major ionic content were analysed.

Very clear and significant differences were observed in the chemical composition of the waters of outflowless reservoirs affected by road runoff. The differences are demonstrated very clearly in the total mineralization of waters, alkalization and considerably higher concentration of the most major ions – Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Cl^-, SO_4^{2-}, NO_3^-. Especially high chloride and sodium content in the waters of these reservoirs confirm their important role in the determination of the chemical composition of waters of the hydrographic objects under study.

SŁOWA KLUCZOWE: spływy z dróg, obszary bezodpływowe, chemizm wód.
KEY WORDS: road runoff, outflowless areas, water chemistry.

Wprowadzenie

W ostatnich latach coraz większą uwagę zwraca się na oddziaływanie powierzchniowych i liniowych źródeł zanieczyszczeń na zmiany chemizmu wód. Do grupy tej należą trasy komunikacyjne, które mogą istotnie wpływać na środowisko wodne. Potwierdziły to badania spływów deszczowych i roztopowych prowadzone w latach 90. ubiegłego stulecia i późniejszych w Polsce (Osmulska-Mróz, Sadkowski 1991; Osmulska-Mróz 1997; Polkowska i in. 2001), a także poza granicami kraju (Marsalek i in. 2003; Thunqvist 2003; Westerlund i in. 2003). Skutki oddziaływań spływów z dróg na środowisko

wodne pozostają w ścisłym związku z charakterem odbiornika do którego zostają odprowadzone. Szczególnie narażone i wrażliwe na kumulację zanieczyszczeń są zbiorniki bezodpływowe, występujące powszechnie w strefie krajobrazu młodoglacjalnego.

Jak dotąd brak jest syntetycznych opracowań dotyczących zmian reżimu hydrologicznego i hydrochemicznego tego rodzaju obiektów hydrograficznych. W kontekście planowanej znaczącej rozbudowy sieci tras komunikacyjnych – w tym autostrad w Polsce, podjęcie badań dotyczących ich wpływu na funkcjonowanie obiegu hydrochemicznego obszarów bezodpływowych wydaje się szczególnie istotne.

Zakres i metody badań

Jako powierzchnię badawczą wybrano zalesiony fragment Wysoczyzny Gdańskiej. Obszar badań położony jest w obrębie falistej powierzchni wysoczyzny morenowej, cechującej się w tym miejscu występowaniem licznych oczek wodnych i mokradeł. Przez obszar ten przebiega fragment drogi szybkiego ruchu (Obwodnica Trójmiasta w ciągu drogi krajowej nr 6), cechującej się dużym natężeniem ruchu– wynoszącym ok. 30 tys. pojazdów na dobę. Jest to jednocześnie obszar położony w granicach Trójmiejskiego Parku Krajobrazowego. Programem badawczym objęto odcinek o długości 2,9 km od węzła Wysoka do węzła Wielki Kack, w rejonie osady Gołębiewo.

Próbki wód do badań własności fizykochemicznych pobierano w punktach stanowiących zorganizowaną sieć pomiarową złożoną z 3 próbników opadu atmosferycznego (w tym opadu podokapowego), 3 punktów kontrolnych spływu z dróg oraz 5 punktów opróbowania wód powierzchniowych. Badania wód powierzchniowych odnosiły się do niewielkich, bezodpływowych zbiorników wodnych i mokradeł, z których dwa znajdują się pod wpływem oddziaływania spływów z powierzchni obwodnicy (punkty Z1 i Z2), natomiast pozostałe 3 zlokalizowane są w oddaleniu od drogi i nie posiadają z nią hydrologicznego kontaktu (Z3, Z4, Z5).

Analizy własności hydrochemicznych przeprowadzono dla prób zebranych w okresie styczeń–grudzień 2006. Próbki z obszarów bezodpływowych pobierane były co miesiąc, z wyłączeniem miesięcy zimowych (I–III) i lipca, z uwagi na głębokie zlodzenie lub zanik zwierciadła wód powierzchniowych podczas suszy (VII 2006).

Łącznie pobrano i poddano analizie 150 próbek. Oznaczenia laboratoryjne, wykonane w laboratorium Katedry Chemii Analitycznej Politechniki Gdańskiej, obejmowały zawartości następujących podstawowych jonów:

– anionów – Cl^-, SO_4^{2-}, NO_3^-,

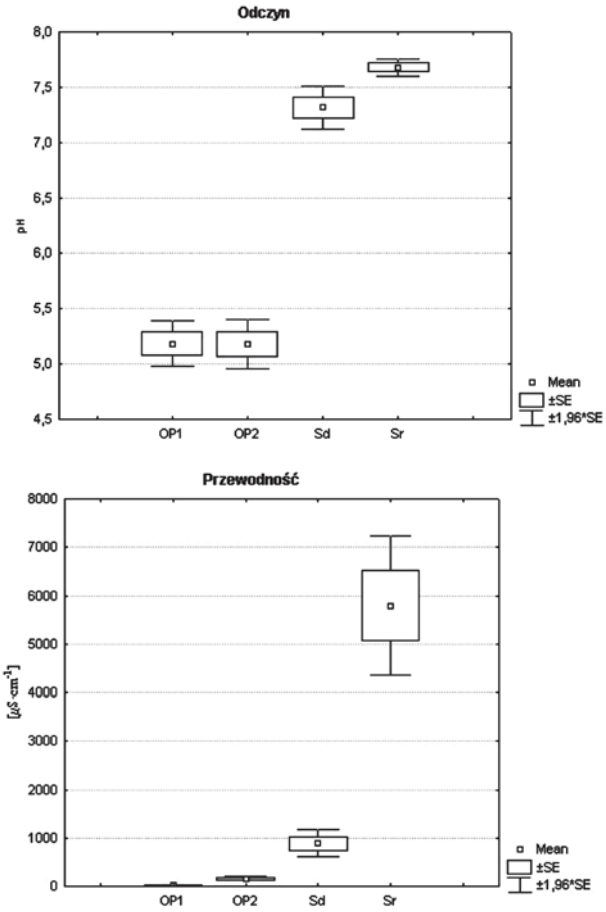
– kationów – Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+.

Bezpośrednio w terenie wykonywano pomiary odczynu i przewodności.

Wyniki badań

Niewielkie zbiorniki wodne występujące na badanym obszarze i związane z nimi tereny bagienne cechują się typowo ombrofilną gospodarką wodną. Na kształtowanie się składu chemicznego ich wód wpływają zatem – w warunkach naturalnych – praktycznie jedynie wody opadowe. Z punktu widzenia potrzeb realizacji założeń badawczych konieczna jest także charakterystyka własności opadu atmosferycznego.

Wody opadowe – opad otwarty i podokapowy w okresie badań cechował się niską przewodnością i kwaśnym odczynem oraz, co typowe dla wód opadowych, niewielką zawartością podstawowych jonów.

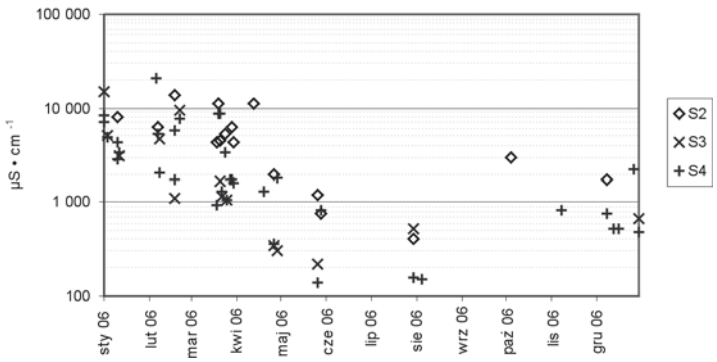


Ryc. 1. Średnie wartości odczynu i przewodności elektrolitycznej; OP1 – opad otwarty, OP2 – opad podokapowy, Sd – spływy deszczowe, Sr – spływy roztopowe

Przewodnictwo elektrolityczne opadu otwartego w roku 2006 wahało się w zakresie 8–79 $\mu S \cdot cm^{-1}$, wynosząc średnio 31,2 $\mu S \cdot cm^{-1}$. Odczyn opadu otwartego wynosił w tym okresie pH 5,2. Opad podokapowy wykazywał znacznie wyższą średnią wartość przewodnictwa, sięgającą 162,4 $\mu S \cdot cm^{-1}$ (ryc. 1). Obserwowana różnica jest statystycznie istotna. Nie zaobserwowano natomiast podobnej prawidłowości w przypadku odczynu. Opad podokapowy wykazywał raz wyższe, innym razem niższe jego wartości w stosunku do opadu otwartego, wobec czego nie wykazano statystycznej istotności różnic średnich wartości odczynu.

Bardzo wysokimi wartościami analizowanych wskaźników hydrochemicznych cechowały się spływy z drogi (ryc. 1). W okresie od stycznia do kwietnia 2006 r. spływy, pochodzące głównie z zaniku długo zalegającej pokrywy śnieżnej, charakteryzowały się bardzo wysoką przewodnością elektrolityczną. Wahała się ona najczęściej w zakresie 1000–10 000 $\mu S \cdot cm^{-1}$. Najwyższą przewodność – wynoszącą aż 20 700 $\mu S \cdot cm^{-1}$ zanotowano w lutym. W pozostałym okresie roku występowały spływy deszczowe. Ich przewodność utrzymywała się na poziomie 150–1000 $\mu S \cdot cm^{-1}$, wzrastając ponownie, po pierwszych opadach śniegu w listopadzie 2006 (ryc. 2).

W stosunku do wód opadowych w badanych spływach zaznaczały się bardzo wysokie stężenia badanych jonów, w szczególności chlorków i sodu oraz wapnia i siarczanów (tab. 2). Znacząco wyższe były także wartości odczynu, którego wartości były lekko alkaliczne, utrzymując się zarówno w spływach roztopowych, jak i deszczowych około wartości pH 7,5.



Ryc. 2. Zmienność przewodności elektrycznej spływów z drogi w okresie badań

Wody powierzchniowe zagłębień bezodpływowych o charakterze naturalnym, pozostające poza wpływem spływów z drogi, cechowały się bardzo niską mineralizacją. Wartości przewodnictwa elektrycznego (SEC) – kształtowały się najczęściej w zakresie 30–70 $\mu S \cdot cm^{-1}$. Charakteryzował je również kwaśny odczyn – utrzymujący się na poziomie pH ok. 5,2–5,4. Bardzo niskie były

Tab. 1. Podstawowe statystyki wód spływnych w okresie badań (I–XII 2006)

Rodzaj spływu/ parametr		pH	SEC [µS·cm^{-1}]	NO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}
				[mg ·dm^{-3}]						
roztopowy	Średnia	7,7	5792	5,1	2330,5	146,6	1161,4	14,9	152,3	4,9
	Mediana	7,7	4690	3,1	1765,9	130,6	1222,9	16,4	139,6	2,9
	Odchyl. stand.	0,24	4683	5,76	2154,3	103,7	472,3	7,8	98,3	4,2
	Minimum	7,2	918	0,1	208,7	19,7	525,8	5,1	38,6	0,7
	Maksimum	8,1	20700	25,4	9269,8	469,4	1960,7	28,5	324,2	12,6
deszczowy	Średnia	7,4	843,3	4,4	228,6	55,7	100,3	7,3	29,8	2,8
	Mediana	7,5	555,5	4,3	106,6	31,4	50,8	5,4	21,0	0,8
	Odchyl. stand.	0,5	700,7	3,1	254,1	63,0	107,9	7,7	26,7	4,4
	Minimum	6,3	137	0,2	7,6	5,3	6,5	2,0	4,7	0,3
	Maksimum	8,3	2960	12,3	888,8	202,1	299,9	27,7	85,0	12,8

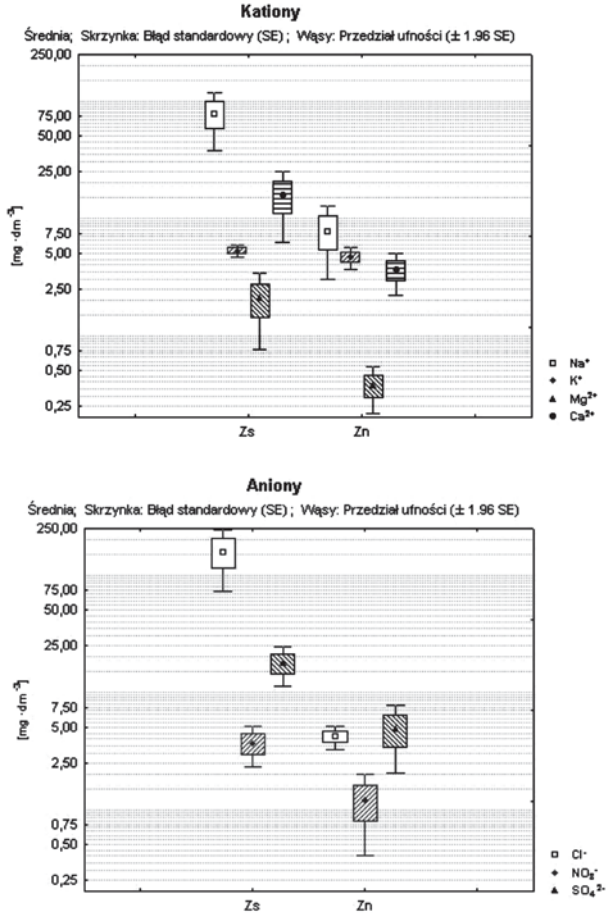
stężenia podstawowych jonów, takich jak wapń czy magnez. Rzadko przekraczały one 5 mg·dm^{-3}, mieszcząc się najczęściej w zakresie 1–3 mg·dm^{-3} (tab. 2, ryc. 3). Własności te są bardzo zbliżone do wód opadowych, potwierdzając wyraźnie atmosferyczny charakter zasilania.

Tab. 2. Podstawowe statystyki własności hydrochemicznych wód powierzchniowych (Zn – zbiorniki naturalne; Zs – zbiorniki zasilane spływami z drogi)

Rodzaj zbiornika/ parametr		pH	SEC [µS·cm^{-1}]	NO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}
				[mg ·dm^{-3}]						
Zn	Średnia	5,2	50	1,2	4,2	8,0	7,5	4,7	3,6	0,5
	Mediana	5,4	46	0,4	3,7	2,7	3,0	4,4	2,9	0,3
	Odchyl. stand.	0,5	16,7	1,8	2,1	6,7	9,9	2,0	2,9	0,6
	Minimum	4,2	23	0,1	1,3	0,4	1,1	1,7	0,5	0,1
	Maksimum	6,0	86	7,4	10,9	27,5	33,4	8,9	13,6	2,2
Zs	Średnia	6,7	714	3,7	159,6	17,8	78,4	5,3	15,8	2,1
	Mediana	6,7	484	3,5	87,3	14,3	52,8	5,5	8,6	1,3
	Odchyl. stand.	0,3	581	2,7	166,0	12,6	65,0	1,0	15,3	1,9
	Minimum	6,2	137	0,1	13,0	3,9	23,4	3,4	3,1	0,3
	Maksimum	7,2	2340	9,3	516,2	43,2	246,4	6,5	48,0	5,4

Na tle przedstawionych własności wód naturalnych obszarów bagiennych, wody zagłębień znajdujących się pod wpływem spływów z drogi obwodowej w punktach Z1 i Z2 wyróżniały się bardzo wysokimi wartościami przewodności elektrycznej oraz podwyższonymi odczynu (ryc. 4). Odczyn wód omawianych mokradeł zbliżony był do obojętnego. Świadczy to o znacznie wyższej mineralizacji tych wód i ich rozwiniętej alkalizacji.

Wartości średnie i mediany przewodności elektrolitycznej w omawianej grupie wód są ponad 10-krotnie wyższe od wartości obserwowanych na naturalnych obszarach bagiennych. Obserwowane wartości maksymalne w odniesieniu do przewodnictwa elektrycznego przekraczały znacząco 1000 µS·cm^{-1}. Zwraca uwagę także bardzo wysoka zmienność analizowanych własności w tej grupie (tab. 2).

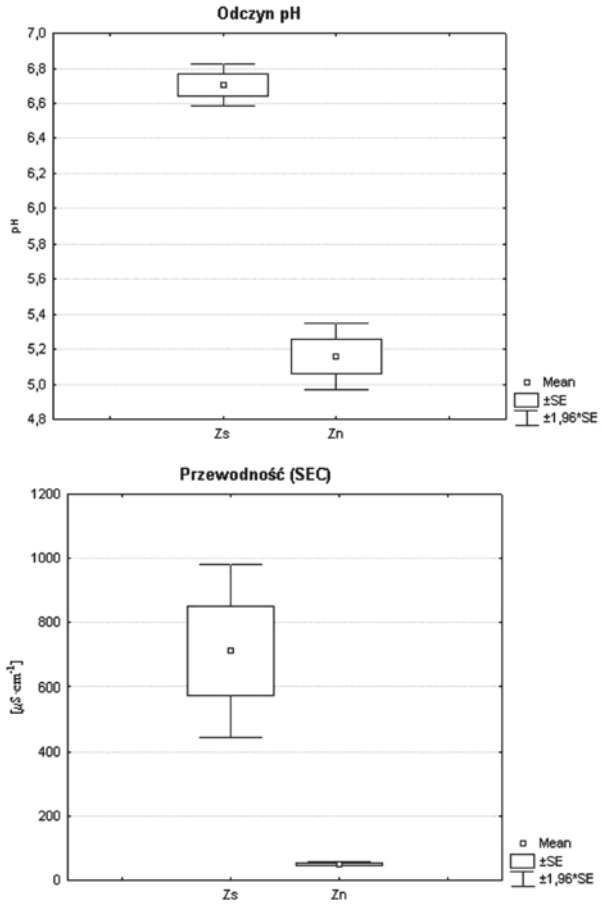


Ryc. 3. Koncentracje głównych jonów w wodach powierzchniowych; Zs – zbiorniki pod wpływem spływów z drogi, Zn – zbiorniki zasilane naturalnie

W składzie jonowym zaznaczyła się dominacja jonów chlorkowego i sodowego. Ich stężenia były ponad 10-krotnie wyższe od stwierdzonych w wodach zbiorników zasilanych naturalnie.

Poza wysokimi stężeniami chlorków i sodu, zwraca uwagę również wyraźnie wyższa zawartość innych jonów, jak np. wapnia i magnezu, a także azotanów i siarczanów, względem naturalnie zasilanych zbiorników. Spośród analizowanych jonów jedynie stężenia potasu nie wykazywały istotnych różnic pomiędzy badanymi obszarami mokradeł (ryc. 3).

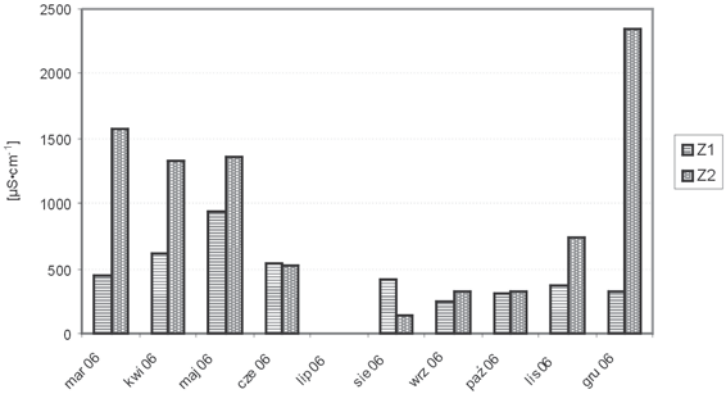
Czasowa zmienność przewodności elektrolitycznej, jako pochodnej koncentracji jonów rozpuszczonych, wyraźnie nawiązuje do zmian tego parametru w spływach zasilających badane zbiorniki bezodpływowe Z1 i Z2 (ryc. 2 i 5).



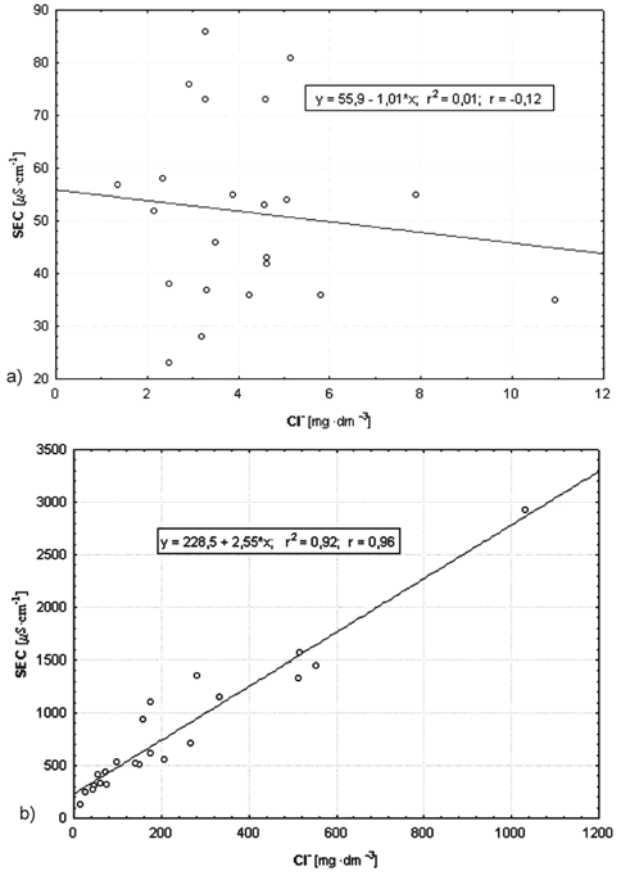
Ryc. 4. Średnie wartości odczynu i przewodności elektrolitycznej w wodach powierzchniowych; Zs – zbiorniki pod wpływem spływów z drogi, Zn – zbiorniki zasilane naturalnie

Wysokie wartości na poziomie 500–1000 $\mu S \cdot cm^{-1}$ i powyżej utrzymywały się w okresie III–V. Długotrwały okres utrzymywania się takiego poziomu był związany przede wszystkim ze znaczną ilością chlorku sodu zakumulowanego na powierzchni drogi i poboczach podczas długiego i mroźnego okresu zimowego (I–III 2006). Natomiast wyraźnie niższa przewodność w okresie lata i jesieni nawiązuje do obniżonych wartości tego wskaźnika w okresie występowania stosunkowo czystych spływów deszczowych, w szczególności po obfitych opadach (160 mm na obszarze badań w sierpniu 2006 r.).

Wyniki analiz potwierdziły decydującą rolę dopływu rozpuszczonych soli mineralnych – głównie chlorku sodu na ogólną mineralizację wód obszarów bagiennych Z1 i Z2. Stwierdzono występowanie silnej i istotnej statystycznie



Ryc. 5. Zmienność przewodności elektrycznej wód zbiorników pod wpływem spływów z drogi w okresie badań



Ryc. 6. Zależność między stężeniem chlorków 1a przewodnością elektrolityczną wód powierzchniowych w zbiornikach naturalnych (a) i zasilanych spływami z drogi szybkiego ruchu (b)

zależności liniowej między stężeniem chlorków a przewodnictwem elektrolitycznym wód mokradeł będących odbiornikami spływów z powierzchni drogi. Tę zależność opisuje wysoka wartość współczynnika korelacji Pearsona r = 0,96, wobec nieistotnych i niskich współczynników analogicznej zależności dla wód mokradeł naturalnych - r = -0,12 (ryc. 6).

Wyniki te wskazują, że dominujący wpływ na formowanie ogólnych własności fizykochemicznych wód zagłębień bezodpływowych znajdujących się pod wpływem spływów z obwodnicy wywierają zasolone spływy z dróg. Na istotną rolę chlorku sodu, stosowanego do zwalczania pokrywy śnieżnej na drogach, w kształtowaniu chemizmu wód wskazują między innymi J. Marsalek (2003) i Thunqvist (2003). Zasolenie i znacznie podwyższone koncentracje jonów, w tym zawartości siarczanów i azotanów, w spływach z dróg są typowe na terenach dróg miejskich o wysokim natężeniu ruchu (Polkowska i in. 2001).

Podsumowanie i wnioski końcowe

Własności fizykochemiczne wód zbiorników wodnych i mokradeł znajdujących się pod wpływem spływów z dróg szybkiego ruchu są znacząco różne od wód naturalnych obiektów tego rodzaju, występujących na badanym obszarze. Różnice te przejawiają się bardzo wyraźnie w ogólnej mineralizacji wód, ich alkalizacji oraz istotnie wyższej koncentracji większości podstawowych jonów - Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Cl^-, SO_4^{2-}, NO_3^-. Szczególnie wysokie zawartości chlorków i sodu w wodach tych zbiorników potwierdzają ich dominującą rolę w kształtowaniu składu chemicznego wód badanych obiektów hydrograficznych.

Zbiorniki bezodpływowe znajdujące się pod wpływem spływów wód z badanej drogi cechują się bardzo dużymi wahaniami wartości badanych parametrów. Najwyższe zawartości jonów rozpuszczonych oraz wysoka zmienność czasowa ogólnych własności wód jak przewodność i odczyn występowały w okresie wczesnowiosennym (II–V), natomiast latem i jesienią były wyraźnie niższe. Ekstremalnie wysokie wartości przewodności elektrycznej, spowodowane przede wszystkim wysokimi stężeniami chlorku sodu, stosowanego do zimowego utrzymania dróg, występowały w okresie zimowym, w czasie odwilży powodujących zanik pokrywy śnieżnej.

Silnie zaznaczona sezonowość składu chemicznego wód tych obiektów jest kolejną cechą charakterystyczną różniącą je od wód naturalnych zbiorników bezodpływowych na wysoczyźnie.

Wyniki badań wykazały, że wyraźne różnice własności wód badanych zbiorników utrzymują się w ciągu całego roku, co wskazuje na silne i trwałe przekształcenie ich reżimu hydrochemicznego. Wskazuje to, że wykorzystywanie naturalnych, bezodpływowych zbiorników wodnych i bagien w charakterze

odbiorników spływów z drogi jest niewłaściwe, co potwierdzają również rezultaty badań prowadzonych poza granicami kraju (Sriyaraj, Shutes 2001).

Literatura

Marsalek J., Oberts G., Exall K., Viklander M. (2003): *Review of operation of urban drainage systems in cold weather : water quality considerations*, Water Science and Technology, vol. 48, no 9, IWA Publishing; 11–20.

Marsalek J. (2003): *Road salts in urban stormwater: an emerging issue in stormwater management in cold climates,* Water Science and Technology, vol. 48, no 9, IWA Publishing; 61–70.

Osmulska-Mróz B., Sadkowski K. (1991): *Zanieczyszczenie spływów opadowych z dróg szybkiego ruchu w Polsce*, Ochrona Środowiska i Zasobów Naturalnych, nr 2, IOŚ, Warszawa; 73–84.

Osmulska-Mróz B. (1997): *Problemy ochrony środowiska wodnego w rejonie dróg*, Ochrona Środowiska i Zasobów Naturalnych, nr 11, IOŚ, Warszawa; 65–83.

Polkowska Ż., Grynkiewicz M., Zabiegała B., Namieśnik J. (2001): *Levels of pollutants in runoff water from Road with high traffic intesivity in the city of Gdańsk, Poland*, Polish Journal of Environmental Studies, vol. 10, no. 5.

Sriyaraj K., Shutes R. B. E (2001): *An assessment of the impact of motorway runoff on a pond, wetland and stream*, Environment International, 26, Elsevier.

Thunqvist (2003): *Increased chloride concentration in a lake due to deicing salt application*, Water Science and Technology, vol 48, no 9, IWA Publishing; 51–59.

Westerlund C., Viklander M., Backstrom M. (2003): *Seasonal variations in road runoff quality in Lulea, Sweden*, Water Science and Technology, vol. 48, no 9, IWA Publishing; 93–101.

Sylwia Stępniewska
Roztoczańska Stacja Naukowa w Guciowie, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Zmienność odpływu górnego Wieprza

Runoff variability of the upper Wieprz river

ABSTRACT: The catchment of the upper Wieprz river to water gauge at Guciów is located in the Central Roztocze Region. Average annual discharge of the Wieprz river is 1.30 $m^3 \cdot s^{-1}$ for hydrological years 1995–2006, which corresponds to specific runoff 4.32 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ and runoff index 136.2 mm. Extreme values of the discharge varied from 0.5 $m^3 \cdot s^{-1}$ to 13.1 $m^3 \cdot s^{-1}$, that is 1.67 and 43.63 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Runoff of the Wieprz river has features of the snow-rainy hydrological regime. During the study the Wieprz river had small changes of low (NQ) and average (SQ) discharges and upward tendency for the high discharges (WQ). The fishponds' management also influenced the hydrological regime the upper Wieprz river: reduced runoff in the spring time and increased runoff in autumn time and even in the year.

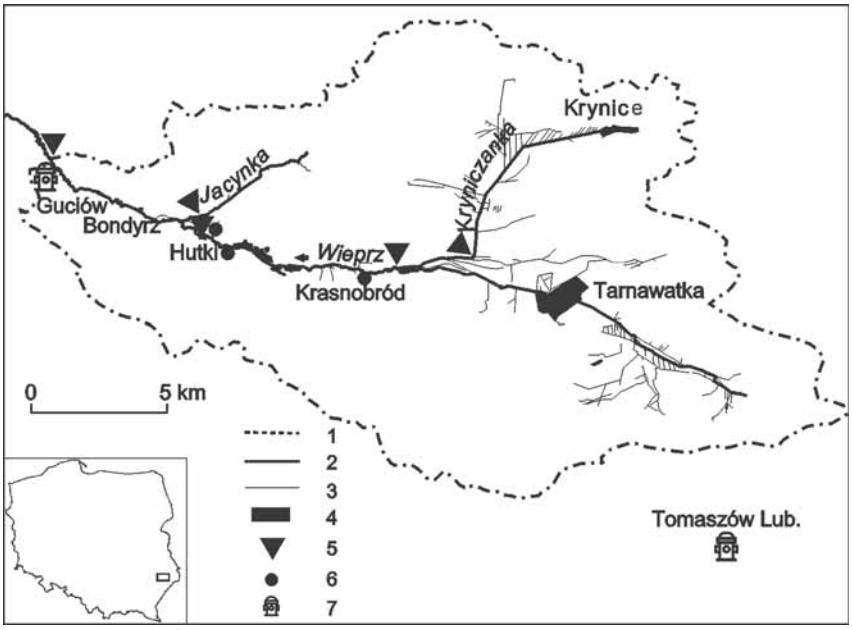
SŁOWA KLUCZOWE: rzeka Wieprz, zlewnia, przepływ, zmienność odpływu.
KEY WORDS: Wieprz river, catchment, discharge, runoff variability.

Wprowadzenie

Odpływ rzeczny jest jednym z najczęściej badanych zagadnień hydrologicznych. Na jego wielkość mają wpływ elementy środowiska przyrodniczego, zaś zmienność zależy głównie od klimatu. Odpływ w zlewni górnego Wieprza był więc jednym z pierwszych tematów badawczych, podjętych w Roztoczańskiej Stacji Naukowej UMCS w Guciowie. W 1995 r. rozpoczęto pomiary stacjonarne Wieprza w profilu Guciów; od 1997 roku istnieje rejestrator zegarowy, natomiast od 2002 roku zainstalowano rejestrator cyfrowy. Ciągłe pomiary stanów wody oraz okresowe pomiary przepływu rozpoczęto w programie kompleksowych badań środowiska przyrodniczego Roztocza (Michalczyk 1997) i kontynuowano w systemie monitoringu wód zlewni górnego Wieprza: w ramach grantu Prorektora UMCS ds. Nauki, badań statutowych Instytutu Nauk o Ziemi UMCS oraz grantu KBN (Rodzik i in. 2004). W ostatnich dwóch latach badania prowadzono w ramach Grantu Zamawianego nr PZB-KBN-086/P04/2003.

Charakterystyka zlewni

Zlewnia górnego Wieprza do wodowskazu w Guciowie (ryc. 1), położonego na 32 km biegu rzeki, zajmuje powierzchnię 300,3 km^2 na Roztoczu Tomaszowskim (Środkowym). W podłożu zalegają górnokredowe gezy i opoki, powszechnie odsłaniające się na zboczach. Wśród utworów pokrywowych dominują lessy i piaski różnej genezy, zajmujące po ok. 30% zlewni. Dna dolin rzecznych wyścielają piaski terasy nadzalewowej i utwory piaszczysto-pylaste terasy zalewowej oraz miejscami torfy. Zlewnia należy w większości do struktury synklinalnej, o kierunku ESE–WNW, zaś dolina Wieprza założona jest na linii uskoku o kierunku równoległym do podłużnej osi Roztocza (Harasimiuk 1994; Buraczyński 1997).



Ryc. 1. Zlewnia górnego Wieprza; 1 – topograficzny dział wodny, 2 – cieki, 3 – rowy melioracyjne, 4 – zbiorniki wodne, 5 – zespoły źródeł, 6 – stacje meteorologiczne

Zlewnia górnego Wieprza jest zróżnicowana pod względem fizycznogeograficznym. Górną jej część, w której deniwelacje sięgają 90 m, zajmują rozległe kotliny: górnego Wieprza i Kryniczanki. Przeważają (ponad 70% powierzchni) użytki rolne: łąki w zmeliorowanych dnach kotlin oraz grunty orne zajmujące zbocza i wierzchowiny. Lasy zajmują nieco ponad 20% tej części zlewni. Poniżej Krasnobrodu dolina Wieprza zwęża się do 1 km szerokości, a deniwelacje wzrastają do ponad 130 m. Zbocza doliny i terasę nadzalewową w więk-

szości porastają lasy, które zajmują ponad 50% powierzchni tej części zlewni. Wieprz na tym odcinku, zasilany przez zespoły źródeł (Bartoszewski, Michalczyk 1996), praktycznie nie zamarza; a zarastanie roślinnością wodną jest również ograniczone. Meandrujące przeważnie koryto o piaszczystym dnie i szerokości 5–7 m, wcina się na głębokość 1,2–1,5 m, w zajętą przez łąki terasę zalewową o szerokości 200–300 m.

W zlewni górnego Wieprza 60,2% stanowią użytki rolne, a 33,3% lasy. Grądy i buczyny zajmują kompleks gleb brunatnoziemnych, natomiast bory sosnowe i jodłowe kompleks gleb rdzawych i bielicowych (Dębicki i in. 2004). Około 1% powierzchni zlewni zajmują sztuczne zbiorniki wodne: kompleksy stawów w Tarnawatce i Hutkach oraz zbiorniki rekreacyjno-retencyjne w Krynicach i Krasnobrodzie (ryc. 1). Poza tym, krótkookresowe, niewielkie modyfikacje przepływu powodują dwa młyny wodne oraz (od kilku lat) zastawki związane z hodowlą pstrąga w Bondyrzu. Zlewnia górnego Wieprza charakteryzuje się raczej niskim zaludnieniem i słabą urbanizacją, a co za tym idzie również niskim stopniem degradacji środowiska (Michalczyk i in. 2004).

Wody podziemne występują tu w dwóch poziomach wodonośnych: górnokredowym, na całym obszarze i czwartorzędowym, głównie w dnach dolin (Michalczyk 1986). Jest to region hydrograficzny Lubelszczyzny, najzasobniejszy w wodę (Wilgat 1998). Przepuszczalność skał podłoża sprawia jednak, że obfitości wód podziemnych i ich wypływów w postaci źródeł towarzyszy uboga sieć rzeczna. Wieprz od źródeł do Guciowa przyjmuje tylko dwa niewielkie prawobrzeżne dopływy: Kryniczankę i Jacynkę (ryc. 1).

Warunki opadowe

Roztocze, ze względu na wyniesienie względem obszarów sąsiednich, charakteryzuje się w stosunku do nich nieco niższą średnią temperaturą powietrza i wyższymi sumami opadów atmosferycznych. Dłuższy jest też średni czas zalegania pokrywy śnieżnej (80 dni w roku). Na podstawie danych ze stacji klimatycznej w Tomaszowie Lubelskim, średnia wieloletnia temperatura powietrza na Roztoczu Środkowym wynosi 7,0°C, a roczna amplituda należy do najwyższych w Polsce (lipiec +17,4°C, styczeń -4,1°C). Roczna suma opadów wzrasta w kierunku zachodnim: od 607 mm w Tomaszowie, do 704 mm w Zwierzyńcu (Kaszewski 2004).

Roczne sumy opadów atmosferycznych w Guciowie, obliczone w hydrologicznych latach 1995–2006 wahały się, od 548 mm w 1995 r., do 873 mm w 2000 r. W pierwszych latach (1995–1997) były niskie, z zauważalną tendencją rosnącą, w latach 1998–2002 – wysokie, z dużą liczbą deszczów ulewnych, zaś w latach 2003–2006 zaznaczyła się ponownie tendencja wzrostowa – od niskich do średnich (ryc. 2).

Średnia roczna suma opadów w Guciowie wynosiła 684 mm i była prawie o 3% niższa od średniej wieloletniej w Zwierzyńcu, jednak nieco inny był ich rozkład w czasie. Znacznie wzrosły sumy opadów w kwietniu i w lipcu (o 30% i 21% w stosunku do wielolecia), zmniejszyły się natomiast we wrześniu i od listopada do stycznia (o 15–25% w stosunku do wielolecia). Opady w półroczach ciepłych, były z reguły wyższe niż w chłodnych i stanowiły od 82 do 52% rocznej sumy. Wyjątkowy był rok 1995, w którym opady w półroczu ciepłym stanowiły niespełna 47% sumy rocznej. Najwyższymi opadami (112 mm) charakteryzował się lipiec, najniższymi zaś (34 mm) styczeń (tab. 1).

Tab. 1. Średnie miesięczne i roczne wskaźniki odpływu Wieprza w Guciowie na tle średnich sum opadów w latach 1995–2006

Wskaźnik	Jednostka	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	IX–IV	V–X	Rok
Suma opadu	mm	41	39	34	38	40	63	71	85	112	64	51	46	254	430	684
Przepływ	$m^3 \cdot s^{-1}$	1,11	1,07	1,11	1,35	1,93	1,95	1,24	1,12	1,14	1,15	1,21	1,19	1,42	1,18	1,30
Odpływ	mm	9,5	9,6	9,9	11,0	17,2	16,8	11,1	9,6	10,1	10,3	10,5	10,6	74,0	62,2	136,2
Odpływ jednostkowy	$dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$	3,68	3,58	3,69	4,50	6,43	6,48	4,13	3,72	3,78	3,84	4,04	3,97	4,73	3,91	4,32

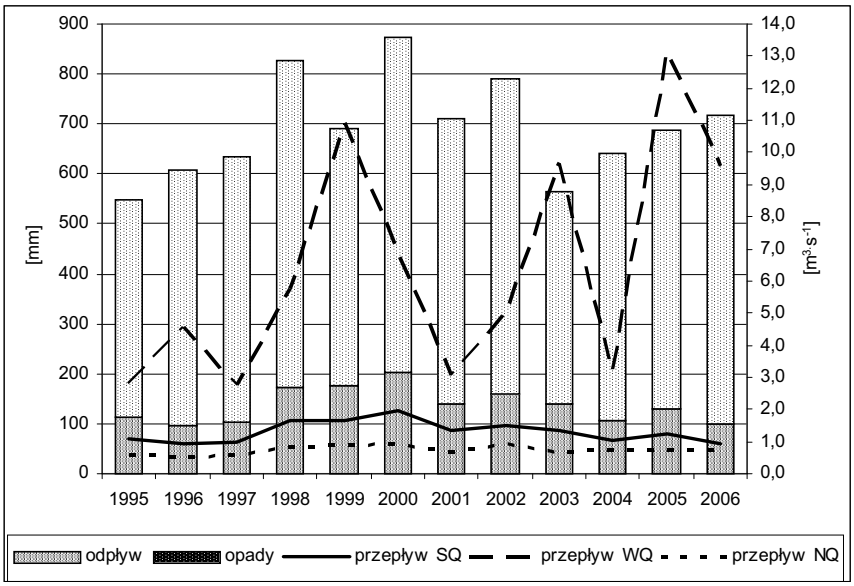
Średni czas trwania pokrywy śnieżnej wynosi 85 dni. Najkrócej pokrywa śnieżna utrzymywała się w roku 2001 (52 dni), najdłużej zaś w roku 2006 (119 dni). Miąższość pokrywy śnieżnej powyżej 40 cm występowała od listopada do marca, a zapas wody zmagazynowany w pokrywie śnieżnej przed wystąpieniem wiosennych roztopów wynosił w poszczególnych latach średnio 60 mm.

Wieloletnia zmienność odpływu

Średni roczny przepływ Wieprza w Guciowie w latach hydrologicznych 1995–2006 wynosił 1,30 $m^3 \cdot s^{-1}$, co odpowiada odpływowi jednostkowemu 4,3 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ i wskaźnikowi odpływu 136,2 mm. Średni przepływ zmieniał się w okresie badań od 0,91 $m^3 \cdot s^{-1}$ w 1996 r., do 1,94 $m^3 \cdot s^{-1}$ w 2000 r. (ryc. 2), co odpowiada 2,8 i 6,4 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Odpływ całkowity w przeliczeniu na warstwę wody wynosił od 95,4 do 203,4 mm i stanowił 14-25 % rocznej sumy opadów. Skrajne wielkości przepływu zmieniały się w okresie badań od 0,5 do 13,1 $m^3 \cdot s^{-1}$, co daje wielkości odpływu jednostkowego odpowiednio 1,7 i 43,6 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$.

Pierwsze trzy (suche) lata charakteryzowały się średnimi rocznymi przepływami Wieprza w przedziale 0,91–1,08 $m^3 \cdot s^{-1}$ i stosunkowo niewielkimi wezbraniami wiosennymi, które nie przekroczyły 4,55 $m^3 \cdot s^{-1}$. W tych latach opady w ważnych dla retencji półroczach chłodnych były wyraźnie niższe niż

w ciepłych i wyniosły maksymalnie 23% sumy rocznej, przy średniej wieloletniej 37%. Efektem była malejąca tendencja przepływów Wieprza do lipca 1997, powstrzymana przez wyraźny wzrost sumy opadów.



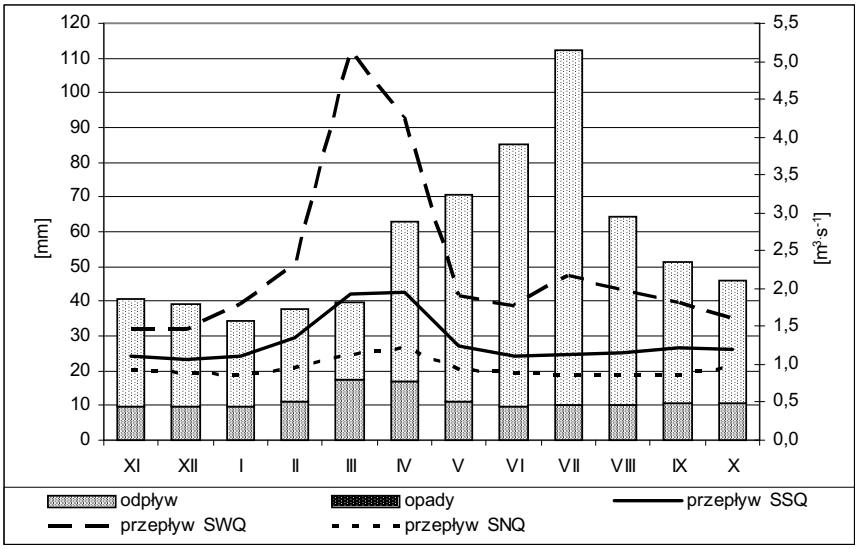
Ryc. 2. Odpływ całkowity i przepływy charakterystyczne Wieprza w Guciowie na tle rocznych sum opadu w latach hydrologicznych 1995–2006

Mokre lata 1998–2000 sprzyjały retencji podziemnej, co wynikało z: opadów ulewnych, kilkudniowych opadów rozlewnych, wiosennych i jesiennych opadów śniegu, a w związku z tym jego topnienia na niezamarzniętym gruncie. W efekcie znacznie wzrosła wydajność źródeł, a wskutek wzmożonego zasilania zwiększył się średni przepływ roczny i ekstremalne przepływy o 75–100% (Stępniewska, Stępniewski 2004). W latach tych wystąpiło osiem (z trzynastu) dużych wezbrań (pozakorytowych), o przepływach przekraczających 4,3–4,4 $m^3 \cdot s^{-1}$, w tym wszystkie trzy wezbrania deszczowe (w lipcu 1998 r. i w sierpniu 2000 r.).

W następnych latach zaznaczyła się malejąca tendencja średniego rocznego przepływu, który obniżał się od 1,94 $m^3 \cdot s^{-1}$ w 2000 r., kiedy był najwyższy, do 0,94 $m^3 \cdot s^{-1}$ w 2006 roku. Jednocześnie wzrastały przepływy najwyższe (WQ), osiągając maksymalną wielkość 13,1 $m^3 \cdot s^{-1}$ w marcu 2005 roku, podczas intensywnych roztopów połączonych z opadami deszczu. Zarówno przepływy średnie, jak i ekstremalne, nie wykazują ścisłego związku z rocznymi sumami opadów (ryc. 2).

Sezonowa zmienność odpływu

Średnie miesięczne wielkości odpływu ze zlewni górnego Wieprza w profilu Guciów były w latach 1995–2006 dość wyrównane i wahały się w zakresie 9,5–11,1 mm, poza marcem i kwietniem, kiedy wzrosły odpowiednio do: 17,2 i 16,8 mm (tab. 1). Największe średnie miesięczne przepływy Wieprza (SSQ) także miały miejsce w marcu i kwietniu, zaś najniższe w grudniu. Drugorzędne minimum przypadło na początek lata. Najwyższe przepływy (SWQ) występują w marcu, ze względu na najczęściej pojawiające się wtedy wezbrania roztopowe. Roztopy były przyczyną dziesięciu wezbrań pozakorytowych, natomiast letnie opady tylko trzech. Najniższe przepływy (SNQ) górny Wieprz osiąga zarówno zimą, jak też latem (ryc. 3).



Ryc. 3. Średni miesięczny odpływ i przepływy charakterystyczne Wieprza w Guciowie, na tle średnich miesięcznych sum opadów atmosferycznych w latach hydrologicznych 1995–2006

Bezpośredni wpływ na ustrój hydrologiczny Wieprza wywierają kompleksy stawów hodowlanych w Tarnawatce i Hutkach oraz zalew rekreacyjny w Krasnobrodzie. Gospodarowanie wodą w zbiornikach wodnych powoduje w skali roku wzrost zmienności przepływów, wywołując drugorzędne, kontrolowane i długotrwałe wezbrania podczas opróżniania zbiorników jesienią oraz niżówki podczas ich napełniania i uzupełniania ubytków, zazwyczaj późną wiosną i latem (Sadowska 2001). Proces ten jest prowadzony w każdym roku, a wpływa na wielkość przepływu szczególnie wtedy, gdy prace regulacyjne poprzedza dłuższy okres bezdeszczowy.

Dyskusja wyników i wnioski

Współczynniki nieregularności średniego przepływu miesięcznego i rocznego górnego Wieprza w Guciowie w latach 1995–2006, wynoszące odpowiednio 1,82 i 2,13, wskazują na małą ich zmienność, zarówno w sezonach, jak i w poszczególnych latach. Gdyby jednak do oceny zmienności przepływów średnich rocznych przyjąć współczynnik zmienności c_v, wyrażony jako iloraz odchylenia standardowego w stosunku do wartości przeciętnej (Choiński 1988), to jego wartość 0,290 charakteryzuje rzekę o średniej zmienności przepływów. Małą zmiennością charakteryzują się natomiast przepływy skrajne roczne i w wieloleciu, dla których współczynniki zmienności Q_{max}/Q_{min} wynoszą poniżej 50.

Mała zmienność przepływów w wieloleciu, szczególnie średnich i niskich, wskazuje na stabilność zasilania podziemnego oraz długookresowe zmiany retencji. Wynika to z regulującego wpływu na zmienność zasilania opadowego, przepuszczalnego podłoża oraz łąk w górnej i lasów w dolnej części zlewni (Michalczyk 1986). Na tle wyrównanych przepływów średnich i niskich charakterystyczny jest trend rosnący przepływów maksymalnych, który wydaje się być kontynuacją długoletniej tendencji zmian odpływu w roztoczańskim odcinku Wieprza (Michalczyk 2004).

Rytm odpływu Wieprza w Guciowie ma cechy ustroju śnieżno-deszczowego. Wskazuje na to przewaga odpływu w półroczu chłodnym, z wyjątkiem lat, w których suma opadów w tym półroczu była wyjątkowo mała.

Mniejszy i lokalny wpływ na rozkład sezonowy odpływu Wieprza ma gospodarka stawowa, która powoduje regulację odpływu – zmniejszenie wiosną przez napełnianie zbiorników i wzrost jesienią, podczas ich opróżniania. W latach suchych napełnianie stawów może okresowo powodować głębokie niżówki.

Opracowanie wykonano w ramach grantu PZB-KBN-086/P04/2003.

Literatura

Bartoszewski S., Michalczyk Z. (1996): *Dorzecze górnego Wieprza,* [w:] *Źródła Roztocza*, Z. Michalczyk (red.), Wyd. UMCS, Lublin; 87–99.

Buraczyński J. (1997): *Roztocze. Budowa, rzeźba, krajobraz*, Wyd. UMCS, Lublin; 1–190.

Choiński A. (1988): *Zróżnicowanie i uwarunkowania zmienności przepływów rzek polskich*, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań; 1–99.

Dębicki R., Chodorowski J., Gawrysiak L. (2004): *Charakterystyka pokrywy glebowej*, [w:] *Przyrodnicze uwarunkowania dynamiki obiegu wody i natężenia transportu fluwialnego w zlewni górnego Wieprza*, A. Świeca (red.), Wyd. UMCS, Lublin; 33–40.

Harasimiuk M. (1994): *Budowa geologiczna i rzeźba Roztoczańskiego Parku Narodowego,* [w:] *Roztoczański Park Narodowy*, T. Wilgat (red.), Wyd. Ostoja, Kraków; 55–67.

Kaszewski B. M. (2004): *Warunki klimatyczne*, [w:] *Przyrodnicze uwarunkowania dynamiki obiegu wody i natężenia transportu fluwialnego w zlewni górnego Wieprza*, A. Świeca (red.), Wyd. UMCS, Lublin; 41–49.

Michalczyk Z. (1986): *Warunki występowania i krążenia wód na obszarze Wyżyny Lubelskiej i Roztocza*, Wyd. UMCS, Lublin; 1–199.

Michalczyk Z. (1997): *Przepływy Wieprza w profilu wodowskazowym Guciów w latach 1995–1996*, [w:] *Kompleksowe badania środowiska przyrodniczego Roztocza*, Wyd. UMCS. Lublin; 73–77.

Michalczyk Z. (2004): *Charakterystyka stosunków wodnych*, [w:] *Przyrodnicze uwarunkowania dynamiki obiegu wody i natężenia transportu fluwialnego w zlewni górnego Wieprza*, A. Świeca (red.), Wyd. UMCS, Lublin; 50–64.

Michalczyk Z., Kaszewski B. M., Grądziel T. (2004): *Zróżnicowanie warunków retencji i spływu powierzchniowego*, [w:] *Przyrodnicze uwarunkowania dynamiki obiegu wody i natężenia transportu fluwialnego w zlewni górnego Wieprza*, A. Świeca (red.), Wyd. UMCS, Lublin; 87–93.

Rodzik J., Furtak T., Stępniewska S., Stępniewski K. (2004): *Lokalizacja punktów pomiarowych i charakterystyka zlewni cząstkowych*, [w:] *Przyrodnicze uwarunkowania dynamiki obiegu wody i natężenia transportu fluwialnego w zlewni górnego Wieprza*, A. Świeca (red.), Wyd. UMCS, Lublin; 77–86.

Sadowska S. (2001): *Wpływ gospodarki stawowej na kształtowanie odpływu rzecznego górnego Wieprza w „mokrych" latach 1998–2000,* [w:] *Materiały Ogólnopolskiej Konferencji Hydrologicznej, Kielce–Wólka Milanowska, 25–27 IX 2001*, Wyd. IG AŚ. Kielce; 97–99.

Stępniewska S., Stępniewski K. (2004): *Zmienność przepływów w rzekach Roztoczańskiego Parku Narodowego w latach 1998–2003*, [w:] *Badania geograficzne w poznawaniu środowiska*, Z. Michalczyk (red.), Wyd. UMCS, Lublin; 347–353.

Wilgat T. (1998): *Wody Lubelszczyzny*, Wyd. LTN, Lublin; 1–76.

Małgorzata Stolarska, Marek Ruman***
*Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej, Uniwersytet Łódzki, Łódź
**Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej Obszarów Urbanizowanych,
Uniwersytet Śląski, Sosnowiec

Zmiany stosunków wodnych w małej zlewni w okolicach Kopalni Węgla Brunatnego „Bełchatów"

Changes of water conditions in the small catchment nearby "Bełchatów" Lignite Mine

ABSTRACT: The article is devoted to the analysis of "Bełchatów" Lignite Mine's depresion cone influence on groundwaters and rivers in the Kręcica catchment. The results of long term fieldworks (1980-1985, 1990, 2002) showed depression's increase of Quaternary subclay groundwater level. An intensity of depression of the first groundwaer level was spatially different. Shallow groundwater level in areas laid in depression cone's extent showed deepening of depression. Analysis of river water conditions changes proved that the lowest Kręcica had a permanent flow despite the fact of constant being in depression cone's extent.

SŁOWA KLUCZOWE: hydrologia, lej depresyjny, stosunki wodne, zlewnia.
KEY WORDS: hydrology, depression cone, water conditions, catchment.

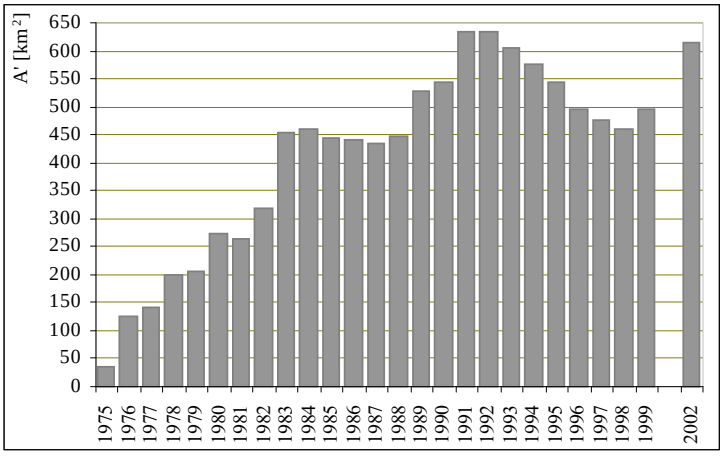
Wprowadzenie

Z początkiem 1997 roku Kopalnia Węgla Brunatnego „Bełchatów" została skreślona z niechlubnej „Listy 80 zakładów najbardziej uciążliwych dla środowiska w skali kraju". Niemniej jednak zapis ten nie jest równoznaczny z całkowitym zahamowaniem negatywnych oddziaływań Kopalni na środowisko. Mimo sukcesywnego wdrażania nowoczesnych technologii eliminujących, bądź zmniejszających siłę antropopresji związanej z odkrywkową eksploatacją węgla brunatnego w BOT Kopalni Węgla Brunatnego „Bełchatów"[1], środowisko regionu bełchatowskiego ulega silnym przekształceniom.

[1] BOT KWB „Bełchatów" – Bełchatów-Opole-Turów Kopalnia Węgla Brunatnego „Bełchatów", od marca 2004 roku KWB „Bełchatów" weszło w skład nowo założonej Grupy Bełchatów-Opole-Turów Górnictwo i Energetyka SA z siedzibą w Łodzi.

W zakresie zmian stosunków wodnych wywołanych powstaniem leja depresyjnego w obszarach przyległych do Kopalni, biuletyny informacyjne oraz raporty spółki BOT KWB „Bełchatów" SA wymieniają: przekształcenia reżimu odpływu i obiegu wody, zmiany zasobów wód podziemnych, modyfikacje hydrografii, zmiany reżimu termicznego wód podziemnych. Do powyższych należy również dodać: zmiany w gospodarce wodno-ściekowej, osuszanie obszarów podmokłych, pogorszenie się warunków upraw użytków zielonych, przekształcenia jakości wód płynących i podziemnych.

W 15 lat od daty geologicznego rozpoznania złoża węgla brunatnego wypełniającego tektoniczny rów Kleszczowa, rozpoczęto prace przygotowawcze do eksploatacji węgla Bełchatów w polu „Bełchatów" (1975). Prace te polegały między innymi na wgłębnym odwodnieniu obszaru przyszłego wyrobiska. Rozwój powstałego leja depresyjnego (ryc. 1), jego dynamika i zasięg przestrzenny, uzależniony był zarówno od warunków litologicznych górotworu jak i od intensywności odwadniania złoża oraz wahań alimentacji atmosferycznej (Maksymiuk 2002).



Ryc. 1. Rozwój leja depresyjnego KWB „Bełchatów";
A' – powierzchnia leja depresyjnego

Obszar i wyniki badań

Szczegółowe rozpoznanie wpływu górnictwa odkrywkowego na stosunki wodne regionu bełchatowskiego prześledzono w oparciu o dane zebrane w toku wieloletnich badań przeprowadzonych przez zespół badawczy Uniwersytetu Łódzkiego w zlewni Kręcicy – dorzecze Widawki (m.in. Burchard 1995; Jeż i in. 1997; Jokiel i in. 1985a,b; Jokiel, Maksymiuk 1988, 1990; Maksymiuk 2002; Stolarska 2003, 2004). Niniejsze opracowanie stanowi chronolo-

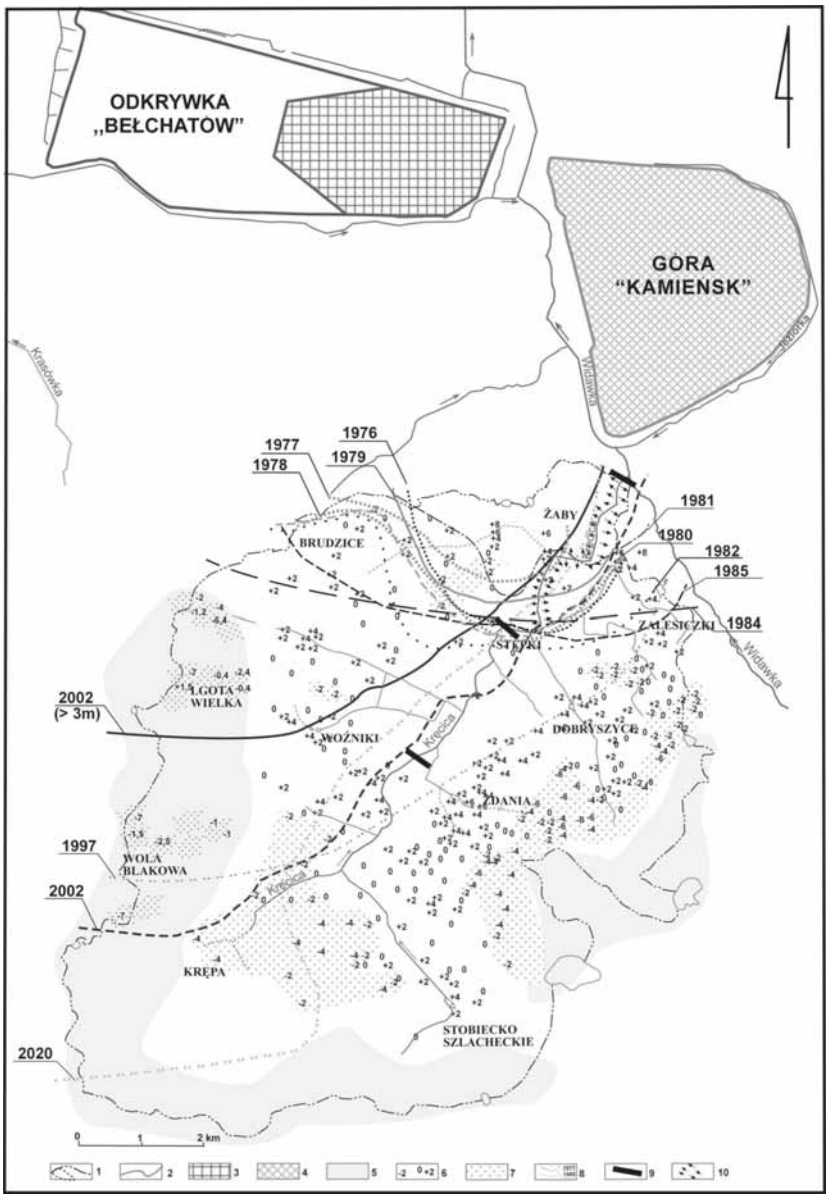
giczny przegląd zmian zaszłych w podziemnym i powierzchniowym ogniwie obiegu wody w zlewni. Wskazano również na niewymierną skalę oddziaływania depresji bełchatowskiej, to jest na ekologiczne i jakościowe aspekty przekształceń stosunków wodnych.

