Problemy badań wody w XX i XXI wieku



Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego

Problemy badań wody w XX i XXI wieku

The problems of water research in the twentieth and twenty-first century

The problems of water research in the twentieth and twenty-first century

Problemy badań wody w XX i XXI wieku

pod redakcją

Romana Cieślińskiego i Katarzyny Jereczek-Korzeniewskiej

Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego
Gdańsk 2014

Recenzenci
prof. dr hab. Andrzej Jankowski
dr hab. Jerzy Jańczak, prof. UG

Redaktor Wydawnictwa
Dorota Zgaińska

Opracowanie okładki i stron tytułowych oraz skład i łamanie
Maksymilian Biniakiewicz

Fotografia na s. 1 okładki
Joanna Fac-Beneda – Przekop Wisły

Mapa na s. 4 okładki
Topographische Karte 1:25000 (Messtischblatt), 1910, Weichselmunde 1678, Königlisch-Preussische Landesaufnahme, Danzig (www.mapy.eksploracja.pl)

Publikacja sfinansowana przez Wojewódzki Fundusz Ochrony Środowiska
i Gospodarki Wodnej w Gdańsku,
Dziekana Wydziału Oceanografii i Geografii Uniwersytetu Gdańskiego
oraz z działalności statutowej Katedry Hydrologii Uniwersytetu Gdańskiego

© Copyright by Uniwersytet Gdański
Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego

ISBN 978-83-7865-205-2

Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego
ul. Armii Krajowej 119/121, 81-824 Sopot
tel./fax 58 523 11 37, tel. 725 991 206
e-mail: wydawnictwo@ug.edu.pl
www.wyd.ug.edu.pl

Księgarnia internetowa: www.kiw.ug.edu.pl

Pamięci naszych Mistrzów i Przyjaciół,
Profesorów Jana Drwala i Roberta Bogdanowicza

Spis treści/Table of contents

Przedmowa 11

Mistrz i Jego Uczeń 13
Joanna Fac-Beneda

Nasza wspólna droga – wspomnienie 16
Małgorzata Gutry-Korycka

Sylwetka naukowa prof. zw. dr. hab. Jana Drwala (1943–2012) 19
Roman Cieśliński

Dorobek naukowy prof. zw. dr. hab. Jana Drwala 22
Zuzanna Krajewska

Sylwetka naukowa prof. UG dr. hab. Roberta Bogdanowicza (1963–2011) 42
Roman Cieśliński

Dorobek naukowy prof. UG dr. hab. Roberta Bogdanowicza 45
Zuzanna Krajewska

Maksymalne opady dobowe w Stróży w latach 1976–2006 56
Maximum daily precipitation in the village of Stróża, southern Poland, 1976–2006
Marta Cebulska, Robert Twardosz

Przykłady zaniku jezior w Polsce i ich przyczyny 66
Examples of lake disappearance in Poland and their causes
Adam Choiński

Jakość wód rzeki miejskiej na przykładzie Potoku Oruńskiego 82
The water quality of the urban river on the example of Potok Oruński
Karolina Cieślińska, Roman Cieśliński

Klasyfikacja jezior polskiej strefy brzegowej południowego Bałtyku, określająca stopień ich izolacji względem Morza Bałtyckiego 95
Classification of lakes in the Polish coastal zone of the southern Baltic determining the degree of isolation of the Baltic Sea
Roman Cieśliński

Powodzie w Gdańsku w czasach historycznych 109
Floods in Gdańsk in historic times
Roman Cieśliński, Jakub Bastian

Zmiany warunków morfometrycznych jezior Ptasi Raj i Karaś 123
Changes in the morphometric Lake Ptasi Raj and Karaś
Roman Cieśliński, Jerzy Błaszkowski, Łukasz Pietruszyński, Alicja Olszewska

Charakterystyka zmienności jakości wód na przykładzie rzek Parku Krajobrazowego Wzniesień Łódzkich w latach 2001–2011 135
Characteristic of the changeability quality water on the example of the rivers representing Łódź Heights Landscape Park within 2001–2011
Radosław Dałkowski, Dominik Szczukocki, Marek Walisch, Barbara Krawczyk, Marek Zieliński

Zastosowanie modelu WetSpass zintegrowanego z GIS w estymacji obszarowej składowych bilansu wodnego zlewni 144
GIS-integrated WetSpass model application in estimation of the spatial water balance components
Renata Graf

Metodyka kartowania hydrograficznego inspiracją tematyki badań hydrologicznych 160
Hydrographical mapping inspiration of themathic hydrological research
Małgorzata Gutry-Korycka

Monitoring limnologiczny jeziora Jamno z wykorzystaniem systemu rejestrująco-transmitującego 168
Limnological monitoring of Lake Jamno based on register-transmit system
Tomasz Heese, Katarzyna Pikuła, Anna Wojcieszonek, Michał Arciszewski, Jonatan Wawrzonkowski

Rola strefy hyporeicznej w kształtowaniu jakości wody rzek i jezior 177
The role of hyporheic zone in forming of water quality in rivers and lakes
Elżbieta Jekatierynczuk-Rudczyk

XIX-wieczne powodzie w Poznaniu i na Nizinie Wielkopolskiej 194
Floods of Poznań and Great Poland Lowland in 19 century
Alfred Kaniecki

Ocena regulacji odpływu rzek Białorusi za pomocą sztucznych zbiorników 212
Rating regulation the outflow of rivers of Belarus by artificial reservoirs
Ivan Kirvel, Aleksander Volchak, Michail Kukszynov

Zmiany temperatury powierzchni Morza Norweskiego a przebieg wybranych elementów hydroklimatycznych basenu Morza Bałtyckiego (1900–2009, 1950–2009) 220
The changes in sea surface temperature of the Norwegian Sea and the course of selected hydroclimatic elements in Baltic region (1900–2009, 1950–2009)
Grzegorz Kruszewski

Właściwości fizyczno-chemiczne wód w zlewniach zagłębień bezodpływowych ewapotransiracyjnych (dorzecze Parsęty) 232
Physico-chemical properties of water in the catchments of closed evapotranspiration basins (the Parsęta basin)
Maciej Major

Charakterystyka zmienności opadów atmosferycznych w delcie Wisły w latach 1961–2011 w świetle norm opadowych ... 246
Characteristic of precipitation variability on the Vistula River Delta in the light of precipitation norm, 1961–2011
Mirosława Malinowska

Ekstremalnie wysokie poziomy morza w Gdańsku Porcie Północnym (1886–2007) ... 263
Sea level extremes in Gdańsk Port Północny (1886–2007)
Katarzyna J. Marosz

Zlewnia górnej Raduni jako przykład terytorialnego i liniowego systemu hydrograficznego ... 272
The upper Radunia catchment as an example of a territorial and linear hydrographic system
Kamil Nowiński

Zanieczyszczenie zlewni rzeki Kłodnicy związkami z grupy kationowych surfaktantów jako przejaw antropopresji terenów przemysłowych ... 286
Determining the degree of contamination of Kłodnica River catchment caused by compounds from the group of cationic surfactants as a manifestation of anthropogenic activities
Ewa Olkowska, Marek Ruman, Żaneta Polkowska

Zmienność warunków termiczno-wilgotnościowych na Wybrzeżu (1951–2012) ... 297
The variability of thermal and humidity conditions on the Polish coast of the Baltic Sea (1951–2012)
Małgorzata Owczarek

Obieg wody w górach wysokich oraz na obszarze młodoglacjalnym – krótkie studium porównawcze ... 308
Water circulation in high mountains and young lake postglacial areas – a short comparative studies.
Joanna Pociask-Karteczka

Scenariusze zmian odpływu na przykładzie wybranej zlewni młodoglacjalnej w XXI wieku ... 330
Scenarios of outflow variablility on the example of young-glacial catchment in the XXI century
Paweł Przygrodzki, Michał Pilarski

Ocena przestrzennego zróżnicowania opadu w zlewni nizinnej na podstawie map radarowych ... 343
Estimation of spatial variability of precipitation in lowland catchment based on the radar maps
Urszula Somorowska

Podstawy metodologii badań jakości wody w akwenie na podstawie parametrów zwilżalności zanurzonych w toni naturalnych i sztucznych ciał stałych – formalizm interdyscyplinarny ... 354

Base of the research methodology leads to quality assessment of fresh water based on the parameters of wettability immersed in natural and artificial solids – an interdisciplinary formalism
Aneta Szczepańska, Stanisław Pogorzelski

Monitoring hydrochemiczny zbiorników zaporowych województwa łódzkiego 362
Hydrochemical monitoring of Łódź region artificial lakes
Dominik Szczukocki, Barbara Krawczyk, Radosław Dałkowski, Renata Juszczak, Ewa Miękoś, Marek Zieliński

Osady korytowe cieków zlewiska Zalewu Puckiego w świetle analiz teksturalnych 374
The interpretation of grain size analysis of rivers bed sediments from streams flowing into the Puck Lagoon
Ewa Szymczak

Źródła w Wielkopolskim Parku Narodowym – inwentaryzacja i charakterystyka chemiczna 387
Groundwater outflows in the Wielkopolski National Park – registration and chemical composition
Barbara Walna

Fotografie Profesorów Jana Drwala i Roberta Bogdanowicza 399

Przedmowa

Woda na kuli ziemskiej występuje powszechnie, będąc jednocześnie jej największym skarbem. Występuje głównie w oceanach, które pokrywają około 71% powierzchni globu, ale także w rzekach, jeziorach, obszarach podmokłych i w postaci stałej w lodowcach. Część wody znajduje się w atmosferze oraz pod powierzchnią ziemi. Woda jest bardzo dobrym rozpuszczalnikiem, co przejawia się dużą zawartością rozpuszczonych soli, związków chemicznych i gazów. Jest także powszechnym rozpuszczalnikiem związków ustrojowych i niezbędnym uzupełnieniem pokarmu wszystkich znanych organizmów. Jako substancja użytkowa woda ma wiele zastosowań. Może być wykorzystywana w gospodarstwach domowych jako woda pitna i do celów sanitarno-bytowych, w rolnictwie do nawadniania pól, w przemyśle jako substancja będąca przekaźnikiem ciepła, magazynująca ciepło lub je odbierająca (substancja chłodząca), a także jako reagent, rozpuszczalnik itp. Współcześnie dodatkowo woda jest obiektem zainteresowania turystycznego i rekreacyjnego. Tak duże wykorzystanie przez człowieka wody niesie za sobą problem jej zanieczyszczenia i „przekształcenia" w przestrzeni geograficznej. W efekcie istnieje wiele problemów naukowych i aspektów jej badań.

Problematyka badania wody jest często podejmowana przez geografów (głównie hydrologów), hydrochemików, hydrobiologów, meliorantów, inżynierów oraz klimatologów. Geograficzne aspekty badań hydrologicznych związane są bowiem z licznymi tematami, chociażby z problematyką małych zlewni rzecznych, retencji, wypływów wód podziemnych, naturalnych i sztucznych zbiorników, zjawisk ekstremalnych, ilościowych i jakościowych badań zasobów wodnych, opadów atmosferycznych, obiegu wody w zróżnicowanych hydrologicznie obszarach naturalnych i zurbanizowanych, zanieczyszczeń i eutrofizacji obiektów hydrograficznych, zjawisk i procesów oraz ich efektów w strefie kontaktu morze – ląd, jak również dotyczącymi samych akwenów morskich, czy modelowania hydrologicznego.

Autorami prac w niniejszej monografii są naukowcy z licznych uczelni wyższych oraz instytutów naukowych, a także praktycy zajmujący się na co dzień badaniem wody, m.in. z Uniwersytetu w Białymstoku, Uniwersytetu Warszawskiego, Uniwersytetu im. A. Mickiewicza w Poznaniu, Uniwersytetu Jagiellońskiego, Uniwersytetu Śląskiego, Uniwersytetu Łódzkiego, Uniwersytetu Gdań-

skiego, Politechniki Krakowskiej, Politechniki Koszalińskiej, Politechniki Gdańskiej, Akademii Pomorskiej w Słupsku, Polskiej Akademii Nauk w Toruniu, Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej we Wrocławiu oraz Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej w Warszawie, a także z Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej w Toruniu i Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej w Gdańsku.

Przedkładana publikacja dedykowana jest dwóm zmarłym pracownikom Katedry Hydrologii Uniwersytetu Gdańskiego, prof. zw. dr. hab. Janowi Drwalowi i prof. UG dr. hab. Robertowi Bogdanowiczowi, dlatego też na wstępie przedstawiono krótkie biogramy oraz spisy publikowanych prac obu Profesorów.

Niniejsza książka to kolejna pozycja przygotowana przez Katedrę Hydrologii UG, po wcześniej wydanych siedmiu pracach, a mianowicie: 1 – *Wody delty Wisły – część wschodnia*, red. J. Drwal, 2002; 2 – *Hydrologiczne uwarunkowania transportu wybranych związków azotu i fosforu Odrą i Wisłą oraz rzekami Przymorza do Bałtyku*, autor R. Bogdanowicz, 2004; 3 – *Wody słonawych podmokłości delty Redy i Zagórskiej Strugi*, red. J. Fac-Beneda i R. Cieśliński, 2007; 4 – *Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych*, red. R. Bogdanowicz i J. Fac-Beneda, 2009; 5 – *Rola jezior przybrzeżnych polskiego wybrzeża Bałtyku południowego w transformacji jakości wód do nich dopływających na przykładzie jezior Łebsko i Gardno*, autor R. Cieśliński, 2011; 6 – *Geograficzne uwarunkowania zmienności hydrochemicznej jezior wybrzeża południowego Bałtyku*, autor R. Cieśliński, 2011; 7 – *Młodoglacjalny system hydrograficzny*, autorka J. Fac-Beneda, 2011.

Prezentowane tutaj artykuły, mimo że są zbiorem opracowań hydrologicznych i meteorologicznych dotyczących całego obszaru Polski, dobrze wpisują się w główny nurt dotychczasowej problematyki badawczej. Ze względu na różne obszary zainteresowań poszczególnych autorów, dotyczą wielu regionów i jednostek hydrograficznych Polski, rozpatrywanych w różnej skali, od całego obszaru Polski, poprzez duże jednostki hydrograficzne, po niewielkie zlewnie.

Redaktorzy

Mistrz i Jego Uczeń

Joanna Fac-Beneda

Uniwersytet Gdański, Katedra Hydrologii, ul. Bażyńskiego 4, 80-952 Gdańsk
geojfb@univ.gda.pl

Zostałam poproszona o przedstawienie sylwetek naszych drogich Profesorów od strony mniej formalnej. Bardzo długo zastanawiałam się, jak tego dokonać, w jakie słowa ubrać moje przemyślenia i uczucia. Pomocną okazała się lektura książki Khaila Gibrana pt. *Prorok*, w tłumaczeniu Ernesta Brylla[1]. Niech wybrane fragmenty tekstu z tej książki posłużą za kanwę mojego wystąpienia. W moim przekonaniu doskonale opisują one sylwetki Profesorów.

Mistrz

> Rzekł wtedy nauczyciel:
> – Powiedz nam o nauczaniu.
> A on powiedział tak:
> – Żaden z ludzi nie odkryje przed wami więcej ponad to, co drzemie już u świtania zmysłów waszych. A otoczony wyznawcami nauczyciel, gdy idąc rozprawia wśród cienia kolumn świątynnych – nie wiedzę rozdaje, lecz wiarę i miłość.
> Jeśli jest nauczycielem mądrym, nie przymusza, abyś odwiedzał dom jego mądrości.
> On prowadzi cię do progu myślenia twojego.

Mam żywo w pamięci liczne dyskusje z profesorem Janem Drwalem, które nie zawsze kończyły się porozumieniem na poziomie merytorycznym, których wynik jednak dawał asumpt do przemyśleń. Bowiem Profesor był prawdziwym Mistrzem.

Owe dyskusje odbywały się często mimochodem, w czasie tzw. drugiego śniadania, czy – jak się mawiało – „herbatki u Jurka" (mowa tu o Jerzym Błaszkowskim, wieloletnim pracowniku Katedry Hydrologii i przyjacielu profesora Drwala). Profesor nigdy nie jadał na uczelni sam, zawsze w towarzystwie. Wte-

[1] K. Gibran, 2006, *Prorok. Listy miłosne Proroka*, Drzewo Babel, Warszawa.

dy to również snuł opowieści i dykteryjki, którymi uwielbiał się dzielić, a które teraz żyją już własnym życiem, przekazywane z pokolenia na pokolenie.

Profesor nie bał się wyzwań i w dobie komputerów zupełnie nieźle radził sobie z tzw. programami gisowymi, chociaż mit krążący wśród studentów mówił o jego nieznajomości odbierania poczty elektronicznej. Pozwolę sobie zacytować – „Hydrolodzy nie znają się na komputerach, a szef to nawet emaili nie umie odbierać".

Z urodzenia Krakowianin, sercem Kaszuba, zawsze podkreślał wagę „małej ojczyzny", a my, wpisując się w to pojmowanie, czuliśmy się członkami „rodziny hydrologicznej", której, jak to określili niegdyś seminarzyści, Profesor był szefem-ojcem.

Miał świetne podejście do asystentów. Chwalił publicznie, ganił wyłącznie w rozmowie prywatnej. Zwracał uwagę nie tylko na sprawy naukowe, ale również na dobrą prezencję. Zawsze elegancki, wymagał elegancji od współpracowników, podkreślając, że przynależność do społeczności akademickiej zobowiązuje.

Był nie tylko szarmancki wobec płci przeciwnej, ale także adorował intelekt nasz, kobiet. Zresztą tak naprawdę nie miał wyboru, żyjąc w otoczeniu wspaniałych i mądrych kobiet – swojej żony Marii, córek Małgorzaty i Agnieszki oraz wnuczki Marysi. W rozmowach prywatnych czuło się pragnienie bycia autorytetem dla wnuka Pawła.

W czasie wspólnych podróży zwykł mawiać – co to za asystent, który w podróż służbową nie zabiera cukierków? Pomni tego, zawsze zaopatrzeni byliśmy i jesteśmy w słodycze, nie zapominając o drożdżówkach, zastępujących krakowskie precle.

Uczeń

I zawołała jeszcze raz kapłanka:
– Powiedz nam, co rozsądkiem jest, a co pasją?
A on mówił:
– Dusze wasze często stają się polem bitwy. Tam zmaga się rozum i rozsądek z pasją i pożądaniem (…).
Przecież rozsądek, jako i pasja, to ster i żagiel wędrującej duszy.
Kiedy maszt tego statku czy też ster się przełamie – będziecie dryfować bezładnie albo trwać nieruchomo wśród rozlewiska. Rządy rozumu samego istnieć mogą tylko siłą ograniczenia, a znów sama pasja i nieujarzmione pożądanie to ogień, co sam siebie spala (…).
Powiadam – spójrzcie i na rozsądek swój, i na pasję swoją jak na dwóch miłych gości. I nie wywyższajcie jednego ponad drugim, bo przecież gospodarz domu, który nazbyt podchlebia jednemu z gości, traci przyjaźń i zaufanie obydwu.

Profesora Roberta Bogdanowicza poznałam na studiach. Wysoki, przystojny, o nienagannych manierach i bystrym, przyjaznym spojrzeniu. Już wtedy, jako student, przejawiał zamiłowanie do poszukiwania odpowiedzi na trudne pytania, zamiłowanie do pracy badawczej i, jak się okazało, wtedy już wiedział, jaką podąży drogą. Zauważył to profesor Drwal i, oprócz uczestnictwa w badaniach, powierzał mu prowadzenie zajęć. Proszę sobie wyobrazić, kolega z niższego roku prowadzi seminarium z profesjonalizmem, którego by się nie powstydził doświadczony naukowiec. Jednocześnie zaraził nas swoją pasją. I bynajmniej nie traktował swoich kolegów ulgowo. Mogę powiedzieć, że to właśnie Robert miał wpływ na moją drogę zawodową.

Był również wzorem dla najmłodszego pokolenia badaczy. Budził wielki respekt, zmuszając do maksymalnego wysiłku, poniekąd z obawy przed naukową kompromitacją.

Lubił podróżować, najpierw jako student i członek koła naukowego, później rodzinnie, ze swoją ukochaną żoną Urszulą i dziećmi. Był aktywny sportowo – chodził po górach, pływał, nurkował, jeździł na nartach, na łyżwach. Ta aktywność przysporzyła mu zresztą kontuzji. Będąc na lodowisku ze swoimi dziećmi, Anią i Michałem, zaraz po wejściu na lód przewrócił się i złamał nogę. Wydarzenie to było później tematem żartów profesora Drwala o „złamanej nóżce".

Robert Bogdanowicz był pierwszym uczniem profesora Jana Drwala, pierwszym i najlepszym. I nie jest prawdziwe powiedzenie, że zły to mistrz, którego uczeń nie przewyższa. Wystarczy bowiem, że jest jak mistrz jego.

Niech mi będzie wolno powiedzieć: Mistrz i Jego Uczeń odeszli od nas, ale nas nie opuścili.

Nasza wspólna droga – wspomnienie

Małgorzata Gutry-Korycka

Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych,
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa
msgutryk@uw.edu.pl

Z wielkim wzruszeniem chciałabym dorzucić kilka refleksji i własnych wspomnień o profesorze Janie Drwalu. Łączyły mnie z Nim długoletnie kontakty naukowe, organizacyjne, a przede wszystkim więzy koleżeńskie, trwające wiele lat.

W tych kilku zdaniach bardzo trudno przybliżyć słowami Jego zawsze młodzieńczą postać, cóż dopiero gdy należałoby przedstawić znaczący dorobek naukowy, osiągnięcia, czy szczególne cechy osobowości. Spróbuję rozpocząć chronologicznie.

Niemal w tym samym czasie rozpoczynaliśmy pracę badawczą i dydaktyczną. Jan Drwal, jako „świeżo upieczony" absolwent Uniwersytetu M. Kopernika w Toruniu, został zatrudniony na stanowisku asystenta stażysty w Wyższej Szkole Pedagogicznej w Gdańsku w Katedrze Oceanografii i Hydrografii, kierowanej wówczas przez prof. Kazimierza Łomniewskiego, natomiast ja – stażystka na Asystenckich Studiach Przygotowawczych w Instytucie Geografii Uniwersytetu Warszawskiego – trafiłam pod opiekę naukową dr Heleny Werner-Więckowskiej i prof. Jerzego Kondrackiego w Katedrze Geografii Fizycznej.

Pierwszy raz spotkaliśmy się w październiku 1966 roku jako absolwenci geografii na I Konferencji Hydrograficznej PTG w Gdańsku (wtedy powołano Komisję Hydrograficzną), zorganizowanej przez wspomnianego prof. Łomniewskiego, pod którego kierunkiem Janek już wówczas prowadził badania relacji pomiędzy zwierciadłem wód podziemnych a stanem wody południowego Bałtyku. Wspólne zainteresowania wodą i badaniami znaczenia elementów hydrograficznych w środowisku przyrodniczym stały się podstawą dyskusji i nicią przewodnią naszych długoletnich kontaktów i przyjaźni.

Kolejne konferencje i kursy, pogłębiające i poszerzające wiedzę, na których spotykali się hydrografowie ze wszystkich ośrodków uniwersyteckich, politech-

nicznych i szkół rolniczych w Polsce (Janek reprezentował oczywiście Uniwersytet Gdański), częste zebrania i ożywiona działalność Komisji Hydrograficznej PTG poświęcona dydaktyce hydrografii, potem kursy w Jabłonnie, Janowicach, Starbieninie i Mądralinie dla wykładowców hydrologii, organizowane przez KGW PAN, stanowiły platformę do wymiany myśli naukowej i merytorycznej dyskusji.

Jan Drwal już wtedy był postrzegany przez wszystkich jako ambitny, dobrze zapowiadający się naukowiec, aktywny dyskutant i sympatyczny kolega. Jego celne uwagi merytoryczne, dotyczące teorii reżimu i bezodpływowości, wzbudzały zainteresowanie i stanowiły zaczyn do własnych przemyśleń i budowania koncepcji naukowych.

Latem 1975 roku Polski Komitet Gospodarki Wodnej PAN wydelegował trzech doktorów (J. Drwala z UG, A.T. Jankowskiego z UŚ i mnie z UW) na dwumiesięczny kurs wyższej hydrologii w Moskwie, organizowany przez Uniwersytet im. Łomonosowa w ramach działań edukacyjnych IHD[1] UNESCO. Kurs był przeznaczony dla słuchaczy z krajów europejskich i pozaeuropejskich oraz republik Związku Radzieckiego, którzy zajmowali się zasobami wodnymi w relacji ze środowiskiem przyrodniczym. Od tego czasu nasza trójka zadzierzgnęła jeszcze mocniejsze więzy koleżeństwa i przyjaźni. Wzajemne zaufanie, ciepłe odniesienie, serdeczność stały się ważnym ogniwem naszego dwumiesięcznego pobytu. Nie obyło się jednak bez trosk i grozy, gdy Janek poważnie zachorował, na szczęście skończyło się tylko kilkudniową kwarantanną.

W czerwcu następnego roku Zakład Hydrologii UW zorganizował VI Konferencję Hydrologiczną PTG w Dębem nad Zbiornikiem Zegrzyńskim; w tym spotkaniu również uczestniczył Jan Drwal.

W kolejnych kilku latach Komisja Hydrograficzna PTG rozpoczęła prace nad przygotowaniem dla studentów *Przewodnika do hydrograficznych badań terenowych* (1985, 1989); autorem rozdziału 4 był Jan Drwal. Profesor był już wtedy aktywnym propagatorem metody kartowania terenowego i redagowania map hydrograficznych.

W ciągu następnych kilku lat, ze względu na liczne obowiązki, spotykaliśmy się już coraz rzadziej, na ogół na kolejnych konferencjach, w ramach prac Komitetu Nauk Geograficznych PAN oraz przy okazji obrony doktoratów czy habilitacji, gdy byliśmy zapraszani jako recenzenci. Jedną z ważnych konferencji była zorganizowana w czerwcu 1984 przez ośrodek gdański i Stację Limnologiczną UG w Borucinie. Profesor wielokrotnie prowadził tam kursy dla nauczycieli geografii.

W latach 90., aż do 2005 roku, Jan Drwal włączył się do prac zespołu Komisji Hydrograficznej PTG, przygotowującej wytyczne techniczne do nowej wersji mapy hydrograficznej Polski; Profesor był autorem rozdziału dotyczącego działów wodnych i wyznaczania zlewni obszarów bezodpływowych.

[1] *International Hydrological Decade*.

Profesora Jana Drwala i Jego Małżonkę, dr Marię Drwal, zawsze cechowała otwartość, życzliwość i gościnność. Żywym wspomnieniem są dla mnie spotkania w ich domu w Rumi koło Gdyni. Kilkakrotnie odwiedzali mnie w Jastrzębiej Górze, gdzie spędzałam letnie urlopy z rodziną. Podczas krótkich wycieczek Janek z wielką pasją opowiadał o historii osadnictwa holenderskiego i przekształceniach melioracyjnych Bagien Karwieńskich.

Profesor nie stronił od autoironii i sarkazmu, często o poważnych problemach wyrażał się groteskowo, zwłaszcza gdy dotyczyło to Jego stanu zdrowia. Mimo poważnej choroby, z którą zmagał się przez wiele lat, nie przerywał pracy dydaktycznej i kontynuował badania naukowe oraz prowadził doktoraty. Pasjonowały Go prace nad kartowaniem hydrograficznym regionów nadmorskich, opracowywał kolejne arkusze map. Często wspominał z zadowoleniem spotkania w Gdańskim Towarzystwie Naukowym, gdzie pełnił przez wiele lat funkcję Prezesa.

Był wierny swoim koncepcjom naukowym, zwłaszcza dotyczącym kształtowania się retencji powierzchniowej i bezodpływowości obszarów młodoglacjalnych, badał koncepcję kaskadowego rozwoju sieci cieków i wdrażał nowe podejścia metodologiczne, dotyczące formowania się odpływu w zlewni. Pozostawił na Uniwersytecie Gdańskim ugruntowany zespół młodych, zaangażowanych w pracę hydrologów, którzy kontynuują Jego doczesne dzieło.

Dziękuję Ci Janku za więzy wieloletniej przyjaźni. *Requiest in Pace*.

Sylwetka naukowa prof. zw. dr. hab. Jana Drwala (1943–2012)

Roman Cieśliński

Uniwersytet Gdański, Katedra Hydrologii, ul. Bażyńskiego 4, 80-952 Gdańsk
georc@univ.gda.pl

Jan Drwal urodził się 26 października 1943 w Krakowie. Studia ukończył w roku 1966 na Wydziale Biologii i Nauk o Ziemi Uniwersytetu M. Kopernika w Toruniu, otrzymując stopień magistra geografii w zakresie hydrologii. Od 1966 pracował w Wyższej Szkole Pedagogicznej w Gdańsku, a po jej przekształceniu – na Uniwersytecie Gdańskim. W 1972 roku uzyskał stopień doktora nauk geograficznych na Wydziale BiNoZ Uniwersytetu M. Curie-Skłodowskiej w Lublinie. Tematem pracy doktorskiej były *Obszary bezodpływowe centralnej części Pojezierza Kaszubskiego.* Habilitował się na Uniwersytecie Jagiellońskim w Krakowie w roku 1982, przedstawiając pracę *Wykształcenie i organizacja sieci hydrograficznej jako podstawa oceny struktury odpływu w terenach młodoglacjalnych,* którą opublikował w Zeszytach Naukowych Uniwersytetu Gdańskiego. W 1991 roku został profesorem nadzwyczajnym Uniwersytetu Gdańskiego, a w 1996 – profesorem tytularnym. Profesorem zwyczajnym mianowano go w 2001 roku.

Od 1983 roku był kierownikiem Katedry Hydrologii i Klimatologii, a od 1996, po jej przekształceniu – kierownikiem Katedry Hydrologii. Był twórcą zespołu badawczego geografów hydrologów na Uniwersytecie Gdańskim, wychowawcą około 200 magistrów geografii, promotorem 6 doktorów i recenzentem licznych książek, doktoratów, prac habilitacyjnych i przewodów profesorskich, autorem licznych ekspertyz i opinii naukowych, w tym opinii dla Komitetu Badań Naukowych.

Profesor Jan Drwal jest autorem i współautorem blisko 200 publikacji naukowych i opracowań niepublikowanych, dotyczących stosunków wodnych pojezierzy i pobrzeży południowobałtyckich. Był członkiem komitetów i rad naukowych wydawnictw „Peribalticum", „Limnological Review", „Czasopismo

Geograficzne", „Bulletin of Geography", „Physical Geography Series Nicolaus Copernicus University".

W swojej pracy naukowej najwięcej uwagi poświęcał zagadnieniom dotyczącym kształtowania się stosunków wodnych i ochronie zasobów wodnych na terenach objętych plejstoceńską akumulacją lodowców skandynawskich i na nadmorskich równinach aluwialnych.

Pierwsza publikacja, wydana w 1967 roku w Zeszytach Geograficznych WSP w Gdańsku, dotyczyła *Pierwszego poziomu wód gruntowych w strefie brzegowej południowego Bałtyku (na odcinku jez. Gardno – jez. Bukowo).* Kolejna, wydana w 1968 roku również w Zeszytach Geograficznych WSP, opisywała problematykę zanikania wód Cisówki.

Główny nurt zainteresowań naukowych Jana Drwala dotyczył zagadnień bezodpływowości w obszarach młodoglacjalnych. Profesor skupiał się również na związkach pomiędzy wodami lądowymi strefy brzegowej południowego Bałtyku i akwenem Morza Bałtyckiego oraz wpływem uwarunkowań naturalnych i antropogenicznych na zmiany stosunków wodnych w zlewni.

Jan Drwal był współinicjatorem i współautorem *Wytycznych technicznych K-3.4 do mapy hydrograficznej Polski w skali 1:50 000* oraz zagadnień hydrograficznych do *Systemów informacji o terenie. Mapa hydrograficzna Polski, skala 1:50 000, w formie analogowej i numerycznej.* Był również autorem kilkunastu arkuszy tych map, które wykonał w latach 80. Prezentował także liczne referaty, tak w ośrodkach krajowych, jak i zagranicznych, m.in. na Litwie, w Holandii i Niemczech. Ściśle współpracował z wieloma ośrodkami naukowymi, w tym z Schriftenreihe der Danziger Naturforschenden Gesellchaft. W wolnych chwilach lubił podróżować. Efektem jednej z podróży śladami Chrystusa była wydana książka *Ziemia Święta*, powstała we współautorstwie ze Stanisławem Bogdanowiczem i Markiem Klatem.

Profesor był kierownikiem i koordynatorem 10 zespołów badawczych w realizacji Resortowo-Branżowego Programu Badawczego, dotyczącego optymalizacji produkcji rolnej na Żuławach w latach 1986–1990. Redagował opracowania *Basen jeziora Druzno* i *Wody delty Wisły, część wschodnia*. Wchodził w skład zespołu Komisji Ekspertów Uniwersyteckiej Komisji Akredytacyjnej. Był konsultantem regionalnym mapy hydrograficznej Polski w skali 1:50 000 i mapy sozologicznej Polski w skali 1:50 000.

Ważny element w życiu profesora Jana Drwala stanowiła działalność w społecznym ruchu naukowym. Od 1998 roku był prezesem Gdańskiego Towarzystwa Naukowego. Był także członkiem Komitetu Nauk Geograficznych PAN, Rady Towarzystw Naukowych przy Prezydium PAN, Komisji Hydrologicznej PTG, EUCC (*European Union for Coastal Conservation*), IWA (*International Water Association*), HELCOM, *Management Lagoon and Wetland, Area Task Team for the Vistula Lagoon Area*, Rady Naukowej Biblioteki PAN, przewodniczącym Rady Naukowej Muzeum Historycznego Miasta Gdańska i Rady Naukowo-Progra-

mowej „Hevelianum". Był prezesem Okręgu Wschodniopomorskiego Polskiego Klubu Ekologicznego i członkiem Instytutu Kaszubskiego. Niezwykle istotne w życiu naukowym Profesora stało się także jego miejsce zamieszkania – Rumia. To dla niej poświęcał wiele swojego cennego czasu, ściśle współpracując z władzami miasta. Jednym z efektów tej współpracy była redakcja książki, wydanej w 2006 roku, *Reda – miejsce i ludzie*.

Profesor Jan Drwal brał również czynny udział w działalności na rzecz praktyki. W latach 1992–1998 był przewodniczącym Wojewódzkiej Rady Ochrony Przyrody w Elblągu, w latach 1998–1999 – wiceprzewodniczącym Rady Nadzorczej WFOŚiGW w Elblągu, a w latach 2000–2002 – członkiem Rady Nadzorczej WFOŚiGW w Olsztynie. Był również członkiem Zespołu Problemowego PAN ds. Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej Żuław oraz członkiem Grupy Ekspertów Programu Rewitalizacji Gospodarczej Obszaru Delty Wisły i Zalewu Wiślanego przy Marszałku Województwa Pomorskiego i Województwa Warmińsko-Mazurskiego. Przez kilka lat był członkiem Rady Naukowej Porozumienia „Zielone Płuca Polski" i komisji ekspertów przy Radzie Miasta Rumi. Był autorem wielu ekspertyz, dotyczących problematyki hydrologicznej regionu gdańskiego i delty Wisły, na zamówienie Sejmu RP, urzędów wojewódzkich i marszałkowskich województwa pomorskiego i warmińsko-mazurskiego.

Działania Profesora na rzecz ochrony środowiska zostały dostrzeżone. W 2010 roku stał się laureatem nagrody Wojewódzkiego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej w Gdańsku. Odznaczono go również Krzyżem Kawalerskim Orderu Odrodzenia Polski (2002).

Profesor Jan Drwal zmarł 23 czerwca 2012 roku. Został pochowany na Cmentarzu Komunalnym w Rumi Janowie.

Dorobek naukowy prof. zw. dr. hab. Jana Drwala

Zuzanna Krajewska

Uniwersytet Gdański, Katedra Hydrologii, ul. Bażyńskiego 4, 80-952 Gdańsk
z.krajewska@ug.edu.pl

Wyróżnienia i nagrody

1. 1976, Nagroda GTN za wybitne osiągnięcia naukowe młodych pracowników nauki w dziedzinie nauk o Ziemi.
2. 1979, Indywidualna Nagroda Ministra Nauki, Szkolnictwa Wyższego i Techniki.
3. 1984, Indywidualna Nagroda Ministra Nauki, Szkolnictwa Wyższego i Techniki.
4. 1987, Złoty Krzyż Zasługi.
5. 2010, Nagroda WFOŚiGW w Gdańsku za działalność na rzecz ochrony środowiska i gospodarki wodnej w roku 2009.
6. Złota Odznaka PTG.
7. Krzyż Kawalerski Orderu Odrodzenia Polski.
8. Cztery nagrody Rektora Uniwersytetu Gdańskiego za działalność zawodową.
9. Nagroda Jubileuszowa od Rektora Uniwersytetu Gdańskiego.

1. Publikacje naukowe i materiały niepublikowane

1. Drwal J., 1967, *O pierwszym poziomie wód gruntowych w strefie brzegowej południowego Bałtyku (na odcinku jez. Gardno – jez. Bukowo),* Zesz. Geogr. WSP w Gdańsku, R. IX, 245–255.

2. Drwal J., 1968, *O zanikaniu wód Cisówki (okolice Gdyni),* Zesz. Geogr. WSP w Gdańsku, R. X, 211–220.
3. Drwal J., Gołębiewski R., 1968, *Próba klasyfikacji brzegów i niektóre procesy brzegowe Jeziora Raduńskiego,* Zesz. Geogr. WSP w Gdańsku, R. X, 185–199.

4. Drwal J., Gołębiewski R., 1971, *Niektóre elementy fizyko-chemiczne Jezior Raduńskich,* Zesz. Nauk. UG, Geografia, 1, 255–274.

5. Drwal J., 1972, *Obszary bezodpływowe centralnej części Pojezierza Kaszubskiego,* [w:] *Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich*, Dok. Geogr. IG PAN, 1973, 6, 18–22.
6. Łomniewski K., Drwal J., Gołębiewski R., Pelczar M., Pietrucień Cz., Szeliga J., Ziółkowski J., 1972, *Zasolenie wód w delcie Wisły,* Rozpr. GTN, 9, 263–278.

7. Drwal J., 1973, *System wodny Żuław Wiślanych,* Przyroda Polska, 7.
8. Drwal J., 1973/1975, *Zagadnienie bezodpływowości w obszarach młodoglacjalnych,* Zesz. Nauk. UG, Geografia, 3, 7–26.
9. Drwal J., Gołębiewski R., Lange W., 1973/1975, *Dorzecze Borucinki jako przykład zlewni reprezentatywnej Pojezierza Kaszubskiego,* Zesz. Nauk. UG, Geografia, 3, 53–79.

10. Drwal J., 1974, *Próba określenia typów obszarów bezodpływowych powierzchniowo w warunkach środowiska geograficznego Pojezierza Kaszubskiego,* Zesz. Nauk. UG, Geografia, 4, 27–51.
11. Nowak-Drwal M., Drwal J., Trapp J., 1974, *Wpływ rzeźby terenu i jezior na kształtowanie temperatury i wilgotności powietrza na Pojezierzu Kaszubskim*, Zesz. Nauk. UG, Geografia, 4, 135–152.

12. Drwal J., Furmańczyk K., 1975, *Wstępna analiza hydrograficzna poligonu gdańskiego,* Fotointerpretacja w Geografii, 9, 122–129.

13. Drwal J., Lange W., Lubańska B., 1976, *Niektóre prawidłowości kształtowania się temperatury i wilgotności powietrza w warstwie przygruntowej na przykładzie okolic Szymbarka,* Zesz. Nauk. UG, Geografia, 6, 67–86.
14. Drwal J., Lange W., Kurowska K., 1976, *Znaczenie retencji w bilansie wodnym obszarów bezodpływowych na terenach młodoglacjalnych,* Zesz. Nauk. UG, Geografia, 6, 57–66.

15. Drwal J., 1979, *Charakterystyka hydrograficzna,* [w:] B. Augustowski (red.), *Pojezierze Kaszubskie*, GTN, Ossolineum, Gdańsk, Wrocław, 121–136.
16. Drwal J., 1979, *Szacunkowa ocena zasobów wód powierzchniowych Pojezierza Kaszubskiego,* [w:] *Zasoby wodne Pojezierza Kaszubskiego a zaopatrzenie w wodę aglomeracji gdańskiej*, GTN, IG UG, UW WOŚ, Gdańsk, 18–29.
17. Drwal J., 1979, *Znaczenie pozaklimatycznych czynników w kształtowaniu okresowości elementów sieci hydrograficznej terenów młodoglacjalnych*, Zesz. Nauk. UG, Geografia, 10, 165–170.

18. Drwal J., 1982, *Znaczenie pozaklimatycznych czynników w kształtowaniu okresowości elementów sieci hydrograficznej terenów młodoglacjalnych,* Zesz. Nauk. UG, Geografia, 10, 165–170.

19. Drwal J., 1984, *Funkcje hydrologiczne strefy pomorskiego działu wodnego w rejonie Wzgórz Szymbarskich,* [w:] J. Jędrasik (red.), *Przewodnik wycieczek hydrograficznych na Pojezierze i Pobrzeże Kaszubskie*, Katedra HiK UG, Gdańsk, 10–15.
20. Drwal J., 1984, *Hydrologia w gdańskim ośrodku geograficznym (lata 1981–1984)*, [w:] J. Drwal (red.), *Rola badań jeziornych w poznaniu stosunków wodnych pojezierzy*, Mat. konf. Komisji Hydrograficznej PTG, KHiK UG, Gdańsk, 7–15.
21. Drwal J., 1984, *Miejsce jezior i ich badań w egzoreicznych systemach pojezierzy młodoglacjalnych,* [w:] J. Drwal (red.), *Rola badań jeziornych w poznaniu stosunków wodnych pojezierzy*, Mat. konf. Komisji Hydrograficznej PTG, KHiK UG, Gdańsk, 16–32.
22. Drwal J., 1984, *Związki powierzchniowych i podziemnych wód lądowych oraz morskich*, [w:] B. Augustowski (red.), *Pobrzeże Pomorskie*, GTN, Ossolineum, Gdańsk, Wrocław, 215–227.
23. Drwal J., Farаś-Ostrowska B., 1984, *Antropogeniczne zmiany stosunków wodnych wzdłuż biegu rzeki Raduni*, [w:] *Przewodnik Ogólnopolskiego Zjazdu PTG w Lublinie*, cz. 1, PTG, UMCS, Lublin, 187–189.
24. Drwal J., Lange W., 1984, *Z badań nad hydrologią oczek,* [w:] J. Drwal (red.), *Rola badań jeziornych w poznaniu stosunków wodnych pojezierzy*, Mat. konf. Komisji Hydrograficznej PTG, KHiK UG, Gdańsk, 118–140.

25. Drwal J., 1985, *Jeziora w egzoreicznych systemach pojezierzy młodoglacjalnych*, Zesz. Nauk. UG, Geografia, 14, 7–16.

26. Drwal J., 1985, *Obieg wód powierzchniowych w delcie Wisły w aspekcie wewnętrznej i zewnętrznej wymiany,* [w:] *Streszczenie referatów na sympozjum naukowo-techniczne „Melioracje i gospodarka wodna Żuław"*, IMUZ, Elbląg, 55–58.
27. Drwal J., 1985, *Od Redakcji,* Zesz. Nauk. UG, Geografia, 14, 5–6.
28. Drwal J., 1985, *XI Ogólnopolska Konferencja Hydrograficzna Polskiego Towarzystwa Geograficznego w Gdańsku*, Czas. Geogr., t. 56, z. 1, 109–111.
29. Drwal J., Bogdanowicz R., 1985, *Próba ukazania przestrzennej i czasowej zmienności zasobów wodnych w wybranym dorzeczy Przymorza,* [w:] A. Kaniecki (red.), *Hydrologia regionalna i procesy hydrologiczne w zlewniach*, Mat. konf. Komisji Hydrograficznej PTG, UAM, Poznań, 67–73.
30. Drwal J., Lange W., 1985, *Niektóre limnologiczne odrębności oczek,* Zesz. Nauk. UG, Geografia, 14, 69–84.

31. Drwal J., 1986, *Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50 000, arkusz 326.1 Elbląg,* GUGiK, OPGK, Poznań.
32. Drwal J., Bogdanowicz R., 1986, *Stosowalność klasyfikacji hydrograficznych o tak zwanym odwróconym porządku numeracji w analizie sieci rzecznej wybranej zlewni Przymorza,* Zesz. Nauk. UG, Geografia, 15, 109–119.
33. Drwal J., Trapp J., 1986, *Hydrologiczne i hydroklimatyczne oblicze Żuław Wiślanych,* [w:] *Przyrodniczo-techniczne uwarunkowania rozwoju Żuław,* Mat. na sesję naukową.

34. Bogaczewicz-Adamczak B., Drwal J., Gołębiewski R., Król D., Miotk G., 1987, *Studia archeologiczno-paleogeograficzne Kępy Ostrowskiej na Pobrzeżu Kaszubskim,* Prz. Archeol., 34, Ossolineum, IHKM PAN, Wrocław.
35. Drwal J., 1987, *Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50 000, arkusz 325.2 Nowy Dwór Gdański,* GUGIK, OPGK, Poznań.
36. Drwal J., 1987, *Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50 000, arkusz 326.3 Dzierzgoń,* GUGiK, OPGK, Poznań.
37. Drwal J., 1987, *Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50 000, arkusz 326.3 Pasłęk,* GUGiK, OPGK, Poznań.
38. Drwal J., Faraś-Ostrowska B., 1987, *Hydrologiczne konsekwencje zagospodarowania rzeki Raduni,* Zesz. Nauk. UG, Geografia, 16, 105–117.

39. Drwal J., 1988, *Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50 000, arkusz 315.4 Frombork,* GUGIK, OPGK, Poznań.
40. Drwal J., 1988, *Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50 000, arkusz 315.4 Malbork,* GUGIK, OPGK, Poznań.
41. Drwal J., 1988, *Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50 000, arkusz 315.4 Ostróda,* GUGIK. OPGK, Poznań.
42. Drwal J., 1988, *Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50 000, arkusz 315.4 Stegna,* GUGIK, OPGK, Poznań.

43. Drwal J., 1989, *Działy wodne,* [w:] M. Gutry-Korycka, H. Werner-Więckowska (red.), *Przewodnik do hydrograficznych badań terenowych*, PWN, Warszawa, 70–76.
44. Drwal J., 1989, *Hydrologische problemen in den Wisla – Delta,* [w:] *Verslag Polen, Excursie Milieugeografie*, Katholieke Uniersiteit Nijmegen Faculteit Geografie en Prehistorie, Nijmegen, 11–20.
45. Drwal J., 1989, *Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50 000, arkusz 315.4 Pruszcz Gdański,* GUGIK, OPGK, Poznań.
46. Drwal J., 1989, *Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50 000, arkusz 315.4 Starogard Gdański,* GUGIK, OPGK, Poznań.

47. Drwal J., 1990, *Quasiendoreizm w Europie Środkowej*, Prz. Geogr., t. 62, z. 3–4, 347–358.
48. Drwal. J., 1990, *Zastosowanie analizy sieciowej do określania wskaźników odpływu w niekontrolowanych hydrometrycznie zlewniach pojezierzy młodoglacjalnych,* [w:] *Metody oceny i charakterystyki*

odpływu wód powierzchniowych i podziemnych w małych zlewniach rolniczych, Mat. sem. 29 IMUZ, 15–21.

49. Drwal J., Faraś-Ostrowska B., 1990, *Hydrologiczne konsekwencje zagospodarowania rzeki Raduni,* Zesz. Nauk. UG, Geografia, 16, 106–116.

50. Drwal J., 1991, *Naturalne i antropogeniczne czynniki kształtowania regionalnych warunków produkcji rolniczej w żuławskiej części zlewni jez. Druzno*, [w:] *Doskonalenie technologii i organizacji produkcji rolniczej na Żuławach*, IMUZ-ART, Olsztyn, 139–150.
51. Drwal J., 1991, *Określenie przyrodniczo-technicznych uwarunkowań gospodarki przestrzenią zlewni jez. Druzno*, [w:] *Doskonalenie technologii i organizacji produkcji rolniczej na Żuławach*, IMUZ-ART, Olsztyn, 43–60.
52. Drwal J., 1991, *Przyrodniczo-techniczne uwarunkowania powstania, trwania i dalszej ewolucji basenu jeziora Druzno,* [w:] J. Drwal (red.), *Basen jeziora Druzno. Regionalny system przyrodniczo-techniczny*, Wyd. UG, Gdańsk, 7–17.
53. Drwal J., Lange W., 1991, *Wpływ elektrowni szczytowo-pompowej na zmiany cech limnologicznych Jeziora Żarnowieckiego*, Prz. Geogr., t. 63, z. 1–2, 77–98.

54. Drwal J., 1992, *Pięcioletnia działalność Katedry Hydrologii I Klimatologii Uniwersytetu Gdańskiego*, Zesz. Nauk. UG, Geografia, 18.
55. Drwal J., Trapp J., 1992, *Związek pomiędzy wykształceniem sieci wodnej a atmosferycznym dopływem wody na Żuławach Elbląskich*, Prz. Geogr., t. 74, z. 1–2, 151–159.

56. Drwal J., Bogdanowicz R., 1993, *A Geographical information system as data base for runoff estimation from ungauged catchments,* [w:] W. Widacki (red.), *GIS for environment*, GIS Laboratory Institute of Geography UJ, Kraków, 71–78.

57. Bogdanowicz R., Drwal J., Fac J., 1994, *Using GIS for the clasification of rural area in association with water quality protection,* [w:] *Conference GIS in Ecological Studies and Environmental Management*, GRID, Warszawa, 15–20.
58. Drwal J., 1994, *The impact of sea on ground water and surface water in Żuławy Wiślane,* [w:] K. Rotnicki (red.), *Changes of the Polish coastal zone*, J. Coastal Res., sp. issue 22, UAM, Poznań.
59. Drwal J., 1994, *Zagadnienie wymiany wilgoci i ciepła*, Roczniki AR w Poznaniu, 257, 161–173.
60. Drwal J., Fac J., 1994, *Związki wód lądowych i morskich w strefie ich kontaktu na Żuławach Elbląskich,* [w:] J.T. Tomaszewski (red.), *Problemy hydrologii regionalnej*, IG UWr, PTG, Wrocław.
61. Drwal J., Skupowa J., Niesyt J., 1994, *Środowisko geograficzne i struktura przestrzenno-funkcjonalna miasta,* [w:] J. Banach (red.), *Zarys dziejów Rumi*, Marszałek, Toruń, 11–26.
62. Fac J., Drwal J., Błaszkowski J., Wyszkowska E., 1994, *Rozpoznanie zagrożeń pochodzenia naturalnego stanu jakości wód powierzchniowych żuławskiej części zlewni Zalewu Wiślanego,* [w:] J. Burchard (red.), *Chemizm opadów atmosferycznych, wód powierzchniowych i podziemnych*, Mat. 7. konf. nauk., Łódź, 15–17.

63. Bogdanowicz R., Drwal J., 1995, *Tracing the sources of nutrients in the Vistula Lagoon catchment,* [w:] M.G. Healy, J.P. Doody (red.), *Directions in European coastal management,* Samara, Cardigan, UK, 143–152.
64. Drwal J., 1995, *Impact of the Baltic Sea on ground water and surface water in Żuławy Wiślane (Vistula Delta),* [w:] K. Rotnicki (red.), *Polish coast: past, present and future*, J. Coastal Res., sp. issue 22, CREF, 165–172.
65. Drwal J., 1995, *Określanie odpływów normalnych ze zlewni nie objętych stałą kontrolą hydrometryczną,* [w:] A.T. Jankowski (red.), *Hydrologia – przewodnik do ćwiczeń*, UŚ, Katowice, 45–51.
66. Drwal J., 1995, *Określanie struktury hydrograficznej zlewni,* [w:] A.T. Jankowski (red.), *Hydrologia – przewodnik do ćwiczeń*, UŚ, Katowice, 39–44.
67. Drwal J., 1995, *Wyznaczanie zlewni hortonowskich,* [w:] A.T. Jankowski (red.), *Hydrologia – przewodnik do ćwiczeń*, UŚ, Katowice, 2–12.

68. Drwal J., Borowiak M., 1995, *Próba oceny uwarunkowań reżimu zasolenia wód powierzchniowych Żuław Elbląskich,* [w:] J. Burchard (red.), *Chemizm opadów atmosferycznych, wód powierzchniowych i podziemnych*, Mat. 7. konf. nauk., Łódź, 1–2.
69. Drwal J., Fac J., Borowiak M., Głogowska J., 1995, *Zmiany stosunków wodnych w czasach historycznych w granicach obwałowań miasta Gdańska,* [w:] A.T. Jankowski, A. Kaniecki (red.), *Dziejowe przemiany stosunków wodnych na obszarach zurbanizowanych*, Komisja Hydrograficzna PTG, WNoZ UŚ, IGF UAM, Poznań, Sosnowiec, 31–41.

70. Drwal J., 1996, *Hydrologiczny aspekt zachowania wybrzeży deltowych,* [w:] *Polska w Europie Bałtyckiej*, Mat. 45. zjazdu PTG, Słupsk.
71. Drwal J., Borowiak M., 1996, *Hydrograficzne uwarunkowania odpływu potamicznego Pojezierza Starogardzkiego,* [w:] J. Szukalski (red.), *Środowisko geograficzne Pojezierza Starogardzkiego*, GTN, Gdańsk, 107–121.

72. Bogdanowicz R., Drwal J., Cieśliński R., 1997, *Identyfikacja źródeł zanieczyszczeń na przykładzie rzeki Elbląg*, Sem. „Monitoring podstawą obiektywnej oceny środowiska", St. Limn. UG, Borucino, 62–69.
73. Bogdanowicz R., Drwal J., Cieśliński R., 1997, *Koncepcja przestrzennej bazy danych o źródłach zanieczyszczeń dla regionu elbląskiego*, [w:] M. Szymelfenig (red.), *Modelowanie ekosystemu Zatoki Gdańskiej*, Mat. konf., Gdynia, 161–169.
74. Drwal J., 1997, *Tkanka wodna centralnych dzielnic Gdańska,* [w:] Z. Suligowski (red.), *Historia i rozwój wodociągów i kanalizacji miasta Gdańska*, Katedra Inż. Sanit. PG – Saur Neptun, Gdańsk, 17–25.
75. Drwal J., Bogdanowicz R., 1997, *One thousand years of water management in the Vistula Delta*, Coastline, 6, 4, 20–22.
76. Drwal J., Bogdanowicz R., 1997, *Succession of water management strategies in the Vistula delta and its hydrological consequences*, VI Int. EUCC Conf., Naples, Italy, abstract, 42.

77. Drwal J., 1998, *Następstwo strategii gospodarowania zasobami wodnymi delty Wisły*, Kwart. Geogr., 3(7), 33–38.
78. Drwal J., Cieśliński R., 1998, *Ocena możliwości wpływu zanieczyszczeń punktowych i obszarowych oraz wlewów odmorskich na jakość wód jeziora Druzno*, Bad. Limnol., 1, Zakład Limnol. UG, Gdańsk, 93–105.

79. Bogaczewicz-Adamczak B., Drwal J., Gołębiewski R., Król D., Miotk-Szpiganowicz G., Woźniak P.P., 1999, *Influence of changes in natural environment on development of stone age settlement in Pobrzeże Kaszubskie*, [w:] R.K. Borówka (red.), *Quaternary studies in Poland*, Polish Academy of Sciences, Scientific Pub, OWN, Poznań, 51–58.
80. Drwal J., 1999, *Hydrologiczne konsekwencje zmian strategii gospodarowania zasobami wodnymi w delcie Wisły w czasach historycznych*, Zesz. Nauk. AUNC, Geografia, Toruń, 12.

81. Drwal J., 2000, *Partnerstwo nauki pomorskiej w harmonijnym rozwoju Wybrzeża,* [w:] J. Rachoń (red.), *Dorobek nauki i perspektywy jej rozwoju w województwie pomorskim*, Mat. konf., GTN, Gdańsk, 7–19.
82. Drwal J., 2000, *The significance of man's activity in changes of water conditions in the eastern part of the Vistula river delta*, [w:] R. Gołębiewski (red.), *Peribalticum VIII. Z problematyki przyrodniczej tysiącletniego Gdańska*, GTN, Gdańsk, 25–42.
83. Drwal J., 2000, *Znaczenie działań człowieka w zmianie stosunków wodnych wschodniej części delty Wisły*, Rocznik Elbląski, 17, 171–182.
84. Drwal J., Bogdanowicz R., Fac-Beneda J., Jereczek K., Borowiak M., 2000, *Interpretacja ewolucji środowiska równin aluwialnych w warunkach silnej presji człowieka,* [w:] J. Rachoń (red.), *Dorobek nauki i perspektywy jej rozwoju w województwie pomorskim*, GTN, Gdańsk, 225–227.

85. Drwal J., Borowiak M., 2000, *Chemizm wód powierzchniowych w strefie kontaktu lądu i morza,* [w:] J. Burchard (red.), *Stan i antropogeniczne zmiany jakości wód w Polsce*, Wyd. UŁ, Łódź, 91–100.
86. Drwal J., Jereczek K., 2000, *Veränderungen der Wasserverhältnisse im Weichseldelta in der historischen Zeit*, Mat. 5. konf. nauk. „Polsko-niemieckie spotkania na rzecz nauki i kultury w jednoczącej się Europie", Akad. Bałtycka, Danziger Naturforschende Gesellschaft Lübeck, Lübeck, Travemünde.

87. Bogdanowicz R., Drwal J., Maksymiuk Z., Osiński A., 2001, *Water quality management in the coastal city in the period of considerable water consumption decrease*, Water Sci. Technol., 44, 2–3, IWA, London, 337–342.
88. Drwal J., 2001, *Stosunki wodne,* [w:] J.T. Czochański (red.), *Opracowanie ekofizjograficzne do planu zagospodarowania przestrzennego woj. pomorskiego*, Pomorskie St. Reg., Urząd Marszałkowski, Gdańsk, 52–64.
89. Drwal J., 2001, *Środowisko delty Wisły w czasach historycznych,* Kolokwia Żuławskie, t. 1, *Żuławy i Mierzeja – moje miejsce na Ziemi*, Fund. Ferberowska, Klub Nowodworski, Gdańsk, 11–18.
90. Drwal J., 2001, *Wyjątkowość środowiska geograficznego delty Wisły uwarunkowaniem jej zrównoważonego rozwoju, Żuławy Delty Wisły na przełomie tysiącleci*, z. 1, *Żuławy Wiślane – unikalny obszar w Polsce i Europie*, Fund. Ecobaltic, Gdańsk, 19–26.
91. Drwal J., Fac-Beneda J., Jereczek K., 2001, *Zarys paleohydrografii delty Wisły w zmieniających się warunkach hydroklimatycznych i antropogenicznych,* [w:] I. Piotrowska, Z. Zwoliński (red.), *Funkcjonowanie geoekosystemów w zróżnicowanych warunkach morfoklimatycznych. Monitoring, ochrona, edukacja*, Wyd. UAM, Poznań, 37–38.

92. Drwal J., 2002, *Druzneński system hydrograficzny,* [w:] J. Drwal (red.), *Wody delty Wisły. Część wschodnia*, GTN, Gdańsk, 25–46.
93. Drwal J., 2002, *Hydrografia gminy Puck*, Zesz. Gminy Puck, 2, 21–26.
94. Drwal J., 2002, *Hydrologiczne funkcje zagłębień bezodpływowych w terenach młodej akumulacji lodowców skandynawskich,* [w:] A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych. Obieg wody, uwarunkowania i skutki w środowisku przyrodniczym*, Wyd. UAM, Poznań, Storkowo, 24–26.
95. Drwal J., 2002, *Przedmowa,* [w:] J. Drwal (red.), *Wody delty Wisły. Część wschodnia*, GTN, Gdańsk, 7–9.
96. Drwal J., Cieśliński R., 2002, *Intruzje wód słonawych do wód powierzchniowych wschodniej części delty Wisły,* [w:] J. Drwal (red.), *Wody delty Wisły. Część wschodnia*, GTN, Gdańsk, 111–134.
97. Drwal J., Cieśliński R., Chlost I., 2002, *Obieg wody w jeziorze przybrzeżnym na przykładzie jeziora Łebsko,* [w:] Z. Michalczyk (red.), *Obieg wody w środowisku naturalnym i przekształconym*, Wyd. UMCS, Lublin, 185–193.
98. Drwal J., Gołębiewski R., 2002, *Uwagi o paleogeografii obszaru,* [w:] J. Drwal (red.), *Wody delty Wisły. Część wschodnia*, GTN, Gdańsk, 11–24.
99. Drwal J., Hryniszak E., 2002, *Wewnętrzna struktura hydrograficzna obszaru endoreicznego Linia,* [w:] Z. Michalczyk (red.), *Obieg wody w środowisku naturalnym i przekształconym*, Wyd. UMCS, Lublin, 194–202.
100. Drwal J., Lange W., Gołębiewski R., 2002, *Zagrożenia degradacyjne jeziora Druzno oraz warunki jego skutecznej ochrony,* [w:] J. Drwal (red.), *Wody delty Wisły. Część wschodnia*, GTN, Gdańsk, 181–192.

101. Cieśliński R., Drwal J., 2003, *Proxy-estuarine processes and consequences for human activity, south Baltic,* European Conf. of Coastal Zone Res., an ELOISE Approach, Gdańsk University of Technology, Gdańsk.
102. Drwal J., 2003, *Rola naturalnych predyspozycji oraz działań człowieka w budowie hydrograficznego systemu w delcie Wisły,* [w:] T. Szczypek, M. Rzętała (red.), *Człowiek i woda*, PTG, Sosnowiec, 31–37.

103. Drwal J., Hryniszak E., 2003, *Hydrologiczne funkcje zagłębień bezodpływowych w terenach młodej akumulacji lodowców skandynawskich,* [w:] A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych*, UAM, Poznań, 127–138.
104. Drwal J., Hryniszak E., 2003, *Obieg wody w wybranych geoekosystemach Pomorza Zachodniego,* [w:] A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych*, UAM, Poznań.