Wybrana na poligon badawczy zlewnia Kręcicy zajmuje powierzchnię 63,2 km^2. Znajduje się ona w bardzo bliskim sąsiedztwie odkrywki „Bełchatów", zaledwie około 10 km na południe od wyrobiska. Głównym ciekiem omawianego obszaru jest Kręcica, biorąca swój początek w podmokłościach w okolicach Krępy. Spośród nielicznych i często okresowo funkcjonujących dopływów należy wymienić prawobrzeżny ciek wypływający u podnóża wału moren czołowych w pobliżu Stobiecka Szlacheckiego. Sieć rzeczną uzupełniają liczne rowy melioracyjne. Na strefę aktywnej wymiany składają się dwa czwartorzędowe poziomy wodonośne. Wodonoścem dla wód płytkiego poziomu naglinowego są osady fluwioglacjalne zlodowacenia warciańskiego (zwierciadło na głębokości 2–8 m p.p.t.). Drugi, głębszy poziom wodonośny związany jest z piaskami i żwirami zlodowacenia odry (poziom międzymorenowy), przykrytymi glinami warciańskimi. Do wyżej wymienionych można dodać trzeci, nieciągły poziom wodonośny, zwany śródglinowym, wykształcony w spiaszczeniach glin morenowych i soczewkach osadów piaszczysto-żwirowych (Jokiel i in. 1985a).

Materiał badawczy niniejszego artykułu stanowią dane archiwalne, pochodzące z badań przeprowadzonych w zlewni w latach 80. i 90. oraz wyniki pomiarów wykonanych w 2002 r. Charakter materiału badawczego pozwolił autorom na retrospektywne skonfrontowanie wyników i prześledzenie kierunku i wielkości zmian zaszłych w stosunkach wodnych obszaru.

Już w rok od uruchomienia systemu odwodnienia Kopalni obszar zlewni został objęty zasięgiem leja depresyjnego (ryc. 2). Lata 70. i 80. przyniosły sukcesywny rozwój depresji w kierunku południowym. Wówczas granica zasięgu leja w zlewni miała przebieg równoleżnikowy. Zmianę kierunku przestrzennego rozwoju leja w zlewni odnotowano w latach 90. Przyczyną tego zjawiska było zmniejszenie wydajności wschodnich barier odwodnienia, z powodu rozpoczęcia zwałowania wewnętrznego oraz z uwagi na przesunięcie frontu wydobycia węgla w kierunku zachodnim. Od 2000 roku na rozwój depresji bełchatowskiej ma również wpływ rozpoczęte odwodnianie wgłębne Odkrywki „Szczerców".

Prześledzony powyżej rozwój leja depresyjnego w zlewni Kręcicy dał wyraźne objawy w zmianie stosunków wodnych tego obszaru. W latach 1982–1985, w siedmiu studniach gospodarskich prowadzono monitoring głębokości do zwierciadła wód podziemnych (tab. 1). Badania te ujawniły bardzo intensywny rozwój depresji wód wszystkich poziomów czwartorzędowych. Mianowicie, w tym okresie obniżenie zwierciadła wody poziomu międzymorenowego przebiegało w tempie od około 6 do 20 cm na miesiąc. Od 1983 roku wyniki



Ryc. 2. Zlewnia Kręcicy – lokalizacja oraz zmiany zasięgu leja depresyjnego; 1 – dział wodny, 2 – cieki, 3 – zwałowisko wewnętrzne, 4 – zwałowisko zewnętrzne, 5 – obszary, których pierwszym horyzontem wód podziemnych są wody poziomu podglinowego, 6 – zmiany głębokości do zwierciadła wód naglinowych – różnica między stanem z 1985 i 2002 roku, 7 – obszary z pogłębioną depresją, 8 – zasięgi leja depresyjnego w poszczególnych latach, 9 – stałe przekroje hydrometryczne, 10 – odcinki cieków z udokumentowaną ucieczką wody

pomiarów głębokości do zwierciadła wód omawianego poziomu wodonośnego wykazywały trwały trend malejący. Stwierdzono również, iż strefa aeracji poziomu naglinowego przyrastała około 10 cm na miesiąc. Wpływ antropopresji górniczej na położenie zwierciadła wody tego poziomu wodonośnego zaznaczył się jedynie w obszarach bezpośrednio objętych zasięgiem leja (Jokiel i in. 1985a, b). Zaś zwierciadło poziomu wykształconego w piaskach odrzańskich uległo zdepresjonowaniu w całym badanym obszarze. Warto również dodać, iż obserwowane w tym samym okresie źródło w Dobryszycach wykazało spadek wydatku na poziomie 75% (1981 – 3 $dm^3 \cdot s^{-1}$, 1985 – 1 $dm^3 \cdot s^{-1}$). Natomiast przeprowadzone w 2002 roku pomiary udokumentowały słaby wzrost wydatku wyżej wymienionego wypływu (1,6 $dm^3 \cdot s^{-1}$).

W 2002 roku największy przyrost miąższości słupa wody odnotowano w studni w Wierzbicy, ujmującej wody poziomu podglinowego. Położona w zasięgu silnego oddziaływania leja depresyjnego KWB „Bełchatów" studnia w Lgocie Wielkiej, funkcjonująca niegdyś w oparciu o wody podglinowe, wykazała całkowitą suchość otworu (tab. 1, ryc. 2). Natomiast stwierdzony w ujęciach gospodarskich w Stobiecku Szlacheckim i Zdaniach proces wypełniania leja w płytkich poziomach wód gruntowych posiadał dwie determinanty. Pierwszym czynnikiem była recesja depresji bełchatowskiej ku zachodowi, zaś drugim wysoka suma opadów w 2002 roku hydrologicznym (opad skorygowany 705 mm) (Stolarska 2003).

Tab. 1. Średnie głębokości do zwierciadła wód podziemnych w obserwowanych studniach [cm p.p.t.]

Nazwa studni	Sposób użytkowania studni w 2002	Poziom wodonośny	Średnie głębokości do zwierciadła [cm p.p.t.]				
			VIII 1982	VIII 1983	VIII 1984	VIII 2002	porównanie 1984 z 2002
Brudzice	sz	n	431	483	530	—	—
Galonki	z	n	282	326	427	—	—
Woźniki	z	n	273	285	293	—	—
Stobiecko Szlacheckie	u	n	288	311	338	260	+78
Zdania	nu	ś	797	810	824	775	+49
Wierzbica	nu	p	1111	1151	1218	1088	+ 130
Lgota Wielka	s	p	1373	1449	1652	1840*	– 188

* – głębokość do dna, studnia sucha; – brak pomiarów; sz – szambo; z – zlikwidowana; u – użytkowana; nu – nieużytkowana; s – sucha; n – naglinowy; ś – śródglinowy; p – podglinowy; Stolarska 2003.

Kierunek i skalę przekształceń stosunków wód podziemnych pierwszego poziomu wodonośnego prześledzono w oparciu o rycinę 2. Wynika z niej między innymi, iż w podanym okresie proces wypełniania depresji poziomu naglinowego wystąpił prawie w całym obszarze zlewni, również w części nadal

objętej zasięgiem leja. Przeciętna zmiana położenia horyzontu wód podziemnych wyniosła dwa metry im plus w stosunku do stanu z 1985 roku. Ze wskazanej mapy wynika, iż w zlewni występowały obszary, w których doszło do obniżenia zwierciadła wód naglinowych i śródglinowych nawet o 6–8 metrów. Najsilniejsze obniżenie zwierciadła wód omawianego poziomu wodonośnego stwierdzono w pasie ciągnącym się na północ od Stobiecka Szlacheckiego (ryc. 2). Nie określono jednoznacznie przyczyny odpowiedzialnej za przyrost depresji w tej strefie. Za jeden z prawdopodobnych czynników zakłócających tutaj odbudowę zasobów wód podziemnych można uznać przebiegającą tędy drogę E75.

Pogłębienie depresji zwierciadła wód poziomu naglinowego zarejestrowane w południowej części zlewni było rezultatem ewolucji zasięgu leja, związanej z wspomnianymi wcześniej zmianami inwestycyjnymi BOT KWB „Bełchatów" (utworzenie zwałowiska wewnętrznego i uruchomienie Odkrywki „Szczerców") (ryc. 2). Rozwój depresji bełchatowskiej, intensyfikowany przez uruchomiony system odwadniania sąsiedniego pola eksploatacyjnego, wpłynął również na dynamikę wód poziomu podglinowego. W 2002 roku w porównaniu z wynikami badań sprzed 17 lat obniżenie zwierciadła tego poziomu w zachodniej części zlewni sięgało od 2 do 7m (ryc. 2).

Przekształcenia w obrębie podziemnego ogniwa obiegu wody w zlewni dały widoczną odpowiedź w odpływie rzecznym. Z tabeli 2 wynika, iż zmniejszenie przepływu w Kręcicy na odcinku Stępki–Żaby utrzymywało się od 1983 roku. Jedynie w okresach wiosennych roztopów obserwowano przyrost zasobów płynących korytem Kręcicy. Opublikowane dotychczas wyniki badań, na podstawie zmniejszania się siły związku statystycznego między miesięcznymi: wskaźnikami odpływu podziemnego i średnimi głębokościami do zwierciadła wody w studniach, wnoszą o infiltracyjnym charakterze dolnego odcinka Kręcicy (Jokiel i in. 1985ab). Badania przeprowadzone w 2002 roku również potwierdziły istnienie braku więzi hydraulicznej tego odcinka koryta z wodami podziemnymi. Niemniej jednak stwierdzono 10% wzrost współczynnika odpływu, co świadczy o poprawie warunków krążenia wody w zlewni. Fakt ten potwierdza także zanotowany wzrost powierzchni zajmowanej przez mokradła. W stosunku do absolutnego minimum z 1990 roku mokradła powiększyły zajmowany areał o 83% (Stolarska 2003).

Tab. 2. Zmiany natężenia przepływu z biegiem Kręcicy [$m^3 \cdot s^{-1}$]

Przekrój hydrometryczny	VII 1982	X 1983	VIII 1984	III 1985	XI 1985	VII 2002
Woźniki	0,126	0,074	0,040	0,140	0,080	0,056
Stępki	0,143	0,079	0,050	0,360	0,140	0,089
Żaby	0,189	0,079	0,010	0,790	0,060	0,080
Stępki–Żaby [%]	+32,2	0,0	-80,0	+119,4	-57,1	-11,1

W okresie ponad dwudziestu lat najwyraźniejsze przekształcenia dokonały się w zakresie hydrografii zlewni. Mianowicie, w 2002 roku stwierdzono, iż w krajobrazie dolnej części zlewni pojawiła się struga „Zalesicka", która wcześniej funkcjonowała jako ciek ginący w podmokłościach, natomiast dolny bieg Kręcicy, mimo swojego infiltracyjnego charakteru, prowadził wody w sposób stały. Brakiem reakcji na zmiany zasięgu leja depresyjnego cechował się epizodyczny ciek spod Brudzic. W końcu XX wieku w zachodniej części zlewni cieki funkcjonowały głównie w sposób okresowy bądź epizodyczny. Wyraźną poprawę stanu retencji korytowej odnotowano w ostatnich latach, od momentu wyłączenia systemu odwodnienia SE części Kopalni. Stały przepływ powrócił między innymi w niegdyś suchych odcinkach koryt strug płynących spod Stobiecka Szlacheckiego oraz przez Dobryszyce (ryc. 2).

Przekształcenia stosunków wodnych zlewni objęły również ich wymiar jakościowy. Przeprowadzone przez Kopalnię zwodociągowanie wszystkich jednostek administracyjnych, objętych zasięgiem leja depresyjnego, przy jednoczesnym braku budowy systemów kanalizacyjnych, przyczyniło się do obniżenia jakości zasobów wód. Wody podziemne uznano za pozaklasowe, zaś wody prowadzone korytem cieku głównego zaliczono do trzeciej klasy jakości (Burchard 1995). Gęstość ognisk zanieczyszczeń w zlewni Kręcicy wyniosła około 20 na 1 km^2. Podstawowym ogniskiem zanieczyszczeń wód podziemnych są nieużytkowane studnie gospodarskie, zamienione na szamba chłonne. Również powszechnym zjawiskiem zanotowanym w zlewni jest tak zwane „dzikie" składowanie odpadów, w tym gnojowicy oraz występowanie licznych dołów chłonnych (Burchard 1995; Stolarska 2003).

Przeprowadzone latem 2002 roku pomiary temperatury wód podziemnych jednoznacznie wskazały na istnienie intensywnego dopływu zanieczyszczeń. Dla przykładu, wody głębokiej na 20 metrów studni zlokalizowanej we wsi Wola Blakowa posiadały temperaturę aż 14°C (poziom międzymorenowy).

Ostatnie badania terenowe pokazały, iż antropogeniczne zmiany stosunków wodnych zlewni bardzo silnie wpłynęły na funkcjonowanie i jakość ekosystemów wodnych. W warunkach obniżonego zwierciadła wód podziemnych zaszły nieodwracalne procesy wysychania i murszenia torfów w obszarach niegdyś silnie podmokłych. Zmiana warunków wilgotnościowych na mokradłach przyczyniła się do zmiany ich składu gatunkowego (wkraczanie gatunków flory leśnej oraz przekształcanie dawnych mokradeł na użytki rolne – pola, pastwiska).

Podsumowanie

Prześledzone powyżej zmiany stosunków wodnych w zlewni Kręcicy, po pierwsze wykazały powolną odbudowę zasobów poziomu naglinowego, głów-

nie w obszarach wolnych od aktualnego zasięgu leja, przy jednoczesnym silnym pogłębieniu depresji zwierciadła wód międzymorenowych. Po drugie, odnotowany wzrost retencji powierzchniowej (koryt i mokradeł) wyraźnie koresponduje z wynikami uzyskanymi przed 1983 rokiem. Stwierdzono zatem, iż stosunki wodne zlewni dążą do quasi-naturalnego układu, zbliżonego do stanu panującego w pierwszym okresie oddziaływania Kopalni. Aczkolwiek wniosek ten należy traktować ostrożnie z uwagi na korzystne warunki alimentacji atmosferycznej zaistniałe w 2002 roku.

Przewidziana do 2019 roku eksploatacja węgla w polu „Bełchatów" oraz pozyskiwanie węgla z pola „Szczerców" przez kolejne 19 lat (2038 r.) nie zapowiadają szybkiej odbudowy stosunków wodnych regionu. Antropopresja górnicza związana ze złożem węgla brunatnego w rowie Kleszczowa, mimo wielu starań i dość efektywnych działań BOT KWB „Bełchatów" w zakresie ochrony środowiska, nadal istotnie będzie wpływać na szeroko pojęty obieg wody.

Literatura

Burchard J. (1995): *Antropogeniczne zmiany jakości wód gruntowych dorzecza Widawki*, Acta Univ. Lodz. Folia Geogr. 20; 189–205.

Jeż G., Jokiel P., Maksymiuk Z., Mela S., Teodorski J. (1997): *Wpływ Kopalni Węgla Brunatnego „Bełchatów" na stosunki wodne małej zlewni nizinnej*, Acta Univ. Lodz. Folia Geogr. Physica 1, Łódź; 127–153.

Jokiel P., Maksymiuk Z., Zawadzka A. (1985a): *Obieg wody w małej zlewni regionu bełchatowskiego na przykładzie dorzecza Kręcicy*, cz. I, opracowanie wykonane w Zakładzie Meteorologii, Klimatologii i Hydrologii Uniwersytetu Łódzkiego w ramach Problemu Węzłowego 10.2, grupy tematycznej 01.

Jokiel P., Maksymiuk Z., Zawadzka A. (1985b): *Warunki hydrologiczne dorzecza Kręcicy*, cz. II, *Zestawienie podstawowych charakterystyk hydrologicznych i meteorologicznych 1982–1985*, Materiały zebrane i opracowane w ramach Problemu Węzłowego 10.2, grupy tematycznej 01.

Jokiel P., Maksymiuk Z. (1988): *Wpływ kopalni odkrywkowej „Bełchatów" na zmiany odpływu*, [w:] *Antropogeniczne uwarunkowania zmian odpływu rzek w różnych regionach Polski*, Dokumentacja Geograficzna, z. 4, PAN IGiPZ.

Jokiel P., Maksymiuk Z. (1990): *Stacjonarne i niestacjonarne warunki odpływu z małej zlewni nizinnej*, Acta Univ. Lodz. Folia Geogr. 12; 85-97.

Maksymiuk Z. (2002): *Rozwój leja depresyjnego Kopalni Węgla Brunatnego „Bełchatów" i jego związek z budową geologiczną regionu*, [w:] *Obieg wody w zmieniającym się środowisku*, Prace Inst. Geogr. AŚ w Kielcach, z. 1; 293–300.

Stolarska M. (2004): *Wpływ Kopalni „Bełchatów" na stosunki wodne*, Aura, nr 4, Sigma – NOT, Warszawa; 8–10.

Stolarska M. (2003): *Zmiany stosunków wodnych zlewni Kręcicy w końcu XX wieku – przeszłość a teraźniejszość*, Praca magisterska, maszynopis w ZHiGW UŁ, Łódź.

Tamara Tokarczyk, Mariusz Adynkiewicz-Piragas***
*Zakład Hydrologii, **Zakład Badań Regionalnych,
Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej Oddział we Wrocławiu

Zmienność zasobów wodnych rzeki nizinnej

Variability of water resources of lowland river

Abstract: Water resources of any territory are all the permanent or temporal water on the investigated area. Taking into consideration the water management problems we should probe the conditions of water resources, which are characterized by quantity and can be described on the basis of water level measurement and hydrometric parameters. Knowledge of quantity state of water resources is essential to make decision assessment and undertaking which has influence on water resources changes. That is why the way of water resources characteristics should be adapt to type and requirements of conducted analysis. The water balance is the result of such analysis. Individual components of water balance allow analyzing the dynamics of water circulation in river basin.

The water resources assessment is the most important essential information for social-economic development planning of territory, which executes sustainable development policy.

In this paper water resources of lowland river basin, the Widawa river, were analyzed. In the last period the runoff regime changed due to hydrotechnical structures, river control and water reservoirs.

Słowa kluczowe: zasoby wodne, rzeka nizinna, bilans wodny, odpływ.
Key words: water resources, lowland river, water balance, runoff.

Wprowadzenie

Rozpatrując problemy gospodarki wodnej, konieczne jest rozpoznanie stanu zasobów wodnych badanego obszaru. Stan ten najczęściej jest charakteryzowany przez wielkości wyrażające ich ujęcie ilościowe, które są określane na podstawie obserwacji stanów wody oraz pomiarów hydrometrycznych. Znajomość ilościowego stanu zasobów wodnych jest niezbędna nie tylko do oceny bieżącej, ale również jako poziom odniesienia do oceny skutków projektowanych przedsięwzięć wpływających na zmiany zasobów wodnych badanego obszaru. Dlatego też sposób hydrologicznego scharakteryzowania musi być

dostosowany do rodzaju oraz wymaganej dokładności analiz i ocen. Wynikiem szczegółowych analiz hydrologicznych jest bilans zasobów wodnych. Pomiary składowych bilansu wodnego pozwalają na analizę dynamiki obiegu wody w zlewni.

W artykule poddano analizie zasoby wodne rzeki nizinnej Widawy, której reżim odpływu uległ w ostatnich latach zmianom, co wynika przede wszystkim z wprowadzonej zabudowy hydrotechnicznej, regulacji koryta oraz budowy małych zbiorników wodnych.

Charakterystyka fizycznogeograficzna

Zlewnia Widawy położona jest w obszarze nizin południowo-zachodnich obejmującym mezoregion Równiny Oleśnickiej i częściowo Wzgórz Trzebnickich oraz Twardogórskich. Jest przykładem rzeki, w której zlewni przeważającym typem krajobrazu naturalnego jest krajobraz nizinny z dolinami i równinami akumulacyjnymi. Wysokość położenia wynosi od 100 do 200 m n.p.m. Powierzchnia dorzecza Widawy do ujścia do Odry wynosi 1716 km^2. W zlewni Widawy wydzielić można 3 zlewnie cząstkowe zamknięte przekrojami wodowskazowymi o powierzchniach 509 km^2 (Michalice), 738 km^2 (Zbytowa) oraz 1640 km^2 (Wrocław – Sołtysowice). Głównymi dopływami prawostronnymi są: Oleśnica i Dobra, zaś lewostronnym Czarna Widawa.

Widawa jest rzeką antropogenicznie przekształconą, która w latach 1905–1910 została uregulowana od km 21+055 do ujścia, a w latach siedemdziesiątych na całej długości (103,2 km). W latach 1992–2002 nastąpiła renowacja regulacji i znacznie zwiększono przepustowość koryta głównego (Parzonka i in. 2003). W roku 2000 oddano do eksploatacji zbiornik Stradomia (0,496 mln m^3) położony we wsi Stradomia Wierzchnia w km 94+200, a w roku 2002 zbiornik Michalice (1,46 mln m^3) położony na terenie gminy Namysłów w km 70+232. Ponadto na Widawie zlokalizowanych jest 17 budowli hydrotechnicznych, w tym: 11 jazów, 2 progi, 2 przepusty, kanał ulgi i śluza wałowa, stawy rybne. Ponadto wzdłuż biegu Widawy zlokalizowano 12 użytkowników pobierających wodę i zrzucających ścieki.

Charakterystyka klimatyczna

Według regionalizacji klimatycznej Dolnego Śląska Schmucka (1960) północny skrawek zlewni Widawy należy do stosunkowo chłodnego regionu Trzebnickiego, pozostałe obszary do najcieplejszego w tej części Polski regionu nadodrzańskiego. W podziale klimatycznym Polski wg Wosia (1999), południowo-zachodnia część zlewni należy do regionu Dolnośląskiego Środkowego, część środkowa i północno-wschodnia do regionu Południowowielkopolskiego.

Najdłuższą termiczną porą roku jest lato (średnia dobowa temperatury powietrza powyżej 15°C), które w Namysłowie trwa 94 dni. Zima (średnia temperatura dobowa poniżej 0°C) trwa tu przeciętnie 55 dni i rozpoczyna się 23 grudnia. Meteorologiczny okres wegetacyjny rozpoczyna się w Namysłowie średnio 25 marca.

Dni mroźne, z temperaturą ujemną przez całą dobę, pojawiają się tu 27 razy w ciągu roku. Występują od listopada do kwietnia, z najwyższą częstością w styczniu (średnio 9 dni). Średnia roczna liczba dni bardzo mroźnych, o temperaturze maksymalnej poniżej -10°C, wynosi 1,1. Dni gorące, o temperaturze maksymalnej ponad 25°C, notowane są w Namysłowie 36 razy w ciągu roku, od kwietnia do października. Dni upalne, o temperaturze ponad 30°C, występują od maja do września. Ich średnia roczna liczba wynosi 5,2.

Opady atmosferyczne w zlewni Widawy cechuje duża zmienność czasowa i przestrzenna. Średnie roczne sumy opadów na przeważającej części zlewni zawierają się w granicach 570–620 mm. Najuboższa w opady jest zachodnia część zlewni Widawy, gdzie średnia roczna suma z okresu 1971–2000 wynosi około 550 mm. Największe sumy roczne opadów notuje się w Chełstowie (średnio 661 mm), położonym u podnóża Wzgórz Twardogórskich. W przebiegu rocznym maksimum opadów przypada w lipcu, a minimum w lutym. Średnia liczba dni z opadem kształtuje się od około 160 w dolnym biegu Widawy do 165 w Namysłowie i 168 w Chełstowie. Najwyższa zanotowana tu suma dobowa wynosi 76 mm.

Klimatyczny bilans wodny, charakteryzujący stopień uwilgotnienia atmosfery oraz potencjalne zasoby wodne w danym okresie, obliczany jest jako różnica pomiędzy sumą opadów atmosferycznych a wielkością ewapotranspiracji potencjalnej wyznaczonej ze wzoru Penmanna. Jest to wskaźnik stosowany do ilościowej oceny niedoboru opadów oraz intensywności suszy atmosferycznej. Wartości średnie miesięczne klimatycznego bilansu wodnego wyznaczone z okresu 1974–2003 dla 4 stacji położonych w zlewni Widawy i na terenach przyległych są ujemne niemal w całym półroczu letnim (z wyjątkiem października), zaś największe sumy niedoboru opadów w stosunku do parowania występują przeważnie w maju, bądź w sierpniu (Radczuk 2005).

Charakterystyka hydrogeologiczna

Na terenie zlewni Widawy znajdują się trzy główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP): zbiornik Oleśnica, Trestno – pradolina rzeki Odry i subzbiornik Kąty Wrocławskie – Oława – Brzeg – Oleśnica.

Według podziału hydrogeologicznego cała zlewnia rzeki Widawy leży w Regionie Wielkopolskim, w którym główny poziom użytkowy znajduje się w utworach czwartorzędu, tylko niekiedy w trzeciorzędzie. Czwartorzędowy poziom

użytkowy zlewni do wodowskazu Zbytowa występuje od kilku do 70 m. Wody poziomu użytkowego tego poziomu są przeważnie na głębokości kilku metrów, rzadko dochodzą do 40 m (odcinki dolin kopalnych). Są to przeważnie wody o swobodnym zwierciadle, których występowanie ogranicza się głównie do dolin rzecznych Odry i jej dopływów. W utworach trzeciorzędu są 1–3 warstwy wodonośne na głębokości od 30 do około 150 m. Pierwsza warstwa użytkowa zalega na głębokości od kilkunastu do 80 m. Wody występują pod ciśnieniem, w okolicach Wrocławia mają miejsce częste samowypływy (Radczuk 2005).

Charakterystyka hydrologiczna

Powierzchnia dorzecza Widawy do ujścia do Odry wynosi 1716 km^2. Wieloletnie obserwacje codziennych stanów wody i przepływów prowadzono w 3 przekrojach wodowskazowych: Michalice, Zbytowa i Wrocław – Sołtysowice. W 1995 roku posterunek wodowskazowy Wrocław – Sołtysowice został zlikwidowany, na skutek trudności w prawidłowym prowadzeniu obserwacji oraz bardzo silnego zarastania. W jego miejsce ok. 1,6 km w górę rzeki zainstalowano nowy wodowskaz Wrocław – Krzyżanowice. W 2001 roku oddano do użytku zbiornik retencyjny w Michalicach, którego budowa i praca zakłócały obserwacje na posterunku wodowskazowym w Michalicach, po likwidacji którego został założony nowy posterunek wodowskazowy w Namysłowie, ok. 5,5 km w dół rzeki Widawy. W związku z tym tylko wodowskaz Zbytowa posiada długi ciąg obserwacyjny 1953–2006, na podstawie którego można oszacować zasoby wodne.

W artykule przedstawiono charakterystyki hydrologiczne w postaci przepływów: charakterystycznych, prawdopodobnych, wezbraniowych, niżówkowych oraz odpływu całkowitego i jego składowej podziemnej dla zlewni Widawy zamkniętej wodowskazem Zbytowa o powierzchni 736 km^2.

Tab. 1. Przepływy charakterystyczne Widawy do przekroju Zbytowa za okres 1966–2005

	NNQ	SNQ	SSQ	SWQ	WWQ
Przepływ w $m^3 \cdot s^{-1}$	0,11 (2004)	0,65	3,32	22,7	39,8 (1982)
Odpływ jednostkowy w $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$	0,15	0,88	4,51	30,8	54,1

NNQ – najniższy niski przepływ, SNQ – średni niski przepływ, SSQ – średni przepływ, SWQ – średni wysoki przepływ, WWQ – najwyższy wysoki przepływ

Przepływy o zadanym prawdopodobieństwie przewyższenia zostały obliczone w przekroju wodowskazowym Zbytowa, dla którego dysponowano ciągiem przepływów maksymalnych rocznych z wielolecia, który spełniał warunki jednorodności. Parametry funkcji rozkładu prawdopodobieństwa otrzy-

mano metodą największej wiarygodności. Obliczenia wykonano programem komputerowym Q_{maxp} (IMGW 2001).

W opracowaniu podano wielkości przepływów o zadanym prawdopodobieństwie przewyższenia na poziomie p=10%, p=1% oraz p=0,3% istotnych z punktu widzenia szacowania zasobów wodnych w czasie wystąpienia wielkich wód oraz oceny zagrożenia powodziowego (tab. 2).

Tab. 2. Wartości przepływów o zadanym prawdopodobieństwie przewyższenia w przekroju wodowskazowym Zbytowa na Widawie

Przepływy o zadanym prawdopodobieństwie przewyższenia						Parametry rozkładu
$Q_{10\%}$ $m^3 \cdot s^{-1}$	$q_{10\%}$ $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$	$Q_{1\%}$ $m^3 \cdot s^{-1}$	$q_{1\%}$ $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$	$Q_{0,3\%}$ $m^3 \cdot s^{-1}$	$q_{0,3\%}$ $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$	
36,5	49,6	54,1	73,5	62,4	84,8	Rozkład Persona III typu, α=0,198165, η=4,423788, ε=0, poz. ufności=0,38, Kryterium Akaike AIC=13,40030

Przepływy niżówkowe są obiektywnym wskaźnikiem odzwierciedlającym zasoby wodne w czasie trwania suszy hydrologicznej. Na podstawie wyników trójparametrycznego modelu opisu niżówek określono deficyty i czasy ich trwania wyznaczone dla wartości progowej $Q_{90\%}$ dla przekrojów wodowskazowych Widawy. Parametry niżówki ekstremalnej w wieloleciu 1966–2005 zamieszczono w tab. 3.

Tab. 3. Parametry niżówki ekstremalnej w zlewni Widawy do przekroju wodowskazowego Zbytowa

Data	Deficyt [tys. m^3]	Czas trwania	Intensywność niżówki [tys. m^3]	Przepływ minimalny [$m^3 \cdot s^{-1}$]	Data wystąpienia przepływu minimalnego
2003-05-28 – 2003-10-07	4474	133	33,6	0,26	2003-06-25

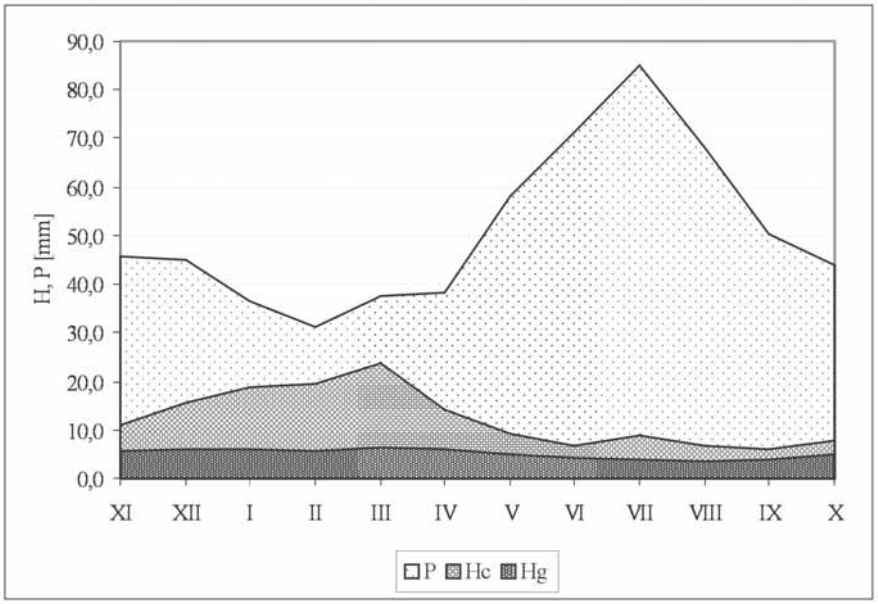
Ogółem w wieloleciu 1966–2005 wystąpiły 43 niżówki. Liczbę niżówek z podziałem na klasy czasu ich trwania zestawiono w tab. 4.

Tab. 4. Liczba niżówek z podziałem na klasy w zlewni Widawy

Wodowskaz	ogółem	do 10 dni	11 do 20 dni	21 do 30 dni	ponad 30 dni
Zbytowa	43	13	12	6	12

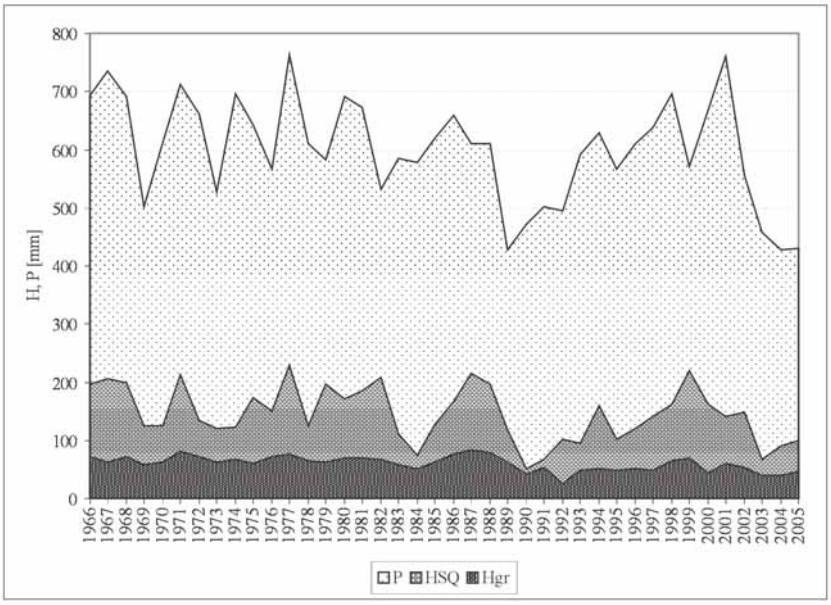
Odpływ całkowity i jego zmienność jest ściśle związana ze zmianami zasilania rzeki spowodowanymi warunkami klimatycznymi oraz hydrogeologicznymi. Odpływ charakteryzuje się wyraźnie zaznaczoną zmiennością sezonową (Tomaszewski 2001). Udział wód powierzchniowych i podziemnych w od-

pływie całkowitym oraz ich zmienność, powodowana rocznym rytmem zasilania, daje podstawę do wydzielenia okresów zasobnych oraz ubogich w wodę (Tokarczyk, Adynkiewicz-Piragas 2004). W związku z powyższym w pracy dokonano rozdziału hydrogramu codziennych przepływów na odpływ podziemny, przyjmując założenie, że odpływ gruntowy zmienia się liniowo pomiędzy najważniejszymi minimalnymi przepływami lokalnymi i nie przekracza wysokości przepływu granicznego Q_0. Wartość Q_0 przyjęto jako średnią arytmetyczną wielolecia z wartości otrzymanych z krzywych opadania rocznych i odpowiada ona punktowi zmiany zasilania z powierzchniowego na podziemny. Do obliczeń zastosowano program komputerowy NIZOWKA (Jakubowski 1997). Zmienność odpływu z podziałem na odpływ powierzchniowy i podziemny w układzie miesięcznym w postaci wskaźników przedstawiono na ryc. 1. Odpływ podziemny jest wyrównany, podczas gdy odpływ całkowity ma wyraźne maksimum w marcu.



Ryc. 1. Wielkość odpływu całkowitego z wydzielonym odpływem podziemnym na tle sum opadów w poszczególnych miesiącach w wieloleciu 1966–2005 w zlewni Widawy do przekroju wodowskazowego Zbytowa

Małą zmiennością charakteryzuje się odpływ podziemny w układzie rocznym, co obrazuje ryc. 2. Najmniejsza wartość odpływu podziemnego wystąpiła w 1992 r. (25 mm). Również w ostatnich latach od 2000 r. (z wyjątkiem 2001 r.) odpływ ten był mniejszy od średniej i wahał się od 38,5 mm (2003) do 53,4 (2004), podczas gdy średni z wielolecia wynosił 60, 2 mm.



Ryc. 2. Wielkość odpływu całkowitego z wydzielonym odpływem podziemnym na tle sum opadów w poszczególnych latach w wieloleciu 1966–2005 w zlewni Widawy do przekroju wodowskazowego Zbytowa

Podsumowanie

Widawa jest rzeką o wyraźnym zasilaniu opadowym letnim, natomiast jesienno-zimowym zasilaniu podziemnym. Można zatem przyjąć, że o wielkości odpływu decyduje wielkość opadu półrocza poprzedzającego. Procentowy udział odpływu podziemnego w odpływie całkowitym wynosi 40% (odpływ podziemny/odpływ całkowity). Zasilanie opadem zlewni podziemnej kształtuje się na poziomie 10% (odpływ podziemny/opadu).

Przepływ średni z wielolecia 1966–2005 wynosi SSQ = 3,32 $m^3 \cdot s^{-1}$, a odpowiadający mu spływ 4,51 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Najniższy przepływ w wieloleciu NNQ wynosił 0,11 $m^3 \cdot s^{-1}$, odpowiadający mu spływ 0,649 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Najwyższy zarejestrowany przepływ wyniósł 38,8 $m^3 \cdot s^{-1}$, zaś odpowiadający mu spływ 54,1 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Wartość przepływu o prawdopodobieństwie przewyższenia 1% wynosi 54,1 $m^3 \cdot s^{-1}$, zaś odpowiadający mu spływ jednostkowy 73,5 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$.

W latach 1966–2005 w zlewni Widawy zamkniętej przekrojem wodowskazowym Zbytowa wystąpiło 43 niżówki, w tym 12, które trwały ponad 30 dni. W czasie ekstremalnej niżówki deficyt wody wyrażony w mm na powierzchnię zlewni zamkniętej przekrojem wodowskazowym Zbytowa wynosił 6,07 mm.

Z powyższych charakterystyk można ocenić zlewnię Widawy jako średnio zasobną w wodę o wyraźnym sezonowym zasilaniu. W roku suchym średnie

roczne przepływy, w porównaniu do warunków przeciętnych z wielolecia, zmniejszają się o ok. 40%. Sytuację pogarsza dodatkowo nierównomierny rozkład odpływu w ciągu roku, występowanie niskich przepływów w okresie największego zapotrzebowania podczas pełnej wegetacji.

Literatura

Jakubowski W. (1997): *Niżówka – program komputerowy*.

Radczuk L. (red.) (2005): *Współczesny stan i charakterystyka tendencji zmian zasobów wodnych rzeki Widawy*, Wyd. Wrocław 2000 Plus, Studia nad Strategią Miasta, z. 4, Wrocław; 139–194

Schmuck A. (1960): *Rejonizacja pluwiotermiczna Dolnego Śląska*, Zesz. Nauk. Wyższej Szkoły Rolniczej we Wrocławiu, Melioracja V, Nr 27, Wrocław.

Woś A. (1999): *Klimat Polski*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.

Tokarczyk T., Adynkiewicz-Piragas M. (2004): *Zmienność wybranych składowych bilansu wodnego w zlewni Widawy*, Zeszyty Naukowe AR we Wrocławiu, nr 503, Współczesne Problemy Inżynierii Środowiska, cz. III, Bilanse wodne ekosystemów rolniczych.Wrocław; 97–107.

Tomaszewski E. (2001): *Sezonowe zmiany odpływu podziemnego w Polsce w latach 1971–1990*, Wyd. Łódzkie, Towarzystwo Naukowe, Łódź.

Zasady obliczania największych przepływów rocznych o określonym prawdopodobieństwie przewyższenia, IMGW 2001, Warszawa.

Edmund Tomaszewski
Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej, Uniwersytet Łódzki, Łódź

Pora koncentracji odpływu podziemnego w środkowej Polsce

Time concentration of the groundwater runoff in the central Poland

Abstract: Phenomenon of the groundwater runoff seasonality was estimated by Markham's indices, transferred to hydrological background. Time concentration and seasonality index of the groundwater flow was estimated on the basis of daily discharge series, transformed into monthly groundwater runoff series with the assistance of the ET algorithm, for the period 1971–1990, for 28 gauging stations closing autochthonous catchments, situated in the central Poland. Analyses concerned spatial and temporal variations of presented indices as well as their connections with base flow index, which were depicted on maps. As a result some linear regression models appeared.

Słowa kluczowe: dynamika odpływu podziemnego, współczynnik zasilania podziemnego, wskaźnik zmienności i sezonowości odpływu.
Key words: groundwater flow dynamics, base flow index, indices of the flow variability and seasonality.

Wprowadzenie

Sezonowa zmienność zasilania koryta rzecznego wodami podziemnymi jest wypadkową wielu stacjonarnych i niestacjonarnych czynników fizycznogeograficznych związanych z klimatem, budową geologiczną, rzeźbą czy pokryciem terenu. Jednak ostatnie lata, a właściwie już dekady, przyniosły narastającą ingerencję człowieka w stosunki wodne, zwłaszcza w odniesieniu do wielkości i struktury odpływu. Zmiany te mają charakter bezpośredni (relatywnie łatwy do zarejestrowania), jak też opóźniony, w wyniku czego impulsy uwarunkowane antropogenicznie docierają do koryta rzecznego poprzez szereg ogniw pośrednich i są trudne do zidentyfikowania. W badaniach reżimu rzecznego ocena stopnia sezonowości charakterystyk będących jego estymatorami ma zasadnicze znaczenie, zaś próba rozszerzenia zbioru zmiennych, opisujących tę sezonowość, wydaje się celowa, zwłaszcza w kontekście coraz

większej niestabilności naturalnych i antropogenicznych czynników generujących proces odpływu.

Kompleksowemu ujęciu zagadnienia sezonowości odpływu podziemnego poświęcono w literaturze przedmiotu stosunkowo niewiele uwagi. Istniejące analizy bazowały na założonych *a priori* jednostkach czasowych, jakimi były miesiące czy półrocza i w takich samych przedziałach interpretowano później uzyskiwane charakterystyki zmienności odpływu. Stopień nierównomierności rocznego przebiegu odpływu podziemnego, jak też porę jego koncentracji można jednak wyrazić, bazując na miarach kątowych, zaproponowanych przez Markhama (1970), które w wersji autorskiej posłużyły do analizy opadów atmosferycznych, a po pewnych przekształceniach zostały wykorzystane do konstrukcji indeksu sezonowości (IS_p) i wskaźnika pory koncentracji (WPK_p) odpływu podziemnego.

Obie charakterystyki powstają przy założeniu, że średni miesięczny odpływ pochodzenia podziemnego reprezentowany jest przez wektor (r_i) o długości proporcjonalnej do wielkości tegoż odpływu i kącie nachylenia (α_i) uzależnionym od położenia środka danego miesiąca względem początku roku hydrologicznego:

$$\alpha_i = \frac{360 \cdot S}{365} \tag{1}$$

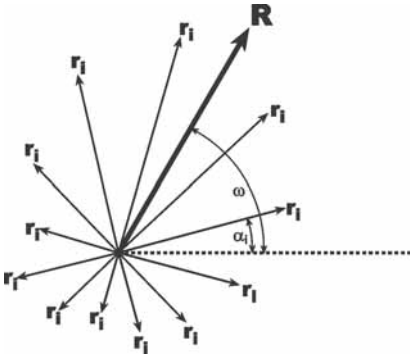
gdzie: S – liczba dni pomiędzy początkiem roku hydrologicznego a środkiem danego miesiąca.

W wyniku zastosowania tej operacji powstaje 12 wektorów, dla których można wyznaczyć wektor wypadkowy R o module $|R|$ i kierunku ω (ryc. 1). Dzieląc długość wektora wypadkowego $|R|$ przez sumę długości wektorów cząstkowych $|r_i|$ można obliczyć indeks sezonowości:

$$IS_p = \frac{|R|}{\sum_{i=1}^{12} |r_i|} \cdot 100\% \tag{2}$$

Zdefiniowany powyżej wskaźnik przyjmuje wartości z przedziału 0–100%, a wraz z jego wzrostem, rośnie stopień sezonowości odpływu podziemnego. Należy jednak zauważyć, że wynik równy 0% oznaczać może nie tylko idealną równomierność odpływu w ciągu 12 miesięcy, lecz również przypadek, w którym cała jego masa skupia się w 2 przeciwstawnych miesiącach (np. listopad i maj). Obie sytuacje mają charakter skrajny i teoretyczny, jednak wskazują na konieczność uważnej interpretacji uzyskiwanych wyników.

Kąt nachylenia wektora wypadkowego R – (ω) jest estymatorem pory koncentracji odpływu podziemnego (ryc. 1), zaś wartość wskaźnika na nim bazującego oblicza się według wzoru:



Ryc. 1. Idea konstrukcji miar sezonowości odpływu podziemnego na podstawie metody Markhama; r_i – wektor reprezentujący średni odpływ podziemny w miesiącu *i*, R – wektor wypadkowy dla wektorów r_i, α_i – kąt reprezentujący położenie środka miesiąca względem początku roku hydrologicznego, ω – kąt wskazujący termin pory koncentracji odpływu podziemnego względem początku roku hydrologicznego

$$WPK_p = arctg\left(\frac{\sum_{i=1}^{12}|r_i|\cos\alpha_i}{\sum_{i=1}^{12}|r_i|\sin\alpha_i}\right)\cdot\frac{365}{360} \qquad (3)$$

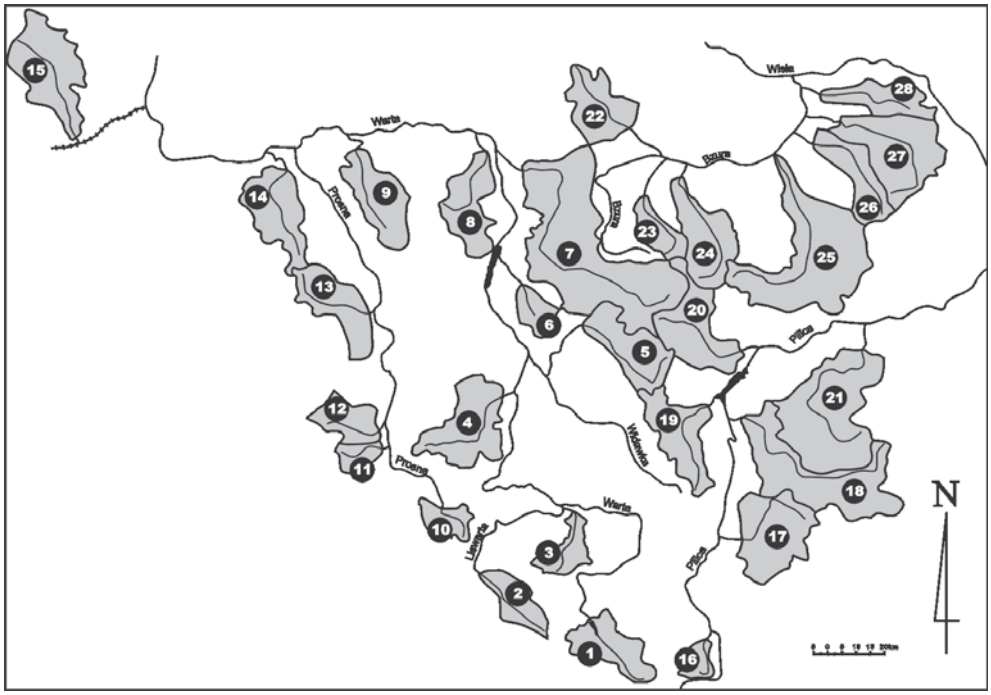
Charakterystyka, jaką jest WPK_p, wskazuje na termin koncentracji masy odpływu podziemnego (w dobach względem początku roku hydrologicznego) i nie należy jej utożsamiać z okresem występowania maksymalnych odpływów pochodzenia podziemnego. W połączeniu z indeksem sezonowości można zatem ocenić nie tylko porę koncentracji zasilania podziemnego rzek, ale również jej siłę, która ma istotne znaczenie przy ocenach reżimu rzecznego.

Warto dodać, że oba wskaźniki pozwalają na porównywanie pory i stopnia koncentracji masy wody w przebiegu rocznym pomiędzy różnymi ogniwami cyklu hydrologicznego. W literaturze polskiej znalazły one zastosowanie już przy ocenie opadów atmosferycznych (Kożuchowski, Wibig 1988), odpływu podziemnego (w skali całego kraju) (Tomaszewski 2001), odpływów niskich (Bartnik 2005), czy odpływu całkowitego (Jokiel, Bartnik 2001; Bartnik, Tomaszewski 2006).

Materiał badawczy

Opracowaniem objęto 28 zlewni autochtonicznych, położonych w dorzeczu Warty, Pilicy i Bzury (ryc. 2). Powierzchnie badanych obiektów zawierały się

w przedziale 119 – 1713 km^2, zaś ich położenie odzwierciedlało praktycznie pełne spektrum warunków fizycznogeograficznych, determinujących odpływ podziemny w Polsce środkowej. Względnie równomierne rozmieszczenie zlewni w przestrzeni umożliwiło interpolację i ekstrapolację uzyskanych wyników oraz konstrukcję map tematycznych w konwencji dazymetrycznej.



Ryc. 2. Rozmieszczenie zlewni objętych opracowaniem; 1. Warta – Poraj, 2. Liswarta – Niwki, 3. Kocinka – Kuźnica, 4. Oleśnica – Niechmirów, 5. Grabia – Łask, 6. Pichna – Różdżały, 7. Ner – Dąbie, 8. Kiełbaska – Kościelec, 9. Czarna Struga – Trąbczyn, 10. Prosna – Gorzów Śląski, 11. Pomianka – Opatów, 12. Niesób – Kuźnica Skakawska, 13. Ołobok – Ołobok, 14. Lutynia – Raszewy, 15. Mogilnica – Konojad, 16. Żebrówka – Bonowice, 17. Czarna Włoszczowska – Januszewice, 18. Czarna Maleniecka – Dąbrowa, 19. Luciąża – Kłudzice, 20. Wolbórka – Zawada, 21. Drzewiczka – Odrzywół, 22. Ochnia – Kutno, 23. Moszczenica – Gieczno, 24. Mroga – Bielawy, 25. Rawka – Kęszyce, 26. Pisia – Duranów, 27. Utrata – Krubice, 28. Łasica – Władysławów

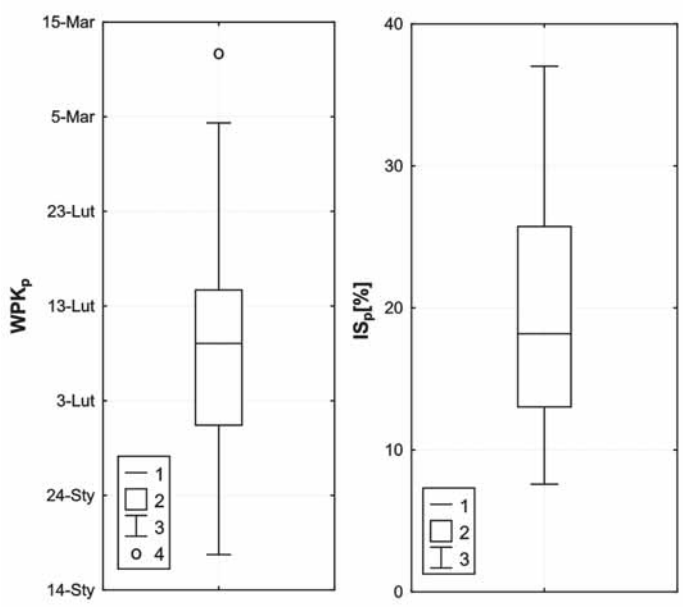
Źródłowy materiał hydrometryczny stanowiły serie przepływów dobowych za okres 1971–1990, w przekrojach kontrolnych obserwowanych przez IMGW. Na ich podstawie oszacowano dobowe wartości odpływu podziemnego przy pomocy automatycznego algorytmu separacyjnego ET, zaproponowanego przez Tomaszewskiego (2001). Dane te przekształcono w wektory średnich miesięcznych odpływów pochodzenia podziemnego i na ich podstawie oszacowano zde-

finiowane wcześniej indeksy sezonowości oraz wskaźniki pory koncentracji odpływu podziemnego.

Interpretacja uzyskanych wyników oraz dalsze analizy wymagały oszacowania jeszcze dwóch parametrów w badanych szeregach czasowych. Dyspersję wyników oceniono na podstawie współczynnika zmienności (Cv), definiowanego jako iloraz odchylenia standardowego i średniej w badanej próbce. Drugą charakterystyką był współczynnik zasilania podziemnego (WZ_p), obrazujący procentowy udział odpływu podziemnego w całkowitym.

Pora i poziom koncentracji odpływu podziemnego

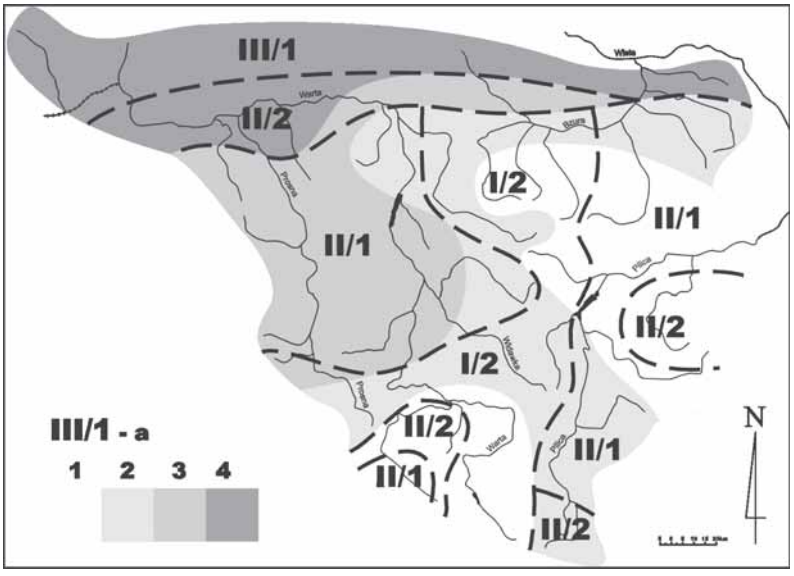
Przeciętna pora koncentracji odpływu podziemnego w badanej próbce zlewni przypadła na 9 lutego (ryc. 3). W połowie badanych przypadków wskaźnik WPK_p wypadł w pierwszej połowie lutego, zaś jego skrajne wartości dotyczą Wolbórki – 17 I oraz Łasicy – 11 III. Interesującym jest fakt, że przeciętna koncentracja odpływu całkowitego w środkowej Polsce wypada jedynie tydzień wcześniej – 2 II (Bartnik, Tomaszewski 2006). Wskazuje to bardzo wyraźnie na rolę półrocza zimowego w formowaniu zasilania podziemnego oraz od-



Ryc. 3. Zróżnicowanie wskaźnika pory koncentracji (WPK_p) oraz indeksu sezonowości (IS_p) odpływu podziemnego w badanej próbce zlewni (1971–1990); 1 – mediana, 2 – rozstęp międzykwartylowy, 3 – zakres zmienności w obrębie 1,5 odchylenia kwartylowego, 4 – wartości odstające w obrębie 3 odchyleń kwartylowych

pływu w ogóle. Coraz częstsze pojawianie się bezśnieżnych zim, częstych śródzimowych odwilży sprawia, że w okresie tym zbiorniki strefy aktywnej wymiany są najintensywniej odnawiane w skali całego roku. Brak wegetacji sprzyjający infiltracji w okresach dodatnich temperatur zdecydowanie skraca czas alimentacji i skutkuje stosunkowo szybką i pokaźną koncentracją odpływu.

Porządek przestrzenny WPK_p wykazuje układ w przybliżeniu pasowy – południkowy (ryc. 4). Jednakże jego geneza nie wynika z „przechodzenia" pór roku przez Polskę środkową, lecz ze zróżnicowania warunków geofiltracyjnych i geostrukturalnych. Jako pierwsze bowiem, odpływ podziemny koncentrują zlewnie występujące w pobliżu wododziału Odry i Wisły. Można założyć, iż z powodu stosunkowo niewielkiej objętości zbiorników strefy aktywnej wymiany na tych obszarach oraz płytkiego rozcinania poziomów wodonośnych przez koryta rzeczne, występuje tu najszybsza reakcja na zasilanie, skutkująca koncentracją odpływu podziemnego już w drugiej połowie stycznia. Na większości obszaru położonego na południe od pradoliny warszawsko-berlińskiej wartości WPK_p wypadają w pierwszej połowie lutego. Istnieją tu lokalne wyjątki od tej prawidłowości, jednak przechodzą one jedynie na „sąsiednie" terminy i wynikają prawdopodobnie ze specyfiki hydrogeologicznej lub gospodarki wodnej prowadzonej w danej zlewni.



Ryc. 4. Rozmieszczenie wskaźnika pory koncentracji i indeksu sezonowości odpływu podziemnego (1971–1990); a – wskaźnik pory koncentracji odpływu podziemnego (miesiąc/połowa), indeks sezonowości odpływu podziemnego [%]: 1 – 6,1–14,0, 2 – 14,1–22,0, 3 – 22,1–30,0, 4 – 30,1–38,0

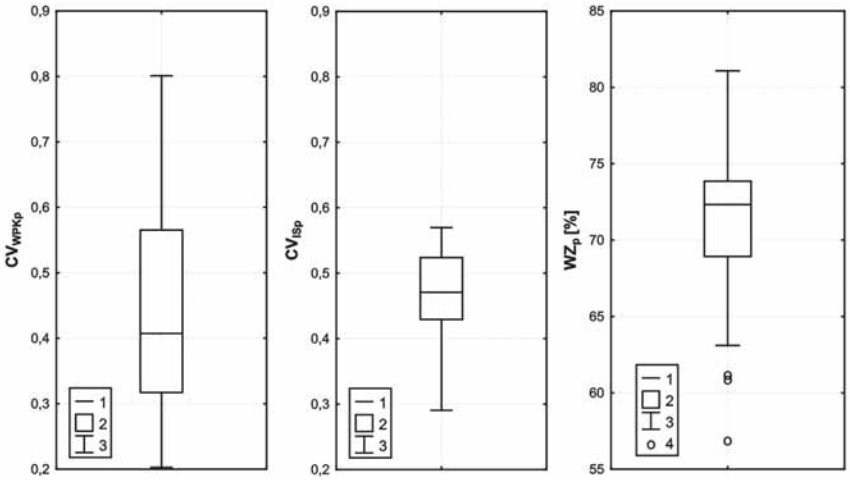
Przeciętna wartość indeksu sezonowości w środkowej Polsce wynosi 18,2% (ryc. 3). Rozkład w badanej próbce zbliżony jest do normalnego. Ekstrema zanotowano w zlewniach Kocinki (7,6%) oraz Mogilnicy (37%). Dyspersja omawianych wartości jest na tyle duża, że przedział połowy liczebności skupiony wokół mediany (13,2–25,5%) stanowi więcej niż połowę całego przedziału zmienności. Zlewnie badanego obszaru wykazują nieco wyższy poziom koncentracji odpływu podziemnego od przeciętnej dla Polski, która wynosi 14,7% (Tomaszewski 2001). Warto również podkreślić, że w badanym zbiorze wystąpiły zlewnie o ekstremalnie silnej koncentracji odpływu podziemnego w skali całego kraju np. Mogilnica. Stopień sezonowości odpływu całkowitego oszacowany dla tych terenów jest oczywiście zdecydowanie wyższy (przeciętnie 21%) i bardziej zmienny (9–42%) (Bartnik, Tomaszewski 2006), a i opady atmosferyczne wykazują sezonowość znacznie wyższego poziomu 20–30% (Kożuchowski, Wibig 1988). Wniosku takiego należało się oczywiście spodziewać, lecz warto zwrócić uwagę, że różnica w analizowanym poziomie koncentracji pomiędzy odpływem podziemnym a całkowitym lub opadami jest niemal dwukrotna.

W ujęciu przestrzennym, największą sezonowością odpływu podziemnego charakteryzuje się obszar Wielkopolski (ryc. 4). Odpływy podziemne pochodzące z występujących tu mało zasobnych zbiorników naglinowych i śródglinowych są dość nierównomiernie rozłożone – zdarzają się wysokie wezbrania i głębokie niżówki. Wraz z przemieszczaniem się w kierunku południowo-wschodnim, wielkości IS_p stopniowo maleją, osiągając minima na Wyżynie Małopolskiej (poniżej 10%). Zasilanie podziemne rzek pochodzi tu z drenażu zasobnych zbiorników w utworach wapiennych i marglistych. Jest ono równomiernie rozłożone w roku i nie wykazuje dużych różnic związanych z sezonowością. Można zatem stwierdzić, że w przypadku odpływu podziemnego czynniki geologiczne zdecydowanie silniej determinują poziom jego sezonowości niż warunki klimatyczne, czego spektakularnym przykładem jest Nizina Wielkopolska, gdzie przy relatywnie najbardziej równomiernie rozłożonych opadach nierównomierność zasilania podziemnego jest największa.

Stabilność pory koncentracji odpływu podziemnego i stopnia jej sezonowości

Jedną z powszechnie stosowanych miar dyspersji jest współczynnik zmienności. W odniesieniu do pory koncentracji odpływu podziemnego warto zadać pytanie – na ile pora ta jest stabilna w wieloleciu? Należy bowiem pamiętać, że przeciętna, wyznaczona dla szeregu o dużej dyspersji często „trafia" w wartości teoretyczne, położone daleko od tych, które wystąpiły w rzeczywistości. Ponadto stopień zmienności cech sezonowych jest istotną informacją, uzupełniającą wiedzę o reżimie rzecznym.

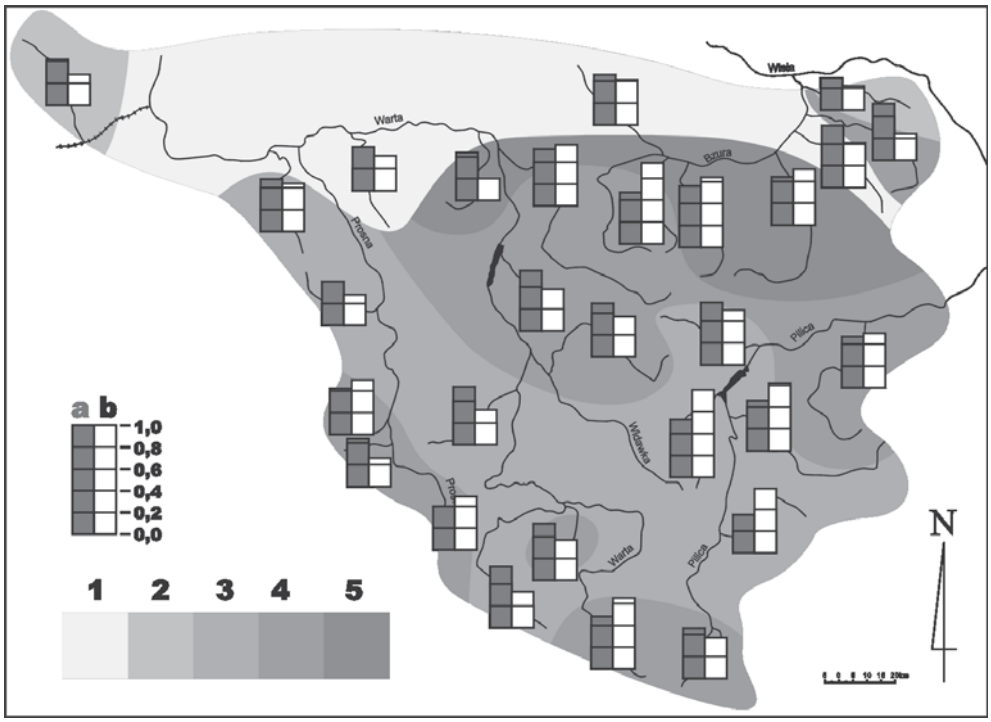
Współczynnik zmienności pory koncentracji odpływu podziemnego zmieniał się w badanej próbce od 0,2 do 0,8, przeciętnie zaś układał się na poziomie 0,42 (ryc. 5). Na poziom dyspersji istotnie wpływa fakt, że połowa liczebności próbki, skupiona wokół mediany, występuje w dość szerokim przedziale.



Ryc. 5. Zróżnicowanie miar dyspersji i współczynnika zasilania podziemnego w badanej próbce zlewni (1971–1990); CV_{WPKp} – współczynnik zmienności wskaźnika pory koncentracji odpływu podziemnego, CV_{ISp} – współczynnik zmienności indeksu sezonowości odpływu podziemnego, WZ_p – współczynnik zasilania podziemnego, 1 – mediana, 2 – rozstęp międzykwartylowy, 3 – zakres zmienności w obrębie 1,5 odchylenia kwartylowego, 4 – wartości odstające w obrębie 3 odchyleń kwartylowych

W ujęciu przestrzennym wielkości CV_{WPKp} również wykazują bardzo duże zróżnicowanie (ryc. 6). Najmniej stabilna pora koncentracji jest w górnej części dorzecza Bzury, środkowej Pilicy i w wybranych zlewniach dorzecza Warty. Zdecydowanie mniej zmienna jest pora koncentracji w zachodniej części badanego obszaru. Wydaje się, iż w tym przypadku czynniki klimatyczne, a zwłaszcza stopień kontynentalizmu pluwialnego i termicznego, odgrywają wiodącą rolę, a warunki hydrogeologiczne jedynie modyfikują nieco istniejący stan rzeczy.

Indeks sezonowości charakteryzuje przeciętnie nieco wyższy współczynnik zmienności (0,47) niż CV_{WPKp} (ryc. 5), jednakże rozrzut CV_{ISp} jest zdecydowanie mniejszy i asymetryczny w stronę wartości niskich. Zatem, o ile pora koncentracji odpływu podziemnego może być bardzo zmienna, to indeks sezonowości, determinowany strukturą strefy aktywnej wymiany, wykazuje większą stabilność wieloletnią. W efekcie porządek przestrzenny CV_{ISp} nie wykazuje stref, lecz jedynie obszary, na których zmienność indeksu sezonowości jest nieco wyższa lub niższa od przeciętnej (ryc. 6).



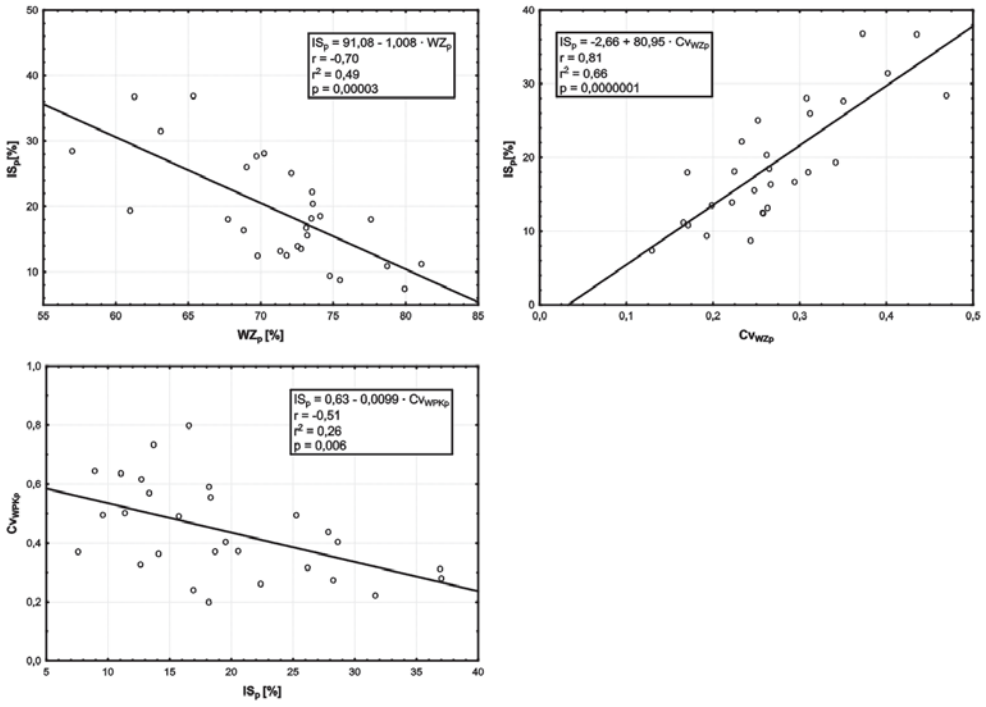
Ryc. 6. Rozmieszczenie miar dyspersji oraz współczynnika zasilania podziemnego (1971–1990); a – współczynnik zmienności indeksu sezonowości odpływu podziemnego, b – współczynnik zmienności wskaźnika pory koncentracji odpływu podziemnego; współczynnik zasilania podziemnego [%]: 1 – 57,1–62,0, 2 – 62,1–67,0, 3 – 67,1–72,0, 4 – 72,1–77,0 5 – 77,1–82,0

Warto zwrócić uwagę na relacje, jakie zachodzą pomiędzy CV_{WPKp} i CV_{ISp} w poszczególnych zlewniach na tle współczynnika zasilania podziemnego (WZ_p), będącego estymatorem podatności strefy hydrologicznie czynnej na gromadzenie i drenaż wód podziemnych (ryc. 5, 6). Wyróżnić tu można dorzecza, w których CV_{WPKp} znacznie przewyższa CV_{ISp}, a poziom retencyjności wód podziemnych odzwierciedlany jest wysoką wartością WZ_p (np. Moszczenica, Luciąża, Czarna Włoszczowska, Warta – Poraj). Zlewnie te odznaczają się na tyle zasobnymi zbiornikami wód podziemnych, że wykazują zróżnicowaną reakcję na zasilanie, co skutkuje stałym poziomem sezonowości, lecz zmienną porą koncentracji. Z drugiej strony występują zlewnie o niskich wartościach CV_{ISp} i wysokich CV_{WPKp}. Obiektom tym z kolei towarzyszy znacznie niższy poziom retencyjności (np. Mogilnica, Oleśnica, Liswarta czy Ołobok), zapewniający stosunkowo intensywną alimentację wód podziemnych, lecz w krótkim i podobnym terminie. Istnieje jeszcze cała grupa zlewni o podobnej zmienności pory koncentracji i indeksu sezonowości, gdzie stopień samej

zmienności wydaje się pozostawać w związku z wielkością współczynnika zasilania podziemnego.

Podsumowanie

Przeprowadzone analizy dość wyraźnie dowodzą, że zarówno pora, jak i siła koncentracji odpływu podziemnego w zlewniach nizinnych wykazuje istotne i wielokierunkowe zmiany. Niewątpliwie charakterystyki te pozostają w silnym związku ze współczynnikiem zasilania podziemnego, będącego estymatorem stopnia retencyjności zlewni. Bardzo wyraźna zależność rysuje się nie tylko pomiędzy indeksem sezonowości odpływu podziemnego i WZ_p, lecz również pomiędzy IS_p a współczynnikiem zmienności WZ_p (ryc. 7). W pierwszym przypadku wzrost poziomu retencyjności zlewni, a co za tym idzie, wzrost bezwładności zasobów gromadzonych w zbiornikach strefy aktywnej wymia-



Ryc. 7. Wybrane zależności regresyjne; IS_p – indeks sezonowości odpływu podziemnego, WZ_p – współczynnik zasilania podziemnego, CV_{WZp} – współczynnik zmienności współczynnika zasilania podziemnego, CV_{WPKp} – współczynnik zmienności wskaźnika pory koncentracji odpływu podziemnego, r – współczynnik korelacji, r^2 – współczynnik determinacji, p – poziom istotności uzyskanego równania regresji

ny sprawia, iż odpływ podziemny jest coraz bardziej wyrównany w ciągu roku. W drugim przypadku, wzrost niestabilności udziału zasilania podziemnego, wskazującego na obniżone zdolności retencyjne zlewni, wyraźnie wpływa na wzrost stopnia sezonowości odpływu podziemnego. Sezonowość podziemnej składowej odpływu rzecznego wykazuje jeszcze jedną, interesującą właściwość. Otóż przy niskim stopniu jego sezonowości, pora koncentracji nabiera „skłonności" do przesuwania się, co jest spowodowane brakiem wyraźnej kumulacji odpływu podziemnego (ryc. 7).

Na zakończenie warto zwrócić uwagę, że w obserwowanych wieloletnich szeregach WPK_p, tylko w jednym przypadku (Ołobok) wykryto istotny statystycznie trend liniowy. W odniesieniu do IS_p, zidentyfikowano również jedynie 3 przypadki (Kiełbaska, Ołobok, Mogilnica) istotnej tendencji do zmian w wieloleciu. Jest to o tyle ciekawe, że różne formy odpływu w tym okresie i na tym obszarze podlegały dość powszechnie istotnym statystycznie trendom (Jokiel 2004). Brak tego typu tendencji w odniesieniu do zjawiska sezonowości odpływu podziemnego może wskazywać, iż mimo istotnych zmian w samym odpływie jego struktura wewnętrzna wciąż pozostaje niezmieniona, co oznacza, że poszczególne komponenty odpływu zmieniają się proporcjonalnie do swoich wielkości.

Literatura

Bartnik A. (2005): *Odpływ niski w Polsce*, Acta Geogr. Lodz., 91.

Bartnik A., Tomaszewski E. (2006): *Zastosowanie indeksu pory koncentracji do oceny niektórych cech reżimu rzecznego zlewni nizinnych*, Mat. Ogólnop. Konf. Nauk. nt. Przemiany środowiska geograficznego Polski Północno-Zachodniej, Poznań

Jokiel P. (2004): *Zasoby wodne środkowej Polski na progu XXI wieku*, Wyd. Uniw. Łódzkiego.

Jokiel P., Bartnik A. (2001): *Zmiany w sezonowym rozkładzie odpływu w Polsce środkowej w wieloleciu 1951–1988*, Wiad. IMGW, 2.

Kożuchowski K., Wibig J. (1988): *Kontynentalizm pluwialny w Polsce*, Acta Geogr. Lodz., 55.

Markcham Ch. G. (1970): *Seasonality in the precipitation in the United States*, Ann. Ass. of Amer. Geogr., 3.

Tomaszewski E. (2001): *Sezonowe zmiany odpływu podziemnego w Polsce w latach 1971–1990*, Acta Geogr. Lodz., 79.

Edmund Tomaszewski
Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej, Uniwersytet Łódzki, Łódź

Wybrane parametry struktury niżówek na przykładzie rzek Polski środkowej

Selected parameters of the low flow structure on the study case of the central Poland rivers

Abstract: The main aim of this article was to analyse relationships between minor and large hydrological draughts. Identification of low flow periods was based on threshold level method where minor droughts appeared below WNQ level (maximal value from minimal yearly run-off series) and large droughts – below SNQ level (average value from minimal yearly run-off series). Basic calculations were made for daily discharge series (1966–1983) of 29 gauging stations situated in the central Poland. Analysis involved three basic parameters: run-off deficit, low flow duration and number of low flow periods as well as three, newly constructed, characteristics of low flow structure: coefficient of a large low flow deficit, coefficient of a large low flow duration and coefficient of a large low flow frequency. Finally, 3 types of low flow structure were defined as well as their spatial differentiation.

Słowa kluczowe: struktura niżówki, kryteria wydzielenia niżówek, objętość niżówki, czas trwania niżówki.
Key words: low water structure, criteria of the flow periods identification, runoff deficit, low flow duration.

Wprowadzenie

Niżówka rzeczna jest pojęciem dobrze znanym w hydrologii. W okresie letnim utożsamia się ją z fazą suszy hydrologicznej, wywołaną brakiem zasilania opadowego przy znacznym współudziale ewapotranspiracji. Podczas zimy geneza tego zjawiska może być zgoła odmienna, a związana z przemarzaniem gruntu i ograniczeniem lub odcięciem drenażu wód podziemnych. Długość okresu ograniczonego zasilania oraz relacja pomiędzy tempem odnawiania i sczerpywania zasobów strefy aktywnej wymiany decyduje o niedoborze odpływu, którego wielkość pozwala uznać niżówkę za płytką lub głęboką. Specyfika tego ekstremalnego zjawiska, w przeciwieństwie do wezbrania, polega na jego nieporównywalnie większej inercji, która sprawia, że czas trwania i obję-

tość niedoboru wody są parametrami znacznie istotniejszymi od ekstremalnych rzędnych przepływu.

I choć w każdym przypadku niżówka wywołana jest recesją zasilania, to różne podejścia badawcze w różny sposób definiują to zagadnienie. Jedno z nich bazuje na stałym w wieloleciu przepływie granicznym. Okresy, w których przepływy układają się poniżej przyjętej wartości progowej identyfikowane są jako niżówki, których dwoma podstawowymi parametrami są: czas trwania oraz niedobór odpływu. Spośród kilku sposobów ustalania przepływu granicznego największą popularność zyskały metody bazujące na krzywej sum czasów trwania przepływów wraz z wyższymi – $Q_{70\%}$, $Q_{90\%}$ (Hisdal i in. 2004) oraz takie, które opierają się na przepływach charakterystycznych drugiego stopnia, gdzie SNQ jest estymatorem wartości progowej niżówek głębokich, zaś WNQ – niżówek płytkich (Zielińska 1964; Ozga-Zielińska 1990).

W literaturze przedmiotu pojawiło się wiele opracowań przyjmujących różne kryteria graniczne w zależności od celu opracowania. Dość mało uwagi poświęcano jednak relacjom pomiędzy niżówkami płytkimi i głębokimi, a przecież mają one niebagatelny wpływ na strukturę formowania przepływów niskich i są odzwierciedleniem pewnych relacji pomiędzy formami retencji w zlewni, przez co posiadają właściwości reżimotwórcze.

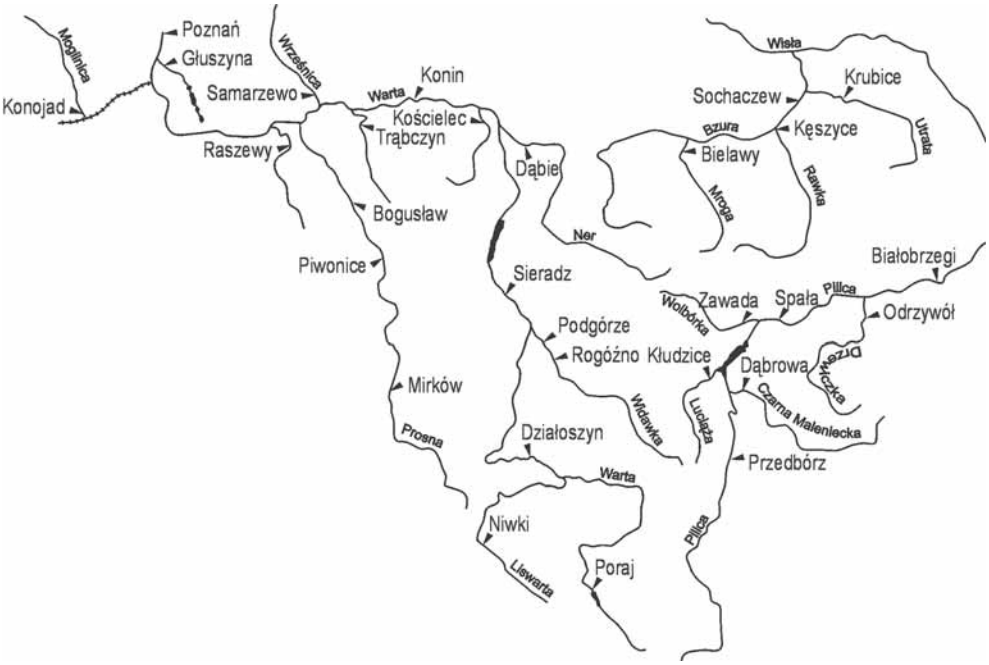
Materiał badawczy

Opracowaniem objęto 29 przekrojów wodowskazowych, zlokalizowanych w dorzeczu Warty, Pilicy i Bzury (ryc. 1). Dane źródłowe stanowiły serie codziennych przepływów, obserwowanych w okresie 1966–1983 przez IMGW.

Niżówki zidentyfikowano w oparciu o kryterium SNQ (niżówki głębokie) i WNQ (niżówki płytkie). Założono przy tym, że pojedyncza niżówka musi trwać co najmniej 5 dni, zaś przerwa pomiędzy sąsiednimi niżówkami musi być dłuższa niż 3 dni – w przeciwnym razie obie niżówki traktowano jako jedną. Obliczenia wykonano przy pomocy aplikacji NIZOWKA 2003 (Jakubowski 2004).

Niedobór odpływu

Objętość wody, jakiej brakuje do wartości granicznej, nosi nazwę niedoboru lub deficytu odpływu i utożsamiana jest z pojęciem objętości niżówki. Warto zauważyć, że aby osiągnięty został poziom graniczny niżówki głębokiej, rzędna przepływu musi „przejść" przez fazę niżówki płytkiej, co sprawia, że objętości obydwu muszą być choć częściowo ze sobą skorelowane (ryc. 2). Oszacowany związek jest bardzo silny, co wskazuje na duże podobieństwo proce-



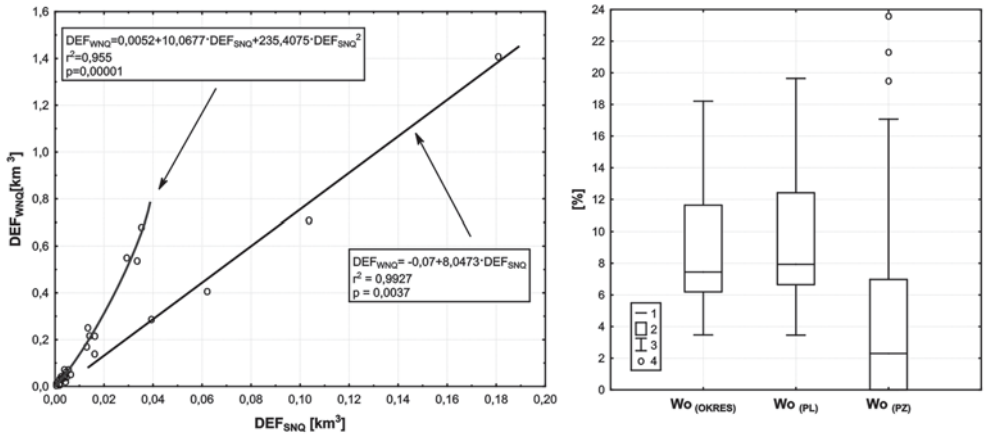
Ryc. 1. Rozmieszczenie wodowskazów objętych opracowaniem

sów generujących proces recesji zasobów zarówno przy przeciętnym, jak i niskim stopniu wypełnienia zbiorników wód podziemnych. Zauważyć można jednak pewne „odgałęzienie" prezentowanej funkcji. Nie jest ono przypadkowe, gdyż zlewnie, które je reprezentują (Warta: Poznań, Konin, Sieradz, Bzura – Sochaczew), to obiekty bardzo duże w skali badanej próbki, w których o formowaniu przepływów niżówkowych decydują nie tylko lokalne warunki środowiska, lecz również zespół impulsów przenoszonych z górnych części dorzeczy. Nie bez znaczenia pozostają także działania wodnogospodarcze, związane głównie z gospodarką rolną i komunalną. W efekcie, niżówki głębokie mają tam relatywnie większe znaczenie niż w przypadku zlewni mniejszych, o bardziej jednorodnych warunkach fizycznogeograficznych.

Znaczenie objętości niżówki głębokiej w strukturze przepływów niżówkowych można ocenić, konstruując bardzo prostą charakterystykę:

$$W_o = \frac{DEF_{SNQ}}{DEF_{WNQ}} \cdot 100\% \qquad (1)$$

gdzie: W_o – współczynnik objętości niżówki głębokiej; DEF_{SNQ} – objętość niedoboru odpływu poniżej SNQ; DEF_{WNQ} – objętość niedoboru odpływu poniżej WNQ.



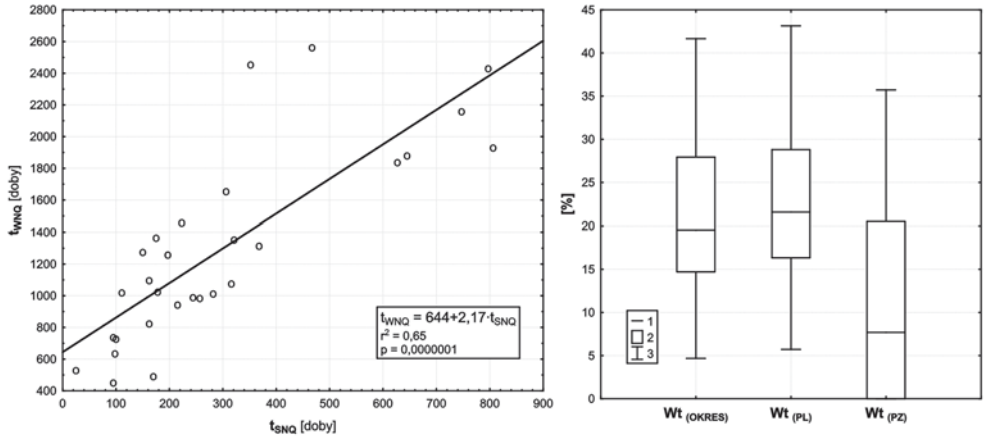
Ryc. 2. Właściwości statystyczne charakterystyk odnoszących się do objętości niżówki (1966–1983); DEF_{SNQ} – sumaryczny deficyt odpływu przy przepływie granicznym na poziomie SNQ, DEF_{WNQ} – sumaryczny deficyt odpływu przy przepływie granicznym na poziomie WNQ, W_o – współczynnik objętości niżówki głębokiej, PL – półrocze letnie, PZ – półrocze zimowe, r^2 – współczynnik dopasowania ustalonego równania regresji, p – poziom istotności ustalonego równania regresji, 1 – mediana, 2 – rozstęp międzykwartylowy, 3 – zakres zmienności w obrębie 1,5 odchylenia kwartylowego, 4 – wartości odstające w obrębie 3 odchyleń kwartylowych

Interpretacja powyższej miary jest bardzo prosta. Wartość 50% wskazuje na równe objętości niżówek głębokich i płytkich; wzrost lub spadek waloryzuje rolę niżówek głębokich. Przeciętnie w badanym okresie niżówki głębokie stanowiły ok. 7,7% objętości przepływów niskich (ryc. 2). Najmniej narażona na deficyt odpływu była zlewnia Drzewiczki (3,5%), najbardziej zaś dorzecze Utraty (18,2%). Wartości w próbce odstają zdecydowanie w stronę wysokich współczynników i dotyczą nie tylko małych zlewni (Mroga), ale i dużych (Warta: Sieradz, Konin, Poznań). Półrocze letnie charakteryzuje się przeciętnie niewiele wyższą wartością W_o i podobną dyspersją, co świadczy o istotnej roli tego półrocza w formowaniu przepływów niżówkowych. W okresie zimowym zdecydowanie rośnie znaczenie niżówek płytkich, co wskazuje na niezbyt intensywne ograniczanie zasilania z powodu niskiej temperatury. Warto jednak zwrócić uwagę na wartości odstające w skali całej próbki (Mroga, Rawka, Warta – Poraj) świadczące o bardzo dużym zróżnicowaniu warunków generujących niżówki w tej porze roku.

Czas trwania

Drugim, niezwykle ważnym parametrem, charakteryzującym niżówkę rzeczną jest czas jej trwania, albowiem długa i płytka niżówka może wywołać

taki sam efekt, jak krótka, lecz głęboka. Ponadto, z punktu widzenia cyklu hydrologicznego oraz niektórych aspektów gospodarki wodnej, długość okresu wyłączenia części zasobów z obiegu odgrywa niezmiernie ważną rolę. Zależność pomiędzy czasem trwania niżówek płytkich i głębokich w badanej próbce zlewni można uznać za dość mocną i istotną statystycznie (ryc. 3). Związek ten nie jest już tak silny, jak w przypadku deficytu odpływu (por. ryc. 2) albowiem czynniki lokalne nabierają tu coraz większego znaczenia. Dotyczy to zwłaszcza warunków geofiltracyjnych i związanych z nimi krzywych retencji, obrazujących zależność pomiędzy stanem wypełnienia zbiorników strefy hydrologicznie czynnej a natężeniem przepływu niżówkowego. W połączeniu z przebiegiem krzywych wysychania zlewni uzyskać można obraz tempa sczerpywania i odnawiania zasobów wodnych, determinującego dynamikę osiągania przepływów granicznych niżówki.



Ryc. 3. Właściwości statystyczne charakterystyk odnoszących się do czasu trwania niżówki (1966–1983); t_{SNQ} – sumaryczny czas trwania niżówek poniżej SNQ, t_{WNQ} – sumaryczny czas trwania niżówek poniżej WNQ, W_t – współczynnik czasu trwania niżówki głębokiej, PL – półrocze letnie, PZ – półrocze zimowe, r^2 – współczynnik dopasowania ustalonego równania regresji, p – poziom istotności ustalonego równania regresji, 1 – mediana, 2 – rozstęp międzykwartylowy, 3 – zakres zmienności w obrębie 1,5 odchylenia kwartylowego

Znaczenie czasu trwania niżówek głębokich w strukturze przepływów niżówkowych można zwaloryzować bardzo prostym współczynnikiem:

$$W_t = \frac{t_{SNQ}}{t_{WNQ}} \cdot 100\% \qquad (2)$$

gdzie: W_t – współczynnik czasu trwania niżówki głębokiej; t_{SNQ} – czas trwania niżówek poniżej SNQ; t_{WNQ} – czas trwania niżówek poniżej WNQ

Miara ta, podobnie jak poprzednia, przyjmuje wartości z przedziału 0–100%, przy czym teoretycznie 100% oznacza stan, w którym niżówki głębokie

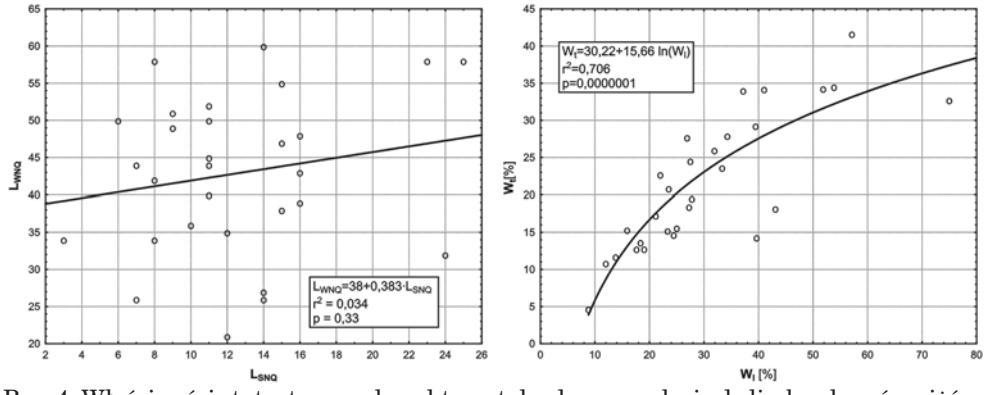
trwają tyle samo co płytkie. Niżówka płytka trwa przeciętnie na badanym obszarze 5 razy dłużej niż głęboka (ryc. 3). Rozkład wartości jest tu w zasadzie zbliżony do normalnego, osiągając minimum w zlewni Drzewiczki (4,7%), a maksimum w dorzeczu Mogilnicy (41,7%). W grupie zlewni o wysokich wartościach współczynnika W_t występują już tylko stosunkowo małe obiekty autochtoniczne (Czarna Struga, Wrześnica, Kopla, Morga), położone w strefie nizinnej i wysoce podatne na szybkie sczerpywanie okresowych zasobów wód podziemnych. W półroczu letnim udział długości niżówek głębokich nieznacznie rośnie za sprawą wzmożonej ewapotranspiracji podczas sezonu wegetacyjnego, zaś maksymalnie niżówka płytka może trwać jedynie 2 razy dłużej od głębokiej (Mogilnica). Długość głębokich niżówek okresu zimy nie odgrywa większej roli w formowaniu reżimu rzecznego.

Liczba okresów niżówkowych

Liczba okresów niżówkowych jest najbardziej, spośród przedstawionych powyżej parametrów, uzależniona od lokalnych warunków środowiska. Manifestuje się to brakiem istotnego związku pomiędzy liczbą niżówek płytkich i głębokich w badanej próbce zlewni (ryc. 4). Jeśli jednak liczbę tę wyrazić w postaci względnej, jako współczynnik częstości niżówki głębokiej:

$$W_l = \frac{L_{SNQ}}{L_{WNQ}} \cdot 100\% \qquad (3)$$

gdzie: W_l – współczynnik częstości niżówki głębokiej; L_{SNQ} – liczba okresów niżówkowych poniżej SNQ; L_{WNQ} – liczba okresów niżówkowych poniżej WNQ,

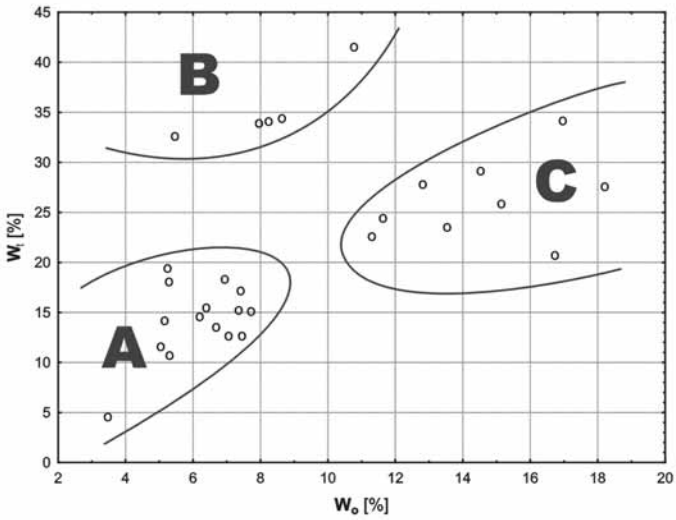


Ryc. 4. Właściwości statystyczne charakterystyk odnoszących się do liczby okresów niżówkowych (1966–1983); L_{SNQ} – liczba okresów niżówkowych poniżej SNQ, L_{WNQ} – liczba okresów niżówkowych poniżej WNQ, W_t – współczynnik czasu trwania niżówki głębokiej, W_l – współczynnik częstości niżówki głębokiej, r^2 – współczynnik dopasowania ustalonego równania regresji, p – poziom istotności ustalonego równania regresji

to okaże się, że wykaże on istotny związek ze współczynnikiem czasu trwania niżówki głębokiej (ryc. 4). Uzyskana, nieliniowa zależność logarytmiczna wskazuje nie tylko na fakt, że w zlewniach o coraz wyższym udziale liczby niżówek głębokich rośnie udział ich długości, lecz również, że w obiektach o wysokim wskaźniku W_l przyrost ten jest coraz słabszy. Wyjaśnienia tego faktu należałoby poszukiwać w istnieniu trudno sczerpywalnych zasobów wód podziemnych na poziomie odpływu bazowego (długookresowego), które stają się pewną barierą dla istniejącego tempa rozwoju niżówki.

Podsumowanie

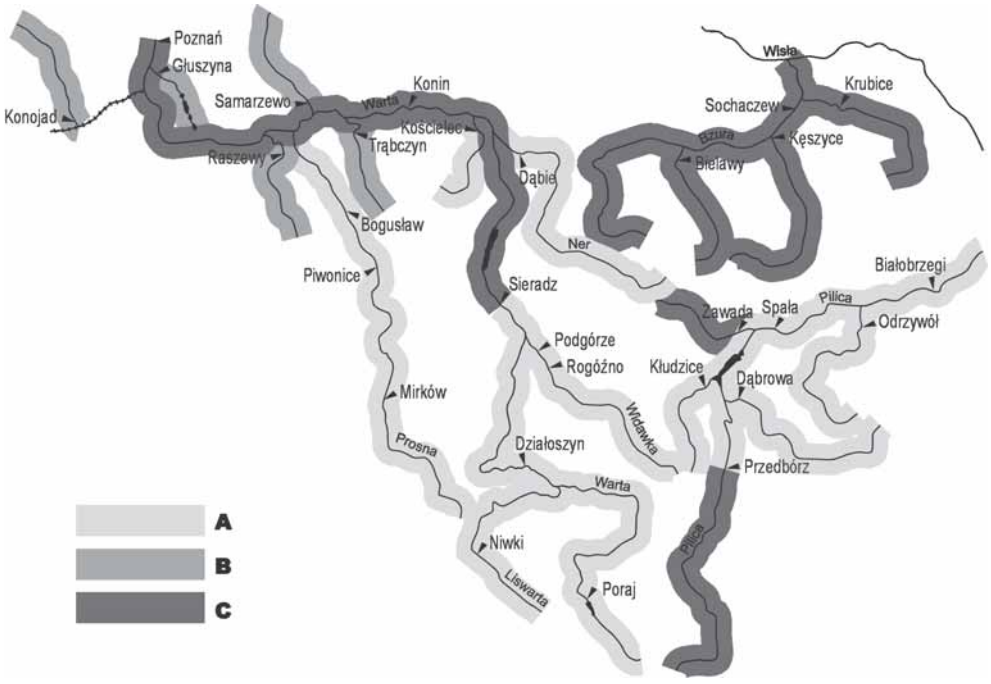
Przedstawione powyżej charakterystyki dają pewien pogląd na strukturę przepływów niżówkowych, wyrażoną przy pomocy kilku prostych parametrów. Oczywiście sprawą dyskusyjną może być granica progowa dla niżówki głębokiej, podobnie jak każda inna w tej metodzie. Niemniej wartość SNQ, obliczona na bazie minimów rocznych, tożsama jest z długookresowym odpływem pochodzenia podziemnego, zaproponowanym przez Wundta (1953) i daje tym samym płaszczyznę odniesienia interpretowalną fizycznie.



Ryc. 5. Związek współczynnika objętości niżówki głębokiej (W_o) ze współczynnikiem czasu trwania niżówki głębokiej (W_t) – 1966–1983; A, B, C – typ struktury niżówki – objaśnienia w tekście

Warto na koniec przyjrzeć się relacji pomiędzy dwoma najważniejszymi parametrami samej niżówki i jednocześnie jej struktury: W_o i W_t (ryc. 5). Nie rysuje się tu oczywiście żadna zależność liniowa, ale warto zwrócić uwagę na

fakt wyraźnego skupiania się badanych obiektów w 3 obszarach. W zasadzie można mówić w tym przypadku o 3 typach struktury niżówki w Polsce środkowej. **Typ A** charakteryzuje rzeki o niskim udziale objętości i czasu trwania niżówek głębokich. Rozprzestrzenia się on w górnej i środkowej części dorzecza Warty oraz środkowej i dolnej części dorzecza Pilicy (ryc. 6). Stosunkowo duża odporność rzek na „popadanie" w głębokie i długie niżówki wynika z całkiem pokaźnych i odpornych na sczerpywanie zasobów strefy aktywnej wymiany, jak również z istnienia zbiorników przepływowych, ingerujących w strukturę odpływu. W **typie B** znalazły się zlewnie dopływów środkowej Warty. Charakteryzują się one bardzo wysokim udziałem czasu trwania niżówek głębokich, lecz jednocześnie relatywnie niewielką ich objętością. Innymi słowy niżówki głębokie są tam „płytkie", ale długie. Wynika to z faktu niewielkiej pojemności naglinowych i śródglinowych zbiorników wód podziemnych w tych zlewniach, których potencjał okresowy jest sczerpywany i odnawiany stosunkowo szybko, zaś głębsze poziomy wodonośne reagują znacznie stabilniej. **Typ C** odznacza się bardzo dużym udziałem objętości głębokich niżówek przy relatywnie przeciętnym czasie ich trwania. Jest to wywoływane niewielkim rozcięciem erozyjnym mało zasobnych zbiorników wód pod-



Ryc. 6. Przestrzenne zróżnicowanie typów struktury niżówki; A, B, C – typ struktury niżówki – objaśnienia w tekście

ziemnych na terenach równinnych – dorzecze Bzury lub opisywanym wcześniej tranzytowym charakterem Warty poniżej od Sieradza do Poznania.

Relacje w obrębie struktury przepływów niżówkowych wydają się być o tyle ciekawe, że z jednej strony dokumentują istniejące przypuszczenia, nadając im wymiar ilościowy, z drugiej zaś dostarczają pewnych nowych informacji, które mogą być przydatne przy definiowaniu reżimu przepływów niżówkowych.

Badania finansowane z grantu: K091/P04/2004/11

Literatura

Hisdal H., Tallaksen L. M., Clausen B., Peters E., Gustard A. (2004): *Hydrological Drought Characteristics*, [w:] *Hydrological Drought. Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater,* ed. by L. M. Tallaksen, H. A. J. van Lanen, Develop. in Water Science, 48, Elsevier, Amsterdam.

Jakubowski W. (2004): *Nizowka 2003 software*, [w:] *Hydrological Drought. Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater,* ed by L. M. Tallaksen, H. A. J. van Lanen, Develop. in Water Science, 48, Elsevier, Amsterdam. Załącznik CD.

Ozga-Zielińska M. (1990): *Niżówki i wezbrania – ich definiowanie i modelowanie*, Przegl. Geof., 1–2, Warszawa.

Wundt W. (1953): *Gewasserkunde*, Springer, Berlin.

Zielińska M. (1964): *Metody obliczania i prognozowania niżówek w ujęciu probabilistycznym*, Wiad. Sł. Hyd. i Met., 58, Warszawa.

Zbigniew Trusewicz
Katedra Limnologii, Uniwersytet Gdański, Gdańsk

Warunki tlenowe jezior tatrzańskich

Oxygen conditions of Tatra lakes

ABSTRACT: In this paper the oxygen conditions of ten Tatra lakes are presented. These are lakes located within the Valley of the Rybi Stream, Valley of the Five Polish Lakes and the Gąsienicowa Valley. Investigations on oxygen concentration were conducted during summer stratification in years 2003 and 2004. The orthograde distribution of oxygen is characteristic for all of them.

SŁOWA KLUCZOWE: jeziora tatrzańskie, pionowe rozkłady tlenowe.
KEY WORDS: lake of the Tatra, vertical distribution of oxygen.

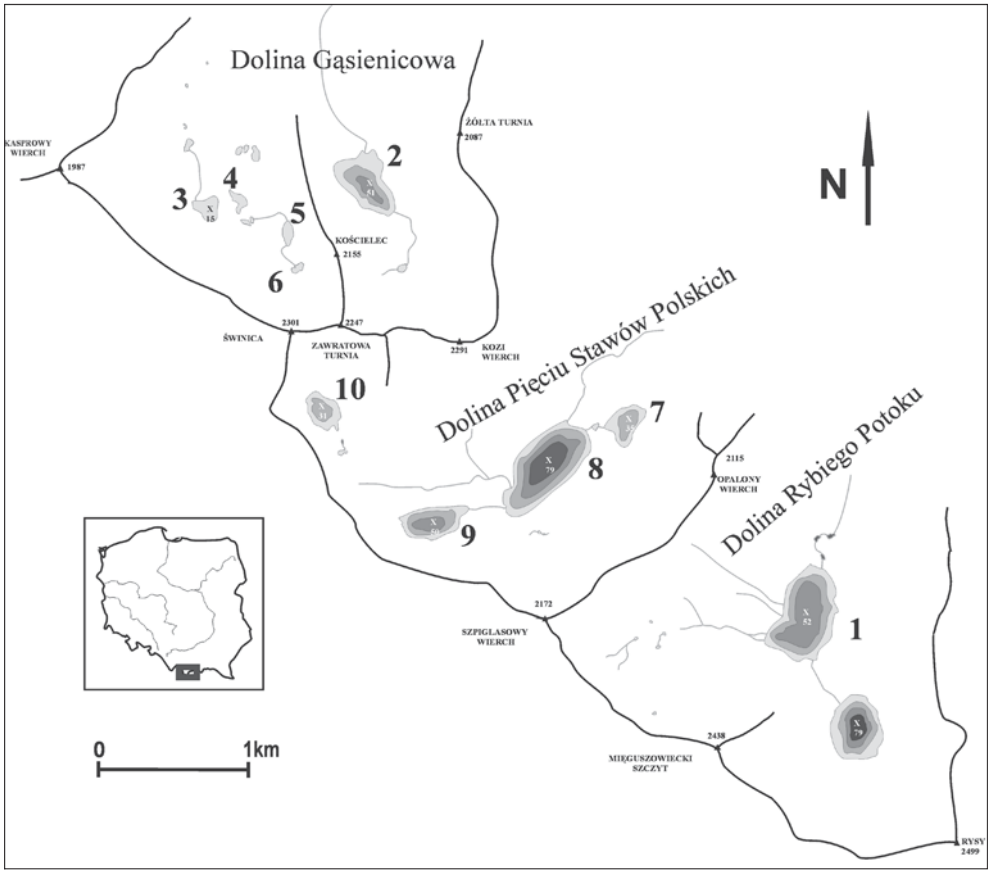
Wprowadzenie

Istotnym ogniwem sieci hydrograficznej Tatr są jeziora, zwane potocznie stawami. Najwięcej jest ich w Tatrach Wysokich (85% wszystkich tatrzańskich stawów). Jeziora, występujące w polskiej części Tatr Wysokich mają dość bogatą literaturę limnologiczną, ale stosunkowo niewiele jest prac informujących o zawartości tlenu w ich wodach. Zawartością tlenu w wodach wybranych jezior tatrzańskich zajmowali się: M. Stangenberg (1937), P. Olszewski (1949), M. Bombówna i K. Wojtan (1996). Badania zawartości tlenu w wodach wszystkich największych jezior Tatr Wysokich w granicach Polski przeprowadzili pracownicy Katedry Limnologii Uniwersytetu Gdańskiego w latach 1993 i 1994 (Lange i in. 2000). Badania te były kontynuowane w 2003 i 2004 r. Niniejszy artykuł zawiera ich wyniki.

Metody badań

W czasie wyjazdów ekspedycyjnych latem (pierwsza połowa sierpnia) 2003 r. i 2004 r., w okresie trwale ukształtowanej anotermii wykonano pomiary zawartości tlenu w głęboczkach dziesięciu tatrzańskich jezior, położonych w: Dolinie Rybiego Potoku (Morskie Oko), Dolinie Pięciu Stawów Pol-

skich (Przedni Staw Polski, Wielki Staw Polski i Czarny Staw Polski) i w Dolinie Gąsienicowej (Czarny Staw Gąsienicowy, Zielony Staw Gąsienicowy, Kurtkowiec, Długi Staw Gąsienicowy i Zadni Staw Gąsienicowy) (ryc. 1). W 2003 r. zbadano jeziora w Dolinie Rybiego Potoku i w Dolinie Gąsienicowej, a w 2004 r. w Dolinie Pięciu Stawów Polskich. Pomiary wykonywano z zakotwiczonej łodzi pontonowej w 2003 r. sondą tlenową OXI-197, a w 2004 r. sondą wieloparametrową YSI-6820. Odczyty zawartości tlenu w wodzie jezionej wykonywano w pionie ze zmianą głębokości co 1 m.



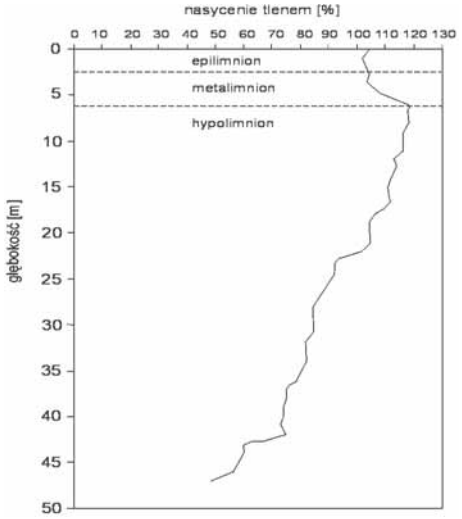
Ryc. 1. Szkic sytuacyjny obszaru badań. Jeziora: 1– Morskie Oko, 2 – Czarny Staw Gąsienicowy, 3 – Zielony Staw Gąsienicowy, 4 – Kurtkowiec, 5 – Długi Staw Gąsienicowy, 6 – Zadni Staw Gąsienicowy, 7 – Przedni Staw Polski, 8 – Wielki Staw Polski, 9 – Czarny Staw Polski, 10 – Zadni Staw Polski

Wyniki badań

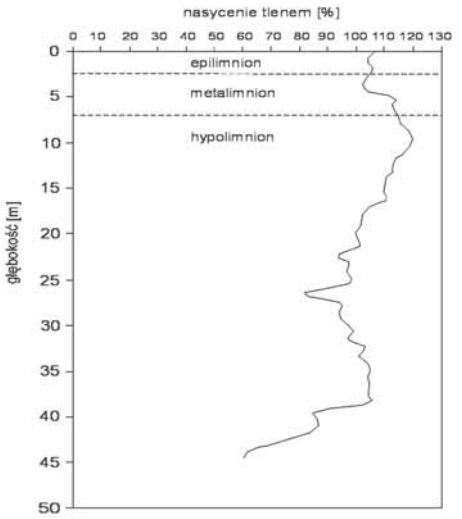
Woda wszystkich badanych jezior w czasie stagnacji letniej była dobrze natleniona do dna (tab. 1).

Morskie Oko leży w Dolinie Rybiego Potoku u stóp Mięguszowieckich Szczytów na wysokości 1395 m n.p.m. Jest to największe jezioro Polskich Tatr Wysokich (pow. 34,93 ha) o głębokości 51,8 m (Choiński 2000). W czasie anotermii w 2003 r. nasycenie wód jeziora tlenem wynosiło średnio 92%, a wód hypolimnionu 90% (tab. 1). Rozkład tlenu przedstawiał heterogradę dodatnią (ryc. 2). Strefa przesycenia tlenem sięgała 23 m, osiągając maksymalną wartość 118% na głębokości 6 m. Obejmowała ona 67% wód zmagazynowanych w jeziorze i swoim zasięgiem wnikała w obszar hypolimnionu. Nasycenie wód tlenem malało wraz z głębokością. Poniżej 23 m następował spadek nasycenia wód tlenem średnio o 2% co metr głębokości, a od 42 metra już o 14%, osiągając minimalną wartość przy dnie równą 48%.

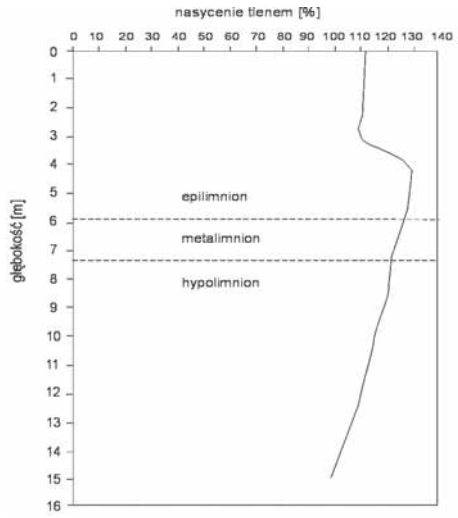
Podobne do Morskiego Oka warunki tlenowe stwierdzono w **Czarnym Stawie Gąsienicowym**. Jezioro to leży w Dolinie Gąsienicowej na wysokości 1620 m n.p.m. Zajmuje powierzchnię 18 ha, misa jego ma podobną głębokość jak Morskie Oko. Pomiary tlenu w wodach jeziora sięgnęły 44 m. W czasie stagnacji letniej w 2003 r. nasycenie wód jeziora tlenem wynosiło średnio 100%, a wód hypolimnionu 98% (tab. 1). Rozkład tlenu przedstawiał heterogradę dodatnią (ryc. 3). Przesycenia tlenowe występowały w dwóch strefach: od powierzchni do 22 m głębokości i od 32 m do 38 m. Maksymalna wartość



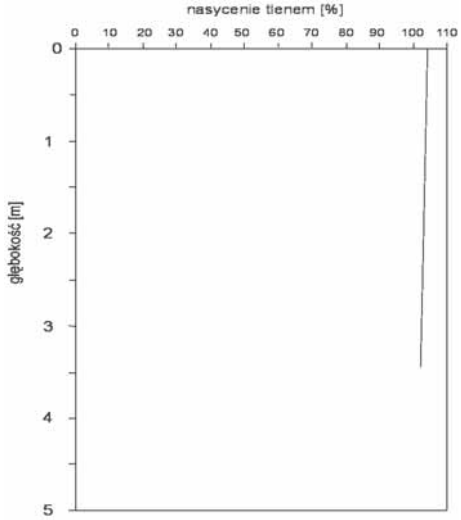
Ryc. 2. Pionowy rozkład tlenu w wodach Morskiego Oka; 6 sierpnia 2003 r.



Ryc. 3. Pionowy rozkład tlenu w wodach Czarnego Stawu Gąsienicowego; 6 sierpnia 2003 r.



Ryc. 4. Pionowy rozkład tlenu w wodach Zielonego Stawu Gąsienicowego; 6 sierpnia 2003 r.



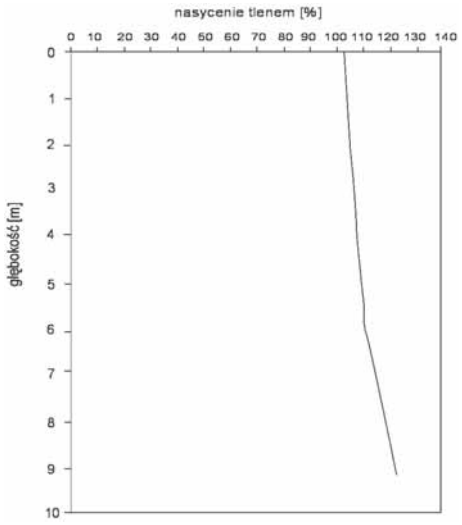
Ryc. 5. Pionowy rozkład tlenu w wodach Kurtkowca; 6 sierpnia 2003 r.

przesycenia tlenem sięgała 119% na głębokości 10 m. W strefie przesycenia tlenem znajdowało się 70% wód jeziora. Strefa ta znacznie wnikała w obszar hypolimnionu. Na 26 m głębokości zaznaczył się pierwszy wyraźny spadek zawartości tlenu w wodzie; od 38 m zawartość tlenu w wodzie jeziora malała, osiągając 59% na 44 m głębokości.

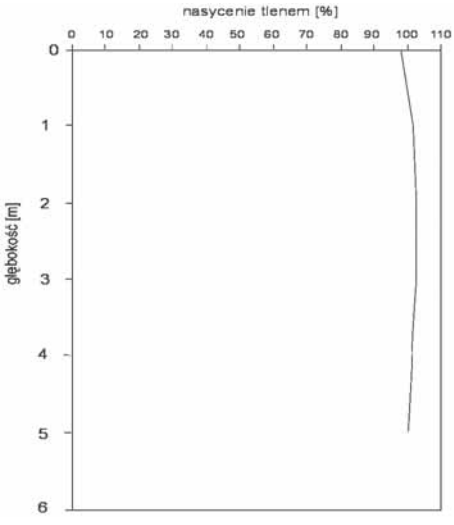
W małych i płytkich stawach tatrzańskich piony tlenowe w czasie stagnacji letniej w 2003 r. tworzyły ortogradę. I tak w wodach **Zielonego Stawu Gąsienicowego** (1672 m n.p.m., powierzchnia 3,8 ha, głębokość maksymalna 15,1 m) rozkład tlenu miał przebieg prosty i tworzył zmodyfikowaną ortogradę do postaci heterogrady dodatniej. W czasie stagnacji letniej w 2003 r. nasycenie wód jeziora tlenem wynosiło średnio 114%, a wód hypolimnionu 108% (tab. 1). Przesycenie tlenem występowało w całym pionie, osiągając maksymalną wartość 128% na głębokości 4 m. Przy dnie nasycenie wody tlenem wynosiło 98% (ryc. 4).

W małym (pow. 1,53 ha) i płytkim (4,8 m) stawie **Kurtkowiec** (1686 m n.p.m.) cała masa wód była przesycona tlenem na granicy 100% (tab. 1). Pion tlenowy miał postać ortogrady z wyrównanym stężeniem tlenu w całej objętości wód zbiornika (ryc. 5).

Także w wodach **Długiego Stawu Gąsienicowego** (1783 m n.p.m., powierzchnia 1,59 ha, głębokość maksymalna 10,6 m) pionowy rozkład tlenu miał postać zbliżoną do ortogrady (rys. 6). Cała masa wód była przesycona tlenem. Stężenie tlenu w wodzie rosło wraz z głębokością, osiągając przy dnie 124% (tab. 1).



Ryc. 6. Pionowy rozkład tlenu w wodach Długiego Stawu Gąsienicowego; 6 sierpnia 2003 r.



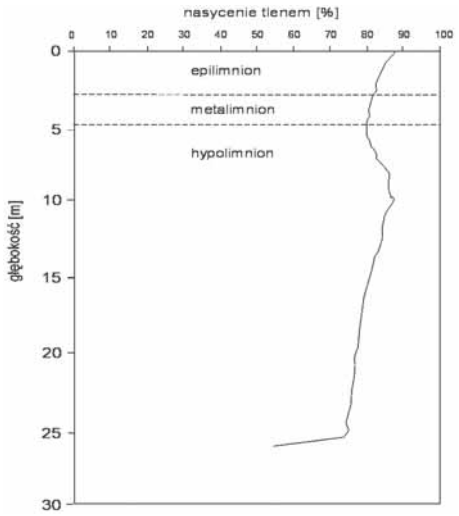
Ryc. 7. Pionowy rozkład tlenu w wodach Zadniego Stawu Gąsienicowego; 6 sierpnia 2003 r.

Najwyżej położony w Dolinie Gąsienicowej **Zadni Staw Gąsienicowy** (1852 m n.p.m.) ma powierzchnię 0,53 ha i głębokość maksymalną 8,0 m. W czasie stagnacji letniej w 2003 r. jego wody były nasycone tlenem w 102% (tab. 1). Pion tlenowy tworzył ortogradę (ryc. 7). W strefie przypowierzchniowej, obejmującej 3% pojemności zbiornika, zaznaczył się nieznaczny niedobór tlenu.