105. Bogdanowicz R., Cieśliński R., Drwal J., 2004, *Management and protection of freshwater resources in the coastal agglomeration,* [w:] A. Järvet (red.), *Nordic Hydrological Programme*, rep. 48, vol. 1, Tartu, Tallinn, 329–335.
106. Drwal J., 2004, *Some remarks on the aquatic hierophany on Pomeranian region*, Siebente deutsch-polnische Begegnung zu Wissenschaft und Kultur, Danziger Naturforschende Gesellschaft Lübeck, Lübeck, Travemünde.
107. Drwal J., Cieśliński R., Hryniszak E., 2004, *Rezerwat Beka – specyficzny geoekosystem południowo-bałtyckiego wybrzeża Bałtyku,* [w:] A. Kostrzewski (red.), *Przewodnik konferencyjny. Funkcjonowanie geoekosystemów Polski w warunkach zmian klimatu i różnokierunkowej antropopresji*, Wyd. UAM, Poznań, 32–33.
108. Fac-Beneda J., Cieśliński R., Drwal J., 2004, *Ispolzowanie aerosiemok dla sostawleniâ gidrograficheskikh kart,* [w:] F.W. Zuzuk (red.), *Priroda Zakhidnogo Polissiâ ta prileglikh teritorij*, Veža, Volinskij Universitet imieni Lesi Ukrainki, 79–85.
109. Fac-Beneda J., Cieśliński R., Drwal J., 2004, *Neodnorodnost melioracionnykh sistem v geograficheskoj rede delty Visly*, [w:] *Geografiâ v XX veke*, Mat. konf., BGU, Minsk, 68–70.

110. Drwal J., 2005, *Akwalne miejsca święte w tradycji Pomorza,* [w:] B. Domański, S. Skiba (red.), *Geografia i sacrum*, IGGP UJ, Kraków, 219–226.
111. Drwal J., Cieśliński R., Hryniszak E., 2005, *Rezerwat Beka – specyficzny geoekosystem południowo-bałtyckiego wybrzeża,* [w:] A. Kostrzewski, R. Kolander (red.), *Zintegrowany monitoring środowiska przyrodniczego. Funkcjonowanie geoekosystemów Polski w warunkach zmian klimatu i różnokierunkowej antropopresji*, Bogucki, Poznań, 249–261.
112. Fac-Beneda J., Cieśliński R., Drwal J., 2005, *Melioration systems of the Vistula Delta*, The Geographical Yearbook (Geografijos Metraštis), 38 (2), Vilnius, 39–44.
113. Magierska S., Cieśliński R., Drwal J., 2005, *Hydrological conditions for the survival/remaning of unique southern Baltic marsh as a habitat of endangered fauna and flora species,* [w:] J.L. Herrier, J. Mees, A. Salman, J. Seys, H. van Nieuwenhuyse, I. Dobbelaere (red.), *Proceedings dunes & estuaries*, VLIZ, 19, Vlaams Institut voor de Zee vzr Flanders Marine Institute, Oostende, Belgium, 641–643.
114. Cieśliński R., Drwal J., 2005, *Quasi-estuary processes and consequences for human activity, south Baltic*, Estuarine, Coastal and Shelf Sci., 62, 477–485.

115. Drwal J., 2006, *Inwentaryzacja dokumentów strategicznych i planistyczno-przestrzennych,* [w:] *Program rewitalizacji gospodarczej obszaru delty Wisły i Zalewu Wiślanego*, Marszałek Województwa Pomorskiego, Marszałek Województwa Warmińsko-Mazurskiego, Gdańsk, 23–38.
116. Drwal J., 2006, *Reda – miejsce i ludzie*, [w:] J. Treder (red.), *Historia Redy*, Muzeum Piśmiennictwa i Muzyki Kaszubsko-Pomorskiej, Wejherowo, 15–29.
117. 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*, streszczenia referatów konf. nauk. IO UG, GTN, KBM PAN, Gdańsk, 21–22.

118. Bogdanowicz R., Cieśliński R., Drwal J., Cysewski A., 2007, *Estimation of the local riverine pollution load to the lagoon on the southern Baltic coast (The Puck Lagoon)*, Sovremennyj Nauchnyj Vestnik, ser.: Biologiâ, Selskoe Khozâjstvo, Ekologiâ, Medicina, Fizicheska Kultura i Sport, 5 (13), Rusnauka, Belgorod, Russiâ, 28–36.

119. Drwal J., Cieśliński R., 2007, *Coastal lakes and marine intrusions on the southern Baltic coast*, Oceanol. Hydrobiol. St., 36, 2, 61–75.
120. Drwal J., Cieśliński R., Chlost I., 2007, *Obieg wody w jeziorze przybrzeżnym na przykładzie jeziora Łebsko,* [w:] Z. Michalczyk (red.), *Obieg wody w środowisku naturalnym i przekształconym*, Wyd. UMCS, Lublin, 185–193.
121. Drwal J., Hryniszak E., 2007, *Wewnętrzna struktura hydrograficzna obszaru endoreicznego „Linia",* [w:] Z. Michalczyk (red.), *Obieg wody w środowisku naturalnym i przekształconym*, Wyd. UMCS, Lublin, 194–202.

122. Cieśliński R., Bogdanowicz R., Drwal J., 2008, *The impact of sea-water intrusions on quality of surface waters in small coastal catchments*, [w:] W. Chełmicki, J. Siwek (red.), *Hydrological extremes in small basins*, Euromediterranean Network of Representative and Experimental Basins, Jagiellonian University, Institute of Geography and Spatial Management, Cracow, 79–81.
123. Cieśliński R., Drwal J., 2008, *Jakość wody w rezerwacie „Jezioro Modła" wartością czy zagrożeniem*, [w:] J. Partyka, J. Pociask-Karteczka (red.), *Wody na obszarach chronionych*, IGGP UJ, Ojcowski Park Narodowy, Komisja Hydrologiczna PTG, Kraków, 101–110.
124. Cieśliński R., Drwal J., 2008, *Natural and anthropogenic changes of lakes Łebsko and Gardno (southern Baltic coast),* [w:] W. Zuzuk (red.), Ozera ta shtuchni vodojmi Ukraini, Veża, Volinskij Universitet imieni Lesi Ukrainki, 138–145.
125. Cieśliński R., Drwal J., Chlost I., 2008, *Gospodarka wodna na obszarach chronionych w środkowej części pobrzeża południowego Bałtyku*, [w:] J. Partyka, J. Pociask-Karteczka (red.), *Wody na obszarach chronionych*, IGGP UJ, Ojcowski PN, Komisja Hydrologiczna PTG, Ojców, 111–122.
126. Drwal J., 2008, *Gdański ośrodek badań,* [w:] A. Jackowski, S. Liszewski, A. Richling (red.), *Historia geografii polskiej*, PWN, Warszawa, 437–444.
127. Drwal J., 2008, *Hierofanie akwatyczne w Gdańsku i okolicy,* [w:] J. Drwal (red.), *Oblicza Gdańskiej wody*, GTN, Saur Neptun, Wyd. Gdańskie, Gdańsk, 67–73.
128. Drwal J., 2008, *Mapa językiem geografów i niegeografów,* [w:] B. Majewska (red.), *Wielojęzyczność nauki*, FNP, Wyd. UW, Wrocław, Warszawa, 107–116.
129. Drwal J., 2008, *Środowisko geograficzne miasta Rumii,* [w:] J. Drwal (red.), *Rumia miasto nowoczesne?*, Rumia, 16–25.
130. Drwal J., Cieśliński R., 2008, *Trwałość środowiska słonawego w wodach akwenów stojących wód wybrzeża południowego Bałtyku,* [w:] K. Rotnicki, M. Woszczyk, J. Jasiewicz (red.), *Holoceńskie przemiany wybrzeży i wód południowego Bałtyku – przyczyny, uwarunkowania i skutki*, Tekst, Poznań, Bydgoszcz, 7–15.
131. Drwal J., Cieśliński R., Chlost I., 2008, *Gospodarka wodna w Słowińskim Parku Narodowym*, [w:] J. Partyka, J. Pociask-Karteczka (red.), *Wody na obszarach chronionych*, IGGP UJ, Ojcowski PN, Komisja Hydrologiczna PTG, Ojców, 55–56.
132. Drwal J., Woźniak E., 2008, *The position of endorheic areas in the conceptual model of outflow organization in young glacial areas*, Int. conf. „Hydropredict 2008", Praga.

133. Cieśliński R., Bogdanowicz R., Drwal J., 2009, *The impact of seawater intrusions on water quality in small coastal freshwater basins*, Technical Documents in Hydrology, 84, International Hydrological Programme, 7, UNESCO, Paris, 69–74.
134. Cieśliński R., Drwal J., Chlost I., 2009, *Sea water intrusions to the lake Gardno*, Baltic Coastal Zone, 13, Pomeranian Acad., Słupsk, 85–98.
135. Drwal J., Cieśliński R., Fac-Beneda J., 2009, *Geograficzny zapis dostosowania formy antropopresji do różnych stosunków wodnych występujących wzdłuż biegu rzeki przymorskiej (dolina Łupawy),* [w:] A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych. Rozwój dolin rzecznych w warunkach zmian klimatu i zróżnicowanej antropopresji*, UAM, Poznań, Storkowo, 23–24.

136. Bogdanowicz R., Olszewska A., Drwal J., Woźniak E., 2010, *Zastosowanie Systemów Informacji Geograficznej (GIS) do oceny hydrograficznych uwarunkowań dostawy zanieczyszczeń w zlewniach*

młodoglacjalnych na przykładzie Borucinki, [w:] T. Ciupa, R. Suligowski (red.), *Woda w badaniach geograficznych*, IG UJK, Kielce, 91–97.

137. Cieśliński R., Drwal J., 2010, *Changes in conductance in the waters of lagoons of a sea with no tides*, BALWOIS, Ochrid, Macedonia, 360–361.
138. Cieśliński R., Drwal J., 2010, *Sporadic and periodic changes in specific conductance in the waters of lakes of a sea with no tides in a temperate climate zone*, BALWOIS, Ochrid, Macedonia, 1–11.
139. Drwal J., 2010, *Epizod żuławski Wincentego Pola,* [w:] T. Piersiak, A. Timofiejew (red.), *Wincentego Pola fascynacje literaturą i krajobrazem*, Wyd. UMCS, Lublin, 141–147.
140. Drwal J., Cieśliński R., Fac-Beneda J., 2011, *Geographic record of human impact conference to different water relationships along a coastal river (the Łupawa catchment)*, Questiones Geographicae, 30(1), 19–29.

Redakcja książek, w tym podręczników, skryptów, monografii

1. Drwal J. (red.), 1969, *Streszczenia referatów i przewodnik wycieczek VI Ogólnopolskiego Zjazdu Studenckich Kół Naukowych*, WSP, ZSP, Gdańsk, 106 s.
2. Drwal J. (red.), 1984, *Rola badań jeziornych w poznaniu stosunków wodnych pojezierzy,* Mat. konf. Komisji Hydrograficznej PTG, KHiK UG, 200 s.
3. Drwal J. (red.), 1985, *Ogólnopolska konferencja Komisji Hydrograficznej PTG*, Zesz. Nauk. Wydziału BGiO, Geografia, 14, 147 s.
4. Żurawski M., Drwal J., Kaniecki A., Jankowski A. (red.), 1985, *Wytyczne techniczne K-3.4. Mapa hydrograficzna w skali 1:50 000* (*zagadnienia hydrograficzne*), GUGiK, Warszawa, 64 s.
5. Drwal J. (red.), 1991, *Basen jeziora Druzno, Regionalny system przyrodniczo-techniczny,* UG, Gdańsk, 108 s.
6. Drwal J. i in. (red.), 1996, *Wytyczne techniczne K-3 do mapy hydrograficznej Polski 1:50 000*, Poznań.
7. Drwal J., Jankowski A.T., Kaniecki A., Michalczyk Z. (red., *zagadnienia hydrograficzne*), Berus T., Jasiński R., Kokociński P., Ostrowski W., Pawlak W. (red., *zagadnienia kartograficzno-informatyczne*), 1997, *System informacji o terenie. Mapa hydrograficzna Polski, skala 1:50 000 w formie analogowej i numerycznej: wytyczne techniczne K-3.4*, GUGiK, Warszawa, 60 s.
8. Drwal J., Odyniec W., Treder J. (red.), 1998, *Góra – wieś i parafia. Środowisko – dzieje – język*, Urząd Gminy Wejherowo, 136 s.
9. Drwal J. (red.), 2002, *Wody delty Wisły, część wschodnia*, GTN, Gdańsk, 192 s.
10. Bogdanowicz S., Drwal J., Klat M. (red.), 2006, *Ziemia Święta*, Of. Pomorska, Gdańsk, 137 s.
11. Drwal J. (red.), 2008, *Oblicza gdańskiej wody*, GTN, Saur Neptun, Wyd. Gdańskie, Gdańsk, 74 s.
12. Drwal J. (red.), 2008, *Rumia miasto nowoczesne?*, Zesz. Miasta Rumii, 28 s.

Recenzje

1. 1968, Recenzja pracy zbiorowej *Tipologiâ ozer*, Zesz. Geogr. WSP w Gdańsku, R. X, 256–255.
2. 1999, Recenzja poprawności merytorycznej *Programu nauczania w gimnazjum. Geografia,* autorstwa M. Augustyniaka, J. Makowskiego i J. Mordawskiego, Wyd. Rożak (maszyn.).

3. 2006, Recenzja książki: E. Bajkiewicz-Grabowska, Z. Mikulski, *Hydrologia ogólna* (PWN, Warszawa), Prz. Geofiz., 51, 2.
4. 2006, Recenzja dla potrzeb publikacji w Słupskich Pracach Geogr., 3.
5. 2012, Recenzja wydawnicza książki: R. Bogdanowicz, P. Jokiel, J. Pociask-Karteczka, *Wody parków narodowych Polski*, IGGP UJ, Komisja Hydrologiczna PTG, Kraków.
6. Recenzje artykułów w publikacjach (monografiach):

– 2008, Recenzja rozdziałów książki: J. Partyka, J. Pociask-Karteczka (red.), *Wody na obszarach chronionych*, IGiGP UJ, Ojcowski PN, Komisja Hydrologiczna PTG, Kraków.
– 2009, Recenzja rozdziałów książki: R. Bogdanowicz, J. Fac-Beneda (red.), *Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych*, FRUG, Gdańsk.
– 2010, Recenzja rozdziałów książki: A. Choiński (red.), *Przemiany jezior i zbiorników wodnych. Woda – Środowisko – Zmiany*, Bogucki, Poznań.
– 2010, Recenzja rozdziałów książki: A. Kaniecki, A .Baczyńska (red.), *Zmiany stosunków wodnych w czasach historycznych. Woda – Środowisko – Zmiany*, Bogucki, Poznań.
– 2010, Recenzja rozdziałów książki: D. Wrzesiński (red.), *Odpływ rzeczny i jego regionalne uwarunkowania. Woda – Środowisko – Zmiany*, Bogucki, Poznań.

7. Recenzje dorobku naukowego:

– 2006, dr. hab. prof. nadzw. UŁ Pawła Jokiela do przewodu profesorskiego.
– 2006, dr. hab. prof. Wojciecha Chełmickiego do wniosku o profesora zwyczajnego.

Niepublikowane prace, prace projektowe, doświadczalno-konstrukcyjne, ważniejsze ekspertyzy i opinie

1. Cyberski J., Drwal J. i in., 1974–1975, *Badania morfometryczne odcinka strefy brzegowej Zat. Gdańskiej (w rejonie Górek Wschodnich) dla potrzeb Urzędu Morskiego w Gdyni*, Instytut Morski, Gdańsk.
2. Cyberski J., Drwal J., i in, 1975, *Badania radiacji słonecznej i rozkładu prędkości wiatru nad powierzchnią Jez. Żarnowieckiego dla potrzeb planowania elektrowni jądrowej w Żarnowcu*, IBW PAN, Gdańsk.

3. Cyberski J., Drwal J. i in., 1976, *Studium hydrologiczno-meteorologiczne doliny Strzelenki koło Rębiechowa, jez. Wysockiego i jez. Tuchomskiego dla potrzeb planowania inwestycji hydrotechnicznych*, Promor, Gdańsk.
4. Cyberski J., Lange W., Drwal J. i in., 1976, *Badania nad powierzchniową wymianą ciepła nad jez. Żarnowieckim dla potrzeb planowania elektrowni jądrowej w Żarnowcu*, IBW PAN, Gdańsk.

5. Drwal J., 1977, *Hydrografia. Ważniejsze wskaźniki hydrograficzne* (mapa), [w:] *Atlas województwa gdańskiego*, UW, Gdańsk.
6. Drwal J., 1977, *Zmiany systemu powierzchniowego odpływu wód na Żuławach* (mapa), [w:] *Atlas województwa gdańskiego*, UW, Gdańsk.
7. Drwal J., Lange W., 1977, *Hydrologia* (mapa), [w:] *Atlas województwa gdańskiego*, UW, Gdańsk.
8. Jędrasik J., Drwal J. i in., 1977, *Doświadczalna weryfikacja modelu hydrodynamicznego Bałtyku na zamkniętym zbiorniku wodnym*, [w:] *Podstawy gospodarki w środowisku morskim*, IMGW, Gdynia.

9. Drwal J. i in., 1978, *Studium hydrograficzne zespołu jezior Raduńsko-Ostrzyckich i rzeki Raduni po Straszyn dla potrzeb planowania inwestycji hydrotechnicznych i rozrządu wody rzeki Raduni*, Hydroprojekt, Gdańsk.
10. Drwal J., 1978, *Zasadność przyjmowania granic zlewni rzeki Raduni po profil zamykający w Straszynie*, BPP, Gdańsk.

11. Drwal J., Pelczar M., Nowak-Drwal M., Błaszkowski J., Cyberski J., Petelski K., Portalski W., 1982, *Ocena stanu wyjściowego i instrukcja metod opracowania*, [w:] *Aktualny stan wykształcenia i or-*

ganizacji tkanki wodnej Żuław Wiślanych z uwzględnieniem potrzeb planowania przestrzennego, RB 112.01.01.08, KHiK UG, Gdańsk.

12. Drwal J., Korzeniewski J., Faraś-Ostrowska B., Ziółkowski J., 1983, *Żuławy Elbląskie (atlas), cz. I – mapa hydrograficzna, cz. II – mapa osadnictwa i komunikacji, skala 1 : 10 000.*
13. Drwal J. i in., 1983, *Ekspertyza z zakresu ekologii w konkursie Towarzystwa Urbanistów Polskich nr 70 na opracowanie „Studium kształtowania rozwoju Gdyni Zachód jako jednostki strukturalnej aglomeracji gdańskiej"*, TUP, Gdańsk.

14. Drwal J., Nowak-Drwal M., Jankowska H., Ziółkowski J., Błaszkowski J., 1984, *Żuławy Gdańskie (atlas), cz. I – mapa hydrograficzna, cz. II – mapa osadnictwa i komunikacji, skala 1 : 10 000.*
15. Drwal J., Pelczar M., Nowak-Drwal M., Petelski K., Ziółkowski J., Petelska H., Neytchev P., 1984, *Żuławy Wielkie (atlas), cz. I – mapa hydrograficzna, cz. II – mapa osadnictwa i komunikacji, skala 1:10 000*.

16. Drwal J. i in., 1986–1987, *Normalna i potencjalna pojemność korytowa oraz potencjalna retencja depresyjna na poligonach,* [w:] *Określenie retencji powierzchniowej Żuław – etap I*, RPBR 28.1.C.11.03.02, KHiK UG, Gdańsk.
17. Drwal J. i in., 1986, *Możliwości oceny wykształcenia i organizacji sieci wodnej Żuław Wiślanych w świetle istniejących materiałów kartograficznych*, ekspertyza dla Zespołu Problemowego ds. Stosunków Wodnych Regionu Żuław PAN, Gdańsk.

18. Drwal J. i in., 1988, *Informacja o pomocach dydaktycznych do przedmiotu hydrologia i oceanografia oraz wynikające z niej wnioski,* opinia dla Komisji ds. Oceny Pomocy Dydaktycznych KNG PAN.
19. Drwal J., Błaszkowski J., Licbarski P., Koska J., 1988, *Potencjalna pojemność depresji i koryt oraz normalna retencja koryt na obszarach reprezentatywnych,* [w:] *Określenie retencji powierzchniowej Żuław – etap II*, RPBR 28.1.C.11.03.02, KHiK UG, Gdańsk.
20. Drwal J., Bogdanowicz R., Zawadzka M., 1988, *Określanie wilgotności gleby w strefie aeracji w warunkach okresu roztopowego w Bielniku na polderze Fiszewka*, na zlecenie IMGW, Gdynia.

21. Drwal J., Błaszkowski J., Licbarski P., Koska J., Bogdanowicz R., 1989, *Określenie wielkości retencji depresyjnej oraz potencjalnej retencji korytowej w basenie jez. Druzno,* [w:] *Określenie retencji powierzchniowej Żuław – etap II*, RPBR 28.1.C.11.03.02, KHiK UG, Gdańsk.
22. Drwal J., Lange W., 1989, *Zmiany stosunków hydrograficznych w dorzeczu Piaśnicy pod wpływem elektrowni szczytowo-pompowej „Żarnowiec"*, [w:]. *Etap III – synteza opracowania*, CPBP 03.13.04.03, KHiK UG, Gdańsk.

23. Drwal J., Błaszkowski J., Licbarski P., Koska J., Bogdanowicz R., 1990, *Określenie wielkości retencji powierzchniowej podsystemu basenu jez. Druzno, próba określenia dopuszczalnych zmian w obiegu wody w aspekcie naturalnych możliwości retencyjnych podsystemu,* [w:] *Określenie retencji powierzchniowej Żuław – etap III*, RPBR 28.1.C.11.03.02, KHiK UG, Gdańsk.

24. Drwal J., Bogdanowicz R., Fac J., 1993, *Zróżnicowanie zasobów wód powierzchniowych i ładunku zanieczyszczeń na obszarze źródliskowym Pojezierza Kaszubskiego w aspekcie uwarunkowań przyrodniczych i antropogenicznych,* UG, RZGW, Gdańsk.

25. Drwal J., 1994, *Geograficzna interpretacja systemów hydrograficznych w terenach młodoplejstoceńskiej akumulacji polodowcowej.*
26. Drwal J., Bogdanowicz R., Fac J., 1994, *Rozpoznanie zagrożeń pochodzenia antropogenicznego wód powierzchniowych zlewni Zalewu Wiślanego,* WFOŚiGW, Elbląg.

27. Drwal J., Nitecki Cz., Szmeja J., Sapota, 1995, *Ocena spodziewanego wpływu na środowisko przyrodnicze budowy wrót przeciwsztormowych na rzece Elbląg i odbudowy wrót na Kanale Jagiellońskim*, na

zlecenie Wojewódzkiego Zarządu Melioracji i Urządzeń Wodnych w Elblągu, M-1/36/94, Gdańsk.

28. Drwal J., 1996–1998, kilkanaście opinii projektów KBN.

29. Drwal J., 1999, *Wybrane zagadnienia ochrony i gospodarki wodnej Żuław Elbląskich,* WFOŚiGW, Olsztyn.

30. Drwal J., 2003, *Ewolucja regionalnych systemów hydrograficznych na obszarach młodoglacjalnych*, referat wygłoszony na konferencji „Ewolucja pojezierzy i pobrzeży południowobałtyckich u schyłku ostatniego glacjału i w holocenie", Starbienino.

31. Drwal J., 2006, *Inwentaryzacja dokumentów strategicznych i planistyczno-przestrzennych,* [w:] P. Kowalik (red.), *Program rewitalizacji gospodarczej obszaru delty Wisły i Zalewu Wiślanego*, ekspertyza dla Urzędu Marszałkowskiego Województwa Pomorskiego i Urzędu Marszałkowskiego Województwa Warmińsko-Mazurskiego, Gdańsk.
32. Drwal J., 2006, *Opracowanie metodologii pozwalającej na ocenę oddziaływania inwestycji na pobudzanie regionalne, zbadanie oczekiwanego oddziaływania regionalnego inwestycji zaproponowanych na etapie I, zidentyfikowanie potencjalnych barier rozwojowych – cz. II, program rewitalizacji*, Żuławski Oddział SITR, Stare Pole.

Prace o charakterze technologicznym i projektowym

1. Cieśliński R., Drwal J., 1997, *Stan jakości wód w basenie jeziora Druzno w aspekcie oddziaływania zanieczyszczeń punktowych i obszarowych*, Katedra Hydrologii UG, Gdańsk (maszyn.)

2. Drwal J., 1998, *Analiza hydrograficzna archeologicznego zespołu osadniczego dla „Studium Ochrony", Muzeum Archeologiczne, Gdańsk (maszyn.).*
3. Drwal J., 1998, *Basen jeziora Druzno – system przyrodniczo-techniczny (naturalne i antropogeniczne aspekty zmian stosunków wodnych)*, WOŚ UW, Elbląg (maszyn.).

4. Błaszkowski J., Cieśliński R., Drwal J., Fac-Beneda J., Nowak-Drwal M., 2001, *Część pierwsza – hydrologiczna*, [w:] J. Drwal (red.), *Ocena zagrożeń rezerwatu jeziora Druzno dopływem zanieczyszczeń abiotycznych*, Katedra Hydrologii UG, Gdańsk (maszyn.).

5. Cieśliński R., Drwal J., Hryniszak E., Magierska S., Błaszkowski J., Cysewski A., 2004, *Sprawozdanie końcowe z projektu badań nt. Wpływ sąsiedztwa Zat. Puckiej na stosunki wodne rezerwatu Beka*, Katedra Hydrologii UG, Gdańsk (maszyn.).

Sprawozdania, w tym z realizacji zadań badawczych

1. Drwal J., 1981, *Problematyka prac hydrograficznych prowadzonych w Katedrze Hydrologii i Klimatologii Uniwersytetu Gdańskiego,* [w:] A.T. Jankowski (red.), *Hydrografia polska 1981–1990*, KH PTG, Fundacja UŚ, 8–18.

2. Drwal J., 1985, *Egzoreiczne systemy pojezierzy młodoglacjalnych,* Sprawozdania GTN, 11, 112–114.
3. Drwal J., 1985, *Wykształcenie i organizacja sieci hydrograficznej jako podstawa oceny struktury odpływu na terenach młodoglacjalnych,* [w:] *Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich 1983*, IGiPZ PAN, 16–19.

4. Cyberski J., Drwal J., 1990, *Problematyka prac hydrograficznych i oceanograficznych w Uniwersytecie Gdańskim,* [w:] A. Kaniecki (red.), *Hydrologia polska 1976–1980*, UAM, KH PTG, Poznań, 10–21.

5. Drwal J., 1992, *Pięcioletnia działalność Katedry Hydrologii i Klimatologii UG,* Zesz. Nauk. UG, Geografia, 18, 186–199.

6. Drwal J., Bogdanowicz R. Fac J., 1993, *Zróżnicowanie zasobów wód powierzchniowych i ładunku zanieczyszczeń na obszarze źródliskowym Pojezierza Kaszubskiego w aspekcie uwarunkowań przyrodniczych i antropogenicznych,* UG, RZGW, Gdańsk.

7. Drwal J., 1998, *Naturalne i antropogeniczne zmiany stosunków wodnych basenu jeziora Druzno w aspekcie ochrony jego środowiska*, WOŚ UW, Elbląg, 6 s. (maszyn.).
9. Drwal J., Cieśliński R., 1998, *Próba oceny oddziaływania odpływu zanieczyszczeń z terytorium miasta Elbląga na jakość wód bezpośrednich odbiorników tego odpływu*, Katedra Hydrologii UG, Gdańsk (maszyn.).

10. Drwal J., Cieśliński R., Nowacki J., 1999, *Wpływ Bałtyku na zmienność wybranych wskaźników fizyczno-chemicznych w wodach jezior przybrzeżnych na przykładzie jeziora Druzno*, Katedra Hydrologii UG, Gdańsk, 25 s. (maszyn.).

2. Projekty badawcze

Międzynarodowe projekty badawcze

1. 1997–1999, *Ecotechnologies for wastewater management in the Baltic Sea Region*, finansowanie: międzynarodowa organizacja Koalicja Czystego Bałtyku z siedzibą w Sztokholmie.
2. 2008–2011, *Innowacyjne rozwiązania gospodarki ściekowo-osadowej dla terenów niezurbanizowanych (Innovative solutions for wastewater management in rural areas)*, NORWET PL0271 (Norweski Mechanizm Finansowania).

Krajowe projekty badawcze

1. 1979, *Pomiary prądów i temperatury na zamkniętym zbiorniku wodnym w celu testowania modelu dwuwarstwowego*, na zlecenie IMiGW, Gdynia.
2. 1980, *Opracowanie metodyki określania zasobów wód powierzchniowych w aspekcie ich zmienności na podstawie zdjęć wielospektralnych (lotniczych i satelitarnych) na przykładzie Pojezierza Pomorskiego i Pobrzeża*, współpraca/zlecenie IMGW, Słupsk, OPGK, Szczecin.
3. 1984–1985, *Charakterystyka wód powierzchniowych i podziemnych oraz klimatu Żuław Wiślanych. Ochrona środowiska i przyrodnicze uwarunkowania rozwoju Żuław,* w ramach realizowanego przez IKŚ tematu „Plan regionalny i modernizacja gospodarki Żuław".
4. 1986–1990, *Przemiany stosunków wodnych w dorzeczu Piaśnicy pod wpływem pracy elektrowni szczytowo-pompowej „Żarnowiec"*, program CPAP-03.13, koordynowany przez IGiPZ PAN.
5. 1989–1991, *Hydrologiczne uwarunkowania gospodarki wodą na obszarze funkcjonalnym „Zielone Płuca Polski"*, temat koordynowany przez IGiPZ PAN.
6. 1994, *Rozpoznanie zagrożeń pochodzenia antropogenicznego wód powierzchniowych zlewni Zalewu Wiślanego*, dotacja WFOŚiGW, Elbląg.
7. 1997, *Stan jakości wód w basenie jeziora Druzno w aspekcie oddziaływania zanieczyszczeń punktowych i obszarowych*, dotacja WFOŚiGW, Elbląg.
8. 1998, *Próba oceny oddziaływania odpływu zanieczyszczeń z terytorium miasta Elbląga na jakość wód bezpośrednich odbiorników tego odpływu*, dotacja WFOŚiGW, Elbląg.

9. 2001–2002, dotacja WFOŚiGW, Olsztyn, na badania oceny zagrożeń rezerwatu jeziora Druzno dopływem zanieczyszczeń abiotycznych i publikację monografii *Wody delty Wisły, część wschodnia*.
10. 2002–2004, umowa z OTOP, Gdańsk, na sfinansowanie badań stosunków wodnych rezerwatu Beka.
11. 2004, *Ocena wpływu warunków naturalnych i antropopresji na stan środowiska „Rezerwatu Beka" ze szczególnym uwzględnieniem jego stosunków wodnych*, WFOŚ/D/210/52/2004.
12. 2005–2006, *Dwa prądomierze profilujące z osprzętem umożliwiającym ich wykorzystanie w przewidywalnych warunkach terenowych*, grant aparaturowy Ministra Nauki i Informatyzacji, 5153/IA/127/2005.

Zadania badawcze

1. 1982, *Ocena stanu wyjściowego i instrukcja metod opracowania,* [w:] *Aktualny stan wykształcenia i organizacji tkanki wodnej Żuław Wiślanych z uwzględnieniem potrzeb planowania przestrzennego*, RB 112.01.01.08, KHiK UG, Gdańsk.
2. 1982–1985, *Aktualny stan wykształcenia i organizacji tkanki wodnej Żuław Wiślanych z uwzględnieniem przyrodniczych potrzeb planowania przestrzennego*, RB 112.01.01.08, KHiK UG, Gdańsk.
3. 1986–1987, *Normalna i potencjalna pojemność korytowa oraz potencjalna retencja depresyjna na poligonach,* [w:] *Określenie retencji powierzchniowej Żuław – etap I*, RPBR 28.1.C.11.03.02, KHiK UG, Gdańsk.

4. Drwal J., Błaszkowski J., Licbarski P., Koska J., 1988, *Potencjalna pojemność depresji i koryt oraz normalna retencja koryt na obszarach reprezentatywnych,* [w:] *Określenie retencji powierzchniowej Żuław – etap II*, RPBR 28.1.C.11.03.02, KHiK UG, Gdańsk.
5. Drwal J., Bogdanowicz R., Zawadzka M., 1988, *Określanie wilgotności gleby w strefie aeracji w warunkach okresu roztopowego w Bielniku na polderze Fiszewka,* IMGW, Gdynia.

6. Drwal J., Błaszkowski J., Licbarski P., Koska J., Bogdanowicz R., 1989, *Określenie wielkości retencji depresyjnej oraz potencjalnej retencji korytowej w basenie jez. Druzno,* [w:] *Określenie retencji powierzchniowej Żuław – etap II*, RPBR 28.1.C.11.03.02, KHiK UG, Gdańsk.
7. Drwal J., Lange W., 1989, *Zmiany stosunków hydrograficznych w dorzeczu Piaśnicy pod wpływem elektrowni szczytowo-pompowej „Żarnowiec"*, [w:] *Etap III – synteza opracowania*, CPBP 03.13.04.03, KHiK UG, Gdańsk.

8. Drwal J., Błaszkowski J., Licbarski P., Koska J., Bogdanowicz R., 1990, *Określenie wielkości retencji powierzchniowej podsystemu basenu jez. Druzno, próba określenia dopuszczalnych zmian w obiegu wody w aspekcie naturalnych możliwości retencyjnych podsystemu,* [w:] *Określenie retencji powierzchniowej Żuław – etap III*, RPBR 28.1.C.11.03.02, KHiK UG, Gdańsk.
9. Drwal J., Bogdanowicz R., Fac J., 1994, *Rozpoznanie zagrożeń pochodzenia antropogenicznego wód powierzchniowych zlewni Zalewu Wiślanego,* WFOiGW, Elbląg.

Badania własne

1. Drwal J., Bogdanowicz R., 1993, *Zróżnicowanie zasobów wód powierzchniowych i ładunków zanieczyszczeń na obszarze źródliskowym.*

2. Drwal J., Bogdanowicz R., 1994, *Rozpoznanie i ocena wpływu zagrożeń pochodzenia naturalnego i antropogenicznego na stan jakości wód powierzchniowych zlewni Zalewu Wiślanego.*

3. Drwal J., Bogdanowicz R., 1997, *Struktura bilansu zanieczyszczeń w basenie jeziora Druzno w aspekcie oddziaływania czynników hydrologicznych i hydrometeorologicznych.*

4. Bogdanowicz R., Drwal J., Fac J., Cieśliński R., 1998, *Przemiany stosunków wodnych w delcie Wisły w warunkach silnej antropopresji.*
5. Drwal J., Bogdanowicz R., Cieśliński R., 1998, *Struktura bilansu zanieczyszczeń w basenie jez. Druzno w aspekcie oddziaływania czynników hydrologicznych i hydrometeorologicznych.*

6. Drwal J., 1999, *Wpływ wód Bałtyku na zmienność wybranych wskaźników fizyko-chemicznych w wodach jezior przybrzeżnych na przykładzie jeziora Druzno.*

7. Drwal J., 2003, *Elementarna struktura hydrograficzna wybranych zlewni Pojezierza Pomorskiego.*

8. Drwal J., Olszewska A., 2008, *Rola jezior w kształtowaniu odpływu ładunków zanieczyszczeń w zlewni dolnej Zbrzycy.*

3. Wykaz wypromowanych doktorów habilitowanych i doktorów oraz spis prac magisterskich

Przewody habilitacyjne

1. 1986, Lange W., *Fizyczno-limnologiczne uwarunkowania tolerancji systemów jeziornych Pomorza.*
2. 1993, Trapp J., *Geograficzne uwarunkowania atmosferycznej fazy pionowego obiegu wody na Żuławach Wiślanych.*
3. 2004, Bogdanowicz R., *Hydrologiczne uwarunkowania transportu wybranych związków azotu i fosforu Odrą i Wisłą oraz rzekami Przymorza do Bałtyku.*
4. 2011, Cieśliński R., *Geograficzne uwarunkowania zmienności hydrochemicznej jezior wybrzeża południowego Bałtyku.*
5. 2012, Fac-Beneda J., *Młodoglacjalny system hydrograficzny.*

Doktorzy

1. 1990, Faraś-Ostrowska B., *Przyrodnicze uwarunkowania zróżnicowania przezroczystości wody wybranych jezior Pomorza.*
2. 1992, Bogdanowicz R., *Struktura hydrograficzna decentrycznego systemu odwadniania Wzniesienia Elbląskiego.*
3. 1997, Fac J., *Przemiany hydrograficzne na Żuławach Wiślanych w okresie gospodarczej aktywności człowieka.*
4. 2001, Cieśliński R., *Wpływ morza na stan jakości wód jeziora Druzno.*
5. 2004, Borowiak M., *Przemiany hydrograficzne na Żuławach Wiślanych w okresie gospodarczej aktywności człowieka.*
6. 2009, Hryniszak E., *Rola obszaru endoreicznego Linia w bilansowaniu dopływu atmosferycznego.*

Prace magisterskie

1. 1977, Jodczyk A., *Gęstość sieci rzecznej dorzecza Wdy.*
2. 1977, Karulska J., *Wpływ zagłębień bezodpływowych na kształtowanie sie obiegu wody w obszarach bezodpływowych powierzchniowo w strefie działu wodnego Wierzycy, Wdy i Raduni.*

3. 1977, Surma D., *Gęstość cieków północnego skłonu wybranych fragmentów pojezierza pomorskiego (dorzecza Łeby, Łupawy, Wieprzy).*
4. 1977, Szwichtenberg D., *Stosunki wodne w strefie działu wodnego Wierzycy, Wdy i Raduni.*
5. 1978, Długosz E., *Charakterystyka obszarów bezodpływowych w strefie mazurskiego działu wodnego na odcinku od Nidzicy do Mrągowa.*
6. 1978, Mackiewicz T., *Obszary endoreiczne w strefie mazurskiego działu wodnego na odcinku od jeziora Narie do jeziora Kownatki.*
7. 1978, Stoltman B., *Wybrane zagadnienia morfometryczne Bałtyku południowego.*
8. 1979, Cempel J., *Charakterystyka hydrograficzna obszarów bezodpływowych Australii.*
9. 1979, Żubrzycka E., *Zastosowanie panchromatycznych zdjęć lotniczych do charakterystyki wybranych elementów hydrograficznych terenów młodoglacjalnych.*
10. 1980, Brzezicki J., *Zmiany topografii dna morskiego ujścia Wisły.*
11. 1980, Hapka J., *Charakterystyka hydrograficzna zlewni górnej Chociny po profil zamykający w Nierostowie.*
12. 1980, Igielski A., *Charakterystyka mas wodnych w zbiornikach reolimnicznych w dorzeczu rzeki Raduni.*
13. 1980, Łabędzki A., *Wpływ człowieka na kształtowanie stosunków wodnych w małej zlewni przymorskiej na przykładzie zlewni Płutnicy.*
14. 1980, Słodownik D., *Porównanie wielkości parowania terenowego na Pojezierzu Pomorskim wyznaczonego różnymi metodami empirycznymi.*
15. 1984, Gałązka D., *Klasyfikacja pogód występujących w rejonie Zatoki Gdańskiej.*
16. 1984, Firmanty J., *Zastosowanie panchromatycznych zdjęć lotniczych do sporządzania wielkoskalowych map hydrograficznych na obszarze Żuław Elbląskich.*
17. 1984, Siliczak W., *Charakterystyka limnologiczna jezior: Osowskiego, Wysockiego i Tuchomskiego w dorzeczu Strzelenki.*
18. 1985, Adamczyk S., *Przestrzenna struktura odpływu w zlewni rzeki Słupi.*
19. 1985, Juszkiewicz U., *Oddziaływanie lasu nadmorskiego na zasięg wpływu termiczno-wilgotnościowego Zatoki Gdańskiej.*
20. 1985, Tyska D., *Zmiany zawartości wilgoci w piaskach w strefie kontaktu wód lądowych i morskich.*
21. 1986, Bogdanowicz R., *Szacunkowa ocena zasobów wodnych sieci rzecznej i ich okresowej zmienności w systemie Słupi.*
22. 1986, Cylwik E., *Gęstość sieci wodnej Żuław Elbląskich.*
23. 1986, Sztobryn A., *Rozkład w czasie i przestrzeni warunków świetlno-termicznych w przyzatokowej części województwa gdańskiego.*
24. 1986, Witanowska A., *Ocena przydatności metody Penmana i metody Van Bavela do określania wartości parowania na Żuławach Wiślanych.*
25. 1987, Dziekoński M., *Sezonowa zmienność termiczna wybranych jezior Pojezierza Mazurskiego.*
26. 1987, Gładkowska A., *Systemy hydrograficznej Pojezierzy Południowobałtyckich.*
27. 1987, Nienałtowska B., *Gęstość sieci wodnej na Żuławach Gdańskich.*
28. 1987, Sobuń B., *Struktura i organizacja sieci rzecznej w systemie Kisewskiej Strugi.*
29. 1987, Soltman B., *Wybrane zagadnienia morfometryczne Bałtyku Południowego.*
30. 1987, Szelągowska E., *Zasoby wodne jezior dorzecza Raduni.*
31. 1987, Ufa G., *Gęstość sieci rzecznej Żuław Wielkich.*
32. 1987, Zawadzka A., *Próba określenia związków hydrologicznych między struktura odpływu, a obszarami jego alimentacji na przykładzie zlewni systemu Słupi.*
33. 1988, Borkowska K., *Zmiany sieci hydrograficznej na obszarze Gdańska w świetle historycznych materiałów kartograficznych.*
34. 1988, Borowiak D., *Analiza hydrograficzna układów odwadniania powierzchniowego na przykładzie sieci rzecznej Republiki Panamskiej.*
35. 1988, Iwanowicz A., *Sezonowa zmienność przepływów w ciekach różnych rzędów w zlewni rzeki Elbląg.*
36. 1988, Kobierzyński A., *Charakterystyka stosunków wodnych zlewni Rakownicy*

37. 1988, Małachowska B., *Różnoskalowe kartowanie hydrograficzne jako metoda badania stosunków wodnych równin aluwialnych na przykładzie północno-wschodniej części Żuław Wielkich*.
38. 1988, Piotrowska M., *Morfometria sieci hydrograficznej bezpośredniej zlewni jeziora Druzno w aspekcie potencjalnej retencji*.
39. 1988, Ruszkiewicz I., *Szacunkowa ocena powierzchniowej retencji depresyjnej na przykładzie poligonów doświadczalnych Żuław Elbląskich*.
40. 1989, Stecka R., *Warunki akumulacji energii i masy w wybranych oczkach okolicy Borucina*.
41. 1990, Dullek M., *Rzeki jako element treści dawnych map (okres od XVI do XVIII wieku)*.
42. 1990, Dziewulski J., *Zróżnicowanie odpływu w systemie rzeki Elbląg*.
43. 1990, Liszewska B., *Wpływ okresowej sieci rzecznej na organizację rzecznych zlewni Płonnej i Zaleśnej*.
44. 1990, Miłoszewska B., *Surowe bilanse wodne wybranych zlewni dorzecza Słupi*.
45. 1990, Topolski W., *Przestrzenna zmienność charakterystyk hydrologicznych w zlewni górnej Baudy*.
46. 1991, Bejger R., *Obszar bezodpływowy wzniesień elbląskich*.
47. 1991, Grygolec R., *Bilans wodny dorzecza Łupawy za lata 1981–1990*.
48. 1991, Mazur J., *Organizacja systemu hydrograficznego dorzecza rzeki Elbląg*.
49. 1992, Jaworska J., *Charakterystyka stosunków wodnych polderu Bonin*.
50. 1992, Kalita M., *Znaczenie terpów w możliwości oceny ewolucji stosunków wodnych na Żuławach*.
51. 1992, Marzec M., *Charakterystyka wybranych cech fizycznych i chemicznych cieków na przedpolu lodowca „Renard"*.
52. 1992, Mortiz M., *Katalog map hydrograficznych Wisły od XVII do XX wieku*.
53. 1992, Ruszkiewicz J., *Wykształcenie i organizacja sieci hydrograficznej w systemie Wietcisy a odpływ*.
54. 1992, Sułkowska B., *Stan czystości wód powierzchniowych w zlewni Zagórskiej Strugi*.
55. 1993, Borowiak M., *Związek pomiędzy strukturą hydrograficzną a wybranymi charakterystykami hydrochemicznymi zlewni Łeby po Miłoszewo*.
56. 1993, Rażewska B., *Zasięg i głębokość obszarów depresyjnych na Żuwałach Elbląskich w czasach historycznych*.
57. 1993, Najmajer M., *Ocena potencjalnej retencji korytowej na obszarze polderu Fiszewka S*.
58. 1993, Starak A., *Charakterystyka fizyczno-geograficzna jezior Finlandii*.
59. 1994, Dębiak R., *Związek między strukturą hydrograficzną a chemizmem wody w systemie Glażnej*.
60. 1994, Jarocka B., *Wpływ Pelpina na stan czystości rzeki Wierzycy*.
61. 1994, Mazur J., *Charakterystyka stosunków wodnych w delcie Niemna w literaturze litewsko- i rosyjskojęzycznej*.
62. 1994, Siemaszko M., *Walory klimatyczne Tolkmicka*.
63. 1994, Szymański R., *Próba typologii układów sieci hydrograficznych na Żuławach Wiślanych*.
64. 1994, Walasek J., *Zasięg i głębokość obszarów depresyjnych Żuław Gdańskich w XX wieku*.
65. 1995, Bulowska B., *Struktura hydrograficzna zlewni Łeby po ujście do jeziora Łebsko*.
66. 1995, Głogowska J., *Próba rekonstrukcji zmian stosunków wodnych na obszarze Gdańska w obrębie fortyfikacji wewnętrznych w czasach historycznych*.
67. 1995, Kołecka D., *Próba oceny przydatności materiałów teledetekcji satelitarnej w nauczaniu geografii*.
68. 1995, Kwaśniewska B., *Struktura hydrograficzna zlewni Czerskiej Strugi i Bielskiej Strugi w dorzeczu Brdy*.
69. 1995, Zalewska M., *Geograficzne uwarunkowania zróżnicowania przestrzennego zanieczyszczeń cieków rzeki Słupi*.
70. 1997, Bazylko A., *Paleohydrograficzna interpretacja panchromatycznych zdjęć lotniczych basenu jeziora Druzno*.
71. 1997, Budzikowska K., *Próba określenia związku między parametrami zlewni trzeciego rzędu a jakością wody w odbiorniku*.
72. 1997, Karkut E., *Zmiany hydrograficzne w widłach Bhagirathi i Jalangi w delcie Gangesu w czasach historycznych*.
73. 1997, Waliszewska M., *Ewolucja stosunków hydrograficznych Gdyni w czasie historycznym*.
74. 1998, Dąbrowski M., *Wpływ Zalewu Wiślanego na stan jakości wód polderów Nowakowo i Nowotki*.

75. 1998, Marcyniuk J., *Zasięg czasowy i przestrzenny wlewów wód morskich w ujściowe odcinki rzek Żuław Wiślanych*.
76. 1998, Piszczek J., *Wskaźnikowa analiza zasobów wodnych zlewni Wierzycy*.
77. 1999, Boike L., *Określenie zależności między objętością przepływu a ładunkiem biogenów na rzece Pasłęce*.
78. 1999, Gęstwicki J., *Hydrometeorologiczne uwarunkowania stanów wody w południowym akwenie Zalewu Wiślanego*.
79. 1999, Lewańczyk L., *Hydrograficzne ścieżki dydaktyczne w rejonie Potoku Oliwskiego*.
80. 1999, Marton M., *Mapa hydrograficzna Żuław Elbląskich w wersji numerycznej*.
81. 1999, Rosiak A., *Przestrzenne zróżnicowanie jednostkowego odpływu biogenów w zlewniach przymorskich*,
82. 1999, Szulc A., *Skład chemiczny wód powierzchniowych Żuław Prawobrzeżnych w świetle materiałów źródłowych*.
83. 2000, Sawicka S., *Wpływ środowiska zlewni na kształtowanie się zanieczyszczeń rzeki Kaczej*.
84. 2002, Bortkiewicz T., *Wpływ środowiska geograficznego zlewni na jakość wody w Potoku Oliwskim*.
85. 2002, Chlost I., *Zmiany stosunków wodnych w rejonie Bartoszyc w czasach historycznych*.
86. 2002, Dworniczak J., *Struktura hydrograficzna zlewni Potoku Oliwskiego i Strzyży*.
87. 2002, Gołowacz M., *Mapa hydrograficzna Mościch Błot w wersji numerycznej*.
88. 2002, Grabowska A., *Zmiany stosunków wodnych na Żuławach Wielkich w okresie historycznym*.
89. 2002, Grygiel M., *Mapa hydrograficzna zlewni Kanału Raduni w wersji numerycznej*.
90. 2002, Hryniszak E., *Zmiany sieci rzecznej w Kędzierzynie-Koźlu w czasach historycznych*.
91. 2002, Kuźniecow A., Zmiany hydrograficzne w czasach historycznych na Pobrzeżu Szczecińskim na odcinku od Świnoujścia do Dziwnowa.
92. 2002, Leśniak M., *Zmiana stosunków wodnych w zlewni jeziora Zawiat spowodowana działalnością człowieka*.
93. 2002, Magierska S., *Mapa hydrograficzna delt Nogatu i Szkarpawy w wersji numerycznej*.
94. 2002, Mikunda-Żwir A., *Zmiany hydrograficzne zlewni jeziora Sławskiego od przełomu XVIII i XIX wieku do czasów współczesnych*.
95. 2002, Szyłański M., *Reżim hydrologiczny pierwszego poziomu wód podziemnych w rejonie Olszynki w Gdańsku*.
96. 2002, Paluch J., *Struktura hydrograficzna zlewni Zagórskiej Strugi*.
97. 2002, Witkowski J., *Stosunki wodne w zlewni jeziora Rokitki*.
98. 2002, Zabiegliński M., *Uwarunkowania geograficzne jakości wody w Potoku Swelina*.
99. 2002, Zalesko M., *Wpływ antropopresji na zmianę stosunków wodnych w zlewni Chylonki*.
100. 2004, Żochowska K., *Zmiany przepuszczalności utworów powierzchniowych w wyniku urbanizacji na przykładzie miasta Gdańska*.
101. 2005, Krumholc K., *Zmiany stosunków wodnych zlewni Zagórskiej Strógi w czasach historycznych*.
102. 2005, Nuszkiewicz J., *Wahania poziomu i jakości wód gruntowych Rezerwatu Beka*.
103. 2005, Piński D., *Zasięg i intensywność intruzji morskich do wód jeziora Jamno*.
104. 2005, Przyszlakowska A., *Funkcje hydrograficzne zlewni zagłębienia bezodpływowego Białe Błoto*.
105. 2005, Rusinek T., *Struktura hydrograficzna zlewni Wdy*.
106. 2005, Sałek D., *Wpływ wymuszonego obiegu wody na jej jakość w sieci melioracyjnej zlewni Starego Nogatu (polder Marzęcino)*.
107. 2005, Stefańczyk K., *Zmiany hydrograficzne Rezerwatu Beka w świetle archiwalnych materiałów kartograficznych i zdjęć lotniczych*.
108. 2005, Wadecka M., *Zmiany sieci hydrograficznej zlewni Strzyży pod wpływem urbanizacji*.
109. 2006, Gąsior A., *Wypływ warunków hydrometeorologicznych na stany wód jeziora Łebsko*.
110. 2006, Liachovic T., *Retencja powierzchniowa obszaru bezodpływowego w okolicach Linii*.
111. 2006, Moskalik K., *Elementarna struktura hydrograficzna zlewni Borucinki*.
112. 2006, Pępek B., *Numeryczna wersja mapy hydrograficznej – arkusz Reda*.
113. 2006, Quant F., *Wykształcenie i organizacja sieci rzecznej Strzelenki na Pojezierzu Kaszubskim*.
114. 2006, Raśkiewicz J., *Stosunki wodne zlewni jezior Ptasi Raj i Karaś*.
115. 2006, Wróblewski M., *Warunki występowania ekstremalnych stanów wód w jeziorach Pomorza*.

116. 2007, Blok K., *Elementarna struktura hydrograficzna zlewni Węgorzy.*
117. 2007, Fedorczak T., *Sezonowa zmienność przepływu w dolnych biegach rzek uchodzących do Zatoki Puckiej*.
118. 2007, Gołębiewska E., *Stosunki wodne zlewni Płutnicy.*
119. 2007, Kurek M., *Zmiany sieci hydrograficznej Sopotu w czasach historycznych.*
120. 2007, Lipiński P., *Zmiany stanów wód podziemnych w okolicach Linii.*
121. 2007, Pawłowski M., *Wpływ Zatoki Puckiej na stan wód powierzchniowych Rezerwatu Beka.*
122. 2007, Rusińska M., *Hydrograficzne aspekty działalności osadników niderlandzkich na Pomorzu na przykładzie polderu Karwieńskie Błota.*
123. 2007, Szukalska-Chremplewska A., *Analiza stężeń i ładunków wybranych związków azotu i fosforu w rzekach uchodzących do Zatoki Puckiej.*
124. 2007, Waszkowska A., *Zmiany hydrograficzne na Wysoczyźnie Puckiej w czasach historycznych.*
125. 2007, Zasowska J., *Wypływy wód podziemnych w Pradolinie Redy-Łeby na odcinku Godętowo–Mosty*
126. 2008, Czerniak J., *Wpływ punktowych źródeł zanieczyszczeń na jakość wód rzeki Liwy w okolicach Kwidzyna*.
127. 2008, Dawidowicz A., *Źródliska elementem struktury hydrograficznej obszarów młodoglacjalnych.*
128. 2008, Dąbrowska A., *Waloryzacja hydromorfologiczna cieków na terenie Trójmiasta według Ramowej Dyrektywy Wodnej nr 2000/06/EC.*
129. 2008, Demski A., *Wypływy wód podziemnych doliny dolnej Raduni.*
130. 2008, Gaweł Ł., *Naturalne wypływy wód podziemnych w bezpośredniej zlewni Jezior Raduńskich.*
131. 2008, Jeżewski R., *Stosunki wodne zlewni Cedronu.*
132. 2008, Kowalski M., *Retencja półrocza zimowego wybranych zlewni bezodpływowych.*
133. 2008, Łękawska K., *Wypływy wód podziemnych w zlewniach Kaczej, Sweliny, Potoku Kolibkowskiego*
134. 2008, Szyc K., *Struktura hydrograficzna zlewni Zagórskiej Strugi.*
135. 2008, Węsierska K., *Zmiany stosunków wodnych Letnicy i Nowego Portu od XIII wieku do czasów współczesnych.*
136. 2008, Żuk M., *Stosunki wodne gminy Krokowa.*
137. 2009, Chromniak Ł., *Uwarunkowania sezonowej zmienności jakości wód w jeziorze Sarbsko.*
138. 2009, Dawidowicz M., *Wezbrania opadowe na rzece Strzyży.*
139. 2009, Ellwart A., *Gospodarka polderowa w zlewniach wybranych jezior przybrzeżnych.*
140. 2009, Fuks A., *Wykorzystanie indeksów jakości do oceny stanu zanieczyszczenia wód rzecznych w zlewni Raduni.*
141. 2009, Gajewski P., *Wypływy wód podziemnych w górnym dorzeczu rzeki Wietcisy.*
142. 2009, Grudzka M., *Naturalne wypływy wód podziemnych we wschodniej części Wysoczyzny Elbląskiej.*
143. 2009, Jereczek A., *Zasilanie podziemne rzeki Łeby na odcinku pomiędzy Cieszonkiem a Stryszą Budą.*
144. 2009, Ogonowski P., *Skutki intruzji wód słonawych do południowej części elbląskiego układu hydrograficznego*.
145. 2009, Przygrodzki P., *Wykształcenie i organizacja sieci rzecznej Reknicy.*
146. 2009, Rurka R., *Skutki intruzji wód słonawych do północnej części elbląskiego układu hydrograficznego.*
147. 2010, Fedoruk K., *Zmiany jakości wody w dolnym biegu Wisły na skutek oddziaływań punktowych źródeł zanieczyszczeń.*
148. 2011, Czapniewska A., *Wypływy wód podziemnych w strefie krawędziowej Jeziora Wieprznickiego.*
149. 2011, Babik J., *Hydrologiczne i antropogeniczne uwarunkowania zmienności jakości wody w dorzeczu Redy.*
150. 2011, Buczkowska J., *Podmokłości zlewni górnej Baudy.*
151. 2011, Budzyński Ł., *Stan wód podziemnych w województwie kujawsko-pomorskim w latach 2000–2004.*
152. 2011, Dampc P., *Wypływ wód podziemnych w zlewni Górnej Piaśnicy.*
153. 2011, Jura A., *Geograficzne uwarunkowania jakości wód jeziora Jamno.*
154. 2011, Kimszal M., *Geograficzne uwarunkowania zróżnicowania gęstości sieci rzecznej w wybranych zlewniach rzek Przymorza.*
155. 2011, Kłodziński D., *Stosunki wodne zlewni rzeki Kicz.*

156. 2011, Kowalewska M., *Funkcje hydrologiczne Pradoliny Kaszubskiej.*
157. 2011, Kreffta J., *Jakość wód zlewni Borucinki.*
158. 2011, Krzemińska K., *Stosunki wodne gminy Morzeszczyn*.
159. 2011, Litwin M., *Identyfikacja i ocena oddziaływań antropogenicznych na zasoby wodne na przykładzie zlewni Raduni.*
160. 2011, Łyczywek P., *Stosunki wodne gminy Pruszcz (województwo kujawsko-pomorskie).*
161. 2011, Rackiewicz K., *Elementarna struktura hydrograficzna zlewni Baudy.*
162. 2011, Sikora M., *Wpływ zagospodarowania terenu na odpływ w zlewni Strzyży.*
163. 2011, Uhlenberg E., *Zmiany stosunków wodnych na obszarze północno-wschodniej Gdyni*.
164. 2011, Uhlenberg P., *Fizyczne i jakościowe efekty oddziaływania Morza Bałtyckiego na wody Ptasiego Raju*.
165. 2012, Bastian J., *Powodzie w Gdańsku w czasach historycznych.*
166. 2012, Chomej J., *Obszary podmokłe w zlewni Strzyży.*
167. 2012, Czekalski M., *Zmiany przepuszczalności zlewni Potoku Oliwskiego pod wpływem urbanizacji.*
168. 2012, Duda F., *Stosunki wodne mokradła Bielawskie Błota*.
169. 2012, Grabowska M., *Stosunki wodne mokradła Czarne Bagno*.
170. 2012, Kamińska J., *Stosunki wodne zlewni Strugi Młyńskiej*.
171. 2012, Kowalska-Nowak A., *Stosunki wodne gminy Gniew.*
172. 2012, Kozoń J., *Warunki termiczne archipelagu Svalbard.*
173. 2012, Kwiatek P., *Charakterystyka wód podziemnych w zlewni Borucinki.*
174. 2012, Lanc D., *Stosunki wodne zlewni Gizdepki.*
175. 2012, Litwin M., *Identyfikacja i ocena oddziaływań antropogenicznych na zasoby wodne na przykładzie zlewni Raduni.*
176. 2012, Matak M., *Stosunki wodne gminy Elbląg*.
177. 2012, Mielke M., *Stosunki wodne gminy Luzino.*
178. 2012, Piekarz J., *Wypływy wód podziemnych w jeziorach (Jez. Raduńskie Górne).*
179. 2012, Siwek R., *Stosunki wodne gminy Kolbudy.*
180. 2012, Stancel A., *Charakterystyka hydrologiczna Kanału Raduni.*
181. 2012, Zakrzewska K., *Meteorologiczne uwarunkowania poziomu stężeń zanieczyszczeń powietrza w Gdańsku.*
182. 2012, Zawadzka J., *Charakterystyka hydrologiczna zlewni Zbrzycy.*
183. 2012, Zieliński M., *Rola naturalnych wypływów wody podziemnej w kształtowaniu odpływu rzeki Łeby na odcinku Cieszonko–Parszyno.*

Sylwetka naukowa prof. UG dr. hab. Roberta Bogdanowicza (1963–2011)

Roman Cieśliński

Uniwersytet Gdański, Katedra Hydrologii, ul. Bażyńskiego 4, 80-952 Gdańsk
georc@univ.gda.pl

Robert Bogdanowicz urodził się 13 marca 1963 w Sierpcu. Studia ukończył w roku 1986 na Wydziale Biologii i Nauk o Ziemi Uniwersytetu Gdańskiego. Uzyskał stopień magistra geografii w zakresie hydrologii. Tuż po ukończeniu studiów został zatrudniony na stanowisku asystenta w Katedrze Hydrologii w swojej macierzystej uczelni. W 1992 roku uzyskał stopień doktora nauk o ziemi w dyscyplinie geografia na Wydziale BiNoZ UG. Tematem pracy doktorskiej była *Struktura hydrograficzna decentrycznego systemu odwadniania Wzniesienia Elbląskiego*. Promotorem pracy doktorskiej był prof. dr hab. Jan Drwal. W roku 1991 Robert Bogdanowicz przebywał na stażu na Uniwersytecie w Manchesterze, czego wymiernym efektem było uzyskanie w 1993 roku tytułu magistra nauk o ziemi tegoż uniwersytetu (*master thesis*). Habilitował się na Uniwersytecie Adama Mickiewicza w Poznaniu w roku 2005, przedstawiając pracę *Hydrologiczne uwarunkowania transportu wybranych związków azotu i fosforu Odrą i Wisłą oraz rzekami Przymorza do Bałtyku*, opublikowaną w Wydawnictwie UG w 2004. W 2006 roku został profesorem nadzwyczajnym Uniwersytetu Gdańskiego.

Od początku swojej pracy naukowej Robert Bogdanowicz charakteryzował się niezwykłą pracowitością i zaangażowaniem. W latach 1990–1997 uczestniczył w siedmiu stażach zagranicznych, m.in. na Katolickim Uniwersytecie w Nijmegen, w Szwajcarskim Instytucie Technicznym w Zurichu, na Uniwersytecie w Manchesterze, w Instytucie Badań nad Wodą w Bari, na Uniwersytecie Środkowej Europy w Budapeszcie, czy w Akademii Europejskiej w Berlinie. W tym samym czasie był stypendystą Fundacji Batorego (1991) oraz Ministerstwa Spraw Zagranicznych Królestwa Wielkiej Brytanii i Irlandii Północnej (1992). W roku 1993 otrzymał nagrodę Gdańskiego Towarzystwa Naukowego dla młodych pracowników za wybitne osiągnięcia naukowe.