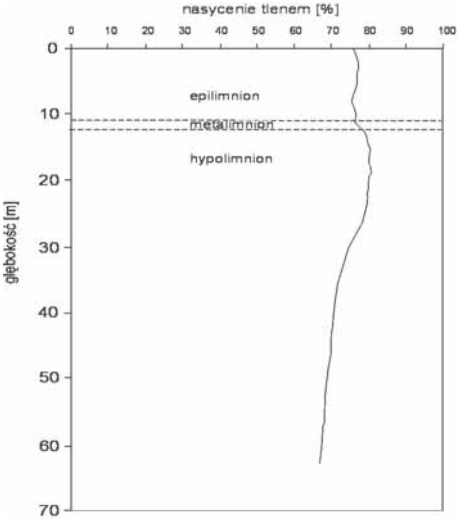
W czasie stagnacji letniej w 2004 r. nasycenie tlenem wód jezior Doliny Pięciu Stawów Polskich było niższe niż jezior w sąsiednich dolinach (tab. 1).

Przedni Staw Polski leży na wysokości 1668 m n.p.m. Jest to zbiornik głęboki (34,6 m) i zajmuje powierzchnię 7,72 ha. W czasie anotermii w 2004 r. nasycenie wód jeziora tlenem wynosiło średnio 77%, a wód hypolimnionu 83% (tab. 1). Rozkład tlenu przedstawiał lekko zmodyfikowaną ortogradę (ryc. 8). Strefa niedoboru tlenu obejmowała całą objętość wód zbiornika. Stężenia tlenu malały wraz z głębokością, osiągając najniższą wartość przy dnie równą 54%. Na głębokości 9 m zanotowano nieznaczny wzrost stężenia tlenu w wodzie.

Wielki Staw Polski (1665 m n.p.m.) jest najgłębszym z badanych jezior (80,2 m) (Choiński 2000) i jednym z większych (34,1 ha). W czasie stagnacji letniej 2004 r. nasycenie wód jeziora tlenem wynosiło średnio 73%, a wód hypolimnionu 80% (tab. 1). Rozkład pionowy tlenu w wodach jeziora przedstawiał ortogradę (ryc. 9). Nasycenie wód jeziora tlenem w całym pionie zmieniało się w zakresie 15%. Najwyższe nasycenie wody tlenem (80%) stwierdzo-



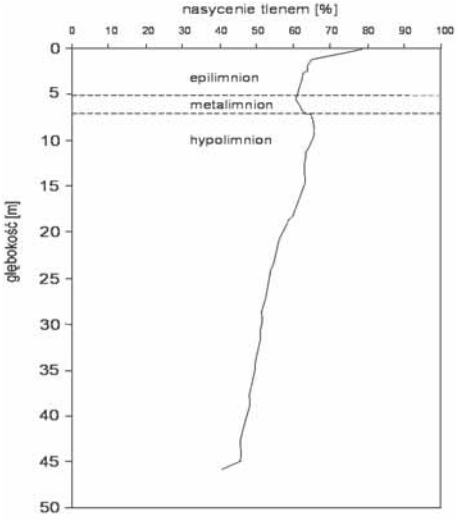
Ryc. 8. Pionowy rozkład tlenu w wodach Przedniego Stawu Polskiego; 19 sierpnia 2004 r.



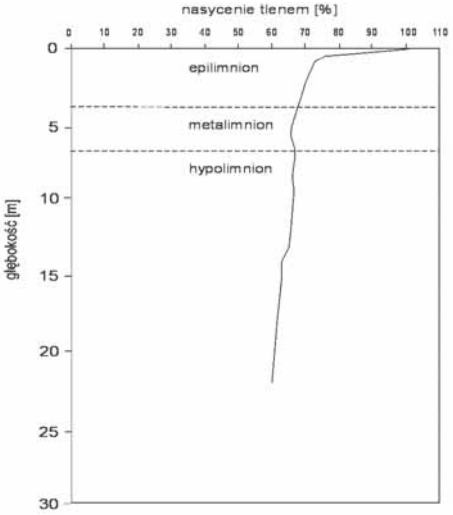
Ryc. 9. Pionowy rozkład tlenu w wodach Wielkiego Stawu Polskiego; 19 sierpnia 2004 r.

no na głębokości między 22 m a 23 m, tj. w strefie płytkiego metalimnionu. Przy dnie woda Wielkiego Stawu Polskiego była nasycona tlenem w 66%.

Także wody **Czarnego Stawu Polskiego** (1722 m n.p.m., powierzchnia 12,7 ha, głębokość maksymalna 50,5 m) (Choiński 2000) w czasie stagnacji



Ryc. 10. Pionowy rozkład tlenu w wodach Czarnego Stawu Polskiego; 19 sierpnia 2004 r.



Ryc. 11. Pionowy rozkład tlenu w wodach Zadniego Stawu Polskiego; 19 sierpnia 2004 r.

letniej w 2004 r. były w całej swej masie w strefie niedoboru tlenu (tab. 1). Średnie nasycenie wód jeziora tlenem wynosiło tylko 55%, a wód hypolimnionu 64%. Rozkład pionowy tlenu w wodach jeziora był prawie ortogradowy (ryc. 10). Znaczący spadek nasycenia tlenem stwierdzono w strefie epilimnionu od 79% do 60%. W metalimnionie zaobserwowano niewielki wzrost natlenienia wód do 65%. Natomiast w wodach hypolimnionu stężenie tlenu malało wraz z głębokością. Obserwowano w tej strefie spadek nasycenia wód tlenem o około 1% na metr głębokości; przy dnie nasycenie wód tlenem wynosiło 40%.

Najwyżej położonym z badanych stawów jest **Zadni Staw Polski** – 1890 m n.p.m. Jest to zbiornik niezbyt duży (6,46 ha), ale dość głęboki – 31,6 m. W czasie stagnacji letniej w 2004 r. średnie nasycenie tlenem wód tego jeziora wynosiło 77%, a wód hypolimnionu 76%. Przypowierzchniowa warstwa wód tego stawu, obejmująca 2% jego pojemności wykazywała nieznaczne przesycenie tlenem (102%) (tab. 1). Wraz z głębokością obserwowano spadek nasycenia wody tlenem średnio o 0,6% na metr głębokości. Najniższe stężenie tlenu, 72%, zanotowano przy dnie.

Tab. 1. Charakterystyka warunków tlenowych wód jezior tatrzańskich

Jezioro	Nasycenie wody tlenem (% tlenu)				Struktura tlenowa (% pojemności jeziora)			Średnie nasycenie hypolimnionu (% tlenu)
	Wody powierzchniowe	Wody naddenne	Średnie	Maksymalne	Strefa przesycenia	Strefa niedoboru	Strefa beztlenowa	
Morskie Oko	104	48	92	118	67	33	0	90
Czarny Staw Gąsienicowy	106	59	100	119	70	30	0	98
Zielony Staw Gąsienicowy	111	98	114	128	98	2	0	108
Kurtkowiec	102	100	101	102	100	0	0	—
Długi Staw Gąsienicowy	104	124	109	124	100	0	0	—
Zadni Staw Gąsienicowy	99	101	102	104	97	3	0	—
Przedni Staw Polski	88	54	77	88	0	100	0	83
Wielki Staw Polski	75	66	73	80	0	100	0	80
Czarny Staw Polski	79	40	55	79	0	100	0	64
Zadni Staw Polski	102	72	77	102	2	98	0	76

Podsumowanie

Porównując pionowe rozkłady tlenowe oraz wskaźniki opisujące strukturę tlenową 10 jezior Polskich Tatr Wysokich można stwierdzić, że:

1. w czasie stagnacji letniej w jeziorach tatrzańskich nie zaobserwowano stref beztlenowych;

2. badane zbiorniki charakteryzuje ortogradowy typ ustroju tlenowego;

3. w jeziorach, w których nasycenie wody tlenem przekracza 100%, strefa przesyceń jest rozległa i przekracza zasięg epilimnionu i metalimnionu;

4. w jeziorach ze strefami niedoboru tlenowego nasycenie wody tlenem jest zawsze wyższe od 50%;

5. małe i płytkie stawy mają wyrównane pionowe rozkłady tlenowe i średnie natlenienie ich wód oscyluje wokół wartości 100%.

Literatura

Bombówna M., Wojtan K. (1996): *Zmiany składu chemicznego wód jezior tatrzańskich na przestrzeni lat. Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek*, PTPNoZ, Oddział Krakowski, t. III, Kraków–Zakopane.

Choiński A. (2000): *Najgłębsze jeziora Tatr Polskich w świetle najnowszych pomiarów głębokościowych*, Czasopismo Geograficzne, t. 71, z. 1; 99–103.

Lange W., Maślanka W., Niwiński K. (2000): *Odrębność i zróżnicowanie fizyczno-limnologiczne jezior Tatr Polskich*, [w:] *Z badań geograficznych w Tatrach Polskich*, D. Borowiak, J.T. Czochański (red.), Wyd. UG, Gdańsk.

Olszewski P. (1949): *Odmienność uwarstwienia zimowego w jeziorach tatrzańskich*, Wszechświat, z. 3, Eugeniusz Dziewulski, Warszawa.

Stangenberg M. (1937): *Zur Hydrochemie der Tatraseen*, Verh. Int. Ver. Theor. Angew. Limnol., Vol. VIII, t. II.

Marek Walisch, Radosław Dałkowski**, Anna Fenyk**, Paweł Urbaniak***
*Pracownia Ochrony Jakości Wód, Uniwersytet Łódzki, Łódź
**Katedra Chemii Ogólnej i Nieorganicznej, Uniwersytet Łódzki, Łódź

Chemizm wód rzeki Mrożycy na tle zmian przepływu w zlewni

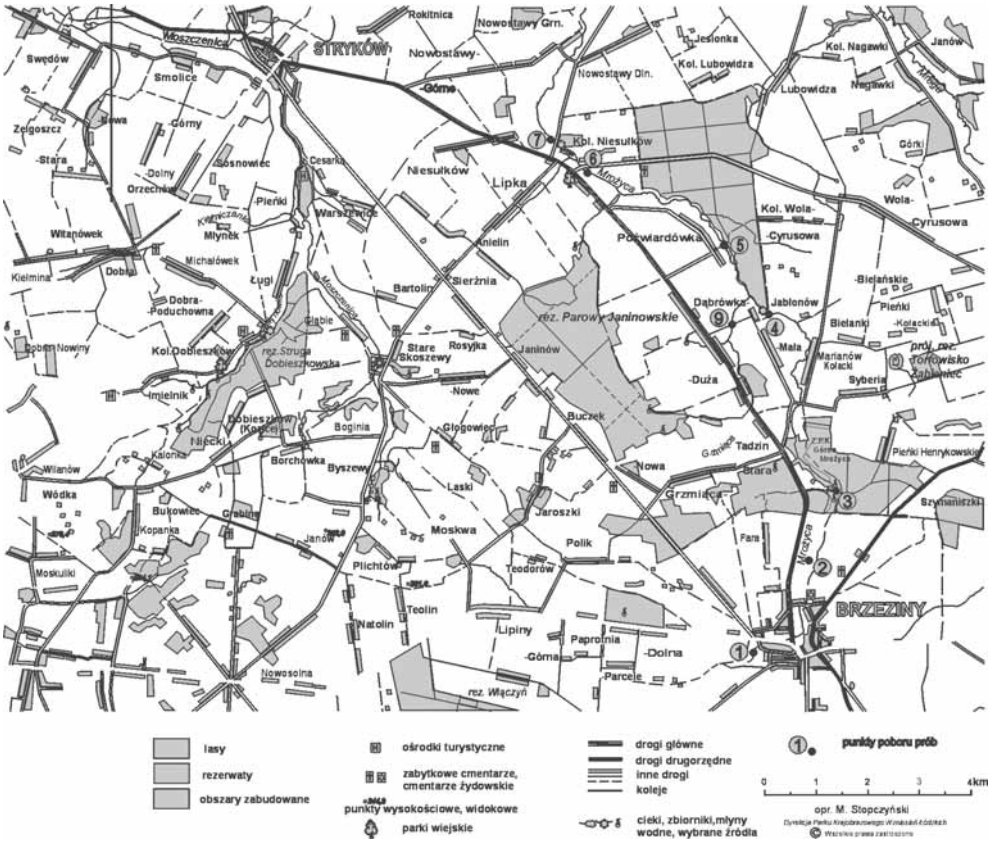
Chemistry of the Mrożyca river waters against changeability of water discharges in the catchment

ABSTRACT: The paper reports results of the physical and chemical tests of water samples taken from the Mrożyca river located partly in the Wzniesienia Łódzkie Landscape Park. Study was carried out from October 2005 till October 2006. The results are discussed in the aspect of water purity classification of the Ministry of the Environment. It was concluded that water in the Mrożyca river is polluted and in consequence it is classified to the Vth class of water purity. Research was carried together with water discharge observations. It made possible to calculate correlation between discharge and concentration of selected properties.

SŁOWA KLUCZOWE: zlewnia Mrożycy, jakość wód rzecznych, analiza chemiczna, antropopresja.
KEY WORDS:the Mrożyca river catchment, river water quality, chemical analysis, human impact.

Przedmiot badań

Obszarem badań jest źródłowy oraz środkowy odcinek Mrożycy (ryc. 1), będący IV-rzędowym, lewobrzeżnym dopływem Mrogi. Jest on niewielkim, 30-kilometrowym ciekiem, biorącym swój początek na SW od 12,5-tysięcznych Brzezin, które w całości znajdują się w obrębie jego zlewni. Jest to druga, pod względem długości, rzeka przepływająca przez Park Krajobrazowy Wzniesień Łódzkich. Jej źródła położone są na wysokości ok. 195 m n.p.m., a rzędna ujścia do Mrogi wynosi ok. 130 m n.p.m. (Czarnecka 2005), co przekłada się na średni spadek rzędu 2,2‰. Całkowity obszar zlewni po ujście do Mrogi wynosi 120,2 km^2 (Czarnecka 2005). Badany obszar odznacza się wybitnymi walorami krajobrazowymi w postaci głęboko wciętej doliny rzecznej, licznych parowów i niecek denudacyjnych oraz malowniczych nisz źródłowych.



Ryc. 1. Mapa punktów pomiarowo-kontrolnych wzdłuż rzeki Mrożycy

Ze względu na wyjątkowe walory przyrodnicze i krajobrazowe, w pobliżu Tadzina został utworzony zespół przyrodniczo-krajobrazowy Górna Mrożyca. W przyszłości planuje się utworzenie następnego, w okolicach Niesułkowa.

Szczegółowym badaniom poddano tylko 14,5-kilometrowy, górny odcinek cieku pomiędzy odcinkiem źródłowym powyżej Brzezin a profilem przy moście w Kolonii Niesułkowie oraz jego najdłuższy dopływ – Grzmiącą. W tak zarysowanych granicach badana zlewnia zamyka się powierzchnią 81,4 km^2.

Metodyka badań

Głównym celem pracy badawczej było wyznaczenie podstawowych parametrów fizykochemicznych określających stopień antropopresji, na jaką narażona jest Mrożyca w swoim górnym odcinku. Parametry określano na pod-

stawie próbek wody pobieranych raz w miesiącu w okresie: październik 2005 r. – październik 2006 r. (z pominięciem stycznia, lipca i sierpnia) w siedmiu profilach pomiarowo-kontrolnych, zarówno bezpośrednio z Mrożycy, jak i z cieku zasilającego – Grzmiącej. W ten sposób oznaczono następujące parametry: temperaturę, zapach, barwę, odczyn – pH, zawartość jonów amonowych, azotanowych (III) (azotynowych), azotanowych (V), fosforanowych oraz tlen rozpuszczony (Hermanowicz i in. 1999). Wykonano również badania zawartości kadmu, miedzi i ołowiu w wodach Mrożycy, stosując metodę anodowej, pulsowej, różnicowej chronowoltamperometrii inwersyjnej w układzie trójelektrodowym, z zastosowaniem jako elektrody pracującej wirującej elektrody z węgla szklistego pokrytego filmem rtęci (Kalvoda 1992). Badania spektralne prowadzono przy użyciu spektrofotometru VIS Metertek SP830, natomiast potencjometryczne – stosując elektrodę kombinowaną Eurosensor ESAg-P-301WM połączoną z pehametrem TELEKO N-5172. Zawartość rozpuszczonego tlenu wyznaczano przy użyciu konduktometru ELMETRON CCO-401, stosując czujnik tlenowy typu ELSENT CTN-9202s. Ocenę jakości wody w Mrożycy oparto o Rozporządzenie Ministra Środowiska z dn. 11.02.2004 r.

Ponadto, w pięciu profilach pomiarowo-kontrolnych wraz z poborem prób wody dokonywano równoległego pomiaru przepływu wody przy użyciu młynka hydrometrycznego HEGA. Pomiary te były wykonane w roku hydrologicznym 2006, a zatem nie objęto nimi października 2005 r. W celu uzyskania informacji o codziennym przepływie dla każdego profilu, obliczono korelację między przepływami pomierzonymi bezpośrednio w badanych profilach a danymi zaczerpniętymi z bazy IMGW (profil-analog w Bielawach na Mrodze). Wartości korelacji okazały się bardzo wysokie (0,83–0,96). Korelowane przepływy były względem siebie przesunięte o jedną dobę, ponieważ tyle czasu potrzeba na przepłynięcie wody z profilów pomiarowo-kontrolnych do profilu-analoga. W oparciu o uzyskane równania regresji obliczono codzienne przepływy w profilach kontrolnych.

Podstawowe dane zlewniowe i hydrograficzne obliczono na podstawie arkuszy map topograficznych w skali 1:50 000.

Wyniki badań

Na podstawie przeprowadzonych badań uzyskano informacje o stężeniach biogenów oraz wybranych parametrów fizykochemicznych (tab. 1). Ponadto w wodach Mrożycy stwierdzono obecność metali ciężkich: Zn, Cu, Pb i Cd (tab. 2).

Tab. 1. Wielkość badanych wskaźników fizykochemicznych w wodach Mrożycy

Nr ppk*	1 (0 km)**			2 (3,55 km)			3 (4,35 km)			4 (8,75 km)		
parametr	średnia	max	min	średnia	max	min	średnia	max	min	średnia	max	min
mg $P\text{-}PO_4 \cdot dm^{-1}$	0,799	1,118	0,531	1,795	2,339	1,305	1,685	2,715	0,708	2,125	5,831	0,772
mg $N\text{-}NO_3 \cdot dm^{-1}$	5,459	8,956	0,177	3,513	5,494	1,124	3,568	5,617	0,917	2,884	4,872	0,250
mg $N\text{-}NO_2 \cdot dm^{-1}$	0,017	0,032	0,008	0,027	0,039	0,015	0,048	0,096	0,000	0,039	0,068	0,020
mg $N\text{-}NH_4 \cdot dm^{-1}$	5,103	8,212	1,429	4,645	8,275	1,819	8,070	16,573	4,044	7,480	12,045	2,233
temp. wody °C	10,2	14,7	4,3	10,4	16,5	4,4	10,3	16,3	4,4	9,1	15,0	1,6
barwa mg $Pt \cdot dm^{-1}$	25	65	15	32	65	15	43	65	25	29	35	15
pH	7,39	8,08	5,65	7,69	8,09	7,22	7,54	7,97	7,16	7,72	8,17	7,37
tlen rozp. mg $O_2 \cdot dm^{-1}$	6,37	9,28	3,35	6,82	8,99	4,75	5,57	7,66	2,10	6,56	10,61	2,95
nr ppk	5 (10,35 km)			6 (13,8 km)			7 (14,5 km)			9 (dopływ)		
parametr	średnia	max	min	średnia	max	min	średnia	max	min	średnia	max	min
mg $P\text{-}PO_4 \cdot dm^{-1}$	1,623	3,868	0,303	1,710	3,308	1,214	1,728	3,500	1,009	0,532	0,824	0,281
mg $N\text{-}NO_3 \cdot dm^{-1}$	3,504	4,379	1,936	4,148	6,121	1,875	3,720	5,001	1,875	4,484	6,430	2,625
mg $N\text{-}NO_2 \cdot dm^{-1}$	0,035	0,068	0,017	0,040	0,093	0,011	0,056	0,180	0,007	0,008	0,014	0,001
mg $N\text{-}NH_4 \cdot dm^{-1}$	5,939	8,337	2,272	7,409	13,521	2,475	5,022	8,806	1,585	5,114	7,026	1,710
temp. wody °C	8,7	14,9	0,6	8,5	15,5	0,4	9,0	18,1	0,3	8,8	13,4	2,0
barwa mg $Pt \cdot dm^{-1}$	32	55	15	37	65	15	35	55	15	31	55	5
pH	7,79	8,28	7,40	7,72	8,15	7,30	7,86	8,17	7,43	7,77	8,13	7,34
tlen rozp. mg $O_2 \cdot dm^{-1}$	7,44	11,10	4,28	6,62	10,35	3,54	8,50	13,38	5,70	7,70	10,48	4,31

*ppk – punkt pomiarowo-kontrolny; **kilometraż punktów pomiarowo-kontrolnych prowadzony był od źródeł do ujścia.

Tab. 2. Zawartość metali ciężkich w wodach Mrożycy (p.o. – nie wykryto)

Nr ppk*	Cu [ppm]	Zn [ppm]	Cd [ppm]	Pb [ppm]
1	$1{,}960 \cdot 10^{-4}$	$1{,}240 \cdot 10^{-4}$	$1{,}750 \cdot 10^{-4}$	$0{,}266 \cdot 10^{-4}$
2	p.o.	p.o.	$0{,}025 \cdot 10^{-4}$	$0{,}139 \cdot 10^{-4}$
3	p.o.	p.o.	$2{,}330 \cdot 10^{-4}$	$0{,}944 \cdot 10^{-4}$
5	p.o.	$0{,}430 \cdot 10^{-4}$	$1{,}940 \cdot 10^{-4}$	$0{,}020 \cdot 10^{-4}$
7	p.o.	$0{,}273 \cdot 10^{-4}$	$1{,}291 \cdot 10^{-4}$	$0{,}067 \cdot 10^{-4}$
9	$0{,}754 \cdot 10^{-4}$	$2{,}370 \cdot 10^{-4}$	$0{,}223 \cdot 10^{-4}$	$0{,}044 \cdot 10^{-4}$

*ppk – punkt pomiarowo-kontrolny.

Analiza wyników

Mrożyca jest ciekiem o stosunkowo niewielkim przepływie (w profilu zamykającym średnia wartość przepływu w 2006 r. – ok. 0,4 $m^3 \cdot s^{-1}$), a przez to bardzo podatnym na zanieczyszczenie. Istnieje kilka realnych zagrożeń dla rzeki. Są nimi zrzut ścieków z oczyszczalni miejskiej Brzezin, zrzuty ścieków nieoczyszczonych z terenu miasta, spływy wody z kanałów deszczowych i powierzchniowych z pól, jednak niewątpliwie zrzut z oczyszczalni Zakładu Usług Komunalnych Sp. z o.o. w Brzezinach ma największy wpływ na chemizm wody

badanej rzeki. Oczyszczalnia mechaniczno-biologiczna w Brzezinach ma przepustowość 5000 m^3/dobę, a ilość oczyszczanych ścieków waha się w zakresie 1,1-1,3 hm^3/rok, co świadczy, że przepustowość oczyszczalni jest wykorzystywana zaledwie w ok. 66%. Pozostałe dwie oczyszczalnie mechaniczne na terenie Brzezin są bardzo małe i ich wpływ na obieg wody i zanieczyszczeń jest niewielki.

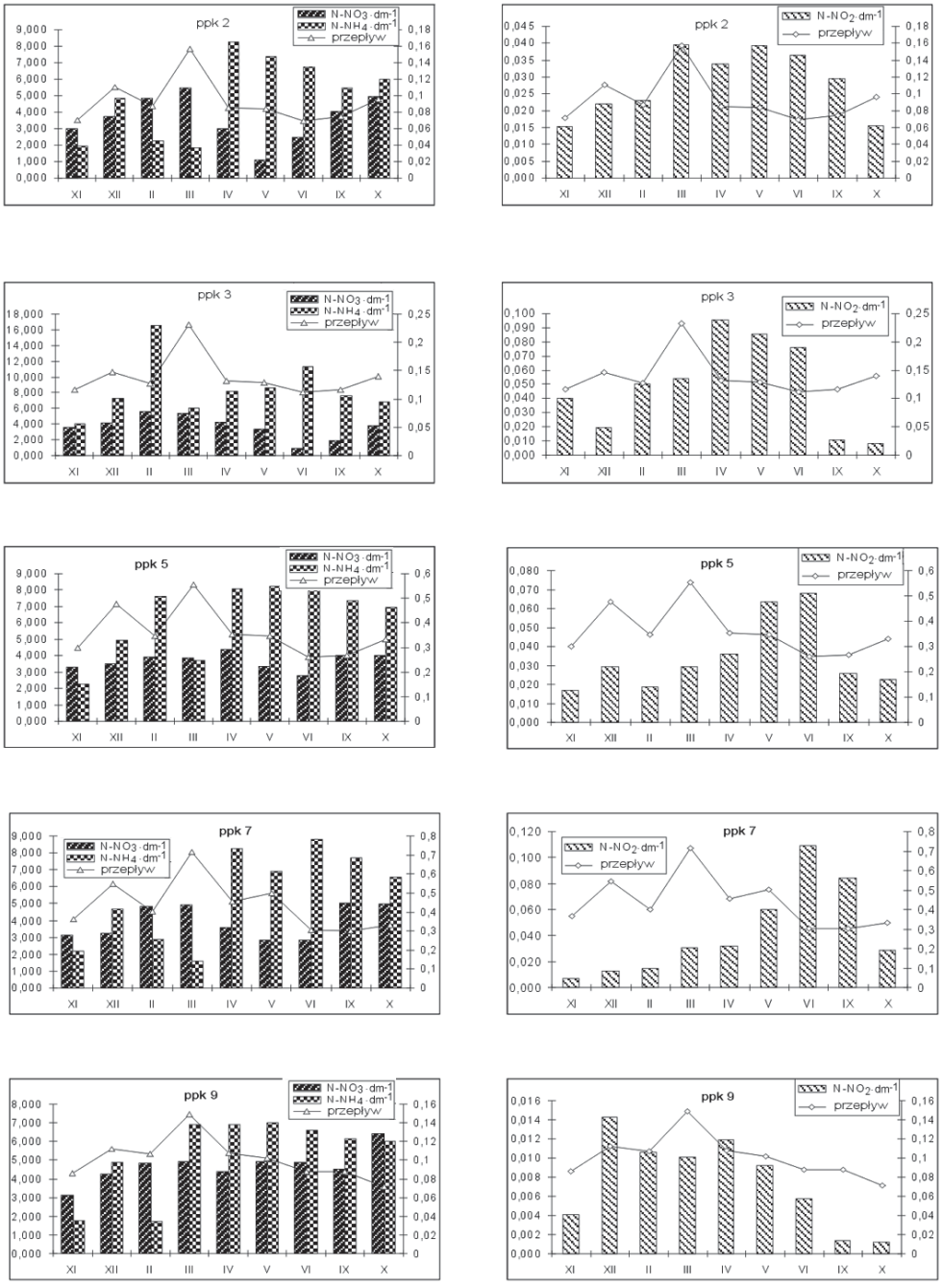
Analizowany rok hydrologiczny 2006 był nietypowy. Charakteryzował się w Polsce skrajnymi warunkami zasilania cieków. Ciągła pokrywa śnieżna zanikła w środkowej Polsce dopiero w trzeciej dekadzie marca, utrzymując się nieprzerwanie od końca grudnia. W tym okresie zasilanie cieków wodami pochodzenia atmosferycznego i roztopowego było niewielkie. Mocno opóźniony, intensywny proces tajania grubej i wodnej pokrywy śnieżnej zaznaczył się na Niżu Polskim dopiero w ostatnich dniach marca. Ostatniego dnia tego miesiąca odnotowano maksymalny przepływ we wszystkich profilach kontrolnych (ryc. 2).

Z kolei w lipcu zasilanie cieków opadami atmosferycznymi było wręcz marginalne, a utrzymujące się bardzo wysokie temperatury powietrza wzmogły proces ewapotranspiracji. W profilu-analogu w Bielawach na Mrodze wartość NQ z 26 i 31 lipca stanowiła zaledwie 21,5% SNQ z 15-lecia 1969–1983. Stąd m.in. bardzo duże różnice pomiędzy obserwowanymi stężeniami maksymalnymi i minimalnymi badanych parametrów w tym okresie (tab. 1).

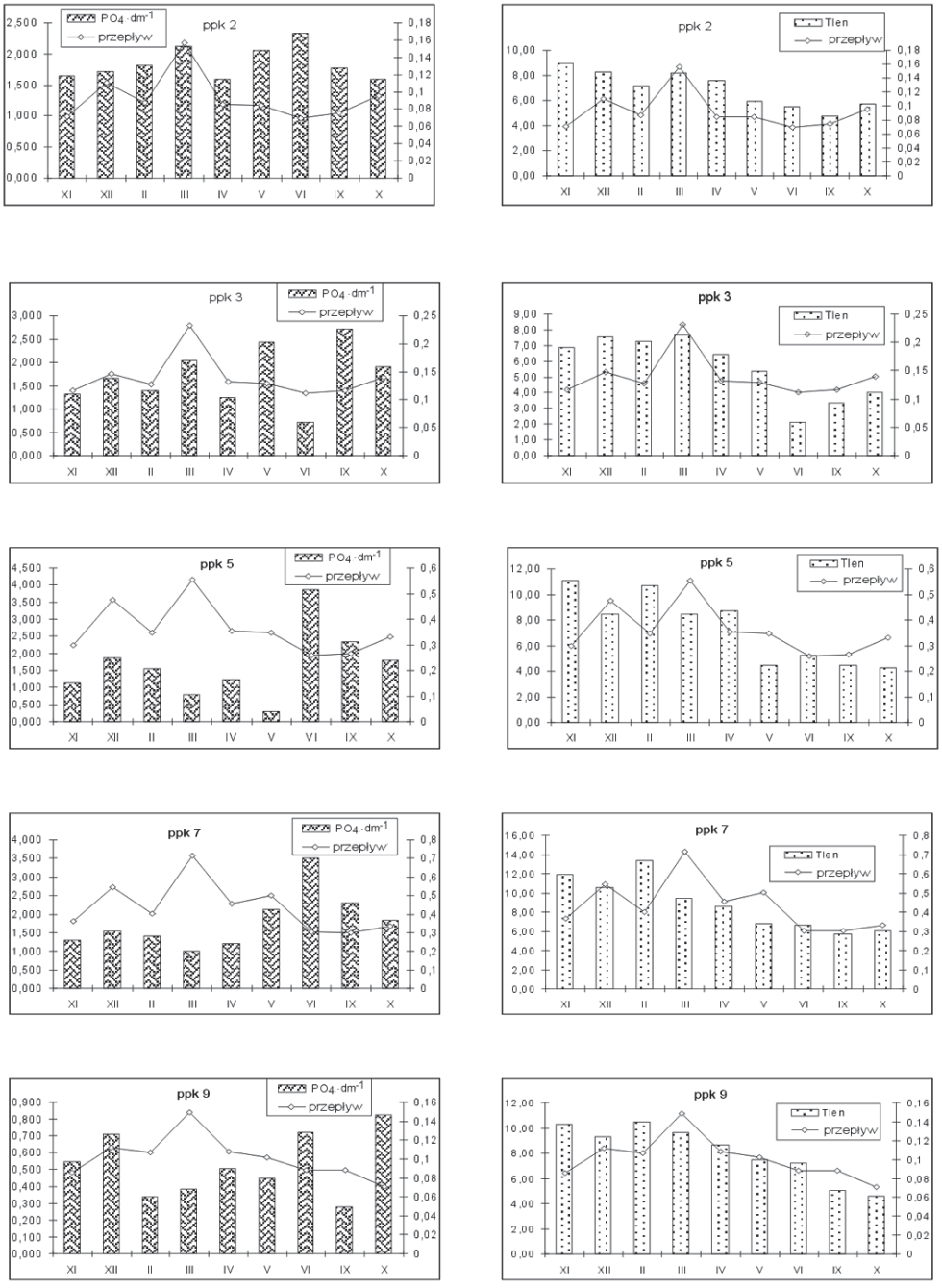
Przeprowadzone badania zawartości metali ciężkich wskazują na obecność w wodzie kadmu i ołowiu na całej długości badanego odcinka rzeki. Gwałtowny wzrost zawartości tych metali obserwowany jest w ppk 3 poniżej oczyszczalni ścieków w Brzezinach. Miedź i cynk występują w podwyższonych ilościach w odcinku źródłowym cieku przepływającego przez tereny, na których prowadzona jest intensywna gospodarka rolna (tab. 2).

Analiza jakości wody w rzece pod względem parametrów fizykochemicznych wskazuje, iż na badanych odcinkach wody Mrożycy należy zaklasyfikować do V klasy czystości wód powierzchniowych. Decydującymi o takiej klasyfikacji parametrami są: zawartość fosforanów oraz azotu amonowego (ryc. 3).

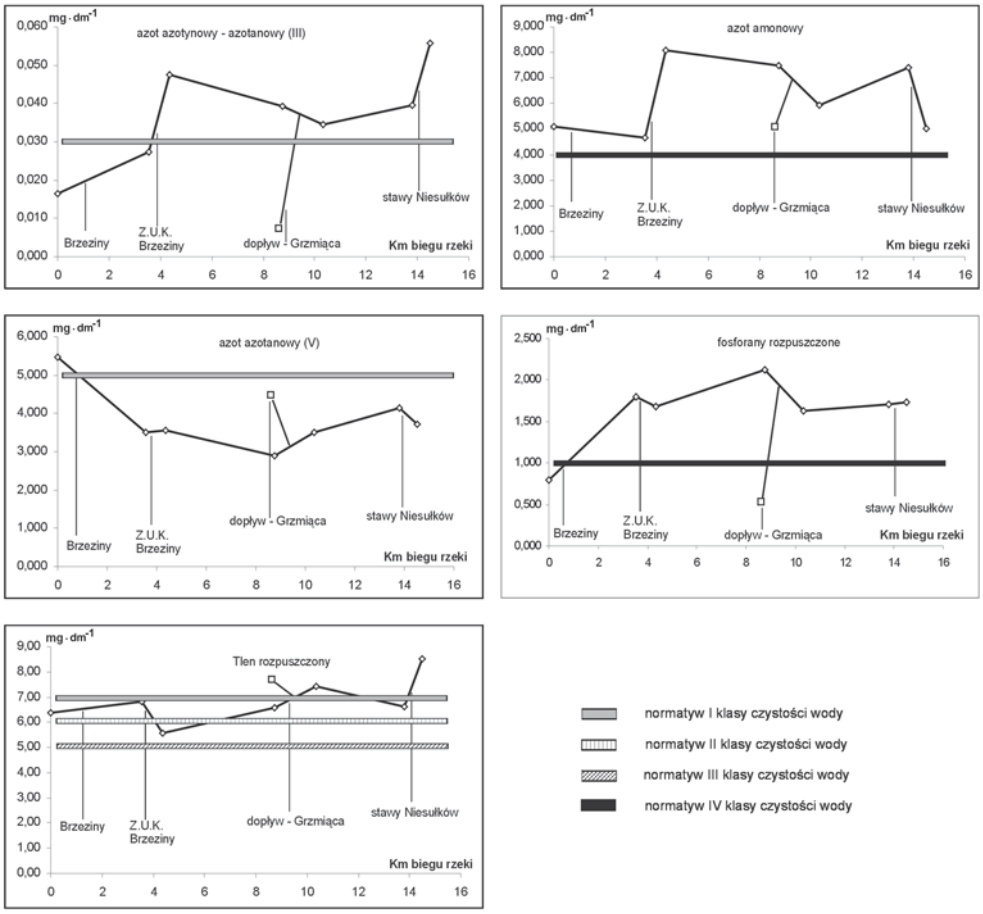
Generalnie we wszystkich profilach pomiarowo-kontrolnych obserwuje się podwyższone stężenia fosforanów oraz azotu amonowego ponad normatyw IV klasy. Podwyższone zawartości fosforanów obserwowane są bezpośrednio poniżej Brzezin. Jednoznacznie wskazuje to na presję miasta i obszarów rolniczych na kształtowanie składu chemicznego wód Mrożycy. Wysoka koncentracja azotu amonowego i fosforanów świadczy, że woda jest zanieczyszczana głównie ściekami o charakterze komunalnym. Ilości azotanów (V) (m.in. składnik nawozów) mieszczą się w przedziale stężeń dla I klasy czystości wód. Obecność azotanów (III) (azotynów) świadczy o zachodzących w wodzie intensywnych procesach utleniania i redukcji, co klasyfikuje ją w I i II klasie (w zależności od profilu pomiarowego).



Ryc. 2a. Zmienność czasowa wybranych parametrów fizykochemicznych na tle zmienności przepływu



Ryc. 2b. Zmienność czasowa wybranych parametrów fizykochemicznych na tle zmienności przepływu



Ryc. 3. Diagramy zmienności badanych parametrów wzdłuż biegu Mrożycy

Jak podaje Florczyk (1986), istnieją trzy podstawowe rodzaje zależności stężeń parametrów fizykochemicznych w wodach płynących od natężenia przepływu. Są one uzależnione m.in. od charakteru cieku, stopnia zanieczyszczenia wody oraz rodzaju samego parametru. W wodach Mrożycy i Grzmiącej w pięciu profilach pomiarowo-kontrolnych wartości obliczonych współczynników korelacji nie są istotne statystycznie, ale w niektórych przypadkach ich podwyższone wartości świadczą o znaczącym udziale przepływu wody, współdecydującym o kształtowaniu się stężeń wybranych parametrów (tab. 3).

Zależności pomiędzy przepływem wody a stężeniem fosforanów i azotanów (V) są nieco silniejsze tylko w górnym biegu cieku, który odprowadza wody z rolniczej części zlewni, dodatkowo obciążonych ściekami bytowo-gospodarczymi z Brzezin (tab. 3). Dodatnie wartości korelacji wskazują w tym wypad-

Tab. 3. Wartości korelacji pomiędzy przepływem Q [$m^3 \cdot s^{-1}$] a stężeniem wybranych wskaźników chemicznych [$mg \cdot dm^{-3}$] w wybranych profilach pomiarowo-kontrolnych

Nr ppk*	Q-PO_4	Q-NO_3	Q-NO_2	Q-NH_4	Q-O_2
2	0,16	0,59	0,25	-0,41	0,41
3	0,23	0,58	-0,02	-0,27	0,50
5	-0,48	0,21	-0,21	-0,46	0,32
7	-0,39	0,38	-0,13	-0,54	0,09
9	-0,44	-0,15	0,69	0,18	0,59

*ppk – punkt pomiarowo-kontrolny

ku na możliwość przedostawania się większych ilości biogenów do koryta rzecznego, co ma miejsce podczas wzmożonego zasilania cieku. Natomiast w dolnej części badanego fragmentu zlewni większe ilości przepływającej wody rozcieńczają obecne w wodzie fosforany oraz nie mają większego wpływu na koncentrację azotanów (V) (tab. 3). Interesująco przedstawia się zależność pomiędzy stężeniem azotanów (III) (azotynów), a przepływem w Grzmiącej na tle tej samej zależności zaobserwowanej dla Mrożycy. Wysoka dodatnia wartość korelacji może wskazywać na wydajniej przebiegające procesy biochemicznego utleniania azotu amonowego w okresach większego przepływu, kiedy zawartość tlenu w wodzie jest najwyższa. Wynika to z faktu, że ciek ten jest w nieco mniejszym stopniu obciążony związkami biogennymi w porównaniu z Mrożycą i w okresach kształtowania się najkorzystniejszych parametrów tlenowych, utlenianie azotu amonowego zachodzi szczególnie wydajnie, co owocuje przejściem azotanów (III) (azotynów) w azotany (V). Skutkuje to utrzymywaniem się wyższych stężeń azotanów (V) w wodach Grzmiącej, której zlewnia ma charakter rolniczo-leśny (tab. 1). Azot amonowy jest rozcieńczany przez zwiększoną ilość przepływającej wody jedynie w profilach pomiarowo-kontrolnych ulokowanych bliżej profilu zamykającego, czyli w zalesionej części zlewni Mrożycy (tab. 3).

Podziękowania

Dziękujemy Dyrektorowi PKWŁ panu mgr Hieronimowi Andrzejewskiemu oraz wszystkim Pracownikom Parku za wielką pomoc w realizacji przedstawionej pracy.

Składamy też serdeczne podziękowania wszystkim studentom – członkom Studenckiego Koła Naukowego Chemików Uniwersytetu Łódzkiego, którzy przyczynili się do powstania tej pracy.

Literatura

Czarnecka H. (red.) (2005): *Podział Hydrograficzny Polski*, IMGW, Warszawa.

Florczyk H. (1986): *Stan jakości wód powierzchniowych*, [w:] *Atlas hydrologiczny Polski*, t. II, z. 2, IMGW, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa; 658–669.

Hermanowicz W., Dojlido J., Dożańska W., Koziorowski B., Zerbe J. (1999): *Fizykochemiczne badanie wody i ścieków*, Wyd. Arkady, Warszawa.

Kalvoda R. (1992): *Elektroanaliza w ochronie środowiska naturalnego*, Wyd. WNT, Warszawa.

Monika Wesołowska, Jacek Dobrowolski
Zakład Geografii Ekonomicznej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Gospodarka wodno-ściekowa na obszarach wiejskich Polski

Water and waste water management in the rural areas of Poland

ABSTRACT: The main aim of this paper is analysis of selected water and waste-water elements in the rural areas of Poland, balanced against anthropogenic threats and water conditions' protection. Main conclusions were drawn on the basis of figures included in Population and Housing Census (2002) and Regional Data Bank (2005). The present accessibility to infrastructure was compared with situation in the other European countries. Special attention was paid to comparison between geographical water systems and sewerage system's ranges. Last part of the paper deals with socio-economic determinants of water conditions' quality improvement in the rural areas and existence of infrastructural gaps.

SŁOWA KLUCZOWE: sieć wodociągowa, sieć kanalizacyjna, obszary wiejskie.
KEY WORDS: supply water system, sewage system, rural areas.

Stan gospodarki wodno-ściekowej, uzależnionej od wyposażenia infrastrukturalnego, decyduje w dużym stopniu o jakości środowiska wodnego, a pośrednio sprzyja rozwojowi społeczno-gospodarczemu danego terenu. Obecność infrastruktury, a szczególnie jej dostępność, wywołuje pozytywne przekształcenia na terenach o słabych czynnikach prorozwojowych. Do tego typu terenów z pewnością należy zaliczyć większość obszarów wiejskich w Polsce (Gałązka 2004).

Generalnym problemem polskiej wsi jest na ogół niski poziom wyposażenia technicznego. Ze względu na to w programach rozwoju lokalnego kładziony jest nacisk na inwestycje infrastrukturalne. Pomimo dynamicznego wzrostu wyposażenia gmin w sieci wodociągową i kanalizacyjną Polskę cechuje duży dystans do krajów UE. W 2005 roku w Niemczech, Francji i Holandii blisko 100% mieszkań wiejskich było podłączonych do wodociągu (Eurostat), podczas gdy w Polsce 88,2% (*Ochrona...* 2006). Niewiele mniej mieszkańców wsi korzystało ze zbiorczych systemów odprowadzania ścieków. W krajach takich jak Niemcy, Wielka Brytania, Holandia i Hiszpania ponad 90% ludności

użytkuje sieci kanalizacyjne (*News...* 2006), podczas gdy na wsi polskiej 20% (BDR 2005).

Pierwszy etap rozwoju infrastruktury technicznej na obszarach wiejskich przypadł na lata 1950–1960. Główny nacisk kładziono wówczas na elektryfikację wsi. W kolejnych latach nastąpiła bardzo wyraźna poprawa wyposażenia mieszkań wiejskich w instalacje sanitarne. W latach 60. ponad 2-krotnie zwiększyła się długość sieci wodociągowej, w latach 70. wzrosła 4-krotnie, zaś długość sieci kanalizacyjnej ponad 3-krotnie. Kolejna dekada cechowała się wyraźnym spowolnieniem tempa rozwoju infrastruktury, niekiedy postrzeganym jako regres (Gałązka 2003). Natomiast od lat 90., dzięki upodmiotowieniu samorządów lokalnych, utrzymuje się silne dążenie gmin do inwestowania w rozwój sieci wodociągowych, kanalizacyjnych i budowy oczyszczalni ścieków. W celu finansowania inwestycji gminy wykorzystują dochody własne, jak również dotacje celowe z budżetu państwa, wojewódzkich funduszy ochrony środowiska i gospodarki wodnej oraz funduszy pomocowych Unii Europejskiej.[1] Dzięki temu na obszarach wiejskich Polski nastąpiła wyraźna poprawa w zakresie infrastruktury.

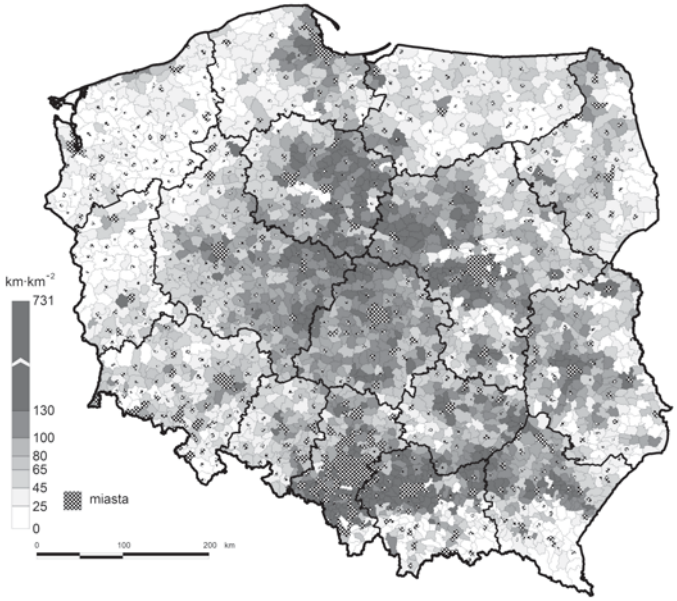
W latach 1995–2005 długość sieci wodociągowej na obszarach wiejskich Polski wzrosła prawie 2-krotnie. Jednak pomimo korzystnych zmian, wieś jest w dalszym ciągu gorzej wyposażona niż miasto. Na przykład, w 2005 r. z sieci wodociągowej korzystało 95% ludności w miastach i nieco ponad 70% na wsi.

Zaopatrzenie w wodę na obszarach wiejskich Polski jest dość silnie zróżnicowane. Największa gęstość sieci wodociągowej pokrywa się z obszarami najgęściej zaludnionymi i występowała w gminach środkowej i południowej Polski (ryc. 1). Wprawdzie w latach 1995–2005 wybudowano blisko 80 tys. km sieci wodociągowej, jednak jeszcze w ponad 1% gmin wiejskich nadal brakuje wodociągów sieciowych, a w dalszych 3,5% jego długość nie przekracza 10 km na 100 km^2. Najmniejszą gęstością sieci wodociągowej cechują się generalnie gminy północnej części kraju (ryc. 1). Dotyczy to zwłaszcza obszarów charakteryzujących się bardzo rozproszonym osadnictwem, co z powodów wysokich kosztów inwestycji hamuje rozwój wodociągów sieciowych.

Nieco odmiennie sytuacja w zakresie wodociągów przedstawia się, jeśli przeanalizujemy wyposażenie mieszkań w dostęp do tego urządzenia. Jednostki z mieszkaniami najlepiej wyposażonymi w sieć wodociągową (ok. 90% mieszkań) występują głównie w zachodniej części kraju i na Śląsku, a także tworzą skupienia w sąsiedztwie miast. Generalnie wyposażenie mieszkań w sieć wodociągową wykazuje dużą zbieżność z poziomem rozwoju gospodarczego gmin i wielkością ich dochodów budżetowych. Najniższy stopień zwodociągowania posiadają gminy ubogie, o dominującej funkcji rolniczej, w któ-

[1] W okresie przedakcesyjnym były to głównie PHARE i ISPA.

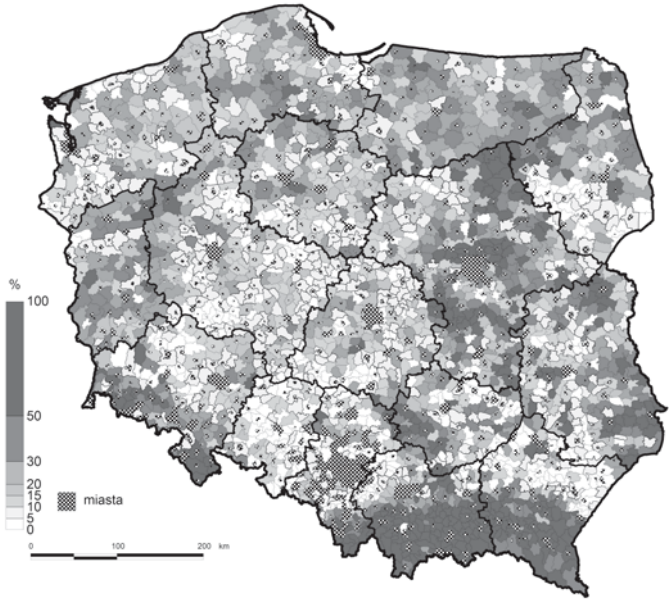
rych brak jest środków nawet na najbardziej pilne inwestycje (Bański 2006; Wesołowska 2006).



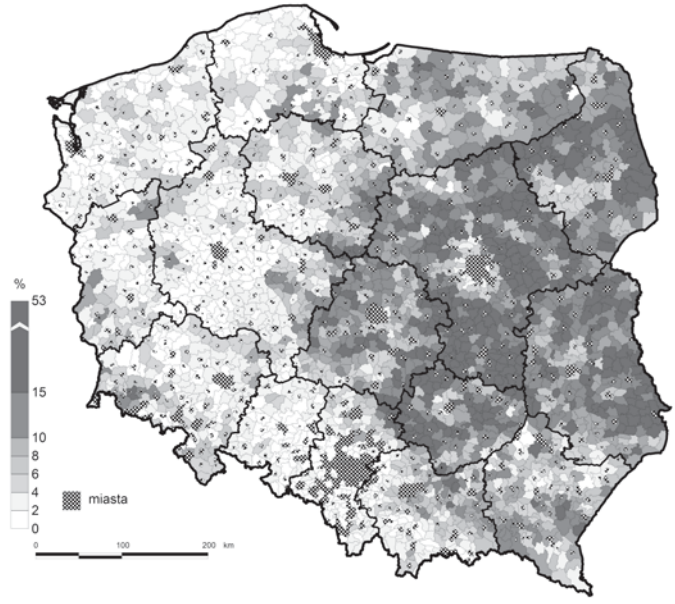
Ryc. 1. Sieć wodociągowa na obszarach wiejskich Polski, 2005 (na 100 km^2)
(na podstawie BDR)

Sytuacja taka charakterystyczna jest dla wschodniej części kraju. Wprawdzie w badanym okresie 1995–2005 największą dynamiką przyrostu sieci wodociągowej cechowały się właśnie wschodnie tereny Polski, jednak miało to związek z nadrabianiem historycznie uwarunkowanych zaległości i zaniedbań (przynależność do zaborów). W dalszym ciągu na obszarach wschodniej i centralnej Polski dużą rolę odgrywają wodociągi lokalne, dostarczające wodę do mieszkania z przydomowej studni (ryc. 2). Według danych z ostatniego Spisu Powszechnego Ludności i Mieszkań 2002 7,7% mieszkań na obszarach wiejskich, głównie wschodniej i centralnej Polski, nie posiadało doprowadzenia wody bieżącej (ryc. 3).

Innym problemem jest wykorzystanie istniejącej sieci wodociągowej. Według badań A. Myny (2003) na niektórych obszarach kraju, pomimo rozwoju sieci wodociągowej, w ostatnich latach spadło zużycie wody z wodociągów. Miało to miejsce w województwach pomorskim, łódzkim, świętokrzyskim, wielkopolskim, opolskim, kujawsko-pomorskim i zachodniopomorskim. Ze względu na znaczne zubożenie ludności, wielu mieszkańców wsi powróciło do czerpania wody z przydomowych studni.



Ryc. 2. Udział mieszkań wyposażonych w wodociąg lokalny (2002 r.)
(na podstawie BDR)



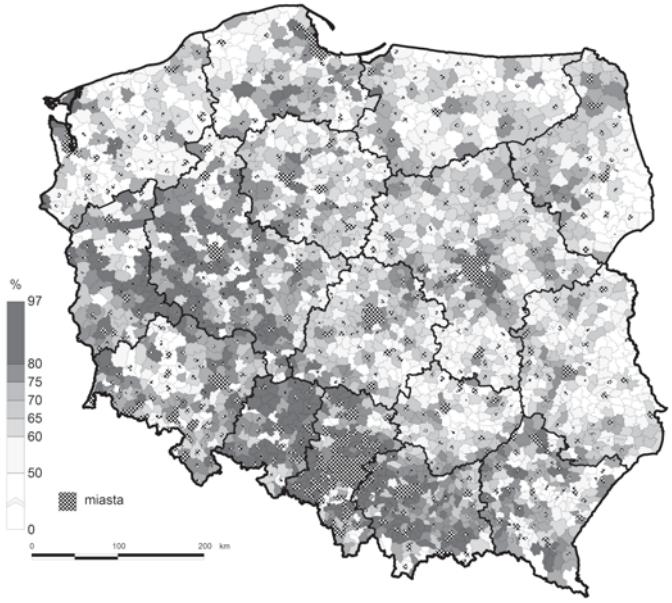
Ryc.3. Odsetek mieszkań bez doprowadzenia wody bieżącej (2002 r.)
(na podstawie BDR)

W obecnej sytuacji stosunkowo wysokiego poziomu zaspokojenia potrzeb w zakresie dostarczenia wody do mieszkańców wsi konieczna jest rozbudowa sieci kanalizacyjnej w celu rozwiązania problemu odprowadzenia i oczyszczenia ścieków. Niestety tempo budowy sieci kanalizacyjnej jest bardzo powolne, co wynika przede wszystkim z wysokiej kapitałochłonności takich inwestycji. Długość sieci kanalizacyjnej na obszarach wiejskich Polski wynosiła w 2005 r. blisko 37 tys. km. W co piątej wiejskiej gminie w kraju brak jest kanalizacji sieciowej, zaś w dalszych 33 % gmin jej długość nie przekracza 10 km. W rezultacie z sieci kanalizacyjnej korzysta niewielu mieszkańców wsi. W najlepszej sytuacji pod tym względem znajdują się mieszkańcy Małopolski i Podkarpacia (ryc. 4).

Pomimo 6-krotnego wzrostu długości sieci kanalizacyjnej na wsi w latach 1995–2005 (o ponad 31 tys. km) potrzeby w tym zakresie są zaspokajane w niewielkim stopniu. Zdecydowanie większą rolę odgrywa kanalizacja lokalna, za pomocą której odprowadza się ścieki do szamba. Ten sposób radzenia sobie z nieczystościami jest szczególnie powszechny w gminach południowo-zachodniej i zachodniej części kraju (ryc. 5). Z punktu widzenia możliwych antropogenicznych zagrożeń dla stosunków wodnych zdecydowanie bardziej pożądany jest rozwój sieci wodociągowej (ryc. 1) i kanalizacyjnej (ryc. 4), a tylko tam, gdzie jest to ekonomicznie nieuzasadnione, wodociągu lokalnego (ryc. 2) i kanalizacji lokalnej (ryc. 5). Największą zaletą rozwiązań komunal-



Ryc. 4. Sieć kanalizacyjna na obszarach wiejskich Polski, 2005 (na 100 km^2)
(na podstawie BDR)



Ryc. 5. Udział mieszkań korzystających z kanalizacji lokalnej na obszarach wiejskich Polski (2002 r.) (na podstawie BDR)

nych jest prostota, z jaką można zorganizować monitoring tego typu infrastruktury, np. pod względem szczelności i spełnianych norm sanitarnych. Wielu autorów podkreśla, iż lokalne systemy kanalizacyjne są dyskusyjnej jakości oraz to, że użytkownicy szamb często wylewają ich zawartość na pola lub do rzeki (Myna 2004; Pięcek 2005).

Sprawnemu działaniu kanalizacji winna towarzyszyć odpowiednio gęsta sieć oczyszczalni ścieków. W ostatniej dekadzie wzrosła ich liczba. W 2005 r. na terenie Polski funkcjonowało 2931 oczyszczalni ścieków, z czego tylko 24% usuwało biogeny w podwyższonym stopniu (*Ochrona*… 2006). Wiejskie oczyszczalnie ścieków to wynik licznych inwestycji gminnych, jednak w wielu przypadkach budowa oczyszczalni nie poprawia sytuacji sanitarnej miejscowości. W 2005 r. oczyszczalnie ścieków obsługiwały zaledwie 20,4% ludności wiejskiej, podczas gdy w miastach 85,2 % (*Ochrona*…2006). Dzieje się tak, ponieważ nie jest realizowana zbiorcza kanalizacja dla terenów zwodociągowanych. Pomimo coraz bardziej dynamicznego rozwoju sieci kanalizacyjnej na wsi różnice w relacji między kanalizacją sieciową a wodociągiem wciąż pozostają bardzo duże (ryc. 6). Długość sieci kanalizacyjnej stanowi zaledwie 19 % długości sieci wodociągowej. Według obliczeń B. Pięcek (2005), przy założeniu, że tempo budowy sieci będzie podobne do ostatnich lat, zrównanie liczby przyłączy kanalizacyjnych z wodociągowymi nastąpi dopiero w 2029 r., czyli za

23 lata! Ze względu na duże rozproszenie i rozdrobnienie gospodarstw wieś polska ma predyspozycje do zakładania indywidualnych, przydomowych oczyszczalni ścieków. Są one alternatywnym rozwiązaniem w stosunku do systemów zbiorczych oczyszczania ścieków. Jednak przyrost ich liczby jest niewielki. W 2005 r. w kraju oddano do użytku niespełna 1800 takich obiektów.



Ryc. 6. Stosunek długości sieci kanalizacyjnej do wodociągowej na obszarach wiejskich Polski, 2002 (na podstawie BDR)

Odkładanie w czasie inwestycji w zakresie kanalizacji obszarów wiejskich w coraz większym stopniu skutkować będzie pogarszaniem się jakości środowiska naturalnego. W wielu gminach w budynkach przyłączonych do sieci wodociągowej i kanalizacyjnej ludność nie korzysta z nich wcale lub korzysta sporadycznie, co skutkuje spadkiem zużycia wody z wodociągów i ilości ścieków doprowadzanych do kanalizacji (Myna 2003), a tym samym powiększa ilość ścieków odprowadzanych na „dziko". Niestety zdarza się, zwłaszcza we wsiach położonych peryferyjnie, że ścieki zamiast do szamba, z którego wywiezione powinny być do oczyszczalni, odprowadzane są do rzeki, jeziora lub bezpośrednio do gruntu, co przyczynia się do pogarszania jakości zasobów wodnych. Według obliczeń B. Pięcek (2005) różnica pomiędzy ilością dostarczonej wody a ilością odprowadzonych ścieków wynosi ok. 250 tys. dm^3 na rok. Tak więc ilość odprowadzonych ścieków stanowi zaledwie 30% ilości dostarczonej wody, a luka w sieci kanalizacyjnej nie jest rekompensowana przez

urządzenia lokalne (szamba) i przydomowe oczyszczalnie ścieków (w 2003 r. było ich zaledwie 25,5 tys.). Z tego punktu widzenia barierą w poprawie jakości zasobów wodnych jest obecność na obszarach wiejskich grupy ludności o najniższych dochodach, głównie właścicieli gospodarstw samozaopatrzeniowych. Także wśród tej populacji należy poszukiwać większości tych osób, które nie decydują się na podłączenie do sieci kanalizacyjnej ze względu na tzw. „wkład własny" pokrywający część kosztów podłączenia gospodarstwa do sieci.

Pod względem wyposażenia mieszkań w instalacje sanitarne Lubelszczyzna plasuje się na ostatnich miejscach w kraju (tab. 1). Równie złą sytuację obserwowano w podobnie słabo rozwiniętych gospodarczo województwach świętokrzyskim i podlaskim. W ostatnich kilkunastu latach zanotowano wprawdzie znaczny postęp w zakresie rozbudowy sieci wodociągowej, jednakże i w tym zakresie zapóźnienie jest znaczne.

Tab. 1. Podstawowe urządzenia wodno-ściekowe w mieszkaniach na obszarach wiejskich województw, 2002 (na podstawie materiałów GUS)

Wyszczególnienie	Odsetek mieszkań wyposażonych w:				
	wodociąg		ustęp spłukiwany	łazienkę	ciepłą wodę bieżącą
	razem	sieciowy			
Dolnośląskie	94,7	74,5	78,4	80,8	70,7
Kujawsko-Pomorskie	92,6	77,7	77,6	78,2	68,8
Lubelskie	**80,4**	60,2	**58,5**	**61,0**	**57,5**
Lubuskie	94,9	72,6	81,7	83,3	76,1
Łódzkie	84,9	73,5	64,0	66,0	61,1
Małopolskie	91,8	**51,5**	81,0	83,0	80,0
Mazowieckie	80,7	56,1	66,4	67,0	63,0
Opolskie	96,7	89,9	85,4	88,4	85,5
Podkarpackie	88,7	57,8	75,6	78,3	76,0
Podlaskie	80,8	66,3	61,4	63,7	61,7
Pomorskie	96,3	79,3	85,4	84,2	76,5
Śląskie	95,5	76,4	86,0	87,7	84,8
Świętokrzyskie	80,9	64,7	60,7	63,2	57,8
Warmińsko-Mazurskie	90,7	70,5	75,0	76,1	66,2
Wielkopolskie	95,1	83,8	82,5	83,3	75,1
Zachodniopomorskie	96,8	84,2	84,2	85,9	76,1

Wnioski

Zgromadzony materiał pozwala na sformułowanie wniosków o charakterze ogólnym:

– dystans dzielący polską wieś od podobnych obszarów na zachodzie Europy jest bardzo duży,

– nierówności w poziomie rozwoju poszczególnych elementów infrastruktury są uwarunkowane historycznie, co jest szczególnie widoczne w przypadku gospodarstw bez doprowadzenia wody bieżącej,

– upodmiotowienie samorządów lokalnych w latach 90. zaowocowało wzmożonymi inwestycjami infrastrukturalnymi,

– wymogi stawiane przez dyrektywy oraz pomoc finansowa UE wpływają mobilizująco na podejmowanie działań mających na celu dorównanie do wysokich standardów unijnych, wzmożone finansowanie inwestycji infrastrukturalnych środkami pochodzącymi z różnych źródeł zaowocowało niespotykaną w okresie powojennym dynamiką rozwoju sieci wodnej i kanalizacyjnej,

– nadrobienie przepaści infrastrukturalnej, jaka dzieli obszary wiejskie Polski w stosunku do krajów Unii Europejskiej, wymagać będzie kompleksowego rozwiązania problemu gospodarki wodno-ściekowej, a więc wyrównania różnic w zakresie liczby przyłączy wodociągowych i kanalizacyjnych oraz budowy odpowiedniej ilości i jakości oczyszczalni ścieków,

– prognozy zakładające obecne tempo likwidowania luki między gęstością sieci kanalizacyjnej a wodociągowej na obszarach wiejskich nie są optymistyczne, jednak ze względu na obecność Polski w strukturach UE oraz środki płynące z tego kierunku, należy spodziewać się szybszego rozwiązania tego problemu,

– najaktywniejsze działania w kierunku rozbudowy sieci kanalizacyjnej powinny być podejmowane w gminach o największych różnicach pomiędzy liczbą gospodarstw korzystających z sieci wodociągowej lub wodociągu lokalnego a liczbą gospodarstw podłączonych do kanalizacji zbiorczej, gdyż faktem jest, iż obecność źródła wody bieżącej powoduje wzrost zużycia wody, a co za tym idzie powiększenie wolumenu odprowadzanych ścieków,

– w wielu gminach, głównie wschodniej i centralnej Polski, utrzymuje się „luka infrastrukturalna", zaś konsekwencją tych ogromnych dysproporcji pomiędzy rozwojem sieci wodociągowej i kanalizacyjnej jest wzrost degradacji środowiska na skutek nielegalnego odprowadzania ścieków, które przedostają się do wód powierzchniowych i gruntowych, powodując często ich skażenie,

– korzystanie z wodociągu, w odróżnieniu od zaopatrzenia w wodę ze studni, zwykle wiąże się ze wzrostem zużycia wody, dlatego gęsta sieć wodociągowa w centralnej i południowej Polsce inklinuje zwiększenie obciążenia środowiska w tych obszarach,

– uwarunkowania ekonomiczne zwłaszcza na obszarach wiejskich wpływają na ograniczenia wykorzystania wody z sieci zbiorczej; o ile w miastach można uznać ten fakt za racjonalizację zużycia, o tyle na wsi prowadzi to do reaktywacji studni przyzagrodowych, które bardzo często stanowią źródło złej jakościowo wody,

– sam rozwój infrastruktury nie jest wystarczającą przesłanką do minimalizacji antropogenicznych zagrożeń dla stosunków wodnych, bowiem zubo-

żenie społeczeństwa powoduje brak możliwości finansowych na podłączenie części gospodarstw do istniejącej sieci.

Literatura

Bański J. (2006): *Geografia polskiej wsi*, Polskie Wydawnictwo Ekonomiczne, Warszawa.

Gałązka A. (2003): *Infrastruktura komunalna na wsi. Początki, współczesność, perspektywy rozwoju*, [w:] *Problemy zagospodarowania terenów wiejskich w Polsce*, Biuletyn KPZK, z. 207, Warszawa; 13–47.

Gałązka A. (2004): *Uwarunkowania i stan rozwoju infrastruktury na obszarach wiejskich w okresie transformacji*, [w:] *Polska przestrzeń wiejska: procesy i perspektywy*, Studia Obszarów Wiejskich, t. 6, Warszawa; 145–164.

Myna A. (2003): *Problemy zaopatrzenia ludności w wodę i usuwania ścieków na obszarach wiejskich*, [w:] *Współczesne przekształcenia i przyszłość polskiej wsi*, Studia Obszarów Wiejskich, t. 4, Warszawa; 67–77.

News release, 2006, no. 37, 21 March, Eurostat.

Ochrona środowiska, 2006, GUS, Warszawa.

Pięcek B. (2005): *Problemy rozwoju infrastruktury wiejskiej (sieć wodociągowa i kanalizacyjna)*, Wieś i Rolnictwo, nr 4 (129), PAN Instytut Rozwoju Wsi i Rolnictwa, Warszawa; 186-198.

Wesołowska M. (2006): *Rozwój budownictwa mieszkaniowego a przemiany przestrzenne wsi województwa lubelskiego*, Studia Obszarów Wiejskich, t. 10, Warszawa.

Piotr Zieliński, Elżbieta Jekatierynczuk-Rudczyk
Zakład Hydrobiologii, Uniwersytet w Białymstoku, Białystok

Wpływ renaturalizacji koryta nizinnej rzeki na jakość rozpuszczonej materii organicznej i barwę wody

Influence of the river restoration on specific dissolved organic matter quality and water colour

Abstract: River restoration programme re-establish natural flow patterns, and restore river ecosystem of small lowland Rudnia river, on 4 km distance before river mouth, were investigated in NE Poland. Water quality monitoring, including specific UV absorbance (SUVA) and water colour were conducted during one year (2006). The impacts of river regulation and its renaturalization on the water chemistry were analysed. Special attention was paid on quality of dissolved organic carbon (DOC). Generally highest values of SUVA occurred during the autumn and winter, while the minium values were observed during spring and summer in both investigated river parts (regulated and renaturalized). Significant differences in mean water color values occurred between regulated and renaturalized river courses. The regulated stream water had a more aliphatic organic componds than water in renaturalised part. Different values of SUVA and water colour in two parts of the river (regulated and renaturalized) clearly demonstrate the effects of different subcatchments functioning and differences in its conditions of riparian areas. The study shows that river restoration processes are required to explain the observed increases in river SUVA values.

Słowa kluczowe: renaturalizacja, rzeki uregulowane, SUVA, barwa wody.
Key words: restoration, regulated rivers, SUVA, water color.

Wprowadzenie

W ostatnim stuleciu z dużą intensywnością prowadzono prace zmierzające do opanowania naturalnych zmian przepływu wody w rzekach. Sprowadzało się to do umacniania brzegów rzek, instalacji urządzeń hydrotechnicznych, osuszania terenów zalewowych i nieefektywnego, krótkowzrocznego zarządzania wodami (Nienhuis, Leuven 2001). Większość europejskich rzek została wówczas skanalizowana i obwałowana w celu zapobiegania powodziom,

a także, w przypadku większych rzek, zapewnienia całorocznej żeglugi. Naturalne dolinne „korytarze rzeczne" zostały w wielu miejscach zniszczone i uległy fragmentacji, tracąc swoją ciągłość (Walsh 2000). Zdecydowanej zmianie uległ też naturalny kontakt zlewnia-rzeka zaburzając powiązania biogeochemiczne i wymianę materii organicznej (Zieliński 2004) i nieorganicznej. Rzeki uregulowane charakteryzują się mniejszą szerokością koryta, nagromadzeniem osadów, przyśpieszonym odpływem wody. Kanalizacja rzek spowodowała także zubożenie ekosystemów lotycznych wyrażające się spadkiem bioróżnorodności, wyrównaniem przepływu wody i zmniejszoną zdolnością retencyjną. W ciągu ostatnich 10 lat coraz częściej podejmuje się działania zmierzające do przywrócenia rzekom ich pierwotnego charakteru. Zabiegi renaturalizacyjne, choć bardzo kosztowne i nie zawsze skuteczne, są podejmowane głównie w zachodniej Europie, ale też i w Polsce (Jędryka 2003).

Jednym z najbardziej zależnych od stopnia przekształcenia koryta rzeki i charakteru zlewni elementem jest materia organiczna, której obecność w wodzie jest opisywana przez wiele różnych parametrów, m.in. barwę wody i wskaźnik aromatyczności materii organicznej SUVA (z ang. *Specific UV Absorbance*).

Celem badań było określenie wpływu renaturalizacji koryta rzeki na zmiany jakości materii organicznej i barwy wody, a także analiza zmian sezonowych w kontekście różnych warunków hydrologicznych.

Metody badań

Badania prowadzono od stycznia do grudnia 2006 roku. Próby pobierano w odstępach miesięcznych na 9 stanowiskach rozmieszczonych wzdłuż biegu Rudni (1–5 koryto uregulowane, 6–9 koryto renaturalizowane). Bezpośrednio w terenie dokonywano pomiarów parametrów fizycznych wody (temperatury, przewodności elektrolitycznej, odczynu i stężenia tlenu rozpuszczonego) z wykorzystaniem sondy Hydrolab. Główne kationy i aniony analizowano tego samego dnia w laboratorium zgodnie z metodami zaproponowanymi przez Hermanowicza i in. (1999). Barwę wody mierzono jako absorbancję światła przy długości fali λ=330 nm (Moore 1985). Do oznaczania wskaźnika aromatyczności (SUVA) wykorzystano absorbancję 1 cm wody przy długości fali λ=260 nm i wyliczono wg wzoru:

$$\text{SUVA} = \frac{Abs_{260} \times 1000}{DOC} \quad (Abs_{260}\ g^{-1}\cdot dm^{-3}) \quad \text{(Chin i in. 1994, zmodyfikowany)}$$

Stężenie rozpuszczonego węgla organicznego (DOC) oznaczano metodą katalitycznego spalania w wysokiej temperaturze na analizatorze węgla Shimadzu 5050A.

Charakterystyka zlewni Rudni

Rudnia jest prawobrzeżnym dopływem Narwi, największej rzeki Niziny Północnopodlaskiej. Powierzchnia omawianej zlewni wynosi 88,6 km^2, a całkowita długość rzeki 23,2 km (tab. 1). Źródła Rudni leżą na wysokości 160,0 m n.p.m. w pobliżu wsi Pasynki, a jej ujście do Narwi (130,0 m n.p.m.) położone jest w sąsiedztwie miejscowości Puchły. Spadek zlewni jest niewielki (1,2‰), typowy dla tej części Niziny Północnopodlaskiej. Średni przepływ rzeki w profilu zamykającym w okresie badań wynosił 0,2 m^3·s^{-1}, co daje niewielki odpływ jednostkowy (około 2,3 dm^3·s^{-1}·km^{-2}). Wg klasyfikacji Strahlera badana rzeka została zaliczona do cieków pierwszego i drugiego rzędu.

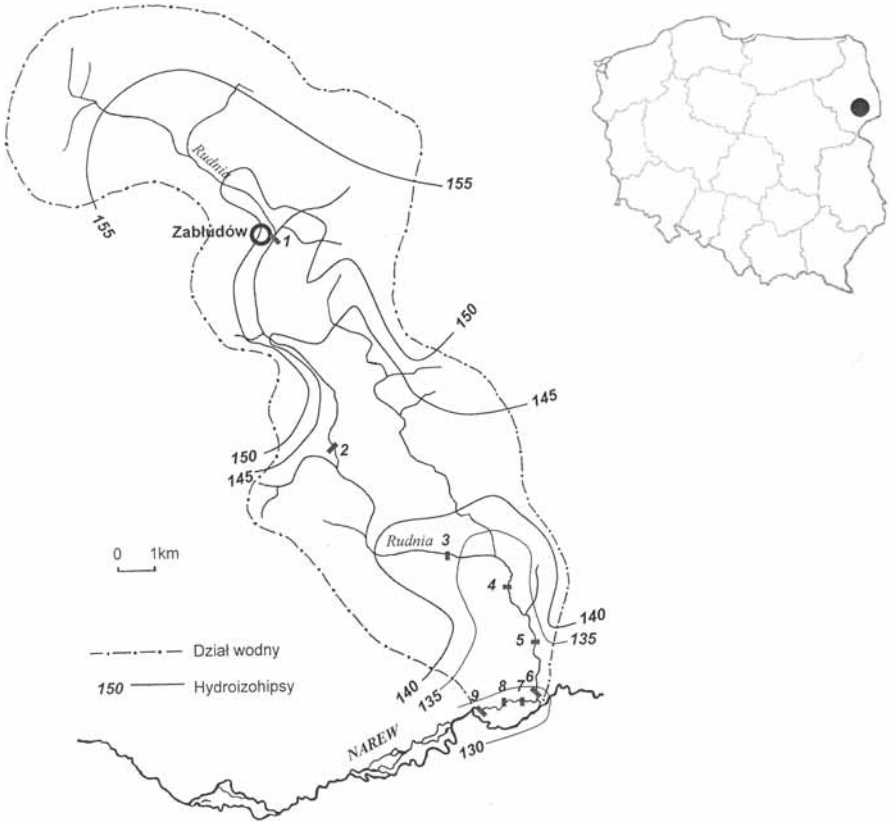
Tab. 1. Charakterystyka morfometryczna Rudni i jej zlewni

Parametr		Wartość
Długość rzeki	km	23,2
Powierzchnia zlewni	km^2	88,6
Lesistość zlewni	%	22
Rząd rzeki		1–2
Spadek zlewni	‰	1,2
Średni przepływ	m^3·s^{-1}	0,2

W latach 70. XX wieku bieg rzeki został uregulowany, głównie w górnej i środkowej części. W odcinku ujściowym koryto zostało skrócone i poprowadzone przekopem długości 250 m bezpośrednio do Narwi. Odcięty fragment koryta pozostawiono i przez ponad 25 lat funkcjonował on jako starorzecze, ulegające stopniowemu zarastaniu. W latach 1998–1999 Północnopodlaskie Towarzystwo Ochrony Ptaków (PTOP) opracowało i wdrożyło do realizacji projekt renaturyzacji odciętego koryta Rudni. W ramach przeprowadzonych prac przywrócono naturalny bieg dolnego odcinka rzeki, odgradzając groblą sztuczne koryto z lat 70. Stanowiska poboru prób 1–5 (koryto uregulowane), 6–9 (koryto renaturalizowane) przedstawiono na ryc. 1.

Zwierciadło pierwszego poziomu wodonośnego w zlewni występuje na wysokości od 131 m n.p.m. w odcinku ujściowym rzeki do 159 m n.p.m. w górnej części zlewni. Rzeka zdecydowanie drenuje wody podziemne (ryc. 1). W źródłowej części zlewni pierwszy poziom wodonośny występuje pod utworami gliniastymi o miąższości kilku metrów, które nadają mu charakter napięty. Ustabilizowany poziom wód podziemnych kształtuje się tu na głębokości 1–2 m. W środkowej części zlewni wody podziemne występują głębiej (3–5 m), a w południowej, podobnie jak w północnej, na głębokości 1–2 m. W środkowej i dolnej (renaturalizowanej) części zlewni pierwszy poziom wodonośny ma charakter swobodny.

W zlewni badanej rzeki dominują użytki rolne. Współczynnik zalesienia zlewni Rudni sięga 22%. Na terenie zlewni, oprócz pól uprawnych i zbiorowisk leśnych występują obszary zabudowy wiejskiej oraz miasto Zabłudów.



Ryc. 1. Mapa zlewni Rudni z oznaczonymi stanowiskami poboru prób i hydroizohipsami; stanowiska 1–5 zlokalizowane na odcinku uregulowanym, 6–9 – odcinek renaturalizowany

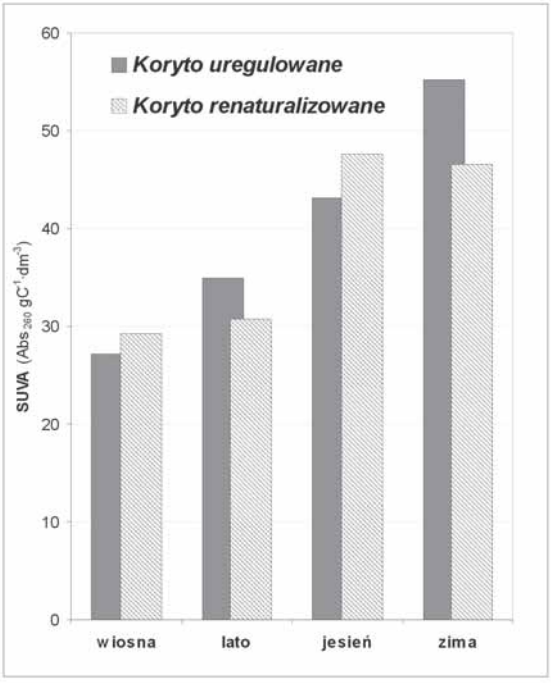
Charakterystyka jakości wody Rudni

Wody Rudni w całym okresie badań charakteryzowały się niewielką zmiennością parametrów hydrochemicznych wody. Odnotowane stężenia biogenów, stosunkowo niewielkie w porównaniu z innymi rzekami tego regionu (Jekatierynczuk-Rudczyk, Zieliński 2004; Jekatierynczuk-Rudczyk i in. 2006), są typowe dla rzek przepływających przez ekstensywnie użytkowane obszary rolnicze (tab. 2). Wiele parametrów jakości wody, szczególnie stężenia substancji biogennych, różniły się istotnie statystycznie w odcinku uregulowanym od stężeń uzyskanych w odcinku renaturalizowanym (tab. 2). Większość z istotnie różniących się parametrów była od kilku do kilkudziesięciu procent mniejsza w odcinku renaturalizowanym niż w odcinku uregulowanym (tab. 2).

Tab. 2. Średnie wartości parametrów hydrochemicznych wód Rudni w odcinku uregulowanym i renaturalizowanym. Pogrubioną czcionką zaznaczono wartości istotne statystycznie

Parametr		Średnia	SD	Odcinek uregulowany	Odcinek renaturalizowany
Temperatura	°C	10,7	± 6,6	10,0	12,4
Przewodność wł.	$\mu S \cdot cm^{-1}$	499	± 57	**512**	**476**
Odczyn	pH	7,77	± 0,29	7,75	7,80
O_2	$mg \cdot dm^{-3}$	9,58	± 2,75	9,69	9,24
Barwa	$Abs_{330} \cdot cm^{-1}$	0,162	± 0,06	**0,170**	**0,150**
DOC	$mg \cdot dm^{-3}$	12,6	± 4,3	13,1	12,1
HCO_3	$mg \cdot dm^{-3}$	326	± 55	329,5	226,7
Ca	$mg \cdot dm^{-3}$	101,7	± 11,2	**105,2**	**98,6**
Cl	$mg \cdot dm^{-3}$	21,7	± 4,5	**23,2**	**19,2**
SO_4	$mg \cdot dm^{-3}$	43,7	± 9,5	**45,7**	**40,2**
Fe	$\mu g \cdot dm^{-3}$	283	± 97	**302**	**278**
$N\text{-}NO_3$	$\mu g \cdot dm^{-3}$	638	± 410	**768**	**537**
$N\text{-}NH_4$	$\mu g \cdot dm^{-3}$	425	± 416	**513**	**256**
$P\text{-}PO_4$	$\mu g \cdot dm^{-3}$	105	± 95	**129**	**62**
$P_{całk.}$	$\mu g \cdot dm^{-3}$	227	± 171	**253**	**173**

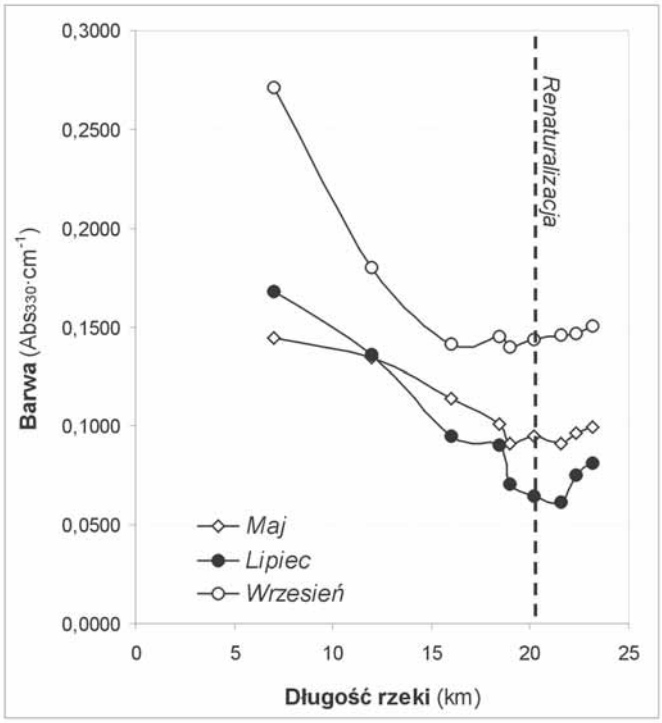
$P_{całk.}$ – fosfor całkowity; DOC – rozpuszczony węgiel organiczny



Ryc. 2. Sezonowe zmiany średnich wartości parametru SUVA w wodzie Rudni w odcinku uregulowanym i renaturalizowanym (wyniki średnie z 2006 r.)

Jakość materii organicznej w wodzie Rudni

Analizując zmiany jakości materii organicznej w obu badanych odcinkach rzeki stwierdzono, że materia organiczna w górnym i środkowym biegu rzeki (uregulowane koryto) charakteryzuje się mniejszą aromatycznością materii organicznej (36,2 Abs_{260} $g^{-1} \cdot dm^{-3}$) niż materia organiczna w odcinku renaturalizowanym (37,4 Abs_{260} $g^{-1} \cdot dm^{-3}$). Wyniki te wskazują na szybsze przepłukiwanie zlewni w odcinku uregulowanym i krótszy czas zalegania rozpuszczonej materii organicznej w zlewni. W wyniku przeprowadzonych badań zaobserwowano wyraźne zmiany sezonowe parametru SUVA w badanej rzece. W obu badanych odcinkach rzeki zaobserwowano stopniowy wzrost udziału struktur aromatycznych rozpuszczonych w wodzie substancji organicznych. Największe wartości parametru SUVA odnotowano w okresie zimowym i jesiennym, zaś najmniejsze w okresie wiosennym (ryc. 2). Istotne wydaje się, że w okresach podwyższonych stanów wody w rzece (wiosna, jesień) wartości parametru SUVA w odcinku renaturalizowanym są znacznie większe niż w odcinku uregulowanym. Prawdopodobnie ma to związek z uruchamianiem z do-



Ryc. 3. Zmiany barwy wody ($Abs_{330} \cdot cm^{-1}$) wzdłuż brzegu Rudni w maju, lipcu i wrześniu 2006 r.

linnych gleb torfowych substancji humusowych o licznych strukturach pierścieniowych w swojej budowie.

W okresach niskich i średnich stanów wody w rzece obserwowano stopniowy spadek barwy wody wraz z biegiem rzeki. Jest to typowe dla rzek nizinnych i dobrze wpisuje się w koncepcję ciągłości rzeki (Vannote i in. 1980). Zmiejszona ilość wody przepywającej przez koryto uregulowane i zwiększenie tempa przepływu jest charakterystyczne dla rzek uregulowanych. W rzekach nizinnych o seminaturalnej zlewni, barwę wody można traktować jako miarę ilości rozpuszczonej materii organicznej. Istotna jednak wydaje się zmiana trendu w okresach zwiększonych przepływów wody, tj. w maju, w lipcu i we wrześniu. Wówczas odnotowano w odcinku renaturalizowanym niewielki, ale stopniowy wzrost barwy wody (ryc. 3).

Badania skoncentrowano na wpływie renaturalizacji koryta na jakość rozpuszczonej materii organicznej i na barwę wody. Można przypuszczać, że zmiany obu badanych parametrów w dużym stopniu zależne są od reżimu hydrologicznego rzeki (Worrall i in. 2004). Zabiegi renaturalizacyjne istotnie wpływają na zakres i tempo zmian parametru SUVA, jak i barwy wody. Parametry mogą być dobrym wskaźnikiem stopnia przekształcenia nizinnych rzek. Przywrócenie pierwotnego stanu rzekom Europy jest już niemożliwe (Amoros 2001), ale zabiegi renaturalizacyjne są istotnym krokiem w poprawie funkcjonowania ich ekosystemów.

Badania wykonane w ramach projektu Ministerstwa Nauki i Informatyzacji nr 3 T09D 069 29

Literatura

Amoros C. (2001): *The concept of habitat diversity between and within ecosystems applied to river side-arm restoration*, Envir. Manag. 28; 805–817.

Chin Y., Aiken G., O'Loughlin E. (1994): *Molecular weight, polydispersity, and spectroscopic properties of aquatic humic substances*, Env. Sci. Technol. 28; 1853–1858.

Hermanowicz W., Dożańska W., Dojlido J., Koziorowski B., Zerbe J. (1999): *Fizyczno-chemiczne badania wody i ścieków*, Arkady, Warszawa; 846.

Jekatierynczuk-Rudczyk E., Zieliński P. (2004): *Stan i zagrożenia małej rzeki nizinnej na obszarze Parku Krajobrazowego Puszczy Knyszyńskiej*, [w:] *Badania geograficzne w poznawaniu środowiska*, Z. Michalczyk (red.), Wyd. UMCS, Lublin; 301–306.

Jekatierynczuk-Rudczyk E., Zieliński P., Górniak A. (2006): *Stopień degradacji rzeki wiejskiej w bezpośrednim sąsiedztwie Białegostoku,* Woda – Środowisko – Obszary wiejskie, 18; 143–153.

Jędryka E. (2003): *Renaturalizacja dolin rzecznych na obszarach zmeliorowanych wyłączonych z produkcji rolniczej na przykładzie obiektów Rudnia, Małynka, Tyniewicze*, Wyd. IMUZ, Falenty; 68.

Moore T. R. (1985): *The spectrophotometric determination of dissolved organic carbon in peat waters*, Soil Sci. Soc. Am. J. 49; 1590–1592.

Nienhuis P. H., Leuven R. S. (2001): *River restoration and flood protection: controversy or synergism?,* Hydrobiologia, 444; 85–99.
Vannote R. L., Minshall G. W., Cummins K. W., Sedell J. R., Cushing C. E. (1980): *The river continuum concept*, Can. J. Fish. Aquat. Sci. 37; 130–137.
Walsh C. J. (2000): *Urban impacts on the ecology of receiving waters: framework for assessment, conservation and restoration*, Hydrobiologia 431; 107–214.
Worrall F., Burt T., Adamson J. (2004): *Can climate change explain increases in DOC flux from upland peat catchments?,* Sci. Total Environ, 326: 95–112.
Zieliński P. (2004): *Zasobność rzek północno-wschodniej Polski w rozpuszczony węgiel organiczny*, [w:] *Metody badań substancji humusowych ekosystemów wodnych i lądowych*, S. Gołębiowska (red.), Wyd. AR, Szczecin; 93–98.

Maciej Ziułkiewicz, Joanna Żelazna-Wieczorek***
*Katedra Geologii, Uniwersytet Łódzki, Łódź
**Katedra Algologii i Mikologii, Uniwersytet Łódzki, Łódź

Różnorodność okrzemek w wodach źródlanych o różnym stopniu przekształcenia hydrochemicznego

Diatoms variety in springs waters with different hydrochemical transformation degree

Abstract: As a result of environmental transformation, springs are transformed in the way which concerns both outflow form and water flowing out from it. The scale of changes is a result of the range of economic activities taken up in their vicinity. Łódź agglomeration, where springs areas are mainly connected with the escarpment zone of Wzniesienia Łódzkie is a good example of these processes. Studies were curried out between January 2003 and May 2005, and embraced ten springs located between Ozorków and Brzeziny. The aim of the study was to determine biological diversity of springs, characterizing with different scale of anthropogenic transformation of their waters. It was based on quantitative and qualitative analysis of benthic diatoms communities. Factorial analysis was applied here to select the spring's groups with different pollution degree. Twenty two hydrochemical parameters from ten series of studies were used. Comparison between a hydrochemical picture of outflows and their diatomological differentiation point that richness and diversity of species higher values for objects with a lower degree of chemical transformation of waters. Hydrobiological analysis of diatoms, conducted on constant particular habitats confirmed occurring of spring's groups determined by factorial analysis of hydrochemical data. Apart from a state and composition of springs waters significance for diatoms species composition settling springs niches, seems to be represented by a type of underground waters outflow onto the surface.

Słowa kluczowe: źródła, antropopresja, okrzemki.
Key words: springs, anthropopression, diatoms.

Źródła, podobnie jak każdy element środowiska przyrodniczego, podlegają przeobrażeniom w następstwie zagospodarowania terenu. Skutkiem tego jest między innymi ich zanik, zmiana funkcji nisz źródliskowych, pogorszenie jakości wód źródlanych. Rozmiary przeobrażeń wynikają z jednej strony ze skali

działań gospodarczych, a z drugiej – z odporności środowiska na sztucznie generowane zakłócenia. W odniesieniu do źródeł ważne są lokalne warunki hydrogeologiczne determinujące tempo wymiany wód, migrację zanieczyszczeń i ich trwałość w środowisku skalnym.

Badaniami objęto dziesięć źródeł znajdujących się w strefie krawędziowej Wzniesień Łódzkich, między Ozorkowem i Brzezinami, a więc w obrębie aglomeracji łódzkiej. Wytypowana grupa obiektów jest bardzo zróżnicowana pod względem wielkości wydatku, położenia morfologicznego, formy wypływu, drenowanego wodonośca i jego zasobności (Ziułkiewicz 2005), a także charakteru zagospodarowania terenu. Dominują źródła zasilane z obszarów rolniczych, obejmujących tereny wsi, pól uprawnych, użytków zielonych i nieużytków oraz zagród, w których prowadzi się intensywną hodowlę zwierząt. Tę mozaikę uzupełniają obszary leśne, na ogół nieduże i rozdrobnione. W badanej grupie znajduje się również wypływ, którego obszar zasilania znajduje się na terenach miejskich Łodzi.

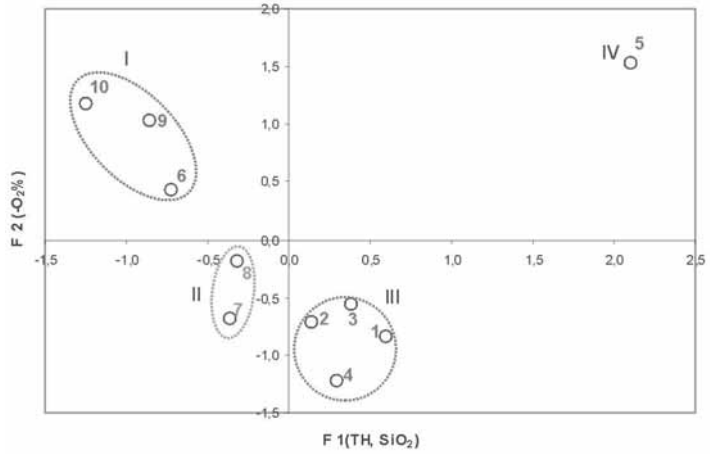
Prace badawcze, jakie realizowano od stycznia 2003 roku do maja 2005 roku, obejmowały pomiary wydajności źródeł, położenia zwierciadła wody w studni ujmującej drenowaną przez wypływy warstwę wodonośną, pomiary cech fizykochemicznych (29 serii), analizy składu chemicznego wód (10 serii) i analizy okrzemek bentosowych występujących w niszach (29 prób). Metodykę badań omówiono we wcześniejszych pracach (Żelazna-Wieczorek, Ziułkiewicz 2004; Ziułkiewicz, Żelazna-Wieczorek 2007).

Przedmiotem niniejszego opracowania są grupy źródeł, które zostały wyodrębnione na podstawie analizy czynnikowej 22 parametrów hydrochemicznych, z 10 serii badawczo-pomiarowych. Osobno analizowano zróżnicowanie wód źródlanych pod względem parametrów fizyczno-chemicznych (mineralizacja[1], utlenialność, twardość ogólna, odczyn, potencjał redoks, tlen rozpuszczony) i krzemionki oraz pod względem składu jonowego (Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+} i NH_4^+, Cl^-, HCO_3^-, SO_4^{2-}, NO_3^-, NO_2^- i PO_4^{3-}). Do obliczeń wykorzystano program STATISTICA 7 (dane hydrochemiczne standaryzowano).

Analiza wieloczynnikowa grupy parametrów fizykochemicznych pozwoliła wyróżnić te elementy, które w zasadniczy sposób odpowiadają za ich zróżnicowanie hydrochemiczne. Są to cechy, których ładunki czynnikowe przekraczają +/-0,7. Najistotniejsze, według metody osypiska, są pierwsze trzy czynniki: pierwszy – składa się z twardości ogólnej i stężenia krzemionki (udział 28%), drugi – jest reprezentowany przez nasycenie wód tlenem (udział 21%), trzeci – przez odczyn wód i jej temperaturę (13%). Trzy pierwsze czynniki wyjaśniają łącznie 62% wariancji zbioru wartości parametrów fizykochemicznych. Największą rolę odgrywają dwa pierwsze czynniki i na ich podstawie podjęto próbę wyróżnienia typów hydrochemicznych źródeł. Sporządzono

[1] Suma rozpuszczonych jonów.

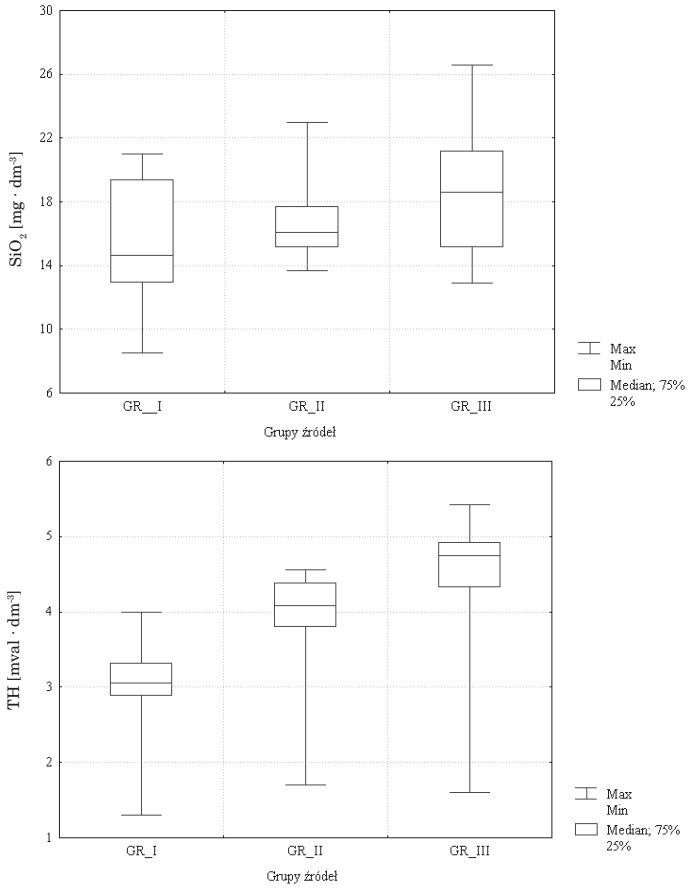
wykres wzajemnej relacji wartości zastępczych przypisanych poszczególnym źródłom (ryc. 1). Do grupowania wypływów zastosowano analizę klastrową, którą oparto na wartościach średnich czynników przypisanych poszczególnym wypływom. Dzięki temu stwierdzono istnienie czterech grup wypływów: źródeł 1, 2, 3 i 4; źródeł 6, 9 i 10; źródeł 7 i 8 oraz źródła 5 (ryc. 1).



Ryc. 1. Średnie wartości ładunków czynnikowych dwóch pierwszych składowych macierzy parametrów fizykochemicznych źródeł i wydzielenie grup wypływów – wynik analizy klastrowej

Zróżnicowanie wód pod względem wartości parametrów współtworzących pierwszy czynnik ilustruje ryc. 2. Jest ono głównie wynikiem odmienności warunków hydrogeologicznych źródeł: im głębsze drenowane zbiorowisko wód podziemnych, tym wyższa twardość ogólna wód i ich nasycenie krzemionką. Źródła grupy pierwszej drenują odkryty zbiornik sandrowy, położony na przedpolu strefy krawędziowej; wartości współczynnika odnawialności (η) kształtują się na poziomie 1,5–1,8. Źródła grupy trzeciej są zasilane z wgłębnej warstwy wodonośnej, odizolowanej od powierzchni poziomem glin warciańskich. Współczynnik odnawialności wynosi od 0,5 do 0,9. Drugą grupę tworzą dwa źródła, zasilane, podobnie jak obiekty grupy pierwszej z utworów naglinowych. Obszar alimentacji obu wypływów stanowią tereny osadnicze, cechujące się znacznym zagęszczeniem ognisk zanieczyszczeń wód podziemnych.

Analiza drugiej grupy cech – składników jonowych, wykazała, że o zmienności chemicznej źródeł decydują: sód i chlorki (I czynnik – udział 25,5%), wodorowęglany, magnez i wapń (II czynnik – 24,3%) oraz jon amonowy i fosforany (III czynnik – 14,1%). Łącznie wyjaśniają one 63,9% wariancji zbioru danych chemicznych wód źródlanych. Podobnie jak w przypadku analizy parametrów fizykochemicznych, przy grupowaniu hydrochemicznym oparto się

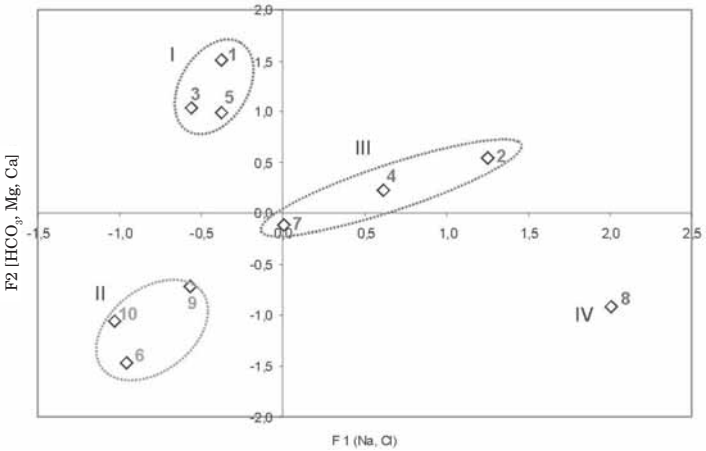


Ryc. 2. Zróżnicowanie wód pod względem twardości ogólnej i krzemionki w wytypowanych grupach źródeł

na dwóch pierwszych czynnikach. Wykonano wykres ich wzajemnej relacji w stosunku do poszczególnych wypływów. Uwidoczniło się na nim zróżnicowanie chemiczne wód źródlanych (ryc. 3). Dla uzyskania czytelnego obrazu grup hydrochemicznych zastosowano analizę klastrową. Wyodrębniono następujące zespoły źródeł: 1, 3 i 5; 6, 7, 9 i 10, 2, 4 i 7 oraz indywidualnie 8.

Kompozycja pierwszego czynnika utożsamia go z antropopresją; najsilniej zaznaczył się w tym przypadku wypływ 8 w Łagiewnikach i w dalszej kolejności, wraz ze słabnięciem intensywności oddziaływania procesu reprezentowanego przez ten czynnik: źródła 2, 4 i 7. Można przyjąć, że pozostałe wypływy są pozbawione tych oddziaływań ze względu na dobrą izolację wodonośca (grupa I), czy brak efektywnych ognisk zanieczyszczeń w obszarze zasilania (grupa II).

Drugi czynnik należy wiązać z procesami geochemicznymi kształtującymi warunki hydrochemiczne źródeł. Im dłuższy czas przebywania wód w środowisku skalnym lub im bardziej jest ono podatne na ługowanie, tym wartości czynnikowe wyższe.



Ryc. 3. Średnie wartości ładunków czynnikowych dwóch pierwszych składowych macierzy składu jonowego źródeł i wydzielenie grup wypływów – wynik analizy klastrowej

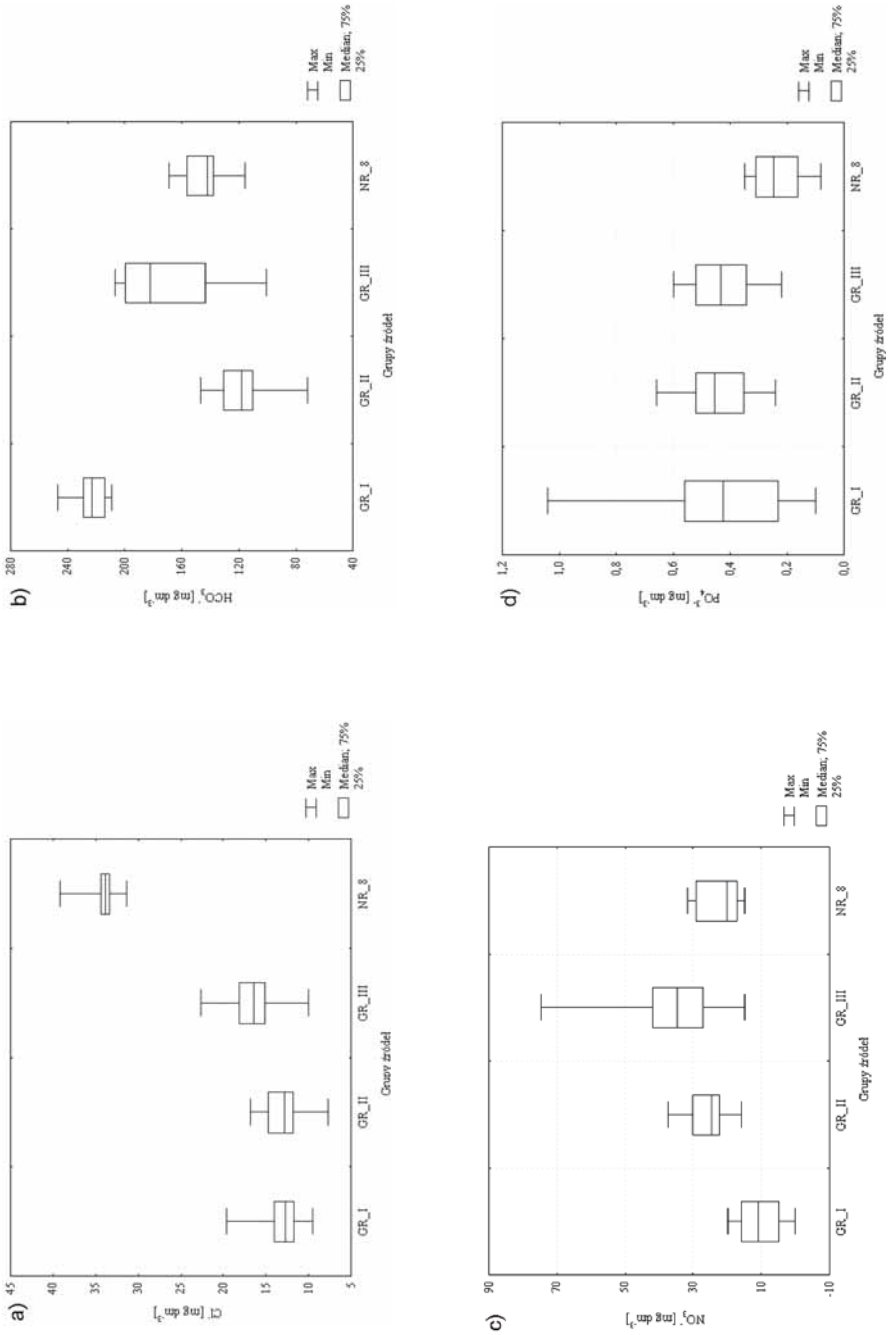
Kompozycja trzeciego czynnika: NO_3^- i PO_4^{3-} nasuwa skojarzenie z zanieczyszczeniem środowiska wodonośnego.

Zróżnicowanie hydrochemiczne wód źródlanych pod względem stężeń wybranego składnika jonowego reprezentującego poszczególne czynniki przedstawiono na ryc. 4.

Analiza składu jonowego wód źródeł pozwala uzupełnić interpretację zróżnicowania fizykochemicznego. W grupie wypływów zasilanych z wodonośców wgłębnych można wyraźnie wskazać te, które podlegają antropopresji: 2 i 4. Jej przejawem są przede wszystkim stężenia azotanów, a w mniejszym stopniu elementy reprezentujące I czynnik (chlorki i sód) – ryc. 4. Są to wypływy, których wodonosiec, zwłaszcza w części peryferyjnej przyźródłowej, nie jest chroniony nadkładem glin zwałowych. Pozostałe źródła (1, 3 i 5), zasilane z utworów wgłębnych, wydają się wystarczająco chronione, choć poziom stężeń fosforanów (ryc. 4) może być świadectwem funkcjonowania w ich obszarze zasilania odległych ognisk zanieczyszczeń. Wypływy 6, 9 i 10 tworzą bardzo stałą grupę obiektów wyraźnie wyróżniających się od pozostałych pod względem parametrów fizykochemicznych oraz składu jonowego.

Dla wykazania różnorodności okrzemek w badanych źródłach wybrano dwie grupy wypływów istotnie różniących się pod względem skali przekształcenia hydrochemicznego: grupę źródeł 6, 9 i 10 oraz 2, 4 i 8.

Analizowane źródła są zróżnicowane pod względem liczby oznaczonych taksonów okrzemek. Najbogatsze w oznaczone taksony jest źródło 6 – 225

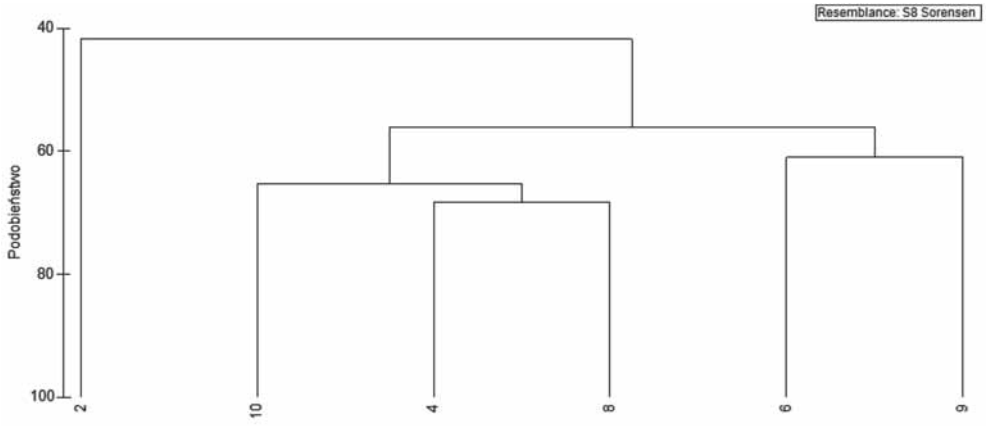


Ryc. 4. Zróżnicowanie wód pod względem składników jonowych reprezentujących poszczególne czynniki; a – czynnik pierwszy: chlorki, b – czynnik drugi: wodorowęglany, c – czynnik trzeci: azotany, d – czynnik czwarty: fosforany

taksonów, następnie źródło 9 – 168 taksonów, źródło 2 – 148 taksonów, źródło 10 – 138 taksonów, źródło 8 – 88 taksonów, źródło 4 – 86 taksonów.

Na różnorodność gatunkową składają się dwa elementy: liczba gatunków i równomierność rozdziału osobników pomiędzy gatunki. Jeśli przy jednakowej liczbie gatunków jeden z gatunków zdecydowanie dominuje, a inne są reprezentowane przez niewielką liczbę osobników, to różnorodność próby jest mniejsza niż w sytuacji, gdy wszystkie gatunki są równie licznie reprezentowane. Wskaźnikiem „wrażliwym" na obecność w próbie mało liczebnych gatunków jest wskaźnik Shannona-Weavera (Lampert, Sommer 2001), na podstawie którego określono bogactwo gatunkowe i rozkład względnej liczebności pomiędzy gatunkami w poszczególnych źródłach. Wskaźnik Shannona-Weavera przyjmuje wartości od 0 (gdy w próbie występuje tylko jeden gatunek), wzrasta wraz ze zwiększaniem się liczby gatunków, a maksymalne wartości osiąga, gdy wszystkie gatunki w próbie występują z taką samą częstotliwością. W badanych źródłach wskaźnik różnorodności gatunkowej Shannona-Weavera wynosił: w wypływie 2 – od 2,289 do 3,637, w 4 – od 0,783 do 2,747, w 6 – od 2,196 do 3, 781, w 8 – od 1,972 – 2,725, w 9 – od 2,356 – 3,667, w 10 – od 1,584 do 2,844.

Wskaźniki porównawcze umożliwiają porównanie cech zbiorowisk, zarówno jakościowych, jak i ilościowych. Do jakościowych wskaźników porównawczych (współczynników podobieństwa), należy współczynnik Sörensena wykorzystany do analizy podobieństwa pomiędzy zbiorowiskami okrzemek źródeł (ryc. 5) na podstawie gatunków stałych w poszczególnych źródłach (Kawecka, Eloranta 1994).



Ryc. 5. Dendrogram podobieństwa na podstawie współczynnika Sorensena pomiędzy gatunkami stałymi okrzemek dla źródeł 2, 4, 6, 8, 9 i 10 (PRIMER 6)

Analiza podobieństwa okrzemek stałych dla wybranej grupy wypływów grupuje je w następujący sposób: 4, 8 i 10 oraz 6 i 9. Okrzemki stałe w źródle 2 wyróżniają je spośród analizowanych wypływów.

Zestawienie obrazu hydrochemicznego wypływów z ich zróżnicowaniem pod względem diatomologicznym wskazuje, że bogactwo gatunkowe i różnorodność gatunkowa przyjmują wyższe wartości dla obiektów wykazujących mniejszy stopień przekształcenia chemicznego wód. Grupy źródeł wydzielone w wyniku analizy czynnikowej danych hydrochemicznych uzyskały potwierdzenie w analizie hydrobiologicznej przeprowadzonej na podstawie okrzemek stałych dla danego siedliska.

Badania zrealizowano ze środków grantu KBN 3P04G 05723.

Literatura

Kawecka B., Eloranta P. V. (1994): *Zarys ekologii glonów wód słodkich i środowisk lądowych*, PWN, Warszawa; 1–252.

Lampert W., Sommer U. (2001): *Ekologia wód śródlądowych*, Wydawnictwo Naukowe PWN; 1–415.

Ziułkiewicz M., Żelazna-Wieczorek J. (2007): *Wpływ warunków hydrogeologicznych na florę okrzemkową źródeł w strefie krawędziowej Wzniesień Łódzkich*, [w:] *Stan i antropogeniczne zmiany jakości wód w Polsce*, t. V, Wydawnictwo UŁ, Łódź.

Żelazna-Wieczorek J., Ziułkiewicz M. (2004): *Algae communities in springs of Łódź Hill scarp with diversified hydrochemical conditions*, Teka Kom. Ochr. Kszt. Środ. Przyr. I; 322–330.

Mirosław Żelazny, Joanna P. Siwek***
*Zakład Hydrologii, Uniwersytet Jagielloński, Kraków
**Zakład Geografii Turystyki, Akademia Wychowania Fizycznego, Kraków

Bilans hydrochemiczny małych zlewni pogórskich

Hydrochemical mass balance in a small Carpathian Foothill catchment

ABSTRACT: Hydrochemical mass balance of macroelements (Ca, Mg, Na, K, HCO_3 and SO_4) and biogenic compounds (N_{NH4}, N_{NO2}, N_{NO3} and P_{PO4}) during one hydrological year 2004 and flood events of July 2004 were analyzed.

The study area included the Stara Rzeka drainage basin (22.22 km^2, 41.9% forest, 36.2% arable land) and its two subbasins: 1) the Leśny Górny Potok (0.48 km^2; 99.4% forest) and 2) the Kubaleniec (1.03 km^2); entirely farmed with smallholdings consisting of small but numerous fragmented plots. The research area is situated in the Wiśnickie Foothills, part of the larger region of the Carpathian Foothills.

In the Stara Rzeka basin and in its subbasins the balance of macroelements was negative, i.e. their export from the basin was larger than atmospheric deposition. In contrast to macroelements, atmospheric deposition of biogenic compounds was several times higher than their export pointing to their accumulation. During the flood events the balance of SO_4 and Na was in some cases positive at the beginning of the event.

SŁOWA KLUCZOWE: Pogórze Karpackie, bilans jonowy.
KEY WORDS: Carpathian Foothills, ion balance.

Wprowadzenie

W badaniach hydrogeochemicznych kluczowym zagadnieniem jest poznanie obiegu materii w zlewni i zidentyfikowanie czynników nim rządzących. Na podstawie bilansu hydrochemicznego można określić, które jony podlegają akumulacji w zlewni (bilans dodatni), a które są z niej odprowadzane (bilans ujemny). Bilans hydrochemiczny może być wykonany dla różnych jednostek czasowych, najczęściej dla roku kalendarzowego lub hydrologicznego (Drużkowski, Szczepanowicz 1988; Grodzińska Laskowski 1996; Żelazny, Raczak 2005). Szczególnie interesujące są jednak bilanse wykonane dla krótszych okresów, np. dla czasu fal wezbraniowych, ponieważ różnorodność zachodzących w zlewni procesów jest wtedy największa (Siwek, Żelazny 2000; Siwek 2001).

Głównym celem niniejszej pracy było określenie bilansu makroelementów i związków biogennych małych zlewni pogórskich w roku hydrologicznym 2004 (bilans roczny). Dodatkowo określono bilans hydrochemiczny wybranych jonów w czasie fal wezbraniowych w lipcu 2004 r.

Obszar badań

Badania prowadzono w południowej części Polski, na Pogórzu Karpackim, w zlewni Starej Rzeki i w jej dwóch zlewniach cząstkowych: Kubaleńca i Leśnego Górnego Potoku.

Zlewnia Starej Rzeki (22,22 km^2) położona jest w obrębie dwóch płaszczowinowych jednostek: śląskiej i podśląskiej. Jednostka podśląska, zwana jednostką bocheńską, składa się z dygitacji wyższej oraz z dygitacji niższej wraz z serią solną Bochni (Olewicz 1973). Zlewnia Starej Rzeki charakteryzuje się złożoną strukturą zagospodarowania ziemi – 41,86% powierzchni stanowią lasy, 36,25% – grunty orne, 14,92% – łąki i pastwiska.

Zlewnia Kubaleńca (1,03 km^2) położona jest w obrębie jednostki podśląskiej, którą tworzą przede wszystkim warstwy chodenicko-moszczenickie i spągowe iły margliste, pokryte grubą warstwą utworów lessopodobnych. Jest ona typową pogórską zlewnią rolniczą (grunty orne – 69,3%, łąki i pastwiska – 20,4%, zabudowa wiejska – 4,8%), z charakterystyczną dla Pogórza Karpackiego gęstą siecią dróg i teras śródpolnych, biegnących wzdłuż stoków. Dominują stoki o nachyleniach od 3 do 6°.

Zlewnia Leśnego Górnego Potoku (ok. 0,48 km^2) leży w obrębie jednostki śląskiej, którą tworzą głównie piaskowce istebniańskie pokryte utworami lessopodobnymi. Dominują stoki o nachyleniach od 10 do 15°. Zlewnia ta jest prawie w 100% zalesiona (las bukowo-jodłowy) (Święchowicz, Michno 2005).

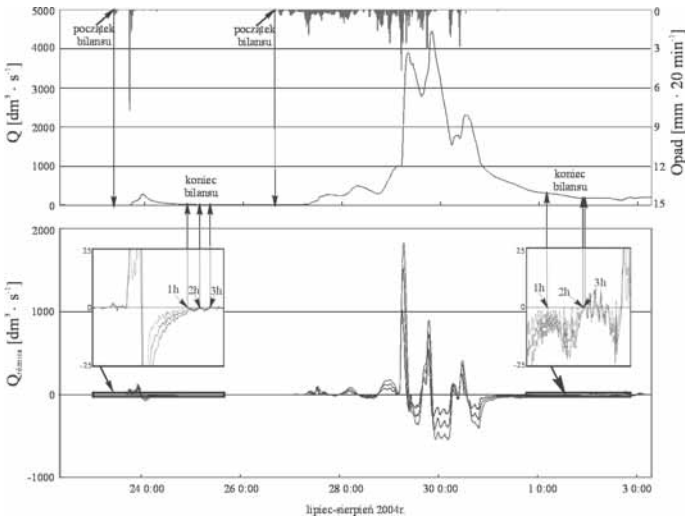
Metoda

Badania prowadzono w latach 2002–2004. Objęto nimi wody opadowe (wejście do systemu) i wody rzeczne (wyjście z systemu). Skład chemiczny wód opadowych mierzono w 14-dniowych sumach opadu atmosferycznego całkowitego oraz, dodatkowo, w jednogodzinnych sumach opadu atmosferycznego mokrego, zebranych w czasie fali wezbraniowej w lipcu 2004 r. W celu określenia składu chemicznego wód rzecznych próby wód pobierano systematycznie co tydzień oraz, z większą częstotliwością (od kilku minut do kilkunastu godzin), w czasie kilkudziesięciu wezbrań różnej genezy i w okresach międzywezbraniowych. Metodyka poboru różnego rodzaju wód została szczegółowo opisana w monografii (Żelazny 2005).

Stany wody w potokach mierzone były codziennie o godz. 6 GMT oraz w sposób ciągły za pomocą czujników stanów wód (Aplisens SG-25 i Peltron PLH 27), co 10 minut. Do cyfrowego zapisu użyto rejestratorów firmy TRAX-elektronik (RC-10 i RC-12). Stany wody uśredniono do wartości 20-minutowych. Przepływ został określony przy zastosowaniu indywidualnych dla każdego przekroju wodowskazowego krzywych przepływu. Dane meteorologiczne uzyskano z posterunku meteorologicznego znajdującego się w zlewni Starej Rzeki, w pobliżu Stacji Naukowej IGiGP w Łazach.