Profesor Robert Bogdanowicz całe swoje życie naukowe związał z Uniwersytetem Gdańskim. Równolegle pełnił też wiele innych funkcji. Był wiceprezesem Wojewódzkiego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej w Gdańsku, dla której stworzył hasło „Dla ludzi i środowiska", najcelniej ujmujące misję tej instytucji. Od 1993 roku był członkiem Zespołu Problemowego Polskiej Akademii Nauk ds. Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej Żuław, Delty Wisły. W latach 1995–1998 był członkiem Rady przy Prezydencie Miasta Gdańska ds. Realizacji Oczyszczalni Ścieków Gdańsk-Wschód, a w latach 1995–2000 brał udział w pracach Rady Fundacji Agencji Regionalnego Monitoringu Atmosfery Aglomeracji Gdańskiej, pełniąc od roku 1997 funkcję jej przewodniczącego. W latach 1998–2000 przewodził Komisji Ochrony Środowiska Rady Miasta Gdańska. Dzięki jego staraniom powstał zespół krajobrazowo-przyrodniczy „Dolina Potoku Oruńskiego", chroniący park i jego otulinę. W latach 2002–2003 był członkiem w Radzie Programowej ds. Programu Ochrony Środowiska województwa pomorskiego oraz w Radzie Programowej ds. Wojewódzkiego Planu Gospodarki Odpadami województwa pomorskiego, a w latach 2003–2004 – członkiem Zespołu Roboczego ds. Wojewódzkiego Programu Rolnośrodowiskowego województwa pomorskiego. W latach 2000–2004 przewodniczył Radzie Naukowo-Społecznej przy Dyrektorze Trójmiejskiego Parku Krajobrazowego. W roku 2008 został członkiem Zespołu Ekspertów Zewnętrznych w Narodowym Programie Foresight Polska 2020.

W działalności publicznej profesor Robert Bogdanowicz wyróżniał się dogłębną wiedzą merytoryczną. Wniósł ją do publicznej debaty w Gdańsku, by sprawom ochrony środowiska nadać społeczną jakość, uczynić to, co było jego badawczą pasją, istotną przesłanką kształtowania lokalnego prawa. Swojej działalności publicznej i naukowej nie ograniczał wyłącznie do regionu województwa pomorskiego. Był bowiem członkiem: Polskiego Towarzystwa Geograficznego, Polskiego Klubu Ekologicznego, Komisji Hydrologicznej Polskiego Towarzystwa Geograficznego, International Water Association, Gdańskiego Towarzystwa Naukowego, Krajowej Rady Gospodarki Wodnej, Wojewódzkiej Rady Ochrony Przyrody.

Profesor był autorem i współautorem blisko 100 publikacji naukowych i opracowań niepublikowanych, dotyczących stosunków wodnych pojezierzy i pobrzeży południowobałtyckich, w tym redaktorem 5 książek (m.in. *Ecotechnology for wastewater treatment* z 1997, *Ekotechnologie* z 1998, czy *Inżynierii ekologicznej w gospodarce ściekowej* z 1998) i 11 komentarzy do mapy hydrograficznej Polski w skali 1 : 50 000. W latach 1992–1996 był redaktorem naczelnym, członkiem Rady Programowej czasopisma „Gdański Biuletyn Proekologiczny". W swoim dorobku naukowym ma także czynne uczestnictwo w blisko 30 konferencjach krajowych i zagranicznych, w tym m.in. w Dubrovniku, Edynburgu, Paryżu, Berlinie, Neapolu, Jerozolimie, Wiedniu, Kłajpedzie i Pradze. Był współorganizatorem lub głównym organizatorem 11 seminariów i konferencji, m.in. Workshop

on Ecotechnologies w Daugavpils (1995), konferencji „Sieć monitoringu ARMAAG – inicjatywa samorządowa jako narzędzie zarządzania środowiskiem w regionie u progu wejścia do Unii Europejskiej" w Gdańsku (2003), „Zasoby i ochrona wód" w Gdańsku (2009), czy „Przeciwdziałanie skutkom zmian klimatu w regionach nadmorskich Bałtyku" w Sopocie (2009).

W jego dorobku zauważyć można trzy główne nurty zainteresowań. Pierwszy dotyczył wykorzystania narzędzi GIS do identyfikacji źródeł zanieczyszczeń w zlewni oraz oceny hydrograficznych uwarunkowań wielkości ich dostawy do rzeki. Drugi nurt obejmował czasową i przestrzenną zmienność transportu zanieczyszczeń w rzekach, a przede wszystkim związków biogenicznych w rzekach uchodzących do Morza Bałtyckiego i w systemach rzeczno-jeziornych. Trzecią grupę stanowiły prace dotyczące jakości wody, wynikającej z naturalnych i antropogenicznych oddziaływań.

Robert Bogdanowicz brał udział w wielu projektach naukowych. Był kierownikiem lub współwykonawcą 12 projektów badań własnych Uniwersytetu Gdańskiego oraz 3 projektów dotyczących oceny wpływu odprowadzania wód opadowych, pochłodniczych i popłucznych z IP Kwidzyn na rzekę Liwę. W latach 1995–1997 był członkiem zespołu koordynacyjnego projektu *Badania nad zastosowaniem ekotechnologii w oczyszczaniu ścieków w krajach nadbałtyckich*, sfinansowanego z funduszy zagranicznych SIDA (Szwecja). W latach 2008–2011 brał udział w projekcie *Innowacyjne rozwiązanie gospodarki ściekowo-osadowej dla terenów niezurbanizowanych* (*Innovative solutions for wastewater management in rural areas*), sfinansowanego z Norweskiego Mechanizmu Finansowania.

Profesor był wychowawcą wielu licencjuszy i magistrów geografii Uniwersytetu Gdańskiego, recenzentem doktoratu i książki habilitacyjnej. Był autorem licznych ekspertyz i opinii naukowych.

Zmarł nagle w wieku 48 lat. Pośmiertnie został mu przyznany przez prezydenta Bronisława Komorowskiego Krzyż Kawalerski Orderu Odrodzenia Polski, a także przez WFOŚiGW w Gdańsku Złota Odznaka za zasługi dla ochrony środowiska. Spoczywa na Cmentarzu Łostowickim w Gdańsku.

Dorobek naukowy prof. UG dr. hab. Roberta Bogdanowicza

Zuzanna Krajewska

Uniwersytet Gdański, Katedra Hydrologii, ul. Bażyńskiego 4, 80-952 Gdańsk
z.krajewska@ug.edu.pl

Wyróżnienia i nagrody

1. 1993, Nagroda GTN dla młodych pracowników za wybitne osiągnięcia naukowe, za pracę doktorską *Struktura hydrograficzna decentrycznego systemu odwadniania Wzniesienia Elbląskiego*.
2. 2011, Krzyż Kawalerski Orderu Odrodzenia Polski.
3. 2011, Złota Odznaka za zasługi dla ochrony środowiska, przyznana przez Wojewódzki Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej w Gdańsku.

1. Publikacje naukowe i materiały niepublikowane

1. Drwal J., Bogdanowicz R., 1986, *Próba ukazania przestrzennej i czasowej zmienności zasobów wodnych w wybranym dorzeczy Przymorza*, [w:] A. Kaniecki (red.), *Hydrologia regionalna i procesy hydrologiczne w zlewniach*, Mat. konf. Komisji Hydrograficznej PTG, UAM, Poznań, 67–73.
2. Drwal J., Bogdanowicz R., 1986, *Stosowalność klasyfikacji hydrograficznych o tak zwanym odwróconym porządku numeracji w analizie sieci rzecznej wybranej zlewni Przymorza*, Zesz. Nauk. UG, Geografia, 15, 109–119.

3. Bogdanowicz R., 1988, *Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50 000. Arkusz 316.5 Frombork*, GUGiK, Warszawa.
4. Drwal J., Bogdanowicz R., 1988, *Stosowalność klasyfikacji o tak zwanym odwróconym porządku numeracji w analizie sieci rzecznych wybranej zlewni Przymorza*, Zesz. Nauk. UG, Geografia, 15, 109–118.

5. Bogdanowicz R., 1989, *Vervuiling in de baai van Gdansk*, Nijmegen, Holland, 14–16.

6. Bogdanowicz R., 1991, *Gęstość sieci rzecznej Wysoczyzny Elbląskiej*, [w:] *Morze Bałtyckie i jego pobrzeże. Środowisko – gospodarka – społeczeństwo*, Mat. 40. zjazdu PTG, Gdańsk, 64–65.

7. Bogdanowicz R., 1992, *Z badań nad wilgotnością gleby na Żuławach Elbląskich w okresie roztopowym*, Zesz. Nauk. UG, Geografia, 18, 119–131.

8. Bogdanowicz R., 1993, *A Geographical Information System as a tool for simulating the impact of agriculture and population density upon water quality,* [w:] W. Widacki (red.), *GIS for environment*, GIS Laboratory Institute of Geography UJ, Kraków, 43–51.
9. Drwal J., Bogdanowicz R., 1993, *A Geographical Information System as data base for runoff estimation from ungauged catchments,* [w:] W. Widacki (red.), *GIS for Environment*, GIS Laboratory Institute of Geography UJ, Kraków, 71–78.
10. Bogdanowicz R., 1993, *Analiza zależności między wielkością przepływu rzecznego a stężeniem biogenów,* [w:] J. Burchard (red.), *Chemizm opadów atmosferycznych, wód powierzchniowych i podziemnych*, Mat. 6. konf. nauk., Łódź, 54–55.
11. Bogdanowicz R., 1993, *Czy rozwój gospodarczy świata osiągnie wkrótce swoje granice*, Gdański Biul. Proekol., 8, 10–11.
12. Bogdanowicz R., 1993, *Ocena orientacji sieci rzecznych na przykładzie elbląskiego systemu hydrograficznego*, Mat. 42. zjazdu PTG, Kielce, 67–68.
13. Bogdanowicz R., 1993, *Struktura hydrograficzna decentrycznego systemu odwadniania Wzniesienia Elbląskiego,* Sprawozdania GTN, Gdańsk, 163–165.
14. Bogdanowicz R., 1993, *Zagrożenie polskiego wybrzeża skutkami „efektu szklarniowego"*, Gdański Biul. Proekol., 8.

15. Bogdanowicz R., 1994, *Główne problemy w zakresie gospodarki wodno-ściekowej miasta Gdańska,* [w:] *Woda w Polsce*, CEFFIC, Warszawa, 9–15.
16. Bogdanowicz R., 1994, *Jak obliczyć, ile kosztuje zniszczone środowisko. Przegląd wybranych metod,* Gdański Biul. Proekol., 10, 9–11.
17. Bogdanowicz R., 1994, *Sewage treatment by constructed wetlands in Northern Poland. Design and preliminary performance results,* [w:] *Biological wastewater treatment and wetlandsworkshop*.
18. Bogdanowicz R., 1994, *Stosowalność wybranych klasyfikacji oraz indeksów jakości wody na przykładzie rzek województwa gdańskiego i elbląskiego,* [w:] J. Burchard (red.), *Chemizm opadów atmosferycznych, wód powierzchniowych i podziemnych*, Mat. 7. konf. nauk., Łódź, 43.
19. Bogdanowicz R., 1994, *Using GIS for identification of areas most susceptible to water pollution from rural sources of nutrients*, Inter. Conf. European Union for Coastal Conservation & World Wide Fund for Nature.
20. Bogdanowicz R., 1994, *Zasoby wód powierzchniowych zlewni rzek Wysoczyzny Elbląskiej*, Mat. 43. zjazdu PTG, Lublin.
21. Bogdanowicz R., Drwal J., Fac J., 1994, *Using GIS for the classification of rural area in association with water quality protection,* Conf. GIS in Ecological Studies and Environmental Management, GRID, Warszawa, 15–20.

22. Bogdanowicz R., 1995, *Application of Geographical Information Systems for identification of areas most susceptible to water pollution from rural sources of nutrients*, [w:] V. Gudelis, R. Povilanskas, A. Roestorff (red.), *Coastal conservation and management in the Baltic region*, EUCC, Kłajpeda, 235–240.
23. Bogdanowicz R., 1995, *Nutrient concentrations and loads in a lakeland river,* [w:] V. Chour, M. Holasova (red.), *Proceedings of the 2nd International IAWQ Specialised Conference and Symposia on Diffuse Pollution*, Prague, 624–625.
24. Bogdanowicz R., Drwal J., 1995, *Tracing the sources of nutrients in the Vistula Lagoon catchment,* [w:] M.G. Healy, J.P. Doody (red.), *Directions in European coastal management,* Samara, Cardigan, UK, 143–152.
25. Bogdanowicz R., Gliwa M., 1995, *Targeting environmental problems in coastal areas: Sobieszewska Island case study,* [w:] M.G. Healy, J.P. Doody (red.), *Directions in European coastal management,* Samara, Cardigan, UK, 479–482.

26. Bogdanowicz R., 1996, *Hydrologiczne i antropogeniczne uwarunkowania zmienności zanieczyszczeń wód powierzchniowych zlewni Zalewu Wiślanego,* [w:] *Hydrologia u progu XXI wieku*, Mat. konf., Mądralin.

27. Bogdanowicz R., 1997, *The analysis of nutrient concentration – water flow relationships in a lakeland river,* [w:] G.A. Best, T. Bogacka, E. Niemirycz (red.), *International river water quality. Pollution and restoration*, FN SPON, London, 156–163.
28. Bogdanowicz R., Drwal J., Cieśliński R., 1997, *Identyfikacja źródeł zanieczyszczeń na przykładzie rzeki Elbląg*, „Monitoring podstawą obiektywnej oceny środowiska", St. Limnol. UG, Borucino, 62–69.
29. Bogdanowicz R., Drwal J., Cieśliński R., 1997, *Koncepcja przestrzennej bazy danych o źródłach zanieczyszczeń dla regionu elbląskiego,* [w:] M. Szymelfenig (red.), *Modelowanie ekosystemu Zatoki Gdańskiej*, Mat. konf., Gdynia, 161–169.
30. Bogdanowicz R., Maksymiuk Z., 1997, *Water supply and sewage systems in Polish cities*, 13th Congress of the International Federation of Municipal Engineers, Jerusalem, Israel, abstract, 33.
31. Drwal J., Bogdanowicz R., 1997, *One thousand years of water management in the Vistula Delta*, Coastline, 6, 4, 20–22.
32. Drwal J., Bogdanowicz R., 1997, *Succession of water management strategies in the Vistula delta and its hydrological consequences*, VI EUCC Conf., Naples, Italy, abstract, 42.
33. Taylor K., Bogdanowicz R., 1997, *Reed pond wastewater treatment plant in Wieżyca,* [w:] C. Etiner, G. Noren, R. Bogdanowicz (red.), *Ecotechnology for wastewater treatment*, CCB, Sztokholm, Gdańsk, 14–19.

34. Bogdanowicz R., 1998, *Analiza metod oceny wielkości transportu rzecznego fosforu*, [w:] J. Pawełek (red.), *Ochrona jakości i zasobów wód. Zasady racjonalnej gospodarki wodą*, Zakopane, Kościelisko, 59–70.
35. Bogdanowicz R., 1998, *Bałtycka Agenda 21*, Gdański Biul. Proekol., 21, 2–5.
36. Bogdanowicz R., 1998, *Hydrologiczne i antropogeniczne uwarunkowania zmienności zanieczyszczeń wód powierzchniowych zlewni Zalewu Wiślanego,* [w:] *Hydrologia u progu XXI wieku*, Retro-Art., Warszawa, 51–60.
37. Bogdanowicz R., 1998, *Ocena wielkości transportu rzecznego fosforu do jezior na przykładzie jeziora Łebsko. Zagrożenia degradacyjne a ochrona jezior,* Bad. Limnol., 1, Gdańsk, 115–121.
38. Bogdanowicz R., 1998, *Podstawy ekotechnologii*, [w:] R. Bogdanowicz (red.), *Ekotechnologie*, Zesz. Zielonej Akademii PKE OWP 6, Gdańsk, 8–22.
39. Bogdanowicz R., 1998, *Problematyka badawcza w Katedrze Hydrologii i Zakładzie Limnologii Uniwersytetu Gdańskiego,* [w:] A.T. Jankowski (red.), *Bibliografia hydrologiczna ośrodków geograficznych ze szczególnym uwzględnieniem województwa katowickiego*, UŚ, Katowice, 1–11.
40. Bogdanowicz R., Mikuła J., 1998, *Gospodarka odpadami komunalnymi i odwodnionymi osadami ściekowymi,* [w:] R. Bogdanowicz (red.), *Ekotechnologie*, Zesz. Zielonej Akademii PKE OWP, 6, 97–118.

41. Bogdanowicz R., 1999, *Działalność Komisji Ochrony Środowiska Rady Miast1a Gdańska w zakresie gospodarki odpadami*, Gdański Biul. Proekol., 21, Gdańsk, 12–14.
42. Bogdanowicz R., 1999, *Próba oceny wpływu zanieczyszczeń autochtonicznych na zmiany jakości wody w dolnym biegu Wisły,* [w:] M. Kucharczyk (red.), *Problemy ochrony i renaturalizacji dolin dużych rzek Europy*, Wyd. UMCS, Lublin, 53–60.
43. Bogdanowicz R., Sapota M., 1999, *Jakość wód i stan biocenozy Wisły w rejonie Korzeniewa,* [w:] W. Chełmicki, J. Pociask-Karteczka (red.), *Interdyscyplinarność w badaniach dorzeczy*, Instytut Geografii UJ, Kraków, 135–143.

44. Bogdanowicz R., 2000, *Analiza wpływu lokalizacji punktów pomiaru jakości wody na wartość szacunku ładunku biogenów w dolnym biegu Wisły*, [w:] J. Pawełek (red.), *Ochrona jakości i zasobów wód*, Zakopane, 57–63.
45. Bogdanowicz R., 2000, *Analiza zmienności transportu biogenów Wisłą do Bałtyku*, Acta Universitatis Nicolai Copernici, Pr. Limnol., 21, Toruń, 3.
46. Bogdanowicz R., 2000, *Analysis of nutrient transport to the Baltic Sea from the Vistula river. Regulated rivers: research and management*, Wiley, London.
47. Bogdanowicz R., 2000, *Działalność Komisji Ochrony Środowiska w zakresie gospodarki odpadami*, Pomorski Biul. Proekol., 21, 12–14.
48. Drwal J., Bogdanowicz R., Fac-Beneda J., Jereczek K., Borowiak M., 2000, *Interpretacja ewolucji środowiska równin aluwialnych w warunkach silnej presji człowieka*, [w:] J. Rachoń (red.), *Dorobek nauki i perspektywy jej rozwoju w województwie pomorskim*, GTN Gdańsk, 225–227.

49. Bogdanowicz R., 2001, *Rola samorządu terytorialnego we wdrażaniu Lokalnej Agendy 21*, Pomorski Biul. Proekol., 24/25, 8–9.
50. Bogdanowicz R., 2001, *Temporal changes in nutrient transport of the Vistula River*, Peribalticum, 9, GTN, Gdańsk.
51. Bogdanowicz R., Drwal J., Maksymiuk Z., Osiński A., 2001, *Water quality management in the coastal city in the period of considerable water consumption decrease*, Water Sci. Technol., 44, 2–3, IWA, London, 337–342.

52. Bogdanowicz R., 2002, *Temporal changes of nutrient loadings from the Polish rivers to the Baltic Sea*, [w:] J. Tyson (red.), *Proceedings of the 9th international specialized conference on watershed and river basin management*, IWA, Edynburg.
53. Bogdanowicz R., 2002, *Transport biogenów w druzneńskim systemie hydrograficznym*, [w:] J. Drwal (red.), *Wody delty Wisły*, GTN, Gdańsk, 65–82.
54. Bogdanowicz R., 2002, *Zanieczyszczenie rzek Przymorza biogenami*, Roczniki Akad. Rolniczej, Poznań, 342, Melior. i Inż. Środ., 23, 21–33.

55. Bogdanowicz R., 2003, *Rola instrumentów prawnych i finansowych w ograniczaniu zanieczyszczeń dopływających rzekami Polski do Bałtyku – możliwości realizacji zobowiązań wynikających z Traktatu Akcesyjnego*, [w:] *Streszczenia referatów konferencji „Środowisko polskiej strefy południowego Bałtyku – stan obecny i przewidywane zmiany w przededniu integracji europejskiej"*, GTN, KBM PAN, IO UG, Gdańsk, 25.
56. Bogdanowicz R., 2003, *Stan zanieczyszczenia wody związkami azotu w profilach ujściowych rzek Polski w świetle dostosowywania prawa polskiego do dyrektyw Unii Europejskiej*, Gaz, Woda i Techn. Sanit., 10, 326–328.
57. Bogdanowicz R., 2003, *Wykorzystanie zasobów wód powierzchniowych i podziemnych*, Pomorski Biul. Proekol., 31, 9–12.

58. Bogdanowicz R., 2004, *Możliwości finansowania inwestycji w ochronie środowiska*, Mat. konf., EC BREC, Gdańsk.
59. Bogdanowicz R., 2004, *New environmental programmes in the Pomeranian region*, Mat. konf., Gdańsk (CD-ROM).
60. Bogdanowicz R., 2004, *Rola instrumentów prawnych i finansowych w ograniczaniu zanieczyszczeń dopływających do Bałtyku*, [w:] J. Cyberski (red.), *Środowisko polskiej strefy południowego Bałtyku*, GTN, Gdańsk, 181–190.
61. Bogdanowicz R., Cieśliński R., Drwal J., 2004, *Management and protection of freshwater resources in the coastal agglomeration*, Nordic Hydrological Programme, Rep. 48, 329–335.

62. Bogdanowicz R., 2005, *Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50 000. Arkusz N-33-58-D Sycewice*, GUGiK, Warszawa.

63. Bogdanowicz R., 2005, *Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50 000. Arkusz N-33-59-C Słupsk*, GUGiK, Warszawa.
64. Bogdanowicz R., 2005, *Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50 000. Arkusz N-34-74-B Gniew*, GUGiK, Warszawa.
65. Bogdanowicz R., 2005, *Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50 000. Arkusz N-34-74-D Kwidzyn*, GUGiK, Warszawa.
66. Bogdanowicz R., 2005, *Sezonowa zmienność transportu azotanów w rzekach Przymorza*, Prz. Geofiz., 3–4, 249–263.
67. Bogdanowicz R., 2005, *Temporal changes in nutrient transport of the Vistula River,* Peribalticum, 9, 90–100.
68. Bogdanowicz R., 2005, *Typologia reżimów transportu azotu ogólnego na przykładzie rzek Przymorza*, Czas. Geogr., t. 76, z. 1–2, 77–90.
69. Bogdanowicz R., 2005, *Zanieczyszczenie rzek Przymorza związkami azotu*, Gosp. Wodna, 8, 323–328.

70. Bogdanowicz R., 2007, *Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50 000. Arkusz N-34-63-B Elbląg Północ*, GUGiK, Warszawa
71. Bogdanowicz R., 2007, *Managing water quality in the Puck Lagoon drainage basin (Natura 2000 site),* [w:] Z. Nakic (red.), *Water in protected areas*, CWPCS, Zagrzeb, 129–133.
72. Bogdanowicz R., 2007, *Reżim rzeczny Redy,* [w:] J. Fac-Beneda, R. Cieśliński (red.), *Wody delty Redy*, Wyd. UG, Gdańsk, 67–75.
73. Bogdanowicz R., 2007, *Unikalne cechy środowiska i ich ochrona,* [w:] J. Fac-Beneda, R. Cieśliński (red.), *Wody delty Redy*, Wyd. UG, Gdańsk, 127–134.
74. Bogdanowicz R., Cieśliński R., 2007, *Specyfika problematyki oceny jakości wód jezior przybrzeżnych,* [w:] R. Wiśniewski, J. Piotrkowiak (red.), *Ochrona i rekultywacja jezior*, Polskie Zrzeszenie Inżynierów i Techników Sanitarnych, Toruń, 11–26.
75. Bogdanowicz R., Cysewski A., Magierska S., 2007, *Analiza wielkości ładunku azotu i fosforu ogólnego dopływającego do Zatoki Puckiej rzekami oraz ze zrzutów punktowych,* [w:] Z. Michalczyk (red.), *Obieg wody w środowisku naturalnym i przekształconym*, UMCS, Lublin, 88–96.
76. Bogdanowicz R., Drwal J., Cieśliński R., Cysewski A., 2007, *Estimation of the local riverine pollution load to the lagoon on the Southern Baltic coast (The Puck Lagoon)*, Rusnauka, 5 (13), Belgorod, Russia, 28–36.

77. Bogdanowicz R., Cysewski A., 2008, *Phosphorus load changes in the river – lake system in the upper Brda catchment,* [w:] E. Bajkiewicz-Grabowska, D. Borowiak (red.), *Anthropogenic and natural transformations of lakes*, vol. 2, Department of Limnology, University of Gdańsk, Gdańsk, 19–22.
78. Bogdanowicz R., Cysewski A., 2008, *Przestrzenna i czasowa zmienność transportu zanieczyszczeń w wybranych ciekach Nadmorskiego Parku Krajobrazowego,* [w:] J. Partyka, J. Pociask-Karteczka (red.), *Wody na obszarach chronionych*, IGiGP UJ, Kraków, 44–45, 91–100.
79. Bogdanowicz R., Cysewski A., 2008, *Transformation of riverine nutrients load in selected lakes of the Zaborski Landscape Park*, Limnological Rev., 8, 1–2, 13–19.
80. Cieśliński R., Bogdanowicz R., Drwal J., 2008, *The impact of sea – water intrusions on quality of surface waters in small coastal catchments,* [w:] W. Chełmicki, J. Siwek (red.), *Hydrological extremes in small basins*, Euromediterranean Network of Representative and Experimental Basins, Jagiellonian University, Institute of Geography and Spatial Management, Cracow, 79–81.
81. Krajewska Z., Bogdanowicz R., 2008, *Wpływ Zatoki Puckiej na chemizm wód rezerwatu „Słone Łąki",* [w:] J. Partyka, J. Pociask-Karteczka (red.), *Wody na obszarach chronionych*, IGiGP UJ, Kraków, 84–85, 179–187.

82. Bogdanowicz R., 2009, *Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50 000. Arkusz N-34-52-C Frombork,* GUGiK, Warszawa.

83. Bogdanowicz R., 2009, *Zasoby rzek Przymorza i ich zmienność,* [w:] R. Bogdanowicz, J. Fac-Beneda (red.), *Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych*, FRUG, Gdańsk, 47–62.
84. Bogdanowicz R., Krajewska Z., 2009, *Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50 000. Arkusz N-33-84-A Brusy,* GUGiK, Warszawa.
85. Bogdanowicz R., Krajewska Z., 2009, *Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50 000. Arkusz N-34-51-D Krynica Morska,* GUGiK, Warszawa.
86. Bogdanowicz R., Krajewska Z., 2009, *Zrównoważone wykorzystanie zasobów wodnych*, [w:] J. Błażejowski (red.), *Zrównoważony rozwój: materiały pokonferencyjne*, GTN, Gdańsk, 19–25.
87. Bogdanowicz R., Olszewska A., 2009, *Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50 000. Arkusz N-33-83-D Człuchów-Płn.,* GUGiK, Warszawa.
88. Bogdanowicz R., Olszewska A., 2009, *Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50 000. Arkusz N-33-84-C Chojnice,* GUGiK, Warszawa.
89. Cieśliński R., Bogdanowicz R., Drwal J., 2009, *The impact of seawater intrusions on water quality in small coastal freshwater basins*, Technical Documents in Hydrology, 84, International Hydrological Programme, 7, UNESCO, Paris, 69–74.
90. Fedoruk K., Cysewski A., Bogdanowicz R., 2009, *Zmiany jakości wody Wisły w rejonie Korzeniewa,* [w:] R. Bogdanowicz, J. Fac-Beneda (red.), *Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych,* FRUG, Gdańsk, 507–510.
91. Fuks A., Bogdanowicz R., 2009, *Wykorzystanie indeksów jakości do oceny stanu zanieczyszczenia wód rzecznych w zlewni Raduni,* [w:] R. Bogdanowicz, J. Fac-Beneda (red.), *Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych,* FRUG, Gdańsk, 498–502.
92. Krajewska Z., Bogdanowicz R., 2009, *Zmienność czasowa i zróżnicowanie przestrzenne składu chemicznego wód w ujściowych odcinkach cieków zlewiska Zatoki Puckiej,* [w:] R. Bogdanowicz, J. Fac-Beneda (red.), *Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych,* FRUG, Gdańsk, 451–460.
93. Krajewska Z., Bogdanowicz R., 2009, *Zróżnicowanie i wielkość eksportu substancji biogenicznych w zlewisku Zatoki Puckiej,* [w:] A.T. Jankowski, D. Absalon, R. Machowski, M. Ruman (red.), *Przeobrażenia stosunków wodnych w warunkach zmieniającego się środowiska*, Wydz. Nauk o Ziemi UŚ, PTG, Katowice, RZGW, Gliwice, 177–185.
94. Olszewska A., Bogdanowicz R., 2009, *Wpływ Człuchowa na jakość wód jezior górnej zlewni Chrząstawy,* [w:] R. Bogdanowicz, J. Fac-Beneda (red.), *Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych,* FRUG, Gdańsk, 503–506.
95. Sikora M., Cieśliński R., Bogdanowicz R., 2009, *Wyspy Gdańska jako efekt przekształceń sieci hydrograficznych w zachodniej części delty Wisły,* [w:] R. Bogdanowicz, J. Fac-Beneda (red.), *Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych*, FRUG, Gdańsk, 133–137.
96. Woźniak E., Drwal J., Bogdanowicz R., Olszewska A., 2009, *Hydrograficzne uwarunkowania transportu i akumulacji zanieczyszczeń wód w małej zlewni młodoglacjalnej,* [w:] H. Obarska-Pempkowiak (red.), Komitet Inżynierii Środowiska PAN, Gdańsk, 411–420.

97. Bogdanowicz R., Olszewska A., Drwal J., Woźniak E., 2010, *Zastosowanie Systemów Informacji Geograficznej (GIS) do oceny hydrograficznych uwarunkowań dostawy zanieczyszczeń w zlewniach młodoglacjalnych na przykładzie Borucinki,* [w:] T. Ciupa, R. Suligowski (red.), *Woda w badaniach geograficznych*, IG UJK, Kielce, 91–97.
98. Krajewska Z., Bogdanowicz R., 2010, *Skład chemiczny wód w dolnych biegach cieków w północnej części Nadmorskiego Parku Krajobrazowego,* [w:] Z. Ziętkowiak (red.), *Zanieczyszczenie i ochrona wód powierzchniowych*, Bogucki, Poznań, 57–69.
99. Szymańska K., Bogdanowicz R., 2010, *Monitoring, ocena i zarządzanie jakością powietrza w województwie pomorskim,* [w:] J. Konieczyński (red.), *Ochrona powietrza w teorii i praktyce*, t. 2, *Zanieczyszczenie powietrza, przemiany zanieczyszczeń, modelowanie i prognozowanie stanu czystości powietrza i monitoring*, IBIŚ PAN, Zabrze, 347–357.

100. Bogdanowicz R., Krajewska Z., 2011, *Stężenia i ładunki wybranych związków azotu w ciekach zlewiska Zatoki Puckiej*, Gosp. Wodna, 2, 72–77.

101. Krajewska Z., Bogdanowicz R., 2011, *Sezonowa zmienność ładunku wybranych związków azotu w ciekach zlewiska Zatoki Puckiej*, [w:] A. Kostrzewski, M. Samołyk (red.), *Funkcjonowanie geoekosystemów w warunkach zmian użytkowania terenu i narastającej antropopresji*, SMŚP UAM, Międzyzdroje, 137–145.

102. Bogdanowicz R., Izydorek I., 2012, *Słowiński Park Narodowy*, [w:] R. Bogdanowicz, P. Jokiel, J. Pociask-Karteczka, *Wody parków narodowych Polski*, IGiPZ UJ, Komisja Hydrologiczna PTG, Kraków, 280–295.
103. Pietruszyński Ł., Olszewska A., Bogdanowicz R., 2012, *The assesment of the impact of retention reservoirs on the water quality of streams in urban areas (Oruński Stream catchment case)*, Limnol. Rev., 12, 2, 87–93.

Redakcja książek, w tym podręczników, skryptów, monografii

1. Etnier C., Noren G., Bogdanowicz R. (red.), 1997, *Ecotechnology for wastewater treatment*, CCB, Sztokholm, Gdańsk, 96 s.

2. Bogdanowicz R. (red.), 1998, *Ekotechnologie*, Zesz. Zielonej Akademii PKE OWP, Gdańsk, 6, 119 s.
3. Bogdanowicz R., Stepnowski P. (red.), 1998, *Inżynieria ekologiczna w gospodarce ściekowej*, PKE, Gdańsk.

4. Bogdanowicz R., Fac-Beneda J. (red.), 2009, *Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych,* FRUG, Gdańsk.

5. Bogdanowicz R., Jokiel P., Pociask-Karteczka J. (red.), 2012, *Wody parków narodowych Polski*, IGiPZ UJ, Komisja Hydrologiczna PTG, Kraków.

Recenzje

1. 2009, Recenzja dysertacji doktorskiej E. Woźniak, *Rola obszaru endoreicznego „Linia" w bilansowaniu dopływu atmosferycznego.*
2. 2011, Recenzja wydawnicza książki habilitacyjnej D. Wrzesińskiego, *Przestrzenne zróżnicowanie stabilności reżimu odpływu rzek europejskich*, Bogucki, UAM, Poznań.
3. Recenzje artykułów w publikacjach (monografiach):

– 2008, Recenzja rozdziałów książki: J. Partyka, J. Pociask-Karteczka (red.), *Wody na obszarach chronionych*, IGiGP UJ, Ojcowski PN, Komisja Hydrologiczna PTG, Kraków.
– 2009, Recenzja rozdziałów książki: R. Bogdanowicz, J. Fac-Beneda (red.), 2009, *Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych*, FRUG, Gdańsk.
– 2010, Recenzja rozdziałów książki: D. Wrzesiński (red.), *Odpływ rzeczny i jego regionalne uwarunkowania. Woda – środowisko – zmiany*, Bogucki, Poznań.
– 2010, Recenzja rozdziałów książki: Z. Ziętkowiak (red.), *Zanieczyszczenie i ochrona wód powierzchniowych. Woda – środowisko – zmiany*, Bogucki, Poznań.

Niepublikowane prace, prace projektowe, doświadczalno-konstrukcyjne, ważniejsze ekspertyzy i opinie

1. Drwal J., Bogdanowicz R., Zawadzka M., 1988, *Określanie wilgotności gleby w strefie aeracji w warunkach okresu roztopowego w Bielniku na polderze Fiszewka,* IMGW, Gdynia.

2. Drwal J., Błaszkowski J., Licbarski P., Koska J., Bogdanowicz R., 1989, *Określenie wielkości retencji depresyjnej oraz potencjalnej retencji korytowej w basenie jez. Druzno,* [w:] *Określenie retencji powierzchniowej Żuław – etap II*, RPBR 28.1.C.11.03.02, KHiK UG, Gdańsk.

3. Drwal J., Błaszkowski J., Licbarski P., Koska J., Bogdanowicz R., 1990, *Określenie wielkości retencji powierzchniowej podsystemu basenu jez. Druzno, próba określenia dopuszczalnych zmian w obiegu wody w aspekcie naturalnych możliwości retencyjnych podsystemu,* [w:] *Określenie retencji powierzchniowej Żuław – etap III*, RPBR 28.1.C.11.03.02, KHiK UG, Gdańsk.

4. Drwal J., Bogdanowicz R., Fac J., 1994, *Rozpoznanie zagrożeń pochodzenia antropogenicznego wód powierzchniowych zlewni Zalewu Wiślanego,* WFOŚiGW, Elbląg.

5. Bogdanowicz R., Cieśliński R., Błaszkowski J., 1998, *Środowisko geograficzne Zatoki Elbląskiej*, Zespół Analiz Ekologicznych Ecotone (maszyn.)

Prace o charakterze technologicznym i projektowym

1. Bogdanowicz R., 1990, *Opracowanie polskiej wersji pakietu GIS Geopackage wraz z Uniwersytetem Rolniczym w Wagenigen*, Gdańsk, Wagenigen (Holandia).

2. Bogdanowicz R., 1997, *Ocena jakości wód płynących Parku Krajobrazowego „Wzniesienia Elbląskie"*, Urząd Wojewódzki, Elbląg, (maszyn.).
3. Bogdanowicz R., 1997, *Zasoby wód powierzchniowych Parku Krajobrazowego „Wzniesienia Elbląskie"*, Urząd Wojewódzki, Elbląg, (maszyn.).

4. Bogdanowicz R., Sapota M., 1999, *Ocena wpływu odprowadzania wód opadowych pochłodniczych i popłucznych z IP Kwidzyn na rzekę Liwę*, IP Kwidzyn, Gdańsk (maszyn.).

Sprawozdania, w tym z realizacji zadań badawczych

1. Drwal J., Bogdanowicz R., Fac J., 1993, *Zróżnicowanie zasobów wód powierzchniowych i ładunku zanieczyszczeń na obszarze źródliskowym Pojezierza Kaszubskiego w aspekcie uwarunkowań przyrodniczych i antropogenicznych,* UG, RZGW, Gdańsk.

2. Bogdanowicz R., 1994, *Struktura hydrograficzna decentrycznego systemu odwadniania Wzniesienia Elbląskiego,* Sprawozdania GTN, 20, Gdańsk.

3. Bogdanowicz R., Drwal J., Borowiak M., Fac J., 1995, *Rozpoznanie i ocena wpływu intruzji morskich i zanieczyszczeń związkami biogennymi na stan jakości wód powierzchniowych zlewni Zalewu Wiślanego ze szczególnym uwzględnieniem ujściowych odcinków cieków Żuław Elbląskich*, WFOŚiGW, Elbląg.

2. Projekty badawcze

Międzynarodowe projekty badawcze

1. 1995–1997, *Badania nad zastosowaniem ekotechnologii w oczyszczaniu ścieków w krajach nadbałtyckich,* fundusze zagraniczne SIDA (Szwecja).
2. 1996–1997, *Ekotechnologie w gospodarce ściekowej*, Uniwersytet Rolniczy w Oslo.

3. 1998–1999, *Ecotechnologies for wastewater management in the Baltic Sea Region*, finansowanie: międzynarodowa organizacja Koalicja Czystego Bałtyku z siedzibą w Sztokholmie.
4. 2008–2011, *Innowacyjne rozwiązanie gospodarki ściekowo-osadowej dla terenów niezurbanizowanych (Innovative solutions for wastewater management in rural areas),* NORWET PL 0271 (Norweski Mechanizm Finansowania).

Krajowe projekty badawcze

1. 1986–1990, *Przemiany stosunków wodnych w dorzeczu Piaśnicy pod wpływem pracy elektrowni szczytowo-pompowej „Żarnowiec"*, program CPAP-03.13, koordynowany przez IGiPZ PAN.
2. 1986–1990, *Określenie przyrodniczo-technicznych uwarunkowań gospodarki przestrzenią zlewni jeziora Druzno*, program RPRR-28-1.
3. 1989–1991, *Hydrologiczne uwarunkowania gospodarki wodą na obszarze funkcjonalnym „Zielone Płuca Polski"*, temat koordynowany przez IGiPZ PAN.
4. 1994, *Rozpoznanie zagrożeń pochodzenia antropogenicznego wód powierzchniowych zlewni Zalewu Wiślanego*, dotacja WFOŚiGW, Elbląg.
5. 1995, *Rozpoznanie zagrożeń pochodzenia antropogenicznego wód powierzchniowych zlewni Zalewu Wiślanego – etap II*, dotacja WFOŚiGW, Gdańsk.
6. 1996, *Rozpoznanie i ocena wpływu intruzji morskich i zanieczyszczeń związkami biogennymi na stan jakości wód powierzchniowych zlewni Zalewu Wiślanego ze szczególnym uwzględnieniem ujściowych odcinków cieków Żuław Elbląskich*, dotacja WFOŚiGW, Gdańsk.
7. 1998, *Ocena wpływu odprowadzania ścieków o podwyższonej temperaturze z IP Kwidzyn na ich odbiornik w okresie letnim*.
8. 1999, *Ocena wpływu odprowadzania wód opadowych, pochłodniczych i popłucznych z IP Kwidzyn na rzekę Liwę.*
9. 2001, *Ocena wpływu odprowadzania ścieków z IP Kwidzyn na stan jakości wód Wisły.*

Zadania badawcze

1. Drwal J., Bogdanowicz R., Zawadzka M., 1988, *Określanie wilgotności gleby w strefie aeracji w warunkach okresu roztopowego w Bielniku na polderze Fiszewka,* IMGW, Gdynia.

2. Drwal J., Błaszkowski J., Licbarski P., Koska J., Bogdanowicz R., 1989, *Określenie wielkości retencji depresyjnej oraz potencjalnej retencji korytowej w basenie jez. Druzno,* [w:] *Określenie retencji powierzchniowej Żuław – etap II*, RPBR 28.1.C.11.03.02, KHiK UG, Gdańsk.

3. Drwal J., Błaszkowski J., Licbarski P., Koska J., Bogdanowicz R., 1990, *Określenie wielkości retencji powierzchniowej podsystemu basenu jez. Druzno, próba określenia dopuszczalnych zmian w obiegu wody w aspekcie naturalnych możliwości retencyjnych podsystemu,* [w:] *Określenie retencji powierzchniowej Żuław – etap III*, RPBR 28.1.C.11.03.02, KHiK UG, Gdańsk.

4. Drwal J., Bogdanowicz R., Fac J., 1994, *Rozpoznanie zagrożeń pochodzenia antropogenicznego wód powierzchniowych zlewni Zalewu Wiślanego,* WGOŚiGW, Elbląg.

Badania własne

1. 1993, *Zróżnicowanie zasobów wód powierzchniowych i ładunków zanieczyszczeń na obszarze źródliskowym Pojezierza Kaszubskiego w aspekcie uwarunkowań przyrodniczych i antropogenicznych.*
2. 1994, *Rozpoznanie i ocena wpływu zagrożeń pochodzenia naturalnego i antropogenicznego na stan jakości wód powierzchniowych zlewni Zalewu Wiślanego.*

3. 1995, *Rozpoznanie i ocena wpływu intruzji morskich i zanieczyszczeń związkami biogennymi na stan jakości wód powierzchniowych zlewni Zalewu Wiślanego ze szczególnym uwzględnieniem ujściowych odcinków cieków żuławskich.*
4. 1996, *Rozpoznanie i ocena wpływu intruzji morskich i zanieczyszczeń związkami biogennymi na stan jakości wód powierzchniowych zlewni Zalewu Wiślanego.*
5. 1997, *Struktura bilansu zanieczyszczeń w basenie jeziora Druzno w aspekcie oddziaływania czynników hydrologicznych i hydrometeorologicznych.*
6. 1998, *Przemiany stosunków wodnych w delcie Wisły w warunkach silnej antropopresji.*
7. 1999, *Próba oceny wpływu zanieczyszczeń autochtonicznych oraz procesów samooczyszczania się na zmiany jakości wody w dolnym biegu Wisły.*
8. 2000, *Ocena wpływu uwarunkowań hydrologicznych na transport biogenów Wisłą i rzekami Przymorza do Bałtyku.*
9. 2002, *Analiza typów reżimów i modeli potamicznego transportu biogenów na obszarze Pobrzeży Południowobałtyckich.*
10. 2008, *Wpływ wezbrań na jakość wód oraz wielkość ładunku zanieczyszczeń w wybranych ciekach Przymorza.*
11. 2010, *Zastosowanie modelu zlewni rzecznej w badaniach przyczyn zmian jakości wody na przykładzie zlewni Zbrzycy (dorzecze Brdy).*

3. Spis prac magisterskich i licencjackich

Prace magisterskie

1. 1999, Lewańczyk L., *Hydrograficzne ścieżki dydaktyczne w rejonie Potoku Oliwskiego.*
2. 2006, Quant F., *Wykształcenie i organizacja sieci rzecznej Strzelenki na Pojezierzu Kaszubskim.*
3. 2007, Fedorczak T., *Sezonowa zmienność przepływu w dolnych biegach rzek uchodzących do Zatoki Puckiej.*
4. 2007, Szukalska-Chremplewska A., *Analiza stężeń i ładunków wybranych związków azotu i fosforu w rzekach uchodzących do Zatoki Puckiej.*
5. 2008, Czerniak J., *Wpływ punktowych źródeł zanieczyszczeń na jakość wód rzeki Liwy w okolicach Kwidzyna.*
6. 2009, Dawidowicz M., *Wezbrania opadowe na rzece Strzyży.*
7. 2009, Fuks A., *Wykorzystanie indeksów jakości do oceny stanu zanieczyszczenia wód rzecznych w zlewni Raduni.*
8. 2010, Dobrychłop J., *Hydrograficzne i antropogeniczne uwarunkowania odpływu rzecznego w dolnym biegu Zagórskiej Strugi.*
9. 2010, Drossel A., *Wypływy wód podziemnych na terenie miasta Sopotu.*
10. 2010, Fedoruk K., *Zmiany jakości wody w dolnym biegu Wisły na skutek oddziaływań punktowych źródeł zanieczyszczeń.*
11. 2010, Kłodzińska M., *Stosunki wodne na terenie gminy wiejskiej Tczew.*
12. 2010, Krefta M., *Jakość wód rzecznych w zlewni Potoku Oruńskiego.*
13. 2010, Krzymińska A., *Wypływy wód podziemnych w zlewni Potoku Oliwskiego.*
14. 2010, Popławski J., *Chemizm wód podziemnych Sopotu.*
15. 2010, Szarafin R., Stosunki wodne na terenie gminy Czersk.

Prace licencjackie

1. 2009, Babik J., *Jakość wód w dorzeczu Redy.*
2. 2009, Kowalewski B., *Pomnikowe źródła na obszarze Polski północnej.*
3. 2009, Litwin M., *Punktowe źródła zanieczyszczeń w województwie pomorskim.*
4. 2009, Rackiewicz K., *Wody powiatu braniewskiego.*

5. 2009, Sikora M., *Wyspy Gdańska*.
6. 2010, Bastian J., *Elektrownie wodne w województwie pomorskim*.
7. 2010, Chomej J., *Identyfikacja i ocena oddziaływań antropogenicznych na zasoby wodne w zlewni*.
8. 2010, Czekalski M., *Charakterystyka wybranych źródeł na terenie Pomorza*.
9. 2010, Duda F., *Mokradła nadmorskie*.
10. 2010, Dulko G., *Obraz sieci hydrograficznej w zlewni Borucinki*.
11. 2010, Piekarz J., *Zmiany ujść Wisły w czasach historycznych*.
12. 2010, Stancel A., *Charakterystyka wybranych cieków Gdańska*.
13. 2010, Sztok P., *Wody powiatu suwalskiego*.
14. 2010, Wypijewski K., *Charakterystyka hydrologiczna Wyspy Sobieszewskiej*.
15. 2010, Zawadzka J., *Charakterystyka jezior w zlewni Zbrzycy*.
16. 2010, Zieliński M., *Poldery Gdańska*.

Maksymalne opady dobowe w Stróży w latach 1976–2006

Marta Cebulska[1], **Robert Twardosz**[2]

[1] Politechnika Krakowska, Wydział Inżynierii Środowiska, ul. Warszawska 24, 31-155 Kraków
marta.cebulska@iigw.pl
[2] Uniwersytet Jagielloński, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej,
ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków
r.twardosz@uj.edu.pl

Zarys treści: Zbadano zmienność roczną i wieloletnią maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych w powiązaniu z cyrkulacją atmosferyczną w Polsce Południowej oraz wyznaczono ich wartości prawdopodobne na podstawie teoretycznych rozkładów. Materiałem wyjściowym do badań były opady w latach 1976–2006 ze stacji pomiarowej Politechniki Krakowskiej w Stróży, zlokalizowanej w zlewni potoku Trzebuńka, położonej na południo-zachód od Myślenic. Zbadano częstość opadów maksymalnych w poszczególnych miesiącach oraz ich zróżnicowanie z roku na rok. Maksymalne dobowe opady wykazują duże zróżnicowanie czasowe. Występują od marca do września, a szczególnie w porze letniej. W przebiegu wieloletnim wielkości tych opadów nie stwierdzono istotnego trendu ich zmian, z wyjątkiem czerwca. Zakres zmienności opadów maksymalnych wynosił od 22 mm – 23 sierpnia 1988, do 60,4 mm – 8 sierpnia 1985. Kwantyle opadów wyznaczono na podstawie rozkładów teoretycznych wartości maksymalnych. Wykorzystując kryterium AIC, najlepsze odzwierciedlenie rozkładu empirycznego maksymalnych opadów otrzymano dla rozkładu Weibulla.

Słowa kluczowe: maksymalny opad, zlewnia Trzebuńki, cyrkulacja atmosferyczna, rozkłady statystyczne, kwantyle opadów.

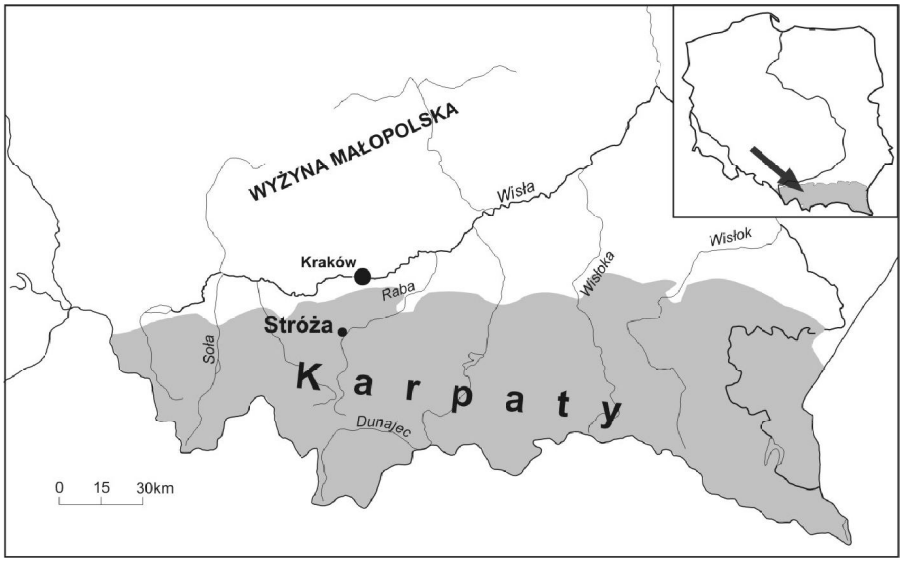
Opady maksymalne są ważną charakterystyką hydrometeorologiczną. Ich badanie ma znaczenie nie tylko poznawcze, ale także praktyczne – w inżynierii środowiska. Szczególnie cenne są informacje z małych zlewni górskich, gdzie w wyniku wystąpienia opadów o dużej wydajności dochodzi do gwałtownego spływu powierzchniowego i podniesienia poziomu wody w ciekach. Lokalne powodzie, będące wynikiem takich opadów, powodują nieraz olbrzymie straty w infrastrukturze, zwłaszcza na obszarze gęsto zaludnionym. Dotykają one wie-

le gospodarstw domowych, a przyczynia się do tego często niewłaściwa lokalizacja budynków, na terasach zalewowych czy terenach osuwiskowych. Świadectw ogromnych zniszczeń, zwłaszcza w Karpatach, wywołanych tymi czynnikami dostarczył rok 2010. Duży wkład w poznanie zmienności opadów maksymalnych w Polsce wniosły badania Cebulak (m.in. 1992a, b, 1994), Kłysika i Kożuchowskiego (1993), Otop (2004), Stacha (2007, 2009) oraz Brzeźniaka (2010).

Celem pracy jest określenie zmienności rocznej i wieloletniej maksymalnych dobowych sum opadów atmosferycznych, ich uwarunkowań cyrkulacyjnych oraz wyznaczenie ich wartości prawdopodobnych.

Materiałem wyjściowym do badań były najwyższe sumy opadów 24-godzinnych w roku i poszczególnych miesiącach oraz kalendarz typów cyrkulacji, mas powietrznych i frontów atmosferycznych w Polsce Południowej (Niedźwiedź, 2013) z lat 1976–2006. Wartości opadów pochodzą ze stacji pomiarowej Politechniki Krakowskiej w Stróży (ryc. 1), zlokalizowanej w zlewni potoku Trzebuńka, lewym dopływie Raby. Zlewnia ta jest położona w Beskidzie Makowskim, na południo-zachód od Myślenic. Z uwagi na zmianę lokalizacji stacji pomiarowej w obrębie tej miejscowości w rozpatrywanym wieloleciu, zgromadzone wartości opadów przejrzano pod kątem ich jednorodności. Do sprawdzenia hipotezy o jednorodności statystycznej miesięcznych sum opadów zastosowano nieparametryczny test sumy rang. Weryfikacja jednorodności opadów miesięcznych za pomocą tego testu statystycznego wykazała, że wszystkie serie można uznać za jednorodne na przyjętym poziomie istotności $p = 0{,}05$.

Zbadano przebieg roczny i wieloletni opadów maksymalnych oraz określono ich częstość w typach cyrkulacji na podstawie typologii cyrkulacji Niedźwie-



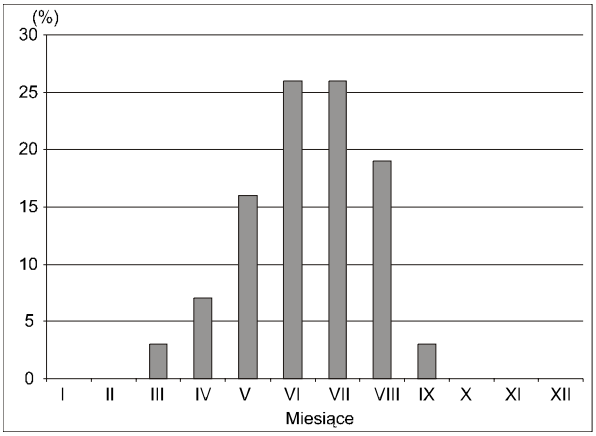
Ryc. 1. Lokalizacja stacji pomiarowej w Stróży
Fig. 1. The location of the village of Stróża

dzia (2013) określono związek opadów maksymalnych z typami cyrkulacji, frontów atmosferycznych i masami powietrznymi w Polsce Południowej.

Zmienność czasowa opadów maksymalnych

W przyjętym do badań okresie średni maksymalny dobowy opad w roku w Stróży wyniósł 42 mm. Zakres zmienności opadów maksymalnych wyniósł 38,4 mm i wahał się od 22 mm – 23 sierpnia 1988, do 60,4 mm – 8 sierpnia 1985. Wszystkie zatem należały do kategorii opadów bardzo silnych (≥ 20 mm). Według badań Cebulak (1994), maksymalne dobowe opady na tym obszarze mogą sięgać do 150 mm (p = 1%) i są one związane z opadami rozlewnymi. Miary dyspersji maksymalnych opadów dobowych osiągnęły następujące wartości: odchylenie standardowe 9, a współczynnik zmienności 22%.

Maksymalne dobowe opady wykazują duże zróżnicowanie czasowe. W przebiegu rocznym występowały od marca do września, a szczególne od maja do sierpnia (ryc. 2). Najczęstsze były w czerwcu i lipcu – 50% wszystkich przypadków. Najwcześniej maksymalny opad dobowy w Stróży pojawił się 28 marca 1993, a najpóźniej 7 września 1996. Na uwagę zasługuje zgodność daty wystąpienia maksymalnego opadu dobowego w 1993 roku także na innych stacjach w Polsce Południowej (Twardosz, 2000).



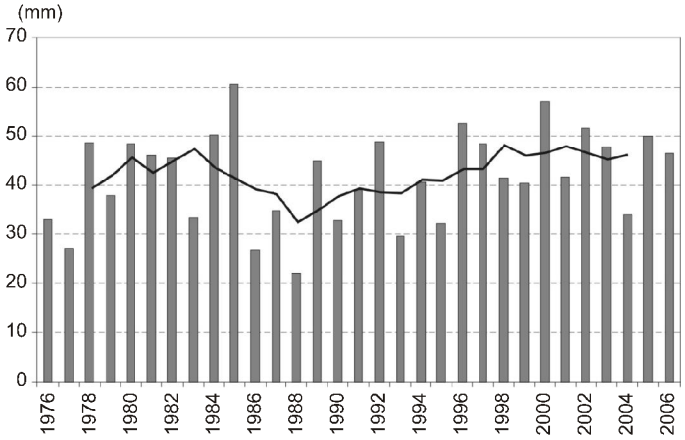
Ryc. 2. Częstość (%) maksymalnych opadów dobowych w poszczególnych miesiącach
Fig. 2. Frequency (%) of maximum daily precipitation in individual months

Maksymalne opady dobowe wykazują wyjątkowo duże zróżnicowanie w kolejnych latach (ryc. 3). Na podstawie wartości wygładzonych 5-letnim filtrem Gaussa (Schönwiese, 2000) można wyróżnić dwa okresy, 1979–1985 i 1996–2003, z opadami znacząco przekraczającymi wartość średnią wieloletnią oraz jeden okres, 1986–1995, z wartościami poniżej średniej. W przebiegu wielo-

Tab. 1. Współczynniki trendu opadów maksymalnych opisanego za pomocą regresji liniowej względem czasu (1976–2006)
Tab. 1. Time trend of maximum daily precipitation as described by linear regression on time (1976-2006)

Miesiąc	R^2	Współczynnik regresji (mm/100 lat)	*p*-wartość	Istotność
I	0,05300	–0,162 ±0,12	0,21	**
II	0,01700	+0,074 ±0,10	0,48	**
III	0,03600	+0,154 ±0,14	0,30	**
IV	0,00002	–0,006 ±0,25	0,97	**
V	0,06800	–0,300 ±0,20	0,15	**
VI	0,15400	+0,520 ±0,22	0,02	*
VII	0,01700	0,190 ±0,26	0,47	**
VIII	0,05400	–0,280 ±0,22	0,20	**
IX	0,01800	–0,129 ±0,17	0,47	**
X	0,00700	–0,079 ±0,16	0,63	**
XI	0,00100	–0,017 ±0,15	0,90	**
XII	0,05200	–0,137 ±0,10	0,22	**
I–XII	0,05900	0,252 ±0,19	0,18	**

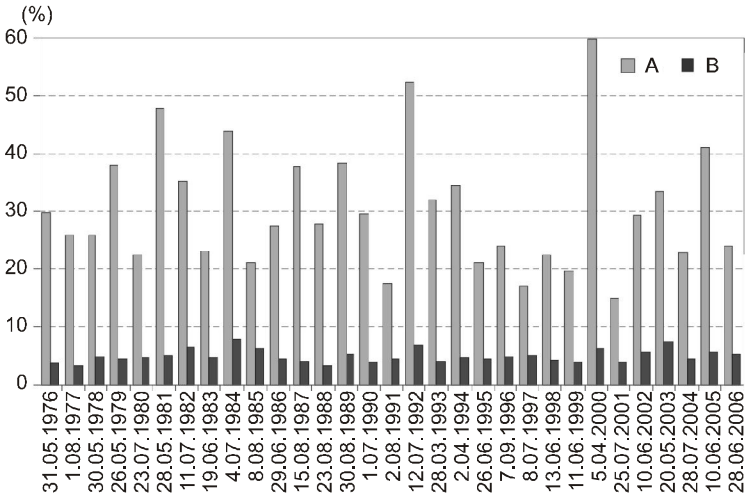
* $0{,}05 \geq \alpha > 0{,}01$; ** $\alpha > 0{,}05$



Ryc. 3. Maksymalne dobowe opady w latach 1976–2006 (wartości wygładzone 5-letnim filtrem Gaussa)
Fig. 3. Maximum daily precipitation in the years 1976–2006 (the curves are smoothed by the 5-year Gauss low pass filter)

letnim wielkości tych opadów nie stwierdzono istotnego statystycznie trendu zmian (tab. 1).

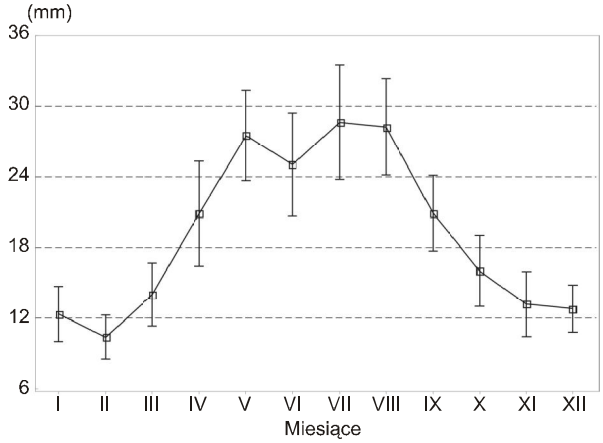
W niektórych latach maksymalny opad dobowy miał duży udział w rocznej sumie opadów. Największy udział (8%) stwierdzono w 1984 roku (ryc. 4). Z kolei



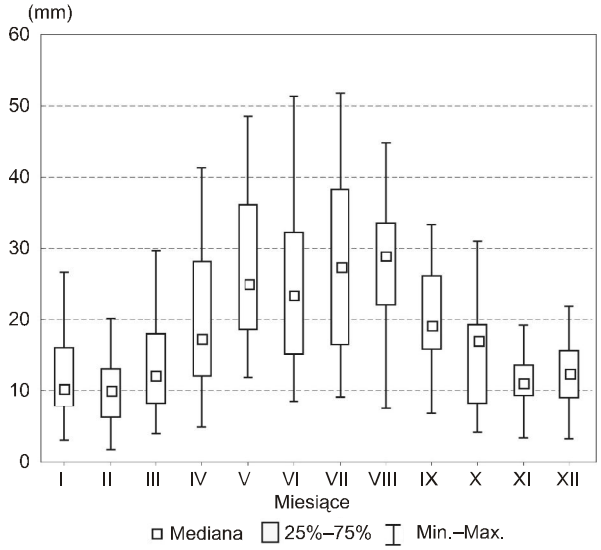
Ryc. 4. Udział (%) maksymalnych opadów dobowych w sumie miesięcznej (A) i rocznej (B)
Fig. 4. Share (%) of the maximum daily precipitation in the monthly (A) and annual (B) totals

udział maksymalnego opadu dobowego w sumie miesięcznej miesiąca, w którym wystąpił, dochodzi do 60%. Przypadek taki zdarzył się w 2000 roku, kiedy to najwyższy opad dobowy wyniósł 57 mm (5 kwietnia), a suma w kwietniu sięgnęła 95 mm.

Rozpatrzono zróżnicowanie maksymalnych opadów dobowych w poszczególnych miesiącach przyjętego okresu 1976–2006. Średnie wartości tych opadów zmieniają się od 10 mm w lutym do 28 mm w lipcu (ryc. 5). Od maja do sierpnia średnie opady maksymalne nie różnią się istotnie statystycznie na przyjętym poziomie istotności 5%. Podobnie, od października do marca wielkości średnich opadów są zbliżone.