W laboratorium, po przesączeniu wód (sączek 0,45µm), oznaczono stężenie makroelementów (Ca, Mg, Na, K, HCO_3, SO_4) i związków biogennych (NH_4, NO_2, NO_3, PO_4). Stężenie Mg, SO_4, NH_4, NO_2, NO_3, i PO_4 oznaczano metodą spektrofotometryczną (Merck SQ 118), stężenie Ca, Na, K – metodą fotometrii płomieniowej (PFP7 JENWAY), a stężenie HCO_3 – metodą acydymetryczną. Ocenę poprawności wykonanej analizy chemicznej wody przeprowadzono według normy (PN – 89 C-04638/02).

Dostawę jonów wraz z opadem atmosferycznym (dopływ) w roku hydrologicznym 2004 obliczono jako iloczyn sumy opadu atmosferycznego i średniego ważonego stężenia jonów (wagą były sumy opadów z kolejnych okresów 14 dniowych). Ładunek jonów odprowadzonych (odpływ) z badanych zlewni obliczono jako iloczyn rocznej objętości odpływu i średniego ważonego stężenia poszczególnych jonów (wagą były przepływy). Do obliczenia średniej ważonej uwzględniono wszystkie oznaczenia chemiczne uzyskane w latach 2002–2004.[1]



Ryc. 1. Graficzna interpretacja początku i końca obliczenia bilansu hydrochemicznego w czasie fali wezbraniowej

[1] Szczegółowy wykaz wszystkich pobranych prób wody znajduje się w poszczególnych rozdziałach monografii (Żelazny 2005).

Obliczenie bilansu hydrochemicznego fali wezbraniowej rozpoczęto od chwili wystąpienia opadu (ryc. 1). Dostawa jonów wraz z opadem została obliczona jako iloczyn kolejnych 20-minutowych sum opadu mokrego i odpowiadających im rzeczywistych stężeń uzyskanych z jednogodzinnych faz opadu mokrego.[2] Zasadniczy problem przy obliczaniu bilansu hydrochemicznego fal wezbraniowych dotyczy czasu, w którym należy zakończyć okres bilansowania. W niniejszej pracy proponujemy obliczenie bilansu dla trzech wariantów zakończenia fali wezbraniowej (1h, 2h, 3h). Przyjęto za nie takie momenty, kiedy różnica pomiędzy chwilową wartością przepływu a średnim przepływem z jednej (1h), dwóch (2h) i trzech (3h) godzin wstecz była równa lub wyższa od zera ($Q_{różnica}$). Na podstawie stężeń jonów w próbkach pobranych w trakcie tych fal, dla każdej rzeki wyznaczono regresję liniową pomiędzy natężeniem przepływu a stężeniem poszczególnych jonów. Rozkład normalny zmiennych (przepływu i stężeń jonów) uzyskano poprzez zlogarytmowanie, co zostało zweryfikowane testem Kołmogorowa-Smirnowa (p=0,05). Chwilowy odpływ jonów (20 min.) obliczono na podstawie chwilowego przepływu (20 min.) i odpowiadającego mu stężenia poszczególnych jonów. Bilans hydrochemiczny fali wezbraniowej był możliwy jedynie w przypadku jonów posiadających istotną korelację z przepływem oraz tych, które były oznaczone w jednogodzinnych fazach opadu mokrego.

Wyniki

Bilans roczny

W zlewni Starej Rzeki i w jej zlewniach cząstkowych wystąpił ujemny roczny bilans większości makroelementów, z wyjątkiem S_{SO4} i Cl w Leśnym Górnym Potoku oraz dodatni – związków biogennych, z wyjątkiem NO_2 w zlewni Starej Rzeki (tab. 1).

Wraz z opadem na każdy hektar zlewni dostało się 41,95 kg jonów (tab. 1), w tym: makroelementy (Ca, Mg, Na, K, HCO_3, S_{SO4}, Cl) stanowiły 69,5%, mineralne formy azotu – 30,0%, a fosfor – 0,5% masy jonów. Największy udział w dopływie makroelementów miały S_{SO4}, Cl, Ca i HCO_3. Wraz z opadem na każdy hektar zlewni dostało się 12,80 kg N i P, w tym 98,1% masy stanowił azot (N). Największy udział w dopływie mineralnych form azotu miał azot amonowy N_{NH4} (57,5%), zdecydowanie mniejsze – azot azotanowy N_{NO3} (42,1%), a znikomy – azot azotynowy N_{NO2} (0,5%).

[2] W czasie trwania fal pobrano próby wody z 92 jednogodzinnych faz i wykonano 606 oznaczeń makroelementów i związków biogennych.

Tab. 1. Dostawa, odpływ oraz bilans jonów [kg·ha^{-1}·rok^{-1}] w zlewniach pogórskich w roku hydrologicznym 2004

Parametr	Dostawa	Stara Rzeka		Kubaleniec		Leśny Górny Potok	
		Odpływ	Bilans	Odpływ	Bilans	Odpływ	Bilans
Ca	4,84	36,49	-31,65	24,85	-20,01	9,26	-4,42
Mg	1,42	9,90	-8,48	6,44	-5,02	4,92	-3,50
Na	2,20	12,38	-10,18	8,71	-6,51	2,74	-0,54
K	1,48	5,68	-4,20	4,84	-3,36	1,55	-0,07
HCO_3	4,61	111,68	-107,07	67,41	-62,80	31,90	-27,29
S_{SO4}	8,43	16,65	-8,22	11,97	-3,54	8,16	0,27
Cl	6,16	16,86	-10,70	13,02	-6,86	2,28	3,38
N*	12,56	3,45	9,11	1,93	10,63	1,59	10,97
N_{NH4}	7,22	0,39	6,83	0,22	7,00	0,08	7,14
N_{NO2}	0,058	0,061	-0,003	0,042	0,016	0,016	0,042
N_{NO3}	5,29	3,00	2,29	1,67	3,62	1,50	3,79
P_{PO4}	0,235	0,139	0,096	0,185	0,050	0,042	0,193

*$N_{NH4} + N_{NO2} + N_{NO3}$

We wszystkich zlewniach wśród makroelementów w odpływie dominowały HCO_3 (od 49,11% w Kubaleńcu do 53,27% w Starej Rzece) i Ca (od 15,07% w Leśnym Górnym Potoku do 18,11% w Kubaleńcu). Wśród związków biogennych zdecydowanie największe znaczenie w odpływie miał jon N_{NO3} (około 87% w zlewni Starej Rzeki i Kubalenca oraz około 94% w zlewni Leśnego Górnego Potoku). Udział N_{NH4} wśród mineralnych form azotu był najmniejszy w odpływie ze zlewni Leśnego Górnego Potoku i wynosił 4,9%, natomiast w pozostałych zlewniach większy i wynosił około 11%.

Bilans w czasie wezbrań

W czasie największego wezbrania w 2004 r. (26 lipca – 1 sierpnia) wywołanego opadem rozlewnym do zlewni dostało się od kilku do kilkunastu procent rocznego ładunku jonów, a odpłynęło – od kilkunastu do ponad 20% (tab. 2).

Tab. 2. Udział dostawy i odpływu jonów w czasie fali wezbraniowej (26 lipca–1 sierpnia) w dostawie i odpływie rocznym

Parametr	Dostawa [%]	Odpływ [%]								
		Stara Rzeka			Kubaleniec			Leśny Górny Potok		
		1h	2h	3h	1h	2h	3h	1h	2h	3h
Ca	8,7	18,8	19,5	19,5	17,5	18,1	18,1	19,3	19,3	19,7
Mg	6,6	17,4	18,1	18,1	13,8	14,3	14,3	19,4	19,5	19,8
Na	10,1	19,5	20,3	20,3	16,2	16,9	16,9	18,9	18,9	19,3
HCO_3	13,7	19,0	19,8	19,8	16,0	16,6	16,6	16,8	16,8	17,3
S_{SO4}	9,8	–	–	–	16,0	16,5	16,5	21,9	21,9	22,2

Opad, który wywołał tę falę wezbraniową, stanowił 18,5% (111,5 mm) opadu rocznego, a odpływ rzeczny – 14% rocznego odpływu w przypadku Kuba-

leńca, 19% – w przypadku Starej Rzeki i 26% – w przypadku Leśnego Górnego Potoku.

Odpływ głównych jonów ze zlewni był wielokrotnie większy niż ich dostawa (bilans ujemny), co było szczególnie wyraźne w przypadku HCO_3. Dysproporcja pomiędzy dostawą a odpływem była najmniejsza w przypadku S_{SO4}. Przewaga odpływu jonowego nad dostawą była większa w zlewniach Starej Rzeki i Kubaleńca niż w zlewni Leśnego Górnego Potoku (tab. 3, 4).

Pomimo iż bilans hydrochemiczny głównych jonów dla całej lipcowej fali był ujemny, to w trakcie jej trwania zdarzały się okresy, kiedy był dodatni (ryc. 2). Szczególnie było to widoczne na początku wezbrania – w przypadku S_{SO4} oraz w trakcie jego trwania – w przypadku Na.

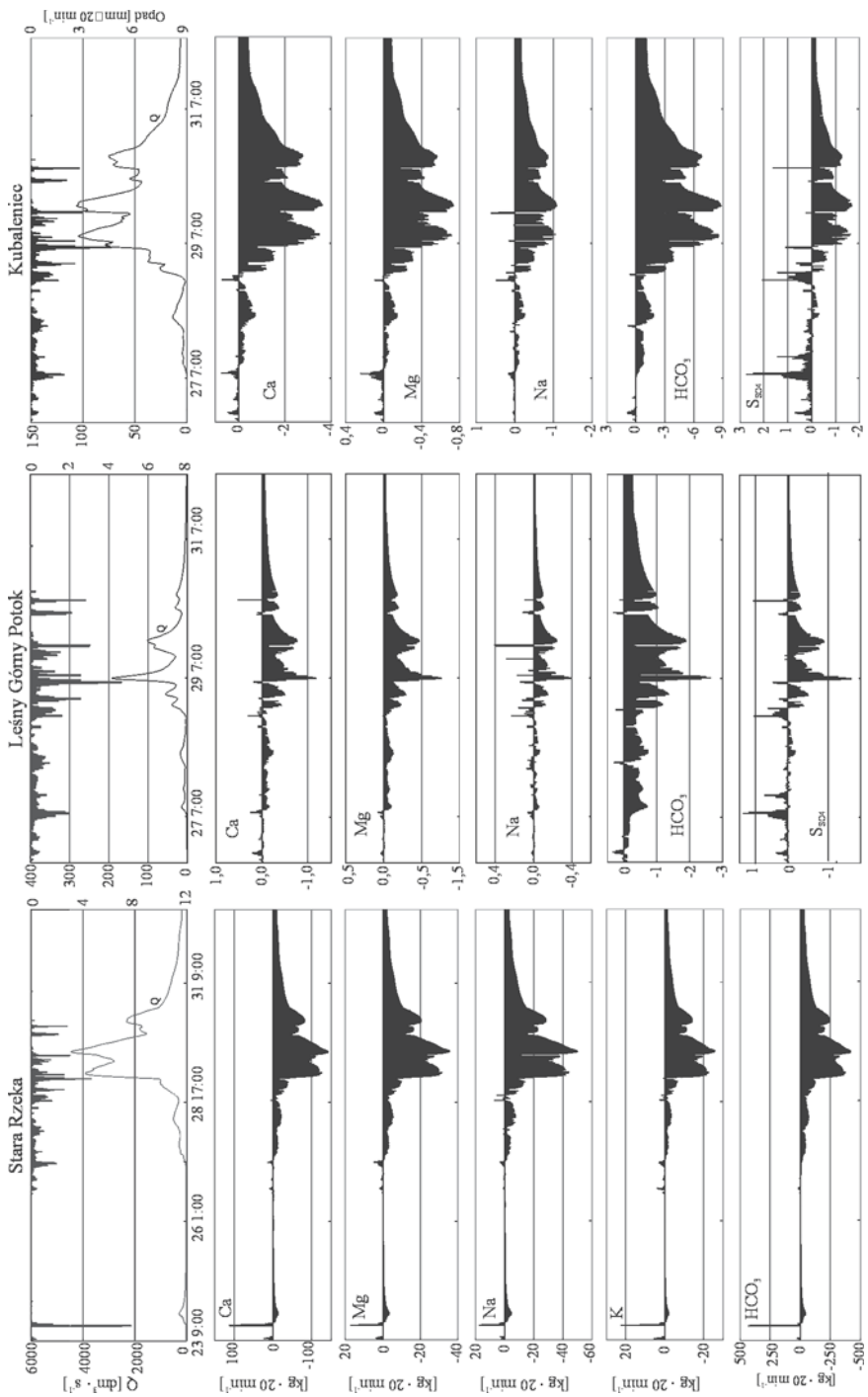
Tab. 3. Dostawa, odpływ oraz bilans jonów [kg·ha^{-1}·rok^{-1}] w czasie fali wezbraniowej (26 lipca – 1 sierpnia)

Parametr		Dostawa	Odpływ			Bilans		
			1h	2h	3h	1h	2h	3h
Stara Rzeka	Ca	0,42	6,92	7,19	7,20	-6,50	-6,77	-6,78
	Mg	0,09	1,74	1,81	1,81	-1,65	-1,72	-1,72
	Na	0,22	2,45	2,54	2,55	-2,22	-2,32	-2,32
	HCO_3	0,63	21,44	22,35	22,39	-20,80	-21,71	-21,76
Kubaleniec	Ca	0,42	4,34	4,50	4,50	-3,92	-4,08	-4,08
	Mg	0,09	0,89	0,92	0,92	-0,79	-0,82	-0,82
	Na	0,22	1,41	1,47	1,47	-1,19	-1,25	-1,25
	HCO_3	0,63	10,77	11,17	11,17	-10,14	-10,54	-10,54
	S_{SO4}	0,82	1,91	1,97	1,97	-1,09	-1,15	-1,15
Leśny Górny Potok	Ca	0,41	1,80	1,80	1,84	-1,39	-1,39	-1,43
	Mg	0,09	0,96	0,97	0,98	-0,87	-0,88	-0,89
	Na	0,22	0,52	0,52	0,53	-0,30	-0,30	-0,31
	HCO_3	0,63	5,39	5,41	5,55	-4,76	-4,78	-4,92
	S_{SO4}	0,82	1,80	1,80	1,82	-0,98	-0,98	-1,00

Tab. 4. Stosunek odpływu jonów do dostawy w czasie fali wezbraniowej (26 lipca – 1 sierpnia)

Parametr	Stara Rzeka			Kubaleniec			Leśny Górny Potok		
	1h	2h	3h	1h	2h	3h	1h	2h	3h
Ca	16,4	17,0	17,0	10,3	10,6	10,6	4,3	4,4	4,4
Mg	18,5	19,2	19,3	9,4	9,8	9,8	10,5	10,5	10,6
Na	11,0	11,4	11,4	6,4	6,6	6,6	2,4	2,4	2,4
HCO_3	33,9	35,4	35,4	17,1	17,7	17,7	8,7	8,7	9,0
S_{SO4}	–	–	–	2,3	2,4	2,4	2,2	2,2	2,2

W dniu 23 lipca 2004 r. w warunkach przesuszonych pokryw zwietrzelinowo-glebowych w zlewni Starej Rzeki wystąpiło wezbranie, które zostało wywołane opadem nawalnym w wysokości 19,8 mm. Znaczne przesuszenie pokryw spowodowało brak reakcji na opad w niektórych zlewniach elementarnych, np. w zlewni Kubaleńca. W czasie tego wezbrania stwierdzono także



Ryc. 2. Chwilowy bilans hydrochemiczny w czasie fal wezbraniowych w lipcu 2004 r.

ujemny bilans makroelementów, który jednak charakteryzował się zdecydowanie mniejszą przewagą odpływu nad dostawą jonów niż w czasie wezbrania, które trwało od 26 lipca do 1 sierpnia (tab. 5). W czasie tej fali możliwe było obliczenie bilansu $N_{NO3,}$ który okazał się dodatni.

Tab. 5. Dostawa, odpływ oraz bilans jonów [kg·ha^{-1}·rok^{-1}] w czasie fali wezbraniowej 23 lipca w zlewni Starej Rzeki

Parametr	Dostawa	Odpływ			Bilans		
		1h	2h	3h	1h	2h	3h
N_{NO3}	0,062	0,008	0,008	0,009	0,0543	0,0540	0,0538
Ca	0,138	0,199	0,212	0,220	-0,061	-0,074	-0,082
Mg	0,021	0,051	0,054	0,056	-0,029	-0,033	-0,035
Na	0,024	0,071	0,075	0,078	-0,046	-0,051	-0,054
K	0,026	0,029	0,031	0,032	-0,004	-0,005	-0,006
HCO_3	0,438	0,704	0,752	0,784	-0,266	-0,314	-0,345

Warto zauważyć, że pomimo przyjęcia trzech różnych wariantów zakończenia fali wezbraniowej (1h, 2h, 3h) odpływ jonów, a zatem i bilans hydrochemiczny różnił się nieznacznie (do 4%).

Dyskusja i wnioski

Bilans roczny

W zlewni Starej Rzeki i w jej różnie użytkowanych zlewniach cząstkowych bilans roczny makroelementów był na ogół ujemny – ich odpływ ze zlewni był większy niż dostawa atmosferyczna. Podobne wyniki, odnośnie jonów Ca, Mg i Na, uzyskali M. Drużkowski i B. Szczepanowicz (1988) w pobliskiej zlewni Wierzbanówka (Pogórze Wielickie). Ujemny bilans większości makroelementów związany był z wypłukiwaniem przez infiltrujące wody opadowe związków chemicznych zawartych w pokrywach i z ich odprowadzaniem, wraz z odpływem rzecznym, poza zlewnię. Wyjątkiem były jony S_{SO4} i Cl w zlewni Leśnego Górnego Potoku, których bilans był dodatni. Decydowała o tym budowa geologiczna: podłoże zlewni Leśnego Górnego Potoku zbudowane jest z odpornych piaskowców istebniańskich ubogich w łatwo ługowane Cl i SO_4. W przypadku zlewni Starej Rzeki i Kubalećca ujemny bilans Cl i S_{SO4} był konsekwencją dwóch czynników: budowy geologicznej i składowej antropogenicznej. W znacznej części zlewni Starej Rzeki (w tym zlewni Kubalećca) wody opadowe ługują utwory tortonu, zawierające wkładki łatwo rozpuszczalnego halitu, anhydrytu, gipsu i biotytu (Olewicz 1973). Część jonów, zwłaszcza związków biogennych, SO_4 i Cl pochodzi w tych zlewniach ze źródeł antropogenicznych (ścieków bytowo-gospodarczych).

Większość związków biogennych była akumulowana w zlewniach (bilans dodatni), z wyjątkiem N_{NO2} w zlewni Starej Rzeki (bilans ujemny). Dodatni bilans związków biogennych uzyskali także M. Drużkowski i B. Szczepanowicz (1988) w zlewni Wierzbanówki oraz K. Grodzińska i R. Laskowski (1996) w zlewni Ratanicy (Pogórze Wielickie). W zlewni Ratanicy zostało zakumulowane 16 kg $N \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$, czyli o 60% więcej niż średnio w zlewni Starej Rzeki (około 10 kg $N \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$). Zwiększony odpływ N_{NO2} ze zlewni Starej Rzeki w stosunku do dopływu atmosferycznego prawdopodobnie wynikał z dużego obciążenia zlewni ściekami bytowo-gospodarczymi bezpośrednio dostającymi się do koryta. Warto zwrócić uwagę na fakt, że ilość azotu odpływającego z jednego hektara ze zlewni Starej Rzeki jest zdecydowanie wyższa niż ze zlewni Leśnego Górnego Potoku. Jeżeli przyjmiemy, że różnica tych ładunków może być traktowana jako wskaźnik antropopresji, to wynosi ona około 2 kg $N \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$.

Porównanie depozycji atmosferycznej jonów w 2004 r. w zlewni Starej Rzeki z depozycją atmosferyczną jonów w ciągu ostatnich dwudziestu lat na Pogórzu Karpackim wskazuje na jej stopniowe zmniejszanie się. W połowie lat 80. XX w zlewni Wierzbanówki M. Drużkowski i B. Szczepanowicz (1988) stwierdzili, co najmniej czterokrotnie wyższą dostawę jonów (od 385 do 777 $kg \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$)[3], natomiast na początku lat 90. XX w. w zlewni Ratanicy (Pogórze Wielickie), K. Grodzińska i R. Laskowski (1996) stwierdzili ponaddwukrotnie wyższą dostawę Ca, Mg, Na i K i N oraz trzykrotnie – S i N.

Bilans w czasie wezbrań

Fale wezbraniowe z lipca 2004 r. charakteryzowały się ujemnym bilansem większości makroelementów i dodatnim bilansem N_{NO3} (metodyka badań nie pozwoliła na obliczenie bilansu wszystkich jonów). Przewaga odpływu jonowego nad dostawą była większa w zlewniach zbudowanych częściowo bądź całkowicie z utworów toronu i jednocześnie poddanych wpływom antropogennym (Stara Rzeka, Kubaleniec), niż we fliszowej seminaturalnej zlewni Leśnego Górnego Potoku.

Pomimo iż całkowity bilans makroelementów dla fal lipcowych był ujemny, to w trakcie ich trwania zdarzały się okresy, kiedy był dodatni (np. dla jonu S_{SO4} i Na). W przypadku jonu S_{SO4} jego bilans był dodatni na początku poszczególnych wezbrań, co wynikało z dużej depozycji atmosferycznej S_{SO4} oraz niewielkiego, nieuformowanego jeszcze odpływu rzecznego. Podobne wyniki, odnośnie S_{SO4}, uzyskali J. Siwek i M. Żelazny, badając bilans hydro-

[3] Po przeliczeniu jednostek i odniesieniu do metod zastosowanych przez M. Drużkowskiego i B. Szczepanowicz (1988) całkowita dostawa atmosferyczna w roku hydrologicznym 2004 w zlewni Starej Rzeki wyniosła około 80 $kg \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$.

chemiczny fal wezbraniowych w zlewni Dworskiego Potoku (zlewnia elementarna Starej Rzeki) w lipcu 1997 r.

Literatura

Drużkowski M., Szczepanowicz B. (1988): *Migracja pierwiastków w wodach powierzchniowych i opadach atmosferycznych na obszarze małej zlewni Pogórza Karpackiego*, Folia Geogr. ser. Geogr. Phys., 20; 101–119.

Grodzińska K., Laskowski R. (red.) (1996): *Ocena stanu środowiska i procesów zachodzących w lasach zlewni potoku Ratanica (Pogórze Wielickie, Polska Południowa)*, PIOŚ, Inst. Botaniki im. W. Szafera PAN, Bibl. Monit. Środ., Warszawa; 143.

Olewicz Z. R. (1973): *Geologia przedkarpackiego obszaru między Wieliczką a Bochnią*, Pr. Inst. Naft., Wyd. „Śląsk", Katowice; 52.

PN-89/C-04638/02, 1989: *Bilans jonowy wody. Sposób obliczania bilansu jonowego wody, Woda i ścieki*, PKNMiJ.

Siwek J., Żelazny M. (2000): *Bilans hydrochemiczny jonów Ca^{2+} SO_4^{2-} i H^+ w małej zlewni na Pogórzu Wiśnickim w czasie wezbrań*, [w:] *Stan i antropogeniczne zmiany jakości wód w Polsce*, Wyd. Uniw. Łódz., Łódź; 177–185.

Siwek J. (2001): *Hydrochemiczna interpretacja wezbrań z lipca 1997 r. w zlewni Dworskiego Potoku (Pogórze Wiśnickie)*, [w:] *Przemiany środowiska na Pogórzu Karpackim*, t. 1: *Procesy, gospodarka, monitoring*, W. Chełmicki (red.), IG iGP UJ, Kraków; 51–64.

Święchowicz J., Michno A. (2005): *Obszar badań*, [w:] *Dynamika związków biogennych w wodach opadowych, powierzchniowych i podziemnych w zlewniach o różnym użytkowaniu na Pogórzu Wiśnickim*, M. Żelazny (red.), Wyd. IGiGP UJ, Kraków; 29–42.

Żelazny M., Raczak J. (2005): *Bilans jonów w różnie użytkowanych zlewniach*, [w:] *Dynamika związków biogennych w wodach opadowych, powierzchniowych i podziemnych w zlewniach o różnym użytkowaniu na Pogórzu Wiśnickim*, M. Żelazny (red.), Wyd. IGiGP UJ, Kraków; 143–145.

Żelazny M. (red.), Chełmicki W., Jaszczyńska B., Michno A., Pietrzak M, Raczak J., Święchowicz J. (2005): *Dynamika związków biogennych w wodach opadowych, powierzchniowych i podziemnych w zlewniach o różnym użytkowaniu na Pogórzu Wiśnickim*, Inst. Geogr. i Gosp. Przestrz. UJ, Kraków; 216.

Robert M. Żurawski, Waldemar Mioduszewski, Justyna Bielecka
Instytut Melioracji i Użytków Zielonych, Falenty

Ocena wpływu budowy drogi na wody podziemne na przykładzie Trasy Kopernikowskiej

Evaluation of the influence of the road construction on groundwaters exemplified on the Kopernikowska Road case

Abstract: Impact of road construction on groundwater level in adjucest to protected wetland reserve was analyzed. The geological and hydrogeological conditions of this area were studied and calculation SIMGRO model was done. The study show that planned road will not cause interactions on groundwaters on the research area. The groundwater table is relatively deep in the midst of the planned road. The road decreases the amount of infiltration, but not change the direction of groundwater flow. The groundwater table in the reserve is too deep for this ecosystem presently and degradation of valuable natural value of reservation can start up drying process. To protect the value of natural reserve it is necessary to rise groundwater level, before road construction.

Słowa kluczowe: wody podziemne, obszary podmokłe, budownictwo drogowe, ochrona środowiska.
Key words: groundwater, wetland, road construction, environmental protection.

Wprowadzenie

Budowa tras komunikacyjnych w wielu przypadkach powoduje przekształcenia środowiska i stąd też może wywierać ujemny wpływ na walory przyrodnicze terenów przyległych. Jednym z elementów środowiska, który może być przekształcony na skutek budowy drogi są warunki wodne. Droga wykonana w wykopie lub wyniesiona ponad teren może w istotny sposób zmienić kierunek spływu wód powierzchniowych. Natomiast wykonanie szczelnej nawierzchni i odprowadzenie wód opadowych kanalizacją deszczową w dużym stopniu ogranicza zasilanie wód podziemnych. Prowadzić to może do obniżenia poziomu wód podziemnych.

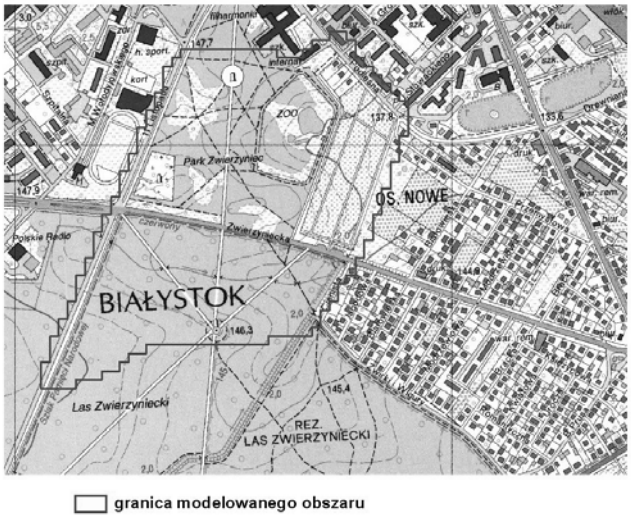
W pracy przeanalizowano wpływ planowanej rozbudowy Trasy Kopernikowskiej w jednym z miast wojewódzkich. Trasa przebiega po północnej gra-

nicy rezerwatu przyrodniczego, którego walory są wynikiem dużego uwilgotnienia gleb. Roślinność rezerwatu, pomimo bezpośredniego sąsiedztwa miasta, zachowała stosunkowo wysoki stopień naturalności. Dominuje tu grab, a jako domieszka występuje brzoza, dąb, jesion, klon, olsza, osika, sosna i świerk.

Projekt trasy przewiduje wykonanie dwupasmowej jezdni o łącznej szerokości ok. 40 m oraz przeprowadzenie drogi, na odcinkach przylegających do rezerwatu w niewielkim wykopie. Planuje się ścięcie niewielkiego wzniesienia, co umożliwi wykonanie kładki dla pieszych ponad planowaną trasą szybkiego ruchu bez nadmiernego wynoszenia jej ponad istniejącą powierzchnię terenu (ryc. 1). Największa głębokość wykopu wyniesie 1,5 m. Wody opadowe ze szczelnej nawierzchni odprowadzane będą do miejskiego systemu kanalizacji deszczowej.

Do oceny wpływu budowy drogi na wody podziemne wykorzystano dostępne materiały archiwalne, założenia projektowe oraz badania geologiczne obejmujące wykonanie płytkich otworów wiertniczych wraz ze stabilizacją i pomiarem położenia wód podziemnych. Przeprowadzono również pomiar rzędnych zwierciadła wody w niewielkim cieku.

Ocenę opracowano w oparciu o analizę warunków geologicznych i hydrogeologicznych oraz obliczenia numeryczne. Wykonano model numeryczny terenu (ryc. 1), pozwalający na symulację oddziaływania inwestycji na wody podziemne.



Ryc. 1. Modelowany obszar

Warunki geologiczne i hydrogeologiczne

Teren badań leży na Nizinie Północnopodlaskiej, w zachodniej części Wysoczyzny Białostockiej (Kondracki 2000). Powierzchnia wysoczyzny jest stosunkowo słabo urozmaicona, ma charakter wysoczyzny morenowej płaskiej (miejscami falistej) i wznosi się na wysokość 140–160 m n.p.m. (ryc. 2).

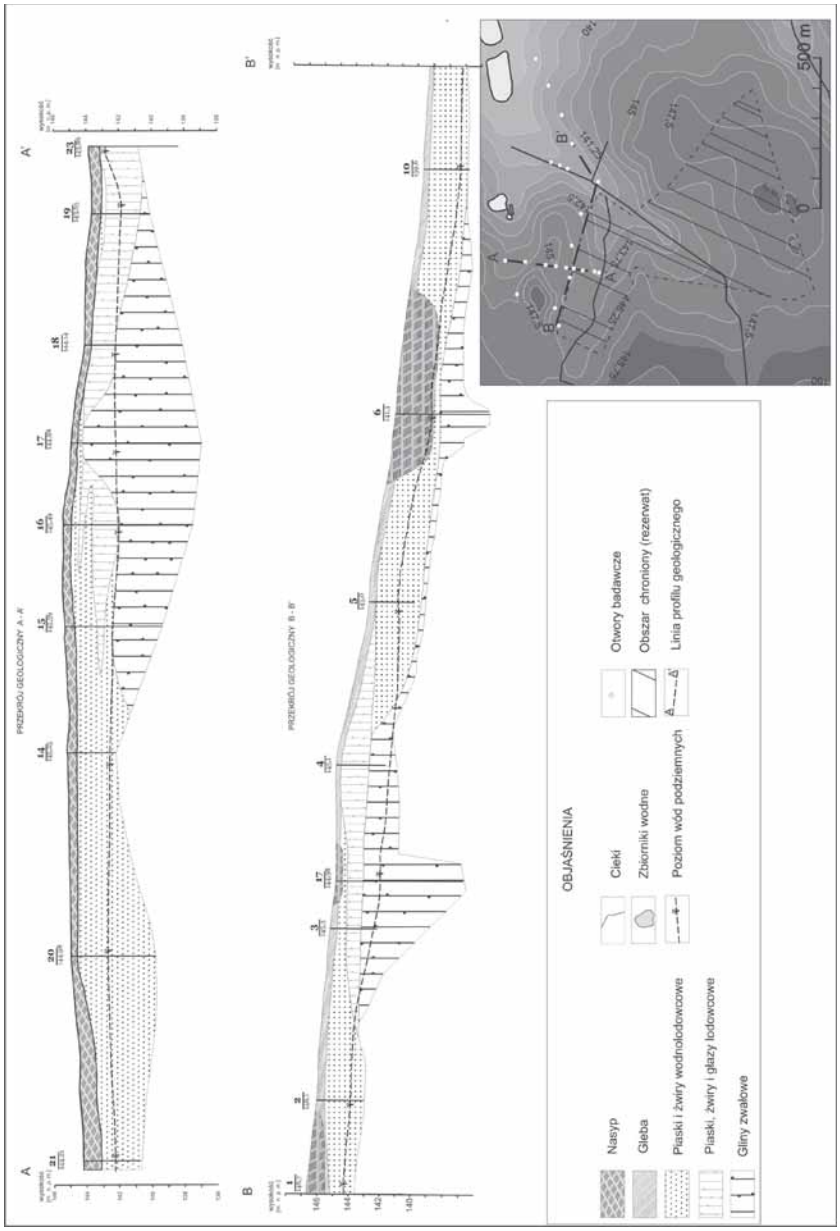
Na omawianym obszarze występują głównie osady glacjalne wykształcone w postaci miąższych kompleksów glin zwałowych porozdzielanych nieciągłymi warstwami interglacjalnych i interstadialnych osadów piaszczystych i piaszczysto-żwirowych. Osady te są zawodnione i osiągają miąższość do ponad 20 m. Miąższość przewarstwień piaszczystych jest niewielka, miejscami całkowicie zanika. Lokalnie serie piaszczyste są zastępowane zastoiskowymi osadami pylasto-ilastymi. Omawiany obszar jest praktycznie pozbawiony ciągłych warstw użytkowych w osadach czwartorzędowych. Miejscami występują niezbyt miąższe soczewy piaszczyste o niewielkiej zasobności. Na NE od terenu badań serie piaszczysto-żwirowe występują bezpośrednio pod powierzchnią terenu (osady stożków sandrowych), tworząc przypowierzchniowy poziom wodonośny.

Przez omawiany obszar przepływają dwa bezimienne cieki. Oba cieki zostały uregulowane, co przyspieszyło odpływ wód powierzchniowych i najprawdopodobniej spowodowało obniżenie zwierciadła wód podziemnych. W okresach bezopadowych często cieki nie prowadzą wody. W otworze wiertniczym zlokalizowanym w bezpośrednim sąsiedztwie cieku (na przedłużeniu projektowanej kładki) poziom wód gruntowych był niższy od stanu wody w cieku. Wynika to z dużej ewapotranspiracji liściastego lasu oraz najprawdopodobniej szybkiego dopływu wody z wyżej położonej części zlewni. Zwierciadło wody gruntowej na terenie rezerwatu układa się stosunkowo nisko. Tuż przy cieku wodę stwierdza się na głębokości około 1,0 m. W kierunku północnym (do planowanej drogi) głębokość występowania wód podziemnych zwiększa się.

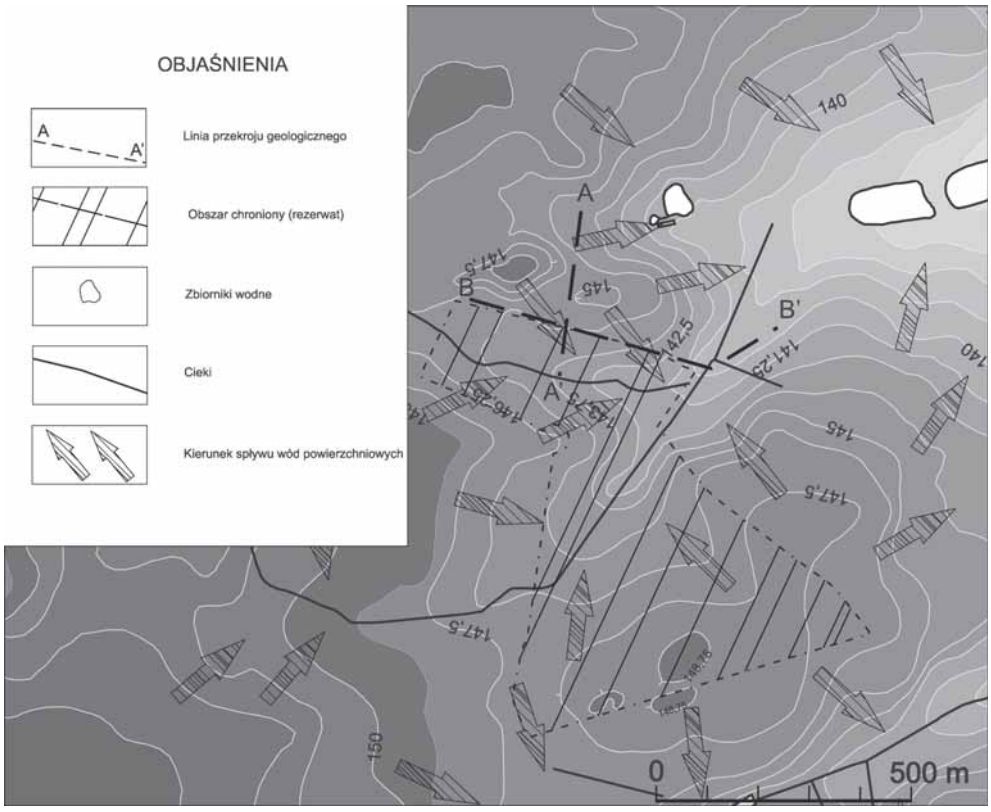
Kierunki powierzchniowego spływu wód opadowych zostały wyznaczone na podstawie mapy hipsometrycznej (1: 10 000). Analiza wykazuje, że planowana droga znajduje się na obszarze, z którego wody opadowe spływają w różnych kierunkach (ryc. 3). Na N od planowanej drogi znajdują się dwa niewysokie wzniesienia, od których wody odprowadzane są w kierunku ENE i ESE (na południe od planowanej drogi). Na terenie rezerwatu (w jego północnej części) wody opadowe spływają powierzchniowo w kierunku ESE i ENE, do cieku płynącego blisko jego północnej granicy (ryc. 3).

Na badanym obszarze wody podziemne występują na różnej głębokości w osadach lodowcowych (glina piaszczysta) i wodnolodowcowych (piaski fluwioglacjalne) stadiału środkowego zlodowacenia warty (ryc. 2).

Wyznaczone kierunki spływu wód podziemnych (ryc. 4) wskazują na dużą zgodność w kierunkami spływu powierzchniowego wód opadowych. Na N od



Ryc. 2. Przekroje geologiczne wzdłuż linii A-A' i B–B'



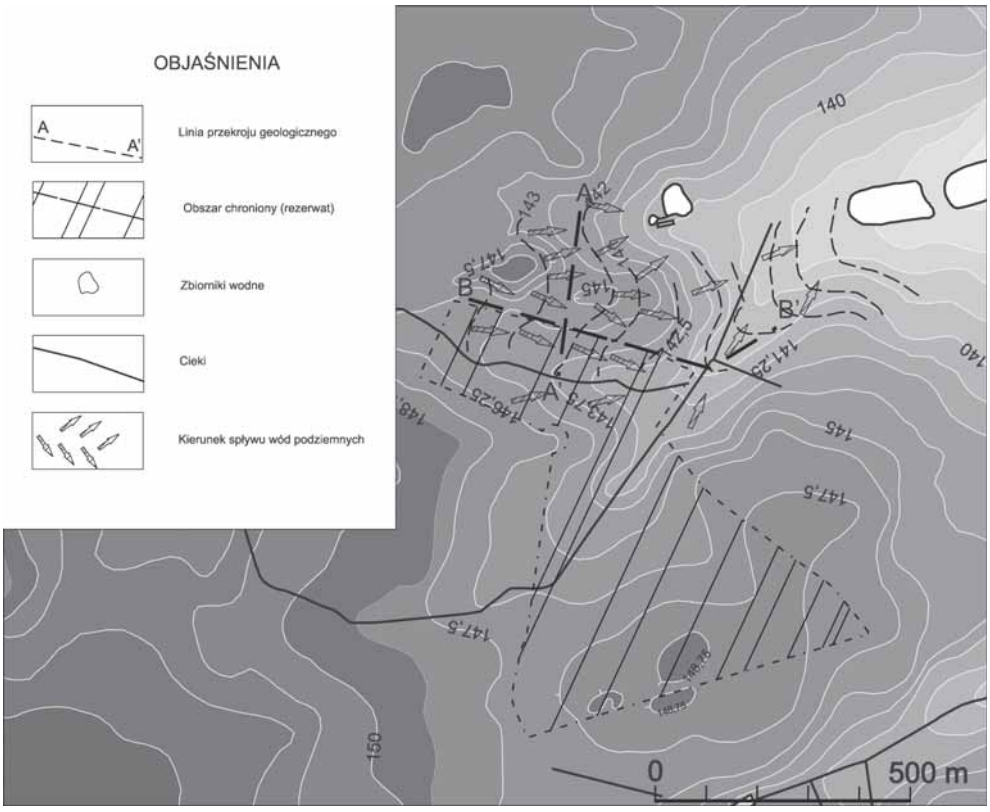
Ryc. 3. Kierunki powierzchniowego spływu wód opadowych

wzniesień położonych blisko planowanej drogi wody podziemne płyną w kierunku NE i ENE. Na obszarze położonym pomiędzy wzniesieniami a ciekami w północnej części rezerwatu wody podziemne kierują się na ESE i SE – w kierunku cieków płynących równolegle do północnej i wschodniej granicy rezerwatu. Na południe od opisywanego terenu wody podziemne ponownie zmieniają kierunek na ENE.

Z analizy warunków hydrogeologicznych badanego terenu wynika, że planowana obniżona niweleta drogi znajdować się będzie powyżej istniejącego obecnie poziomu wód gruntowych. System odwadniający drogę nie będzie miał bezpośredniego wpływu na drenaż wód podziemnych.

Obliczenia numeryczne

W celu przeprowadzenia wariantowych obliczeń położenia wód podziemnych wykonano model hydrologiczny obszaru przy wykorzystaniu programu



Ryc. 4. Kierunki spływu wód podziemnych

numerycznego SIMGRO (Querner 1988). Zaletą stosowanego modelu regionalnego jest prowadzenie jednoczesnej symulacji wzrostu roślin, przepływu wody przez glebę w strefie aeracji, filtracji w strefie saturacji w warstwach geologicznych oraz ruchu wód powierzchniowych (rowy, rzeki).

W celu rozwiązania równania opisującego chwilowy przepływ wody w strefie nasyconej zastosowano metodę elementów skończonych (Nauta i in. 2005).

Modelowanie stanu i przepływu wód powierzchniowych odbywa się na poziomie subregionu, który jest wydzielonym z modelowanej powierzchni obszarem charakteryzującym się względnie jednorodnymi warunkami hydrologicznymi. Model uwzględnia dzienne dane meteorologiczne z badanego obszaru (temperatura, wiatr, usłonecznienie, opad), wykorzystując je do obliczenia ewapotranspiracji i intercepcji dla danego rodzaju użytkowania terenu (las liściasty, łąka, wody, powierzchnie szczelne).

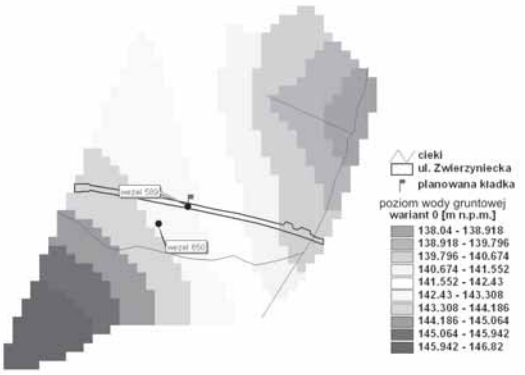
Na badanym obszarze (ryc. 1) przyjęto rzeczywiste użytkowanie terenu i założono występowanie dwu warstw geologicznych. Pierwszą warstwę stanowią gleby o miąższości 0,6 m, warstwa druga o miąższości 5,4 m zbudowa-

na jest z piasków fluwioglacjalnych lub glin piaszczystych. Warunki brzegowe do modelu przyjęto jako rzędną stanu wody w stawach oraz występujących tu ciekach. Stałe ciśnienie piezometryczne przyjęto też na granicach o znanym poziomie wód gruntowych. Wzdłuż linii prądu założono granicę nieprzepuszczalną.

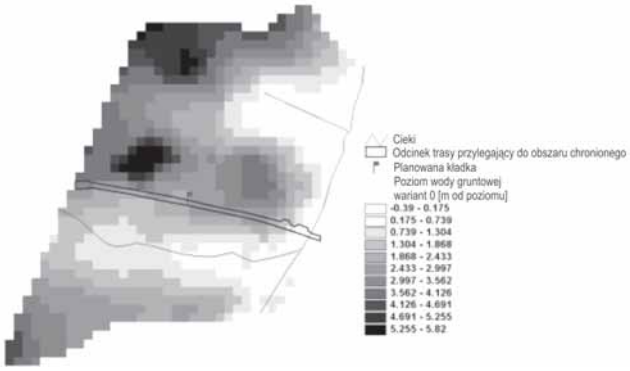
W modelu uwzględniono dane meteorologiczne pochodzące z 25 lat obserwacji od 01.01.1961 do 31.12.1996 ze stacji meteorologicznej IMGW położonej na terenie miasta. Ewapotranspirację potencjalną wyznaczono z danych meteorologicznych.

Obliczenia numeryczne wykonano dla następujących wariantów:

Wariant 0. Obliczenia wykonane dla istniejących warunków. Przyjęto, że przebiega tu jednopasmowa droga, a wody z powierzchni szczelnych spływają do rowu przydrożnego i infiltrują w głąb podłoża, zasilając wody podziemne. Uzyskane położenie wód gruntowych jest zbliżone do obserwowanego obecnie. Wyniki obliczeń w tym wariancie posłużyły do oceny wpływu budowy drogi na wody podziemne (ryc. 5, 6).

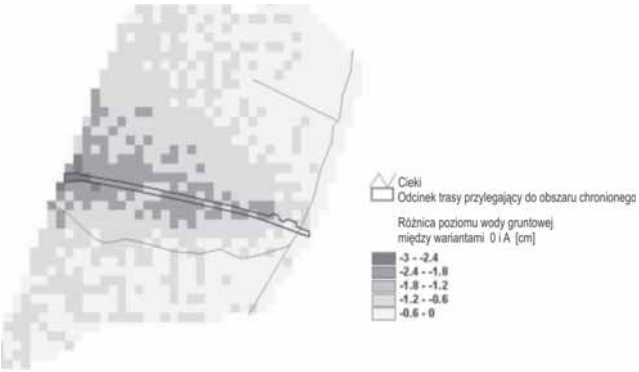


Ryc. 5. Rzędne poziomu wody gruntowej – bilans z 25 lat symulacji, wariant 0



Ryc. 6. Głębokość wody gruntowej poniżej terenu – bilans z 25-lecia, wariant 0

Wariant A. Drogę o szerokości 40 m założono jako powierzchnię uszczelnioną (bez wykonania wykopu) o wartości infiltracji równej 0, woda z powierzchni szczelnych odprowadzana jest poza obszar przy wykorzystaniu kanalizacji deszczowej. Wariant ten wykonano dla oceny wpływu uszczelnienia powierzchni na wody gruntowe (ryc. 7)



Ryc. 7. Różnica poziomu wód gruntowych między wariantami 0 i A

Wariant B. Przyjęto zgodnie z projektem budowę drogi w wykopie dla obniżenia niwelety drogi o ok. 1,5 m. Drogę założono jako powierzchnię szczelną (infiltracja q = 0), a woda z niej odprowadzana jest poza rozpatrywany obszar.

Dla każdego z wariantów wykonano obliczenia położenia wód gruntowych. Obliczane są dobowe rzędne zwierciadła wody, w 25-letnim okresie przyjętym do symulacji. W oparciu o te dane stworzono mapy numeryczne bilansowego poziomu wód gruntowych, średniego dla okresu 25 lat. Mapy położenia wód gruntowych dla wariantów A i B porównano z mapą dla wariantu 0. W ten sposób oceniono zmiany, jakie spowoduje ewentualnie budowa drogi według założeń przyjętych w kolejnych wariantach.

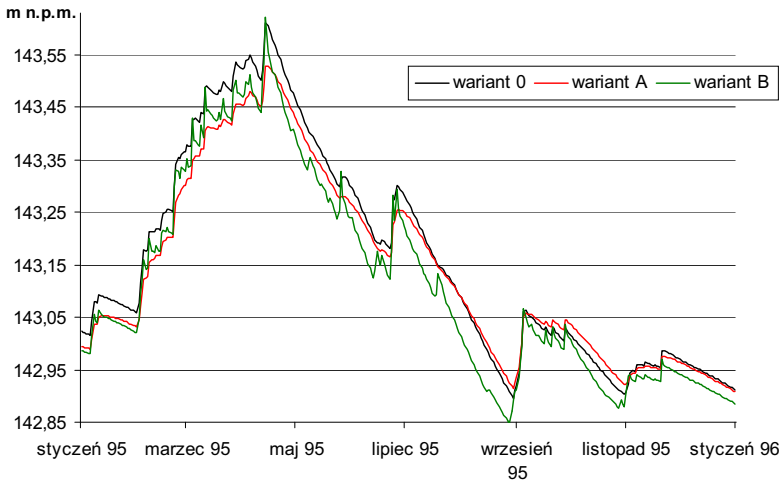
Analiza wyników obliczeń

Przeprowadzone badania modelowe pokazały, że wprowadzenie wariantu zakładającego budowę drogi bez wykonywania wykopu i przy zmianie obecnego użytkowania terenu na powierzchnię szczelną, spowoduje nieznaczne obniżenie się średniego poziomu wód gruntowych. Obniżenie to jest nieistotne z punktu widzenia ochrony walorów przyrodniczych rezerwatu i tylko w centralno-wschodniej części badanego obszaru (poza granicami rezerwatu) dochodzi do 3 cm. Wykonanie wykopu i wybudowanie kładki (ryc. 1, przekrój A–A') spowoduje w niewielkim stopniu zwiększenie oddziaływania na średni poziom wody gruntowej – poziom wody gruntowej wzdłuż przekroju A–A' ob-

niży się nie więcej jak 4 cm. Wykonanie wykopu spowoduje obniżenie się zwierciadła wód gruntowych w porównaniu do wariantu bez wykopu jedynie o około 1 cm w okolicach przekroju A–A'.

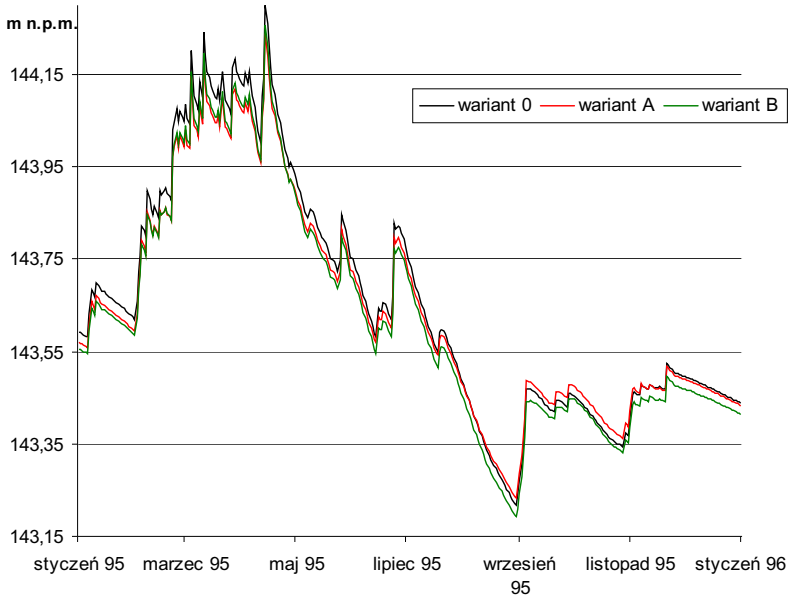
Podsumowanie

Przedstawione wyżej analizy wykonane zostały w oparciu o średnie bilansowe położenie wód gruntowych obliczone dla 25-letniego okresu. Na ryc. 8 i 9 przedstawiono dobową zmienność poziomu wody dla dwu wybranych wariantów w dwóch węzłach siatki. Węzeł 589 znajduje się w osi drogi w miejscu jej największego obniżenia, natomiast węzeł 650 w centralnej części rezerwatu (pomiędzy drogą a ciekiem). Z 25-letniego okresu symulacji na rycinach 8 i 9 przedstawiono jedynie dane dla 1995 roku. Również te wykresy wskazują na stosunkowo mały wpływ budowy drogi na poziom wód gruntowych, pomimo że maksymalne dobowe różnice są nieco większe od uśrednionych przedstawionych na mapach.



Ryc. 8. Poziom wody gruntowej w węźle 589, pod drogą

Przeprowadzone analizy warunków geologicznych i hydrogeologicznych oraz obliczenia numeryczne wykazują, że budowa drogi w konkretnym rozpatrywanym przypadku wraz z wykonanym wykopem dla obniżenia niwelety drogi nie spowoduje istotnych oddziaływań na wody gruntowe na obszarze badań, gdyż zwierciadło wód gruntowych w otoczeniu planowanej drogi występuje dość głęboko. Przyjmowane w projekcie obniżenie niwelety drogi jest mniejsze od głębokości występowania wód gruntowych i dlatego oddziaływanie wykopu na wody podziemne jest minimalne.



Ryc. 9. Poziom wody gruntowej w węźle 650, las zwierzyniecki

Nieco większy wpływ na poziom wód podziemnych wywiera ograniczenie obszaru zasilania warstwy wodonośnej w wyniku uszczelnienia pasa drogowego. Średnie obniżenie poziomu wód gruntowych nie przekroczy jednak 3 cm przy różnicach dobowych dochodzących do 8–9 cm. Jest to wielkość niemająca większego znaczenia z punktu widzenia zachowania walorów przyrodniczych rezerwatu.

Wykonane badania terenowe wykazują, że zwierciadło wód gruntowych na terenie rezerwatu występuje obecnie zbyt głęboko, jak na warunki występowania grądu oraz spotykanych tu rodzajów gleb. Tak niskie położenie wód gruntowych już obecnie może uruchomić proces przesychania prowadzący do degradacji cennych walorów przyrodniczych rezerwatu. Zachowanie walorów przyrodniczych rezerwatu wymaga podwyższenia poziomu wód gruntowych. Niezbędne jest jak najszybsze wykonanie piętrzeń na uregulowanych ciekach, tak aby zwierciadło wody w cieku w granicach rezerwatu utrzymywało się blisko powierzchni terenu (obecnie występuje na głębokości ok. 1,0 m). Celowym jest również rozpatrzenie możliwości zwiększenia infiltracji wód opadowych w podłoże, ograniczenie szybkiego odpływu wód z powierzchni szczelnych. Gdyby okazało się, że wody odpływające z nawierzchni drogowej nie są nadmiernie zanieczyszczone, mogłyby być skierowane do rowów infiltracyjnych, zwiększając w ten sposób zasilanie warstwy wodonośnej.

Literatura

Nytko K. (2006): *Wstępne ustalenia Raportu Oddziaływania Inwestycji Trasa Kopernikowska na Środowisko*, Białystok.

Zarządzenie Ministra Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa z dnia 14 czerwca 1996 r. w sprawie uznania za rezerwat przyrody „Las Zwierzyniecki". Monitor Polski r. 37 z dnia 21.06.1996, poz. 373.

Kondracki J. (2000): *Geografia regionalna Polski*, PWN, Warszawa.

Nauta A. B., Bielecka J., Querner E. P. (2005): *Hydrological model of the Lower Biebrza Basin; using the model as a management tool*, Wageningen, Alterra, Alterra-rapport 1179; 62.

Querner E. P. (1988): *Description of a regional groundwater flow model SIMGRO and some applications*, Agricultural Water Management 14; 209–218.

Александр А. Волчек
Полесский аграрно-экологический институт НАН Беларуси, Брест

Поверхностные воды Белорусского Полесья и их проблемы

Problems of surface waters of the Belarusian Polesie

Abstract: The paper presents current problems of surface waters of the Belarusian Polesie: flooding, water quality, and pollution of rivers. Author indicates further directions of researches in the Polesie region: reduction of negative flood consequences, improvement of water quality, protection of water resources, and management of water providing biological functioning of natural ecological systems.

Key words: runoff, water quality, the Belarusian Polesie.

Речная сеть Белорусского Полесья относится к черноморскому и балтийскому бассейнам. Реки принадлежат к равнинному типу с преобладанием элементов снегового питания. Модуль годового стока составляет 3,5 $дм^3 \cdot с^{-1} \cdot км^{-2}$ и колеблется от 5,0 на севере до 4,5 $дм^3 \cdot с^{-1} \cdot км^{-2}$ на юге.

Припять, главная река Полесья, является средней по европейским масштабам рекой черноморского бассейна и протекает по территории двух стран – Беларуси и Украины. Длина р. Припять – 761 км, площадь водосбора составляет 173,7 тыс. $км^2$. Общее направление течения реки широтное с запада на восток, что не характерно для рек Восточной Европы. Русло в истоке канализированное, на остальном протяжении извилистое, слабо меандрирующее, разветвленное, изобилует заливами и примыкающими староречьями. Речная сеть состоит из 10,5 тыс. рек и ручьев. Среднегодовой расход р. Припять в устье 450 $м^3 \cdot с^{-1}$, который формируется следующим образом: у д. Коробы составляет 119 $м^3 \cdot с^{-1}$, у г.п. Туров – 264 $м^3 \cdot с^{-1}$, у г. Мозырь – 383 $м^3 \cdot с^{-1}$. Большинство притоков полностью или частично канализированы. Наиболее крупными притоками Припяти являются р.р. Ясельда, Лань, Случь, Птичь, Пина, Бобрик, Цна, Иппа, Стоход, Горынь, Ствига, Уборть.

Более детальная картина различных расходов воды в р. Припять у г. Мозырь представлена в таб. 1. Расчеты выполнены по рядам наблюдений более чем за 120-летний период с использованием трехпараметрического гамма-распределения.

Таб. 1. Статистические параметры и расходов воды ($м^3 \cdot с^{-1}$) различной обеспеченности р. Припять – г. Мозырь

Интервал осреднения	Норма	Коэффициенты		Обеспеченность, %			
		вариации	асимметрии	1	5	95	99
Январь	274	0,75	3,4	990	622	90,4	63,8
Февраль	263	0,74	2,2	921	616	69,2	41,6
Март	452	0,73	2,6	1582	1058	119	71,4
Апрель	1110	0,56	1,7	2948	2161	443	314
Май	720	0,46	1,2	1556	1253	323	219
Июнь	381	0,42	1,1	796	655	160	102
Июль	264	0,55	1,4	663	513	90,3	54,4
Август	227	0,69	2,8	719	481	84,3	60,9
Сентябрь	201	0,60	2,4	637	426	74,8	54,1
Октябрь	216	0,55	1,9	584	418	90,9	67,2
Ноябрь	259	0,63	2,2	810	551	90,8	63,1
Декабрь	271	0,70	3,2	976	614	89,3	63,0
Год	389	0,32	0,8	724	603	224	179

Трансграничная река Западный Буг является левым притоком р. Нарва, протекает по территории трех государств: Украины, Беларуси и Польши. Длина реки – 772 км при площади водосбора 39,4 тыс. $км^2$. Среднегодовой расход воды меняется по территории Беларуси от 50 до 100 $м^3 \cdot с^{-1}$. Основные притоки – р.р. Копаевка, Мухавец, Лесная, Пульва. Правые притоки р. Западный Буг в результате широкомасштабных мелиораций практически все канализированы, что привело к их обмелению. Река Мухавец преобразована в один из участков Днепровско-Бугского канала. Режим рек бассейна Западного Буга обладает своими особенностями, обусловленными главным образом неустойчивыми погодными условиями зимы и весны, благодаря чему на реках в одни годы формируется режим половодья, в другие – типично паводочный.