Ryc. 5. Przebieg roczny średnich maksymalnych opadów dobowych z przedziałem ufności 95%
Fig. 5. The pattern of average annual maximum daily precipitation with 95% confidence limits



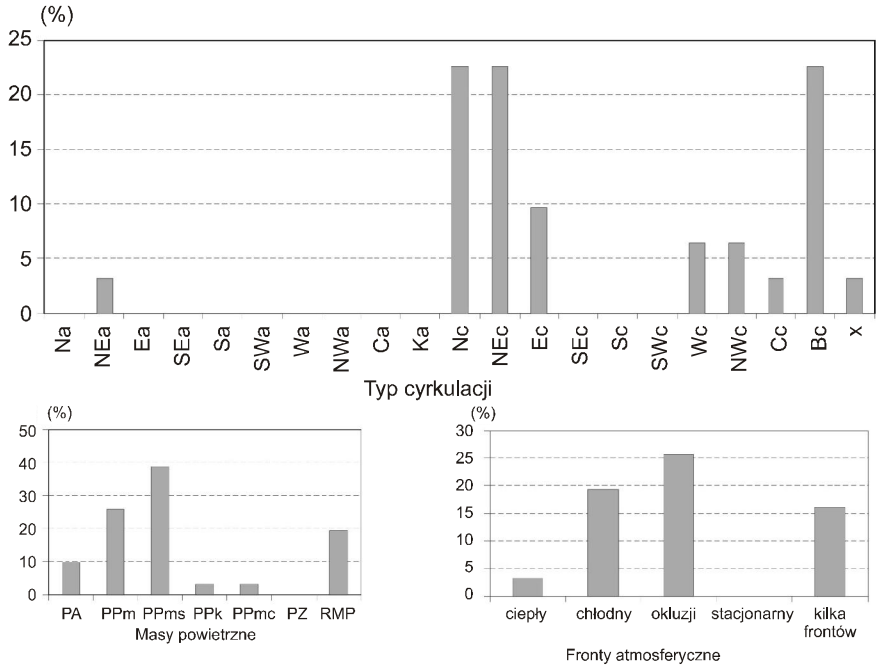
Ryc. 6. Przebieg roczny charakterystyk statystycznych maksymalnych opadów dobowych
Fig. 6. Annual pattern of statistical characteristics of maximum daily precipitation

Zakres zmienności maksymalnych opadów dobowych pokazano na ryc. 6. Najmniejszy zakres wahań (16 mm) osiągnęły opady maksymalne w listopadzie, od 3 do 19 mm. Natomiast największy zakres zmienności opadów (44 mm) wystąpił w czerwcu i lipcu, odpowiednio, od 8 do 52 mm i od 9 do 53 mm. Spośród 12 serii miesięcznych maksymalnych opadów trend istotny statystycznie na poziomie 5% stwierdzono tylko w czerwcu (tab. 1).

Związek opadów maksymalnych z cyrkulacją

Związek występowania opadów maksymalnych z typami cyrkulacji atmosferycznej jest dobrze udokumentowany. W Polsce Południowej badania w tym zakresie prowadziła wielokrotnie Cebulak (1992b). W tej pracy rozpatrzono częstość opadów maksymalnych w Stróży w odniesieniu do typów cyrkulacji, mas powietrznych i frontów atmosferycznych (ryc. 7). Zgodnie z oczekiwaniem, najwięcej opadów maksymalnych występuje w trzech typach cyrkulacji cyklonalnej – północnej (Nc) i północno-wschodniej (NEc) oraz bruździe cyklonalnej (Bc). Łącznie przy tych typach cyrkulacji wystąpiło 73% przypadków opadów maksymalnych. Potwierdza się zatem decydująca rola układu barycznego (sytuacji niżowej) w występowaniu opadów maksymalnych oraz kierunku adwekcji z północy i północno-wschodu.

Spośród sześciu typów mas powietrznych wyróżnionych przez Niedźwiedzia (2013), najwięcej opadów maksymalnych wystąpiło w dniach z masami powietrza polarnego morskiego świeżego (PPm) lub starego (PPms) (ryc. 7). W tych typach mas powietrznych było 66% przypadków opadów maksymal-



Ryc. 7. Częstość (%) maksymalnych opadów dobowych w odniesieniu do typów cyrkulacji, mas powietrznych i frontów atmosferycznych
Fig. 7. Frequency (%) of maximum daily precipitation in circulation types, air mass types and atmospheric front types

nych. Znaczna część opadów (20%) wystąpiła w dniach ze zmianą masy powietrznej (RMP).

Większość przypadków opadów maksymalnych stwierdzono w dniach z frontem atmosferycznym (63%); pozostałe (37%) to opady wewnątrzmasowe (bezfrontowe). Opadom maksymalnym najbardziej sprzyjają fronty okluzji i fronty chłodne. Z tymi rodzajami frontów związanych było 45% przypadków opadów.

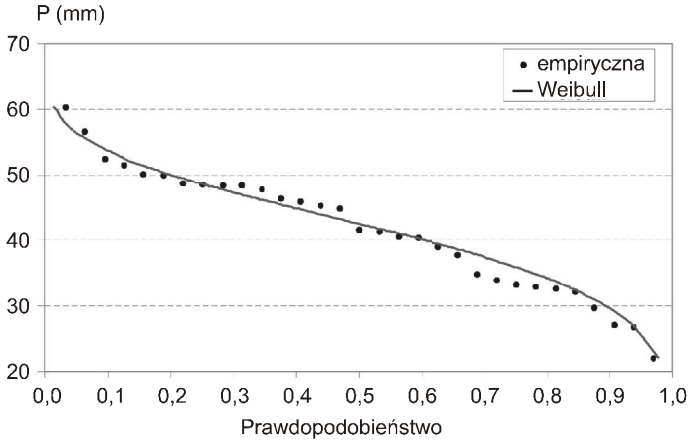
Kwantyle maksymalnych opadów

Wyznaczono kwantyle maksymalnych dobowych opadów atmosferycznych w roku na podstawie siedmiu najczęściej stosowanych teoretycznych rozkładów prawdopodobieństwa (Mitosek, 1993; Węglarczyk, 1993; Cebulak, 1994; Twardosz, 2005, 2009). Większość zjawisk oraz procesów hydrologicznych i klimatycznych można przedstawić w postaci zmiennych losowych typu dyskretnego lub ciągłego, których właściwości mogą być opisane przez znane funkcje rozkładów prawdopodobieństwa (Kaczmarek, 1970; Węglarczyk, 1993). Serię maksymalnych dobowych opadów zbadano pod względem dopasowania teoretycznych rozkładów prawdopodobieństwa do rozkładu empirycznego.

Estymacji parametrów poszczególnych rozkładów dokonano z zastosowaniem metody największej wiarygodności, a następnie zweryfikowano postawioną hipotezę zerową o zgodności rozkładu empirycznego z teoretycznym, wykorzystując test zgodności Kołmogorowa (Węglarczyk, 1993) na przyjętym poziomie istotności 5%, po czym zbadano jakość dopasowania każdego z przyjętych rozkładów teoretycznych, stosując kryterium informacyjne Akaike (AIC) (Mitosek, 1993). Na podstawie kryterium AIC najlepsze odzwierciedlenie rozkładu empirycznego maksymalnych opadów otrzymano dla rozkładu Weibulla (tab. 2, ryc. 8).

Tab. 2. Wartości informacyjnego kryterium Akaike (AIC) oraz kwantyle maksymalnych dobowych opadów atmosferycznych (mm) w latach 1976–2006
Tab. 2. Values of the Akaike Information Criterion (AIC) and quantiles of the maximum daily precipitation (mm) during 1976–2006

Rozkład statystyczny	Wartość AIC	Prawdopodobieństwo przewyższenia		
		10%	5%	1%
Normalny	11,28	54	57	64
Log-normalny	11,37	55	60	71
Weibulla	11,26	54	56	61
Pearsona – typ III	11,33	54	58	67
Gumbela	11,57	54	59	71
Frecheta	11,71	59	70	101
GEV	13,26	54	56	60



Ryc. 8. Krzywa prawdopodobieństwa przewyższenia maksymalnych dobowych opadów atmosferycznych (empiryczna i teoretyczna)
Fig. 8. The curve of probability of exceeding the maximum daily precipitation (empirical and theoretical)

Wartości kwantyli opadów wyznaczone na podstawie rozkładów teoretycznych są do siebie podobne, z wyjątkiem wartości kwantyli wyznaczonych rozkładem Frecheta, dla którego wartości opadów prawdopodobnych są znacząco większe. W zakresie dużego prawdopodobieństwa ($p = 10\%$) różnica w obliczonych opadach nie przekracza 10%, natomiast w zakresie prawdopodobieństwa $p = 1\%$ różnica ta stanowi około 60%.

Podsumowanie

W przebiegu wieloletnim maksymalnych opadów dobowych w Stróży w latach 1976–2006 stwierdzono istotny trend ich zmian jedynie w czerwcu. Najczęściej pojawiają się one w czerwcu i lipcu – około 50% wszystkich przypadków. Udział maksymalnego opadu dobowego w sumie miesięcznej miesiąca, w którym wystąpił, dochodzi do 60%. Zakres zmienności opadów maksymalnych wynosi od 22 mm – 23 sierpnia 1988, do 60,4 mm – 8 sierpnia 1985. Na podstawie kryterium AIC stwierdzono, że spośród przyjętych siedmiu teoretycznych rozkładów prawdopodobieństwa najlepsze odzwierciedlenie rozkładu empirycznego opadów maksymalnych uzyskano w przypadku rozkładu Weibulla.

Literatura

Brzeźniak E., 2010, *Maksymalne sumy dobowe opadów w Ojcowie (Dolina Prądnika)*, Annales Universitatis Paedagogicae Cracoviensis, Studia Geographica I, Folia 93, 160–167.

Cebulak E., 1992a, *Maksymalne opady atmosferyczne w dorzeczu górnej Wisły*, Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr., 90, 79–96.

Cebulak E., 1992b, *Wpływ sytuacji synoptycznej na maksymalne opady dobowe w dorzeczu górnej Wisły*, Folia Geogr. Ser. Geogr. Ph., 23, 82–95.

Cebulak E., 1994, *Zmienność maksymalnych opadów dobowych w dorzeczu górnej Wisły*, Wiad. IMGW, 1, 83–91.

Kaczmarek Z., 1970, *Metody statystyczne w hydrologii i meteorologii*, WKiŁ, Warszawa, 312 s.

Kłysik K., Kożuchowski K., 1993, *Maksymalne opady dobowe w środkowej Polsce*, Prz. Geogr., 1–2, 97–110.

Mitosek H.T., 1993, *Informacyjne kryterium Akaike i jego wykorzystanie w hydrologii*, 1, *Dobór typu rozkładu prawdopodobieństwa*, Prz. Geofiz., 1, 19–23.

Niedźwiedź T., 2013, *Kalendarz typów cyrkulacji dla obszaru Polski Południowej (09.1873–18.01.2011)*, Katedra Klimatologii WNoZ UŚ, Sosnowiec (http://klimat.wnoz.us.edu.pl/).

Otop I., 2004, *Maksymalne dobowe opady atmosferyczne w Karkonoszach w drugiej połowie XX wieku*, [w:] J. Štursa, K.R. Mazurski, A. Palucki, J. Potocka (red.), *Geoekologické problémy Krkonoš*, Sborn. Mez. Věd. Konf., listopad 2003, Szklarska Poręba, Opera Corcontica, 41, 25–29.

Pruchnicki J., 1987, *Metody opracowań klimatologicznych*, PWN, Warszawa, 203 s.

Schönwiese C.D., 2000, *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*, Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 298 s.

Stach A., 2007, *Spatial structure of maximum daily precipitation in Poland*, Quaest. Geographicae, 26A, Poznań, 53–59.

Stach A., 2009, *Analiza struktury przestrzennej i czasoprzestrzennej maksymalnych opadów dobowych w Polsce w latach 1956–1980*, UAM, Poznań, 323 s.

Twardosz R., 2000, *Wieloletnia zmienność sum dobowych opadów w Krakowie w powiązaniu z sytuacjami synoptycznymi*, Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr., 105, 19–71.

Twardosz R., 2005, *Dobowy przebieg opadów atmosferycznych w ujęciu synoptycznym i probabilistycznym na przykładzie Krakowa (1886–2002)*, IGGP UJ, Kraków, 176 s.

Twardosz R., 2009, *Probabilistic model of maximum precipitation depths for Kraków (southern Poland, 1886–2002)*, Theor. Appl. Climat., 98, 1–2, 37–45.

Węglarczyk S., 1993, *Metody statystyczne*, Wyd. Polit. Krakowskiej, Kraków, 214 s.

Maximum daily precipitation in the village of Stróża, southern Poland, 1976–2006

Abstract: The study examines the annual and long-term variability of the maximum daily precipitation in conjunction with the atmospheric circulation in southern Poland. It also uses theoretical distributions to calculate probable values of maximum daily precipitation. The input data includes precipitation records covering the period 1976-2006 at the weather station of the Krakow University of Technology located in the village of Stróża in the catchment of the Trzebuńka River, which lies near the town of Myślenice, south of Kraków. The monthly frequency and year-to-year variability of the maximum precipitation was analysed. The maximum daily precipitation is highly variable in time of occurrence but is concentrated in the period between March and September with a peak in the summer season. No significant long-term trend of change has been found. The maximum range of the maximum precipitation totals is from 22 mm (23 August 1988) to 60.4 mm (8 August 1985). Precipitation quantiles were calculated using theoretical distributions of the maximum values. The Weibull's distribution was tested with the AIC criterion to offer the best reflection of the empirical distribution.

Key words: maximum precipitation, Trzebuńka catchment, atmospheric circulation, statistical distributions, precipitation quantiles.

Przykłady zaniku jezior w Polsce i ich przyczyny

Adam Choiński

Uniwersytet A. Mickiewicza, Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego, ul. Dzięgielowa 27, 61-680 Poznań
choinski@amu.edu.pl

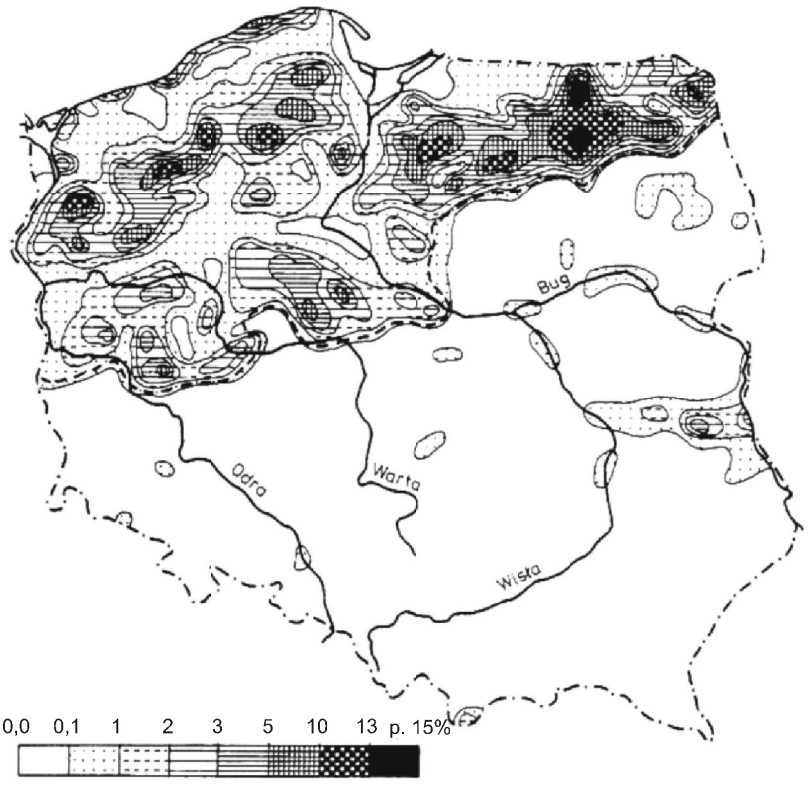
Zarys treści: Problem zaniku jezior jest powszechnie znany. Niestety nie jest on dostatecznie rozpoznany i nie ma do tej pory odpowiedzi na wiele pytań związanych z tym zjawiskiem. Analiza map wskazuje, że w ciągu kilkudziesięciu lat nastąpiło zmniejszenie powierzchni jezior o około 10%. Ich żywotność jest więc niewielka i należy liczyć się z tym, że perspektywiczny wiek jezior w Polsce to rząd kilkudziesięciu, najczęściej kilkuset, a rzadziej kilku tysięcy lat. Na rysunkach podano przykłady zaniku, wynikające z: wielkopromiennych melioracji, zarastania litoralu przez roślinność przybrzeżną, obniżania poziomu wody, zrzutu podgrzewanych wód, zarastania dna roślinnością egzotyczną, wypłycania uwidocznionego przebiegiem izobat na planach batymetrycznych. Przykładem obszaru o szybkim zaniku jezior najmniejszych, tj. oczek, jest dorzecze Parsęty. Zasygnalizowano, jak w znacznym stopniu w ciągu kilkudziesięciu lat może się zmienić zagospodarowanie brzegów wokół jezior. Poruszono też problem związany ze skalą zarośnięcia jezior roślinnością wodną.

Słowa kluczowe: limnologia, zanik jezior.

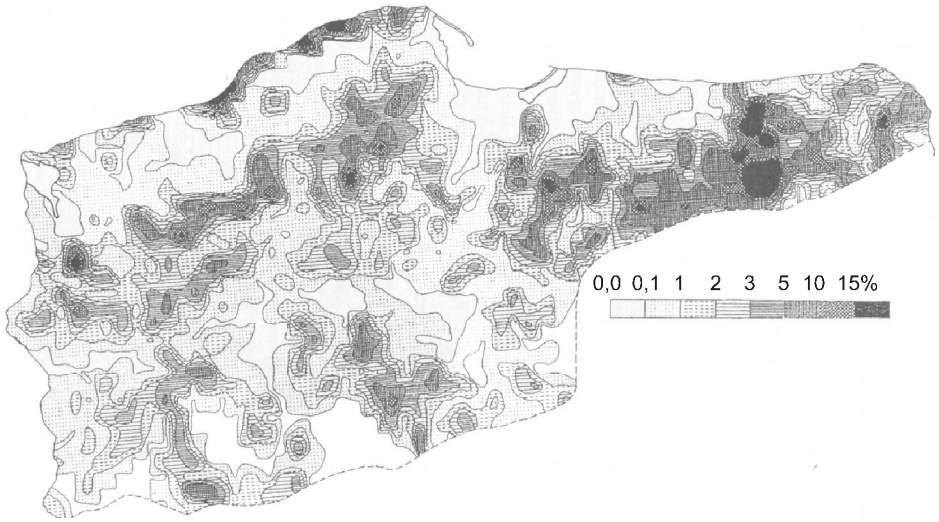
Zjawisko zaniku jezior jest powszechnie znane, a pierwsze prace dotyczące tej problematyki zaczęły ukazywać się kilkadziesiąt lat temu. Stwierdzenie powyższego faktu jest jednak daleko posuniętym uogólnieniem. Z problemem tym bowiem wiąże się wiele pytań, na które do chwili obecnej nie ma w pełni zadowalających odpowiedzi. Oto niektóre z nich: Od kiedy datuje się drastyczne przyspieszenie zaniku jezior? Czy obecne tempo zaniku jest względnie stałe? Jaki udział w tym procesie ma człowiek, a jaki warunki naturalne? Która składowa zaniku jest bardziej istotna, pionowa (wypłycanie) czy pozioma (zmniejszanie powierzchni)? Czy istnieją realne szanse na spowolnienie procesu zaniku? Jak przedstawia się regionalne zróżnicowanie tego zjawiska? Jaki wpływ mają czynniki lokalne, regionalne, a jaki np. typy genetyczne mis jeziornych? Jak przedstawiają się prognozy, tzn. jaka jest perspektywiczna żywotność jezior?

W pracy na podstawie konkretnych przykładów starano się choćby częściowo odpowiedzieć na powyższe pytania. Zastanawiający jest fakt, dlaczego jeziora są tak dalece „bezbronne" na procesy zaniku, choćby w stosunku do mórz. Otóż wynika to m.in. z ich niewielkich zasobów wodnych, podatnych na wszelkiego rodzaju zanieczyszczenia, z niekorzystnego tempa wymiany wód (duży odsetek wód stagnujących) oraz z ogromnych ilości osadów, które wzbogacają wody m.in. w biogeny w efekcie zjawiska resuspensji osadów i miksji wód.

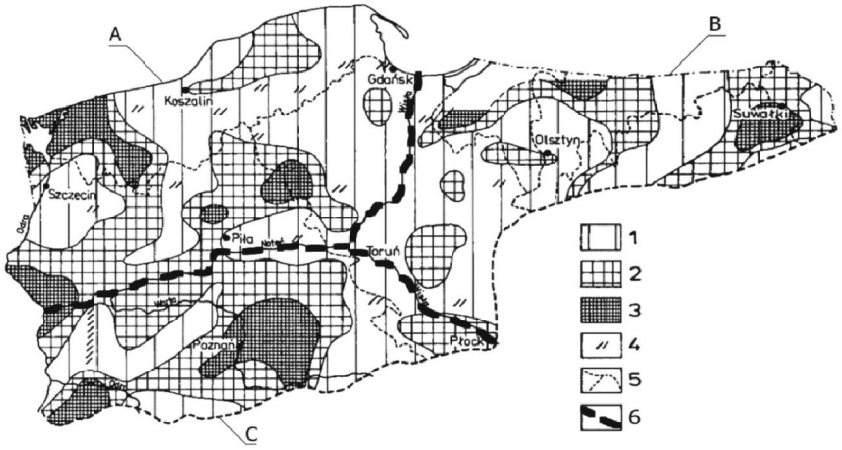
Na pierwszej polskiej mapie jeziorności, opracowanej przez Majdanowskiego (1954), jeziorność została określona na 1,01% (ryc. 1). Kolejne ujęcie kartograficzne (Grudziak, 1996) wykazało, że jeziorność kraju spadła do 0,90% (ryc. 2) – w ciągu kilkudziesięciu lat nastąpił ubytek powierzchni jezior aż o około 10%. Gdyby zatem ów trend się utrzymał, żywotność jezior wyniosłaby zaledwie kilkaset lat. Przy porównaniu obu map wyraźnie daje się zauważyć znaczne powiększenie stref o mniejszych wielkościach jeziorności. Z kolei analiza różnic jeziorności w polach podstawowych (mapy 1:50 000) między planami IRŚ i katalogiem Choińskiego (1991a, b, 1992) uwidacznia regionalne zróżnicowanie zmian powierzchni (ryc. 3). W tym przypadku zauważa się mniejsze wskaźniki zaniku



Ryc. 1. Jeziorność Polski wg Majdanowskiego (1954)
Fig. 1. Limnic ratio for Poland according to Majdanowski (1954)

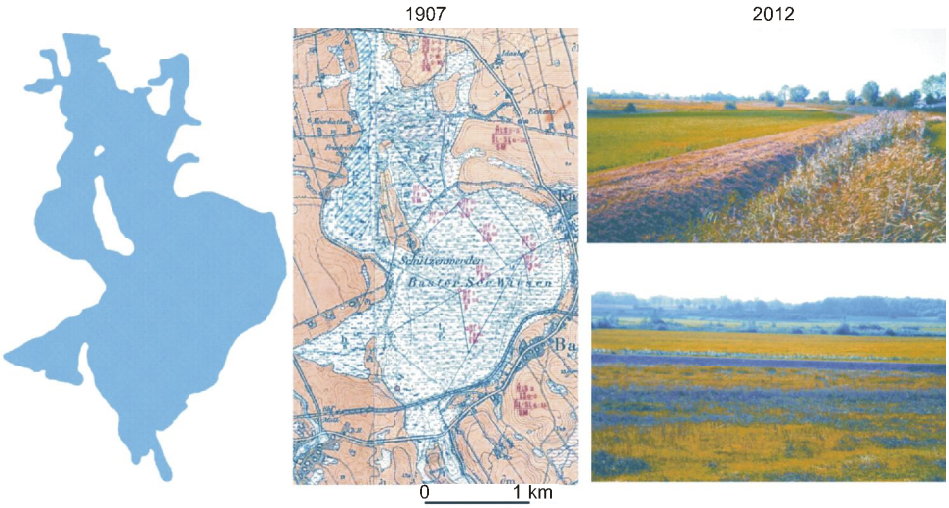


Ryc. 2. Jeziorność Polski wg Grudziak (1996)
Fig. 2. Limnic ratio for Poland according to Grudziak (1996)



Ryc. 3. Zmiany powierzchni jezior (%)
1 – 0–5, 2 – 5–10, 3 – ponad 10, 4 – lokalny wzrost powierzchni, 5 – działy wodne I rzędu, 6 – granice pojezierzy; A – Pojezierze Pomorskie, B – Pojezierze Mazurskie, C – Pojezierze Wielkopolsko-Kujawskie
Fig. 3. Changes in the area of lakes (%)
1 – 0–5, 2 – 5–10, 3 – above 10, 4 – area increase, 5 – first order watersheds, 6 – borders of lake districts; A – Pomorskie Lake District, B – Mazurskie Lake District, C – Wielkopolsko-Kujawskie Lake District

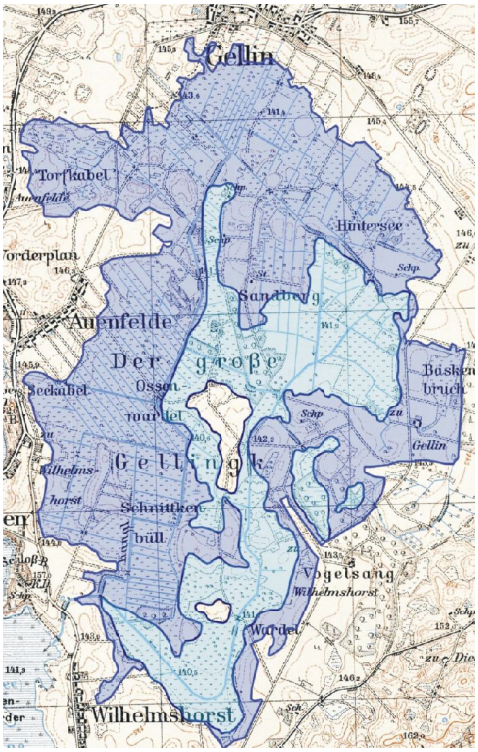
np. na obszarach o dużym zalesieniu (Pojezierze Lubuskie, Pojezierze Bytowskie, Pojezierze Kaszubskie, Bory Tucholskie, Kraina Wielkich Jezior Mazurskich, Pojezierze Chełmińskie), większe natomiast w strefach intensywnej gospodarki rolnej (centralna Wielkopolska, Pobrzeże Szczecińskie).



Ryc. 4. Zanik jeziora koło Kazimierza Pomorskiego (zarys po lewej stronie określa jego zasięg przed osuszeniem) (Choiński i in., 2012)
Fig. 4. Disappearance of lake near Kazimierz Pomorski (the outline on the left indicates its range before reclamation) (Choiński i in., 2012)

W *Katalogu jezior Polski* (1954) zinwentaryzowano 9296 jezior powyżej 1 ha, o łącznej powierzchni 316 614 ha. Według *Katalogu jezior Polski Choińskiego* (1992), jezior większych od 1 ha było już tylko 7081, przy ich łącznej powierzchni 280 977 ha. Tym samym w Polsce w ciągu około pół wieku zanikło 2215 jezior (23,82%) lub ich powierzchnie zmniejszyły się do poniżej 1 ha. Powierzchnia całkowita jezior w analizowanym okresie zmniejszyła się o 35 637 ha, co daje 11,62%. W obrębie pojezierzy Pomorskiego i Mazurskiego zmniejszenie powierzchni sumarycznych jest podobne i wynosi, odpowiednio, 9,69% i 9,98%. Na Pojezierzu Wielkopolsko-Kujawskim wskaźnik ten wzrasta już do 15,21%, a na południe od linii zasięgu ostatniego zlodowacenia wynosi aż 37,97%.

Analizując warunki lokalne, można podać wiele przykładów zaniku jezior spowodowanych konkretnym czynnikiem. Jednym z nich jest efekt wielkopromiennego odwodnienia obszaru przez jego zmeliorowanie. Sytuacji takich, odnoszących się do jezior o niewielkich powierzchniach, można znaleźć wiele. Nieraz jednak są to jeziora, które pierwotnie posiadały znaczne powierzchnie. Na ryc. 4 i 5 pokazano takie przykłady, w przypadku których proces zaniku trwał 100–200 lat (Ptak i in., 2013). Bardzo interesujące jest jezioro Jelenino z uwagi na pokaźną powierzchnię pierwotną, tj. 495,2 ha. Gdyby jezioro to istniało współcześnie, byłoby (przy ówczesnej powierzchni) jednym z większych jezior w Polsce. Co niezwykle ciekawe, okoliczna ludność dawniej trudniła się rybołówstwem, obecnie zaś rolnictwem (ryc. 6).

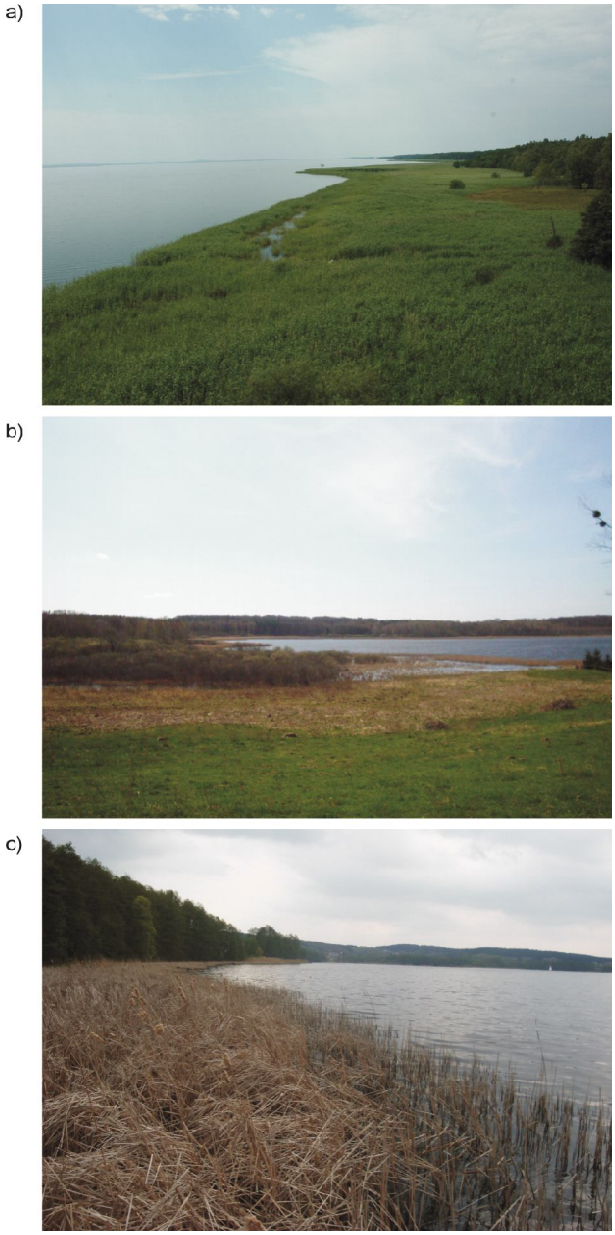


Ryc. 5. Zanik jeziora koło Jelenina (Ptak i in., 2013)
Fig. 5. Disappearance of lake near Jelenino (Ptak i in., 2013)



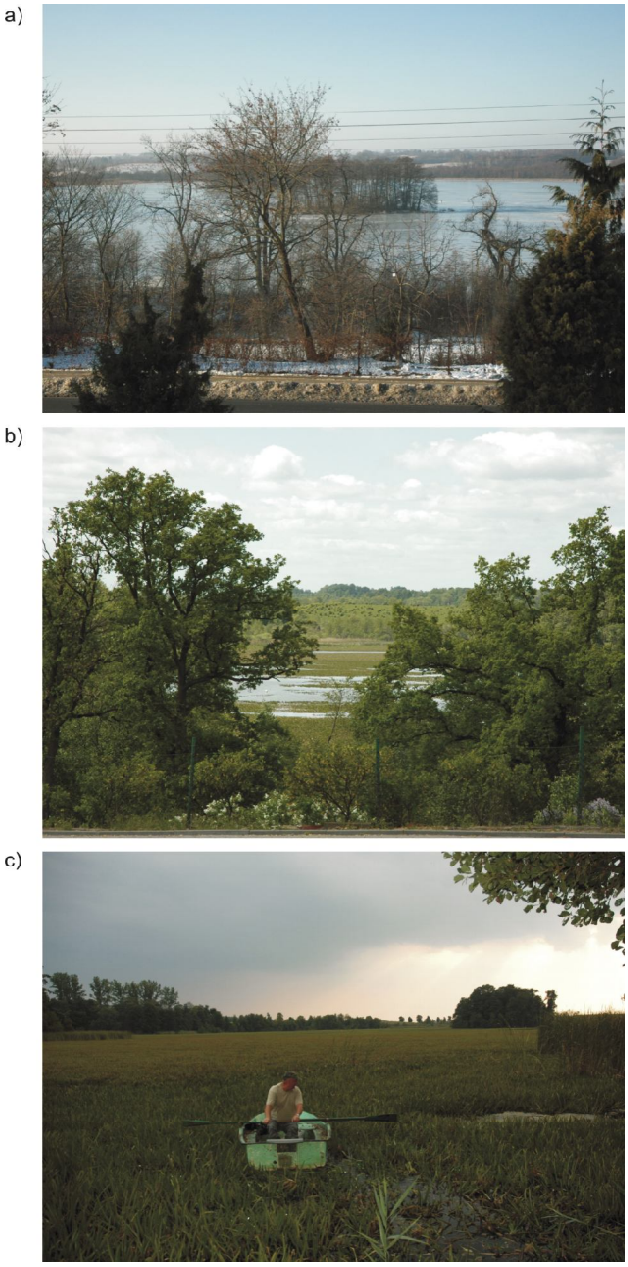
Ryc. 6. Dawne dno jeziora – obecnie użytki rolne
Fig. 6. Former lake bed – currently arable lands

Inną przyczyną drastycznego zmniejszania powierzchni może być intensywne zarastanie. Dotyczy to szczególnie jezior z szeroką strefą litoralną i z licznymi wypłyceniami. Na ryc. 7 przedstawiono tego typu przykłady. W przypadku Łebska (położonego w Słowińskim Parku Narodowym) zasięg trzcinowisk na



Ryc. 7. Przykłady zarośniętej strefy brzegowej: a – jezioro Łebsko, b – jezioro Włókno, c – Jezioro Chodzieskie
Fig. 7. Examples of overgrown littoral zone: a – Lake Łebsko, b – Lake Włókno, c – Lake Chodzieskie

brzegu południowym osiąga do kilkuset metrów szerokości. Jezioro Włókno w znacznej części ma zalesione brzegi, Jezioro Chodzieskie zaś jest jeziorem śródmiejskim. Praktycznie więc bez względu na położenie, jeziora są narażone na zarastanie.



Ryc. 8. Jezioro Wierzchówko: a – zimą, b – wiosną, c – latem
Fig. 8. Lake Wierzchówko: a – in winter, b – in spring, c – in summer

Inny przykład stanowią jeziora całkowicie na stałe lub sezonowo zarośnięte zwartą powłoką. Na ryc. 8 pokazano jezioro Wierzchówko (31 ha) przy drodze Bobolice – Szczecinek, które w okresie wegetacyjnym jest całkowicie zarośnięte osoką aloesowatą, zimą natomiast osiada ona na dnie.

Kolejnym problemem, jakkolwiek o ograniczonym zasięgu, jest rozwój roślinności w efekcie zrzutu podgrzanych wód (ryc. 9). W takiej sytuacji mogą się pojawiać zupełnie nowe, egzotyczne gatunki, jak np. w Jeziorze Licheńskim (ryc. 10). W tym przypadku rośliną tą jest nurzaniec śrubowy (Varisneria spiralis), stanowiący obszerne zarośla pokrywające dno strefy przybrzeżnej. W warunkach naturalnych występuje ona w wodach śródlądowych klimatu tropikalnego i subtropikalnego (20–28°C), w Polsce spotykana jest w zbiornikach zanieczyszczonych termicznie.



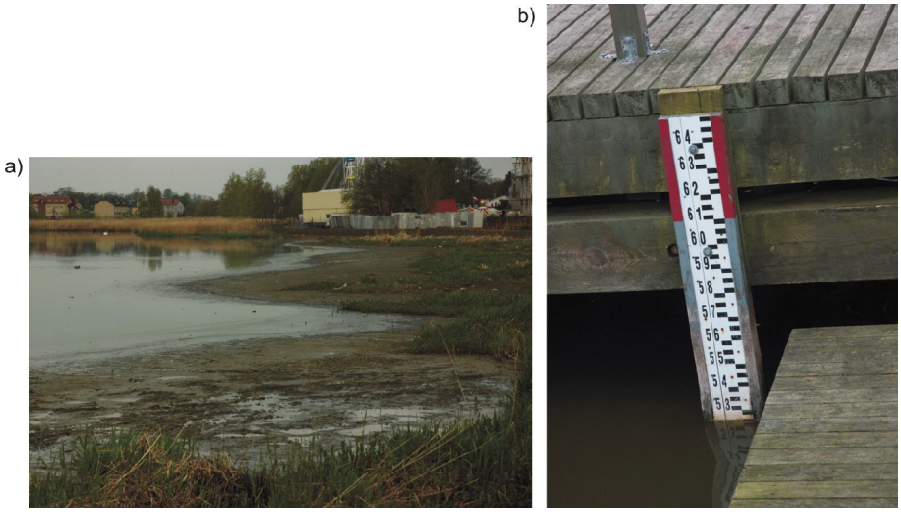
Ryc. 9. Elektrownia Pątnów nad brzegiem Jeziora Pątnowskiego
Fig. 9. Power station Pątnów by the shore of Lake Pątnowskie

Często zmniejszanie powierzchni ma charakter okresowy i jest spowodowane pojawianiem się niskich stanów wody (ryc. 11). Występowanie takich sytuacji pozwala na szybszą sukcesję roślin w strefę wodną i tym samym na szybsze lądowienie akwenów.

Zjawisko zanikania jezior bezsprzecznie wiąże się z procesem eutrofizacji wód, której efektem jest depozycja dużych ilości osadów i zmiana parametrów fizyczno-chemicznych wód. Proces ten nasilił się w okresie intensyfikacji upraw rolnych przez stosowanie dużych ilości nawozów sztucznych. W Polsce ich produkcja zapoczątkowana została w latach 20. XX wieku. Aby przeanalizować, jaki wpływ miało nawożenie na degradację jezior, najlepiej byłoby ustalić zużycie nawozów w długim okresie w obrębie jednostek administracyjnych, np. gminy,

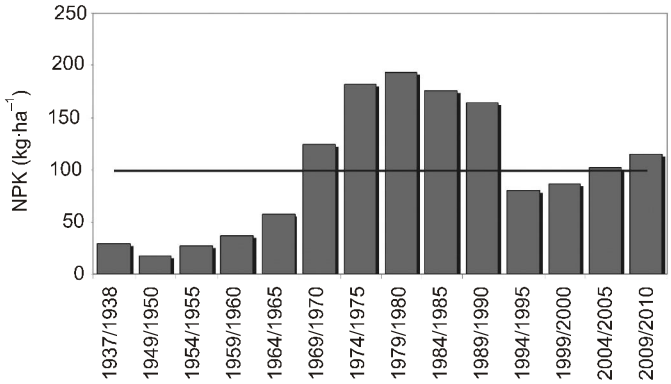


Ryc. 10. Jezioro Licheńskie – dno porośnięte roślinnością podwodną
Fig. 10. Lake Licheńskie – bed overgrown by submerged vegetation



Ryc. 11. Jezioro Jamno: a – odsłonięte dno przy niskim stanie wody, b – niski stan wody, którego efektem jest odsłonięcie dna
Fig. 11. Lake Jamno: a – bed exposed at low water level, b – low water level indicated with water gauge

powiatu czy województwa. Niestety nie jest to możliwe z uwagi na częste zmiany ich granic. W związku z powyższym określono jedynie średnie zużycie nawozów sztucznych dla całej Polski (ryc. 12). Przed II wojną światową ich zużycie (NPK) było rzędu 25 kg·ha^{-1} (w obecnych granicach kraju). W przedwojennych

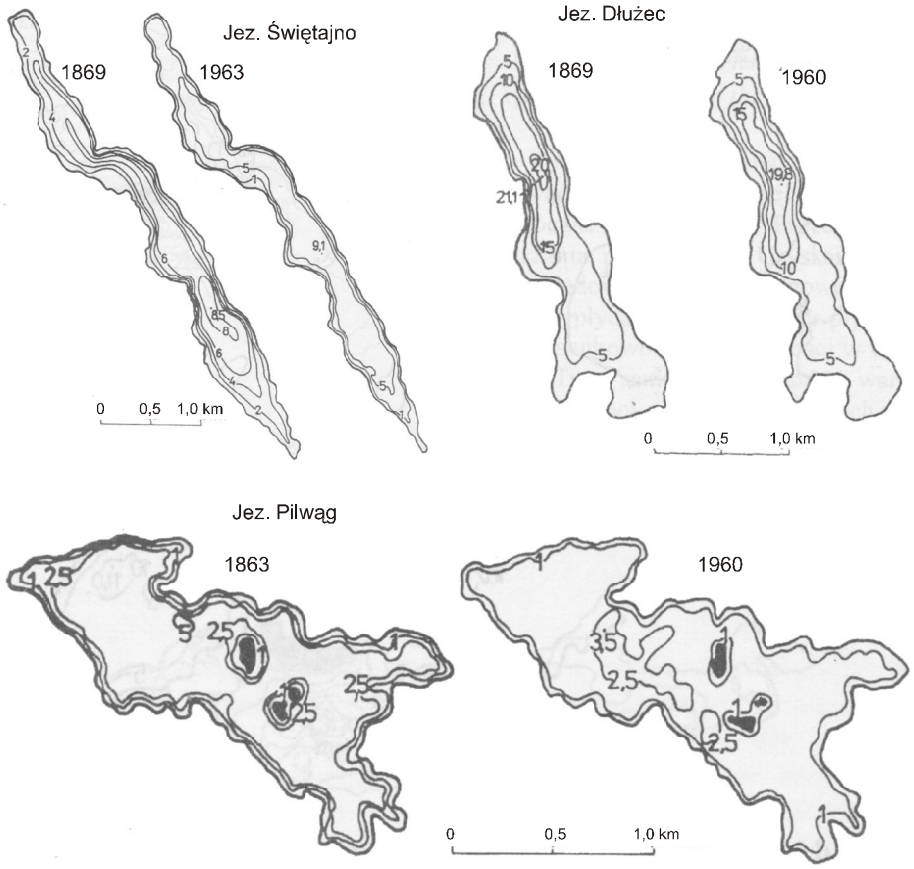


Ryc. 12. Średnie zużycie nawozów (NPK) w Polsce w latach 1937/1938–2009/2010
Fig. 12. Average consumption of fertilizers (NPK) in Poland in years 1937/1938–2009/2010

granicach Polski wskaźnik ten był śladowy, wynosił bowiem jedynie około 5 kg·ha^{-1}. Po wojnie poziom nawożenia stale rósł, aby w roku 1980 osiągnąć maksymalny poziom, około 200 kg·ha^{-1}. Od momentu wprowadzenia stanu wojennego poziom nawożenia zaczął się stale obniżać, do 164 kg·ha^{-1} w roku 1989/1990. Następnie miało miejsce drastyczne obniżenie nawożenia, które osiągnęło minimum w roku 1994/1995, tj. 80 kg·ha^{-1}. Był to efekt upadku państwowych gospodarstw rolnych. Od tego momentu następował powolny, lecz permanentny wzrost nawożenia, który w roku 2009/2010 zbliżył się do poziomu z końca lat 70. XX wieku, osiągając 115 kg·ha^{-1}. Na podstawie powyższych danych można przyjąć, że lata 1970–1990 były najgorsze dla jezior. Wówczas otrzymały one największe dawki biogenów, których część została uwięziona w osadach dennych. W przyszłości będzie możliwe ustalenie, czy istnieje zależność między regionalnym zróżnicowaniem nawożenia a zanikiem jezior – przygotowywane jest opracowanie na temat zużycia nawozów w ostatnich latach w obrębie gmin.

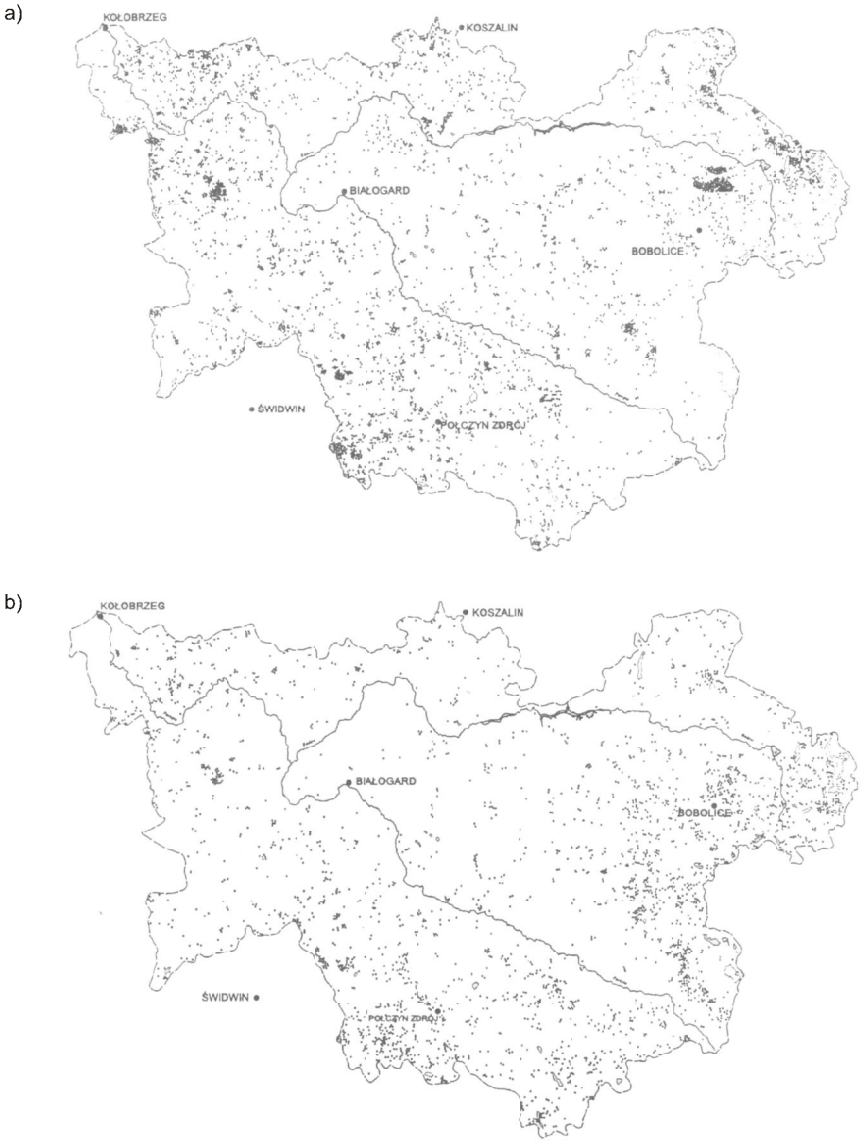
Aby ustalić, jak szybko postępuje zmniejszanie mis jeziornych w wyniku procesu wypłycania, najlepiej jest porównać plany batymetryczne z różnych okresów – im bardziej odległych, tym korzystniej. Jakkolwiek planów batymetrycznych z XIX wieku jest niewiele, to te istniejące stanowią niezmiernie cenny materiał porównawczy w stosunku do planów z drugiej połowy XX wieku. Ich analiza porównawcza (ryc. 13) wykazuje, że nie tylko jeziora o względnie płaskich dnach mis, ale również głębokie jeziora rynnowe są bardzo podatne na wypłycanie. Wskazują na to wyraźnie przesunięcia izobat (o najniższych wartościach) od brzegu w kierunku rosnących głębokości, pojawienie się nowych wysp na progach lub wypłyceniach, czy też powiększenie się powierzchni wysp.

Mało odporne na zanik są bez wątpienia jeziora o niewielkich powierzchniach (np. typowe oczka), a tym samym o nieznacznych głębokościach średnich. Przykładową analizę tego typu przeprowadzono dla dorzecza Parsęty w celu



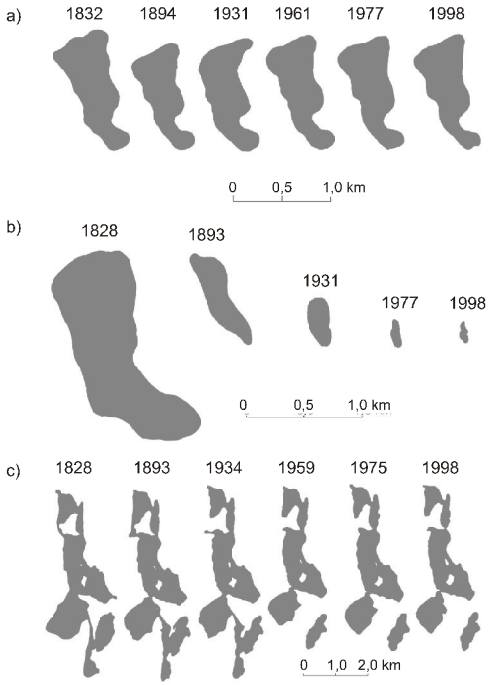
Ryc. 13. Przykłady zmian batymetrii wybranych jezior
Fig. 13. Examples of changes in bathymetry of selected lakes

wykazania, jak znaczny odsetek małych jezior uległ zanikowi od schyłku XIX wieku (ryc. 14). W końcu XIX wieku było 3930 oczek, co dawało wskaźnik gęstości 125 oczek na 100 km^2. Według map z 1960 roku liczba oczek wynosiła już tylko 2512, wskaźnik ich gęstości zaś spadł do 80 oczek na 100 km^2. Tym samym w dorzeczu Parsęty w przeciągu około 70 lat liczba oczek zmniejszyła się aż o 1418, tj. o 36,08%. Powyższe dane są pewnego rodzaju uśrednieniem dla całego dorzecza Parsęty – na większości powierzchni dorzecza liczba oczek zdecydowanie zmalała, jednak w południowo-wschodniej jego części nastąpił wyraźny wzrost liczby oczek. Powyższy przykład wskazuje na to, że dany obszar (np. zlewnia czy dorzecze) może lokalnie bardzo różnorodnie wpływać na proces zaniku. Świadczą o tym także przypadki pojedynczych jezior zlokalizowanych często blisko siebie. Na ryc. 15 pokazano właśnie tego typu sytuacje, gdy jeziora w przeciągu długiego okresu (170 lat) miały stabilną powierzchnię (Cisie), drastycznie zmniejszającą się (Grążyk) lub podzielną (Wielkowiejskie – Chobienickie – Kopanickie).

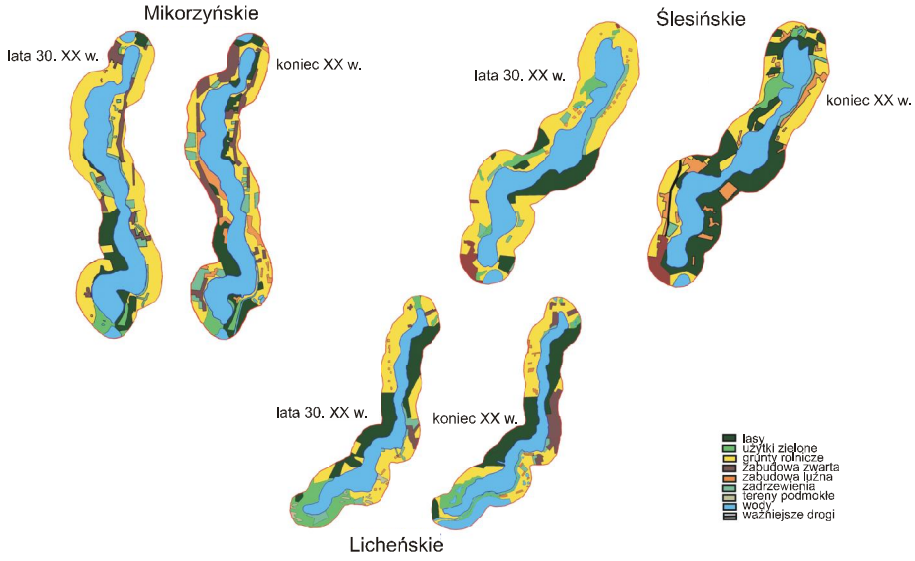


Ryc. 14. Występowanie oczek w dorzeczu Parsęty wg map w skali 1:25 000: a – lata 1875–1891, b – 1960
Fig. 14. Distribution of ponds in the Parsęta River Basin according to maps on a scale of 1:25000: a – years 1875–1891, b – 1960

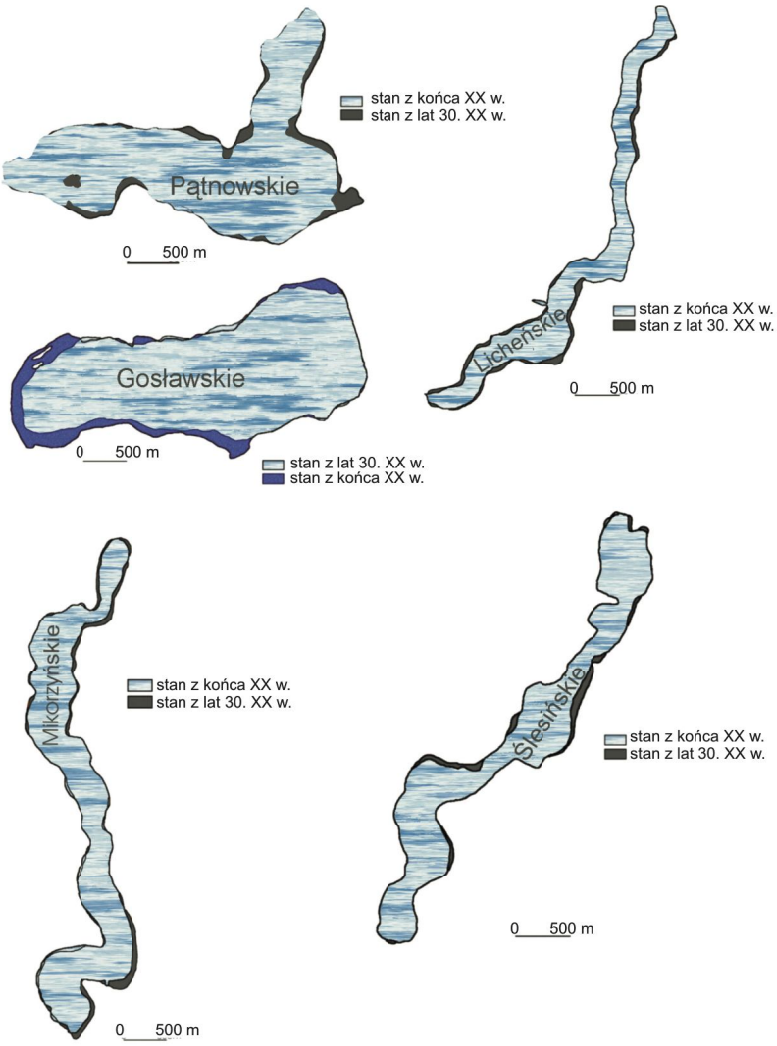
O zmianach powierzchni jezior decyduje całokształt zjawisk zachodzących w danej zlewni, a szczególnie w najbliższym otoczeniu brzegów. Na ryc. 16 wyraźnie widać, jak duże zmiany w zagospodarowaniu terenów wokół brzegów zaistniały w ciągu zaledwie kilkudziesięciu lat. Najczęściej efektem takich zmian jest zmniejszenie powierzchni, niekiedy jednak (znacznie rzadziej) jej zwiększenie (Jezioro Gosławskie – ryc. 17), będące następstwem podpiętrzenia wód.



Ryc. 15. Przykłady jezior: a – o stabilnej powierzchni (Cisie), b – o drastycznie zmniejszającej się powierzchni (Grążyk), c – o podzielnej powierzchni (Wielkowiejskie – Chobienickie – Kopanickie)
Fig. 15. Examples of lakes with: a – stable lake area (Lake Cisie), b – rapidly decreasing area (Lake Grążyk), c – area divided in the result of land forming processes (Wielkowiejskie – Chobienickie – Kopanickie)

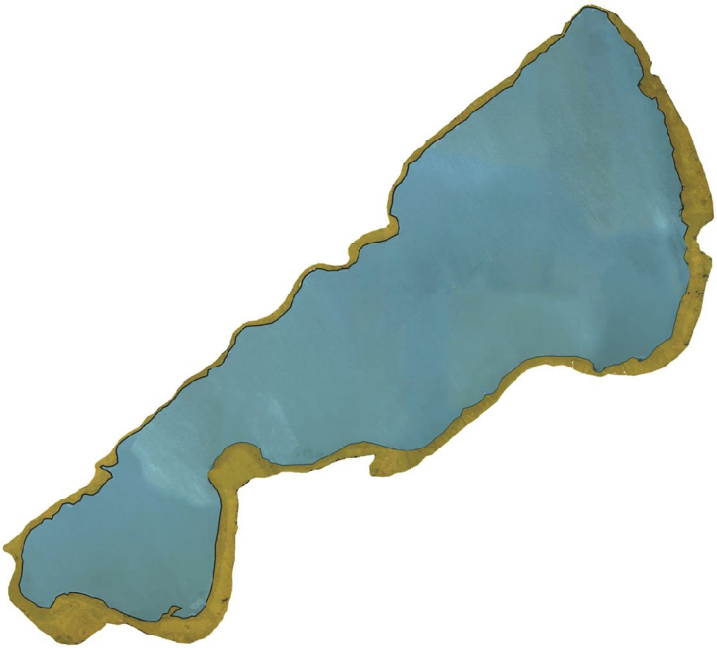


Ryc. 16. Zmiany zagospodarowania stref przybrzeżnych wybranych jezior koło Konina
Fig. 16. Changes in the development of coastal zones for selected lakes near Konin



Ryc. 17. Zmiany zasięgu linii brzegowych jezior koło Konina
Fig. 17. Changes in the rage of shorelines for lakes near Konin

Powierzchnia jezior liczona jest od linii kontaktu wody z lądem. Ale w większości przypadków znaczna część wód jest zarośnięta roślinnością wodną zanurzoną bądź wynurzoną. Według szacunkowych danych roślinność wynurzona pokrywa kilkanaście procent powierzchni wód. Zatem faktycznie swobodnej powierzchni wód jest znacznie mniej niż się powszechnie przyjmuje. Ma to niebagatelne znaczenie np. w bilansie wodnym, gdzie parowanie przyjmuje inne wielkości niż w przypadku wody pozbawionej roślinności. Na ryc. 18 na przykładzie jeziora Bukowo (które nie stanowi przykładu ekstremalnego) pokazano relacje między powierzchnią całkowitą jeziora, zarośniętą przez trzcinowiska i swobodną powierzchnię wody.



Ryc. 18. Jezioro Bukowo – przykład sukcesji roślinności
Fig. 18. Lake Bukowo – example of plant succession



Ryc. 19. Przykład jeziora koło Kcynii skazanego na szybką zagładę
Fig. 19. Example of lake near Kcynia destined to rapid disappearance

Jak wykazują wstępne wyniki badań zaniku jezior, ich perspektywiczny wiek jest niewielki. Jest to rząd kilkudziesięciu, najczęściej kilkuset, a rzadziej kilku tysięcy lat. Często jeziora największe, które z racji swej powierzchni wydają się być odporne na zanik, jak np. jeziora przybrzeżne, są wyjątkowo bezbronne. Trzcinowiska przybrzeżne osiągają szerokości rzędu setek metrów. Wypłycenie jest na tyle duże, że kwestią niedalekiej przyszłości jest dalsza intensywna sukcesja roślinności od brzegów. Często proces zaniku jest tak daleko posunięty, że człowiek niewiele może już zrobić, aby temu przeciwdziałać, i jeziora takie skazane są na zagładę. Na ryc, 19 pokazano jezioro, które niebawem będzie zaorane. Oby to dotyczyło jak najmniejszej liczby jezior, które stanowią tak piękne obiekty danego nam środowiska.

Literatura

Choiński A., 1991a, *Katalog jezior Polski*, cz. 1, *Pojezierze Pomorskie*, Wyd. Nauk. UAM, Poznań, 221 s.

Choiński A., 1991b, *Katalog jezior Polski*, cz. 2, *Pojezierze Mazurskie*, Wyd. Nauk. UAM, Poznań, 157 s.

Choiński A., 1992, *Katalog jezior Polski*, cz. 3, *Pojezierze Wielkopolsko-Kujawskie i jeziora na południe od linii zasięgu zlodowacenia bałtyckiego*, Fundacja „Warta", Poznań, 149 s.

Choiński A., Ptak M., Strzelczak A., 2012, *Examples of lake disapperance as an effect of reclamation works in Poland*, Limnol. Rev., 12, 4, 161–167.

Grudziak M., 1996, *Jeziorność i gęstość występowania jezior na obszarze zlodowacenia bałtyckiego*, IGF UAM, Poznań (maszyn.).

Katalog jezior Polski, 1954, PAN, Instytut Geografii, Warszawa, 692 s.

Majdanowski S., 1954, *Jeziora Polski*, Prz. Geogr., 26, Warszawa, 17–50.

Ptak M., Choiński A., Strzelczak A., Targosz A., 2013, *Disappearance of Lake Jelenino since the end of the XVIII century as an effect of anthropogenic transformations of the natural environment*, Polish J. Envir. St., 22, 1, Hard, Olsztyn, 191–196.

Examples of lake disappearance in Poland and their causes

Abstract: The problem of lake disappearance is well known. However, it is not fully recognized and many questions connected with this phenomenon have not been answered yet. The analysis of maps indicated that within several decades the overall area of lakes decreased by about 10%. Thus, their existence is short-lived and we have to consider that the perspective age of lakes in Poland amounts to several decades or mostly a few hundred years, hardly several thousand years. This paper gives the examples of lake disappearance in figures that resulted from: extensive melioration works, inshore vegetation growth in littoral zone, decrease in water level, discharge of heated water, development of exotic plants on lake bed, shallowing indicated by isobaths in bathymetric plans. The Parsęta River Basin is the example of area with quick disappearance of the smallest lakes, i.e. ponds. It is signalled to what extent the development of lake shores can change within several decades and the problem of vegetation growth over lakes is underlined.