В распределения годового стока в Полесье наблюдается общее зональное понижение его в направлении с севера на юг и юго-запад, что увязывается с распределением годовых осадков и запасов воды в снежном покрове. Годовой ход уровней характеризуется сравнительно невысоким и распластанным весенним половодьем, низкой летней меженью, нарушаемой почти ежегодно дождевыми паводками, и более повышенной осенней и зимней меженью за счет дождей и оттепелей, следствием которых являются зимние паводки, в отдельные годы превышающие весеннее половодье.

Внутригодовое распределение стока характеризуется неравномерностью. Для Припяти сток весеннего периода составляет в среднем около 61%, летне-осеннего – 23%, зимнего – 16% годового стока. Левобережные притоки Припяти, отличаются малой естественной зарегулированностью стока. Несколько большей зарегулированностью стока характеризуются правобережные притоки р. Припять. Доля весеннего стока здесь составляет 59%, летне-осеннего – 27%, зимнего – 14%. На реках Западного Буга на период весеннего половодья приходится 30–35%, летне-осенний 40–50% годового стока, а подъем воды в сравнении с меженным уровнем составляет на 2–4,5 м.

На Припяти обычно половодье начинается в первой половине марта, но в отдельные годы может смещаться на февраль или апрель. Среднемноголетняя продолжительность затопления поймы составляет 80–110 дней, а иногда – до 150–180 дней. Ширина весеннего разлива на Припяти изменяется от 5 до 15 км, на отдельных участках составляя 1–2 км, наибольшая же в районе г. Пинска достигает 30 км. Глубина затопления преимущественно 0,3–0,8 м, местами 2–2,5 м (*Республиканская…* 2000).

Максимальное половодье на Припяти отмечено в 1845 г. и было столь катастрофическим, что его, вероятно, можно отнести к группе предельно возможных в нашу климатическую эпоху. Оно является уникальным гидрологическим явлением весьма редкой повторяемости. Максимальный уровень превышал нуль графика современного гидропоста у г. Мозыря на 675 см, а расход воды оценивается в 11000 $м^3 \cdot с^{-1}$ (Швец 1972) и приблизительно можно считать повторяющимся не чаще чем один раз в 800 лет. Последнее значительное половодье было в 1999 г. В табл. 2 приведены расходы воды 10 наиболее значительных половодий на Припяти.

Таб. 2. Максимальные расходы воды весеннего половодья р. Припять – г. Мозырь

Годы	1845	1877	1895	1888	1889	1940	1979	1932	1970	1958
Q, $м^3 \cdot с^{-1}$	11000	7500	5670	5100	4700	4520	4310	4220	4140	4010

В (таб. 3) приведены максимальные расходы воды половодья за весь период наблюдений по р. Припять – г. Мозырь (120 лет). За расчетное принято трехпараметрическое гамма-распределение, параметры которого установлены методом наибольшего правдоподобия и соответственно равны: норма половодья – 1860 $м^3 \cdot с^{-1}$; коэффициент вариации – 0,89 и соотношение коэффициента асимметрии к коэффициенту вариации – 4.

Таб. 3. Расчетные максимальные расходы воды половодья (Q) р. Припять – г. Мозырь различной обеспеченности (P)

P,%	0,01	0,03	0,05	0,1	0,3	0,5	1,0	3,0	5,0	10,0
Q, $м^3 \cdot с^{-1}$	22700	17900	16000	13600	10400	9110	7530	5400	4550	3500

Половодье сменяется летне-осенней меженью, характеризующейся значительной изменчивостью. Летняя межень обычно ниже зимней и почти ежегодно прерывается дождевыми паводками. Зимняя межень нередко прерывается оттепелями, следствием которых являются зимние паводки, в отдельные годы превышающие половодье.

Паводочные подъемы уровней, в отличие от половодий, возникают нерегулярно и по величине максимального расхода и слою стока паводки, как правило, существенно меньше максимумов половодья. Однако дождевые паводки 1952, 1960, 1974, 1993, 1998 гг. на многих водотоках и створах на самой Припяти превысили половодье и нанесли значительный ущерб народному хозяйству. Даже локальные паводки значительной интенсивности на притоках способны вызвать значительные подъемы уровня в нижнем течении Припяти, обусловленные продвижением вниз паводочной волны. Высота паводков в среднем и нижнем течении Припяти достигает 2–3,5 м над предподъемным уровнем.

Ценнейшим компонентом поймы Припяти являются старичные озера, играющие большую роль в формировании стока, в процессах накопления веществ и самоочищения вод. В долине Припяти насчитывается более 1100 озер, которые являются местами произрастания водной и прибрежной растительности, ареалами обитания водной и околоводной фауны, в том числе местами кормления птиц.

Кроме естественных озер на территории Белорусского Полесья создано 363 пруда и 66 водохранилищ общей площадью водного зеркала соответственно 224,5 и 41,1 $км^2$ при общем объеме 650,7 и 66,4 млн $м^3$.

Анализ цикличности стока воды р. Припять показал, что, начиная с середины 60-х годов, среднегодовые, минимальные летние и зимние расходы имеют устойчивую тенденцию к увеличению, в тоже время, расходы весеннего половодья несколько уменьшаются.

Водные проблемы возникают при: отсутствии или недостаточности воды; неудовлетворительном ее качестве; режиме водных объектов не соответствующем оптимальному функционированию экосистем и хозяйственных объектов; избыточном увлажнении и при наводнениях (Авакян 2000). Все эти проблемы присущи в той или иной степени и Белорусскому Полесью.

По числу жертв и причиненному ущербу наводнения занимают первое место среди стихийных бедствий. Вместе с тем, как это ни парадоксально, до сего времени нет надежных долгосрочных прогнозов их появления, достоверных и общепринятых методик подсчета причиняемых ими ущербов и общепринятой концепции защиты.

Начиная с 50-х годов прошлого столетия, развернулась дискуссия о влиянии мелиорации на речной сток. Основное воздействие на водный режим Припяти было оказано в период широкомасштабных гидротехнических мелиораций Полесской низменности. При этом водные ресурсы Полесья сильнее других регионов подверглись антропогенным воздействиям. Было осушено 23% территории, общая протяженность открытой мелиоративной сети превысила 65000 км, существенно преобразовалась гидрографическая сеть, особенно, если учесть спрямление и углубление самой Припяти и крупных ее притоков. Кроме того, обвалование отдельных участков Припяти и строительство польдерных мелиоративных систем, которые исключают затопление обвалованных участков поймы, привело к тому, что грунтовые воды понизились на 1,0–1,5 м, вслед за ними снизились уровни воды в реках, в некоторых – вплоть до пересыхания. Все это выразилось в изменении гидрологического режима рек. Анализ изменения стока Припяти показал рост среднегодового стока р. Припять в период активных мелиораций во все месяцы года, кроме апреля и мая. Рост среднегодового стока р. Припять составляет 12 % по сравнению с предыдущими годами, а по сравнению с предыдущим двадцатилетием – уже около 30% (*Республиканская*... 2000).

Максимальные потери от безвозвратного водопотребления и при регулировании речного стока за последние 15 лет в бассейне р. Припять в пределах Белорусского Полесья составили 0,27 км^3·год$^{-1}$, в бассейне р. Западный Буг – 0,05 км^3·год$^{-1}$. Пока степень влияния этих потерь невелика и находится в пределах ошибки измерения.

Изменение глобального климата в отдаленной перспективе приведет к увеличению температуры воздуха на 0,3–3°С и уменьшению атмосферных осадков на 0–15%. Численные эксперименты показали, что увеличение температуры на 2°С и уменьшение осадков на 10% приведет к уменьшению речного стока на 13–14% (Логинов, Волчек 2006). Полученный прогноз изменения водных ресурсов свидетельствует о необходимости заблаговременной подготовки к возможным неблагоприятным последствиям.

С середины XX века повышенное внимание стало уделяться ухудшению качества природных вод в связи с увеличением точечного и

площадного загрязнения, вызванного промышленностью и сельским хозяйством. Это связано с недостаточной обеспеченностью очистными сооружениями, повсеместным отсутствием очистки ливневых вод, не регламентируемым использованием минеральных и органических удобрений, а также с радионуклидным загрязнением территории после аварии на Чернобыльской атомной электростанции.

В настоящее время большинство рек Белорусского Полесья относится к категории «чистых и умеренно загрязненных». На гидрохимический режим рек большое влияние оказывает большая заболоченность бассейнов, а также промышленные предприятия и жилищно-коммунальные хозяйства городов. Наибольшую нагрузку от сброса сточных вод в 2005 г. испытывали: р. Случь ниже Солигорска, Западный Буг ниже Бреста, р. Припять ниже Мозыря, р. Ясельда ниже Березы. Наиболее характерными загрязняющими веществами воды в реках Полесья являются нефтепродукты, азот аммонийный, азот нитритный, соединения железа.

Загрязнение нефтепродуктами рек бассейна Западного Буга наблюдалось на р. Мухавец. В 1985 г. на всем протяжении реки содержание нефтепродуктов в воде было очень высоким и изменялось от 11 до 76 предельной допустимой концентрации (ПДК). ПДК для водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового назначения по нефтепродуктам составляет 0,3 мг·дм$^{-3}$; а для водных объектов рыбохозяйственного назначения составляет 0,05-3 мг·дм$^{-3}$. На Припяти также имело место присутствие в воде нефтепродуктов, количество которых превышало ПДК в 6–22 раза. В последние годы, в связи с сокращением грузоперевозок речным транспортом, с 1992 года антропогенный пресс заметно снизился, что, в свою очередь, привело к снижению нагрузки на речные воды по нефтепродуктам. В настоящее время их концентрация не превышает ПДК, так в 2005 г. среднегодовая концентрация загрязнения нефтепродуктами в Мухавце составила 0,03 мг·дм$^{-3}$, а в воде р. Припять 0,03–0,04 мг·дм$^{-3}$.

Максимальное загрязнение р. Припять аммонийным азотом было в 1987 г., затем наметилась тенденция к его уменьшению и в 2005 г. максимальная его концентрация наблюдалась в: Припяти ниже Пинска – 1,32 мг·дм$^{-3}$; Горыни ниже Речицы – 0,64 мг·дм$^{-3}$; Ясельде ниже Березы – 0,60 мг·дм$^{-3}$; Припяти ниже Мозыря – 0,38 мг·дм$^{-3}$; Мухавце в черте Бреста – 0,38 мг·дм$^{-3}$ ($ПДК_{х.-п.}$=1,0; $ПДК_{рыб.}$=0,39 мг·дм$^{-3}$). Таким образом, хотя и имеется тенденция к снижению этого показателя загрязнения, но в отдельных случаях все еще наблюдается превышение ПДК (*Государственный…* 2006).

Для рек региона типично загрязнение, связанное с присутствием в водах повышенного количества нитритного азота. Максимальное загрязнение р. Мухавец наблюдалось в 1994 г. –2,5 ПДК (ПДК$_{х.-п.}$=0,99; ПДК$_{рыб.}$=0,02 мг·дм$^{-3}$). В 2005 г. максимальная концентрация в Припяти ниже Пинска достигала 0,051 мг·дм$^{-3}$, ниже Мозыря составила 0,009 мг·дм$^{-3}$; Ясельде ниже Березы, Мухавце ниже Кобрина и в черте Бреста – 0,018 мг·дм$^{-3}$; Соже ниже Гомеля, Горыни ниже Речицы – 0,024.

Традиционно в поверхностных природных водах Полесья наблюдается повышенное содержание железа. В 2005 г. максимальные концентрации железа в воде наблюдалась на Припяти ниже Пинска – 1,08 мг·дм$^{-3}$, ниже Мозыря – 0,79 мг·дм$^{-3}$; на Горыне ниже Речицы – 0,82 мг·дм$^{-3}$ (ПДК$_{х.-п.}$=0,3 мг·дм$^{-3}$; ПДК$_{рыб.}$=0,5 мг·дм$^{-3}$).

Химические мелиорации сельскохозяйственных угодий Полесской низменности отрицательно повлияли на состояние качества поверхностных вод. За последнее десятилетия в реках Белорусского Полесья произошло увеличение содержания ионов калия и натрия, сульфатов, хлоридов. Причем, с увеличением стоков в речных водах выросло количество минеральных компонентов.

В доаварийный период концентрации ^{90}Sr и ^{137}Cs в воде р. Припять составляли соответственно 0,0033–0,00185 и 0,00185–0,0066 Бк·дм$^{-3}$. В первые дни после аварии суммарная бета-активность воды р. Припять в районе Чернобыльской атомной электростанции превышала 3000 Бк·дм$^{-3}$ и только к концу мая 1986 г. снизилась до 150–200 Бк·дм$^{-3}$. Максимальные концентрации плутония-239 в воде р. Припять составили 0,37 Бк·дм$^{-3}$. В настоящее время наиболее высокое содержание стронция-90 (от 1,59 до 2,70 Бк·дм$^{-3}$) наблюдается в водах рек Брагинка, Желонь, Ротовка, Несвич, дренирующих территорий с высокой плотностью радиоактивного загрязнения, а также в старицах Припяти на территории зоны отселения. Максимальные концентрации радионуклидов в донных наносах обусловлены их смывом с водосбора и дальнейшей транспортировкой по руслу реки взвешенными и влекомыми наносами, а также обменными процессами в системе вода – донные отложения, взвесь – вода. Концентрации ^{137}Cs в воде значительно ниже допустимых концентраций по нормам радиационной безопасности и не превышают республиканский допустимый уровень по его содержанию в питьевой воде. Но он все еще выше доаварийных значений.

Таким образом, хотя по Припяти имеются неблагоприятные в экологическом отношении участки, она остается по европейским меркам довольно чистой рекой.

До настоящего времени не решен вопрос, связанный с трансграничным переносом загрязняющих веществ. В связи с этим необходима количественная оценка поступающих на территорию Белорусского Полесья с сопредельных государств, формирующихся на ее территории и уходящих за ее пределы вод. Поэтому создание международной (Беларусь, Украина, Польша) сети мониторинга за поверхностными водами, а также увеличение плотности метеорологической сети имеет важное значение.

Серьезную экологическую опасность для поверхностных вод оказывают разведка и разработка полезных ископаемых. Так, например, разработка месторождения гранита «Микашевичи» с водоотливом 50 тыс. $м^3 \cdot сут^{-1}$ изменила естественные гидрогеологические условия в радиусе 10 км и вовлекла в нарушенный режим территорию в несколько сот километров. В пределах бассейна Припяти, согласно исследованиям М. М. Черепанского, выявлено около 10 месторождений обводненных твердых полезных ископаемых, суммарный водоотлив из которых может составить 150 тыс. $м^3 \cdot сут^{-1}$.

Водные ресурсы территориально замкнуты и едины в пределах водосборной площади, поэтому для управления ними следует использовать бассейновый подход, при котором возможно сбалансировать как количественные показатели, так и качественные аспекты водопользования в управлении.

Литература

Авакян А. Б. (2000): *Наводнения. Концепция защиты.* Известия АН РФ. Серия географическая, № 5; 40–46.

Государственный водный кадастр. Водные ресурсы, их использование и качество вод (за 2005 год), Минск 2006.

Калинин М. Ю., Волчек А. А. (2001): *Водные ресурсы Белорусского Полесья: использование и охрана*, Природные ресурсы №4; 35–49.

Логинов В. Ф., Волчек А. А. (2006): *Водный баланс речных водосборов Беларуси*, Минск: Тонпик.

Республиканская программа инженерных водохозяйственных мероприятий по защите населенных мест и сельскохозяйственных угодий от паводков в наиболее паводкоопастных районах Полесья. Минск 2000.

Швец Г. И. (1972): *Выдающиеся гидрологические явления на юго-западе СССР*. Гидрометеоиздат.

Wody powierzchniowe Polesia Białoruskiego – wybrane problemy

SŁOWA KLUCZOWE: odpływ, jakość wody, Polesie Białoruskie.

STRESZCZENIE: Praca przedstawia aktualne zagadnienia dotyczące odpływu i jakości wód powierzchniowych na Polesiu Białoruskim. Zestawione zostały wartości średniego odpływu rzek, wielkości i lata pojawiania się przepływów maksymalnych oraz informacje dotyczące jakości wód powierzchniowych. Nie mniej istotna jest pogarszająca się jakość wód wskutek antropopresji. Autor wskazuje dalsze kierunki badań i działalności na obszarze Polesia: ograniczenie skutków wezbrań, poprawę jakości wody, ochronę zasobów wodnych.

Александр А. Волчек, Оксана И. Грядунова
Брестский государственный университет им. А.С. Пушкина

Экологический сток рек Белорусского Полесья

Low water runoff of the Belarusian Polesie

Abstract: The paper describes results of change analysis of structure of summer-autumn and winter low water runoff, as well as of ecological runoff. Transformation of summer-autumn and winter minimal discharges of water of the average and small rivers of the Belarus Polesie is presented. Distribution of an ecological and natural runoff of the main rivers of the Belarusian Polesie is considered.

Key words: low water summer-autumn runoff, low water winter runoff, natural runoff, the Belarusian Polesie.

Введение

При любом виде хозяйственной деятельности и освоения водных ресурсов возникает проблема оценки минимального расхода воды, который необходимо оставлять в реке и не включать в хозяйственное использование.

Забор воды из водных источников приводит к нарушениям их естественного режима, что вызывает ряд отрицательных последствий: уменьшение скорости течения, что способствует развитию процессов заиления и зарастания русла; понижение грунтовых вод; изменение биологических и гидрохимических режимов, ухудшение условий жизнедеятельности флоры и фауны рек и т.д. Для поддержания гидроэкологического равновесия речной системы необходимо, чтобы в реке оставался экологический сток, так как несоблюдение этого требования чревато отрицательными последствиями (Алексеевский и др. 2000).

Экологический сток тесно связан с минимальным стоком и зависит от ряда факторов природного и антропогенного происхождения, ко-

торые определяют колебания и изменения стока. Целью настоящего исследования является выявление пространственно-временных закономерностей формирования минимального, экологического и свободного стока рек Белорусского Полесья.

Исходные данные и методика исследования

Для выполнения поставленной цели использованы временные ряды минимальных летне-осенних и зимних, среднегодовых и среднемесячных расходов воды рек Белорусского Полесья по 18 гидрологическим створам с 1947 г. – времени послевоенного восстановления наблюдений на гидрологической сети – по 2004 г.

Методы оценки экологического стока воды в настоящее время отличаются большим разнообразием. Наиболее обеспеченный исходной информацией и эффективный метод расчета экологического годового стока рек Белорусского Полесья является метод разработанный Б. В. Фащевским (Фащевский 1996). Экологический сток расчетной обеспеченности определяется по зависимости:

$$Q_{эк}^{P_{\%}} = K \cdot Q^{P_{50\%}} \qquad (1)$$

где $Q_{эк}^{P_{\%}}$ – экологически необходимый расход воды соответствующей обеспеченности (95, 75, 50 и 25%); K – коэффициенты регрессии, $Q^{P_{50\%}}$ – средний годовой естественный расход воды в год 50%-ной обеспеченности.

В связи с тем, что лимитирующие периоды на реках Белорусского Полесья имеют место в летне-осенний и зимний периоды, построены соответствующие карты для этих периодов. Расчет свободного стока воды за каждый месяц и по сезонам осуществлялся по следующему алгоритму:

- определяем годовой сток расчетной обеспеченности и его внутригодовое распределение;
- по заданной обеспеченности определяем расчетную обеспеченность годового экологического стока;
- используя коэффициенты вариации и соотношение коэффициента асимметрии и вариации по таблице трехпараметрического гамма-распределения, находим модульные коэффициенты перехода к расчетной обеспеченности экологического годового стока;

◆ определяем методом компоновки сезонов внутригодовое распределение экологического стока расчетной обеспеченности;

◆ определение свободного стока как разность между стоком расчетной обеспеченности и экологическим стоком .

Таб. 1. Расчетные обеспеченности экологического стока для разных по водности лет

Бассейны рек	Обеспеченность, %				
	5	25	50	75	95
Мухавец	30	50	75	90	99
Днепр	30	50	70	90	99
Березина	35	55	80	95	99,7
Припять	35	55	78	90	99
Горынь и правые притоки Припяти	30	50	75	85	97

Для выявления пространственной структуры изменения экологического и свободного стока под воздействием природных факторов имеющиеся ряды наблюдений за стоком были разбиты на три периода:

1. 1947–1965 гг. – условно-естественный режим рек;

2. 1966–1981 – начало крупномасштабной мелиорации на Белорусском Полесье;

3. 1982–2004 гг. заметное изменение климатических условий на исследуемой территории.

По 18 речным створам, используя метод компоновки, было рассчитано внутригодовое распределение естественного, экологического и свободного стока за каждый период, и определены изменения экологического и свободного стока ($q_{i\ эк}$, $дм^3 \cdot с^{-1} \cdot км^{-2}$):

$$q_{i_{ээ}} = \frac{Q_{ср2} - Q_{ср1}}{A} \cdot 10^3 \qquad (2)$$

где $Q_{ср1}$, $Q_{ср2}$, – средние значения расходов воды за расчетные периоды, A – площадь водосбора, $км^2$.

Изменения экологического и свободного стоков были картированы с использованием координат центров тяжести водосборов исследуемых рек-створов.

Обсуждение результатов

На рис. 1 представлена пространственная структура экологического стока в летне-осеннюю и зимнюю межень. Из рисунка видно:

◆ наибольший экологический сток наблюдается на севере Белорусского Полесья на границе с Предполесьем ($q_{эк}^{л-о}$= 0,20...0,25 $дм^3 \cdot с^{-1} \cdot км^{-2}$), $q_{эк}^{з}$= 0,50...0,80 $дм^3 \cdot с^{-1} \cdot км^{-2}$);

◆ наименьший экологический сток формируется в среднем течении р. Припять и р. Днепр ($q_{эк}^{л-о}$= 0,10...0,15 дм^3·с$^{-1}$· км$^{-2}$), $q_{эк}^{з}$= 0,30...0,40 дм^3·с$^{-1}$· км$^{-2}$).

Такое распределение экологического стока в меженные периоды по исследуемой территории хорошо коррелирует с модулем минимального стока, на формирование которого оказывают влияние рельеф и водопроницаемость пород. Модуль минимального стока варьирует от 0,21 до 1,80 дм^3·с$^{-1}$·км$^{-2}$: большие величины приурочены к границе Полесья и Предполесья, где эрозионный врез рек больше, а меньшие к центральным частям Полесья – низменностям. Аналогичная картина наблюдается и с экологическим стоком. Экологический сток в летне-осеннюю межень меньше чем в зимнюю в 0,5–2,0 раза.

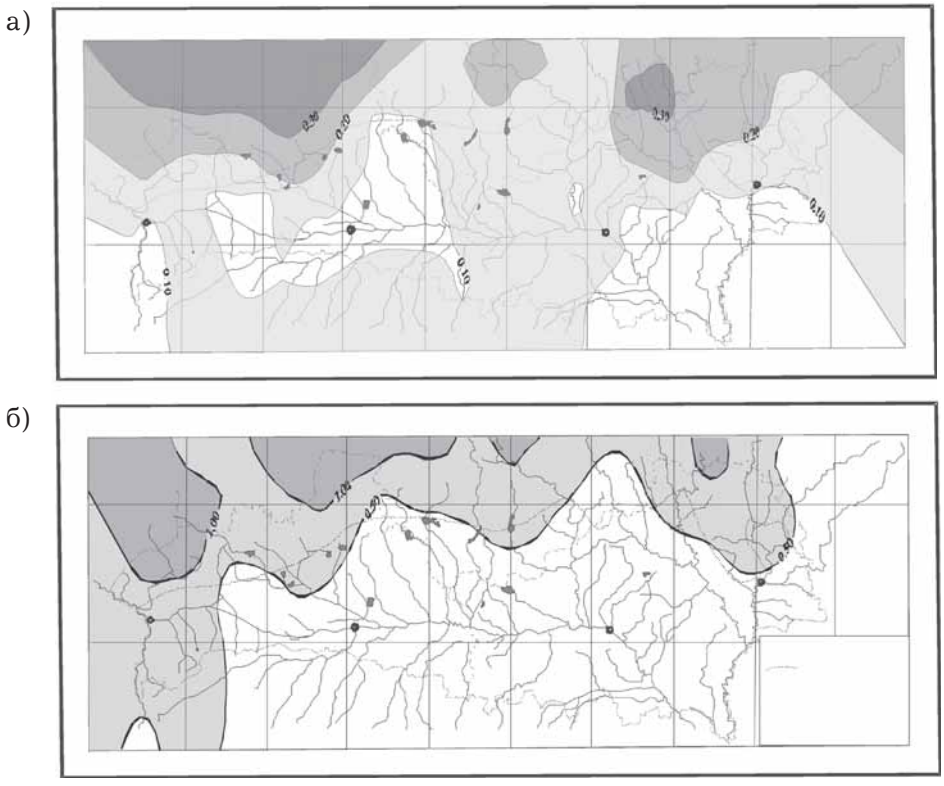


Рис. 1. Экологический сток рек Белорусского Полесья; а – в летне-осеннюю межень, б – в зимнюю межень, (дм^3·с$^{-1}$·км$^{-2}$)

В последнее время имеется ряд исследований по изменению годового стока воды в реках Беларуси, внутригодового перераспределения. Как показывают эти работы, годовой сток изменился незначительно, а вот внутригодовое распределение изменилось: максимальный сток воды в реках уменьшился (в апреле – мае на 70% исследуемых рек сток уменьшился на 10%), а минимальный как зимний, так и летне-осенний увеличился на некоторых реках до 50% (Волчек, Лукша 2004).

Сравнительный анализ пространственной структуры изменения экологического стока ($q_{i\ эк}$) в летне-осеннюю и зимнюю межень показал наличие следующих закономерностей (рис. 2):

◆ во второй период (1966-1981 гг.) экологический сток увеличился как в летне-осеннюю, так и в зимнюю межень по сравнению с первым (1947–1965 гг.);

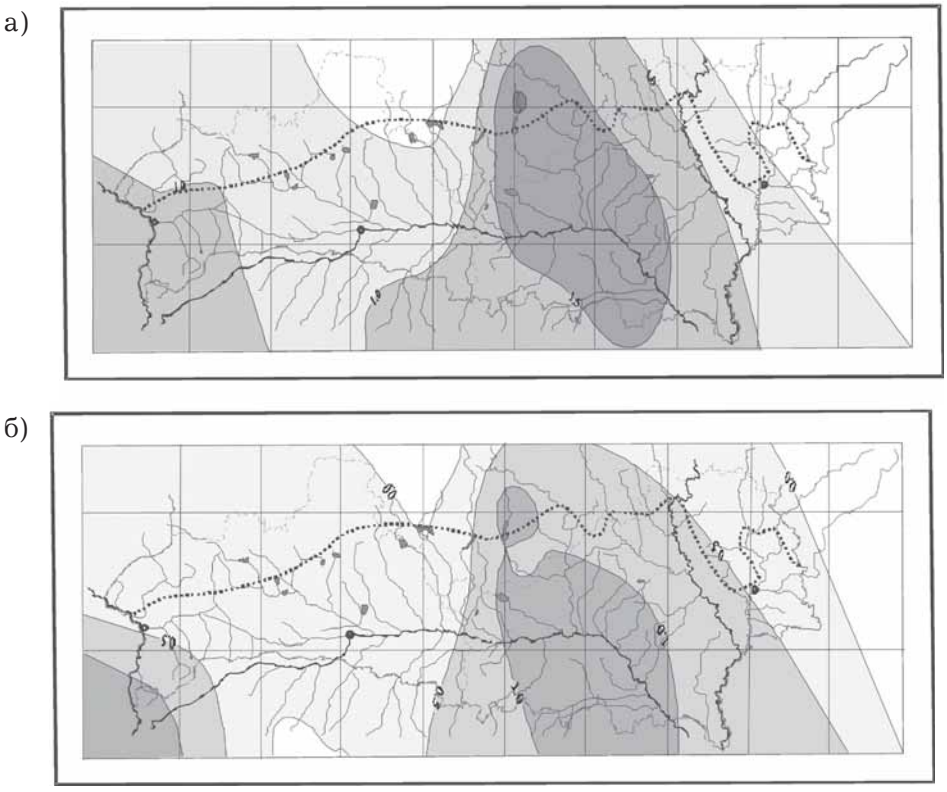


Рис. 2. Пространственная структура изменения экологического стока рек Белорусского Полесья в а – летне-осеннюю и б – зимнюю межень за периоды 1947–1965 и 1966–1981 гг., (дм^3·с$^{-1}$· км$^{-2}$)

◆ наибольшие увеличения экологического стока на 1,5 дм^3·с$^{-1}$· км$^{-2}$ произошли в нижнем течении р. Припять и р. Птичь;

◆ наименьшие трансформации наблюдаются в низовьях р. Сож и верховьях рр. Цна, Лань, Морочь.

При исследовании изменения экологического стока второго и третьего периодов было отмечено как увеличение, так и уменьшение стока (рис. 3). Увеличение экологического стока произошло на западе и на востоке Белорусского Полесья, а в центральной части экологический сток уменьшился. В бассейнах рр. Западный Буг и Ясельда сток в летне-осенний периоды изменился на 1,0 дм^3·с$^{-1}$· км$^{-2}$, а в зимний – на 0,4 дм^3·с$^{-1}$· км$^{-2}$. В бассейне р. Сож увеличился в летне-осенний период на 0,5 дм^3·с$^{-1}$· км$^{-2}$, а в зимний – на 1,2 дм^3·с$^{-1}$· км$^{-2}$. В бассейнах рр. Оресса, Случь, Вить, Морочь не изменился или уменьшился на 0,5...1,0 дм^3·с$^{-1}$· км$^{-2}$.

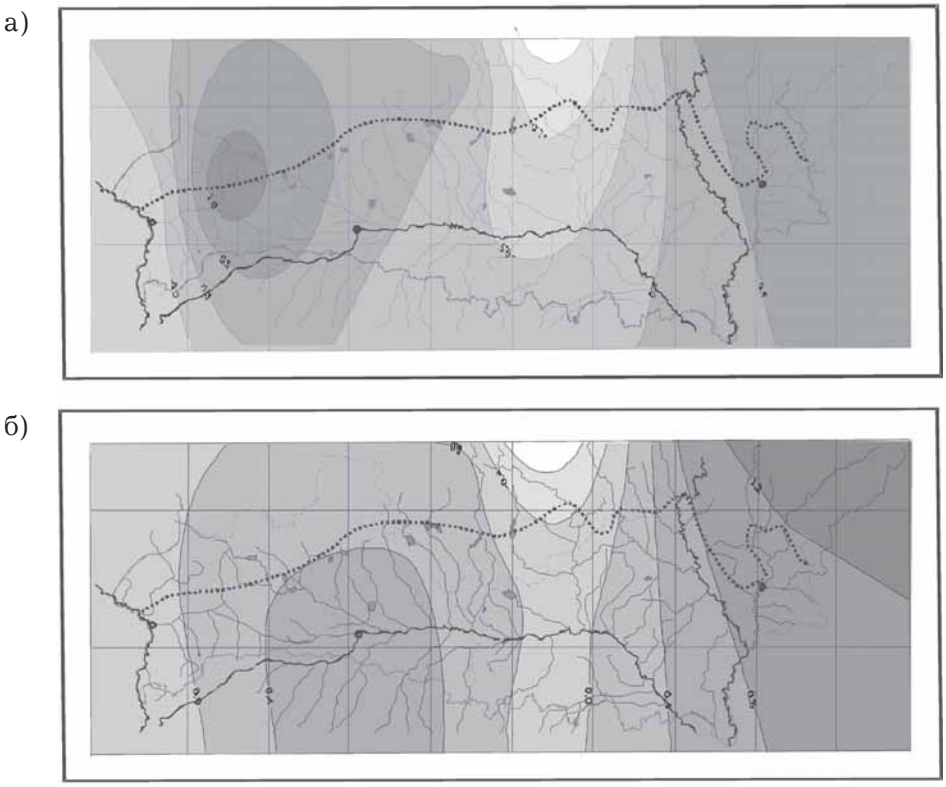


Рис. 3. Пространственная структура изменения экологического стока рек Белорусского Полесья в а – летне-осеннюю и б – зимнюю межень за периоды 1966–1981 и 1982–2004 гг., (дм^3·с$^{-1}$· км$^{-2}$)

а)

б)

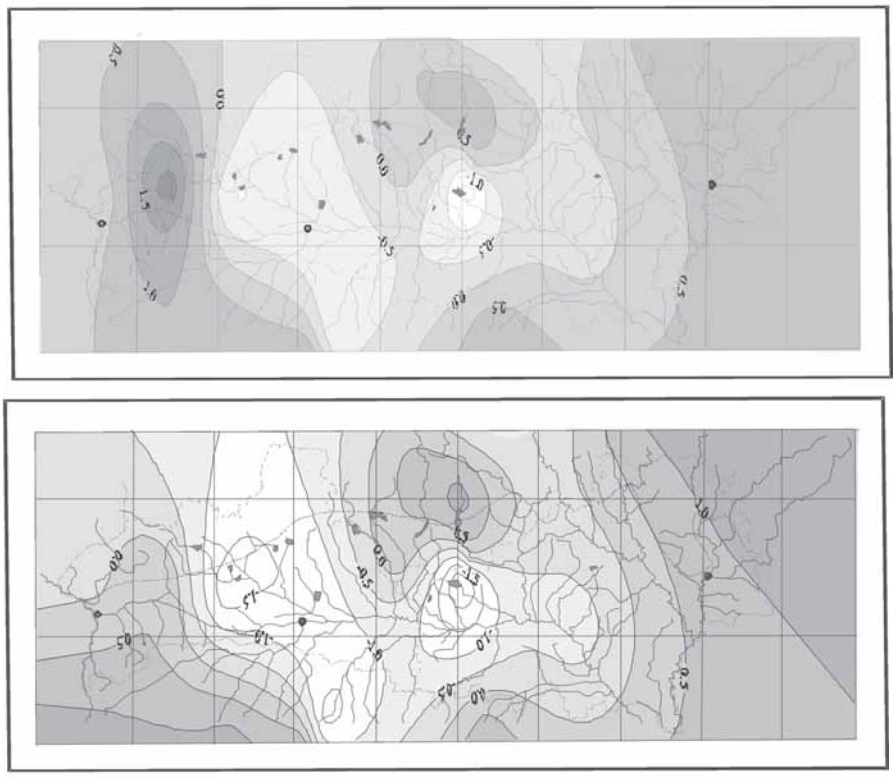


Рис. 4. Пространственная структура изменения экологического стока рек Белорусского Полесья в а – летне-осеннюю и б – зимнюю межень за периоды 1947–1965 и 1982–2004 гг., ($дм^3 \cdot с^{-1} \cdot км^{-2}$)

Сравнивая экологический сток третьего и первого периода в летне-осеннюю межень, отмечено снижение стока на 28% исследуемых рек, а в зимнюю межень снижение на 39%.

Такое изменение экологического стока в меженные периоды вызвано двумя причинами:

- увеличением годового и особенно летне-осеннего и зимнего минимального стока в первые годы после проведения мелиоративных работ за счет снижения суммарного испарения и частичной сработки вековых запасов воды, аккумулированных в торфяной залежи, а затем постепенное приближение к первоначальному или даже снижению по сравнению с ним по мере освоения и использования мелиорированных земель (Булавко, Маслов 1975);
- следствие изменений климатических элементов (осадки, температура воздуха), вызванные общей циркуляцией атмосферы.

Выводы

Таким образом, экологический сток Белорусского Полесья за рассматриваемый период претерпел изменения: наибольшие изменения стока произошли во второй период (1966–1981 гг.), для которого характерна крупномасштабная мелиорация; первый и третий периоды мало отличаются друг от друга. Для более детального исследования причин изменения экологического стока в меженные периоды необходимы комплексные исследования изменения осадков, температуры воздуха за соответствующие периоды.

Литература

Алексеевский Н. И., Евстигнеев В. М., Храменков С. В., Христоворов А. В. (2000): *Общие подходы к оценке и достижению гидроэкологической безопасности речных бассейнов*, Вестник МГУ. – сер. 5, география. № 1; 22–28.

Булавко А. Г., Маслов Б. С. (1975): *Гидрологические и экологические последствия осушения земель*, Гидротехника и мелиорация № 7. Минск; 77–81.

Волчек А. А., Лукша В. В. (2004): *Оценка современных трансформаций водного режима рек Беларуси*, Водные ресурсы (информационные материалы). № 18. Минск: ЦНИИКИВР; 20–29.

Фащевский Б. В. (1996): *Расчет экологически допустимого изменения характеристик водного режима рек Беларуси*, Природные ресурсы № 1. Минск; 30–35.

Odpływ biologiczny rzek Polesia Białoruskiego

Słowa kluczowe: minimalny odpływ letnio-jesienny, zimowy odpływ minimalny, przepływ biologiczny, Polesie Białoruskie.

Streszczenie: Artykuł przedstawia zmiany struktury odpływu rzecznego na obszarze Polesia Białoruskiego. Przeanalizowano roczny rozkład odpływu minimalnego letnio-jesiennego oraz zimowego, jak również zmiany przepływów nienaruszalnych głównych rzek Polesia. Zmiany, które zaobserwowano, tłumaczone są zwiększeniem rocznego i letnio-jesiennego minimalnego odpływu w pierwszych latach po kompleksowych melioracjach, jak również zmianami opadów i temperatury.

Александр А. Волчек, Владимир Лукша***
*Полесский аграрно-экологический институт НАН Беларуси, Брест
**Брестский государственный технический университет,

Изменчивость речного стока Беларуси

Changes of river runoff in Belarus

Abstract: Analysis of the hydrological information permits to determine the parameters (period and amplitude) for the nearly 5-year period in perennial variability of river flow for the territory of the Republic of Belarus. Statistic characteristics of the period's values and peculiarities of the annual amplitude of perennial variability of the average month river flow have been received.

Key words: runoff, variability of river flow, the Belarusian Polesie.

Введение

Как известно, достоверными параметрами хронологической структуры природных процессов являются два основных цикла: суточный и годовой. Физическую основу этих важнейших природных ритмов составляет электромагнитное взаимодействие Солнца с природными оболочками Земли. Кроме того, в различных природных процессах проявляется скрытая периодичность, определяемая в результате аналитических исследований, в частности временных рядов, например, методами гармонического или спектрального анализа.

В литературе имеются многочисленные указания на существование скрытой периодичности в различных природных процессах, прежде всего в климатических, которые, в свою очередь, оказывают комплексное влияние на формирование стока рек. Основная характеристика обнаруженных ритмов в природе – период – изменяется в широком диапазоне значений. Наиболее детально исследован и описан квазидвухлетний ритм, практически не вызывающий сомнений относительно своего существования в природе (Гледзер 1982; Власова, Сонечкин 1987). Для определения конкретных характеристик этого ритма в процессах формирования речного стока нами были проведены

статистические исследования межгодовой изменчивости модулей стока ($дм^3 \cdot с^{-1} \cdot км^{-2}$), как наиболее полно отражающих пространственное распределение стока рек по территории Республики Беларусь и дающих возможность количественного сравнения стока различных по площади водосбора рек.

Материалы и методы исследования

Основу исследований составили массивы значений расходов по 164 створам рек Беларуси за многолетний (с 1877 по 2000 годы) период инструментальных наблюдений, опубликованных в справочниках по водным ресурсам, а также в других нормативных источниках и материалах. Количество рек-створов по бассейнам крупных рек составило: Припять – 39, Неман – 41, Западная Двина – 23, Днепр – 48, Буг – 13, что, в принципе, соответствует равномерному распределению исследуемых рек-створов по территории Беларуси.

Для каждого из 164 створов анализировалось 12 временных рядов, соответствующих отдельным месяцам года (состоящих из одной-двух непрерывных серий) и сформированных последовательными во времени значениями среднемесячных модулей стока. На данном этапе анализа модулей стока использовался фильтр, исключающий серии, содержащие менее 15 членов. В результате использования этого фильтра были исключены 12 рек-створов, имеющие непрерывную длину ряда в одной серии от 7 до 14 лет. Всего исключено 180 серий, содержащих 2028 данных, что составило 2,69% от общего количества анализируемых модулей стока (75374). Итоговый массив включал 1884 непрерывных серий значений средних месячных модулей стока. Длина серий изменялась от 15 до 123 лет при среднем значении 38,93 года.

Принимая временные ряды за стационарные (стационарный ряд имеет постоянное во времени среднее значение), мы использовали следующую методику их исследований. В первую очередь был осуществлен переход от расходов к модулям по формуле $q = Q \cdot 10^3/F$, где Q – среднемесячный расход воды, $м^3 \cdot с^{-1}$; F – площадь водосбора, $км^2$. Далее, в пределах одного створа для отдельного месяца определяли значение среднего многолетнего модуля стока (как среднее арифметическое для рассматриваемой совокупности). Затем это значение последовательно вычитали из фактических значений модулей стока в многолетнем ряду. В результате для отдельных месяцев в пределах каждого створа были получены знакопеременные функции (относи-

тельно среднего многолетнего значения модуля стока данного месяца). Далее определяли количество перемен знака этой функции для каждого месяца в многолетнем ряду. Затем находили частное от деления всего временного интервала на число перемен знака, которое принимали за среднюю величину полупериода изменения среднемесячного модуля стока для створа. Значение периода, таким образом, определялось формулой

$$T = 2 \cdot \frac{N_k - N_1}{k - 1},$$

где N_1 – год первого, а N_k – последнего перехода через среднее многолетнее значение; k – количество переходов через среднее многолетнее значение на данном временном интервале.

Частное от деления суммы модулей отклонений от среднего значения на число этих значений принимали за амплитуду колебаний среднемесячного модуля стока, т. е. амплитуду определяли в соответствии с формулой

$$A = \frac{\sum \left| Z_f - Z_m \right|}{n},$$

где Z_m и Z_f – среднее многолетнее и фактическое значение модуля стока для данного года, соответственно; n – количество лет.

В соответствии с описанным алгоритмом были составлены расчетные блоки для ПК в Microsoft Excel 2000, но при этом каждый этап визуально контролировался. Использование автоматизированных расчетов позволило обрабатывать значительные по объему массивы исходных гидрологических данных и получать статистически состоятельные результаты.

Анализ результатов

В результате было проанализировано 73346 межгодовых разностей в массиве среднемесячных модулей стока. Средняя величина периода (среднеарифметическое) изменений среднемесячных модулей стока для всего массива оказалась равной 5,30 года, средняя амплитуда – 2,36 $дм^3 \cdot с^{-1} \cdot км^{-2}$. При этом использование фильтров на протяженность серии (от не менее 15 до 20, 30, 40 и более 50 членов) существенно (разница менее 5%) не влияло на результат, что позволяет считать полученные значения статистически состоятельными. Дисперсия значений периода составляет 1,86, стандартное отклонение – 1,36, коэффициент ва-

риации – 0,35. Коэффициенты асимметрии и эксцесса составляют 1,16 и 1,30 соответственно, т. е. распределение характеризуется положительными асимметрией и эксцессом относительно нормального распределения.

Затем было произведено разделение исходного массива на реки-створы бассейнов Припяти и Буга и остальные с целью анализа стока рек Белорусского Полесья и для двух полученных массивов получены периоды и амплитуды изменений среднемесячных модулей стока. При этом средние величины периодов составили 5,38 лет для рек Белорусского Полесья и 5,25 лет для остальных рек, амплитуда – 2,24 $дм^3 \cdot с^{-1} \cdot км^{-2}$ и 2,42 $дм^3 \cdot с^{-1} \cdot км^{-2}$.

Гистограммы распределения значений периодов представлены на рисунке 1. Из рассматриваемой гистограммы становится очевидным абсолютный максимум значений периода, соответствующий примерно 5-летним колебаниям. Изменения с этим периодом в трех анализируемых массивах встречаются довольно часто (21-22%). В обе стороны от значения периода, равного 5 годам, частота встречаемости уменьшается, что в целом соответствует характеру распределения, близкого к нормальному. При этом, около 90% всех полученных значений периода сосредоточены в интервале 5,30±1,96 года для всего массива рек, 5,38±1,95 для рек Полесья и 5,25±1,98 для остальных рек Беларуси.

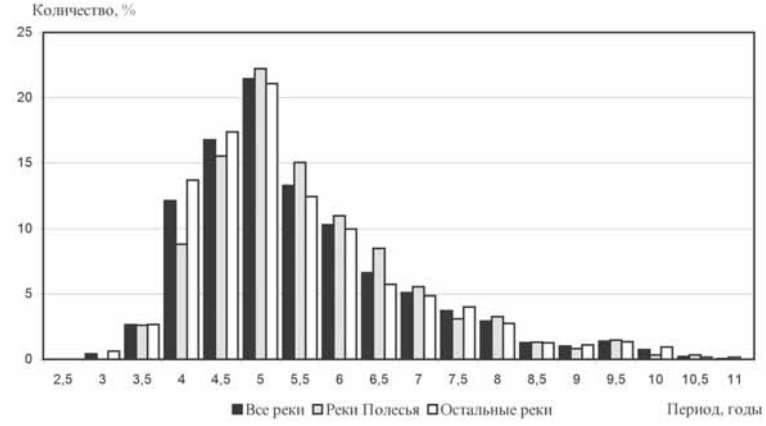


Рис. 1. Гистограммы распределения значений изменений (периодов) модулей стока

Полученные в результате исследований амплитудно-периодические характеристики изменения среднемесячных модулей стока для различных месяцев года относительно средних многолетних значений для всей территории Беларуси, Полесья и остальной территории приведены в таблице.

Таб. 1. Амплитудно-периодические характеристики квазипятилетней изменчивости среднемесячных модулей стока

Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Вся территория Беларуси												
Амплитуда, л· $с^{-1}$· $км^{-2}$	1,81	1,83	4,51	6,94	2,23	1,48	1,54	1,33	1,33	1,68	1,96	1,74
Период, годы	5,86	5,44	5,15	5,34	4,76	5,06	5,27	5,64	5,99	5,54	4,94	4,57
Среднее многолетнее значение, л· $с^{-1}$· $км^{-2}$	3,95	3,92	8,22	16,59	6,85	3,97	3,46	3,13	3,22	3,91	4,66	4,46
Белорусское Полесье												
Амплитуда, л· $с^{-1}$· $км^{-2}$	2,02	2,02	4,49	5,56	1,83	1,53	1,54	1,33	1,18	1,52	1,98	1,9
Период, годы	5,48	5,20	5,59	5,52	5,08	5,15	5,17	5,78	5,92	5,63	5,32	4,75
Среднее многолетнее значение, л· $с^{-1}$· $км^{-2}$	3,44	3,48	7,49	11,09	4,86	3,14	2,64	2,28	2,30	2,84	3,59	3,76
Остальная территория												
Амплитуда, л· $с^{-1}$· $км^{-2}$	1,71	1,74	4,52	7,6	2,42	1,45	1,55	1,33	1,40	1,75	1,94	1,67
Период, годы	6,04	5,55	4,94	5,25	4,60	5,01	5,32	5,56	6,02	5,5	4,76	4,48
Среднее многолетнее значение, л· $с^{-1}$· $км^{-2}$	4,17	4,12	8,54	19,04	7,74	4,35	3,83	3,5	3,63	4,39	5,13	4,77

Амплитуды изменений среднемесячных модулей стока образуют правильный ход. При этом, внутригодовые изменения амплитуд среднемесячных модулей стока для территории Белорусского Полесья имеют несколько менее выраженную амплитуду в весеннее половодье, максимум которой, в целом, наступает в апреле (рис. 2).



Рис. 2. Графики годового хода амплитуды периодической изменчивости значений модулей стока рек Беларуси

Максимальные значения амплитуды межгодовой изменчивости модулей стока отмечаются для весенних месяцев, а минимальные – для летних, что соответствует весеннему половодью и летней межени в разрезе гидрологического года.

Итак, исследование межгодовой изменчивости среднемесячных модулей стока в соответствии с изложенной выше методикой позволяет установить статистически достоверные периодические изменения, близкие к 5 годам. Для гидрологического режима рек квазипятилетние изменения означают, что приблизительно один раз в 5 лет отмечается положительная аномалия (максимальное увеличение расхода реки относительно среднего для данного месяца) и один раз в те же приблизительно 5 лет – отрицательная. Период повторений одноименных аномалий составляет примерно 5 лет, разноименных – около 2,5 лет. Приблизительно каждые 2,5 года среднемесячный модуль стока приближается к среднему многолетнему значению. Здесь с периодом, близким к 2,5 годам, в данном случае изменяется не сама функция (среднемесячный модуль стока), а ее амплитуда.

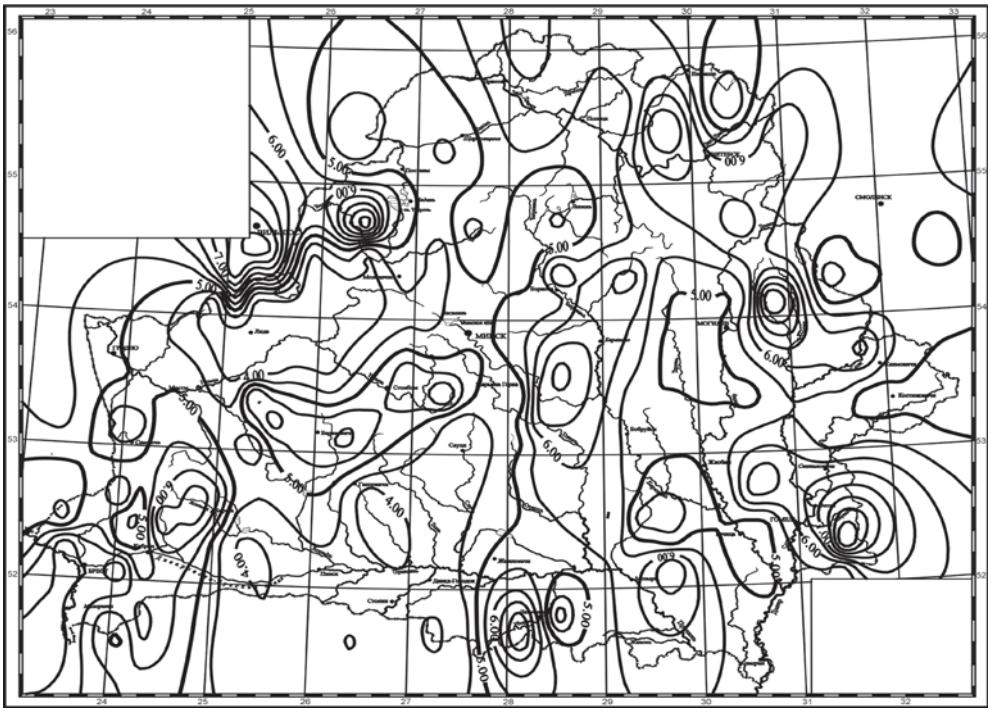


Рис. 3. Распределение периода многолетних колебаний средних значений модулей стока июля

Таким образом, гармоника с периодом, близким к 5 годам, может считаться одним из достоверных параметров хронологической структуры гидрологического режима рек Беларуси и учитываться при разработке долгосрочных прогнозов среднемесячных расходов (модулей стока).

Полученные значения параметров многолетних изменений среднемесячных модулей расхода – периода и амплитуды – позволили картографически представить их пространственную структуру. Были построены карты изменения периода и амплитуды среднемесячных модулей стока для 12 месяцев года (всего 24 карты) по всей территории Беларуси. В качестве примера на рисунке 3 приведена карта распределения периода многолетних колебаний средних значений модулей стока июля.

Заключение

В. М. Федоров (Федоров 2001a, 2001b) выделил квазичетырехлетние колебания межгодовой изменчивости среднемесячной температуры и сумм осадков и обосновал эту периодичность электромагнитным воздействием, которое может реализовываться в природе через механизм параметрического резонанса и действием приливных или возмущающих сил ближайших к Земле небесных тел. Так как речной сток является интегральной характеристикой множества климатических факторов, можно предположить, что выделенная нами его 5 летняя периодичность наряду с 4 летней температуры и осадков может объясняться некоторой инертностью процессов формирования речного стока, т.е. процессы, происходящие в атмосфере, не сразу отражаются на речном стоке, а имеется некоторый добавочный период (около 0,5 года) перехода между положительными и отрицательными аномалиями по отношению к атмосферным явлениям. Как отмечалось выше, здесь с периодом, близким к 2,5 годам, в данном случае изменяется не сама функция (среднемесячный модуль стока), а ее амплитуда.

Таким образом, физическая природа отмеченных изменений модулей речного стока полностью пока не ясна, но достоверность существования этих периодических изменений в природе подтверждается статистическими исследованиями.

Литература

Власова И. Л., Сонечкин Д. М. (1987): *Квазидвухлетние колебания нижнестратосферных экваториальных ветров за 30 лет*, Метеорология и гидрология №5; 47–55.

Гледзер Е. Б. (1982): *О двухлетней ритмичности глобальных атмосферных процессов и ее нарушениях*, Метеорология и гидрология №6; 16–19.

Федоров В. М. (2001a): *Структура многолетней изменчивости климатических элементов и ее локализация*, Известия АН. Сер. геогр. №2; 25–31.

Федоров В. М. (2001b): *Методы географических исследований*, Вестник Моск. Ун-та. Сер. 5 География №1; 16–19.

Zmiany przepływu rzek Białorusi

Słowa kluczowe: odpływ, zmienność odpływu, Polesie Białoruskie.

Streszczenie: W pracy przedstawiono analizę danych hydrologicznych, która pozwoliła na określenie parametrów (okresu oraz amplitudy) zmienności przepływu rzek na obszarze Białorusi w okresie 1877–2000. Przedstawiono wielkości parametrów statystycznych dla rocznych amplitud zmienności średniego miesięcznego odpływu rzek oraz udokumentowano 5-letni okres zmian odpływu rocznego.

Александр А. Волчек, Сергей Парфомук***
*Полесский аграрно-экологический институт НАН Беларуси
**Брестский государственный технический университет, Брест, Беларусь

Трансформация внутригодового распределения стока воды малых рек Белорусского Полесья в современных условиях

Seasonal changes of runoff of small rivers in the Belarusian Polesie at present conditions

Abstract: Series of annual and monthly water discharges of 65 hydrological stations of the Belarusian Polesie have been divided into three periods. Till 1985 reduction or minor alteration of the runoff for the majority of basins was observed. For the period 1877–1964 reduction of the runoff in autumn both winter months and increase in the spring and summer was observed. In 1965–1985 the runoff decreased in March, April and May, and for other months increase of the runoff is marked. Increase of the annual runoff of the rivers has been marked since 1986.

Key words: runoff, changes of river runoff, small rivers, the Belarusian Polesie.

Изучению стока воды рек посвящено много исследований. Однако, происходящие в последнее время колебания климата внесли определенные изменения в речной сток. Возникает необходимость корректной оценки водных ресурсов и разработки мер по адаптации хозяйственной деятельности к новым условиям водного режима рек и увлажнения территории, а также степени антропогенного воздействия на водные объекты. Это касается не только годовых значений стока, но и его внутригодового распределения.

Исходными данными для исследований послужили ряды годовых и месячных расходов воды 65 гидрологических постов Белорусского Полесья за период инструментальных наблюдений. В процессе анализа временные ряды были разделены на три периода. Первый из них – это период с начала инструментальных наблюдений по 1964 гг., второй

– с 1965 по 1985 гг., а третий – с 1986 по 2000 гг. Первая граница периодов 1964-1965 гг. – это время начала массовых мелиораций на территории Белорусского Полесья, вторая 1985–1986 гг. – заметного изменения климатических условий на территории страны.

Для исследования трансформации временных рядов определялись линейные тренды модульных коэффициентов стока методом наименьших квадратов:

$$k(t) = \alpha \cdot t + k(t_0),$$

где $k(t)$ – значение модульного коэффициента стока в момент времени t; α – градиент модульного коэффициента стока; $k(t_0)$ – значение модульного коэффициента в начальный момент времени.

Для сопоставимости полученных результатов в дальнейшем будем оперировать относительным трендом изменения модульного коэффициента стока за 10-летний период, в зависимости от которого характеристики изменения модульных коэффициентов стока были разделены на условные промежутки.

На рис. 1 показано изме1нение модульного коэффициента годового стока рек Белорусского Полесья в период с 1877 по 1964 гг. В этот период характерно уменьшение годового стока большинства рек. Сток с остальных водосборов практически не изменился. Увеличение годового стока в период 1877-1964 гг. не наблюдалось за исключением некоторых водосборов, где изменения вызваны антропогенными факторами.

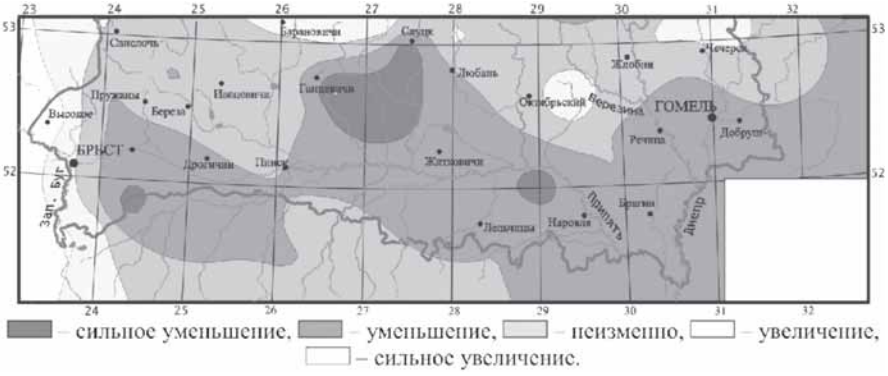


Рис. 1. Изменение модульного коэффициента годового стока рек Белорусского Полесья в 1877–1964 гг.

В таб. 1 приведены значения изменения стока рек Белорусского Полесья, разделенных на зоны в зависимости от характера тренда стока в 1877–1964 гг.

Таб. 1. Структура внутригодового изменения стока рек Белорусского Полесья в 1877–1964 гг.

Река – пост	Значение тренда за 10 лет, ‰												
	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Год
Цна - с. Дятловичи	-36,2	-129,0	-56,7	-15,9	11,9	22,1	-9,7	-23,2	-46,4	-44,4	-10,8	-6,9	-53,2
Случь - с. Ленин	-15,0	-84,7	-40,5	-125,3	-22,8	-1,8	-1,4	-2,7	-39,9	-48,4	-33,7	31,1	-42,1
Рыта - с. Малые Радваничи	-45,0	-63,7	-96,4	3,6	19,0	53,9	5,4	-13,4	-16,6	-64,4	-96,4	-66,2	-36,7
Уза - с. Прибор	-10,5	-4,4	-47,7	-23,1	-36,1	-51,6	5,3	-1,2	-13,3	-10,2	-63,6	-12,3	-22,5
Ясельда - г. Береза	-1,9	11,6	-15,1	-24,7	-15,1	-2,7	-5,6	-3,2	-21,4	-42,0	-35,9	-14,2	-14,9
Беседь - с. Светиловичи	15,0	1,4	-32,4	3,3	-19,5	-37,7	-12,3	-10,0	7,0	-8,5	-33,9	-3,7	-10,2
Оресса - с. Андреевка	10,3	11,1	-10,2	-10,4	-10,5	3,1	5,4	2,9	0,6	-1,9	-13,0	7,7	-3,0
Птичь - с. Лучицы	2,4	3,2	-4,7	-5,7	-2,0	-0,9	-3,9	-3,9	-0,8	-0,6	-2,6	1,7	-2,6
Припять - г. Мозырь	0,5	1,1	0,9	-3,2	-2,0	-2,2	-4,1	-3,4	-2,8	-2,1	-1,5	0,3	-1,8
Сож - г. Гомель	-0,1	-0,1	-4,0	-3,7	-0,8	-0,5	-3,8	-2,5	2,3	2,0	-1,3	-2,2	-1,7
Ясельда - с. Сенин	8,3	-2,8	-26,0	14,8	0,9	18,2	15,0	5,4	7,6	-0,6	-7,4	4,3	2,0
Копаювка - с. Черск	-3,9	-51,9	-48,0	31,7	27,4	60,4	37,9	28,4	17,8	6,2	-16,9	-9,3	25,6

Примечание. Выделенные значения соответствуют несущественному изменению стока.