Key words: limnology, lake disappearance.

Jakość wód rzeki miejskiej na przykładzie Potoku Oruńskiego

Karolina Cieślińska[1], Roman Cieśliński[2]

[1] Uniwersytet Gdański, Wydział Historyczny, ul. Wita Stwosza 55, 80-952 Gdańsk
druidka.karolcia@gmail.com
[2] Uniwersytet Gdański, Katedra Hydrologii, ul. Bażyńskiego 4, 80-952 Gdańsk
georc@univ.gda.pl

Zarys treści: Dokonano oceny jakości wód Potoku Oruńskiego, zlokalizowanego w granicach administracyjnych miasta Gdańska, oraz sporządzono charakterystykę hydrograficzną rzeki i jej zlewni. Główne badania związane były z pracami terenowymi oraz laboratoryjnymi. W okresie 2010–2012 wykonano łącznie 12 patrolowych wyjazdów, podczas których pobrano próbki wody na wyznaczonych 9 punktach pomiarowych. Pobrane próbki zostały następnie poddane analizie w Laboratorium Hydrochemicznym Katedry Hydrologii Uniwersytetu Gdańskiego – określono stężenia podstawowych kationów i anionów oraz wielkości pH i przewodności właściwej. Wyznaczono również stężenia wybranych biogenów, tj. azotanów i fosforanów. Uzyskane wyniki wskazują na duże zróżnicowanie stężeń poszczególnych wskaźników fizyczno-chemicznych, w sensie zmienności zarówno sezonowej, jak i przestrzennej, wynikającej z różnych źródeł zanieczyszczeń. Najbardziej charakterystyczne wskaźniki dotyczyły chlorków, siarczanów, azotanów, fosforanów i przewodności właściwej.

Słowa kluczowe: jakość wody, rzeka miejska, zanieczyszczenie.

Rzeką miejską można nazwać ten ciek, który znajduje się w granicach administracyjnych miasta oraz którego znaczna powierzchnia zlewni jest silnie przekształcona przez człowieka. Niezwykle istotne jest zagospodarowanie terenu, które decyduje o odpływie i transporcie fluwialnym ze zlewni rzecznej (Ciupa, 2009). Jednocześnie w sensie hydrograficznym koryto rzeki jest przemodelowane antropogenicznie (obudowa i wzmocnienie brzegów, występująca zabudowa hydrotechniczna, infrastruktura techniczna obserwowana wzdłuż jej biegu itd.), przez co „inaczej" (gwałtowniej) reaguje hydrologicznie na występujące warunki meteorologiczne (Ciupa i in., 2012). Również jakość wód takiej rzeki powinna odbiegać od typowej rzeki naturalnej, co wynika z większej ilości potencjalnych

źródeł zanieczyszczeń. Trzymając się powyższej definicji, za ciek miejski można uznać Potok Oruński, którego historia wiąże się z miastem Gdańskiem, a ściślej mówiąc – z jedną z jego dzielnic, Orunią. Stanowi on, obok Kanału Raduni, jedną z głównych osi hydrograficznych tej dzielnicy.

Celem pracy jest ocena jakości wód Potoku Oruńskiego, zlokalizowanego w granicach administracyjnych miasta Gdańska. Pod pojęciem jakości należy rozumieć zespół cech fizyczno-chemicznych, wyróżniających daną wodę od innych (Wolford, Bales, 1996). Celem dodatkowym pracy jest wykonanie charakterystyki hydrograficznej rzeki i jej zlewni oraz prześledzenie zmian hydrologicznych, wynikających z powodzi, jaka nawiedziła miasto w 2001 roku.

Charakterystyka hydrograficzna Potoku Oruńskiego

Potok Oruński (inne nazwy: Orana, Struga Łostowicka) jest lewostronnym dopływem Kanału Raduni. Na mapie hydrograficznej zaznaczony jest jako Dopływ z Łostowic. Powstaje z połączenia kilku strumyków, mających źródła na granicy Szadółek i Rębowa, na wysokości około 110 m n.p.m. Wypływa spod składowiska odpadów „Szadółki" w Gdańsku, gdzie ujęty jest w betonowy kolektor powstały jeszcze w czasie II wojny światowej, stanowiący fragment planowanej przez władze hitlerowskie autostrady. Poniżej wysypiska potok płynie naturalnie zapiaszczonym korytem przez użytki rolne. W środkowym biegu przepływa przez teren ogródków działkowych, a w dolnym przez Park Oruński założony w XVII wieku. Pierwotnie Potok Oruński wpływał na Żuławy Gdańskie i prawdopodobnie uchodził do płynącego z południa cieku o dziś nieznanej nazwie, kierującego się na północny wschód przez Dolnik i uchodzącego do Motławy u zbiegu obecnych ulic Sandomierskiej i Przybrzeżnej. Po przekopaniu przez Krzyżaków Kanału Raduni, uchodzi do niego przy dzisiejszej ul. Raduńskiej (ryc. 1). Zasilany jest potokami Kozackim i Kowalskim. W latach 1933–1934 przy obecnej ul. Żuławskiej, nr. 86, 90 i 92, odkryto trzy łodzie datowane na XI–XII wiek, co wskazuje, że Potok Oruński był wówczas żeglowny (gedanopedia.pl). W środkowej i dolnej części przepływa obszarem chronionym, Doliną Potoku Oruńskiego (powstałym w 1999 w celu zachowania jej charakteru, tj. sterasowanych zboczy i szaty roślinnej), w górnej części zaś – jarem, zwanym Lisim Parowem. W odcinku ujściowym na terenie Parku Oruńskiego tworzy kaskadę (Samp, 1992) (ryc. 2).

Zlewnia Potoku Oruńskiego zajmuje 16,52 km^2 powierzchni (ryc. 3), długość cieku zaś wynosi 7,03 km, z czego zaledwie kilkaset metrów znajduje się na terenie parku. Szerokość zlewni wynosi 2,1 km. Minimalna wysokość w zlewni to 3 m n.p.m., a maksymalna 53 m n.p.m., co daje deniwelację rzędu 50 m. Spadki w zlewni wahają się od 0,07% do 2,00%, średni jej spadek wynosi 1,47% (Pietruszyński, 2010). Zlewnia Potoku Oruńskiego jest rozwinięta asymetrycznie. Po prawej stronie znajdują się większe dopływy, takie jak Potok Szadulski (długość

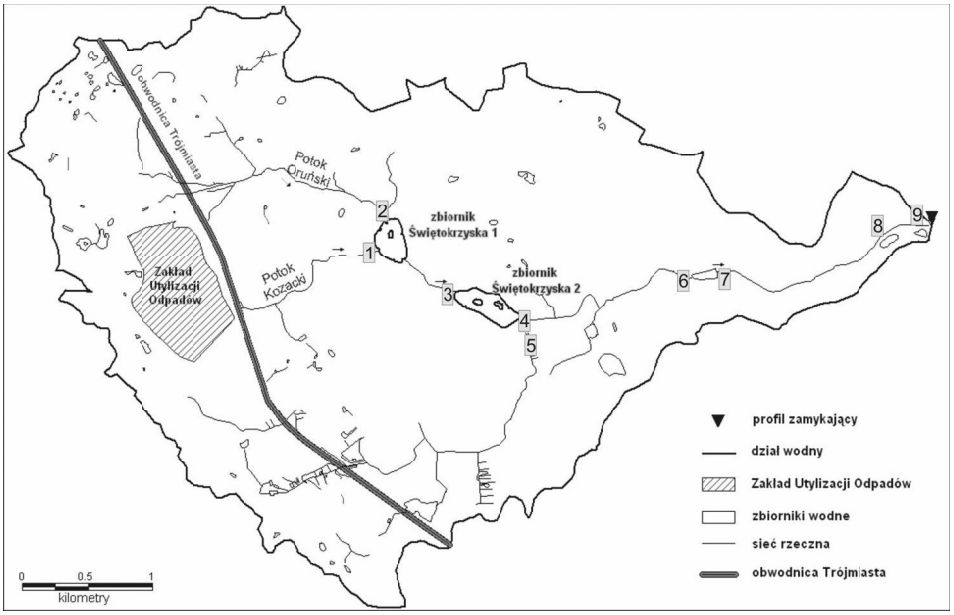


Ryc. 1. Ujście Potoku Oruńskiego do Kanału Radni (fot. K. Cieślińska)
Fig. 1. Mouth of the Oruński Potok to the Canal Radunia (photo K. Cieślińska)



Ryc. 2. Kaskada na terenie Parku Oruńskiego (fot. K. Cieślińska)
Fig. 2. Cascade in the Park Oruński (photo K. Cieślińska)

1,14 km), Potok Kowalski (1,49 km) i Potok Kozacki (3,63 km). Potok Oruński na całej swojej długości przepływa przez liczne zbiorniki retencyjne, m.in. Świętokrzyska 1 o powierzchni 7 ha i głębokości maksymalnej 2,6 m, Świętokrzyska 2 o powierzchni 7,5 ha i głębokości maksymalnej 1,6 m, Augustowska, czy dwa



Ryc. 3. Zlewnia Potoku Oruńskiego z zaznaczonym Parkiem Oruńskim oraz punktami poboru próbek wody (Pietruszyński, 2010)
Fig. 3. Potok Oruński catchment with selected Oruński Park and water sampling points



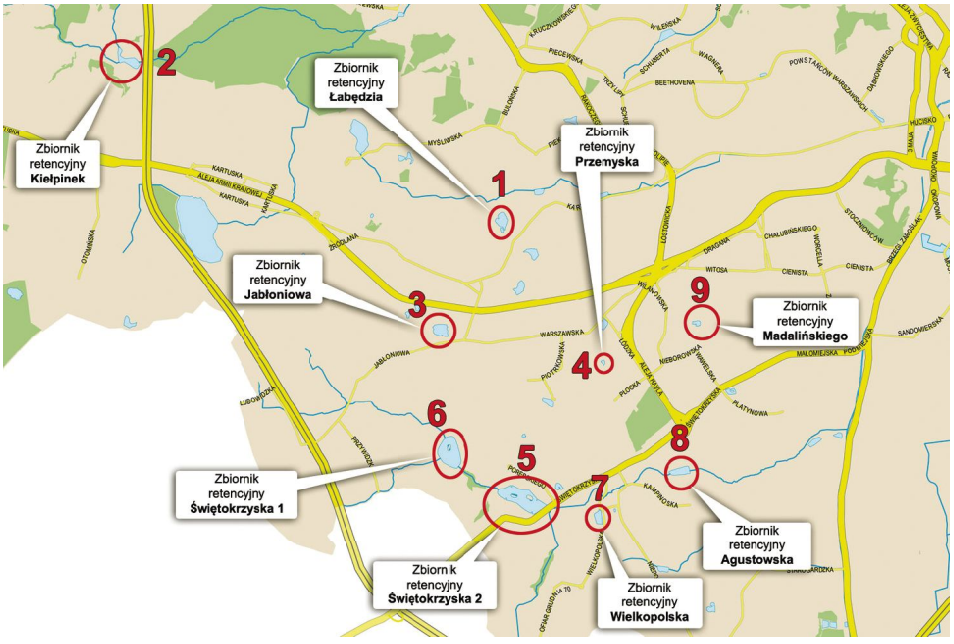
Ryc. 4. Zbiornik retencyjny na terenie Parku Oruńskiego (fot. K. Cieślińska)
Fig. 4. The retention tank in the Park Oruński (photo K. Cieślińska)

zbiorniki (stawy) znajdujące się na terenie Parku Oruńskiego (Pietruszyński i in., 2012) (ryc. 4). W części źródliskowej znajdują się liczne oczka.

Powódź w 2001 roku

W godzinach popołudniowych 9 lipca 2001 doszło do obfitych opadów i wezbrania wód m.in. w Potoku Oruńskim, czego konsekwencją była powódź w Gdańsku (Cyberski, 2003). W przypadku Potoku Oruńskiego zniszczeniu uległa zapora na górnym stawie i woda wdarła się do Parku Oruńskiego, powodując duże zniszczenia. Skarpy potoku zostały zerodowane, a woda zaczęła przelewać się przez most i ulicę, wpadając do Kanału Raduni, który pomimo znacznej ilości wody wytrzymał ten napór.

Po powodzi w 2001 oraz wobec nadal istniejącego zagrożenia powodziowego, miejskie władze administracyjne zdecydowały o konieczności podjęcia działań, zmierzających do poprawy istniejącej sytuacji. W wyniku realizacji założeń na terenie zlewni Potoku Oruńskiego wybudowano trzy zbiorniki retencyjne – Augustowska, Świętokrzyska nr 1 oraz Świętokrzyska nr 2. W latach 2003–2004 odbudowano zbiorniki retencyjne i koryto potoku w parku na wlocie do stawu i przy ujściu do Kanału Raduni. W latach 2008–2009 dokonano regulacji Potoku Oruńskiego na odcinku parkowym. Łączna liczba zbiorników na obszarze zlewni Potoku Oruńskiego wynosi obecnie siedem (dwa na terenie par-



Ryc. 5. Lokalizacja wybranych zbiorników retencyjnych na terenie Gdańska (Gdańskie Melioracje)
Fig. 5. Location of selected retention tank in Gdansk (Gdansk Drainage)

ku), ich pojemność równa się 166 155 m^3, z czego nieco ponad 130 000 m^3 przypada na zbiorniki Świętokrzyska 1 i Świętokrzyska 2 (Pietruszyński i in., 2012) (ryc. 5). Zbiorniki na terenie parku mają charakter drugorzędny, pełnią głównie funkcje wypoczynkową i rekreacyjną. Stanowią także miejsce lęgowania ptactwa wodnego. Oba zbiorniki połączone są ze sobą bezimiennym potokiem i są obiektami przepływowymi. Kaskada na terenie parku ma jedynie ozdobny charakter i w zasadzie nie pełni żadnej funkcji hydrologicznej. Obecna sieć hydrograficzna w zlewni Potoku Oruńskiego na terenie parku jest bardziej uboga od tej, którą notowano choćby w XVII wieku. W tamtym czasie ozdobą parku były stawy, strumienie i wodospady (Schwarz, Żmijewski, 1995).

Metody badań

Główne badania związane były z pracami terenowymi oraz laboratoryjnymi. W okresie 2010–2012 wykonano łącznie 12 patrolowych wyjazdów, podczas których dokonano poboru próbek wody na wyznaczonych 9 punktach pomiarowych (ryc. 3), odniesionych do badań wcześniejszych autorów, Krefty (2010) i Pietruszyńskiego (2010) oraz Pietruszyńskiego i in. (2012), które wykonano dla roku hydrologicznego 2009. Pobrane próbki zostały następnie poddane analizie w Laboratorium Hydrochemicznym Katedry Hydrologii Uniwersytetu Gdańskiego. Określono stężenia podstawowych kationów (wapń, magnez, sód, potas) i anionów (wodorowęglany, chlorki, siarczany) oraz wielkości pH i przewodności właściwej. Określono również stężenia wybranych biogenów, tj. azotanów i fosforanów.

Oznaczenia chlorków, siarczanów, sodu, potasu, wapnia i magnezu wykonane były przy użyciu chromatografu jonowego Dionex 1100, azotanów i fosforanów zaś przy użyciu spektrofotometru VIS PhotoLab Spectral firmy WTW. Wodorowęglany oznaczono metodą miareczkowania, wielkości pH i przewodności właściwej uzyskano za pomocą urządzenia wieloparametrowego firmy WTW.

Źródła zanieczyszczeń

Do głównych źródeł zanieczyszczeń na terenie zlewni Potoku Oruńskiego należy przede wszystkim składowisko odpadów Szadółki (ryc. 3), z którego podczas deszczy wypłukiwane są zanieczyszczenia, trafiające następnie do Potoku Oruńskiego. Źródłem zanieczyszczeń potoku jest również obwodnica przechodząca przez jej zlewnię w części zachodniej (ryc. 3) oraz liczne nowo powstałe osiedla (Kowale, Zakoniczyn, Łostowice) i osadnictwo wiejskie, dobrze widoczne w innych częściach Polski (Słomka i in., 2007). To właśnie postępująca w szybkim tempie urbanizacja jest jedną z głównych form wpływających na zmiany stosunków wodnych, co najlepiej widać na przykładzie Śląska (Jankowski, 1986; Czaja,

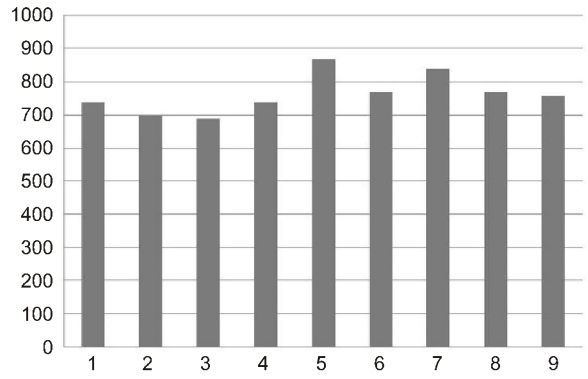
1999). Inna grupa zanieczyszczeń związana jest z działalnością rolniczą, licznie występującą w ujściowym odcinku potoku. W dolnym biegu występuje zakład hodowli zwierząt futerkowych, w górnym i środkowym zaś obszary rolne i ogródki działkowe. Niezwykle groźne są w tym wypadku odcieki z nawozów sztucznych i kiszonek paszowych oraz dostawanie się do wód gnojówki i gnojowicy. Problemem jest też stosowanie pestycydów oraz nawozów sztucznych i tworzenie nielegalnych składowisk odpadów. W konsekwencji może być obserwowany wzrost stężeń azotanów, fosforanów, potasu, czy wielkości przewodności właściwej (Dobrzyński, 2006). Osobną grupę stanowią opady atmosferyczne, które na terenach miejskich są znacznie zanieczyszczone (Durkowski, Woroniecki, 2009; Ociepa i in., 2010).

Jakość wód

Jakość wód Potoku Oruńskiego została omówiona z rozbiciem na poszczególne parametry fizyczno-chemiczne.

Przewodność właściwa w okresie badań, lata 2010–2012, wahała się od 650 do 920 $\mu S \cdot cm^{-1}$. Są to wartości zbliżone do odnotowanych przez Kreftę (2010) i Pietruszyńskiego (2010), którzy podali zakres od 730 do 860 $\mu S \cdot cm^{-1}$. Wyższe średnie wartości odnotowano dla półrocza chłodnego, 850 $\mu S \cdot cm^{-1}$; dla półrocza ciepłego stwierdzono 720 $\mu S \cdot cm^{-1}$. Przyczyną tego stanu rzeczy jest prawdopodobnie solenie dróg w okresie zimowym.

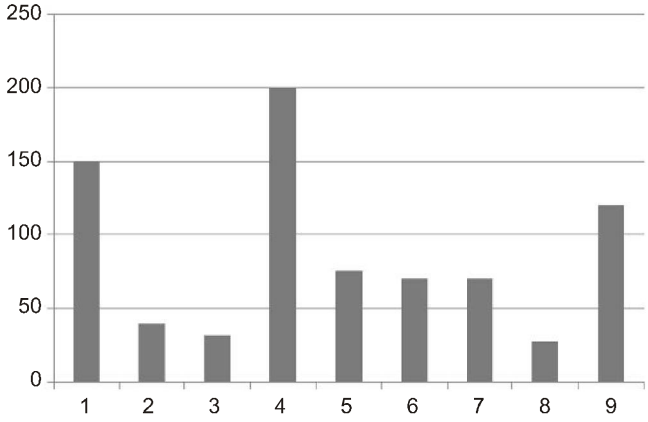
Analizując uzyskane wartości, można zauważyć niewielkie zróżnicowanie pomiędzy poszczególnymi punktami pomiarowymi. Najwyższe wartości obserwowane były w punktach nr 5 i 7 (ryc. 6). Punkt nr 5 to miejsce dopływu Potoku Kowalskiego, który przepływa przez tereny rolnicze. Z kolei punkt nr 7 zlokalizowany jest na terenach rolniczych i częściowo zurbanizowanych, co ma istotny wpływ na wzrost wartości tego wskaźnika.



Ryc. 6. Średnia wielkość przewodności właściwej ($\mu S \cdot cm^{-1}$) w wodach Potoku Oruńskiego w latach 2010–2012 w poszczególnych punktach pomiarowych (nr 1–9)
Fig. 6. The average size of the conductivity ($\mu S \cdot cm^{-1}$) in the waters of the Oruński Potok in 2010–2012 at different measuring points (No. 1–9)

Odczyn pH dla Potoku Oruńskiego mieścił się w zakresie od 6,9 do 8,1 co wskazuje, że wody tego cieku w okresie badań przyjmowały charakter obojętny lub lekko zasadowy.

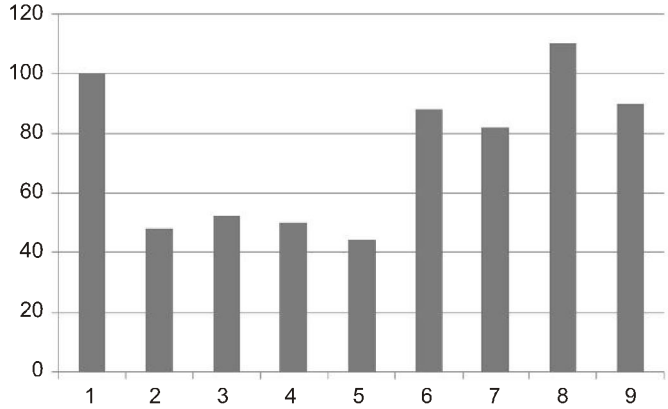
Chlorki wykazywały duże zróżnicowanie czasowe. Zmienność ich wahała się od 35 do 250 mg·dm^{-3}. Najwyższe wartości, podobnie jak w przypadku przewodności właściwej, odnotowano w miesiącach półrocza chłodnego, w szczególności w grudniu, lutym i marcu, co wiązać należy z soleniem dróg w okresie zimowym. Rozpatrując uzyskane wyniki dla poszczególnych punktów pomiarowych, wyraźnie widać wyższe stężenia (powyżej 100 mg·dm^{-3}) w punktach nr 1, 4 i 9 (ryc. 7). Punkt nr 1 to miejsce, w którym wody Potoku Oruńskiego docierają do pierwszego zbiornika retencyjnego ze źródliskowej części zlewni. To rejony najbardziej zanieczyszczone z całej zlewni, będące pod wpływem składowiska odpadów. Punkt nr 4 zlokalizowany jest w miejscu wypływu ze zbiornika retencyjnego Świętokrzyska 2. Z kolei punkt nr 9 to rejon wypływu Potoku Oruńskiego z Parku Oruńskiego i jego ujścia do Kanału Raduni. Ogródki działkowe, które sąsiadują z ciekiem w tym miejscu, powodują podniesienie się stężeń tego wskaźnika.



Ryc. 7. Średnie stężenie chlorków (mg·dm^{-3}) w wodach Potoku Oruńskiego w latach 2010–2012 w poszczególnych punktach pomiarowych (nr 1–9)
Fig. 7. The average concentration of chloride (mg·dm^{-3}) in the waters of the Oruński Potok in 2010–2012 at different measuring points (No. 1–9)

Według badań Krefty (2010) i Pietruszyńskiego (2010) stężenie chlorków w roku 2009 wahało się w zakresie od 47 do 217 mg·dm^{-3}. Autorzy ci podają także podobne przyczyny, powodujące tak duże zróżnicowanie stężeń.

Siarczany charakteryzowały się dużą zmiennością w okresie badań, od 40 do 160 mg·dm^{-3}. Najwyższe wartości zanotowano w punktach nr 1 i 8, tj. w miejscu bliskiego kontaktu z ogródkami działkowymi i obszarami rolniczymi. W przypadku punktów nr 1, 6–9 stwierdzono wartości powyżej 80 mg·dm^{-3}, natomiast w przypadku punktów nr 2–5 – poniżej 60 mg·dm^{-3} (ryc. 8). Najmniejsze

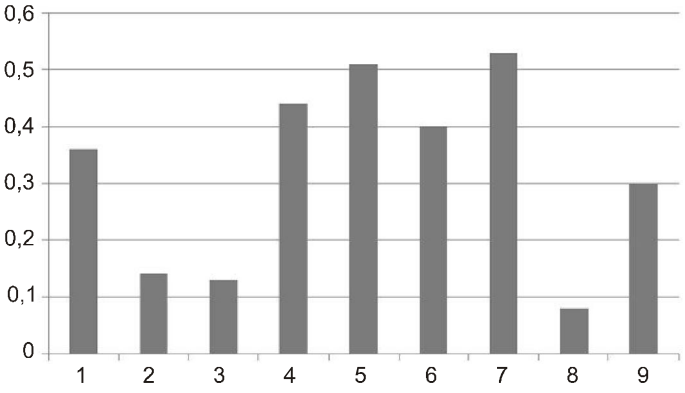


Ryc. 8. Średnie stężenie siarczanów (mg·dm^{-3}) w wodach Potoku Oruńskiego w latach 2010–2012 na poszczególnych punktach pomiarowych (nr 1–9)
Fig. 8. The average concentration of sulphates (mg·dm^{-3}) in the waters of the Oruński Potok in 2010–2012 at different measuring points (No. 1–9)

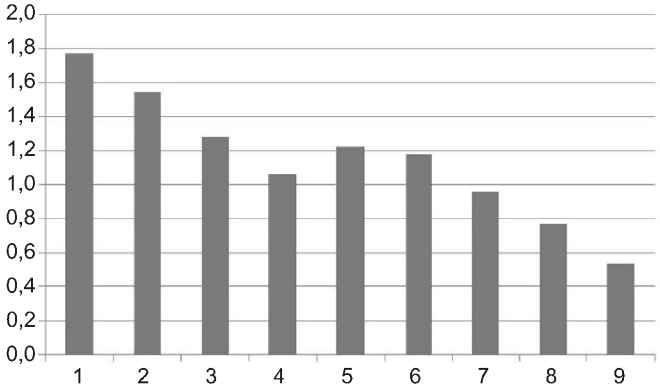
wartości zaobserwowano w punktach sąsiadujących ze zbiornikami retencyjnymi. Wyższe wartości, podobnie jak w przypadku wcześniejszych wskaźników, notowano w półroczu chłodnym.

Fosforany to wskaźnik, który reaguje na zmiany sezonowe. Pojawia się jesienią, zimą i wiosną, a zanika latem (Hermanowicz i in., 1999). Bardzo dobrze określa ilość używanych nawozów sztucznych na polach. W latach 2010–2012 stężenia fosforanów wahały się w zakresie od 0,03 do 0,97 mg·dm^{-3}. Najwyższe wartości zanotowano jesienią, podczas wzmożonych deszczy i spływu powierzchniowego, natomiast najniższe latem, podczas silnej transpiracji i wzrostu biomasy. W przypadku punktów pomiarowych, najwyższe wartości zanotowano w punktach zlokalizowanych na terenach rolniczych, natomiast najniższe w punkcie nr 8, gdzie Potok Oruński wpływa do górnego zbiornika w Parku Oruńskim (ryc. 9).

Azotany, podobnie jak fosforany, określają intensywność oddziaływania obszarowego na wody powierzchniowe. W okresie badań osiągały one wartości na poziomie od 0,05 do 3,83 mg·dm^{-3}. Najniższe wartości notowano w okresie lata, najwyższe zaś jesienią, zimą i wczesną wiosną. W przypadku punktów pomiarowych, najwyższe wartości zanotowano w punktach zlokalizowanych na obszarach rolniczych i ogródków działkowych, natomiast najniższe na odcinku ujściowym Potoku Oruńskiego (ryc. 10). W zależności od warunków hydrometeorologicznych istotne znaczenie mają zbiorniki retencyjne, które mogą okresowo deponować w swoich osadach związki azotowe lub oddawać je do toni wodnej w czasie występującego zjawiska resuspensji (Koc i in., 2009), przez co może następować wzrost stężeń tego wskaźnika w wodach Potoku Oruńskiego. Ta sama sytuacja dotyczy fosforanów, z tym że skala zjawiska w tym przypadku jest o wiele większa. W latach 2010–2012 widoczna była akumulacyjna rola zbiorników retencyjnych, gdzie pewne ilości azotanów i fosforanów zostały zdepono-



Ryc. 9. Średnie stężenie fosforanów (mg·dm^{-3}) w wodach Potoku Oruńskiego w latach 2010–2012 w poszczególnych punktach pomiarowych (nr 1–9)
Fig. 9. The average concentration of phosphates (mg·dm^{-3}) in the waters of the Oruński Potok in 2010–2012 at different measuring points (No. 1–9)



Ryc. 10. Średnie stężenie azotanów (mg·dm^{-3}) w wodach Potoku Oruńskiego w latach 2010–2012 w poszczególnych punktach pomiarowych (nr 1–9)
Fig. 10. The average concentration of nitrates (mg·dm^{-3}) in the waters of the Oruński Potok in 2010–2012 at different measuring points (No. 1–9)

wane w osadach. Potwierdzają to badania Pietruszyńskiego i in. (2012), którzy stwierdzili, że możliwe są okresowe akumulacje i desorpcje związków biogenicznych na poziomie od kilku do ponad 300% wartości ładunku dostarczanego do tych zbiorników.

Wapń w okresie badań charakteryzował się zmiennością na poziomie od 65 do 122 mg·dm^{-3}. Było to związane częściowo ze zmianami sezonowymi, a raczej cyklem zmian życia biologicznego w wodach, oraz spływem powierzchniowym ze zlewni. Trudno doszukać się natomiast jakiegoś trendu w rozkładzie zmian przestrzennych, w poszczególnych punktach pomiarowych. Zgodnie z Ramową Dyrektywą Wodną Unii Europejskiej (EU, 2000), wody Potoku Oruńskiego można zaliczyć typologicznie do grupy pierwszej obiektów, gdzie stężenie wapnia

wynosi powyżej 75 mg $Ca^{2+}\cdot dm^{-3}$, i okresowo do grupy drugiej, gdzie stężenie wapnia waha się od 25 do 75 mg $Ca^{2+}\cdot dm^{-3}$ (Kolada i in., 2005).

Magnez w latach 2010–2012 wahał się w zakresie od 5 do 12 $mg\cdot dm^{-3}$ i tylko sporadycznie, w okresie zimowym, wzrastał do wartości 21 $mg\cdot dm^{-3}$. W rozkładzie przestrzennym nie zaobserwowano większych różnic pomiędzy poszczególnymi punktami pomiarowymi. Podobne spostrzeżenia zanotowała Krefta (2010), podając, że w okresie zimowym stężenie magnezu wzrastało do wartości 19 $mg\cdot dm^{-3}$.

Sód charakteryzował się niewielką zmiennością w czasie, na poziomie od 28 do 55 $mg\cdot dm^{-3}$. Wyższe wartości notowano w okresie zimowym i wczesnowiosennym, co można wiązać, jak w przypadku chlorków, z soleniem dróg w okresie zimowym i możliwym dopływem w czasie wiosennych roztopów. Rozpatrując uzyskane wyniki dla poszczególnych punktów pomiarowych, wyraźnie widać wyższe stężenia w punktach nr 1, 4 i 9.

Potas to wskaźnik, który w przypadku wód Potoku Oruńskiego ma charakter drugorzędny. Zakres zmienności wahał się od 6,0 do 8,2 $mg\cdot dm^{-3}$. Na podstawie uzyskanych wyników można stwierdzić niewielkie zróżnicowanie tak czasowe, jak i przestrzenne.

Wodorowęglany w wodach Potoku Oruńskiego miały wysokie stężenia, choć zróżnicowanie w czasie było niewielkie. W okresie badań stężenia wahały się od 220 do 281 $mg\cdot dm^{-3}$. Tak wysokie wartości są typowe dla wód słodkich. W poszczególnych punktach pomiarowych widać niewielkie zróżnicowanie przestrzenne.

Podsumowanie

Potok Oruński, ze względu na swoją lokalizację na terenie miasta Gdańska i zróżnicowaną strukturę użytkowania terenu jego zlewni (obszary rolnicze, ogródki działkowe, tereny zurbanizowane) oraz liczne źródła zanieczyszczeń (pola uprawne, składowiska odpadów, drogi szybkiego ruchu, hodowle zwierząt, osiedla mieszkalne), charakteryzuje się dużym zanieczyszczeniem, rozpatrywanym tak w czasie, jak i w przestrzeni geograficznej. Jednocześnie bogata szata roślinna, szczególnie dobrze widoczna w dolnym odcinku rzeki (park), i liczne zbiorniki retencyjne sprzyjają okresowemu samooczyszczaniu się wód potoku. Największe zanieczyszczenie Potoku Oruńskiego widoczne jest w zmienności stężeń takich wskaźników, jak azotany i fosforany oraz okresowo chlorki, przewodność właściwa i siarczany. Widoczne są zmiany nie tylko sezonowe, ale także związane z miejscem lokalizacji punktu pomiarowego. Odczyn wody w okresie badań był obojętny lub lekko zasadowy.

Wzrost stężeń poszczególnych wskaźników obserwuje się w punktach sąsiadujących z dobrze rozwiniętą zabudową mieszkalną, szlakami komunikacyjnymi oraz obszarami rolnymi. Te ostatnie decydują przede wszystkim o wzroście

stężeń związków biogenicznych, co wynika ze spływu powierzchniowego znacznych ładunków zanieczyszczeń. Również duże osiedla mieszkalne mają istotny wpływ na wzrost stężeń tych wskaźników chemicznych. Nie należy też zapominać o bardzo dużym wpływie składowiska odpadów Szadółki, które już na odcinku źródliskowym wpływa do Potoku Oruńskiego.

Dużym zagrożeniem dla jakości wód potoku były do tej pory gwałtowne powodzie. Po ostatniej z nich, która wystąpiła w 2001 roku, zmodernizowano cały układ hydrograficzny potoku, co zwiększa szanse na uniknięcie takich zjawisk w przyszłości.

Z kolei sezonowe zmiany stężeń analizowanych wskaźników związane były nie tylko z gospodarką rolną (azotany, fosforany), ale także choćby z soleniem dróg w czasie zimy (chlorki, przewodność właściwa, siarczany).

Reasumując – wpływ czynników antropogenicznych w znacznym stopniu pogarsza jakość wód Potoku Oruńskiego, a rozbudowa osiedli mieszkalnych w bliskim sąsiedztwie Potoku Oruńskiego wpłynęła znacząco na stosunki wodne jego zlewni. Jednakże modernizacja potoku, szczególnie na odcinkach górnym (zbiorniki retencyjne) i dolnym (park), wpłynęła na pewną poprawę stanu jego wód.

Literatura

Ciupa T., 2009, *Wpływ zagospodarowania terenu na odpływ i transport fluwialny w małych zlewniach na przykładzie Sufragańca i Silnicy (Kielce)*, Wyd. UJK, Kielce, 251 s.

Ciupa T., Suligowski R., Biernat T., 2012, *Stan, zagrożenia i ochrona małych cieków na obszarze miasta Kielce*, [w:] *Gospodarowanie wodą w warunkach zmieniającego się środowiska*, Monogr. Komisji Hydrologicznej PTG, 1, Wyd. UMK, Toruń, 63–73.

Cyberski J., 2003, *Powódź w Gdańsku 2001*, GTN, Gdańsk, 159 s.

Dobrzyński D., 2006, *Naturalne czynniki i procesy kształtujące skład chemiczny wód podziemnych*, [w:] A. Macioszczyk (red.), *Podstawy hydrogeologii stosowanej*, PWN, Warszawa, 170–191.

Czaja S., 1999, *Zmiany stosunków wodnych w warunkach silnej antropopresji (na przykładzie konurbacji katowickiej)*, Wyd. UŚ, Katowice, 188 s.

Durkowski T., Woroniecki T.K., 2009, *Dynamika stężenia wybranych składników chemicznych w opadach atmosferycznych w zlewni jeziora Miedwie*, Woda – Środowisko – Obszary Wiejskie, 9, 2(26), 19–32.

EU, 2000, *Directive 2000/60 of the European Parlament and the Council of 23 October 2000 establishing a framework for community action in the field of water policy*, Official J. European Union, L 327, 1–72.

Gedanopedia.pl.

Hermanowicz W., Dojlido J., Dożańska W., Koziorowski B., Zerbe J., 1999, *Fizyczno-chemiczne badanie wody i ścieków*, Arkady, Warszawa, 556 s.

Jankowski A.T., 1986, *Antropogeniczne zmiany stosunków wodnych na obszarze uprzemysłowionym i zurbanizowanym (na przykładzie ROW)*, Wyd. UŚ, Katowice, 277 s.

Kolada A., Soszka H., Cydzik D., Gołub M., 2005, *Kryteria typologii abiotycznej jezior polskich. Typologia i warunki referencyjne wód powierzchniowych*, IMGW, Kraków, 31–36.

Koc J., Skonieczek P., Duda M., 2009, *Znaczenie zbiornika retencyjnego w ochronie jeziora przed spływami zanieczyszczeń ze zlewni rolniczej*, Monogr. KIŚ PAN, 56, 199–209.

Krefta M., 2010, *Jakość wód rzecznych w zlewni Potoku Oruńskiego*, pr. magist., Katedra Hydrologii UG, Gdańsk (maszyn.).

Ociepa E., Kisiel A., Lach J., 2010, *Zanieczyszczenia wód opadowych spływających do systemów kanalizacyjnych*, Proc. ECOpole, 4, 2, 465–469.

Pietruszyński Ł., 2010, *Wpływ urbanizacji na jakość wody źródłowych strumieni Potoku Oruńskiego*, pr. magist., Katedra Limnologii UG, Gdańsk (maszyn.).

Pietruszyński Ł., Olszewska A., Bogdanowicz R., 2012, *The assessment of the impact of retention reservoirs on the water quality of streams in urban areas (Oruński Stream catchment case)*, Limnol. Rev., 12, 2, 87–92.

Samp J., 1992, *Orunia. Historia – Zabytki – Kultura*, Zrzeszenie Kaszubsko-Pomorskie, Gdańsk, 156 s.

Słomka A., Chmiel S., Michalczyk Z., 2007, *Ocena stężenia wskaźników fizykochemicznych wód spływających kanalizacją deszczową z miasta Świdnika*, [w:] Z. Michalczyk (red.), *Obieg wody w środowisku naturalnym i przekształconym*, Wyd. UMCS, Lublin, 462–467.

Szwartz Z., Żmijewski E., 1995, *Ogrody Gdańska i okolic*, Miejski Dom Kultury, Gdańsk, 73 s.

Wolford R., Bales R., 1996, *Hydrochemical modeling of Emerald Lake watershed, Sierra Nevada, California: sensinity of stream chemistry to changes in fluxes and model parameters*, Limnol. Oceanogr., 41, 5, 947–954.

The water quality of the urban river on the example of Potok Oruński

Abstract: The target of work is water quality assessment of the Potok Oruński located within the administrative boundaries of the city of Gdansk and performance characteristics of the hydrographic river and its catchment. Major works were related to field and laboratory work. On the period 2010–2012, perform a total 12 patrol trips, during which water samples were made at designated nine measuring points. The samples taken were analyzed in the Hydrochemical Laboratory of Department of Hydrology at the University of Gdansk. In this framework, specified the concentrations of basic cations and anions, and determined the size of the pH and conductivity. Also, the concentrations of selected nutrients such as nitrates and phosphates. The results indicate the large differences in the size of individual physico-chemical indicators, both in terms of seasonal variations and spatial variability resulting from the various sources of pollution. The most characteristic are indicators such as chloride, sulfates, nitrates, phosphates, and conductivity.

Key words: water quality, urban river, pollution.

Klasyfikacja jezior polskiej strefy brzegowej południowego Bałtyku, określająca stopień ich izolacji względem Morza Bałtyckiego

Roman Cieśliński

Uniwersytet Gdański, Katedra Hydrologii, ul. Bażyńskiego 4, 80-952 Gdańsk
georc@univ.gda.pl

Zarys treści: Określono zróżnicowanie warunków hydrograficznych i zasolenia wód wybranych jezior polskiej strefy brzegowej południowego Bałtyku i na tej podstawie stopień ich izolacji względem Morza Bałtyckiego. Do analizy wybrano 25 jezior zlokalizowanych na odcinku pomiędzy Władysławowem a wyspą Wolin oraz w delcie Wisły. Badania własne, których zadaniem była analiza zasolenia wód jezior strefy brzegowej południowego Bałtyku oraz pomiary natężenia przepływu na większych dopływach i odpływach z jezior, objęły 11 lat kalendarzowych (od 2002 do 2012). Na podstawie uzyskanych wyników stwierdzono, że głównym uwarunkowaniem, wpływającym na zmienność hydrochemiczną wód badanych jezior, jest oddziaływanie morza. To ono w połączeniu z lokalnymi uwarunkowaniami hydrograficznymi decyduje o zróżnicowaniu fizyczno-chemicznym wód i ich zmienności. Na tej podstawie wydzielono trzy grupy obiektów – jeziora całkowicie otwarte, jeziora częściowo izolowane i jeziora całkowicie izolowane.

Słowa kluczowe: Morze Bałtyckie, jezioro, chlorność, stopień zasolenia, stosunki wodne.

Stosunki wodne południowych wybrzeży Bałtyku są złożone i skomplikowane. Wynika to nie tylko z położenia geograficznego, lecz również z licznych uwarunkowań, wpływających na te stosunki. Do najważniejszych z nich należy zaliczyć warunki hydrometeorologiczne, hydrogeologię strefy brzegowej, lokalne warunki hydrograficzne, w tym bezpośrednie i pośrednie połączenia z morzem, rzeźbę terenu oraz działalność człowieka, tworzącego już od ponad 200 lat zabudowę hydrotechniczną i zastępującego grawitacyjny obieg wody na wymuszony. Niezwykle istotne, a być może najważniejsze, jest położenie względem głównej bazy drenażu, jaką jest Morze Bałtyckie. Wiadomo bowiem, że akwen morski, pomimo tylko okresowego wpływu na wody strefy brzegowej, wywiera silniejsze piętno niż stały dopływ wód z zaplecza lądowego. Jednym z przeja-

wów takiego wpływu może być zróżnicowanie jakościowe wód obiektów hydrograficznych tej strefy, a przede wszystkim zróżnicowanie zasolenia (chlorności).

Celem pracy jest określenie zróżnicowania zasolenia wód i lokalnych warunków hydrograficznych (obiegu wody) wybranych jezior polskiej strefy brzegowej południowego Bałtyku i na tej podstawie określenie stopnia ich izolacji względem Morza Bałtyckiego. Liczba jezior położonych w strefie brzegowej południowego Bałtyku szacowana jest na 83 (Cieśliński, Olszewska, 2013). Większość z nich jest pod wzajemnym i ciągłym oddziaływaniem dwóch ustrojów: śródlądowego i morskiego. Nie wiadomo jednak, który ustrój jest dominujący dla poszczególnych jezior. Jako obiekty wód stojących, mogących okresowo retencjonować wody, wywierają one silne piętno na stosunki wodne polskiego wybrzeża.

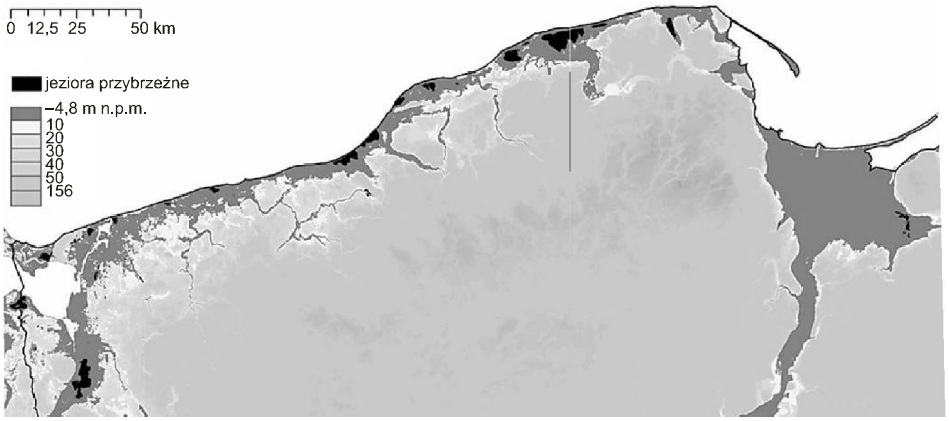
Metody i obszar badań

Obszar badań obejmował polską część wybrzeża południowego Bałtyku na odcinku pomiędzy Władysławowem a wyspą Wolin oraz deltę Wisły (ryc. 1). Do szczegółowych badań wytypowano 25 jezior występujących na odcinku polskiego wybrzeża południowego Bałtyku. Wybrano jeziora charakteryzujące się dużym zróżnicowaniem powierzchni, ich kształtu, sposobu połączenia z morzem (bądź jego braku), genezy mis jeziornych, wielkości zlewni itd. Badania własne objęły 11 lat kalendarzowych (od 2002 do 2012 roku). Pomiary i obserwacje prowadzono we wszystkich sezonach, a także przy zróżnicowanych warunkach pogodowych i odmiennych warunkach hydrologicznych. W zależności od układu hydrograficznego, zrealizowano od 16 do 40 serii pomiarowych.

Badania terenowe każdorazowo obejmowały pobory próbek wody powierzchniowej przy użyciu standardowego czerpaka o pojemności 3 dm^3. Każde z jezior badano w stałych punktach pomiarowych (od 1 do 8 punktów na obiekt). Ponadto wyznaczono punkty kontrolne na głównych dopływach i ciekach łączących jeziora z morzem oraz na Morzu Bałtyckim. Przy wyznaczaniu punktów pomiarowych kierowano się batymetrią jezior oraz warunkami hydrograficznymi zlewni.

Wielkość przepływów mierzona była na ciekach, łączących jeziora z morzem, za pomocą prądomierzy wykorzystujących zasadę Dopplera (akustyczne dopplerowskie prądomierze profilujące – ADCP): StreamPro ADCP o zakresie głębokości od 0,15 do 4,2 m oraz Workhorse Rio Grande 1200 ZedHed ADCP o zakresie głębokości od 0,3 do 21,0 m. Ponadto na największych dopływach do poszczególnych jezior pomiary przepływu uzupełniono przy użyciu młynka elektromagnetycznego z płaskim sensorem Valeport oraz przepływomierzem Argonaut firmy Sontek.

Analizy fizyczno-chemiczne pobranych próbek wody wykonano w Laboratorium Katedry Hydrologii UG. Objęły one określenie stężeń głównych katio-



Ryc. 1. Rozmieszczenie jezior na wybrzeżu południowego Bałtyku (Cieśliński, Olszewska, 2013)
Fig. 1. Distribution of lakes in the southern Baltic coast (Cieśliński, Olszewska, 2013)

nów i anionów oraz wielkość przewodności właściwej. Pomiary wykonywane były przy użyciu chromatografu jonowego Dionex ICS-1100 i konduktometru firmy WTW.

Charakterystyka hydrograficzna obszaru badań

Jeziora położone w strefie brzegowej charakteryzują się ścisłym powiązaniem z główną bazą drenażową, jaką jest akwen morski, oraz z zapleczem lądowym, które alimentuje wody spływające z ich zlewni. W efekcie bardzo często tworzą one skomplikowane układy hydrograficzne, na które składają się dwa lub więcej obiektów. Stosunki wodne takiego układu są ściśle powiązane z elementem wymiany zarówno poziomej, jak i pionowej. Istotne są tu interakcje pomiędzy środowiskiem wód słodkich (zlewnia) a środowiskiem morskim oraz wymiana wód pomiędzy dwoma obiektami hydrograficznymi, pozostającymi w ścisłym związku hydraulicznym. Dochodzi wtedy nie tylko do fizycznej wymiany wód, lecz także do zmian chemicznych, a przede wszystkim zmian zasolenia.

Szczególnie istotne dla jakości wody jezior, występujących na wybrzeżu, mają intruzje wód morskich, których intensywność decyduje w głównej mierze o zróżnicowaniu chemicznym. Jeziora te mogą być bowiem pod stałym, okresowym lub incydentalnym oddziaływaniem morza. W przypadku braku oddziaływania wód morskich, o składzie chemicznym wód jezior decyduje w głównej mierze dopływ wód słodkich z dorzecza.

Na odmienność analizowanych jezior wpływa powierzchnia ich zlewni (tab. 1). Wśród badanych układów hydrograficznych są zarówno zlewnie niewielkie (poniżej 1 km^2), jak i o bardzo dużych powierzchniach (powyżej 1000 km^2). Bardzo ważną cechą, wpływającą na zróżnicowanie hydrochemiczne, jest rodzaj połączenia hydraulicznego jeziora z morzem. Najczęściej jest to bezpo-

Tab. 1. Podstawowe cechy morfometryczne i hydrologiczne analizowanych jezior (Cieśliński, 2011, uzup.)
Tab. 1. Basic morphometric and hydrological characteristics of the analyzed lakes (Cieśliński, 2011, suppl.)

Nazwa jeziora	*P* (ha)	H_{max} (m)	$H_{śr}$ (m)	Dopływ potamiczny ze zlewni ($m^3 \cdot s^{-1}$)	Połączenie z morzem (drożność, budowle hydrotechniczne)	Przepływ w czasie napływu od strony morza ($m^3 \cdot s^{-1}$)	A (km^2)
Kołczewo	49,2	4,0	2,2	0,00	brak	0,0	1,1
Żółwińskie	41,7	3,0	2,1	0,00	brak	0,0	1,0
Domysławskie	43,5	3,1	2,1	0,00	brak	0,0	1,3
Czajcze	71,5	4,6	2,9	0,00	brak	0,0	1,6
Wisełka	20,0	6,1	3,6	0,00	brak	0,0	0,5
Koprowo	486,8	3,1	1,6	2,12	Kanał Koprowski (drożny)	10,0	51,1
Liwia Łuza	210,8	1,7	0,9	1,08	Kanał Liwia–Łuża (drożny, wrota)	3,0	160,7
Resko Przymorskie	559,0	2,5	1,3	2,36	Kanał Reski (drożny)	20,0	315,2
Jamno	2231,5	3,9	1,4	4,32	Kanał Jamneński (okresowo drożny)	10,0	510,6
Bukowo	1644,0	2,8	1,8	0,88	Kanał Szczuczy	8,0	102,8
Kopań	786,5	3,9	1,9	0,36	Kanał Kopański (okresowo drożny)	0,0	38,5
Wicko	1031,0	6,1	2,7	1,02	kanał Głownica (upust jałowy)	0,0	107,7
Modła	45,1	2,6	1,2	0,06	rzeka Potynia (drożny, jaz)	2,0	26,9
Gardno	2337,5	2,6	1,3	8,40	kanał Łupawa (drożny, delta wsteczna)	20,0	964,4
Smołdzińskie	28,0	1,7	1,3	0,09	brak	0,0	0,8
Dołgie Wielkie	131,0	2,9	1,4	0,08	brak	0,0	3,2
Dołgie Małe	7,3	1,7	0,7	0,00	brak	0,0	0,2
Łebsko	7020,0	6,3	1,6	13,60	kanał Łeby (drożny)	30,0	1594,0
Sarbsko	614,0	3,2	1,2	2,09	rzeka Chełst (drożny)	0,0	213,3
Kopalińskie	5,6	3,0	1,6	0,06	kanał (drożny)	0,0	0,2
Żarnowieckie	1425,0	19,4	8,4	2,40	rzeka Piaśnica (drożny, jaz)	0,0	259,8
Pusty Staw	7,5	3,0	0,6	0,00	brak	0,0	0,7
Ptasi Raj	51,8	2,6	1,3	0,00	przepusty	0,7	1,4
Karaś	8,8	2,5	0,7	0,00	brak	0,0	1,0
Druzno	1450,0	3,0	1,2	3,90	rzeka Elbląg (drożny)	25,0	1084,0

P – powierzchnia jeziora, *A* – powierzchnia zlewni

średnie połączenie poprzez kanał lub rzekę (m.in. Łebsko, Jamno, Gardno, Bukowo). Istnieją też jeziora, które posiadają pośrednie połączenie z morzem (Sarbsko). W tym przypadku ciek wypływający z jeziora łączy się z morzem za pośrednictwem innego kanału lub rzeki. Są również jeziora, które nie posiadają żadnego powierzchniowego połączenia z morzem (Dołgie Wielkie, Dołgie Małe, Pusty Staw).

Dopływ wód ze zlewni ma również bardzo duże znaczenie dla jakości wód jezior, będących odbiornikami w badanych układach hydrograficznych. Są to zarówno odbiorniki bezodpływowe, jak i odpływowe (przepływowe). W przypadku jezior bezodpływowych dopływy ze zlewni były na poziomie 0,0 $m^3 \cdot s^{-1}$ (Pusty Staw, Dołgie Małe), w przypadku zaś pozostałych jezior w latach 2002–2012 wahały się średnio od 0,08 $m^3 \cdot s^{-1}$ (Modła) do 13,6 $m^3 \cdot s^{-1}$ (Łebsko) (tab. 1). W kilku przypadkach wystąpiło dodatkowo zasilanie od strony morza. W czasie obserwowanych cofek przepływy wody w połączeniach jezior z morzem wahały się od 10 do 20 $m^3 \cdot s^{-1}$ (rzeka Elbląg, Kanał Łupawy, Kanał Szczuczy, Kanał Reski). W sytuacjach ekstremalnych przepływ ten mógł wynieść nawet 54 $m^3 \cdot s^{-1}$ (jezioro Łebsko).

Jeziora występujące na wybrzeżu cechują się także zróżnicowaniem morfometrycznym. Z reguły są one płytkie, ich głębokość średnia wynosi od 0,6 do 2,7 m, maksymalna zaś od 1,7 do 6,3 m. Wyjątek stanowi Jezioro Żarnowieckie, ze średnią i maksymalną głębokością, odpowiednio, 8,4 i 19,4 m. W rzeczywistości misy jezior są głębsze, ale na ich dnie zalega gruba warstwa osadów półpłynnych o miąższości dochodzącej do 5–6 m (Wypych, 1973), a w przypadku jeziora Druzno – nawet do 12 m (Kluszczyńska, Szmeja, 1979). Powierzchnia mieści się w zakresie od 6,3 do 7020 ha.

Skład jonowy wód analizowanych jezior

Biorąc pod uwagę skład jonowy i udział procentowy poszczególnych kationów i anionów, określono typ hydrochemiczny. W tym celu połączono dwie klasyfikacje hydrochemiczne: Szczukariewa-Prikłońskiego oraz Altowskiego-Szwieca.

W jeziorach Koprowo, Resko Przymorskie, Bukowo, Gardno, Łebsko, Ptasi Raj i Karaś struktura anionów była podobna do tej, jaka jest w wodach morskich:

$$rCl^- > rSO_4^{2-} > rHCO_3^-$$

Należy pamiętać, że w jeziorach przybrzeżnych koncentracja wszystkich pierwiastków, poza wodorowęglanami, zasadniczo zależy od zasolenia (Liss, 1976; Berner, Berner, 1996). Taką strukturę miały wody jeziora Resko Przymorskie, podobną – jezior Liwia Łuża, Jamno, Kopań, Smołdzińskie i Druzno, choć w tych przypadkach odwrócona jest kolejność jonu wodorowęglanowego i siarczanowego. Świadczy to o nieco większym wpływie wód słodkich (Folk, 1974). W po-

zostałych jeziorach, z wyjątkiem Żarnowieckiego, układ anionów był z kolei typowy dla wód słodkich:

$$rHCO_3^- > rCl^- > rSO_4^{2-}$$

Wyjątek, jakim jest Jezioro Żarnowieckie, charakteryzuje nieco inny układ:

$$rHCO_3^- > rSO_4^{2-} > rCl^-$$

Analiza kolejności kationów potwierdziła w większości przypadków wcześniejsze spostrzeżenia. W jeziorach Resko Przymorskie, Koprowo, Bukowo, Gardno, Łebsko, Ptasi Raj i Karaś układ tych kationów był taki sam, jak obserwowany w wodach morskich (Lopez-Buendia i in., 1999):

$$rNa^+ > rMg^{2+} > rCa^{2+}$$

Z kolei układ kationów w jeziorach Liwia Łuża, Jamno, Kopań, Smołdzińskie, Druzno wskazuje na jednoczesne oddziaływanie wód morskich i wód pochodzących ze zlewni:

$$rNa^+ > rCa^{2+} > rMg^{2+}$$

Układ kationów w pozostałych jeziorach, z wyjątkiem Modły i Żarnowieckiego, był typowy dla wód słodkich (Berner, Berner, 1996):

$$rCa^{2+} > rNa^+ > rMg^{2+}$$

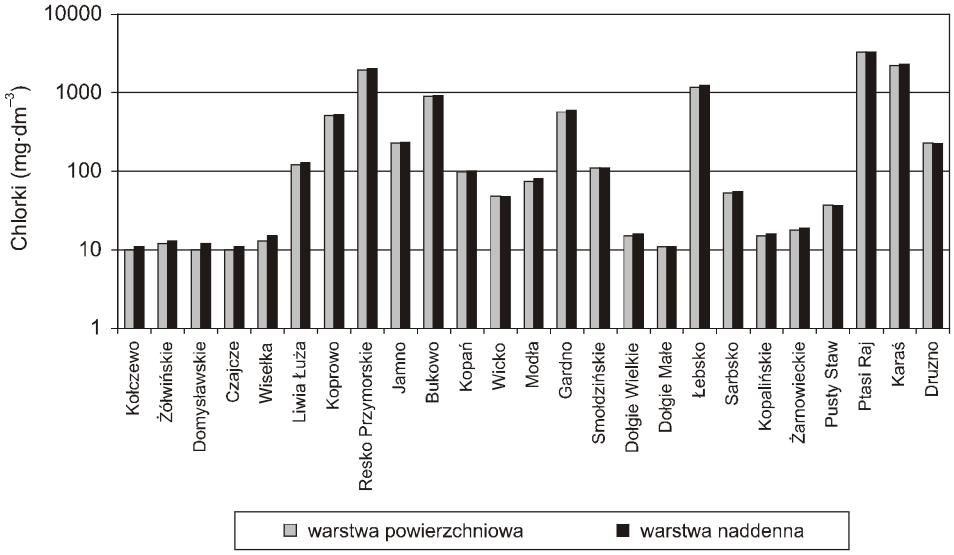
Wody jezior Modła i Żarnowieckie charakteryzowały się natomiast układem kationów, świadczącym o dominujących wpływach zlewni (Berner, Berner, 1987):

$$rCa^{2+} > rMg^{2+} > rNa^+$$

Cechy fizyczno-chemiczne wód analizowanych jezior

Jeziora przybrzeżne charakteryzują się z reguły niedużą głębokością, średnią i maksymalną, oraz znaczną powierzchnią. Cechy te w powiązaniu z położeniem w strefie wybrzeża decydują o dużych wartościach wskaźnika odsłonięcia, który określa intensywność oddziaływania wiatru na poszczególne zbiorniki. Można więc założyć, że w jeziorach tych dochodzi do pełnego wymieszania wody w wyniku falowania wiatrowego (jeziora polimiktyczne). Istotne było więc określenie różnic składu fizyczno-chemicznego pomiędzy wodami powierzchniowymi i naddennymi analizowanych jezior. Uzyskane wyniki wykazały, że różnice stężeń analizowanych wskaźników w wodach badanych jezior, obserwowane pomiędzy warstwą powierzchniową i naddenną, wynosiły od 3% do 8%, czego przykładem mogą być wartości średnie chlorków (ryc. 2). W związku z tym w dalszej części pracy analizowano wyłącznie stężenia wskaźników uzyskane w warstwie powierzchniowej.

Analizowane jeziora różnią się między sobą pod względem dominacji poszczególnych jonów. Biorąc jako kryterium udział procentowy jonów w wodzie,



Ryc. 2. Średnie stężenia chlorków w wodach powierzchniowych i naddennych analizowanych jezior
Fig. 2. Average concentrations of chloride in surface and nearbottom waters of analyzed lakes

jeziora przybrzeżne można podzielić na trzy grupy. W grupie pierwszej znalazły się te jeziora, w których zaobserwowano dominację jonów chlorkowego i sodowego. W grupie tej znalazły się jeziora Koprowo, Resko Przymorskie, Bukowo, Gardno, Łebsko, Ptasi Raj i Karaś. Są to jeziora o wodach zasolonych (procentowy udział zawartości chlorków w wodzie tych jezior wynosił od 40,1% do 48,4%, sodu zaś od 29,6% do 38,0%). W drugiej grupie znalazły się jeziora Jamno i Druzno. Tutaj również dominowały jony chlorkowy i sodowy, jednakże wysokie stężenia wapnia i wodorowęglanów świadczyły o możliwości okresowego wysłodzenia wód. W grupie trzeciej znalazły się pozostałe jeziora. W przypadku jezior Smołdzińskiego i Liwia Łuża dominowały jony chlorkowy i sodowy, lecz podobne stężenia miały również jony wodorowęglanowe i wapniowe. Świadczy to o tym, że wody te oscylowały na granicy wód słodkich i słonawych. Jedynie w zaliczonym do tej grupy Jeziorze Żarnowieckim dominowały w pełni jony wapniowe i wodorowęglanowe. W pozostałych jeziorach przeważały jony wapniowy i wodorowęglanowy, lecz stężenia pozostałych jonów były na zbliżonym poziomie.

Na podstawie dotychczasowych obserwacji można było stwierdzić, że analizowane jeziora różniły się nie tylko składem fizyczno-chemicznym wód, lecz w głównej mierze stopniem i okresem dominacji określonych wskaźników chemicznych. Generalnie dotyczyło to wskaźników odmorskich, a w szczególności jonu chlorkowego. Chlorki są bowiem dobrym indykatorem w określeniu genezy i dróg przemieszczania się wody, gdyż nie uczestniczą w procesach utleniania i redukcji oraz prawie nie biorą udziału w procesach absorpcyjno-wymien-

nych, a także należą do najaktywniejszych migrantów wodnych (Snoeyink, Jenkins, 2980). Jednocześnie są jonami „konserwatywnymi", które występują w wodzie morskiej w dużych ilościach (Gianguzza i in., 1997), co decyduje o możliwości nagromadzenia wysokich stężeń chlorków w strefie wybrzeża (Berner, Berner, 1987). Istotne było również określenie wartości granicznej stężenia chlorków, od której można mówić o zasoleniu wód jeziornych. W literaturze bardzo różnie definiuje się granicę zasolenia wody jeziornej. Według Appelo i Willemsena (1987) wartość ta wynosi 100 mg $Cl^{-}\cdot dm^{-3}$, a według Daviesa i DeWiesta (1966) czy Pempkowiaka (1997) – 200 mg $Cl^{-}\cdot dm^{-3}$. Z kolei według podziału systemu weneckiego zasolenie wody występuje przy stężeniu chlorków od 500 mg $Cl^{-}\cdot dm^{-3}$. W dalszej części pracy stężenie 200 mg $Cl^{-}\cdot dm^{-3}$ przyjęto jako wartość graniczną pojawienia się zasolenia wód jezior przybrzeżnych polskiej strefy wybrzeża południowego Bałtyku.

Na polskim wybrzeżu południowego Bałtyku istnieją jeziora, których woda charakteryzuje się stale bardzo wysokimi stężeniami wskaźników odmorskich (Ptasi Raj, Karaś, Koprowo, Resko Przymorskie, Łebsko, Bukowo i Gardno). Są też jeziora, gdzie tylko okresowo następują, często gwałtowne, ich wzrosty, obejmujące całe misy bądź tylko ich fragmenty (Jamno i Druzno). Są też jeziora, w których wodach nigdy nie odnotowano wysokich stężeń tych wskaźników (Kołczewo, Żółwińskie, Domysławskie, Czajcze, Wisełka, Liwia Łuża, Wicko, Kopań, Modła, Smołdzińskie, Dołgie Wielkie, Dołgie Małe, Sarbsko, Kopalińskie, Żarnowieckie i Pusty Staw). Zróżnicowanie hydrochemiczne omawianych jezior potwierdziły wartości minimalne, maksymalne i średnie (tab. 2).

W przypadku jezior, w których wodach okresowo obserwowano wysokie stężenia wskaźników odmorskich, średnie wartości jonu chlorkowego wahały się od 173,2 do 297,8 mg $Cl^{-}\cdot dm^{-3}$ (Jamno) i od 174,3 do 275,3 mg $Cl^{-}\cdot dm^{-3}$ (Druzno). Wartości odchylenia standardowego chlorków były tu wysokie, a współczynnik zmienności przekraczał 50% (w przypadku Druzna nawet 90%). Świadczyło to o małej stabilności pod względem hydrochemicznym, wynikającej z występujących tu intruzji wód morskich (Cieśliński, 2004).

Wśród jezior, w których wodach stężenia wskaźników odmorskich były stale bardzo niskie, obserwowano również zróżnicowanie, lecz było ono na dużo niższym poziomie. W jeziorach Liwia Łuża, Kopań i Smołdzińskie średnie stężenia oscylowały w granicach 100 mg $Cl^{-}\cdot dm^{-3}$. W wodach pozostałych jezior średnie stężenia chlorków kształtowały się znacznie poniżej tej wartości (10–20 mg $Cl^{-}\cdot dm^{-3}$).

Współczynnik zmienności był bardzo zróżnicowany. Obserwowano bowiem jeziora o współczynniku poniżej 10,0%, o współczynniku na poziomie 20–30%, jak i o współczynniku powyżej 45,0%. Największy współczynnik zanotowano dla jezior Druzno (76,2%) i Jamno (54,7%) (tab. 2).

Tab. 2. Wartości charakterystyczne dla jonu chlorkowego w wodach analizowanych jezior
Tab. 2. Characteristic values for chloride ion in the waters of the analysed lakes

Nazwa jeziora	Chlorki ($mg \cdot dm^{-3}$)			
	Wartość maksymalna	Wartość minimalna	Wartość średnia	Współczynnik zmienności (%)*
Kołczewo	14,0	8,0	10,0	6,6
Żółwińskie	14,0	10,0	12,0	7,9
Domysławskie	13,0	6,0	9,0	9,0
Czajcze	13,0	9,0	10,0	5,5
Wisełka	15,0	8,0	12,0	10,5
Koprowo	780,0	320,0	503,0	28,3
Liwia Łuża	160,0	90,0	120,0	15,6
Resko Przymorskie	2700,0	1560,0	2200,5	14,0
Jamno	698,0	70,0	297,8	54,7
Bukowo	1188,0	531,0	985,0	9,8
Kopań	112,1	85,2	102,6	6,7
Wicko	66,6	38,2	55,2	13,5
Modła	152,0	26,4	80,6	46,3
Gardno	1512,0	13,9	713,9	47,2
Smołdzińskie	240,0	81,7	111,6	45,0
Dołgie Wielkie	18,9	13,0	15,3	10,3
Dołgie Małe	11,9	9,1	10,7	6,8
Łebsko	1970,0	409,0	1438,6	25,5
Sarbsko	87,7	21,0	56,7	29,5
Kopalińskie	21,0	11,0	15,5	10,1
Żarnowieckie	28,6	8,3	23,7	14,0
Pusty Staw	40,9	33,4	37,9	5,4
Ptasi Raj	4090,0	2311,0	3420,9	15,0
Karaś	2703,0	1830,0	2268,1	11,2
Druzno	652,0	39,0	275,3	76,2

* Iloraz odchylenia standardowego i średniej arytmetycznej.

Stopień zasolenia wód jezior strefy brzegowej południowego Bałtyku

Na podstawie analizy istniejących klasyfikacji, normatywów, własnych wyników badania wody, analizowane jeziora podzielono na pięć grup obiektów. Jako graniczną wartość zasolenia wód jeziornych przyjęto 200 $mg \cdot dm^{-3}$ chlorków

w wodzie. Poniżej przedstawiono tę klasyfikację z wykazem analizowanych w niniejszej pracy obiektów zaliczonych do poszczególnych grup.

Grupa 1 – jeziora o wodach stale słonawych

W grupie tej stężenia chlorków w całych misach jeziornych zawsze przekraczały wartość 200 mg $Cl^{-}\cdot dm^{-3}$. Ich zmienność obserwowana w trakcie badań wahała się w granicach od 400 do ponad 4000 mg $Cl^{-}\cdot dm^{-3}$. Do grupy tej zaliczono jeziora Koprowo, Resko Przymorskie, Bukowo, Łebsko, Ptasi Raj i Karaś.

Grupa 2 – jeziora o wodach słonawych, z możliwością okresowego wysłodzenia

W warunkach przeciętnych zaobserwowano bardzo częste okresy (75% przypadków), w których stężenia chlorków przekraczały wartość 200 mg $Cl^{-}\cdot dm^{-3}$ (maksymalnie do 1500 mg $Cl^{-}\cdot dm^{-3}$). W pozostałych okresach wysłodzenie wody obejmowało całą misę jeziorną bądź tylko jej część. W okresach tych stężenia chlorków obniżały się nawet do 14 mg $Cl^{-}\cdot dm^{-3}$. Do grupy tej zaliczono jezioro Gardno.

Grupa 3 – jeziora o wodach słodkich, z możliwością okresowego zasolenia

Stężenia chlorków w warunkach przeciętnych nie przekraczały wartości 200 mg $Cl^{-}\cdot dm^{-3}$ (minimalnie 40 mg $Cl^{-}\cdot dm^{-3}$). W wodach tych jezior zaobserwowano pojawianie się okresowego zasolenia, gdy stężenie chlorków wzrastało nawet do 700 mg $Cl^{-}\cdot dm^{-3}$. Do grupy tej zaliczono jeziora Jamno i Druzno. Zasolenie wód tych jezior w obrębie całych mis bądź ich części wystąpiło, odpowiednio, w 35% i 44% przypadków badań.

Grupa 4 – jeziora o wodach słodkich, incydentalnie bardzo słabo zasolonych

Stężenia chlorków prawie zawsze nie przekraczały wartości 200 mg $Cl^{-}\cdot dm^{-3}$ (minimalnie 80 mg $Cl^{-}\cdot dm^{-3}$). Jedynie w jednostkowych sytuacjach odnotowano bardzo niewielkie zasolenie wody. Do grupy tej zaliczono Jezioro Smołdzińskie, w przypadku którego tylko w jednym terminie zaobserowano zasolenie wody. Stężenie chlorków wyniosło 240 mg $Cl^{-}\cdot dm^{-3}$

Grupa 5 – jeziora o wodach stale słodkich

Stężenia chlorków w wodach tych jezior nigdy nie przekraczały wartości 200 mg $Cl^{-}\cdot dm^{-3}$. Ich zmienność w czasie wahała się w granicach od 10,0 do 150,0 mg $Cl^{-}\cdot dm^{-3}$. Do grupy tej zaliczono jeziora Kołczewo, Żółwińskie, Domysławskie, Czajcze, Wisełka, Liwia Łuża, Kopań, Wicko, Modła, Dołgie Małe, Dołgie Wielkie, Sarbsko, Kopalińskie, Żarnowieckie i Pusty Staw.

Klasyfikacja jezior określająca stopień ich izolacji względem Morza Bałtyckiego

W związku z tym, że głównym uwarunkowaniem zróżnicowania hydrochemicznego wód obiektów położonych na polskim wybrzeżu południowego Bałtyku jest oddziaływanie morza, zdecydowano się opracować klasyfikację jezior, określającą stopień ich izolacji względem niego. Zgodnie z tą klasyfikacją jeziora przybrzeżne można podzielić na trzy grupy.

Jeziora nie izolowane

Do grupy tej zaklasyfikowano te obiekty, w których wodach stężenie chlorków nigdy nie było niższe niż 200 mg $Cl^{-}\cdot dm^{-3}$ (wody stale zasolone). Maksymalne wartości przekraczały 4000 mg $Cl^{-}\cdot dm^{-3}$. W grupie tej znalazły się zarówno jeziora posiadające bezpośrednie powierzchniowe połączenie z morzem (napływy wód morskich drogą powierzchniową), jak i nieposiadające takich połączeń (napływy drogą podziemną). Są to jeziora Koprowo, Resko Przymorskie, Bukowo, Łebsko, Ptasi Raj i Karaś.

Jeziora częściowo izolowane

Wody tych jezior tylko okresowo cechują się podwyższonym zasoleniem, przekraczającym 200 mg $Cl^{-}\cdot dm^{-3}$, a dochodzącym nawet do 1500 mg $Cl^{-}\cdot dm^{-3}$. Do grupy tej zaliczono jeziora Jamno, Gardno i Druzno. Wszystkie te jeziora posiadają powierzchniowe połączenia z morzem, o różnym stopniu drożności. W przypadku jezior Gardno i Druzno drożność tych połączeń jest dobra, natomiast w przypadku jeziora Jamno słaba. Na podstawie obserwacji jeziora Gardno szacunkowo ustalono, że około 250–280 dni w roku w całej misie jeziornej występuje zasolenie wody. W przypadku jezior Druzno i Jamno napływ wód słonawych, obejmujących całe misy jeziorne bądź ich części, obserwowano, odpowiednio, przez około 160 i 120 dni w roku.

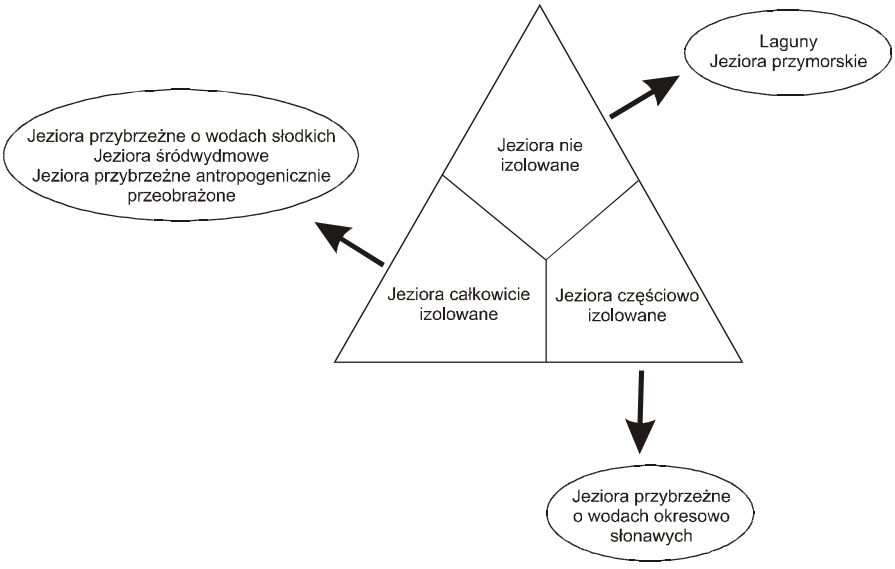
Jeziora całkowicie izolowane

Jeziora te posiadają wody słodkie, w których stężenie chlorków nie przekracza 200 mg $Cl^{-}\cdot dm^{-3}$. Istnieją różne przyczyny, decydujące o takiej izolacji. W przypadku jezior Kołczewo, Żółwińskie, Domysławskie, Czajcze, Wisełka, Dołgie Wielkie, Dołgie Małe, Kopalińskie i Pusty Staw decydują o tym znaczna odległość od linii brzegowej morza, brak z nimi bezpośredniego powierzchniowego połączenia oraz prawie całkowity brak dopływów ze zlewni. Jeziora te zasilane są jedynie wodami opadowymi oraz drogą podziemną od strony lądu. Izolacja jezior Wicko oraz Żarnowieckiego wynika z uwarunkowań antropogenicznych. Są to jeziora o powierzchniowych połączeniach z morzem, lecz z uwagi na zamontowane na nich urządzenia hydrotechniczne brak jest możliwości napływu wód morskich. Dodatkowo w przypadku Jeziora Żarnowieckiego brak oddziaływania morza związany jest z eksploatacją elektrowni szczytowo-pompo-

wej Żarnowiec oraz wysokością położenia nad poziomem morza. Izolacja jezior Liwia Łuża, Kopań i Modła wynika z ograniczonej drożności ich powierzchniowych połączeń z morzem (okresowe zarastanie i zasypywanie). Jedynie Jezioro Smołdzińskie odbiega nieco od pozostałych jezior tej grupy w zakresie obserwowanej zmienności składu hydrochemicznego. Nie posiada ono bezpośredniego połączenia z morzem, lecz jedynie z jeziorem Gardno, poprzez które możliwy jest napływ wód słonawych. Dlatego też mogą pojawić się incydentalne sytuacje wzrostu zasolenia wód Jeziora Smołdzińskiego (będących na granicy zasolenia). W latach 2002–2011 zaobserwowano tylko jeden taki przypadek; wartość zasolenia wody wzrosła wówczas do 240 mg $Cl^{-} \cdot dm^{-3}$.

Podsumowanie

Wody omawianych jezior cechują się własnym, często niepowtarzalnym składem fizyczno-chemicznym. Stężenia jonów pod wpływem różnych czynników i uwarunkowań ulegają pewnym wahaniom i zmianom. Odbywa się to zarówno w warunkach przeciętnych, jak i ekstremalnych (silne i gwałtowne intruzje wód morskich), kiedy zmiany te są bardziej dynamiczne. Głównym czynnikiem, który decyduje zarówno o odmienności jezior pod względem składu chemicznego ich wód, jak i o jego zmienności obserwowanej w czasie, jest oddziaływanie morza. Na podstawie uzyskanych wyników można stwierdzić, że stopień izolacji jezior względem oddziaływania Morza Bałtyckiego decyduje o ich zróż-



Ryc. 3. Określenie stopnia izolacji poszczególnych typów obiektów względem morza (Cieśliński, 2011)
Fig. 3. Determination of the degree of isolation of different types of objects relative to the sea (Cieśliński, 2011)

nicowaniu hydrochemicznym. Jednocześnie stopień tej izolacji określa hydrogenetyczny typ obiektu (ryc. 3). W konsekwencji wydzielono trzy grupy obiektów – jeziora nie izolowane, jeziora częściowo izolowane i jeziora całkowicie izolowane.

Literatura

Appelo C.A.J., Willemsen A., 1987, *Geochemical calculations and observations on salt water intrusions, a combined geochemical/mixing cell model*, J. Hydrol., 94, 313–330.

Berner E.K., Berner R.A., 1987, *The global water cycle. Geochemistry and environment*, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 397 s.

Berner E.K., Berner R.A., 1996, *Global environment water, air, and geochemical cycles*, Prentice Hall, Englewood Cliffs, 376 s.

Cieśliński R., 2004, *Application of arithmetic formulae in determining volume of sea waters inflow into Elbląska Bay – river Elbląg – lake Druzno hydrological system*, Acta Geophys. Pol., 52, 4, 521–539.

Cieśliński R., 2011, *Geograficzne uwarunkowania zmienności hydrochemicznej jezior wybrzeża południowego Bałtyku*, Wyd. UG, Gdańsk, 211 s.

Cieśliński R., Olszewska A., 2014, *A new look at defining the lakes of the south Baltic coastal lakes*, Questiones Geograficae (w druku).

Davies S., DeWiest R., 1966, *Hydrogeology*, Wiley, New York, 245 s.

Folk R.L., 1974, *The natural history of crystalline calcium zarbonate: effect of magnesium content and salinity*, J. Sediment. Petrol., 44, 1, 40–53.

Gianguzza A., Pelizzetti E., Sammartano S., 1997, *Marine chemistry*, Water Sci. Technol. Libr., 25, 420 s.

Kluszczyńska K., Szmeja J., 1979, *Współczesny etap w przemianach roślinności jeziora Druzno*, Zesz. Nauk. UG, Biologia, 1, 35–49.

Liss P.S., 1976, *Conservative and non-conservative behaviour of dissolved constituents during estuarine mixing*, [w:] J.D. Burton, P.S. Liss (red.), *Estuarine chemistry*, Academic Press, London, New York, San Francisco, 93–130.

Lopez-Buendia A.M., Bastida J., Querol X., Whateley M.K.G., 1999, *Geochemical data as indicators of palaeosalinity in coastal organic – rich sediments*, Chem. Geol., 157, 235–254.

Pempkowiak J., 1997, *Zarys geochemii morskiej*, Wyd. UG, Gdańsk, 171 s.

Snoeyink V.L., Jenkins D., 1980, *Water chemistry*, Wiley, New York, 463 s.

Wypych K., 1973, *Geneza zalewów południowobałtyckich w świetle nowszych badań*, Prz. Geofiz., R. XVIII (XXVI), 1–2, 111–120.

Classification of lakes in the Polish coastal zone of the southern Baltic determining the degree of isolation of the Baltic Sea

Abstract: The aim of this study is to determine the variability of hydrographic and salinity of the selected lakes of Polish coastal zone of the southern Baltic Sea and on this basis to determine the degree of isolation of the Baltic Sea. The analysis of 25 lakes located on the stretch between Władyslawowo and the Wolin island and the delta of the Vistula. Our study which purpose was to analyze the salinity of the lakes in the southern Baltic coastal zone and flow measurement in larger tributaries and drains the lakes calendar included 11 years (from 2002 to 2012). Based on the obtained results it can be concluded that the main determinant influencing the variability of hydrochemical water lakes studied is the impact of the sea. That's it in conjunction with the local conditions surveying determines the diversity of physico-chemical water and its volatility. On the basis sepa-

rated three groups of objects such as: lake completely open, partially isolated lake and the lake completely isolated.

Key words: Baltic Sea, lake, chloride, salinity, water relations.

Powodzie w Gdańsku w czasach historycznych

Roman Cieśliński[1], Jakub Bastian[2]

Uniwersytet Gdański, Katedra Hydrologii, ul. Bażyńskiego 4, 80-952 Gdańsk
[1] georc@univ.gda.pl, [2] jakubbastian@wp.pl

Zarys treści: Wskazano zagrożenia spowodowane zjawiskiem powodzi na terenie miasta Gdańska, prześledzono to zjawisko w czasie na podstawie materiałów źródłowych oraz szczegółowo scharakteryzowano wyselekcjonowane przykłady. Zakres czasowy obejmuje okres od 1328 do 2010 roku. Są to skrajne daty zawarte w kalendarium powodzi na badanym terenie. Zakres przestrzenny obejmuje obszar miasta Gdańska w jego aktualnych granicach administracyjnych. Główne prace polegały na kwerendzie materiałów źródłowych, dotyczących powodzi w Gdańsku w czasach historycznych. W okresie od 1328 do 2010 roku na terenie miasta Gdańska i jego okolic wystąpiło aż 113 powodzi. Ze względu na specyfikę ich przebiegu, zwrócono uwagę na kilka szczególnych dat – powódź z 1657 roku, powstałą w okresie „potopu" szwedzkiego, a związaną z celowym zatapianiem fragmentów miasta, powódź z 1829 roku, związaną zarówno z występującymi silnymi wiatrami, uniemożliwiającymi spływ wody i lodu do morza, jak i z opóźnioną odwilżą w dolnym biegu rzeki, oraz powódź z 1840 roku, podczas której powstała Wisła Śmiała, a związaną z zatorem lodowym na Wiśle.

Słowa kluczowe: powódź, miasto Gdańsk, zdarzenia historyczne.

Woda zdeterminowała miejsce powstania Gdańska, które znajduje się przy odcinku ujściowym Wisły oraz nad brzegiem Zatoki Gdańskiej. Miasto położone jest dodatkowo na obszarach depresyjnych i w bliskim sąsiedztwie strefy krawędziowej wysoczyzny. Nie sprzyja to jego bezpieczeństwu ze strony wód płynących. Podczas ponadtysiącletniej historii miasta odnotowano mnóstwo wydarzeń, ukazujących zmagania lokalnej ludności z żywiołem wody. Ludność Gdańska nie miała jednak szans w starciu ze zjawiskiem powodzi o intensywnym przebiegu. Powodzie takie, ze względu na częstotliwość występowania, nazwane były 100- lub 200-letnimi. Szansa ich wystąpienia jest minimalna i zależna od wielu czynników. Uwarunkowaniami tymi może być długi okres zlodzenia na rzece, niekorzystne wiatry podczas wezbrania, ekstremalne zjawiska

meteorologiczne itp. Wystąpienie takich zdarzeń niesie za sobą nieuniknione straty gospodarcze. Mimo wielu praw, ustaleń i działań przeciwpowodziowych już od czasów średniowiecznych, powodzie były i nadal są zjawiskiem nieobliczalnym.

Omawiane zjawisko w obecnych czasach występuje znacznie rzadziej, ze względu na postępujące prace i działania zapobiegające. Nowe rozwiązania hydrotechniczne, mimo znacznych nakładów finansowych, nadal jednak nie mogą w pełni zabezpieczyć terenów, wokół których są tworzone. Ponadto ze względu na wzrastającą populację ludności większość głównych miast rozrasta się. Gęsta zabudowa miejska, zwłaszcza na obszarach wysoczyznowych, znacząco wpływa na zagrożenie powodziowe na terenach znajdujących się u ich podnóża. Straty gospodarcze i społeczne są w takim przypadku olbrzymie, ponieważ dotyczą znacznie większej liczby osób, niż miałoby to miejsce w przypadku terenu niezabudowanego o takiej samej powierzchni.

Celem pracy jest wskazanie zagrożeń spowodowanych zjawiskiem powodzi na terenie miasta Gdańska, prześledzenie tego zjawiska w czasie na podstawie materiałów źródłowych oraz szczegółowa charakterystyka wyselekcjonowanych zjawisk.

Zakres czasowy obejmuje okres od 1328 do 2010 roku. Są to skrajne daty zawarte w kalendarium powodzi na badanym terenie. Zakres przestrzenny obejmuje obszar miasta Gdańska w jego aktualnych granicach administracyjnych (ryc. 1).

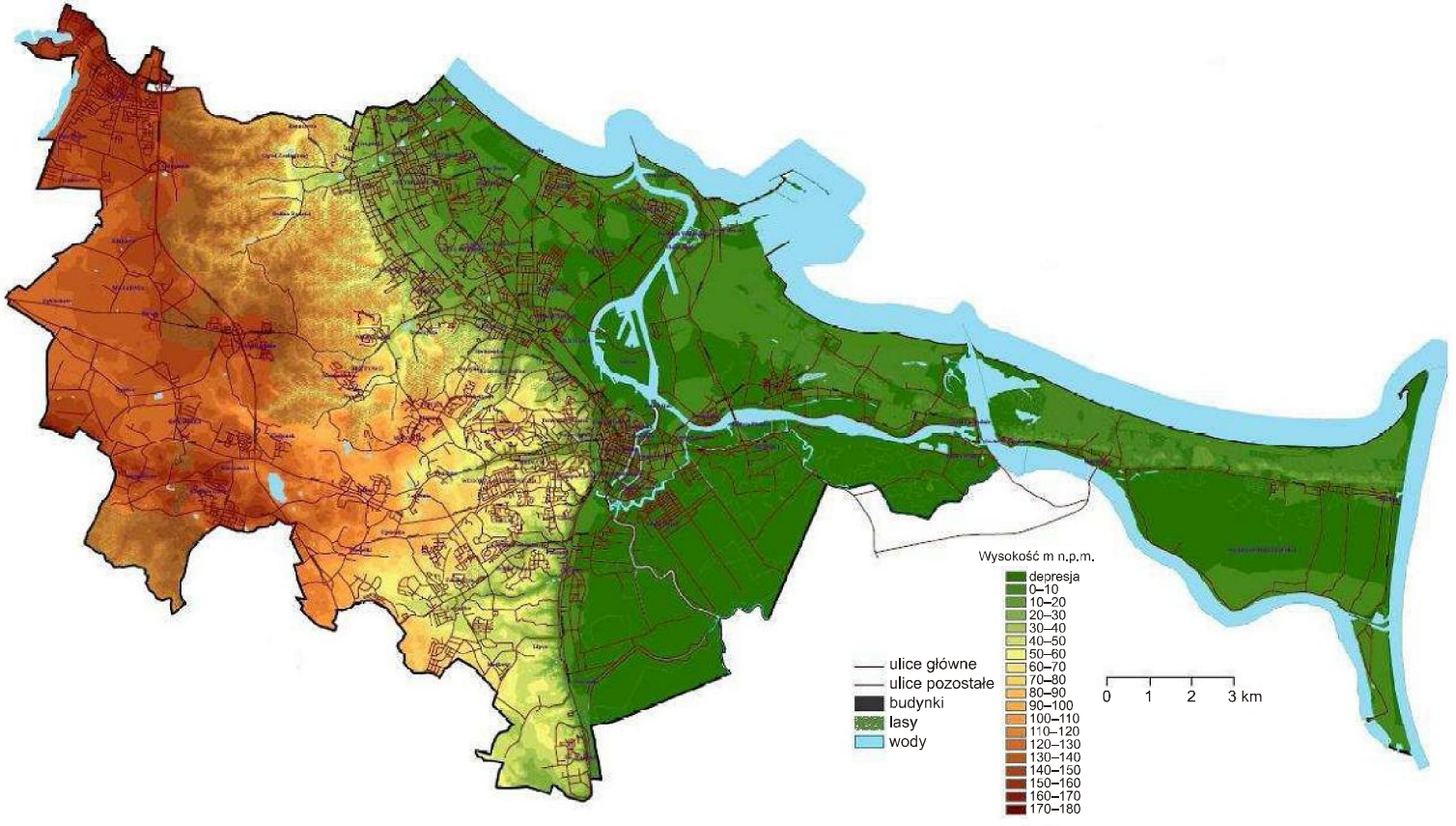
Metody badań

Główne prace polegały na kwerendzie materiałów źródłowych, dotyczących powodzi w Gdańsku w czasach historycznych. Na ich podstawie opracowano kalendarium występowania powodzi na terenie miasta w jego obecnych granicach oraz omówiono wybrane powodzie historyczne. Kalendarium opracowane zostało przede wszystkim na podstawie prac Majewskiego (1993) i Makowskiego (1994, 1997). Materiały zostały przeanalizowane pod kątem zagrożenia miasta Gdańska zarówno w przeszłości, jak i w obecnych czasach.

Charakterystyka wybranych powodzi

Obszar Gdańska, jak i Żuław Gdańskich, na których w znacznej części położone jest miasto, ma trzy główne źródła zagrożeń powodziowych. Są nimi opady atmosferyczne, wezbrania rzeki Wisły oraz zjawiska sztormowe, występujące na Morzu Bałtyckim.

Na obszarach zurbanizowanych, a za taki uważany jest teren Gdańska, skutki opadów nasilają się i są szczególnie groźne, gdyż zmniejszona jest tu retencja gruntu przy jednoczesnym zwiększonym spływie powierzchniowym. Morze



Ryc. 1. Współczesne granice administracyjne Gdańska (Gdańskie Melioracje)
Fig. 1. The modern administrative boundaries of Gdańsk (Gdańsk Drainage)

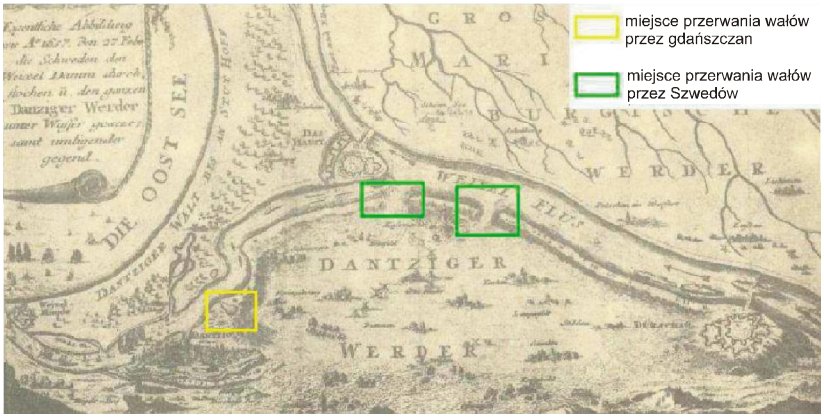
Bałtyckie, a konkretniej – wody Zatoki Gdańskiej, zagrażają miastu w czasie silnych wiatrów północnych oraz północno-wschodnich. Sztormy, będące następstwem ich wystąpienia, kierują morskie wody do koryta Martwej Wisły (dawnej Wisły Gdańskiej), powodując tym samym cofkę. Zjawisko to wywołuje piętrzenie wody w korycie, które może przekroczyć nawet 1,5 m przy niekorzystnych warunkach (Makowski, 2003). Według kalendarium powodzi na terenie miasta Gdańska, podczas powodzi sztormowej 24 lutego 1775 poziom wody na Ołowiance wyniósł niemal 2,5 m n.p.m. Ostatnim, i zarazem najgroźniejszym zjawiskiem, mogącym wywołać powódź, są wiosenne roztopy i związane z nimi pochody lodów.

W okresie od 1328 do 2010 roku na terenie miasta Gdańska i jego okolic wystąpiło aż 113 powodzi. Ze względu na specyfikę ich przebiegu, należy zwrócić uwagę na kilka szczególnych dat.

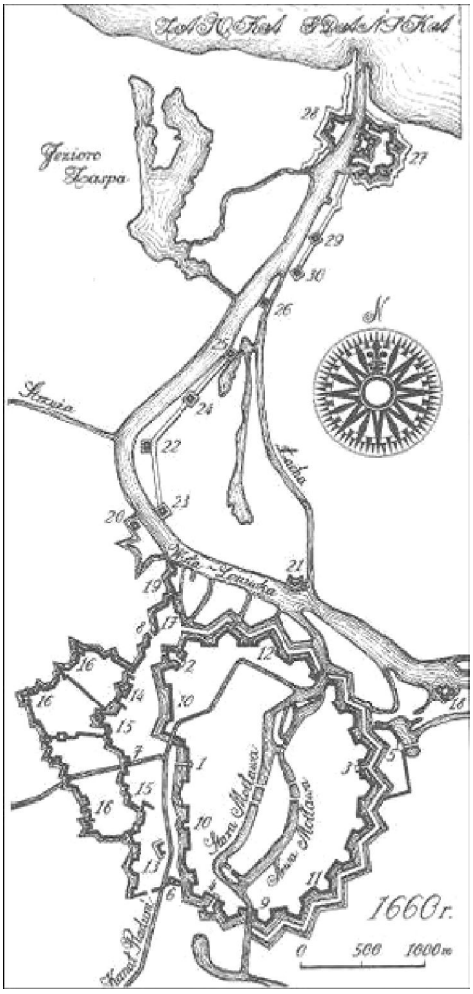
Powódź 1657 roku – okres „potopu" szwedzkiego

W literaturze dotyczącej zdarzeń historycznych można odnaleźć wzmianki o działaniach, które miały na celu wykorzystanie rzek w celach zbrojnych. Do większych operacji z zakresu „wojny hydrologicznej" doszło w czasie wojny polsko-szwedzkiej w latach 1655–1660 (Majewski, 1963). W tym okresie teren Żuław Gdańskich i samego Gdańska dwukrotnie padł ofiarą takich działań. Pierwsza akcja miała miejsce na początku roku 1656, kiedy to generał Steenbock, dowodzący armią szwedzką, odciął dopływ wody do miasta, biegnący Kanałem Raduni. Unieruchomił tym samym działanie wszystkich młynów na terenie Gdańska (Cieślak, Biernat, 1975). Dodatkowo mieszkańcy w obawie przed nadejściem wrogiej armii przerwali wały, znajdujące się w niedalekiej okolicy miasta, i tym samym zalali przyległy do niego teren. Druga aranżowana powódź była wykonana na większą skalę, co zaowocowało większą ilością materiałów kartograficznych, opisujących to zjawisko. Jednym z nich jest mapa G. Bodenehra, która przedstawia zdarzenia z 27 lutego 1657 roku, kiedy to Szwedzi rozpoczęli kolejny atak na Gdańsk (ryc. 2). Mapę stanowi jednoarkuszowy miedzioryt w skali około 1 : 150 000 (Augustowski, 1976). Zostały na niej oznaczone jedynie dwie osady – Gdańsk w dolnym lewym rogu oraz Malbork w dolnym prawym rogu. W centrum ryciny, w miejscu, w którym bifurkuje Wisła, znajduje się fortyfikacja zwana Gdańską Głową, pełniąca funkcję obronną. By oddać skalę zniszczeń, jakiej dokonała woda, autor umieścił w miejscach uszkodzeń wałów linie, mające symbolizować wielkość fali wezbraniowej.

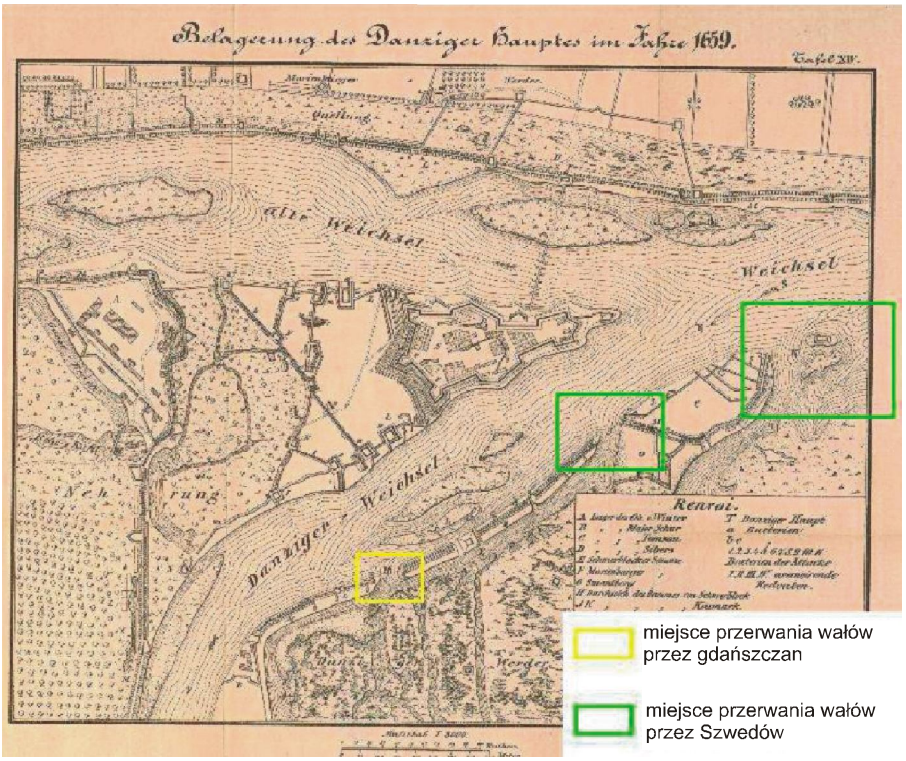
W dniu 27 lutego 1657 roku, na rozkaz króla szwedzkiego Karola X Gustawa, przerwano wały w okolicy miejscowości Kiezmark, znajdującej się w pobliżu Gdańskiej Głowy. Wyrwy (oznaczone na ryc. 2) miały spiętrzyć wodę na Wiśle i spowodować zalanie Gdańska. Gdańszczanie, by zapobiec katastrofie, przerwali wały tuż przed miastem na wysokości Gęsiej Karczmy i tym samym odprowadzili główną falę powodziową. Wody, które dotarły do bram miasta, częściowo zatrzymała Śluza Kamienna, znajdująca się na Motławie (ryc. 3 – nr 9; na rycinie



Ryc. 2. Miejsca przerwania wałów zaznaczone na mapie G. Bodenehra z 1657 roku (Szafran, 1981)
Fig. 2. The interrupt shafts on the map of G. Bodenehr from 1657 (Szafran, 1981)



Ryc. 3. Gdańsk Wisłoujście z fortyfikacjami – stan około 1660 roku (Stankiewicz, 1993)
Fig. 3. Gdańsk Wisłoujście with fortifications – as about 1660 years (Stankiewicz, 1993)
1 – Brama Wyżynna, 2 – Brama św. Jakuba, 3 – Brama Długich Ogrodów, 4 – Brama Nizinna, 5 – Brama Żuławska, 6 – Brama Oruńska, 7 – Brama Siedlecka, 8 – Brama Oliwska, 9 – Śluza Kamienna, 10 – umocnienia wewnętrznego ciągu zachodniego, 11 – umocnienia Dolnego Miasta, 12 – umocnienia wewnętrznego ciągu północnego, 13 – dzieło koronowe Biskupiej Górki, 14 – dzieło rogowe Grodziska, 15 – umocnienia doliny Nowych Ogrodów, 16 – transzeja, 17 – dolny odcinek umocnień zewnętrznego ciągu zachodniego, 18 – Fort pod Gęsią Karczmą, 19 – dzieło rogowe Składów Drzewnych, 20 – Mały Szaniec Wapienny, 21 – Szaniec Promowy, 22 – Szaniec Przedni, 23 – Szaniec Panieński, 24 – Szaniec Rycerski, 25 – Szaniec Zimowy, 26 – Szaniec Letni, 27 – Szaniec Wschodni twierdzy Wisłoujście, 28 – Szaniec Zachodni, 29 – Mała Reduta, 30 – Wielka Reduta



Ryc. 4. Miejsca przerwań wałów zaznaczone na mapie „Belagerung das Danziger Hauptes im Jahre 1659" (Zbiory Archiwalne PAN w Gdańsku)
Fig. 4. Places interrupt shafts on the map „Belagerung das Danziger Hauptes im Jahre 1659" (Archival Collections PAN in Gdańsk)

znajduje się również Fort pod Gęsią Karczmą – nr 18, przy której lokalni mieszkańcy celowo przerwali wały).

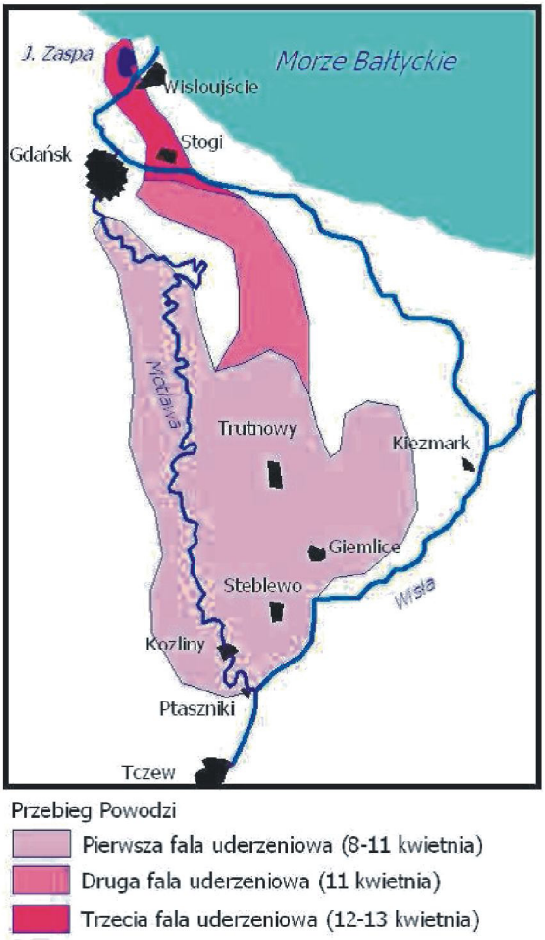
Obszar przerwania wałów został ukazany bardziej szczegółowo na mapie w skali 1 : 8000 F. Pierscha, „Oblężenie Gdańskiej Głowy w 1659" (ryc. 4). Na mapie można znaleźć miejsca przerwania wałów pod Kiezmarkiem. Wyrwa wykonana przez gdańszczan jest oznaczona literą *H*.

Powódź 1829 roku – najbardziej katastrofalna w historii miasta

Powódź z 1829 roku, uznawana przez wielu za największą katastrofalną powódź zarówno w Gdańsku, jak i na całych Żuławach Gdańskich, miała więcej czynników sprawczych – silne wiatry, uniemożliwiające spływ wody i lodu do morza, i opóźniona odwilż w dolnym biegu rzeki, w porównaniu do jej górnych części. Katastrofalna dla Gdańska powódź, z kwietnia 1829, zaczęła się już w grudniu roku poprzedniego. W dniach 18–28 grudnia w środkowym i górnym biegu Wisły spadły obfite opady deszczu. Spowodowały one gwałtowne wezbranie, przekraczające w wielu miejscach maksymalne odczytywane dotychczas wartości. Na wodowskazie w Korzeniewie, według ówczesnej miary długo-

ści zaobserwowano około 20 stóp (Bartel, 1829), w przeliczeniu aż 6,28 m. Silne mrozy, oscylujące od –26°C do –30°C, i małe opady w pierwszej połowie stycznia spowodowały wytworzenie się grubej i mocnej pokrywy lodowej na rzekach (Makowski, 1995). Pokrywa, dochodząca miejscami nawet do 1,2 m grubości, w wielu miejscach na obszarze dolnej Wisły znajdowała się zaledwie około 0,7 m poniżej korony wałów. Dodatkowo druga połowa stycznia przyniosła obfite opady śniegu, a lody pojawiły się na całej Zatoce Gdańskiej. Nie zważając na historyczne przesłanki i możliwość ponownego „zapchania" koryta, jak miało to miejsce w przeszłości, ludność ignorowała istniejące zagrożenie. Mimo że stan wody w korytach znacznie zmalał podczas zimy, to nadal osiągał on poziom średniej (SW) bądź wysokiej wody brzegowej (WWB). Wraz z początkiem marca rozpoczął się stopniowy wzrost stanów wód związany z ociepleniem. Pierwsze wiosenne maksimum odnotowano 8 marca. Wzrost temperatur miał charakter typowo łagodny, co sprawiło, że pierwsze lody poruszyły się na rzece dopiero 21 marca w okolicach Krakowa. Gwałtowne ocieplenie w zlewni dolnej Wisły odbyło się 5 dni później, a mianowicie 26 marca, kiedy to wraz z występującymi, niekiedy nawet silnymi, opadami deszczu nastąpiło wzmożone zasilanie rzeki głównej i jej dopływów. Pomimo tych zdarzeń zwarta pokrywa lodu w dolnych odcinkach rzeki nadal osiągała grubość około 1 m.

Diametralnie inna sytuacja miała miejsce w górnym biegu rzeki, gdzie wzmagał się proces topnienia, czego konsekwencją był poziom wody, w wielu miejscach osiągający koronę wałów przeciwpowodziowych. Trzeciego kwietnia lodowa masa ruszyła z okolic Warszawy. Pomiędzy Toruniem a Tczewem pochód lodu spowodował niewyobrażalne straty. Według Makowskiego (1994), na odcinku 7,6 km przerwanie wałów nastąpiło w 77 miejscach, a niektóre fragmenty wałów zostały doszczętnie rozmyte, z głęboko wydrenowanym podłożem. Majewski (1986), na podstawie innych źródeł, podaje nieco większą liczbę. Wylicza on 85 przerwań wałów na odcinku 9,5 km, uwzględniając niżej położony odcinek o długości 1,9 km. Piątego kwietnia lód zniszczył drewniany most w Toruniu. Kolejnego dnia w miejscowości Fordon wytworzył się gigantyczny zator lodowy, który na łącznej długości 2,6 km przerwał prawy wał Wisły w 40 miejscach (Keller, 1899). Na mniejszą skale wały zostały przerwane 6–8 kwietnia. Efektem powodzi na tym obszarze było utworzenie śródlądowego rozlewiska. Ponad poziom wody wystawały jedynie dachy najwyższych domów. Wysokość wody w domostwach mieszkalnych na zalanych obszarach dochodziła do 5,5 stóp, co wynosi w przybliżeniu około 1,73 m. Informacje zamieszczone w ogólnodostępnym gdańskim czasopiśmie „Inteligenz Blatt" z 15 kwietnia 1829 wskazują, że wody Wisły w okolicy dzisiejszej Bydgoszczy osiągnęły wysokość 7,53–9,42 m. Wszelkie dotychczasowe zniszczenia, jak się okazało, były zaledwie wstępem do prawdziwej powodzi, jaka miała miejsce na terenie Żuław Gdańskich i samego miasta Gdańska. Lód zalegający na odcinku od Białej Góry do Tczewa ruszył 8 kwietnia. Decydującym aspektem był fakt, że stan wód na po-



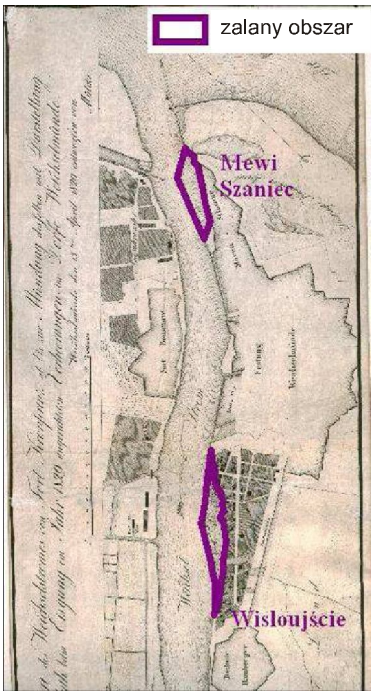
Ryc. 5. Szkic przebiegu powodzi w 1829 roku na terenie Żuław Gdańskich (Swerpel, 1998)
Fig. 5. Sketch the course of the flood in 1829 in Gdańsk Żuławy (Swerpel, 1998)

sterunku w Tczewie osiągał 10,49 m ponad średni poziom morza, czyli zaledwie 1,2 m poniżej korony wałów przeciwpowodziowych. Już następnego dnia, 9 kwietnia, na skutek spiętrzenia wody przelewają się przez wały przeciwpowodziowe w miejscowości Ptaszniki (km 915,3 Wisły) oraz w pobliżu miejscowości Giemlice (km 920) (ryc. 5).

Występowanie północno-wschodniego orkanu (wiatr o prędkości do 40 $m \cdot s^{-1}$) spiętrzyło wody Zalewu Wiślanego o około 2,5–4 m. Efektem tego był znacznie utrudniony spływ wody i lodu z Wisły. Mimo szybkiej reakcji mieszkańców, przerwany odcinek wałów (375 m) wystarczył, by w około 10 godzin, przy natężeniu przepływu od 1260 do 1300 $m^3 \cdot s^{-1}$, jak oszacowała to Pruska Państwowa Komisja Budownictwa (7 luty 1830), zalać teren całych Żuław Gdańskich (340 km^2). Straty gospodarcze były ogromne. Zginęło około 6 tysięcy zwierząt gospodarczych. Wody po przedostaniu się przez wały powodziowe już po 4 go-

dzinach dotarły do miejscowości Trutnowy. W godzinach wieczornych bezpośrednio zagrażały miastu Gdańsk. Brak bezpośredniego ujścia do Zatoki Gdańskiej spowodował zalanie 3/4 powierzchni całego miasta. Mała śluza na dolnym mieście została zatopiona, a wrota zewnętrzne Kamiennej Śluzy rozerwane. Dziesiątego kwietnia około godziny 11 ostatni fragment lodu spłynął Wisłą do Zatoki Gdańskiej. W godzinach wieczornych woda zaczęła wdzierać się do miasta od południa i wschodu, niszcząc na swej drodze mosty, śluzy i rowy. Podczas feralnej nocy poziom wody wzrósł o kolejne 0,89 m, co sprawiło, że domy w obrębie Śródmieścia przy Motławie i Kanale Raduni zostały zalane aż po dachy. Targ Rybny, okolice Żurawia, Długie Ogrody i wiele innych miejsc znajdowało się pod przynajmniej jednometrową warstwą wody. Kolejny dzień (11 kwietnia) charakteryzował się dwoma wydarzeniami – wystąpieniem silnej śnieżycy oraz kulminacją stanu wody o godzinie 17. Wartości osiągnięte podczas kulminacji względem Morza Bałtyckiego wynosiły 3,36 m na wyspie Ołowianka oraz 4,3 m w pobliżu wału obecnej Martwej Wisły, przekraczając tym samym niemal o 1 m wysokość korony wału Wisły Gdańskiej. Rezultatem takiego przewyższenia było swobodne przelewanie się wód z powstałego na Żuławach rozlewiska do Wisły. W konsekwencji opisanych wydarzeń w nocy z 11 na 12 kwietnia nastąpiło przerwanie na długości 500 m wału pomiędzy miejscowościami Piaski i Planiewo, rozpoczynając tym samym trzecią falę uderzeniową powodzi z 1829 roku. W dniu 12 kwietnia został przerwany wał Wisły Gdańskiej, co miało sporo znaczących skutków. Zdecydowanie najbardziej wyróżniającym się aspektem było utworzenie efemerycznego ujścia, przez co nastąpił spływ wód zalegających na rozlewisku Żuław Gdańskich. Powstanie wspomnianego krótkotrwałego ujścia wprawdzie oddaliło bezpośrednie zagrożenie zalewania miasta ze strony Wisły, jednakże podniosło poziom wody w Motławie, co skutkowało tym samym. Wytworzony szeroki potok, który poprzez jezioro Zaspa i wydmy Brzeźna znalazł 13 kwietnia swoje ujście w Morzu Bałtyckim, niszczył na swej drodze tereny Stogów, Nowego Portu i Wisłoujścia. W godzinach wieczornych 12 kwietnia w Wisłoujściu zniszczony został pierwszy dom, przez kolejne 12 godzin morze pochłonęło 17 domów. Następnego dnia jeszcze 2 domy zostały zniesione do morza, a 63 inne po zalaniu nadawały się jedynie do rozbiórki. Mieszkańcy Wisłoujścia szukali schronienia w twierdzy Mewi Szaniec (ryc. 6). Woda zalała również fortyfikację w ujściowym biegu rzeki, po przerwaniu na szerokości kilkudziesięciu metrów prawego wału. Zniszczeniu uległ też falochron.

Ujście wezbranych wód Żuław Gdańskich do Morza Bałtyckiego niestety nie było końcem problemów dla całego rejonu. Jak podaje Schnaase (1829), w okolicach Mokrego Dworu, Bystrej i Wiśliny poziom rozlewiska wodnego sięgał 3 stóp (0,93 m) jeszcze 3 czerwca. Na obszarach, na których poziom wody był znacznie niższy, problemem było występowanie silnych nocnych przymroz-



Ryc. 6. Zalane obszary na odcinku ujściowym Wisły 13 kwietnia 1829 (Zbiory Archiwalne PAN w Gdańsku)
Fig. 6. Flooded areas of the mouth of the Vistula River at the 13th April 1829 (Archival Collections PAN in Gdańsk)

ków, które znacznie utrudniały osuszanie. Rowy i kanały odwadniające w większości przypadków zostały zamulone, a stacje pomp doszczętnie zniszczone.

Powódź 1840 roku – powstanie Wisły Śmiałej

Występujące podczas zimy 1840 roku warunki meteorologiczne wskazywały na możliwość utworzenia się kolejnej powodzi zatorowej na Wiśle. Gdańszczanie obawiali się, że powódź swoim zasięgiem i zniszczeniami przewyższy katastrofę, która wystąpiła zaledwie 11 lat wcześniej. Podobnie jak w przypadku powodzi z 1829 roku, w górnym biegu Wisły odwilż wystąpiła znacznie szybciej niż na jej terenach ujściowych. Na obszarze całej dolnej części dorzecza Wisły panowały jeszcze mrozy. Bezpośrednią przyczyną wystąpienia powodzi był lód zalegający w korycie Szkarpawy i Nogatu. Spiętrzona woda wraz z lodem niesionym z górnych partii Wisły została wręcz wtłoczona do koryta Wisły Gdańskiej. W efekcie na km 947,5 rzeki powstał zator, który w wyniku naporu spiętrzonych wód (na ponad 6 m ponad średni poziom) przerwał wał przeciwpowodziowy i zalał tereny po prawej stronie Wisły (Makowski, 1997). Na mapie przedstawionej na ryc. 7 jest oznaczony wylew wody na teren „Neue Binnen-Nehrung" („nowa mierzeja wewnętrzna"), w formie rozchodzących się strzałek. Ponadto jest wskazany zlodzony obszar już w obrębie Zatoki Gdańskiej (litery *I*).

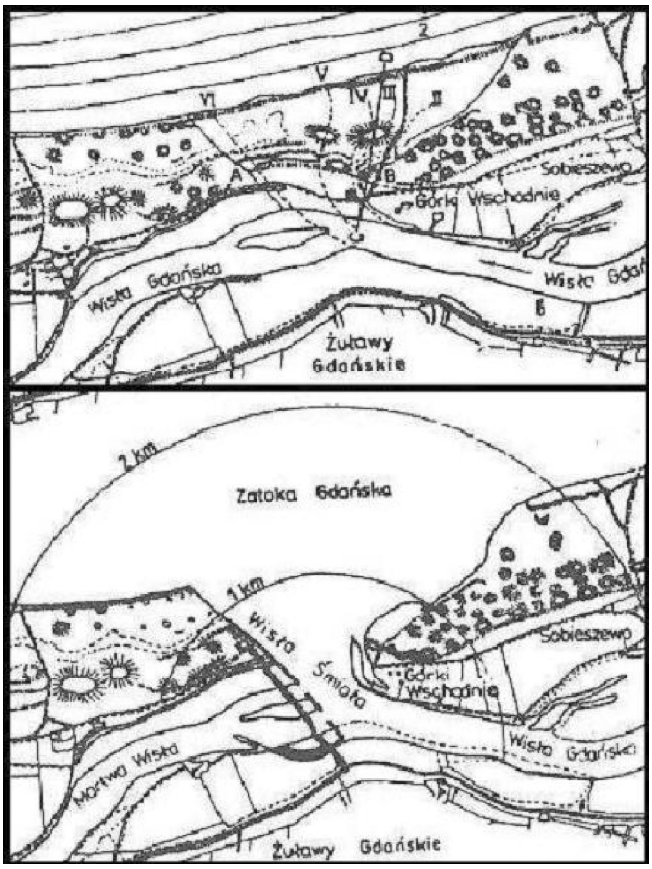


Ryc. 7. Fragment mapy J.M. Kossaka, ukazujący przerwanie wałów na km 947,5 Wisły (Zbiory Archiwalne PAN w Gdańsku)
Fig. 7. Some maps J. M. Kossak showing interruption of the embankment of the Vistula km 947.5 (Archival Collections PAN in Gdańsk)

Dnia 1 lutego 1840 w okolicy Górek Wschodnich, znajdujących się wówczas 8 km na wschód od ówczesnych granic miasta, a obecnie będących jednym z jego osiedli, powstało nowe ujście Wisły – Wisła Śmiała. Szkic górny ryc. 8 przedstawia stan z początku lutego 1840, natomiast dolny – stan z końca wspomnianego miesiąca.

Wisła Śmiała powstała w miejscu, w którym szerokość mierzei była najmniejsza. Spowodowane było to umiejscowieniem starego łożyska Wisły, z 1793 roku, które swoim istnieniem znacznie osłabiało omawiany fragment brzegu morskiego (Majewski, 1969). Dnia 1 lutego, krótko po przerwaniu mierzei, szerokość nowo powstałej Wisły Śmiałej w granicach mierzei miała 200 m. W przeciągu zaledwie niecałego miesiąca osiągnęła już 600 m.

W świetle zaistniałych zdarzeń postanowiono uczynić z Wisły Śmiałej główne ujście całej rzeki. W tym celu obszar ponownie został obwałowany, w jego obrębie stworzono falochrony oraz (1841) drewnianą śluzę. Dawne koryto Wisły, zwane Wisłą Martwą, było w tamtym okresie używane głownie jako port drzewny. Nowo powstałe ujście skróciło bieg Wisły o 13,8 km. Miało to swoje następstwa w postaci zwiększonych stanów wód, 0,75 m w przypadku stanów niskich (NW) oraz 2,5 m w przypadku stanów wysokich (WW). Ten aspekt powodował z kolei zwiększony spływ wód Wisły Gdańskiej, która tym samym pogłębiała swoje koryto. Ujście Wisły Śmiałej miało pełnić formę zaworu bezpieczeństwa dla Gdańska i całego obszaru Żuław Gdańskich, wobec zagrożenia płynącego od strony Wisły. Miało być ono tak utrzymywane, by zapewnić stały odpływ wód.



Ryc. 8. Szkice ukazujące powstanie Wisły Śmiałej (Makowski, 1997)
Fig. 8. Sketches showing the formation of Vistula River (Makowski, 1997)

Podsumowanie

Miasto Gdańsk od początku swojego istnienia było szczególnie narażone na wystąpienie zjawiska powodzi. Spowodowane to było jego lokalizacją w ujściowym odcinku Wisły do Morza Bałtyckiego. Wezbrania na rzekach, spływ kry lodowej, sztormy na morzu czy ekstremalne zjawiska meteorologiczne towarzyszyły miastu od wieków. Każde z wymienionych zjawisk po przekroczeniu wartości granicznych mogło wywołać powódź. Z kalendarium wynika, że powodzie na terenie miasta Gdańska występowały ze znacznie większą częstotliwością w latach dawnych niż w XX wieku. Liczne przykłady wskazują, iż powodzie, które miały miejsce w XVII i XIX wieku, niosły za sobą znacznie większe straty gospodarcze od tych zarejestrowanych chociażby w XIV wieku.

Współcześnie miasto ulega silnej urbanizacji. Na skutek napływu ludności, w obrębie aglomeracji powstają nowe osiedla, drogi oraz różnego rodzaju zakłady, zarówno przemysłowe, jak i gospodarcze. Zjawisko to sprzyja wszelkim aspektom społeczno-gospodarczym miasta. Jednakże w przypadku złego

i nieprzemyślanego rozmieszczenia infrastruktury może stać się wielkim zagrożeniem powodziowym. Obszary znajdujące się na Wysoczyźnie Gdańskiej są obecnie silnie zabudowywane. Płaszczyzny dachowe oraz betonowe i asfaltowe nawierzchnie dróg, ulic, placów i parkingów stanowią obszary nieprzepuszczalne, które w przypadku znaczącego opadu atmosferycznego sprawiają, że proces opad – odpływ przebiega na ich terenie jak w dolinach rzek górskich (Żbikowski, Żelazo, 1994), wywołując zagrożenie obszarów niżej położonych. Praktycznie cała zachodnia część miasta, będąca jednocześnie jej najniższą częścią, jest w obrębie obszarów zagrożonych. Powstałe zbiorniki retencyjne mają za zadanie chronić niżej położone obszary przed wodą spływającą z wysoczyzny. Niestety nakłady finansowe na budowę kolejnych obiektów nie są adekwatne do potrzeb. Świadczyć może o tym lista planowanych do budowy zbiorników retencyjnych, z której wynika, że zaledwie 3 z 31 potrzebnych obiektów jest na etapie opracowywania.

Literatura

Augustowski B., 1976, *Żuławy Wiślane*, GTN, Gdańsk, 660 s.

Bartel J., 1829, *Ereignissen und Bemerkungen, uber den Kampf mit der Weichsel*, Marienwerder, Berlin (maszyn.).

Cieślak E., Biernat C., 1975, *Dzieje Gdańska*, Wyd. Morskie, Gdańsk, 644 s.

Keller H., 1899, *Memel, Pregel und Weichselstorm, Imre Stromgebiete und Imre wichstigsten Nebenflusse. Eine hydraulusche, wasserwirtschaftliche und wasserrechtliche Darstelung. Auf Grund des Allerhochsten Erlas vom 28. Februar 1892 im Auftrage des preussischen Wasser-Ausschusses*, Berlin: Bd. 4, Weichselstorm in Preussen: Bd. 5, Tabellenband: Bd. 6, Atlas – Album – 46 Kartenbeilage, Berlin.

Majewski A., 1963, *Powodzie wojenne w delcie Wisły*, Pomerania, 7(171), Gdańsk, 7–10.

Majewski A.,1969, *Rozwój hydrograficzny delty Wisły w okresie historycznym*, Prz. Geofiz., 14(22), z. 1, 3–42.

Majewski A., 1986, *Wielka powódź na Żuławach i w Gdańsku w kwietniu 1829*, Inż. Morska, 3, Warszawa, 46–50.

Majewski A., 1993, *Kronika powodzi w delcie Wisły*, [w:] *Uwarunkowania przyrodnicze i społeczno-ekonomiczne zagospodarowania dolnej Wisły*, UMK, Toruń, 13–28.

Makowski J., 1994, *Największa katastrofalna powódź w dziejach Gdańska i prawdopodobieństwo jej powtórzenia w obecnych warunkach*, IBW PAN, Gdańsk, 48 s.

Makowski J., 1995, *Setna rocznica wykonania przekopu Wisły 1895–1995*, IBW PAN, Gdańsk, 100 s.

Makowski J., 1997, *Wały przeciwpowodziowe dolnej Wisły, historyczne kształtowanie, obecny stan i zachowanie w czasie znacznych wezbrań*, IBW PAN, Gdańsk, 315 s.

Makowski J., 2003, *Powodzie i zagrożenia powodziowe w rejonie Gdańska w przeszłości*, [w:] J. Cyberski (red.), *Powódź w Gdańsku 2001*, GTN, Gdańsk, 13–30.

Schnaase P.H.W., 1829, *Beitrage zur Geschichte der and den Tagen vom 9 bis 12 April 1829, in der Umgebung von Danzig eingetreten Ueberschwemmungen, mit besonderer Berucksichtigung der Verheerungen von Weichselmunde*, Berlin.

Stankiewicz J., 1993, *Przemiany przestrzenne i demograficzne Gdańska*, [w:] *Historia Gdańska*, t. 3, Instytut Historii PAN, Gdańsk, 1655–1793.

Swerpel S., 1998, *Trzy uderzenia Wisły*, Fokus, Warszawa.

Szafran P., 1981, *Żuławy Gdańskie w XVII wieku*, Wyd. Morskie, Gdańsk, 215 s.