При рассмотрении внутригодовой трансформации стока рек Белорусского Полесья в 1877–1964 гг. было отмечено наибольшее влияние изменения стока в зимние и осенние месяцы, а наименьшее – в апреле-мае и июле-августе. Причину такой трансформации следует ис-



Рис. 2. Изменение модульного коэффициента годового стока рек Белорусского Полесья в 1965–1985 гг.

кать в структуре изменения атмосферных осадков (Логинов, Сачок и др., 2003).

В период с 1965 по 1985 гг. наблюдалось уменьшение стока отдельных водосборов Полесья, как показано на рис. 2. Для большинства водосборов годовой сток во втором из рассматриваемых периодов значительно не изменился. Значения тренда стока рек Полесья в 1965–1985 гг. приведены в таб. 2.

Таб. 2. Структура внутригодового изменения стока рек Белорусского Полесья в 1965–1985 гг.

Река – пост	Значение тренда за 10 лет, ‰												
	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Год
Неслуха - с. Рудск	7,5	-35,8	-27,0	-38,7	-19,2	15,9	25,6	-3,2	-6,0	-21,3	-82,9	-38,3	-23,6
Уза - с. Прибор	27,8	-13,6	-33,0	-47,1	0,7	-24,1	-20,1	-10,0	-6,7	12,8	-5,1	-6,7	-23,5
Рыта - с. Малые Радваничи	23,9	-27,0	-46,5	-18,2	-17,7	-18,1	22,7	-6,2	-2,6	-10,0	-34,3	-12,4	-16,9
Случь - с. Ленин	35,8	21,5	-39,1	-47,5	-26,2	1,8	25,0	25,7	39,6	43,0	-0,6	3,0	-11,9
Копаювка - с. Черск	30,3	-44,0	-53,0	-23,7	-16,3	-20,5	6,0	-1,2	-1,0	2,4	-26,6	-20,1	-8,0
Оресса - с. Андреевка	20,2	11,7	-41,8	-26,4	-11,2	-14,0	19,5	21,9	26,1	20,2	-7,6	1,0	-5,7
Птичь - с. Лучицы	25,9	11,8	-38,3	-20,6	-5,5	-8,7	31,5	21,6	18,5	17,5	-3,5	2,2	-4,5
Шать - Шацк	31,6	13,1	-56,6	-29,3	0,5	6,0	49,6	31,5	36,8	13,1	-8,7	12,8	-1,9
Сож - г. Гомель	17,1	15,8	-26,4	-19,0	0,7	-1,9	7,9	14,6	30,0	51,2	19,3	16,8	-0,8
Припять - г. Мозырь	23,1	32,2	-28,3	-9,6	2,3	3,6	7,5	12,5	13,3	21,4	8,6	11,4	0,2
Пульва - г. Высокое	33,1	-22,2	-9,7	-8,2	14,5	4,1	37,0	19,3	26,5	17,1	-1,9	14,1	5,4
Цна - с. Дятловичи	43,0	18,3	-8,9	-17,1	3,5	6,7	22,8	20,9	31,5	29,7	2,6	9,7	7,0
Ясельда - г. Береза	80,2	46,3	-33,7	-31,7	5,8	43,9	52,5	55,0	49,0	40,5	7,0	14,7	11,4
Мухавец - г. Брест	20,0	-10,2	-48,3	-30,4	-28,4	-11,3	36,2	25,7	8,0	-13,4	-40,9	-12,5	12,0

В период с 1965 по 1985 гг. значения годового стока большинства рек Полесья остались неизменными, но произошло перераспределение стока внутри года. В зимние месяцы 1965-1985 гг. сток увеличился почти для всех водосборов, в марте-мае произошло существенное уменьшение стока, а летом и осенью вновь наблюдалось повышение месячного стока.

В период с 1986 по 2000 гг. значение годового стока рек бассейна низовий Днепра и верхней Припяти увеличилось. У рек средней и нижней Припяти наблюдается значительное увеличение годового стока.



Рис. 3. Изменение модульного коэффициента годового стока рек Белорусского Полесья в 1986–2000 гг.

Такое изменение водного режима вызвано влиянием крупномасштабных мелиораций, в результате которых произошло увеличение густоты проводящей сети и ее углубление, что привело к частичному

Таб. 3. Структура внутригодового изменения стока рек Белорусского Полесья в 1986–2000 гг.

Река – пост	Значение тренда за 10 лет, ‰												
	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Год
Лесная - Тюхиничи	-26,2	32,3	10,7	-19,9	15,8	-32,7	6,2	-2,4	-54,0	-24,1	-22,7	-20,3	-9,4
Беседь - с. Светиловичи	15,4	57,0	-1,1	2,8	-17,0	-34,4	31,2	66,2	-30,2	43,0	56,0	25,7	4,7
Ясельда - г. Береза	-6,8	36,0	23,1	-3,1	29,8	13,3	46,6	24,0	-45,1	-1,0	-9,5	-12,2	5,8
Пульва - г. Высокое	-11,4	39,2	-18,9	31,6	12,8	-12,7	51,3	18,1	-18,1	2,3	-4,0	-4,7	7,7
Мухавец - г. Брест	3,8	60,4	29,5	1,2	17,1	-42,8	-25,6	-11,6	-41,1	-21,6	0,0	5,9	15,0
Шать - Шацк	22,5	38,7	41,7	27,8	32,7	12,1	12,7	-16,7	-27,6	8,9	5,8	-0,3	18,4
Малорыта - г. Малорита	15,9	75,9	47,7	30,1	19,2	-82,9	-22,0	21,8	-12,9	0,9	15,1	8,4	19,6
Случь - Клепчаны	2,5	38,5	56,6	25,5	19,8	-10,7	4,5	10,0	4,7	29,5	30,7	-0,9	22
Цна - с. Дятловичи	-4,8	41,1	68,1	12,6	43,1	-21,2	-24,9	81,4	35,1	18,7	10,3	-22,5	23
Лань - Мокрово	16,7	47,5	64,5	25,1	35,9	-31,9	34,6	20,7	-18,7	24,0	34,9	25,8	26
Неслуха - с. Рудск	33,8	74,2	42,2	52,6	47,2	-64,9	14,0	19,0	-15,0	30,8	14,0	0,3	27
Птичь - с. Лучицы	12,5	66,8	90,0	26,5	28,5	23,4	45,2	57,0	6,2	18,1	21,7	14,2	35,0
Случь - с. Ленин	7,2	62,7	109,2	9,2	40,7	22,9	68,4	97,0	-2,2	23,9	35,8	35,3	45,1
Припять - г. Мозырь	11,5	55,0	135,7	41,5	44,9	37,2	3,5	59,1	32,6	27,5	31,8	23,7	46,1

сбросу вековых запасов грунтовых вод. Кроме того, уменьшение скорости ветра вызвало уменьшение суммарного испарения, что способствовало увеличению стока (Логинов, Волчек и др., 2005). Для рек небольшого количества рек на западе Полесья значительных изменений годового стока рек не установлено.

В подтверждение к сказанному в (таб. 3) приводится структура внутригодового изменения стока рек Белорусского Полесья в 1986–2000 гг.

В 1986–2000 гг. наблюдалась внутригодовая трансформация стока. Модульные коэффициенты месячного стока рек бассейна Белорусского Полесья постоянно увеличивались за исключением некоторых месяцев в году.

Исследования показали, что для периода инструментальных наблюдений характерна трансформация годового стока воды рек Белорусского Полесья и его внутригодового распределения. До 1985 г. для большинства водосборов наблюдалось уменьшение либо незначительное изменение стока, а начиная с 1986 г., отмечено увеличение годового стока рек. В то же время была установлена внутригодовая трансформация стока рек Белорусского Полесья. В первый из рассматриваемых периодов наблюдалось уменьшение стока в осенние и зимние месяцы и увеличение весной и летом. В 1965-1985 гг. сток уменьшился в марте-мае, а для остальных месяцев характерно увеличение стока. Во время третьего исследуемого периода сток увеличивался практически в течение всего года.

Отмеченные изменения стока воды рек Белорусского Полесья не выходят за пределы естественных колебаний и вызваны в большей степени природными факторами, чем антропогенными воздействиями.

Литература

Логинов В. Ф., Сачок Г. И., Микуцкий В. С., Мельник В. И., Коляда В. В. (2003): *Изменение климата Беларуси и их последствия.*

Логинов В. Ф., Волчек А. А., Волобуева Г. В. (2005): *Изменение ветрового режима на территории Беларуси в XX в.*, Природные ресурсы; 5–11.

Współczesne zmiany sezonowego odpływu małych rzek Polesia Białoruskiego

Słowa kluczowe: odpływ, zmiany odpływu, małe rzeki, Polesie Białoruskie.

Streszczenie: W pracy przedstawiono zmiany odpływu rzek Polesia Białoruskiego na podstawie obserwacji z 65 posterunków wodowskazowych. Wśród serii danych wydzielono okresy różniące się wielkością odpływu. Do 1985 roku obserwowano zmniejszenie odpływu w większości dorzeczy. W okresie 1877–1964 zaobserwowano zmniejszenie odpływu jesienią i zimą oraz wzrost w miesiącach wiosennych i letnich. W kolejnym wieloleciu, 1965–1985 odpływ zmniejszał się w miesiącach: marcu, kwietniu i maju, dla pozostałych miesięcy charakterystyczny był wzrost odpływu. W latach 1986–2000 obserwowano zwiększenie odpływu w ciągu całego roku.

Александр А. Волчек, Наталя Н. Шпендик
Полесский аграрно-экологический институт НАН Беларуси, Брест

Трансформация продуктивных влагозапасов на территории Белорусского Полесья

Changes of water resources in the area of the Belarusian Polesie

Abstract: Paper presents analysis of time series of water resources of 50 cm layer of mineral soils in the Belarusian Polesie for the period 1960–2001. Results are showed as maps on the base of which spatial and time variability of productive water resources were estimated. The quantitative estimation of change of time lines was carried out with the help of gradients of linear trends. Results of the research have allowed to establish regularities of water resources change in Belarus for the last 3-4 decades and to describe them with the help of various statistical methods.

Key words: properties of soils, moisture, water resources of the Belarusian Polesie.

Рациональное использование агроклиматических ресурсов является необходимой составной частью научного обоснования мероприятий по повышению плодородия почв. Одним из показателей плодородия почвы является влажность корнеобитаемого слоя. Из всех элементов климата влажность почвы наиболее сложна в силу своей многофакторности и требует специального рассмотрения (Кельчевская 1983). Вместе с тем при оценке земельных ресурсов учитывается главным образом только бонитет почвы. В то же время, почва является специфической средой, в значительной степени «преломляющей» климат атмосферы, но климату почв и приземного слоя атмосферы не придается должного значения.

Целью настоящего исследования является установления закономерностей формирования продуктивных влагозапасов минеральных почв Белорусского Полесья, оценки их колебаний и трансформации, вызванных природными и антропогенными факторами.

Основными исходными данными при исследовании режимов влагозапасов и влагообеспеченности послужили материалы наблюдений за

продуктивной влажностью 50 см слоя почвы на метеостанциях Белорусского Полесья с 1960 по 2001 гг.

В настоящее время в Беларуси наблюдения за влажностью почвы ведутся на всех действующих метеостанциях. Наблюдения за влажностью почвы под сельскохозяйственными культурами ведутся от весенних полевых работ или посева до уборки, а под зерновыми культурами - осенью, с начала сева или с момента уборки предшествующей или парозанимающей культуры до поздней осени, а также весной и летом, с возобновления вегетации до уборки.

Оценка пространственной и временной изменчивости продуктивных влагозапасов оценивалась на базе построенных карт и их анализа. Для получения обеспеченных величин использовалось трехпараметрическое гамма-распределение и распределение Пирсона III типа.

Проведение более тонких исследований амплитудно-частотных характеристик процесса осуществлялось с применением спектрального анализа. Для обнаружения характерных циклов, анализа их устойчивости или, наоборот, изменчивости во времени, нами использована процедура спектрально-временного анализа (СВАН), который представляет спектральный анализ в скользящем временном окне. Длина окна выбирается, исходя из требований получить данные о гармониках в наиболее широком частотном диапазоне. При слишком малом окне теряется информация о низких частотах, а при большом окне СВАН-диаграмма становится слишком генерализированной. В нашем случае величина временного окна принята 15 лет (Логинов, Иконников 2003).

Для оценки трансформации продуктивных влагозапасов использованы линейные тренды:

$$W_i = a_0 + a_1 \cdot t, \qquad (1)$$

где W_i – исследуемая величина; a_0, a_1 – коэффициенты регрессии; t – время, год.

Анализ закономерности распределения продуктивных влагозапасов минеральных почв Белорусского Полесья проведена с помощью серии карт построенных для различных периодов осреднения для 50 см слоя почвы.

Пространственное распределение продуктивных влагозапасов минеральных почв 50 см слоя за интервал осреднения май-август представлено на рисунке 1.

Как видно из рисунка 1, максимальная величина продуктивных влагозапасов минеральных почв 50 см слоя приурочена к возвышенностям и востоку Полесья, где наиболее распространены суглинистые

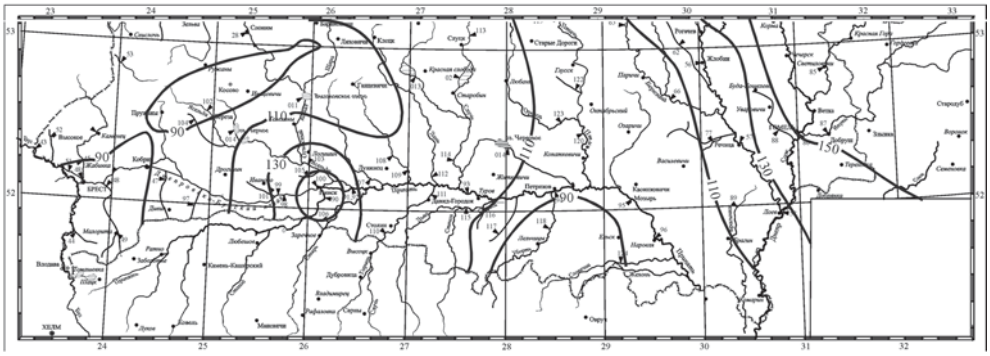


Рис. 1. Среднее значение продуктивных влагозапасов минеральных почв Белорусского Полесья за интервал осреднения (май–август) для слоя 0–50 см, мм

почвы и запасы продуктивной влаги превышают 150 мм. Менее 90 мм продуктивных влагозапасов наблюдается в западной части Полесья.

Пространственное описание продуктивных влагозапасов 50 см слоя минеральных почв Белорусского Полесья за интервал осреднения май–август (W_{50}, мм) осуществлялось полиномом первой степени:

$$\overline{W}_{50} = 0{,}084 \cdot \varphi + 0{,}037 \cdot \lambda + 0{,}235 \cdot H + 16{,}4\,, \qquad (2)$$

где $\overline{W}_{50}$ – средняя за вегетационный период влажность почвы, мм; φ, λ – условные прямоугольные координаты (широта, долгота) расчетного пункта, принимаемые, в данном случае, относительно пункта Пинск, км; H – абсолютная отметка поверхности земли (в Балтийской системе высот) в расчетном пункте, м.

Коэффициент множественной линейной корреляции равен 0,71, что является значимой величиной.

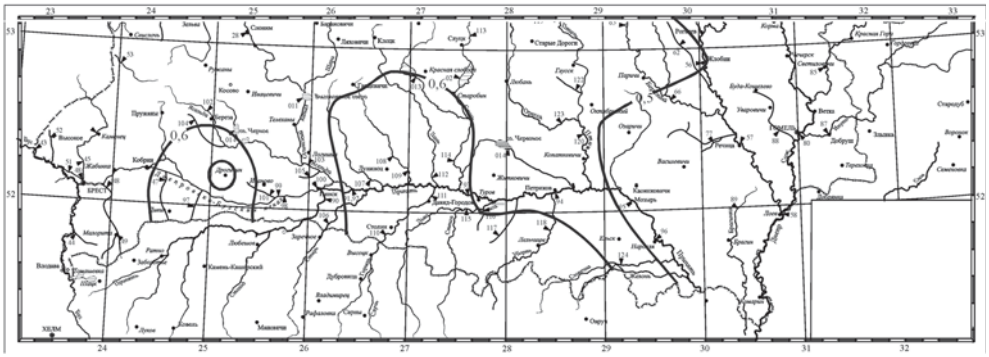


Рис. 2. Коэффициент вариации продуктивных влагозапасов минеральных почв Белорусского Полесья за интервал осреднения май-август для слоя 0–50 см, мм

Исследования пространственной изменчивости коэффициентов вариации продуктивных влагозапасов вегетационного периода 50 см слоя минеральных почв Белорусского Полесья проводились аналогичным образом (рис. 2).

На песчаных землях юга Беларуси в Полесье изменчивость влагозапасов максимальна и превышает 0,6.

Пространственное описание коэффициента вариации продуктивных влагозапасов за интервал осреднения май–август 50 см слоя минеральных почв имеет вид:

$$C_{v_{50}} = 0{,}74 - 0{,}0005 \cdot \varphi - 0{,}00012 \cdot \lambda - 0{,}00105 \cdot H. \qquad (3)$$

Коэффициент множественной корреляции R=0,53, что является значимой величиной.

Основываясь на анализе данные карт (рис. 1 и рис. 2), получена эмпирическая зависимость коэффициентов вариации продуктивных влагозапасов от их нормы:

$$C_v = \frac{\alpha}{(\overline{W}_{50} + 1)^{\beta}} \qquad (4)$$

где α и β – эмпирические коэффициенты, зависящие от характера почвогрунтов и интервала определения.

Для минеральных почв $\alpha = 34{,}7$, $\beta = 0{,}20$ при $R = 0{,}79$.

Результаты анализа цикличности временных рядов продуктивных влагозапасов с помощью СВАН-диаграмм представлены на рисунке 3.

Анализ рисунка 3 показывает, что на станции Полесская начиная с 1981 года, прослеживаются 2 цикла с периодом 2,5 и 10 лет. По станции Гомель с 1970-х по 1980-е годы отмечается квазидвухлетний цикл. Таким образом, циклическая структура временных рядов про-

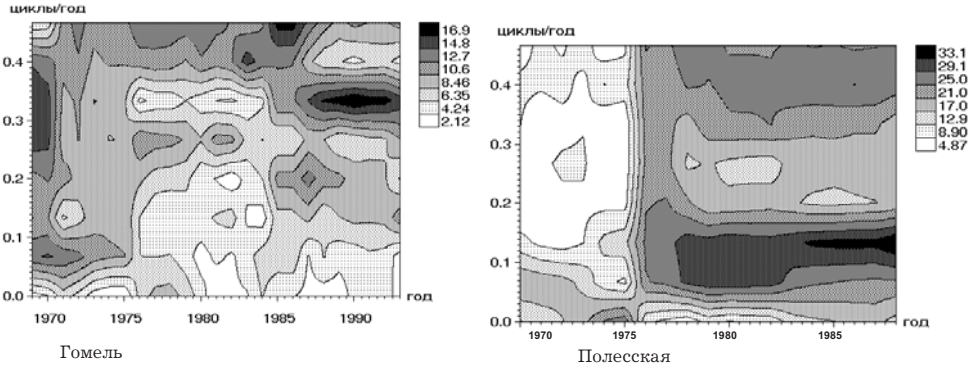


Рис. 3. СВАН-диаграммы временных рядов продуктивных влагозапасов за интервал осреднения май–август

дуктивной влаги меняется во времени и пространстве, что говорит о большой роли местных факторов в формировании изменчивости влагозапасов почвы. В дополнение к проведенному исследованию временных рядов продуктивных влагозапасов выполнен анализ распределения параметров хаотизации этих рядов. Результаты анализа представлены на рисунке 4 в виде спектральной линии.

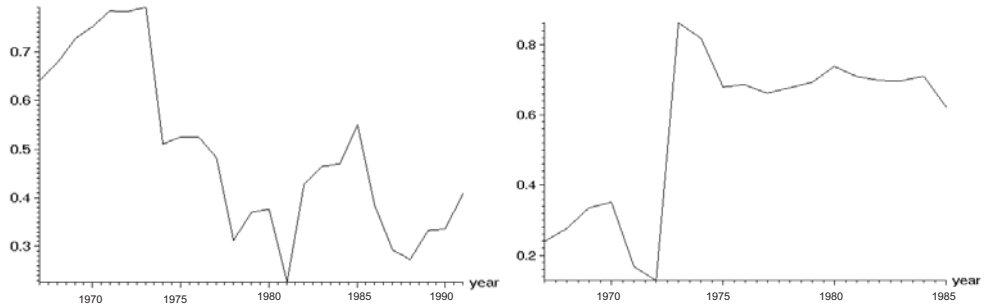


Рис. 4. Распределение параметров хаотизации временных рядов продуктивных влагозапасов минеральных почв за интервал осреднения май–август

Параметр хаотизации продуктивных влагозапасов метеостанции Гомель колеблется от 0 до 0,8, причем в последние годы он уменьшился до 0,5. На метеостанции Полесская с начала 70-х произошло резкое увеличение параметра хаотизации до 0,83, что свидетельствует о нестабильных колебаниях почвенных влагозапасов.

Временной ход колебаний продуктивных влагозапасов отслеживался с помощью хронологических графиков и разностных интегральных кривых. Анализ декадных величин продуктивных влагозапасов по метеостанциям Белорусского Полесья свидетельствует о наличии в многолетнем ходе этих значений статистически значимых на 95%-ном уровне линейных трендов. На (рис. 5) приведен хронологический ход и линейный тренд величин продуктивных влагозапасов за вегетационный период по некоторым метеостанциям Белорусского Полесья.

Количественная оценка изменения временных рядов продуктивных влагозапасов осуществлялась с помощью градиентов линейных трендов, градиента изменения месячных величин представленных в таблице, а для вегетационного периода построена карта (рис. 6).

Результаты исследования характера изменения продуктивных влагозапасов показали, что на большинстве пунктов преобладают тенденции к увеличению продуктивных влагозапасов в целом за вегетационный период. Аналогичная картина наблюдается и за внутриве-

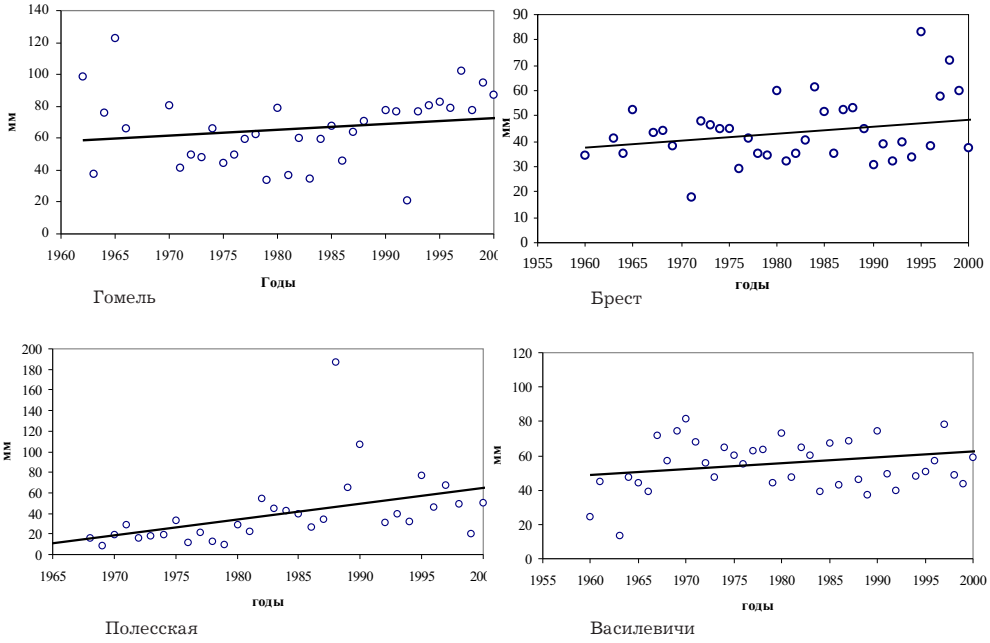


Рис. 5. Многолетние изменения продуктивных влагозапасов минеральных почв за вегетационный период

гетационные периоды. Тенденция к увеличению связана, вероятно, с уменьшением суммарного испарения, которое, в свою очередь, вызвано значительным уменьшением скорости ветра.

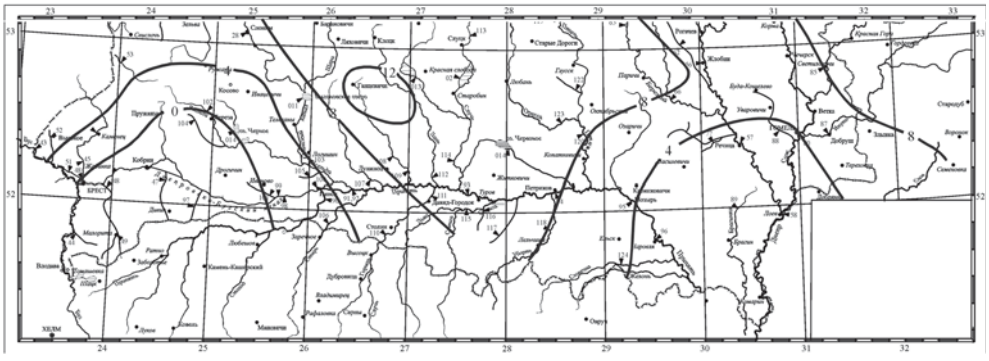


Рис. 6. Градиенты изменения величин продуктивных влагозапасов за период май–август 0–50 см слоя

Таб. 1. Градиенты (α, мм/10 лет) изменения продуктивных влагозапасов и коэффициенты корреляции линейных трендов (*r*) по метеостанциям Беларуси
Примечание. Выделены статистически значимые коэффициенты корреляции.

Станция		Жлобин		Пружаны		Высокое		Гомель		Полесская		Василевичи		Брест		Пинск		Лельчицы	
Месяц	Декада	a	*r*	a	*r*	a	*r*	a	*r*	a	*r*	a	*r*	a	*r*	a	*r*	a	*r*
апрель	1	15,56	0,58	-26,67	-0,03	7,52	0,32	1,21	0,43	17,92	0,54	-8,39	-0,39	4,92	0,29	3,5	0,21	9,05	0,37
	2	13,97	0,59	-0,56	-0,13	9,42	0,38	7,06	0,20	12,06	0,62	-6,57	-0,35	-1,29	-0,07	7,06	-0,02	6,88	0,33
	3	11,44	0,49	-2,06	0,20	11,75	0,52	4,81	0,18	15,75	0,63	-5,36	-0,30	-2,35	-0,14	-0,54	-0,05	6,5	0,33
май	1	12,78	0,61	23,81	-0,11	7,96	0,38	-3,26	-0,14	15,98	0,34	-4,96	-0,26	-1,18	-0,09	-1,01	-0,10	5,56	0,31
	2	11,76	0,55	-1,74	0,03	6,71	0,31	5,32	0,23	12,39	0,30	-2,1	-0,10	-1,5	-0,10	-1,92	-0,07	7,13	0,36
	3	8,95	0,40	0,47	0,10	7,11	0,28	1,74	0,06	11,33	0,28	2,1	0,12	-2,93	-0,17	-1,47	0,18	6,54	0,34
июнь	1	7,53	0,28	1,89	-0,09	6,71	0,27	-0,36	-0,01	14,34	0,43	-4,83	-0,28	0,64	0,04	4,14	0,14	6,8	0,37
	2	10,79	0,46	-1,79	-0,08	3,35	0,13	6,29	0,26	12,58	0,32	2,22	0,12	3,4	0,17	3,62	0,04	8,18	0,38
	3	11,56	0,49	-1,81	-0,04	12,2	0,44	8,59	0,35	17,47	0,46	6,89	0,34	5,79	0,31	1,36	0,18	9,25	0,51
июль	1	5,53	0,22	-0,91	0,01	5,62	0,21	-0,99	-0,04	14,05	0,37	5,63	0,25	9,36	0,44	5,92	0,18	9,12	0,48
	2	7,64	0,27	0,17	-0,04	6,36	0,23	-0,46	-0,01	17,4	0,46	5,61	0,27	8,03	0,39	5,61	0,17	13,37	0,53
	3	5,79	0,20	-1,05	0,09	8,62	0,28	-1,04	-0,05	2,05	0,54	3,65	0,20	5,45	0,23	6,41	0,13	15,79	0,66
август	1	7,13	0,26	2,54	-0,22	6,39	0,25	4,05	0,13	17,89	0,44	0,01	0,00	-0,28	-0,01	5,1	-0,03	12,14	0,49
	2	6,72	0,27	-5,33	-0,10	12,84	0,47	1,78	0,45	17,84	0,42	0,3	0,01	-0,25	-0,01	-1,02	-0,04	12,4	0,53
	3	2,26	0,09	-2,36	-0,06	11,96	0,42	1,36	0,45	12,72	0,35	4,24	0,28	0,81	0,03	-1,09	-0,08	2,73	0,15
сентябрь	1	3,23	0,14	-1,33	-0,06	11,98	0,40	10,64	0,33	18,17	0,43	6,68	0,30	5,39	0,21	-2	0,14	2,34	0,12
	2	3,44	0,15	-3,76	0,28	15,37	0,48	15,1	0,40	21,47	0,45	6,07	0,26	4,48	0,20	3,56	0,19	8,95	0,39
	3	6,08	0,29	6,4	0,00	11,27	0,40	7,21	0,22	19,73	0,41	0,54	0,02	0,75	0,04	6,2	0,28	7,72	0,45
октябрь	1	7,57	0,47	0,02	-0,14	9,03	0,30	7,83	0,27	16,84	0,57	3,97	0,22	-0,3	-0,01	9,39	-0,09	8,3	0,43
	2	9,21	0,63	-3,08	-0,22	4,35	0,18	13,76	0,45	17,69	0,46	3,83	0,26	-0,36	-0,02	-2,89	0,08	5,72	0,22
	3	4,49	0,22	-4,29	-0,26	4,86	0,23	10,66	0,47	17,68	0,54	-0,12	-0,01	1,5	0,09	2,4	0,01	7,53	0,36
Вегетационный период		7,88	0,46	-0,16	-0,01	8,16	0,48	3,71	0,20	15,32	0,45	3,47	0,25	2,87	0,25	1,43	0,06	8,21	0,53

Анализ таблицы 1 показывает, что положительные тренды наблюдаются на станциях: Жлобин, Высокое, Полесская, Лельчицы. Они наиболее ярко выделяются в третьей декаде июня, когда по большинству метеостанций имеет место положительный градиент изменения продуктивных влагозапасов 50 см слоя минеральных почв.

С целью выявления характера (причин) изменений продуктивных влагозапасов почв изучалась связь между градиентам изменения продуктивных влагозапасов и среднемноголетним значением продуктивных влагозапасов. Получена статистически значимая линейная связь (r =-0,55):

$$\alpha = -0{,}0069 \cdot \overline{W} + 0{,}7587 \qquad (5)$$

Обратная связь между величиной среднемноголетних продуктивных влагозапасов и изменениями этих влагозапасов в многолетнем разрезе, обусловлена гранулометрическим составом почв, т.е. чем тяжелее по механическому составу почвы, тем меньше изменились продуктивные влагозапасы. Выявленные тенденции изменения продуктивных влагозапасов на легких почвах связаны с уменьшением испарения и изменением скорости ветра.

Для выявления изменения пространственно-временной структуры продуктивных влагозапасов имеющиеся временные ряды наблюдений за влагозапасами 50 см слоя почвы разбиты на два периода: с начала наблюдений до 1980 г. и с 1981 г. до настоящего времени. При этом, выбраковывались метеостанции с продолжительностью наблюдений менее 15 лет хотя бы за один из периодов. После выбраковки определены относительные изменения почвенных влагозапасов как $k_1 = (W_{ср2} - W_{ср1})/W_{ср}$, где $W_{ср1}$ и $W_{ср2}$ – средние значения продуктивных влагозапасов; $W_{ср}$ – среднее значение влагозапасов за период наблюдений.

Статистически значимые различия в изменениях влажности почвы за вегетационный период с 1960 до 1980 гг. и после 1981 до 2001 гг. наблюдаются на следующих станциях: Барановичи, Бобруйск, Волковыск, Верхнедвинск, Гродно, Жлобин, Лельчицы, Минск, Марьина Горка, Полесская, где абсолютная разница в продуктивных влагозапасах составила более 15% (рис. 7).

Анализ изменения продуктивных влагозапасов показывает, что основные изменения происходили в центральной части Полесья, где

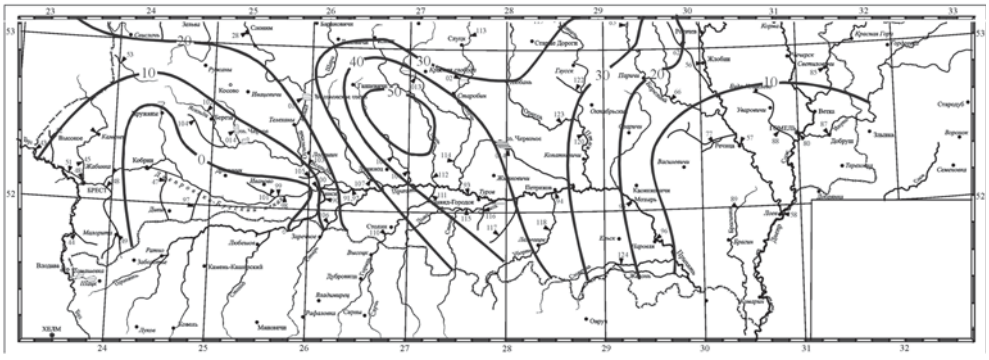


Рис. 7. Пространственная структура изменения продуктивных влагозапасов минеральных почв Белорусского Полесья для двух периодов времени (1960–1980, 1981–2001 гг.) слой 0–50 см

отмечался значительный рост влагозапасов почв. В центральном Полесье (Житковичи, Ганцевичи) наблюдалось переувлажнение почв.

Выполненный анализ продуктивных влагозапасов минеральных почв позволил установить пространственно-временные закономерности изменения влагозапасов почв Белорусского Полесья за последнеие 3-4 десятилетия и описать их с помощью различных статистических приемов и методов.

Полученные результаты могут быть использованы не только при разработке планов развития сельского хозяйства, составления водных и водохозяйственных балансов, но и при моделировании развития различных экосистем.

Литература

Кельчевская Л. С. (1983): *Влажность почв Европейской части СССР*, Л.: Гидрометеоиздат; 183.

Логинов В. Ф., Иконников В. Ф. (2003): *Спектрально-временной анализ уровенного режима озер и колебаний расходов воды крупных рек Беларуси. Природопользование*, сб. науч. тр. Под ред. И. И. Лиштвана, В. Ф. Логинова. Вып. 9. Ин-т проблем использования природ. Ресурсов и экологии НАН Беларуси. – Мн.: ОДО „Тонпик"; 25–33.

Zmiany dyspozycyjnych zasobów wodnych na obszarze Polesia Białoruskiego

Słowa kluczowe: właściwości gleb, uwilgotnienie, zasoby wodne, Polesie Białoruskie.

Streszczenie: Artykuł przedstawia analizę zasobów wodnych 50 cm warstwy gleby na obszarze Polesia Białoruskiego w wieloleciu 1960–2001. Wyniki zaprezentowano na mapach, na postawie których określono przestrzenną i czasową zmienność zasobów wodnych. Ilościową ocenę zmian serii czasowych przeprowadzono za pomocą gradientów trendów liniowych. Wyniki badań pozwoliły na określenie zależności zmian zasobów wodnych na obszarze Białorusi w ostatnich 3–4 dekadach oraz opisanie ich za pomocą metod statystycznych.

*Александр А. Волчек**, *Анастася А. Волчек*****
*Полесский аграрно-экологический институт НАН Беларуси, Брест
**Брестский государственный технический университет

Изменение гидрохимического режима малых рек Полесья на примере реки Мухавец

Changes of hydrochemical regime of the small rivers of the Polesie region exemplified on the Muhavetz river

Abstract: Paper presents results of researches of hydrochemical regime of small rivers and its changes for the period 1994–2005. Statistically significant changes of the Muhavetz river regime were caused by natural, mainly climatic, changes of hydrological cycle.

Key words: water quality, changes of hydrochemical regime, small river, Polesie region.

Введение

Под воздействием природных и антропогенных факторов происходят изменения гидрохимического режима рек и зачастую не в лучшую сторону. Этот процесс, по мере роста промышленного производства, городов и интенсификации сельского хозяйства, будет нарастать. Река Мухавец не является исключением, картина усугубляется тем, что она является основным притоком трансграничной реки Западный Буг и во многом определяет его гидрохимический режим. Поэтому ухудшение качества поверхностных вод может не только негативно влиять на речную экосистему, эффективность производства, но и стать причиной конфликтных ситуаций между государствами. Поэтому необходима современная оценка качества поверхностных вод и прогноз изменения гидрохимического режима рек.

Целью настоящей работы является анализ качества поверхностных вод р. Мухавец и определение трансформации гидрохимического режима.

Исходные данные и методика исследований

Река Мухавец, являясь наиболее крупным правобережным притоком р. Западный Буг, расположена на западе Брестской области в верховье Прибужской равнины и является типичной для Белорусского Полесья. Площадь водосбора составляет 6600 км^2. Среднегодовой расход р. Мухавец в устье составляет 34,9 м$^3 \cdot$ с$^{-1}$.

В исследовании использовались официальные данные Государственного водного кадастра Республики Беларусь за период с 1994 по 2005 г., а именно показатели: содержание в воде растворенного кислорода, никеля, нефтепродуктов, железа, меди, цинка, фосфатов, азота нитритного, азота аммонийного, синтетические поверхностно-активные вещества (СПАВ), индекс загрязнения, биохимическое потребление кислорода за 5 суток ($БПК_5$).

Основным стандартом качества речных вод в Беларуси является предельно допустимая концентрация химических веществ (ПДК), устанавливаемая для водных объектов различного назначения. Оценка качества воды при этом производится с использованием интегрального показателя – индекса загрязнения воды (ИЗВ), при помощи которого идентифицируются 7 различных степеней загрязнения поверхностных вод.

Величина критерия ИЗВ нормирована, и эта норма является экспертной оценкой; в зависимости от величины ИЗВ участки водных объектов подразделяются на классы (таб. 1). Данная система оценки качества воды является наиболее распространенной из-за ее относительной простоты, несмотря на очевидные недостатки.

Таб. 1. Классы качества вод в зависимости от значения индекса загрязнения вод

Оценка качества воды	Значение ИЗВ	Классы вод
Очень чистые	до 0,2	1
Чистые	0,2 – 1,0	2
Умеренно загрязненные	1,0 – 2,0	3
Загрязненные	2,0 – 4,0	4
Грязная	4,0 – 6,0	5
Очень грязная	6,0 – 10,0	6
Чрезвычайно грязная	>10,0	7

Для оценки трансформации гидрохимического режима рек использовались линейные тренды, статистическая значимость которых определялась коэффициентами корреляции. Оценка изменения временных рядов осуществлялась градиентом изменения (α), т.е. величиной, численно равной коэффициенту регрессии (a), умноженному на 10 лет

(α=a·10 лет). Значимость коэффициента корреляции оценивалась на 5%-ом уровне ($r_{кр}$=0,576).

Обсуждение результатов

Качество поверхностных вод р. Мухавец в современных условиях формируется под воздействием природных и антропогенных факторов. По данным института «Полесьегипроводхоз», поверхностные воды р. Мухавец по химическому составу относятся к гидрокарбонатному классу с преобладанием в солевом составе ионов кальция (Ca^{2+}). Вода характеризуется как мягкая, в отдельные сезоны – умеренно жесткая, средней минерализации. Средние значения основных биогенных элементов для различных сезонов помещены в таб. 2.

Таб. 2. Содержание основных биогенных элементов в р. Мухавец, мг·дм$^{-3}$

Элементы	Сезоны									Год		
	весна			лето-осень			зима					
	макс.	мин.	средн.	макс.	мин.	сред.	макс.	мин.	средн.	макс.	мин.	средн.
NO_3^-	1,50	0,00	0,46	2,80	0,00	0,38	1,00	0,00	0,37	2,80	0,00	0,40
NH_4^+	0,42	0,15	0,26	0,42	0,04	0,21	0,39	0,05	0,23	0,42	0,04	
PO_4^{3-}	0,23	0,05	0,14	1,43	0,05	0,43	1,40	0,05	0,35	1,43	0,5	
Na^++K^+	17,5	1,6	5,0	30,0	1,6	5,8	7,5	1,0	4,0	30,0	1,0	4,9

Характеристика состояния поверхностных вод по гидробиологическим показателям за 2005 г. приведена в таб. 3 (*Государственный*... 2006).

По степени загрязненности поверхностных вод и донных отложений в 2005 г. Мухавец соответствует II–III (чистые, умеренно-загрязненные классу качества (*Государственный*... 2006). По данным Брестского областного комитета природных ресурсов и охраны окружающей среды, поверхностные воды р. Мухавец загрязнены в основном легко окисляемыми органическими веществами, соединениями азота и фосфора, тяжелыми металлами и нефтепродуктами, а также соединениями меди, цинка, содержание которых составляет соответственно 0,002–0,009 мг/дм^3 и 0,01–0,023 мг/дм^3.

Антропогенная нагрузка со стороны водопотребителей определяется в целом двумя разнонаправленными процессами. Первый – снижение объема производства и, следовательно, образующегося количества загрязняющих веществ. Второй – снижение эффективности действия водоохранных мероприятий, в частности очистки сточных вод. Сопо-

Таб. 3. Значения величин индекса сапробности, биотического индекса и класса чистоты на стационарных створах р. Мухавец в 2005 г.

Населенный пункт, створ		Индекс сапробности по Пантле и Букку		Биотипический индекс	Класс чистоты
		фитопланктон	зоопланктон	зообентос	
г. Кобрин	1,8 км выше	2,19	1,53	6 – 8	II – III
г. Кобрин	1,7 км ниже	1,89	1,66	4 – 7	III
г. Брест	0,8 км выше	1,68	1,52	3 – 9	III
г. Брест	в черте города	1,80	1,58	3 – 7	III

ставление концентраций загрязняющих веществ в природных и сточных водах указывает на то, что качество сточных вод гораздо хуже качества природных вод, т. е. сосредоточенные источники загрязнения продолжают оставаться существенным элементом ухудшения качества водной среды. Включение в состав природных вод не свойственных им веществ, соединений и элементов различного техногенного происхождения сопровождается процессом загрязнения воды, который обусловлен, как правило, сбросом сточных вод в речную сеть. Основные объемы сточных вод образуются в сфере жилищно-коммунального хозяйства, меньше в промышленности и сельском хозяйстве. Современные системы и схемы канализации городских поселений предусматривают, как правило, совместную очистку коммунальных и производственных сточных вод на единых очистных сооружениях. В 2005 г. в бассейне Мухавца мощность городских очистных сооружений составляла 10 млн м^3. Несмотря на то, что через них прошло только 7 млн м^3, качество очистки не всегда достигает нужного эффекта (*Государственный*… 2006). Это связано с тем, что на очистные сооружения многих предприятий поступают сточные воды, в которых концентрация загрязняющих веществ значительно выше нормативов. Кроме того, в отдельные периоды года имеются случаи перегрузки очистных сооружений по объему принимаемых сточных вод. Поскольку имеющиеся очистные сооружения не способны эффективно выполнять свои функции, и как следствие этого часть сточных вод сбрасывается не нормативно чистыми, а некоторая их часть и вовсе неочищенными. Проведенный анализ сброса загрязняющих веществ в составе сточных вод за многолетний период (1994–2005 гг.) показал, что ежегодное снижение объемов водоотведения не всегда влечет за собой снижение количества содержащихся в них химических веществ, поступающих в водотоки и водоемы (*Государственный*… 2006).

Сточные воды предприятий содержат широкий спектр загрязняющих веществ: машиностроительные предприятия – неорганические

примеси с токсическим воздействием (соли, основания, тяжелые металлы), пищевые – органические вещества (спирты, жиры, органические загрязнения и другие). Наряду с внедрением прогрессивных технологий, направленных на снижение или прекращение сброса сточных вод, крайне важны мероприятия по интенсификации очистки и доочистке сточных вод, в первую очередь от железа, азота аммонийного, цинка, хрома, нефтепродуктов, меди.

С 2000 г. в перечень загрязняющих веществ, определяющих ИЗВ, включен только цинк. Следует иметь в виду, что высокое содержание в воде рек железа и марганца обусловлено, главным образом, природными процессами и не вызывает опасений функционирования речных экосистем (рис. 1).

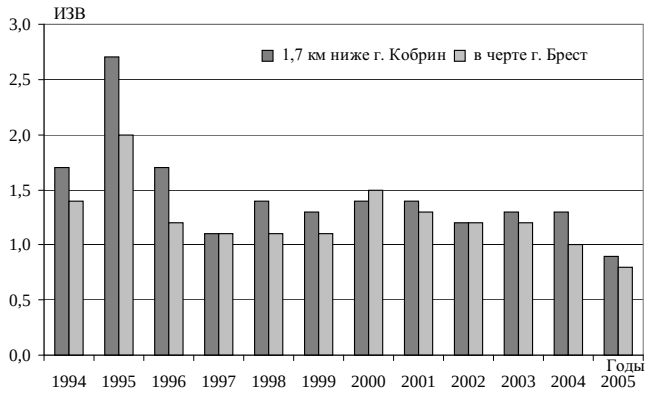


Рис. 1. Изменение индекса загрязненности речной воды в р. Мухавец

Источником загрязнения воды рек является поверхностный сток с городских территорий (Кобрин, Жабинка, Брест), возникающий в период дождей, в процессе таяния снега и полива улиц, – в результате смыва с благоустроенных городских и производственных территорий. Загрязненность этих стоков сопоставима с хозяйственно-бытовыми сточными водами.

Появление проблем в области загрязнения природных вод среды связано также с полигонами-накопителями. При разложении отходов и промывании их атмосферными осадками образуются фильтратные воды. Распространение загрязняющих веществ за пределы полигонов происходит за счет поверхностного стока, инфильтрации в грунтовые воды, ветровой эрозии, в результате химических и биологических процессов метаболизма. Несоответствие обустройства и эксплуатации

полигонов нормативным требованиям усугубляет их экологическую опасность.

Нефтепродукты в воде р. Мухавец в конце 80-х годов были наиболее распространенными веществами, загрязняющими поверхностные воды. Концентрация нефтепродуктов в этот период в р. Мухавец изменялась от 11 до 76 ПДК. В среднем за последние десять лет концентрация нефтепродуктов снизилась в 10 раз (таб. 4).

Таб. 4. Среднегодовые концентрации нефтепродуктов в р. Мухавец, мг/дм^3

Створ	1985	1990	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005
Кобрин	0,79	0,12	0,22	0,16	0,49	0,22	0,13	0,06	0,06	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03
Брест	0,89	0,20	0,32	0,10	0,35	0,17	0,13	0,06	0,06	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03

Мощным источником загрязнения вод является сток с сельскохозяйственных угодий. Применение средств химизации и бесподстилочного навоза также оказывает влияние на состояние почвенного покрова и водных ресурсов.

Осушительные мелиорации в сочетании с интенсивным использованием сельскохозяйственных земель, внесением значительных доз удобрений ускорили процесс метаморфизации химического состава природных вод. В грунтовых водах появляются заметные концентрации нитратов, возрастает содержание ионов Cl, N_3^+ и K^+. С грунтовым и дренажным стоком эти компоненты попадают в мелиоративные каналы, реки и пруды, загрязняя их и ускоряя процессы их эвтрофикации. Преобразование гидрографической сети оказало существенное влияние на гидрологический режим водных объектов и прилегающих территорий. Негативные явления проявились также в повышении минерализации вод (в 1,5–2,0 раза), в увеличении в поверхностных водах содержания азота и фосфора. Изменения гидродинамических условий привело к перестройке геохимических процессов (изменяется газовый состав вод, миграции химических элементов). Процесс осушения сопровождается ростом минерализации (SO^{2-}_4, Ca^{2+}, Mg^{2+}, реже HCO_3^-). Сульфаты – характерный компонент грунтовых вод осушенных земель. Накопление в водах ионов Ca^{2+}, Mg^{2+} определяется процессами разрушения осушенного торфа. При осушении болотных массивов резкое снижение уровней грунтовых вод вызвало значительный рост концентрации железа. В 2000 г. наблюдалась высокая концентрация в воде бассейна Мухавца железа общего.

Максимум содержания азота аммонийного наблюдался в 2003 г., однако в настоящее время величина концентраций ниже ПДК (таб. 5). Загрязнение речных вод нитритным азотом по сравнению с аммоний-

ным значительно ниже. За последнее десятилетие произошло некоторое снижение концентраций нитритного азота, однако, несмотря на это, по-прежнему выше допустимого значения наблюдаются на р. Мухавец (таб. 5). Концентрация аммонийного азота в поверхностных водах довольно часто превышает ПДК. В р. Мухавец на участке от Кобрина до Бреста содержание азота аммонийного составляет 1,4–2,3 ПДК.

Таб. 5. Среднегодовые концентрации азота аммонийного и азота нитритного в воде р. Мухавец, мг/дм^3

Створ	1985	1990	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005
Азот аммонийный															
Кобрин	0,09	0,25	0,43	0,45	0,17	0,18	0,36	0,86	0,86	0,85	0,81	0,61	1,21	0,84	0,33
Брест	0,14	0,31	0,41	0,37	0,19	0,23	0,23	0,75	0,75	0,67	0,58	0,64	1,05	0,58	0,38
Азот нитритный															
Кобрин	0,013	0,011	0,024	0,031	0,026	0,180	0,36	0,021	0,021	0,012	0,019	0,031	0,021	0,021	0,018
Брест	0,013	0,033	0,037	0,050	0,014	0,230	0,23	0,02	0,020	0,036	0,031	0,034	0,024	0,018	0,018

Наличие в поверхностных водах взвешенных веществ свидетельствует о её загрязнённости нерастворимыми примесями в основном минерального происхождения. На рис. 2 представлена динамика изменения содержания взвешенных веществ в р. Мухавец за 1994–2005 гг.

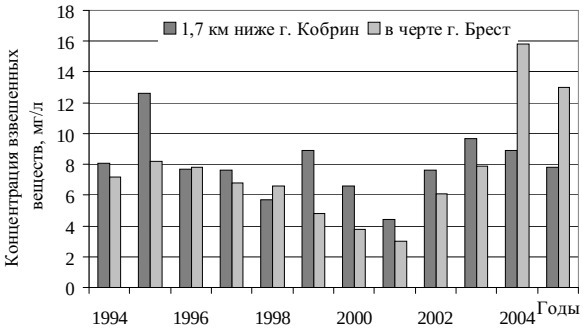


Рис. 2. Динамика изменения содержания взвешенных веществ в р. Мухавец

Присутствие в поверхностных водах легкоокисляемых органических веществ идентифицируется величиной БПК$_5$, фоновое значение которой составляет 1,2–2,0 мг/дм^3. На рис. 3 представлена динамика изменения содержания органических веществ по БПК$_5$ в р. Мухавец. Наблюдается стабильно неудовлетворительное состояние поверхностных вод по этому показателю. Главная причина – неэффективно работающие сооружения биологической очистки на городских станциях

аэрации. Попадая в водоём, органические вещества потребляют для своего окисления большое количество кислорода, в результате чего резко ухудшаются условия развития флоры и фауны.

Распространение лесных массивов, часто заболоченных, оказывает существенное влияние на формирование химического состава поверхностных вод. Наличие лесов сказывается на общей минерализации воды и других гидрохимических характеристиках. В залесенных водосборах поверхностно-склоновые воды в период половодья и высоких летних паводков стекают по поверхности хорошо промытой лесной почвы и их минерализация остается близкой к минерализации снеговых вод. В то же время они выщелачивают из лесной подстилки и верхнего горизонта почвы продукты разложения растительных и животных остатков и обогащаются органическими веществами гумусового происхождения, в частности органическими кислотами. Это проявляется в увеличении цветности воды, снижении величины pH и ослаблении степени выраженности гидрокарбонатного характера воды, которое связано с относительным увеличением содержания ионов SO_4^{2+}. В меженный период влияние облесенности заметно ослабевает.

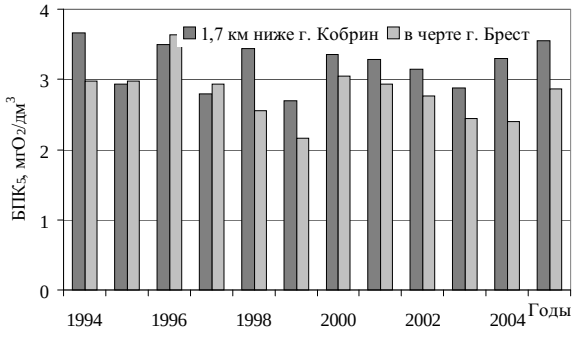


Рис. 3. Динамика изменения содержания органических веществ в р. Мухавец

Периодически действующим источником загрязнения вод биогенными веществами являются и атмосферные осадки, которые в значительной степени загрязнены. Основными источниками трансграничного загрязнения воздушного бассейна являются сернистые соединения (Кадацкая и др. 2005).

Тенденция изменения среднегодовых концентраций основных загрязняющих веществ в воде р. Мухавец с помощью линейных трендов представлена на рис. 4.

Как показывает анализ табл. 6, значительные уменьшения произошли по никелю, цинку, нефтепродуктам, ИЗВ. Наметились тенденции

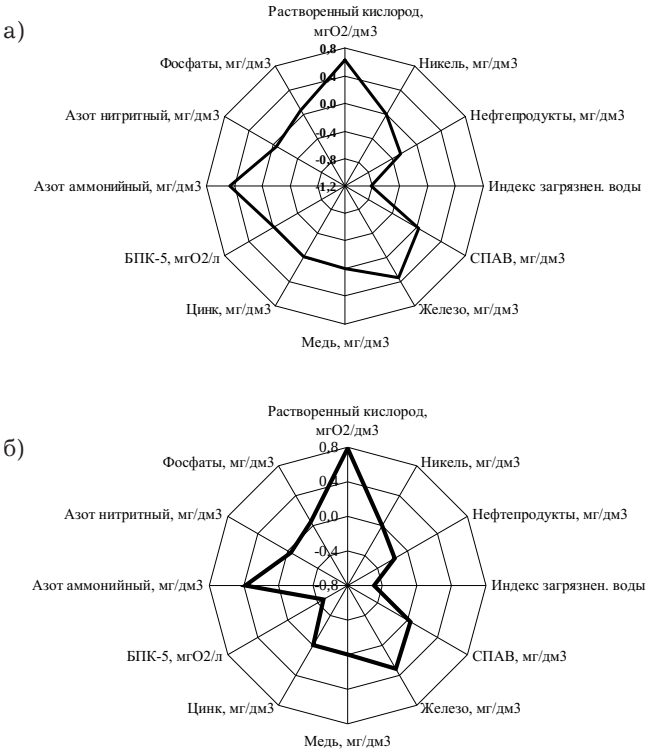


Рис. 4. Градиенты изменения среднегодовых концентраций приоритетных веществ в воде р. Мухавец: а) 1,7 км ниже г. Кобрин; б) в черте г. Брест

к уменьшению по $БПК_5$, азоту нитритному. В тоже время увеличилось содержание СПАВ, фосфатов, имеет место некоторое увеличение по железу, азоту аммонийному, растворенного кислорода.

Заключение

Анализируя в целом изменения качества воды в р. Мухавец в результате хозяйственной деятельности, можно сделать следующие выводы: а) наметилась тенденция уменьшения количества сбрасываемых сточных вод в р. Мухавец; б) в водах этой реки увеличились концентрации загрязнений по таким показателям, как $БПК_5$, азот аммонийный, фосфаты, взвешенные вещества; в) основной причиной дестабилизации между антропогенной нагрузкой на р. Мухавец и его самоочищающей способностью являются недостаточно очищенные сточные

Таб. 6. Градиенты изменения среднегодовых концентраций основных загрязняющих веществ в воде р. Мухавец

Створ	Растворенный кислород, мгO$_2$/дм^3	Никель, мг/дм^3	Нефтепродукты, мг/дм^3	Индекс загрязнения воды	СПАВ, мг/дм^3	Железо, мг/дм^3	Медь, мг/дм^3	Цинк, мг/дм^3	БПК$_5$, мгO$_2$/л	Азот аммонийный, мг/дм^3	Азот нитритный, мг/дм^3	Фосфаты, мг/дм^3
Кобрин	0,62 0,41	0,00 0,80	-0,27 -0,70	0,82 -0,66	0,028 0,68	0,329 0,44	0,002 0,43	-0,015 -0,79	-0,01 -0,01	0,457 0,51	-0,064 -0,24	0,066 0,68
Брест	0,79 0,41	-0,001 -0,36	-0,17 -0,66	0,49 -0,59	0,040 0,71	0,312 0,46	-0,002 -0,39	-0,006 -0,37	-0,48 -0,45	0,385 0,55	-0,041 -0,24	0,049 0,74

Примечание. В числителе приведены градиенты а мг/дм^3/10лет, в знаменателе – коэффициенты корреляции. Выделены статистически значимые параметры.

воды, поступающие в реки: хозяйственно-бытовые, производственные, дождевые; г) интенсификация работы коммунальных очистных сооружений, строительство локальных очистных сооружений на предприятиях АПК, очистка дождевого стока – главные приоритетные направления в решении проблемы стабилизации качества воды всех водоёмов, в т. ч. р. Мухавец.

Процесс загрязнения водных объектов приостановился, и наметились позитивные тенденции в экологическом состоянии бассейна р. Мухавец. В середине 90-х гг. по комплексной оценке качества поверхностных вод река Мухавец относилась к категории умеренно загрязненных рек, в 2002 г. она переведена в класс относительно чистых рек. В настоящее время состояние водной экосистемы р. Мухавец несколько улучшилось и соответствует категории чистые – умеренно загрязненные (*Государственный…* 2006).

Литература

Государственный водный кадастр. Водные ресурсы, их использование и качество вод (за 2005 год), Минск 2006.

К а д а ц к а я О. В. и др. (2005): *Ландшафтные воды в условиях техногенеза*, Бел. наука Минск.

Zmiany reżimu hydrochemicznego małych rzek Polesia na przykładzie Muchawca

Słowa kluczowe: jakość wody, zmiany reżimu hydrochemicznego, małe rzeki, Polesie.

Streszczenie: W pracy przedstawiono wyniki badań jakości wód Muchawca oraz analizowano zmiany reżimu hydrochemicznego w latach 1994–2005. Stwierdzono okresowe wahania jakości wód oraz znaczne zmiany w dynamice reżimu hydrochemicznego rzeki Muchawiec, spowodowane głównie zmianami przyrodniczo-klimatycznymi cyklu hydrologicznego.