Floods in Gdańsk in historic times

Abstract: The aim work is to show the hazards caused by flood in the city of Gdańsk, an examination at the time of this phenomenon based on source materials and a detailed description of selected phenomena. The time range covers the period from 1328 to 2010. This extreme dates are included in the calendar of flooding in the city of Gdańsk. The spatial extent of the area includes the city of Gdańsk in its current administrative boundaries. The main work consisted in the query source material that allowed the collection of materials available on the floods in Gdańsk in historic times. In the period from 1328 to 2010 in the city of Gdańsk and its adjacent area until 113 flood occurred. Due to their specific course of flooding should pay attention to several specific dates such as the flood of 1657 years formed during the "flood" of Swedish and associated with deliberate flooding parts of the city, flooding in 1829 associated with the frequent strong winds preventing a flow of water and the sea ice and late thaw in the lower reaches of the river, the flood of 1840, during which the Vistula was bold and congestion associated with ice on the Vistula River.

Key words: flood, city of Gdańsk, historical events.

Zmiany warunków morfometrycznych jezior Ptasi Raj i Karaś

Roman Cieśliński[1], Jerzy Błaszkowski[2], Łukasz Pietruszyński[3], Alicja Olszewska[4]

Uniwersytet Gdański, Katedra Hydrologii, ul. Bażyńskiego 4, 80-952 Gdańsk
[1] georc@univ.gda.pl, [2] geojb@univ.gda.pl, [3] pietruszynski@gmail.com, [4] ala.wu@wp.pl

Zarys treści: Przedstawiono zmiany morfometryczne mis dwóch niewielkich jezior przymorskich, Ptasiego Raju i Karasia, położonych w strefie brzegowej południowego Bałtyku, w okresie ostatnich kilkunastu lat (1995–2011). Podczas prac terenowych wykonano sondowania głębokości obu obiektów oraz prześledzono przebieg ich linii brzegowych. Uzupełnieniem prac terenowych były prace kameralne – wyrysowano plany batymetryczne oraz obliczono podstawowe miary morfometryczne. Uzyskane wyniki batymetryczne, a co za tym idzie – podstawowe miary morfometryczne, w wielu przypadkach (szczególnie dotyczące jeziora Karaś) różniły się od tych, które uzyskano w latach poprzednich (1995, 2006).

Słowa kluczowe: jezioro, plan batymetryczny, cechy morfometryczne, Ptasi Raj, Karaś.

Jeziora to obiekty hydrograficznie silnie narażone na zmiany powierzchni i głębokości, wynikające z nadwyżek dopływu materii i energii z ich zlewni. Dodatkowo obserwowany, szczególnie wyraźnie od drugiej połowy ubiegłego wieku, wzrost antropogenizacji, w postaci zabudowy hydrotechnicznej, dopływu zanieczyszczeń ze zlewni, w tym przede wszystkim związków biogennych, czy wzrost działalności turystycznej i rekreacyjnej, powoduje, że zjawisko to nasila się. W konsekwencji dochodzi do bardzo szybko postępujących zmian morfometrycznych, nie tylko wieloletnich, ale nawet krótkookresowych.

Niniejsza praca dotyczy porównania planów batymetrycznych jezior Ptasi Raj i Karaś oraz określenia zmian w morfometrii obu zbiorników w czasie. W przypadku jeziora Ptasi Raj plan batymetryczny wykonywany był w przeszłości trzykrotnie. Pierwszy raz w 1995 roku przez Lange i Maślankę (1996), drugi raz w 2006 roku przez Raśkiewicz i Cieślińskiego (2007), a trzeci raz w 2011 roku przez pracowników Katedry Hydrologii Uniwersytetu Gdańskiego.

Z kolei plan batymetryczny jeziora Karaś wykonano dwa razy – w 2006 roku przez Raśkiewicz i Cieślińskiego (2007) oraz w 2011 roku przez pracowników Katedry Hydrologii UG.

Metody badań

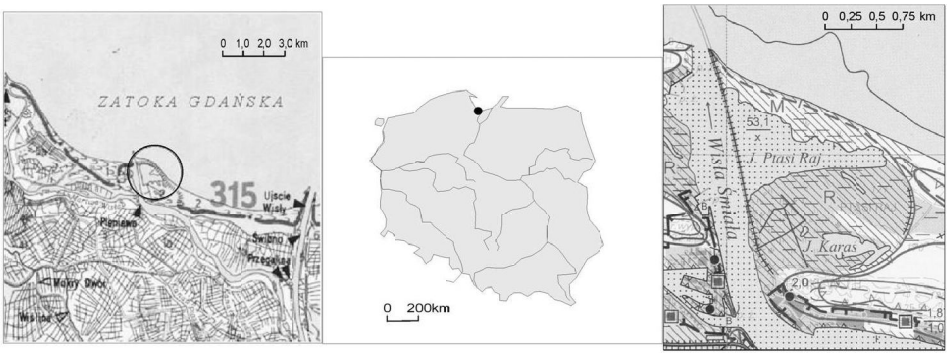
Prace terenowe, mające za zadanie realizację pomiarów batymetrycznych, wykonano w dniach 18 lipca (jezioro Ptasi Raj) i 21 lipca 2011 roku (jezioro Karaś) przy użyciu pontonu. W pierwszym przypadku poziom morza wynosił 506 cm (odczyt ze stacji pomiarowej Gdańsk Port Północny), a stan wody na Martwej Wisle 502 cm (odczyt na wodowskazie Gdańsk Sobieszewo), w drugim przypadku (odczyty z tych samych stacji) poziom morza wyniósł 513 cm, a stan wody w rzece 506 cm (dane IMGW Gdynia).

Pomiary głębokości wykonane były przy użyciu echosondy FishFinder 300C firmy Garmin. W przypadku głębokości mniejszej niż 40 cm (minimalny zakres pomiarowy echosondy) wykorzystywano wyskalowaną tyczkę mierniczą. Odczyt współrzędnych geograficznych poszczególnych punktów pomiarowych odbywał się przy użyciu urządzenia GPS Etreks firmy Garmin. Dodatkowo przeprowadzono odczyt współrzędnych geograficznych wzdłuż linii brzegowej obu jezior przy użyciu urządzenia GPS firmy Magellan. Po uzyskaniu w terenie danych pomiarowych, utworzono z nich bazę, która stała się podstawą planów batymetrycznych. W tym celu zastosowano Numeryczny Model Terenu w formacie plików xyz, w odwzorowaniu ETRS1989 Poland CS92. Osadzenie danych oraz wyrysowanie planów wykonano w programie ArcGis 9.0, interpolując dane w 2D i 3D.

Na podstawie uzyskanych wyników obliczono podstawowe miary morfometryczne mis obu jezior: powierzchnię jeziora (A_0), długość jeziora (L), szerokość maksymalną (B_{max}) i szerokość średnią ($B_{śr}$), długość linii brzegowej (l), wskaźnik wydłużenia *(W)*, rozwinięcie linii brzegowej K, głębokość średnią ($h_{śr}$) według wzoru Pencka, wskaźnik głębokościowy Hutchinsona (R_v), głębokość względną (H_w) według wzoru Halbfassa (1904), wskaźnik głębokości według Fiłatowej (1962), relatywny wskaźnik głębokości (Skowron, 2004), pojemność jeziora (V) oraz wskaźnik trwałości basenu jeziornego według Kerekesa (1977).

Obszar badań

Obiektami badań były jeziora Ptasi Raj i Karaś (ryc. 1). W ramach uzupełnienia wykonano kartowanie hydrograficzne ich zaplecza alimentacyjnego. Omawiane jeziora usytuowane są w północnej Polsce, w delcie Wisły, u ujścia Wisły Śmiałej, na terenie miasta Gdańska.



Ryc. 1. Hydrograficzne położenie zlewni jezior Ptasi Raj i Karaś na tle Polski (*Atlas podziału…*, 2005; Borowiak, 2005)
Fig. 1. Hydrographic located catchment of the Ptasi Raj and Karas against the Polish (*Atlas podziału…*, 2005; Borowiak, 2005)

Geneza jezior

Jeziora Ptasi Raj i Karaś powstały w wyniku działalności sił natury (Morze Bałtyckie, rzeka Wisła), a następnie zostały przemodelowane przez człowieka. Okresowo zdarzały się sytuacje, kiedy jednocześnie na zbiorniki te oddziaływały, a nierzadko przenikały się, czynniki naturalne i antropogeniczne.

W nocy z 31 stycznia na 1 lutego 1840 na dawno już zagrożonym odcinku Górek Wschodnich utworzył się zator lodowy, dzieląc osadę na część wschodnią i zachodnią. W wyniku zatoru nastąpiło spiętrzenie wód Wisły o 6 m ponad średni poziom (Majewski, 1969). Napór wód przerwał pas wydm na odcinku 1,5 km, skracając bieg rzeki o 14 km; nad ranem nadmiar wód rzecznych uformował nowe ujście Wisły, o szerokości rzędu 280–300 m, a maksymalnie 753 m przy granicy z morzem (Łomniewski, 1960). Utworzenie się Wisły Śmiałej w znacznej mierze wpłynęło na układ hydrologiczny delty. Ponadto jeszcze w XIX wieku została wybudowana kamienna grobla o szerokości około 1,5 m i długości około 1 km, oddzielająca dziś jezioro Ptasi Raj od Wisły Śmiałej. Dokładna data budowy grobli nie jest znana. Niemniej jednak z map Winkela, zamieszczonych w pracy Majewskiego (1969), wynika, że grobla istniała już w 1888 roku.

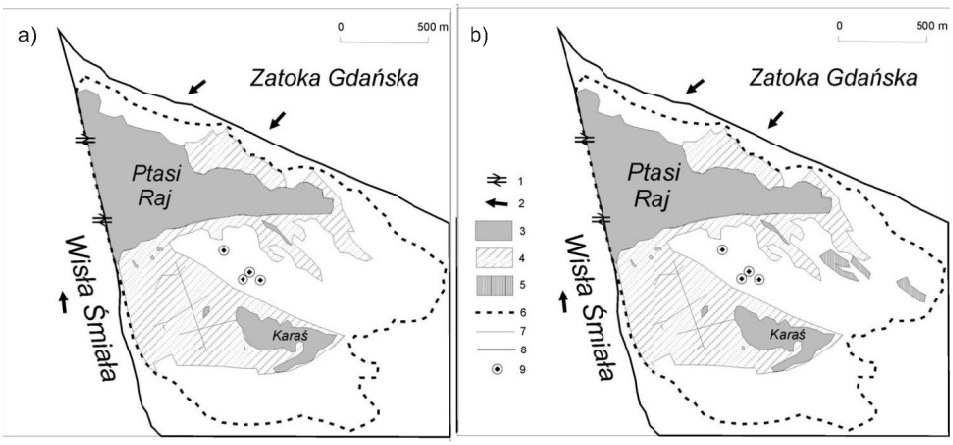
W cieniu wielkiego wydarzenia, jakim było powstanie Wisły Śmiałej, a później budowa grobli, począł się kształtować nowy akwen, który dał początek istnieniu jezior. Od północy utworzyła się mierzeja, dziś znana jako Mierzeja Messyńska, która odgrodziła jezioro od wód Zatoki Gdańskiej. Tworzenie się mierzei polegało najpierw na wypłycaniu się obszaru ujściowego, a następnie na odkładaniu się materiału piaszczystego. Ostateczne uformowanie się mierzei, które odpowiada równocześnie definitywnemu powstaniu jezior (jeszcze wówczas połączonych), nastąpiło w XIX wieku. W tym czasie jezioro Ptasi Raj zostało odcięte od Morza Bałtyckiego. Z kolei wyodrębnienie się z Ptasiego Raju jeziora

Karaś nastąpiło prawdopodobnie w pierwszej połowie XX wieku, na co wskazuje stosunkowo silnie wylądowiona przestrzeń między zbiornikami.

Warunki hydrologiczne zlewni jezior

Skomplikowany charakter stosunków wodnych obszaru badań najlepiej oddają słowa Lanego i Maślanki (1996), którzy stwierdzili, że usytuowanie zlewni jezior Ptasi Raj i Karaś w wysuniętej części delty Wisły, czyli na styku środowiska morskiego, potamicznego i lądowego, decyduje o nieczytelności granic obiegu wody, a w konsekwencji o braku stabilności funkcjonowania systemu hydrograficznego.

Jeziora Ptasi Raj i Karaś oddzielone są od Morza Bałtyckiego wąskim pasem mierzejowym, o średniej szerokości około 300 m. Jeszcze mniej wyraźna jest granica północno-zachodnia zlewni, którą wyznacza nieszczelna grobla o szerokości około 1,5 m. Przepusty umożliwiają stałą wymianę wód rzecznych i jeziornych. Dodatkowo, podczas wysokich stanów wód, wywołanych cofkami w ujściowym odcinku Wisły Śmiałej, przez nieszczelne fragmenty grobli następują przelewy (ryc. 2). Obecnie wykonywana jest przebudowa grobli – założono likwidację przepustów.



Ryc. 2. Szkic hydrograficzny zlewni jezior Ptasi Raj i Karaś: a – okres suchy, b – okres mokry (Cieśliński, 2007)
1 – przepust hydrotechniczny, 2 – kierunek płynięcia, 3 – zbiorniki wodne, 4 – tereny podmokłe stale, 5 – tereny podmokłe okresowo, 6 – granica zlewni, 7 – kanały i rowy melioracyjne, 8 – linia brzegowa, 9 – izolowane zagłębienia bezodpływowe ewapotranspiracyjne pochodzenia antropogenicznego

Fig. 2. Hydrographic sketch of catchment Lake Ptasi Raj and Karas (Cieśliński, 2007)
1 – tailings culvert, 2 – the direction of flow, 3 – water tanks, 4 – wetlands constantly, 5 – wetlands periodically, 6 – border catchment 7 – canals and drainage ditches, 8 – coastline, 9 – isolated depressions with no outlet evapotranspiration anthropogenic

Południowo-wschodnia granica zlewni także budzi wiele kontrowersji. Niepewnym przebiegiem odznacza się dział wodny, który wyznaczają młode wydmy.

Powierzchnia zlewni całkowitej jezior równa się 2,4 km^2. Z kolei powierzchnia zlewni bezpośredniej jeziora Ptasi Raj wynosi 1,4 km^2 (58% powierzchni całkowitej), a jeziora Karaś – 1 km^2 (Raśkiewicz, 2006).

Wody powierzchniowe stanowią w zlewni prawie w całości wody jezior Ptasi Raj i Karaś. Drugorzędnie obiekty wodne występują w postaci nielicznych oczek wodnych o łącznej powierzchni 0,5 ha. Liniowo ujawniają się w systemie kanałów melioracyjnych, położonych w bezpośredniej zlewni jeziora Karaś, o łącznej długości 1630 m i średniej szerokości 0,5 m.

W centralnej części zlewni występują izolowane zagłębienia bezodpływowe, które tylko w okresie wilgotnym wypełnione są wodą. Pochodzenie tych obiektów ma charakter antropogeniczny, stąd też odznaczają się one podobnymi wymiarami, średnicą od 1 do 1,5 m i głębokością około 0,5 m (Raśkiewicz, 2006).

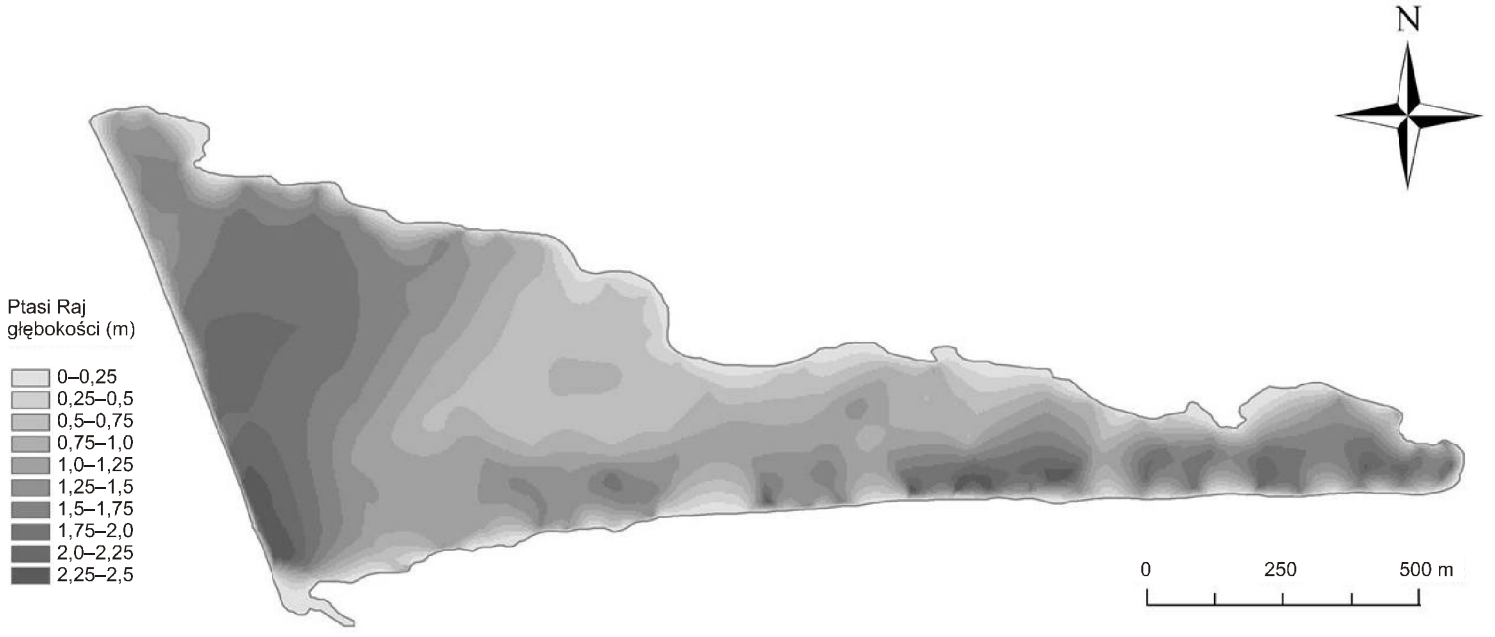
Wykonane zdjęcie hydrograficzne w zlewniach obu jezior, w okresach suchym i wilgotnym (ryc. 2), potwierdza, że brak większych różnic pomiędzy okresami. Jedyne zmiany dotyczyły zwiększenia się powierzchni terenów podmokłych, choć i tak w stosunku do całej zlewni była ona stosunkowo niewielka (9,1%). Zasięg terenów stale i okresowo podmokłych na obszarze obu zlewni był zbieżny z przebiegiem izobaty 1 m.

Uzyskane wyniki i ich porównanie z danymi archiwalnymi

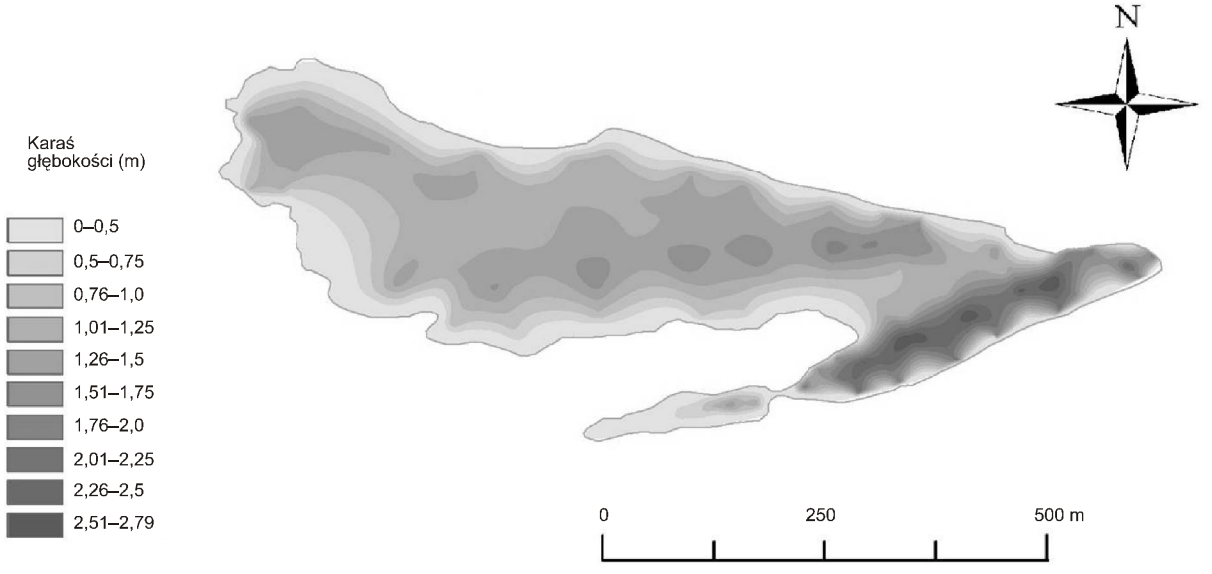
Misy obu jezior mają wyrównaną i regularną formę izobat (ryc. 3 i 4), z dobrze zarysowanym głęboczkiem głównym, uzupełnionym o głęboczek drugorzędny.

Analiza planów batymetrycznych oraz cech morfometrycznych zbiorników wyraźnie potwierdza ich dwojaką genezę (tab. 1). Przybrzeżny charakter jeziora Ptasi Raj odzwierciedla się przede wszystkim w znacznej otwartości zbiornika, w jego stosunkowo dużej powierzchni, która wynosi 50,8 ha. Według mapy hydrograficznej powierzchnia zbiornika jest szacowana na 53,1 ha (Borowiak, 2005). Długość i szerokość maksymalna jeziora wynoszą, odpowiednio, 1335 i 803 m, szerokość średnia zaś 380 m. Długość linii brzegowej wynosi 4589 m. Wskaźnik wydłużenia *K* osiąga wartość 1,66. Na obszarze jeziora brak jest wysp. Z kolei wskaźnik trwałości basenu jeziornego BPI według Kerekesa (1977) wynosi 186,1 lat.

Jezioro Ptasi Raj, podobnie jak większość jezior przybrzeżnych, jest płytkie (ryc. 3). Głębokość maksymalna, występująca w pobliżu grobli, dochodzi do 3,1 m. Również głębokość średnia jeziora jest nieznaczna i wynosi 1,88 m. Drugorzędny głęboczek (2,4 m) występuje we wschodniej części zbiornika. Objętość misy jeziora dochodzi do 854,1 tys. m^3.



Ryc. 3. Plan batymetryczny 2D jeziora Ptasi Raj, wykonany na podstawie pomiarów z 18 lipca 2011
Fig. 3. Plan 2D bathymetric Lake Ptasi Raj made on the basis of measurements of 18 July 2011



Ryc. 4. Plan batymetryczny 2D jeziora Karaś, wykonany na podstawie pomiarów z 21 lipca 2011
Fig. 4. Plan 2D bathymetric lake Karaś made on the basis of measurements of 21 July 2011

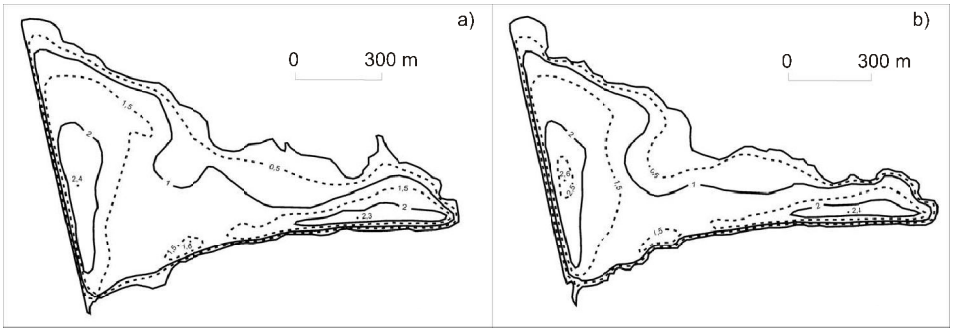
Tab. 1. Cechy morfometryczne jezior Ptasi Raj i Karaś w roku 2011
Tab. 1. Morphometric characteristics Ptasi Raj and Karas in 2011

Cechy morfometryczne	Ptasi Raj	Karaś
powierzchnia A_0 (ha)	50,8	11,3
powierzchnia wysp I (ha)	0,0	0,0
długość jeziora L (m)	1335,0	562,0
szerokość maksymalna B_{max} (m)	803,0	264,0
szerokość średnia $B_{śr}$ (m)	380,0	200,0
głębokość maksymalna h_{max} (m)	3,1	2,79
głębokość średnia $h_{śr}$ (m)	1,88	1,41
objętość V (tys. m^3)	854,1	160,1
długość linii brzegowej l (m)	4589,0	2169,0
wskaźnik wydłużenia W	1,66	2,12
wskaźnik rozwinięcia linii brzegowej K	1,82	1,83
wskaźnik trwałości basenu jeziornego BPI wg Kerekesa (1977)	186,1	73,8
wskaźnik głębokości wg Fiłatowej C (1962)	$0{,}0815 \cdot 10^{-3}$	$0{,}0140 \cdot 10^{-3}$
relatywny wskaźnik głębokości C_R (Skowron, 2004)	4,95	7,05
wskaźnik głębokości R_v wg Hutchinsona	1,82	1,52
głębokość względna H_w wg Halbfassa (1904)	0,0044	0,0083

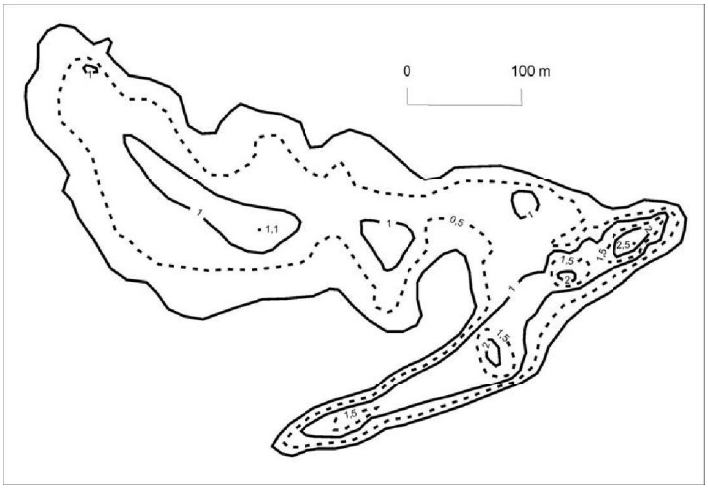
Powierzchnia jeziora Karaś jest zdecydowanie mniejsza niż jeziora Ptasi Raj, sięga 11,3 ha. Długość i szerokość maksymalna jeziora wynoszą, odpowiednio, 562 i 264 m, szerokość średnia zaś 200 m. Długość linii brzegowej sięga 2169 m. Wskaźnik wydłużenia K osiąga wartość 2,12. Na obszarze jeziora, podobnie jak na Ptasim Raju, brak jest wysp. Wskaźnik trwałości basenu jeziornego BPI według Kerekesa (1977) wynosi 73,8 lat.

Głębokość średnia jeziora wynosi 1,41 m. Jezioro posiada dwa zupełnie różne akweny. Pierwszy, obejmujący około 70% całkowitej powierzchni zbiornika, odznacza się niewielkimi głębokościami, nieprzekraczającymi 1,1–1,2 m. Układ izobat jest wyrównany. Drugi z kolei ma wyraźnie podłużny kształt i zajmuje około 30% całkowitej powierzchni jeziora. Układ izobat jest zagęszczony i właściwie niemal u samego brzegu jezioro Karaś osiąga w tym miejscu swoją maksymalną głębokość, tj. 2,79 m (ryc. 4). Objętość misy jeziora wynosi 160,1 tys. m^3.

Jak już wcześniej wspomniano, w przeszłości wykonywane były już plany batymetryczne obu jezior (ryc. 5 i 6). Uzyskane wyniki z wszystkich pomiarów przedstawiono w tab. 2 i 3.



Ryc. 5. Plan batymetryczny jeziora Ptasi Raj: a – 1995 rok (Lange, Maślanka, 1996); b – 2006 rok (Raśkiewicz, Cieśliński, 2007)
Fig. 5. Plan bathymetric Lake Ptasi Raj: a – 1995 years (Lange, Maślanka, 1996), b – 2006 year (Raśkiewicz, Cieśliński, 2007)



Ryc. 6. Plan batymetryczny jeziora Karaś z 2006 roku (Raśkiewicz, Cieśliński, 2007)
Fig. 6. Bathymetric plan of lake Karas in 2006 (Raśkiewicz, Cieśliński, 2007)

Na podstawie uzyskanych danych można stwierdzić, że powierzchnia jeziora Ptasi Raj ulega stałemu zmniejszeniu; w okresie 1995–2006 zmniejszyła się o około 10 ha, a w okresie 2006–2011 o zaledwie 1 ha. Zmiana jednego parametru automatycznie wpływa na zmianę innych, co można zauważyć w zmniejszeniu długości jeziora. W przypadku takich wskaźników, jak szerokość maksymalna i średnia, wskaźnik trwałości basenu jeziornego, czy długość linii brzegowej, obserwowany jest ich spadek w latach 1995–2006 i następnie wzrost w latach 2006–2011. Znaczne różnice w uzyskanych wynikach widoczne są dla głębokości maksymalnej i średniej jeziora. W przypadku dwóch pierwszych pomiarów (1995, 2006) różnice są niewielkie, a uzyskane wyniki osiągnęły wartości, odpowiednio, 2,4 i 1,24 m (1995) oraz 2,6 i 1,26 m (2006). Wartości uzyskane w roku 2011 zdecydowanie je przewyższają – głębokość maksymalna osiągnęła 3,1 m,

Tab. 2. Porównanie cech morfometrycznych jeziora Ptasi Raj z lat 1995, 2006 i 2011
Tab. 2. Comparison of morphometric traits Lake Ptasi Raj in 1995, 2006 and 2011

Cechy morfometryczno-batymetryczne zbiornika	1995*	2006**	2011
powierzchnia A_0 (ha)	61,5	51,8	50,8
powierzchnia wysp I (ha)	0,0	0,0	0,0
długość jeziora L (m)	1529,0	1443,0	1335,0
szerokość maksymalna B_{max} (m)	819,0	710,0	803,0
szerokość średnia $B_{śr}$ (m)	402,0	358,0	380,0
głębokość maksymalna h_{max} (m)	2,4	2,6	3,1
głębokość średnia $h_{śr}$ (m)	1,2	1,3	1,88
objętość V (tys. m^3)	762,9	655,0	854,1
długość linii brzegowej l (m)	5100,0	4551,0	4589,0
wskaźnik wydłużenia W	1,9	2,0	1,66
wskaźnik rozwinięcia linii brzegowej K	1,8	1,8	1,82
wskaźnik trwałości basenu jeziornego BPI wg Kerekesa (1977)	150,0	144,0	186,1

* Według Lange i Maślanki (1996).
** Według Raśkiewicz i Cieślińskiego (2007).

Tab. 3. Porównanie cech morfometrycznych jeziora Karaś z lat 2006 i 2011
Tab. 3. Comparison of morphometric traits Karas Lake in 2006 and 2011

Cechy morfometryczno-batymetryczne zbiornika	2006*	2011
powierzchnia A_0 (ha)	8,8	11,3
powierzchnia wysp I (ha)	0,0	0,0
długość jeziora L (m)	587,0	562,0
szerokość maksymalna B_{max} (m)	214,0	264,0
szerokość średnia $B_{śr}$ (m)	150,0	200,0
głębokość maksymalna h_{max} (m)	2,5	2,79
głębokość średnia $h_{śr}$ (m)	0,7	1,41
objętość V (tys. m^3)	60,5	160,1
długość linii brzegowej l (m)	2145,0	2169,0
wskaźnik wydłużenia W	2,7	2,12
wskaźnik rozwinięcia linii brzegowej K	2,0	1,83
wskaźnik trwałości basenu jeziornego BPI wg Kerekesa (1977)	28,2	73,8

* Według Raśkiewicz i Cieślińskiego (2007).

a głębokość średnia 1,88 m. Różnice, które wystąpiły w pomiarach, mogą wynikać z różnych technik sondowania oraz dokładności wykonania pomiarów.

Ewolucja jeziora najbardziej dynamicznie zachodzi od strony północnej, gdzie następuje wypłycanie na skutek morfodynamiki pasa mierzejowego, oraz od strony południowo-wschodniej, gdzie obserwuje się silne zarastanie zbiornika. Nie zmienia się jedynie zachodni fragment zbiornika, którego zasięg wyznacza grobla.

Analiza porównawcza planów batymetrycznych jeziora Karaś wykazała wzrost prawie dla wszystkich obliczonych wskaźników i miar morfometrycznych. Jedynie w przypadku długości jeziora i wskaźnika wydłużenia zaobserwowano spadek wartości. Przyczyną różnic w uzyskanych wynikach mogą być różne techniki sondowania, różna dokładność pomiarów (różny sprzęt pomiarowy), różna liczba wykonanych sondowań, czy wreszcie różne warunki hydrometeorologiczne w okresie pomiarów, w tym różny stan wody jeziora.

Podsumowanie

Jezior Ptasi Raj i Karaś zwykle nie wymienia się wśród jezior przybrzeżnych. Gęsta sieć hydrograficzna delty Wisły sprawia, że pozostają one w cieniu ujścia Wisły. Uzyskane wyniki pomiarów batymetrycznych potwierdziły słuszność zaliczenia ich do tej grupy jezior. Według Cieślińskiego (2011) zaliczyć je można do jezior przymorskich, których cechy hydrologiczne (rytm wahań poziomu wody) oraz jakościowe (duże zasolenie) przez większą część roku są zbliżone do cech wód morskich.

Uzyskane wyniki batymetryczne, a co za tym idzie – podstawowe miary morfometryczne w wielu przypadkach (szczególnie dla jeziora Karaś) różniły się od tych, które uzyskano w latach poprzednich (1995, 2006). Prawdopodobną przyczyną tych różnic był okres wykonywania pomiarów, technika sondowania, użyty sprzęt, warunki hydrometeorologiczne oraz szczegółowość sieci punktów pomiarowych. Niniejsze prace oparte były na wykonanych 306 sondowaniach głębokości jeziora Ptasi Raj i 203 jeziora Karaś. Tak szczegółowa sieć punków pomiarowych pociągnęła za sobą większą dokładność planów batymetrycznych. Pomimo różnic, o których była mowa, sam układ batymetryczny i morfometryczny mis obu jezior jest bardzo zbliżony do obserwowanego w latach ubiegłych. Dodatkowo w przypadku jeziora Ptasi Raj uzyskane wyniki potwierdziły tendencję zmniejszania się powierzchni misy tego jeziora. Spadek powierzchni wywołany jest ekspansją procesów lądotwórczych od strony południowej i południowo-wschodniej oraz zasypywania misy jeziornej piaskiem od strony Mierzei Messyńskiej.

Literatura

Atlas podziału hydrograficznego Polski w skali 1 : 200 000, 2005, cz. 1 i 2, Wyd. IMGW, Warszawa.

Borowiak M, 2005, *Komentarz do mapy hydrograficznej Polski w skali 1:50 000*, arkusz N–34–50–D Gdańsk Sobieszewo.

Cieśliński R., 2011, *Geograficzne uwarunkowania zmienności hydrochemicznej jezior wybrzeża południowego Bałtyku*, Wyd. UG, Gdańsk, 211 s.

Fiłatowa N., 1962, *Nekotorye osobennosti termicheskogo režima malykh ozer v period*, Trudy, 85, Leningrad, 404 s.

Halbfass W., 1904, *Weitere beiträge sur kerntnis der Pommerschen Seen*, Pet. Mitt, 154 s.

Kerekes J., 1977, *The index of lake basin permanence*, Int. Revue ges. Hydrobiol., 62, 291–293.

Lange W., Maślanka W., 1996, *Warunki hydrologiczne*, [w:] M. Przewoźniak (red.), *Materiały do monografii przyrodniczej regionu gdańskiego*, t. 1, *Nadmorskie rezerwaty przyrody*, cz. 1, Wyd. Gdańskie, Gdańsk, 220–230.

Łomniewski K., 1960, *Ujście Wisły*, Rocz. PTG, t. 29, z. 4, Kraków, 391–418.

Majewski A., 1969, *Rozwój hydrograficzny delty Wisły w okresie historycznym*, Prz. Geofiz., R. 14(22), z. 1, 3–41.

Raśkiewicz J., 2006, *Stosunki wodne zlewni jezior Ptasi Raj i Karaś*, Katedra Hydrologii UG, Gdańsk (maszyn.).

Raśkiewicz J., Cieśliński R., 2007, *Hydrological and morphometric conditions of lakes Ptasi Raj and Karaś (northern Poland)*, [w:] J. Kubiak, E. Bajkiewicz-Grabowska (red.), *Anthropogenic and natural transformations of lakes*, vol. 1, Agricultural University of Szczecin, Polish Limnological Society, Szczecin, 104–107.

Skowron R., 2004, *Description of lake basin in the light of selected morphometric indicators*, Limnol. Rev., 4, 233–240.

Changes in the morphometric Lake Ptasi Raj and Karaś

Abstract: The purpose of this paper is to present morphometric changes two coastal lakes, located in the coastal zone of the southern Baltic Sea during the last ten years (1995–2011). The achievement of the selected two small reservoirs – Ptasi Raj and Karaś. Major works were related to fieldwork carried out during the probing depth of both objects and traced the course of their coastlines. Supplemented by field work was the work chamber where plotted plans bathymetric and calculated basic morphometric measures. The results bathymetric, and hence basic morphometric measurement in many cases (particularly for the lake Karaś) differed from those obtained in the preceding years (1995, 2006).

Key words: lake, bathymetric plan, morphometric characteristics, Ptasi Raj, Karaś.

Charakterystyka zmienności jakości wód na przykładzie rzek Parku Krajobrazowego Wzniesień Łódzkich w latach 2001–2011

Radosław Dałkowski[1], Dominik Szczukocki[1], Marek Walisch[2], Barbara Krawczyk[1], Marek Zieliński[1]

[1] Uniwersytet Łódzki, Katedra Chemii Nieorganicznej i Analitycznej, ul. Tamka 12, 91-403 Łódź
radekdalko@interia.pl
[2] Uniwersytet Łódzki, Katedra Geografii Fizycznej, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
walischm@uni.lodz.pl

Zarys treści: Badania nad chemizmem małych cieków są bardzo złożonym zagadnieniem, gdyż skład chemiczny takich wód wykazuje o wiele bardziej dynamiczny charakter od wód większych rzek czy zbiorników wodnych. Niezbędne do poznania chemizmu takich cieków jest prowadzenie badań o charakterze monitoringowym. Dlatego też w latach 2001-2011 badaniami objęto rzeki, których obszary źródliskowe znajdują się na terenie Parku Krajobrazowego Wzniesień Łódzkich (PKWŁ).

Obszar PKWŁ uważa się za najcenniejszy krajobrazowo w strefie krawędziowej Wzniesień Łódzkich. Mimo że są to tereny położone stosunkowo blisko Łodzi, do niedawna opierały się intensywnej urbanizacji. Jednak obecnie sytuacja zmieniła się, a tereny te poddane są silnej antropopresji ze względu na intensywny rozwój jednorodzinnego budownictwa mieszkaniowego oraz turystyczno-rekreacyjnego, a także ze względu na budowę autostrady, która przetnie najcenniejszy krajobrazowo fragment PKWŁ.

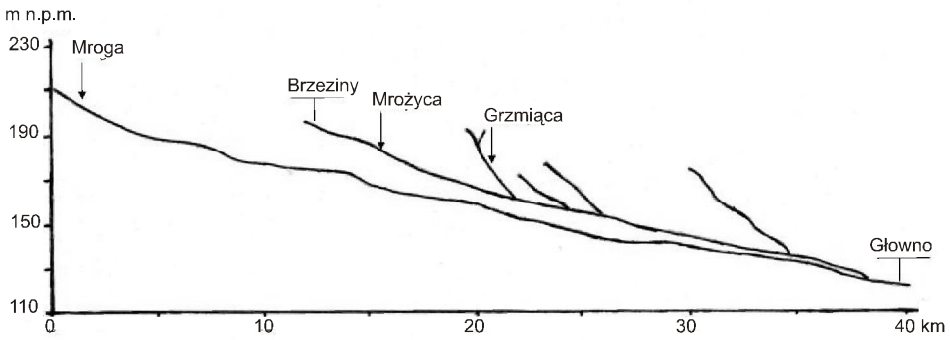
Celem badań było określenie jakości wód rzeki Mrożycy na całej jej długości, w tym głównego jej dopływu – Grzmiącej. Podjęto próbę oceny wpływu sposobu zagospodarowania zlewni, w tym postępującego na tych terenach procesu urbanizacji, na skład chemiczny wody. Ze względu na to, że Mrożyca w górnym biegu przepływa przez tereny miejskie i jest odbiornikiem ścieków z oczyszczalni, badania prowadzono ze szczególnym uwzględnieniem biogenów.

Słowa kluczowe: jakość wody, zlewnia, rzeka Mrożyca, substancje biogenne, antropopresja, wody powierzchniowe.

Rzeki są nieodłącznym elementem krajobrazu, który poddawany jest silnym przekształceniom przez człowieka. Wśród form oddziaływań o charakterze antropogenicznym wyróżnić możemy m.in. regulację koryta, wylesianie doliny i jej zabudowę, zrzuty ścieków, budowę dróg wzdłuż biegu (Falińska, 2004). Ogromne znaczenie dla jakości wód rzecznych ma także sposób zagospodarowania całej zlewni (Smoroń i in., 2009; Kornaś, Grześkowiak, 2011). Rozwój rolnictwa i nasilające się procesy urbanizacyjne, a także związane z nimi przekształcenia powierzchni są głównymi czynnikami mogącymi powodować przyspieszenie obiegu wody i materii, a tym samym wzrost stężeń związków biogennych, jakie docierają bezpośrednio do wód powierzchniowych i gruntowych (Hoffman i in., 2000). Szczególnie narażone na eutrofizację i podatne na zanieczyszczenie są cieki o stosunkowo niewielkim przepływie i wąskiej dolinie.

Obiekt badań

Obiektem badań jest rzeka Mrożyca na całej swojej długości oraz jej lewobrzeżny dopływ – Grzmiąca. Mrożyca jest niewielkim ciekiem o długości 33,4 km, wypływającym spod Brzezin. Jest to ciek IV rzędu, będący lewym dopływem Mrogi, która jest prawobrzeżnym dopływem Bzury. W pobliżu ujścia do Mrogi przepływ Mrożycy, zarejestrowany podczas kartowania zlewni pod koniec lata 1993, wyniósł 2,05 $m^3 \cdot s^{-1}$ (Kaniecki, 1993). Obszar źródłowy Mrożycy znajduje się we wschodniej części garbu Wzniesień Łódzkich na wysokości 192 m n.p.m. (ryc. 1), a ujście do Mrogi wykazuje rzędną 120,6 m n.p.m., co generuje znaczny spadek rzeki (2,14‰).



Ryc. 1. Profil podłużny rzeki Mrożycy (Maksymiuk, 1995)
Fig. 1. Longitudinal profile of the Mrożyca river (Maksymiuk, 1995)

Zlewnia Mrożycy zajmuje powierzchnię 117,3 km^2. Jest silnie wydłużona i wykazuje znaczną asymetrię (ryc. 2). Lewa część zlewni jest bardziej rozbudowana. Dopływy cieku głównego są krótkie i jest ich niewiele. Najważniejszym z nich jest lewobrzeżna Grzmiąca o długości 4,6 km oraz bezimienny lewobrzeżny ciek spod Bratoszewic. Zlewnia Mrożycy wykazuje znaczną stoczystość, po-



Ryc. 2. Zlewnia rzeki Mrożycy z zaznaczonymi punktami pomiarowo-kontrolnymi
Fig. 2. Catchment of the Mrożyca river with marked measuring control points

nieważ obszar jej rozciąga się na czterech poziomach krawędziowych Wzniesień Łódzkich, schodzących w kierunku pradoliny warszawsko-berlińskiej (poziom wierzchowinowy, smardzewski, strykowski oraz katarzynowski).

Morfologia zlewni przekłada się na dość silnie nachylony profil podłużny cieku, dużą prędkość nurtu oraz duże możliwości erozyjne cieku. Najwyższą kulminacją zlewni jest punkt położony w południowo-zachodniej części działu wodnego, na wysokości 259,9 m n.p.m. Zlewnia w swych przypowierzchniowych partiach zbudowana jest z piasków i żwirów fluwioglacjalnych zlodowaceń odry i warty oraz glin zwałowych obu zlodowaceń, co przekłada się na dominację utworów o średniej i słabej przepuszczalności. Zasilanie podziemne cieku głównego i jego dopływów odbywa się zarówno z utworów piaszczysto-żwirowych, leżących na glinach, czyli z poziomu namorenowego, jak i z utworów fluwioglacjalnych podglinowych, czyli z miąższego poziomu międzymorenowego. Szczególnie drugi typ zasilania gwarantuje dużą stabilność w dostawach wody podziemnej do cieku, o czym świadczy wysoki wydatek i mała zmienność wydatku źródeł Grzmiącej, lewego dopływu Mrożycy (Walisch, 2003). Sama zlewnia Grzmiącej, z uwagi na znakomite warunki do zasilania podziemnego oraz dużą stoczystość, stanowi wyjątkowo istotne ogniwo hydrograficzne w całym systemie Mrożycy. Jej wysoki stopień zawodnienia miąższej strefy aktywnej wymiany (80%) (Walisch, 2003) decyduje o istnieniu bardzo pojemnego zbiornika

wód podziemnych. Spadek tego dopływu jest wyjątkowo duży, nawet jak na strefę krawędziową Wzniesień Łódzkich – przekracza nieznacznie 6‰. Dominujący przepływ tego cieku w latach 1996–1997 utrzymywał się na poziomie 80–100 $dm^3 \cdot s^{-1}$, a udział wód podziemnych w odpływie całkowitym osiągał w tym okresie 88%. W roku hydrologicznym 2006 udział przepływu Grzmiącej w przepływie całkowitym Mrożycy, w miejscu połączenia się obu cieków, wahał się w granicach 34–46% i był najwyższy podczas późnozimowej niżówki. Wskaźnik krenologiczny dla zlewni Grzmiącej wynosi 0,16 źródła/km^2, co stanowi wartość nieco niższą od średniej, ustalonej przez Moniewskiego (1997) dla strefy krawędziowej Wzniesień Łódzkich na poziomie 0,23. Jednak obie wartości przekraczają o rząd wielkości wskaźnik krenologiczny dla Niżu Polskiego, szacowany na $n \cdot 10^{-2}$ (Pazdro, 1983).

Metody badań

Badania na rzece Mrożycy rozpoczęto na przełomie lat 2000/2001 i prowadzono do roku 2011. Analizy fizyczno-chemiczne próbek wody prowadzono w odstępach miesięcznych w dwunastu profilach pomiarowo-kontrolnych (ryc. 2). Dziesięć punktów zlokalizowano na Mrożycy, dwa na Grzmiącej (tab. 1).

W trakcie prac terenowych dokonywano pomiaru: temperatury wody, przewodnictwa właściwego, tlenu rozpuszczonego i pH. Analizy laboratoryjne obejmowały określenie zawartości: azotu amonowego, azotanów (III) (azotynów), azotanów (V), fosforanów (V) (ortofosforanów) i barwy wody (Hermanowicz i in., 1999). Badania spektralne prowadzono przy użyciu spektrofotometru VIS Metertek SP830, potencjometryczne zaś – 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.

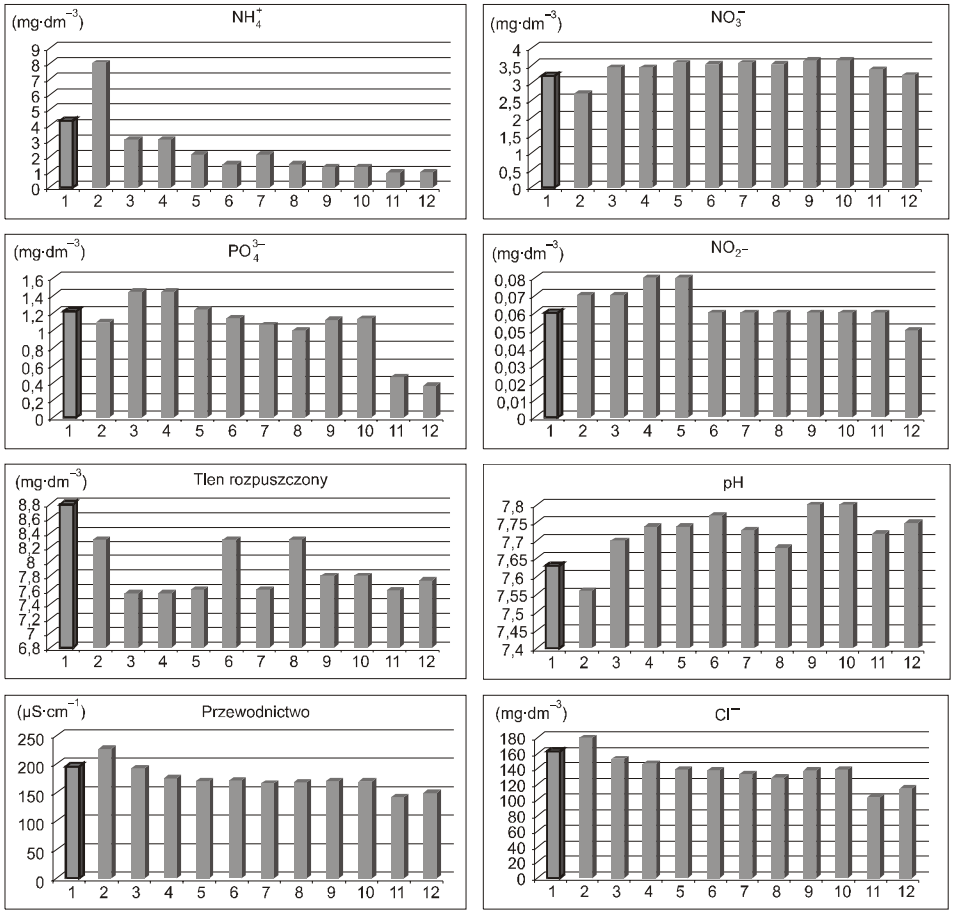
Analiza wyników

Otrzymane w 10-letnim okresie badań wyniki uśredniono dla każdego z profili pomiarowych i przedstawiono na wykresach (ryc. 3). Jednym z najpoważniejszych zagrożeń dla Mrożycy są zrzuty wód z oczyszczalni miejskiej w Brzezinach oraz spływ wody z kanałów deszczowych i powierzchniowy z pól. Świadczą o tym wyraźnie podwyższone stężenia azotu amonowego dla profilów 1 i 2. Szczególnie wyraźny wzrost stężenia azotu amonowego obserwowany jest w profilu 2, zlokalizowanym poniżej punktu zrzutu ścieków z oczyszczalni. W profilach 1 i 2 obserwowane są również najwyższe, w stosunku do pozostałych punktów pomiarowo-kontrolnych, wartości przewodnictwa i stężenia chlorków. Wzdłuż biegu rzeki wartości tych parametrów maleją, aby nieznacznie wzrosnąć na terenie miasta Głowna przy ujściu Mrożycy do Mrogi (profil

Tab. 1. Charakterystyka punktów pomiarowo-kontrolnych
Tab. 1. Characteristics of measuring control points

Numer stanowiska	Współrzędne geograficzne	Opis lokalizacji
1	N51,8756 E19,75090	poniżej Brzezin, strefa zurbanizowana, w pobliżu wojewódzkiej drogi nr 708
2	N51,82715 E19,76150	w pobliżu miejscowości Tadzin, w ZPK Górna Mrożyca
3	N51.85778 E19,74293	w miejscowości Jabłonów, przy starym młynie gospodarczym
4	N51,885574 E19,69008	przed stawami w miejscowości Niesułków
5	N51,88738 E19,68253	za stawami w Niesułkowie
6	N51,90222 E19,68554	pomiędzy miejscowościami Nowostawy Górne i Dolne
7	N51,91892 E19,69970	w miejscowości Tartak
8	N51,92793 E19,70777	w miejscowości Zarębów
9	N51,95152 E19,71181	w pobliżu granic administracyjnych Głowna, w sąsiedztwie lasu mieszanego; rzeka w tym miejscu przepływa przez rozległy, znacznie zabagniony teren, woda płytka i wolno płynąca
10	N51,96849 E19,70951	Głowno, przed ujściem do Mrogi, wąskie, dość głębokie koryto
11	N51.,84126 E19,73365	na Grzmiącej przy trasie Brzeziny–Niesułków
12	N51,85574 E19,73143	Grzmiąca, pomiędzy Dąbrówką Dużą i Małą

10). Dodatkowo o dużym obciążeniu wód Mrożycy ściekami bytowo-gospodarczymi świadczą wysokie stężenia azotanów (III) (azotynów) w profilach 1–5. Ich obecność dowodzi o zachodzących w wodzie intensywnych procesach utleniania i redukcji. Należy pamiętać, że azotany (III) są nietrwałe, a pojawiają się jako produkt utlenienia azotu amonowego i amoniaku przy współudziale bakterii nitryfikacyjnych, mogą być również produktem redukcji azotanów (V). Obecność podwyższonych stężeń tych trzech form występowania azotu świadczy o trwałym zanieczyszczeniu wody związkami pochodzenia organicznego. W przeciwieństwie do tych parametrów, ilości azotanów (V) (m.in. składnik nawozów) utrzymują się na podobnym poziomie wzdłuż całego biegu rzeki. Podwyższone zawartości fosforanów obserwowane są bezpośrednio poniżej Brzezin (profil 3 i 4), co wskazuje na presję obszarów wykorzystywanych rolniczo.



Ryc. 3. Wartości średnie badanych parametrów dla poszczególnych profili pomiarowo-kontrolnych
Fig. 3. Average values of the examined parameters for each measuring control points

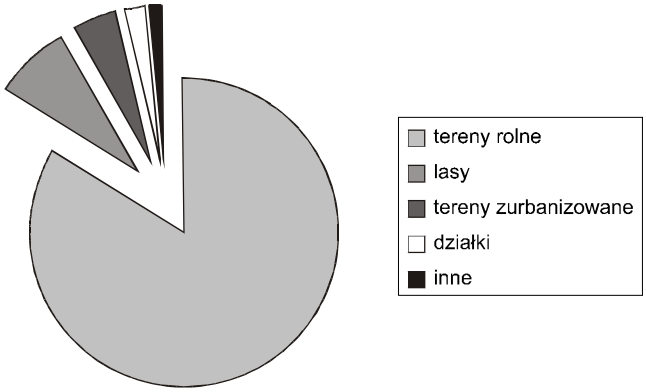
Ilości tlenu rozpuszczonego, uzyskane dla całej Mrożycy i Grzmiącej, utrzymują się powyżej 7,4 mg·dm^{-3}, a wartości pH obu rzek mieszczą się w zakresie 7,6–7,8.

Dla obu rzek obliczono średnie wartości poszczególnych parametrów (tab. 2). W tym przypadku uwidacznia się bardzo duża różnica stężeń wskaźników fizyczno-chemicznych w wodach rzeki Mrożycy i jej dopływu. Wody Grzmiącej niosą ze sobą trzykrotnie mniej fosforanów (V) i azotu amonowego oraz mniejsze ilości chlorków, mniejsze są również wartości przewodnictwa. Na porównywalnym poziomie stężeń w obu rzekach występują azotany (III) i (V), zbliżone są również wartości pH i tlenu rozpuszczonego.

Struktura zagospodarowania zlewni Mrożycy (*Corine…*, 2000) również ma niekorzystny wpływ na jakość wód rzecznych – dominują tereny rolne (ponad 84%), zalesienie kształtuje się na poziomie około 8% (ryc. 4). Ma to bezpośrednie przełożenie na zagospodarowanie powierzchni w zlewniach cząstkowych. W niemal wszystkich dominującą formą użytkowania są grunty orne. Najinten-

Tab. 2. Wartości średnie badanych parametrów rzeki
Tab. 2. Average values of the examined parameters for the river

Parametr / Rzeka	Tlen rozpuszczony ($mg \cdot dm^{-3}$ O_2)	Przewodnictwo ($\mu S \cdot cm^{-1}$)	pH	Cl^- ($mg \cdot dm^{-3}$ Cl^-)
Mrożyca	7,97	180,9	7,72	145,34
Grzmiąca	7,67	146,0	7,74	108,99
Parametr / Rzeka	PO_4^{3-} ($mg \cdot dm^{-3}$ PO_4)	NO_3^- ($mg \cdot dm^{-3}$ $N\text{-}NO_3$)	NO_2^- ($mg \cdot dm^{-3}$ $N\text{-}NO_2$)	NH_4^+ ($mg \cdot dm^{-3}$ $N\text{-}NH_4$)
Mrożyca	1,19	3,43	0,07	2,82
Grzmiąca	0,41	3,30	0,06	0,97



Ryc. 4. Struktura zagospodarowania zlewni Mrożycy (*Corine…*, 2000)
Fig. 4. The structure of the Mrożyca catchment land use (*Corine…*, 2000)

sywniej rolniczo zagospodarowana jest zlewnia w środkowym i dolnym biegu rzeki (powyżej 60% w zlewniach cząstkowych zamkniętych profilami 5, 6 i 7). Zlewnie zamknięte profilami 1 i 10 charakteryzują się natomiast największym udziałem strefy zurbanizowanej, co również niekorzystnie wpływa na jakość wód Mrożycy zarówno w jej początkowym, jak i końcowym biegu.

Wnioski

Mrożyca prowadzi wody obciążone wysoką zawartością związków azotu i fosforu. Zawartość ta maleje wzdłuż biegu rzeki, co można tłumaczyć jej zdolnością do samooczyszczania (Jarosiewicz, 2007), ponadto zgodne jest z koncepcją ciągłości rzeki (Vanotte i in., 1980). Grzmiąca, będąca dopływem Mrożycy, w znacznie mniejszym stopniu jest narażona na antropopresję i niesie wody o zdecydowanie niższych stężeniach azotu amonowego i fosforanów (V). Niewielka powierzchnia doliny rzecznej oraz mała masa wody małych rzek, takich jak Mrożyca, są czynnikami sprawiającymi, że są one bardziej podatne na eutro-

fizację i zanieczyszczenia niż rzeki duże w szerokiej dolinie. Dodatkowo niekorzystna struktura zagospodarowania zlewni, pod względem ochrony gleb i jakości wód, jest czynnikiem prowadzącym do wzbogacania wód powierzchniowych w składniki chemiczne.

W celu ochrony wód powierzchniowych badanego obszaru konieczne jest wprowadzenie zmian w sposobie użytkowania gruntów, w tym oddalenie obszarów objętych silną antropopresją bezpośrednio od rzek. Niezbędne jest rozwijanie stref ekotonowych na całej długości koryta rzeki oraz w bezpośrednim sąsiedztwie zrzutu ścieków, ponadto wielce wskazane jest zalesianie terenów nieużytków oraz gruntów porolnych.

Literatura

Corine Land Cover 2000, 2000, IOŚ, Warszawa.

Falińska K., 2004, *Ekologia roślin*, PWN, Warszawa, 355 s.

Hermanowicz W., Dojlido J., Dożańska W., Koziorowski B., Zerbe J., 1999, *Fizyko-chemiczne badanie wody i ścieków*, Arkady, Warszawa, 260 s.

Hoffman M., Johnsson H., Gustafson A., Grimvall A., 2000, *Leaching of nitrogen in Swidish agriculture – a historical perspective*, Agricultural Ecosystems and Environmental, 80, 277–290.

Jarosiewicz A., 2007, *Proces samooczyszczania w ekosystemach rzecznych*, Słupskie Pr. Biolog., 4, 27–41.

Kaniecki A., 1993, *Mapa hydrograficzna w skali 1:50 000, arkusz Głowno*, Gepol, Poznań.

Kornaś M., Grześkowiak A., 2011, *Wpływ użytkowania zlewni na kształtowanie jakości wody w zbiornikach wodnych zlewni rzeki Drawa*, Woda – Środowisko – Obszary Wiejskie, 11, 1, 125–137.

Maksymiuk Z., Mela S., 1995, *Źródła Polski Środkowej*, Acta Univ. Lodz., Folia Geogr., 20, 112 s.

Moniewski P., 1997, *Źródła strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej i ich gospodarcze wykorzystanie*, Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys., 2, 158 s.

Pazdro Z., 1983, *Hydrogeologia ogólna*, Wyd. Geologiczne, Warszawa, 345 s.

Smoroń S., Kowalczyk A., Kostuch M., 2009, *Użytkowanie gruntów zlewni rzeki Szreniawa w kontekście ochrony gleb i wody w latach 1995–2005*, Woda – Środowisko – Obszary Wiejskie, 9, 3(27), 167–177.

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.

Walisch M., 2003, *Wpływ warunków fizycznogeograficznych na obieg wody w małych zlewniach regionu łódzkiego*, WNG UŁ, 22, 75 s. (maszyn.).

Characteristic of the changeability quality water on the example of the rivers representing Łódź Heights Landscape Park within 2001–2011

Abstract: Studies on the chemistry of small streams are very difficult and complex issue because the chemical composition of such waters represents much more dynamic character as compared with larger rivers or water reservoirs. Therefore, necessary to get to know chemical composition of such streams is conducting research as a monitoring data. Therefore, research in the years 2001-2011 covered rivers which headwater areas are located within Łódź Heights Landscape Park.

Łódź Heights Landscape Park is considered to be the most valuable landscapes in the border zone of Łódź Heights. Even though these areas are located relatively close to the city, they stayed without intensive urbanization so far. But today the situation has

changed – these areas are subjected to strong human pressure due to the intensive development of detached housing and tourism and recreation activity. In addition, the matter is complicated by a highway, which will cross the most valuable parts of the Park landscape.

The aim of the study was to determine the water quality of Mrożyca river along its entire length including its main tributary – Grzmiąca. The authors attempted to assess the impact of the basin land use (including urbanization process) on the chemical composition of water. Because in its upper course Mrożyca river flows through the urban areas and is a receiver of effluents from a sewage treatment plant, the study was carried out with a particular emphasis on nutrients.

Key words: water quality, catchment basin, Mrożyca river, nutrients, anthropopression, surface waters.

Zastosowanie modelu WetSpass zintegrowanego z GIS w estymacji obszarowej składowych bilansu wodnego zlewni

Renata Graf

Uniwersytet A. Mickiewicza w Poznaniu, Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego, ul. Dzięgielowa 27, 61-680 Poznań
rengraf@amu.edu.pl

Zarys treści: Na wybranych przykładach zlewni (Mogilnicy i Czarnej Wody), zlokalizowanych w środkowej części Niziny Wielkopolskiej, przedstawiono możliwości aplikacyjne modelu WetSpass, który bazując na technikach GIS, wykorzystuje zależności fizyczne i empiryczne, zachodzące między atmosferą, ośrodkiem glebowym i roślinnością w zakresie wymiany wody i energii. Obszary testowe różnicują warunki środowiskowe, uczestniczące w kształtowaniu składowych bilansu wodnego. Do badań modelowych przyjęto okres 1961–2000, wykorzystując dane hydrometeorologiczne IMGW-PIB oraz bazy danych tematycznych. Dane wejściowe opracowano w formie modeli rastrowych (xy = 0,0625 km^2): czynników klimatycznych, głębokości wód podziemnych, spadku i użytkowania terenu oraz typów gleb. W rezultacie, w odniesieniu do projekcji rocznej, półrocza zimowego i letniego, uzyskano dla zlewni modele przestrzennego rozkładu: infiltracji efektywnej opadów atmosferycznych, spływu powierzchniowego oraz ewapotranspiracji rzeczywistej, która stanowi sumę parowania z gleby, transpiracji roślin i intercepcji opadów atmosferycznych. Wyniki modelu WetSpass potwierdziły niekorzystną strukturę bilansu wodnego w badanych jednostkach, z przewagą ewapotranspiracji, która stanowi około 80% strat zasobów wodnych. Zarejestrowano zmienne relacje przestrzenne między ilością wody efektywnie zasilającej wody podziemne i wielkością spływu powierzchniowego, co uwarunkowane jest m.in. sposobem pokrycia i użytkowania terenu oraz cechami ośrodka glebowego. Przyjęta w modelu WetSpass rastrowa struktura danych umożliwia prowadzenie analiz przestrzennych w odniesieniu do pojedynczej komórki rastrowej (bilansowej) lub obiektów sklasteryzowanych, w czym przydatne są bazy danych tematycznych GIS.

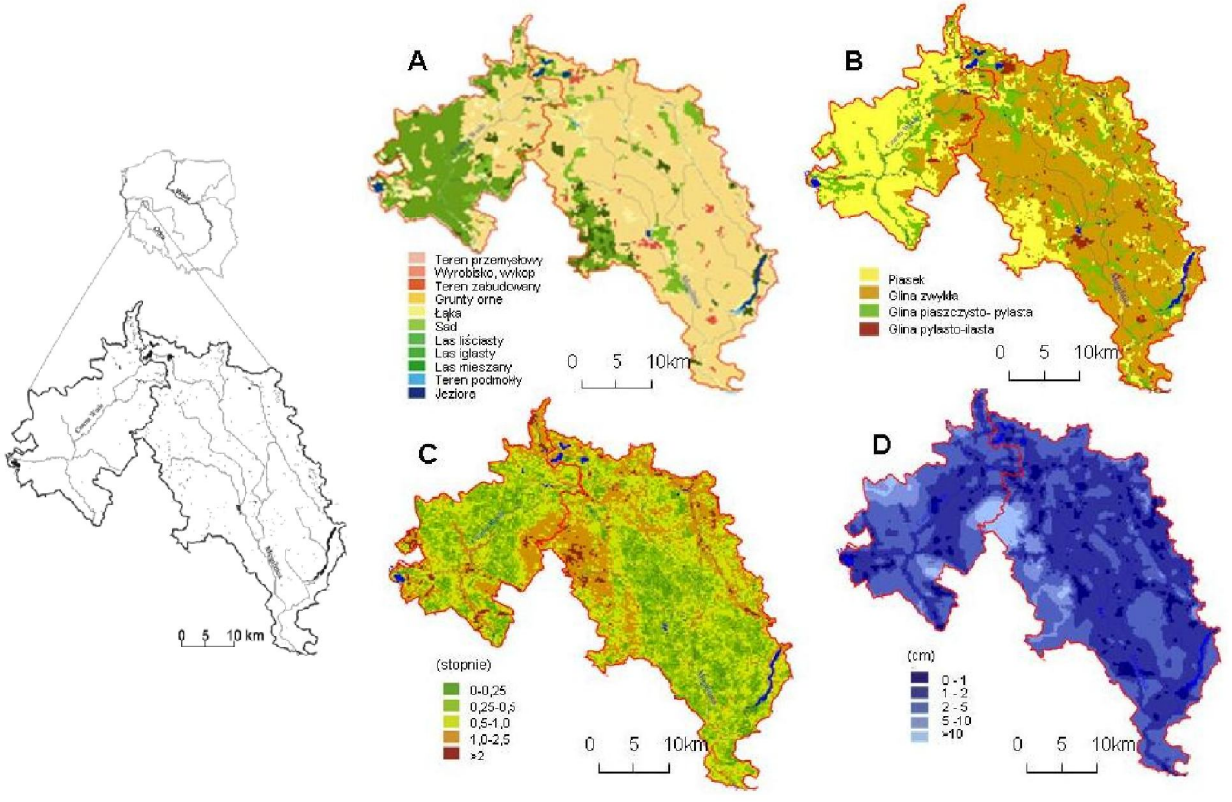
Słowa kluczowe: obszarowy bilans wodny, zlewnia, model WetSpass, Nizina Wielkopolska.

W badaniach hydrologicznych istotnym zagadnieniem jest ocena warunków obiegu wody w różnych skalach przestrzennych oraz określenie, w formie bilansu wodnego, ilości wód krążących i zretencjonowanych w strefie ich aktywnej wymiany. Procesy hydrologiczne, zachodzące w zlewni, cechuje duża dynamika, a aspekt ich ciągłości lub nieciągłości znajduje odzwierciedlenie w charakterystyce oraz wizualizacji związków czasowych i przestrzennych między nimi (Nawalany, 1999; Blöeschl, 2001; Gutry-Korycka, 2001; Lin, Rathbun, 2003; Sivapalan, 2005). W estymacji składowych bilansu wodnego zlewni wykorzystuje się identyfikacyjne i symulacyjne modele matematyczne, a w ich prezentacji graficznej – rastrowe lub wektorowe modele danych przestrzennych GIS. Symulacje procesów hydrologicznych prowadzone są na różnych poziomach przestrzennego zróżnicowania danych i ich agregacji (Soczyńska, 1989; Sophocleous, Perkins, 2000; Ozga-Zielińska, 2005; Sorooshian, Hsu, 2008; Graf, 2012, 2013). W modelach rastrowych bilansu wodnego każda pojedyncza komórka rastrowa, w której zachowane są warunki izotropowe, reprezentuje podstawowe pole oceny (komórka bilansowa) jego składowych. Uwzględnia ona właściwości powierzchni czynnej zlewni, która ukierunkowana jest funkcjonalnie na dominujący proces i wykazuje różną aktywność hydrologiczną w zakresie rozrządu wód opadowych.

Głównym celem pracy była analiza uwarunkowań rozkładu przestrzennego elementów bilansu wodnego zlewni, które uzyskano na podstawie badań symulacyjnych z wykorzystaniem modelu hydrologicznego WetSpass. Modele opracowano dla dwóch sąsiadujących zlewni: Mogilnicy o powierzchni 734,37 km^2 (ciek IV rzędu, dopływ Kanału Mosińskiego) i Czarnej Wody o powierzchni 339,62 km^2 (ciek IV rzędu, dopływ Obry), które zlokalizowane są w dorzeczu Warty, w środkowej części Niziny Wielkopolskiej (ryc. 1).

Zinterpretowano, w postaci modelu rastrowego, przestrzenny rozkład średniej rocznej i sezonowej (1961–2000): infiltracji efektywnej wód podziemnych (*IE*), spływu powierzchniowego (*Hp*) i ewapotranspiracji rzeczywistej (*ET*), które estymowano przy zadanych parametrach meteorologicznych i charakterystykach fizjograficznych zlewni. Integracja danych przestrzennych GIS z modelem WetSpass stanowiła podstawę oceny uwarunkowań procesu zasilania i strat wody w badanych zlewniach, które różnicują warunki terenowe: litologiczno-glebowe, sposób pokrycia i użytkowania terenu (ryc. 1) oraz, w mniejszym stopniu, warunki klimatyczne (Graf, 2012).

Zróżnicowanie warunków hipsometrycznych na obszarach testowych związane jest z różnorodnością form morfologicznych, występujących w ich zasięgu, przede wszystkim z przewagą wysoczyzny morenowej w zlewni Mogilnicy i równiny sandrowej w zlewni Czarnej Wody. Rzeźba terenu stanowi efekt morfogenezy plejstoceńskiej i holoceńskiej, a duży wpływ na rozczłonkowanie terenu wywarły procesy rzeźbotwórcze związane z fazą poznańską i leszczyńską zlodowacenia wisły. W zlewni Mogilnicy dominują utwory o słabej przepuszczalności, zajęte głównie przez grunty orne (ryc. 1), natomiast w sąsia-



Ryc. 1. Lokalizacja obszarów testowych i przestrzenne modele wybranych zmiennych diagnostycznych zlewni jako elementy wejściowe do modelu WetSpass: A – użytkowanie terenu, B – typ gleb, C – spadek terenu, D – głębokość wód podziemnych

Fig. 1. The location of the examined areas and the spatial models of selected diagnostic variables of the catchments as WetSpass model input data: A – land use, B – soil permeability, C – slope, D – groundwater depth

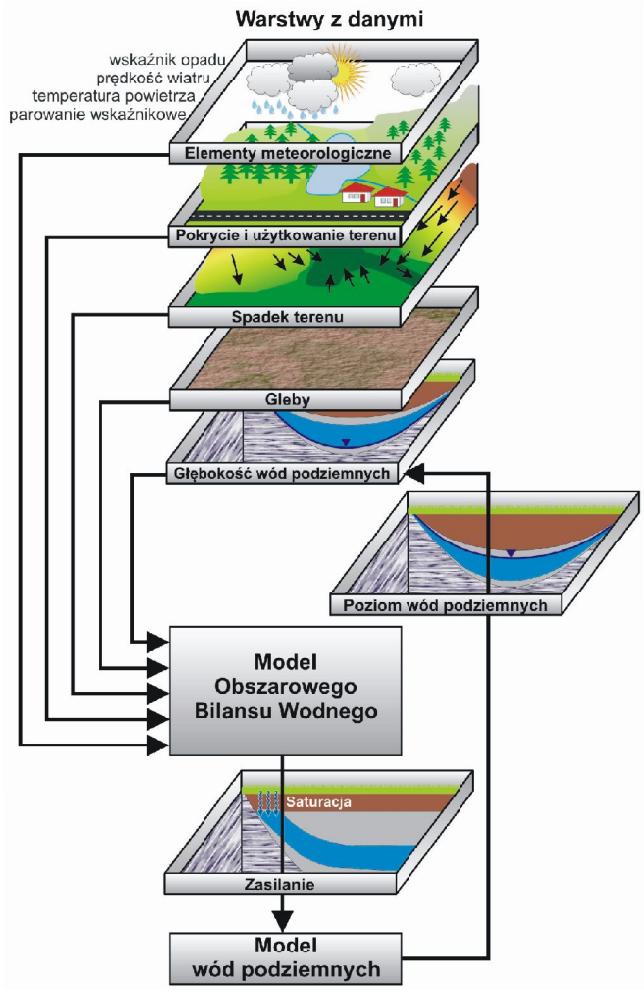
dującej z nią zlewni Czarnej Wody, o mieszanym sposobie użytkowania, przewagę zyskują utwory o średniej przepuszczalności. Płytkie wody podziemne tworzą na obszarze badań poziom gruntowy w utworach piaszczysto-żwirowych teras dolinnych, pradolinnych (0–2 m) i równin sandrowych (2–5 m) oraz poziom międzyglinowy górny w strefie wysoczyzny morenowej gliniastej (5–10 m) i pagórków moren czołowych (poniżej 10 m). Zasilanie wód podziemnych odbywa się głównie przez infiltrację efektywną opadów atmosferycznych, które należą tu do najniższych w Polsce (500–550 mm). Niski potencjał zasilania omawianego obszaru oraz wysokie parowanie (450–500 mm) wpływają niekorzystnie na strukturę bilansu wodnego, co znajduje wyraz w niskich (1,0–2,0 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$) modułach odnawialności płytkich wód podziemnych (Graf 2012) oraz niskim odpływie jednostkowym (2,5–3,0 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$).

Materiał źródłowy i metody badań

W estymacji obszarowej bilansu wodnego w badanych zlewniach zastosowano model WetSpass o parametrach przestrzennie rozłożonych, którego szczegółowy opis przedstawili Batelaan i De Smedt (2001). Model, wykorzystując zależności fizyczne i empiryczne, zachodzące między atmosferą, ośrodkiem glebowym i roślinnością w zakresie wymiany wody i energii, symuluje średnie roczne i sezonowe wartości: infiltracji opadów atmosferycznych, spływu powierzchniowego i ewapotranspiracji rzeczywistej w skali regionalnej lub lokalnej (ryc. 2). Został on wykorzystany m.in. w badaniach bilansu wodnego zlewni rzek belgijskich (Batelaan, De Smedt, 2001; Batelaan, 2006), zlewni w strefach klimatu gorącego i suchego: wadi Hasan – Jordania (Abu-Saleem i in., 2010), Gaza Strip – Palestyna (Adnan Ais i in.., 2009), Illala – północna Nigeria (Teklebirhan i in., 2012), oraz w warunkach polskich, w badaniach bilansu wodnego dorzecza Regi (Pokojska, 2001), Ciesielskiej Wody (Kajewski, 2004), a także lokalnych systemów krążenia wód podziemnych na obszarze Wysoczyny Poznańskiej (Graf, 2012).

Model WetSpass, zintegrowany z GIS, uwzględnia przestrzenną zmienność charakterystyk systemu zlewni oraz elementów bilansu wodnego w ujęciu rastrowym (ryc. 2). Informacje przestrzenne przechowywane są w warstwach modelu, a informacje dotyczące parametrów – w tablicach atrybutów. W zakresie oceny zależności empirycznych między badanymi elementami model WetSpass uwzględnia dodatkowo własne moduły aplikacyjne, np. parametry glebowe opracowane dla 12 typów gleb, parametry charakteryzujące pokrywę roślinną dla 34 klas użytkowania terenu oraz wartości współczynnika spływu powierzchniowego, wyznaczone dla kombinacji cech dotyczących typu gleb, użytkowania i spadku terenu.

Badania symulacyjne bilansu wodnego zlewni przeprowadzono dla warunków przeciętnych z okresu 1961–2000, opracowując modele o wymiarze komórki rastrowej $xy = 0{,}0625$ km^2. Cyfrową bazę zmiennych diagnostycznych GIS



Ryc. 2. Schematyzacja i integracja danych dla hipotetycznej komórki rastrowej w modelu bilansu wodnego WetSpass (na podst. Batelaan, De Smedt, 2001)
Fig. 2. Schema and the integration of data for the hypothetic raster cell in the water balance model WetSpass (according to Batelaan, De Smedt, 2001)

przygotowano na podstawie numerycznego modelu terenu oraz baz danych tematycznych: mapy hydrograficznej (MHP, GUGiK) i hydrogeologicznej Polski 1 : 50 000 (MhP, PIG), mapy podziału hydrograficznego Polski (KMPHP, IMGW-PIB), bazy pokrycia i użytkowania terenu Corine Land Cover 2000, które uzupełniono danymi meteorologicznymi IMGW-PIB.

Liczba i dobór cech niezbędnych do estymacji bilansu wodnego uwarunkowane były założeniami modelu. Z bazy danych hydrograficznych GIS pozyskano m.in. informacje o typie i klasach (1–6) przepuszczalności gruntów (*Wytyczne GIS-3*, 2005), z których każda odpowiada grupie utworów o określonym współczynniku filtracji, wpływającym na wzrost lub ograniczenie stopnia prze-

puszczalności. Informacje te zostały w odpowiedni sposób przetworzone i zakodowane w modelu WetSpass. Do odwzorowania rozkładu głębokości zwierciadła wód podziemnych wykorzystano informacje z warstwy „hydroizobaty" (MHP, GUGiK), które uzupełniono i zweryfikowano charakterystykami reżimu wód podziemnych dla okresu wielolecia 1961–2000 z sieci obserwacyjnej IMGW-PIB. Informacje o pokryciu i użytkowaniu terenu, uzyskane z bazy Corine Land Cover 2000, zgrupowano w odniesieniu do dziesięciu form pokrycia terenu (ryc. 1). Spadek terenu został wygenerowany z numerycznego modelu terenu, a uzupełnienie charakterystyki zlewni stanowiła grupa wskaźników topograficznych.

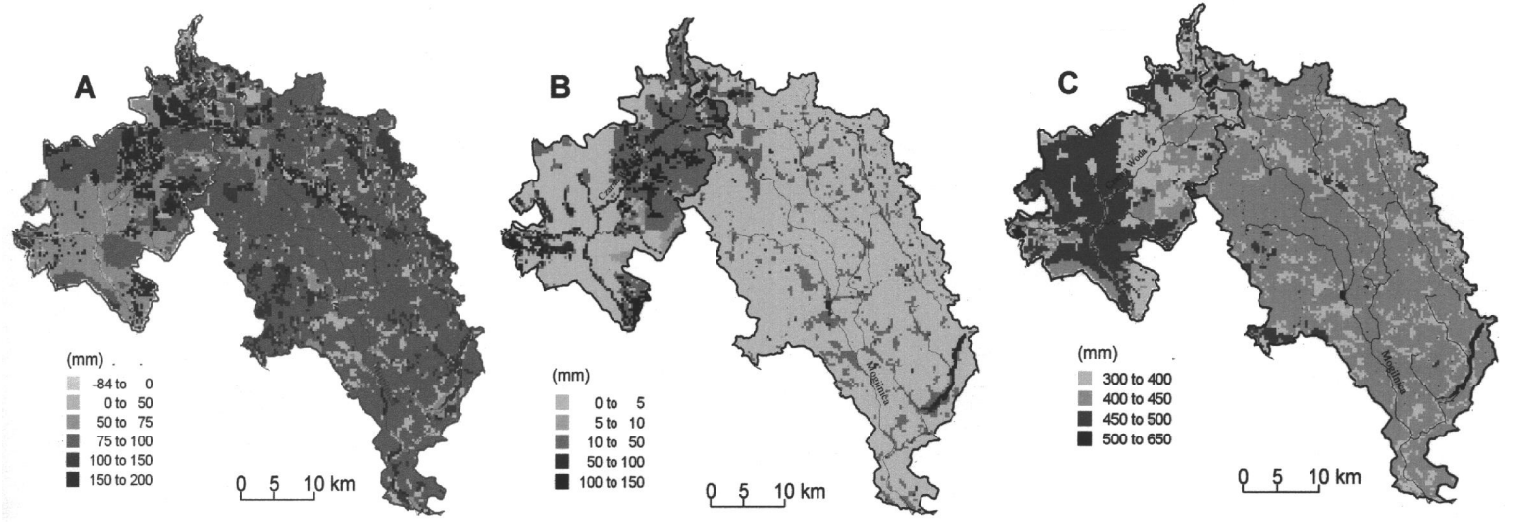
Komórka rastrowa cechuje się określonym położeniem w przestrzeni, z przypisaną jej cechą ilościową lub jakościową czy też wartością określającą klasę lub natężenie zjawiska (ryc. 2). W modelu WetSpass bilans wodny obliczany jest dla każdej komórki rastrowej, która reprezentuje określony typ powierzchni referencyjnej: gleba odkryta bez roślinności, gleba porośnięta roślinnością, powierzchnia wodna i powierzchnia nieprzepuszczalna, co pozwala na uwzględnienie wewnątrzkomórkowej niejednorodności strukturalnej.

Bazę danych wejściowych do badań bilansu wodnego w zlewni Mogilnicy i Czarnej Wody przygotowano w postaci modeli rastrowych: użytkowania terenu, typów gleb, spadku terenu i głębokości zwierciadła wód podziemnych (ryc. 1). Do obliczeń wykorzystano również mapy uśrednionych obszarowo dla okresu 1961–2000: sum opadów atmosferycznych, temperatury powietrza, prędkości wiatru oraz ewapotranspiracji potencjalnej. Dla każdej zlewni i pojedynczej projekcji czasowej (rok, półrocze zimowe i letnie) opracowano 8 map danych wejściowych, uzyskując w efekcie symulacji 6 modeli rozkładu przestrzennego: infiltracji opadów atmosferycznych, spływu powierzchniowego oraz ewapotranspiracji rzeczywistej, jako sumy: ewaporacji z gleby, transpiracji roślin i intercepcji opadów atmosferycznych. Atrybuty składowych bilansu wodnego zlewni sklasyfikowano zgodnie z ich ilościowym charakterem, uwzględniając skalę interwałową (ryc. 3).

Zastosowanie w badaniach modelu rastrowego implikowało zastosowanie analizy rastrowej, obejmującej wiele procedur analizy danych, łącznie z klasyfikacją cech i ich kombinacją, które opierają się na funkcjach lokalnych i strefowych. Do opisu oraz statystyki przestrzennej rozkładu cech fizycznych zlewni i składowych bilansu wodnego wykorzystano miary dyspersji.

Analiza wyników

Modele danych przestrzennych stanowią efekt odwzorowania rozkładu cechy w komórce rastrowej o wymiarze dostosowanym do efektu skali procesu (Urbański, 2008). Opracowane dla trzech projekcji: rocznej, półrocza zimowego i letniego (1961–2000), modele zmiennych środowiskowych oraz składowych bilansu



Ryc. 3. Estymacja obszarowa składowych bilansu wodnego dla zlewni Mogilnicy i Czarnej Wody dla warunków przeciętnych w roku – wyniki modelu WetSpass dla okresu 1961–2000 (mm): A – infiltracja efektywna opadów, B – spływ powierzchniowy, C – ewapotranspiracja rzeczywista

Fig. 3. The areal estimation of water balance components for the Mogilnica and Czarna Woda catchments for averaged conditions in the year – WetSpass model results for period 1961–2000 (mm): A – effective precipitation infiltration, B – surface runoff, C – actual evapotranspiration

wodnego w zlewniach Mogilnicy i Czarnej Wody, wykorzystano do analizy ich rozkładu przestrzennego oraz wydzielenia stref o przeciętnych i skrajnych warunkach kształtowania się danej cechy.

Analiza potwierdziła zróżnicowanie struktury zlewni Mogilnicy w zakresie typu użytkowania (ryc. 1), ze zdecydowaną przewagą gruntów ornych (79%) i nieznacznym udziałem terenów zalesionych (14%), oraz w zlewni Czarnej Wody, z mieszanym typem użytkowania, gruntów ornych (48%) i lasów (45%). W zlewni Mogilnicy przeważają grunty o słabej przepuszczalności (67%) na wysoczyźnie morenowej, która zajmuje 45% powierzchni zlewni, natomiast w zlewni Czarnej Wody przewagę zyskują grunty o przepuszczalności łatwej i średniej (56%) na powierzchniach sandrowych. W obu zlewniach dominują tereny ze spadkiem 0,5–2,5° (Mogilnica – 63%, Czarna Woda – 55%) oraz tereny płaskie o nachyleniu do 0,5°. Około 90% powierzchni obszarów testowych zajmują strefy z głębokością do zwierciadła wód podziemnych do 2 m oraz 2–5 m (tab. 1). W zlewni Czarnej Wody, ze względu na przewagę kompleksów leśnych, wzrasta udział stref z głębszym występowaniem wód podziemnych.

Tab. 1. Charakterystyki statystyczne wybranych cech fizycznych zlewni Mogilnicy i Czarnej Wody
Tab. 1. Statistical characteristics of selected physical features of the Mogilnica and Czarna Woda catchments

Cecha	Mogilnica					Czarna Woda				
	min.	maks.	zakres	średnia	σ	min.	maks.	zakres	średnia	σ
rzędna terenu (m n.p.m)	63,00	134,9	71,9	87,90	10,10	5,00	135,3	84,2	84,54	13,17
spadek terenu (stopnie)	0,00	6,2	6,2	0,77	0,59	0,00	6,6	6,6	0,81	0,70
głębokość wód podziemnych – sezon zimowy (m)	0,34	21,1	20,8	2,10	2,40	0,33	20,6	20,3	2,80	3,00
głębokość wód podziemnych – sezon letni (m)	0,01	20,5	20,4	1,58	2,40	0,03	20,1	20,1	2,20	3,00

Liczba komórek rastrowych w zlewniach: Mogilnicy 11 750 = 734 km^2, Czarnej Wody 5434 = 339 km^2.
The number of raster cells in the catchments: Mogilnica 11 750 = 734 km^2, Czarna Woda 5434 = 339 km^2.

Badane zlewnie wykazują podobieństwo i nieznaczne zróżnicowanie przestrzenne w rozkładzie średnich rocznych temperatur powietrza i prędkości wiatru oraz zbliżone wartości średnich rocznych sum opadów atmosferycznych (P) w wieloleciu 1961–2000. Uśredniony obszarowo opad atmosferyczny wynosi 538 mm (Mogilnica) i 545 mm (Czarna Woda), przy przeciętnej sumie opadów dla Wysoczyzny Poznańskiej 540 mm (Graf, 2012). Zakres zmienności średniej rocznej sumy opadów w poszczególnych komórkach rastrowych kształtuje się w granicach około 20 mm (tab. 2). Do obliczeń modelowych w obu zlewniach

Tab. 2. Obszarowo uśrednione wartości składowych bilansu wodnego (mm) dla zlewni Mogilnicy (a) i Czarnej Wody (b), w zestawieniu rocznym oraz półroczy zimowego i letniego (1961–2000) – wyniki modelu WetSpass

Tab. 2. Areally averaged water balance component values (mm) for the Mogilnica (a) and Czarna Woda (b) catchments, in summaries for the year and winter and summer half-years (1961–2000) – WetSpass model results

Składowa bilansu wodnego		Rok					Półrocze zimowe					Półrocze letnie				
		min.	maks.	zakres	średnia	σ	min.	maks.	zakres	średnia	σ	min.	maks.	zakres	średnia	σ
opad	a	532	550	18	538 (100%)	4	208	223	15	212 (100%)	4	322	329	7	326 (100%)	1
	b	534	552	18	545 (100%)	4	213	224	11	220 (100%)	2	320	328	7	325 (100%)	2
infiltracja efektywna	a	-52	166	218	84 (15%)	27	0	159	159	131 (61%)	17	–178	21	199	–47 (?)	20
	b	-85	165	250	91 (18%)	36	–3	159	162	134 (61%)	15	–181	18	199	–43 (?)	27
spływ powierzchniowy	a	1	170	169	31 (6%)	32	0	148	147	8 (4%)	17	0	93	93	23 (7%)	19
	b	1	182	181	21 (3%)	34	0	158	158	6 (3%)	14	0	93	93	15 (5%)	22
ewapotranspiracja rzeczywista	a	347	625	278	425 (79%)	29	62	92	31	74 (35%)	3	272	550	278	351 (108%)	28
	b	368	625	257	433 (79%)	39	62	93	31	79 (36%)	9	291	550	259	354 (108%)	34
ewaporacja gleby	a	0	373	373	110 (26%)	45	0	75	75	64 (81%)	23	0	298	298	46 (13%)	24
	b	0	136	136	57 (13%)	57	0	75	75	37 (47%)	32	0	61	61	21 (6%)	25
intercepcja	a	0	215	215	53 (12%)	40	0	68	68	5 (3%)	15	0	148	148	47 (13%)	26
	b	0	215	215	125 (29%)	84	0	68	68	33 (42%)	32	0	147	147	91 (26%)	52
transpiracja	a	0	478	478	256 (60%)	39	0	52	52	3 (6%)	12	0	426	426	252 (72%)	34
	b	0	478	478	248 (57%)	36	0	53	53	9 (11%)	14	0	426	426	240 (68%)	28

Symulacje prowadzono na poziomie komórki rastrowej xy = 0,0625 km^2.

Simulations were prepared on level of raster cell xy = 0,0625 km^2.

przyjęto jednakową wartość ewapotranspiracji potencjalnej dla półrocza zimowego EP = 75 mm i letniego EP = 550 mm, co stanowi, odpowiednio, 12% i 88% wartości średniej rocznej. Uzyskane wartości odpowiadają przeciętnej dla okresu wielolecia ewapotranspiracji potencjalnej, określonej dla stacji meteorologicznej IMGW-PIB Poznań.

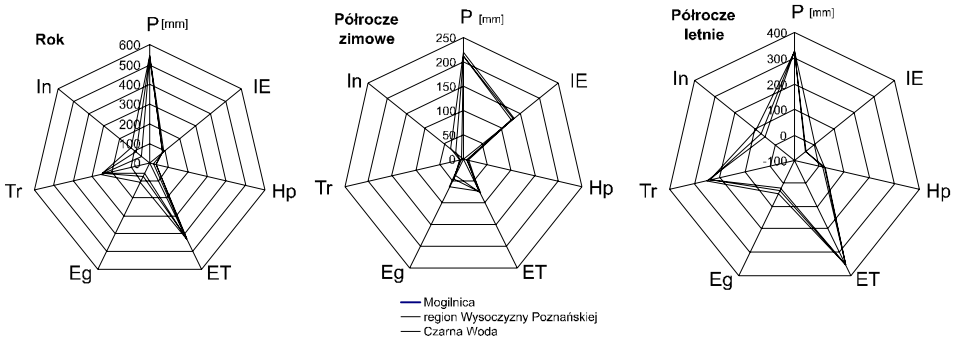
Na obszarach testowych obserwuje się po stronie rozchodowej bilansu wodnego dysproporcje w zakresie procentowego udziału poszczególnych składowych (tab. 2). Przy zbliżonej w zlewniach wielkości ewapotranspiracji rzeczywistej, estymowanej w modelu WetSpass, zmianie ulegają relacje między ilością wody efektywnie zasilającej wody gruntowe i wielkością spływu powierzchniowego, na co wpływ wywiera typ litologiczno-glebowy i sposób użytkowania terenu. W półroczu zimowym relacje między składowymi ulegają zmianie na korzyść infiltracji efektywnej opadów atmosferycznych, drogą redukcji ewapotranspiracji (w ponad 50% w stosunku rocznym) i zmniejszenia spływu powierzchniowego. W półroczu chłodnym dominującym procesem jest infiltracja opadów atmosferycznych, której udział w bilansie wodnym przekracza 60%. W sezonie letnim, przy zwiększonym o około 50% opadzie, w stosunku do półrocza zimowego, i wzroście temperatury powietrza, rejestruje się ograniczenie procesu infiltracji w stosunku do projekcji rocznej lub proces ten nie zachodzi (ujemne wartości w modelu). Symulacja infiltracji opadów atmosferycznych w bilansie rocznym (1961–2000) wykazała jej zmienność w odniesieniu do komórek bilansowych w zakresie około 170 mm (tab. 2), przy średnich rocznych wartościach infiltracji: IE = 84 mm (Mogilnica) i IE = 91 mm (Czarna Woda). W modelu opracowanym dla półrocza zimowego zakres zmienności wartości infiltracji efektywnej w komórkach bilansowych wykazuje, w przypadku obu obszarów testowych, podobieństwo, wzrasta jednak liczba komórek z wyższą od przeciętnej wartością zasilania infiltracyjnego wód podziemnych. Rozkład przestrzenny omawianej składowej, interpretowany na podstawie modelu rastrowego, ulega zmianie, od rozkładu symetrycznego, który uzyskano dla warunków roku przeciętnego (ryc. 3), do rozkładu asymetrycznego w półroczu zimowym, z przewagą wyższych od przeciętnej wartości infiltracji opadów atmosferycznych. Ujemne wartości infiltracji, uzyskane w bilansie wodnym półrocza letniego, świadczą o przewadze procesu ewapotranspiracji oraz potwierdzają sezonowość reżimu zasilania płytkich wód podziemnych. Od momentu osiągnięcia wiosennego maksimum, stany wód podziemnych wykazują tendencję do obniżania ich zwierciadła, która utrzymuje się do końca roku hydrologicznego. Stany minimalne występują w okresie niżówki letnio-jesiennej, w czasie której wpływ opadów letnich na zmiany zwierciadła wody jest nieznaczny.

W badanych zlewniach infiltracja efektywna w sezonie letnim ulega redukcji, przy wzroście ewapotranspiracji w stosunku do opadów atmosferycznych o kilka procent (tab. 2). Przy wielkości ewapotranspiracji ET = 350 mm, a zatem przewyższającej sumę opadów półrocza letniego o około 10%, infiltracja efekty-

wna ulega redukcji lub proces zanika. Sytuacja ta jest rejestrowana przede wszystkim w dolinnych strefach drenażu wód podziemnych, co wiąże się z wysoką transpiracją roślin na terenach z płytkim występowaniem wód gruntowych. W modelu WetSpass zasilanie infiltracyjne wód podziemnych jest symulowane również w strefach dolinnych, co oznacza, że przy tezie o braku pełnego nasycenia w strefie rozchodowania zasobów wód podziemnych, zakłada się funkcjonowanie cienkiej strefy nienasyconej, która umożliwia zasilanie płytkich poziomów wodonośnych (Batelaan, 2006). Długoletnie obserwacje IMGW-PIB (Farat, 2004). wykazały, że na terenie Wielkopolski okresy bezopadowe mogą utrzymywać się ponad miesiąc, a zjawisko suszy cechuje się największą częstością występowania w Polsce, co pozwala zaliczyć region do obszarów o najwyższych kategoriach potrzeb w zakresie małej retencji (Kowalczak i in., 2007).

Spływ powierzchniowy (*Hp*) symulowany jest w modelu WetSpass dwuetapowo, najpierw jako potencjalny spływ powierzchniowy w funkcji współczynnika odpływu, którego wartość jest uzależniona od rodzaju roślinności, tekstury gleby, nachylenia i strefy nasycenia wodą gruntową (ryc. 3). Następnie, odnosząc wartość spływu powierzchniowego do stref zasilania obszarowego, uwzględnia się relację między opadem atmosferycznym i pojemnością infiltracyjną gleb. Spływ powierzchniowy stanowi składową bilansu wodnego o najmniejszym udziale (3–7% sumy opadów atmosferycznych), przy czym jego najniższe wartości zarejestrowano w bilansie półrocza zimowego (tab. 2). W półroczu letnim wielkość spływu powierzchniowego w zlewni Czarnej Wody, w której dominują utwory o średniej przepuszczalności, stanowi około 60% wielkości spływu, który organizuje się w zlewni Mogilnicy. W zlewniach wartości spływu powierzchniowego, przypisane do pojedynczej komórki rastrowej, różnicują się w zakresie zmienności około 150–160 mm (przy σ w zakresie 14–15) w półroczu zimowym i około 90 mm (przy σ w zakresie 19–21) w półroczu letnim.

Model WetSpass oblicza ewapotranspirację rzeczywistą (*ET*) jako sumę: ewaporacji z gleby, transpiracji roślin i intercepcji opadów atmosferycznych (ryc. 3). W estymacji uwzględnia prawo zachowania masy i energii oraz związki przyczynowo-skutkowe, zachodzące między komponentami podsystemu parowania. W obu zlewniach procentowy udział ewapotranspiracji całkowitej (*ET*) w rozchodowej części bilansu wodnego dla roku kształtuje się w granicach 80%, dla półrocza zimowego na poziomie 35%, dla półrocza letniego ponad 100% (tab. 2). W półroczu letnim ewapotranspiracja obszarowa przewyższa sumę opadów, a $P - ET$ przyjmuje w zlewniach wartości ujemne: –25 mm (zlewnia Mogilnicy) i –29 mm (zlewnia Czarnej Wody). W pozostałych okresach bilansowych wartości te mieszczą się w granicach 112–141 mm. Ewapotranspiracja w półroczu letnim może przewyższać parowanie z półrocza zimowego nawet o 50%. Deficyty wodne na obszarze Niziny Wielkopolskiej mogą w ekstremalnych warunkach dochodzić do 100 mm. Mapa obszarowego rozkładu średniej rocznej ewapotranspiracji potencjalnej w Polsce (1998–2002), opracowana przez IUNG



Ryc. 4. Składowe bilansu wodnego zlewni Mogilnicy i Czarnej Wody na tle bilansu wodnego regionu Wysoczyzny Poznańskiej, estymowane w modelu WetSpass dla okresu 1961–2000
P – opady atmosferyczne, *IE* – infiltracja efektywna, *Hp* – spływ powierzchniowy, *IE* – ewapotranspiracja rzeczywista, *Eg* – ewaporacja gleby, *Tr* – transpiracja roślin, *In* – intercepcja opadów atmosferycznych

Fig. 4. Water balance components (mm) for the Mogilnica and Czarna Woda catchments on background of the water balance of the Poznan Plateau – WetSpass model results for period 1961–2000
P – precipitation, *IE* – effective precipitation infiltration, *Hp* – surface runoff, *IE* – actual evapotranspiration, *Eg* – soil ewaporation, *Tr* – transpiration,

w Puławach (2002), typuje środkową część Niziny Wielkopolskiej jako strefę o najwyższych w Polsce wartościach ewapotranspiracji, kształtujących się powyżej 600 mm, a w części wschodniej regionu przekraczających nawet 675 mm.

Przeprowadzona analiza wykazała, że w przyjętym rozkładzie przestrzennym cech fizycznych zlewni i warunkach hydrometeorologicznych, największy udział w ewapotranspiracji całkowitej (ponad 50–60%) posiada transpiracja roślin (ryc. 4). W zlewni Mogilnicy, użytkowanej rolniczo, dominują grunty orne, w zlewni Czarnej Wody zaś kompleksy leśne, co znajduje wyraz w zróżnicowanych relacjach pomiędzy pozostałymi składowymi parowania. W strukturze parowania obszarowego zlewni Mogilnicy przewagę zyskuje parowanie z gleby (26%), natomiast w zlewni Czarnej Wody wzrasta udział intercepcji opadów kosztem ewaporacji z gleby (29%). W sezonie zimowym w obu zlewniach wzrasta parowanie z gleby, przy czym w zlewni Mogilnicy osiąga ono wartości stanowiące ponad 80% całkowitej sumy parowania w tym okresie, kosztem redukcji intercepcji i transpiracji roślin (tab. 2). W zlewni Czarnej Wody wzrost ten jest również zauważalny (45% udziału), jednak w tym przypadku rejestruje się podobnie wysoki udział intercepcji opadów (42%) kosztem zmniejszenia transpiracji roślin. W półroczu letnim, co wykazały symulacje w modelu WetSpass, dominującym procesem jest transpiracja roślin.

Do stref uprzywilejowanych w zasilaniu infiltracyjnym wód podziemnych zaliczono powierzchnie gruntów ornych oraz kompleksów leśnych na podłożu o dobrej przepuszczalności, względnie płaskich, o spadku do 0,5° oraz z płytkim występowaniem wód podziemnych, do 2 m (rzadziej 2–5 m). Jako powierzchnie

sprzyjające generowaniu spływu powierzchniowego wskazano grunty orne o słabej przepuszczalności i spadku terenu powyżej 2° (Graf, 2012). Na rozpatrywanym obszarze zidentyfikowano niewielką liczbę komórek rastrowych, w których określono spadek powyżej 5°, natomiast maksymalny spadek odnotowany w pojedynczym rastrze wynosi 6°. Spływ powierzchniowy jako dominujący proces hydrologiczny przypisywany jest głównie do powierzchni trudno przepuszczalnych, które występują zarówno na obszarach gruntów ornych, jak i na terenach zantropogenizowanych. Dla terenów słabo przepuszczalnych wartość współczynnika odpływu uzależniona jest również od typu pokrycia terenu przez roślinność oraz spadku terenu (Querner, 2000; Batelaan, 2006; Roberts, Rosier, 2006). Współczynnik spływu powierzchniowego osiąga potencjalnie najwyższą wartość (0,6–0,7) na gruntach ornych o podłożu gliniastym i spadku do 5°. Ewapotranspiracja, jako proces dominujący, została przypisana głównie do powierzchni łąk i pastwisk, zajmujących strefy dolin rzecznych i zagłębień bezodpływowych, które sprzyjają gromadzeniu się wody i procesowi parowania, ze względu na występowanie w podłożu gruntów organicznych o zmiennej przepuszczalności i płytkim zwierciadle wód podziemnych (do 1–2 m). Przesuszone grunty organiczne mogą lokalnie formować strefy sprzyjające infiltracji opadów atmosferycznych. Według Batelaana (2006), ewapotranspirację w ponad 55%, w stosunku rocznym, stanowi transpiracja dominująca w strefach porośniętych roślinnością, natomiast mniejsze znaczenie przypisuje się parowaniu z odsłoniętej gleby, intercepcji i parowaniu z powierzchni o słabej przepuszczalności, co potwierdziły również wyniki symulacji przeprowadzonych dla zlewni Mogilnicy i Czarnej Wody za pomocą modelu WetSpass.

Otrzymany w rezultacie estymacji obszarowej w modelu WetSpass obraz powierzchni alimentacyjnej płytkich wód podziemnych w regionie odniesiono do rozkładu wielkości zasilania infiltracyjnego wód podziemnych, otrzymanego metodą geologiczno-litologiczną z zastosowaniem wskaźnika infiltracji efektywnej oraz metodą wahań zwierciadła wód podziemnych, bazując na 40-letniej serii pomiarowej (1961–2000). Rozkład przestrzenny analizowanej zmiennej porównano z mapą typów infiltracyjnych Niziny Wielkopolskiej (Żurawski, 1966) oraz zintegrowanego wskaźnika potencjalnych zdolności retencyjnych Wielkopolski (Miler, 1998). Uzyskano zbieżność w zakresie typowania korzystnych i mniej korzystnych stref infiltracyjnych, natomiast wskaźnik infiltracji efektywnej, wyznaczony w modelu WetSpass jako średnia wartość dla systemu zlewni, ulega generalnie redukcji (przeciętnie 4–6%) w stosunku do potencjalnych możliwości wyznaczonych metodą infiltracyjną. Potwierdzony został również, typowy dla regionu, przyrost stanów wód podziemnych w półroczu zimowym oraz ich obniżanie w okresie letnio-jesiennym, co cechuje płytkie wody podziemne o reżimie oceanicznym (Chełmicki, 1991). Przyjęto założenie, że w okresie niżówki letnio-jesiennej zasilanie podziemne cieków zachodzi przy ograniczonej infiltracji opadów atmosferycznych i wzmożonej ewapotranspiracji, a pochodzi

głównie z zasobów wodnych zretencjonowanych w półroczu zimowym. W tym celu wzajemnie weryfikowano wyniki modelu WetSpass, metod hydrologicznych oceny odpływu podziemnego (Wundta i Killego) oraz modelu filtracji wód podziemnych Processing MODFLOW for Windows PMWIN (Graf, 2012), w którym warunki krążenia wód determinowane są stanem hydrodynamicznym systemu oraz strefami ich zasilania i drenażu.

Podsumowanie

Wyniki modelu WetSpass potwierdziły niekorzystną strukturę bilansu wodnego w badanych jednostkach, z przewagą ewapotranspiracji, przewyższającej niejednokrotnie sumy opadów atmosferycznych w sezonie letnim. Efektywne zasilanie wód podziemnych pierwszego poziomu wodonośnego w wyniku infiltracji opadów atmosferycznych zachodzi w sezonie zimowym, czego potwierdzeniem są również wyniki analizy wahań ich zwierciadła. Udział infiltracji efektywnej w strukturze bilansu wodnego w sezonie zimowym wynosi ponad 50–60%, natomiast w sezonie letnim rejestruje się jej redukcję lub brak wystąpienia, co związane jest z wysoką transpiracją roślin na terenach z płytkim występowaniem wód gruntowych (Batelaan, 2006; Graf, 2012). Na Nizinie Wielkopolskiej w półroczu letnim w warunkach normalnych około 75% energii dyspozycyjnej środowiska wykorzystywane jest na parowanie (Jankowiak, Kędziora, 2007). Elementem różnicującym rozkład obszarowy składowych bilansu wodnego w badanych zlewniach jest sposób użytkowania terenu oraz cechy ośrodka glebowego, mniejszy wpływ wykazuje spadek powierzchni terenu. Stwierdzono, że kompleksy leśne, ze względu na wysoki potencjał procesów transpiracji i intercepcji, które uruchamiają się szczególnie w sezonie letnim, obniżają składową retencji w rocznym bilansie wodnym, co potwierdzają m.in. wyniki badań prowadzonych przez Sophocleousa i Perkinsa (2000), Batalaana (2006) i Okońskiego (2006).

Zakładając, że system alimentacyjny zlewni jest złożonym agregatem, opisywanym przez określoną liczbę zmiennych diagnostycznych, wskazano na przykładzie zlewni Mogilnicy i Czarnej Wody potencjalne strefy, które mogą generować odpowiedni proces hydrologiczny. Relacje przestrzenne między wybranymi zmiennymi, ilościowymi i jakościowymi, obrazują stan powierzchni czynnej zlewni w zakresie rozchodowania wód opadowych oraz alimentacji płytkich wód podziemnych (Blöeschl, 2001).

Rastrowa struktura modelu Wetspass umożliwia połączenie GIS i danych teledetekcyjnych z numerycznym modelem wód gruntowych (Graf, 2012). Informacje przestrzenne są przechowywane w poszczególnych warstwach, a informacje dotyczące parametrów – w odpowiednich tablicach atrybutów, które można wykorzystać w kolejnych symulacjach przy zmianie warunków początkowych, np. zmianie użytkowania terenu. Opracowana baza danych umożliwia

budowę nowych warstw tematycznych o odpowiednio zakodowanym ładunku informacyjnym, prezentującym np. rozkład przestrzenny składowych bilansu wodnego w zależności od typu użytkowania terenu w relacji z grupą elementów meteorologicznych. Uzyskane wyniki stanowią element systemu informacji przestrzennej o warunkach obiegu wody w zlewni, który zasilany jest przez bazy danych tematycznych o środowisku przyrodniczym, z możliwością kompilacji danych i ich wykorzystania w zarządzaniu i ochronie zasobów wodnych.

Literatura

Abu-Saleem A., Al-Zu'bi Y., Rimawi O., Al-Zu'bi J., Alouran N., 2010, *Estimation of water balance components in the Hasa Basin with GIS based WetSpass model*, J. Agronomy, 9, 119–125.

Aish A.M., Batelaan O., De Smedt F., 2010, *Distributed recharge estimation for groundwater modeling using Wetspass model, case study – Gaza Strip, Palestine*, The Arabian J. Sci. Engin., 35, 1B, 155–163.

Batelaan O., 2006, *Phreatology. Characterizing groundwater recharge and discharge using emote sensing, GIS, ecology, hydrochemistry and groundwater modeling*, VUB-Hydrologie 47, Department of Hydrology and Hydraulic Engineering, Vrije Univ. Brussel, 332 s.

Batelaan O., De Smedt F., 2001, *WetSpass: a flexible, GIS based, distributed recharge methodology for regional groundwater modelling*, (w:) H. Gehrels, N.E. Peters, E. Hoehn, K. Jensen, C. Leibundgut, J. Griffioen, B. Webb, W.J. Zaadnoordijk (red.), *Impact of human activity on groundwater dynamics*, IAHS, 269, 11–17.

Blöeschl G., 2001, *Scaling in hydrology*, Hydrol. Processes, 15, 4, 709–711.

Chełmicki W., 1991, *Reżim płytkich wód podziemnych w Polsce*, UJ, Kraków, 136 s.

Farat R. (red.), 2004, *Atlas klimatu województwa wielkopolskiego*, IMGW, Poznań, 140 s.

Graf R., 2012, *Struktura i funkcjonowanie lokalnych systemów krążenia wód podziemnych na obszarze Wysoczyzny Poznańskiej*, Bogucki, Poznań, 403 s.

Graf R., 2013, *Bazy danych tematycznych o środowisku przyrodniczym jako podstawa opracowań modeli przestrzennego zróżnicowania składowych bilansu wodnego zlewni*, [w:] B. Medyńska-Gulij, J. Kubiak (red.), *Pragmatyka w kartografii*, Bogucki, Poznań, 59–71.

Gutry-Korycka M., 2001, *Rola skali w geoekosystemach*, (w:) A. Karczewski, Z. Zwoliński (red.), *Funkcjonowanie geoekosystemów w zróżnicowanych warunkach morfoklimatycznych – monitoring, ochrona, edukacja*, SGP, Poznań, 157–176.

Jankowiak J., Kędziora A., 2007, *Pozytywne i negatywne skutki zmian klimatycznych dla rolnictwa*, (w:) *Zmiany klimatu – szanse, zagrożenia i adaptacje*, Fundacja UAM, Poznań, 28–46.

Kajewski I., 2004, *Ocena elementów bilansu wodnego zlewni przy zastosowaniu modelu WetSpass.*, Acta Univ. Wratisl., 2729, Hydrogeol., 69–80.

Kowalczak P., Mager P., Kępińska-Kasprzak M., 2007, *Ocena zasobów wodnych w kontekście przewidywanych zmian klimatu na obszarze województwa wielkopolskiego*, (w:) *Zmiany klimatu – szanse, zagrożenia i adaptacje*, Fundacja UAM, Poznań, 70–91.

Lin H., Rathbun S., 2003, *Hierarchical frameworks for multiscale bridging in hydropedology*, (w:) Y. Pachepsky, D.E. Radcliffe, H.M. Selim (red.), *Scaling methods in soil physics*, CRC, Baton Rouge, London, New York, 347–371.

Miler A.T., 1998, *Modelowanie obszarowych zmienności różnych miar retencji*, Wyd. AR, Poznań, 34 s.

Nawalany M., 1999, *Zagadnienia skali w hydrogeologii*, Biul. PIG, Warszawa, 179–190.

Ozga-Zielińska M., 2005, *Hydrologia wczoraj, dziś i jutro*, [w:] M. Ozga-Zielińska, D. Limanówka (red.), *Hydrologia, meteorologia i klimatologia – badania naukowe i prognozy w erze informatyzacji*, PTG, IMGW, Warszawa, 14–24.

Pokojska P., 2001, *Modelowanie struktury przestrzennej elementów bilansu wodnego (na przykładzie dorzecza Regi)*, Prz. Geofiz., 46, 1–2, 15–35.

Querner E.P., 2000, *The effects of human intervention in the water regime*, Ground Water, 38(2), 167–171.
Roberts J., Rosier P., 2006, *The effect of broadleaved woodland on Chalk groundwater resources*, Quart. J. Engin. Geol. Hydrogeol., 39, 2, 197–207.
Sivapalan M., 2005, *Pattern, proces and function: elements of a unified theory of hydrology at the catchment scale*, (w:) *Encyclopedia of hydrological sciences*, p. 1, *Theory, organization and scale*, Wiley, London, 193–219.
Soczyńska U., 1989, *System hydrologiczny zlewni i modelowanie procesów obiegu wody*, (w:) U. Soczyńska (red.), *Procesy hydrologiczne. Fizycznogeograficzne podstawy modelowania*, PWN, Warszawa, 9–19.
Sophocleous M.A., Perkins S.P., 2000, *Methodology and application of combined watershed and ground-water models in Kansas*, J. Hydrol., 236, 185–201.
Sorooshian S., Hsu K.L., 2008, *Hydrological modelling and the water cycle*, Springer, London, 302 s.
Teklebirhan A., Dessie N., Tesfamichael G., 2012, *Groundwater recharge, evapotranspiration and surface runoff estimation using WetSpass modeling method in illala catchment, Northern Ethiopia*, Momona Ethiopian J. Sci. (MEJS), 4(2), 96–110.
Urbański J., 2008, *GIS w badaniach przyrodniczych*, Wyd. UG, Gdańsk, 252 s.
Wytyczne GIS-3, 2005, *Mapa hydrograficzna Polski skala 1:50 000, w formie analogowej i numerycznej*, GUGiK, Główny Geodeta Kraju, Warszawa.
Żurawski M., 1966, *Próba wydzielenia typów infiltracyjnych Niziny Wielkopolskiej*, PTPN, Pr. Komisji Geogr.-Geol., 6, 1, 53 s.

GIS-integrated WetSpass model application in estimation of the spatial water balance components

Abstract: The selected examples of the Mogilnica and the Czarna Woda catchments (Warta River Basin), which are located in the central part of the Great Poland Lowland, demonstrate the possibilities of the application of a WetSpass model which, being based on GIS techniques, utilises empirical interrelations occurring between the atmosphere, the soil medium and vegetation with respect to water and energy exchange. The examined catchments differ in regard to the formation of their water balance constituents. The model study covered the period 1961–2000, using meteorological and hydrological data resources of and thematic databases. Input data for the model were prepared in the form of raster maps ($xy = 0.0625$ km^2) of: climatic factors, groundwater depth, land slope, land use and soil types. As a result, in annual and winter and summer half-year projections, for the catchments were obtained spatial distribution models of: effective precipitation infiltration, surface runoff and actual evapotranspiration which is the sum of soil evaporation, transpiration and interception.

The results of the WetSpass model confirmed the unfavourable water balance structure in the examined units, with the prevalence of evapotranspiration, which in the catchments contributes to 80% of the loss. In the annual water balance structure changes occur in the relations between the amount of water effectively recharging groundwater and the amount of surface runoff. The element differentiating the areal distribution of water balance components is the land use type and the soil medium characteristics. The structure of the WetSpass raster model makes it possible to conduct spatial analyses in single raster cell (balance cell) and cluster cell with the application of the GIS thematic databases

Key words: spatial water balance, catchment, WetSpass model, GIS, Great Poland Lowland.

Metodyka kartowania hydrograficznego inspiracją tematyki badań hydrologicznych

Małgorzata Gutry-Korycka

Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych,
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa
msgutryk@uw.edu.pl

Zarys treści: Przedstawiono rozwój metody kartowania hydrograficznego, która w ogromnym tempie ożywiła prace nad wodami lądowymi i wzbogaciła wiedzę w zakresie zróżnicowania hydrograficznego wielu obszarów kraju, jak też zarysowała regionalne problemy gospodarki wodnej.

Mapa hydrograficzna – jako wynik kartowania – w wersji zarówno analogowej, jak i cyfrowej, mimo ograniczeń interaktywności informacji, przyczyniła się do znacznego wzbogacenia jakości i dokładności informacji, technika GIS zaś znalazła zastosowanie i miejsce w zintegrowaniu z kilkunastoma bazami danych, dotyczących monitorowania środowiska przyrodniczego, w tym wód.

Kartowanie hydrograficzne w terenie i pomiary wykonywane nowoczesnymi czy też tradycyjnymi przyrządami są nadal głównym pomostem współczesnego oblicza treści mapy cyfrowej z mapą analogową. Złożona w całość mapa – uwzględniająca zmienność sezonową i okresowość procesów wodnych – zintegrowana z wynikami jednoczasowego zdjęcia hydrograficznego, powinna stanowić punkt wyjścia i podstawę do dalszych badań złożonych procesów oraz ich modelowania. Badania te muszą być dostosowane do rozdzielczości czasowej i przestrzennej danych pomiarowych i wielkości obszaru, czy obiektu modelowanego. Prowadzenie badań w większych układach przestrzennych jest zależne od podziałki mapy; generalizacja automatowa, za pomocą metod numerycznych, może nie być wystarczająca logicznie. Należy wziąć pod uwagę liczne mankamenty, niedoskonałości monitoringu ilościowo-jakościowego wód. Ocena zmienności elementów hydrologicznych, zawierająca luki i często błędy pomiarowe, mimo możliwości szybkiego przetwarzania danych jest na ogół niewystarczająca i wymaga weryfikacji. Stosowane koncepcje teoretyczne w hydrologii, np. hortonowska, czy zmiennych obszarów zasilania, wymagają poprzedzenia modelowania kartowaniem oraz wykorzystaniem pochodnych cyfrowego modelu terenu powstałego z połączenia baz danych stacjonarnych.

Należy podkreślić z całą mocą, że mapa hydrograficzna – wynik kartowania terenowego, uwzględniająca zmienność czasowo-przestrzenną procesów hydrologicznych, a więc ich dynamikę, powinna nadal stanowić podstawę badań; pragmatyczne podejście do modelowania i prognozowania zmian w gospodarowaniu wodą każdego obszaru nie może być bez niej realizowane.

Słowa kluczowe: zdjęcie terenowe, kartowanie hydrograficzne, mapa hydrograficzna, etapy rozwoju, mapa ikonograficzna, mapa cyfrowa.

Koncepcja kartowania terenowego i mapy hydrograficznej

Kartowanie hydrograficzne powstało w Polsce jako ważna oryginalna metoda badawcza, ożywiająca poznanie wód różnych regionów kraju. Inicjatorem, nie tylko karowania hydrograficznego, ale również geomorfologicznego, był M. Klimaszewski, który ten pomysł zaprezentował na pierwszym Kongresie Nauki Polskiej w 1950 roku; koordynację nad kartowaniem przejęło początkowo PTG, a następnie, od 1953, Instytut Geografii PAN, zwłaszcza ośrodki krakowski i toruński.

Od wczesnych lat 50. ubiegłego wieku koncepcja mapy hydrograficznej, oparta na szczegółowym zdjęciu terenowym, zmieniała się. Kartowanie było wykonywane według kolejnych, coraz bardziej ulepszanych instrukcji, przystosowanych do określonej podziałki mapy topograficznej 1 : 25 000, z przeznaczeniem do publikowania w skali 1 : 50 000. Przy zestawianiu materiałów posługiwano się instrukcją, zawierającą metodykę i kolejne etapy pomiarów oraz redagowania wyników na mapie. Zdjęcie terenowe – podstawę kartowania – wykonywano prawie jednocześnie w ramkach całego obszaru arkusza mapy lub jego fragmentu. Zwracano przy tym uwagę na uwarunkowania występowania wody w środowisku geograficznym, zwłaszcza na jej powiązanie z pozostałymi komponentami (Wilgat, 1963). Zasada, jaką stosowano, polegała na tym, że za pomocą obrazu kartograficznego (barwy, sygnatury oraz izolinie) dokonywano analizy różnych form i rodzajów występowania oraz zachowania się wód powierzchniowych i podziemnych. Jednorazowe kartowanie hydrograficzne, wykonywane w stosunkowo krótkim okresie, wymagało oceny reprezentatywności, a więc odniesienia do pomiarów wieloletnich.

W kolejnych fazach rozwoju kartowania terenowego zmierzano do włączenia w treść mapy analizy elementów klimatu, rodzaju podłoża, gleby i szaty roślinnej, jako czynników określających drogi i tempo obiegu wody. Dalsza faza kartowania terenowego w formie prezentacji kartograficznej uwzględniała rytm sezonowy i okresowy zjawisk i procesów wodnych, który dało się ocenić drogą pomiarów stacjonarnych oraz okresowo powtarzanych. Podejście dynamiczne – początkowo zarysowane tylko na podstawie wywiadów z miejscową ludnością – stawało się coraz mocniejszym akcentem kartowania i mapy hydrograficznej, ale gęstość podstawowych punktów pomiarowych służb hydrologiczno-meteorologicznych była stale zbyt mała. Zdjęcie terenowe datowane, „synoptyczne”,

nawiązane do pomiarów wieloletnich przez odniesienie ich do strefy stanów wód powierzchniowych, źródlanych, czy podziemnych, stało się podstawą treści mapy. Pogłębiono ich analizę w wyniku odniesienia do przebiegu opadów atmosferycznych i temperatury powietrza w okresie poprzedzającym oraz trwania zdjęcia terenowego (Wilgat, 1963, 1971; Gutry-Korycka, Werner-Więckowska, 1989). Początkowo zwracano uwagę na opis przestrzenny i uwarunkowanie ilościowe wód, później zaczęto wprowadzać rozszerzenie, uwzględniające ich cechy jakościowe powiązane z oceną zmienności sezonowej i wieloletniej. Ocena rozwoju metodyki i zasad opracowania zdjęcia terenowego i mapy hydrograficznej dokonana przez Wilgata (1963, 1971) zawierała zarówno zalety, jak i wady tego podejścia badawczego. Należy zgodzić się z jego stwierdzeniem, że ograniczona porównywalność badań różnych arkuszy oraz niepewność ujęć liczbowych były i są nadal słabą stroną mapy hydrograficznej, mimo to ma ona istotne znaczenie dla gospodarowania wodą w środowisku przyrodniczym, a więc dużą wartość praktyczną. Przydatność kartowania terenowego i mapy hydrograficznej w planowaniu przestrzennym i regionalnym stała się walorem niezaprzeczalnym.

Nowa era mapy hydrograficznej

Następny etap szczególnego i intensywnego rozkwitu rozpoczął się w późnych latach 80. i trwa do dzisiaj. Z inicjatywy GUGiK odżyły prace nad mapą hydrograficzną, początkowo jeszcze w wersji analogowej, według zmienionych przez Komisję Hydrograficzną PTG zasad, zatwierdzonych przez Głównego Geodetę Kraju. Podstawą przygotowania mapy hydrograficznej była nadal przetworzona mapa topograficzna, jednak w innym odniesieniu kartograficznym; nie zmieniono zasad kartowania terenowego wraz z objaśnieniami tekstowymi, którymi początkowo zajęły się służby geodezyjne. Opiekę merytoryczną i nadzór nad opracowaniem mapy hydrograficznej od lat 80. pełni A. Kaniecki z UAM w Poznaniu.

Przez ostatnie 15 lat trwa najnowszy etap prac – coraz bardziej doskonała redakcja i edycja kolejnych arkuszy mapy hydrograficznej w wersji cyfrowej i papierowej, według znowelizowanych wytycznych technicznych K 3.4, co szeroko opisał Kaniecki (2006). Mapa hydrograficzna Polski w podziałce 1 : 50 000, w przypadku większości arkuszy z objaśnieniami, w kolejnych edycjach konsultowana i nadzorowana merytorycznie przez hydrologów z różnych ośrodków geograficznych, została opracowana i wydana w postaci papierowej i cyfrowej w ponad 670 arkuszach. Włączono ją do Krajowego Systemu Informacji o Terenie, koordynowanego przez Głównego Geodetę Kraju; stanowi ważne ogniwo użytkowe. Należy podkreślić, że hydrograficzna mapa cyfrowa, pomimo zastosowania nowoczesnego narzędzia informatycznego, jest nadal zależna od umiejętności, doświadczenia i precyzji kartującego, zarówno w lokalizacji punktów

pomiarowych za pomocą GPS, jak też we wprowadzaniu ich do zintegrowanych baz danych. Ważna jest również kompletność i systematyczność zebranych przez różne instytucje materiałów analitycznych (ocena jakościowa i ilościowa wód).

Mapa hydrograficzna inspiracją badań hydrologicznych

Automatyzacja procesów kartograficznych objęła w znacznym stopniu mapy hydrograficzne (nie zaś kartowanie terenowe). Dotyczy to głównych zadań jej tworzenia, zwłaszcza przekształcania treści z jednego układu odniesienia przestrzennego na inny, obiektywizacji procesów generalizacji, wykorzystania analizowanych danych w celu obliczania charakterystyk syntetycznych kartowanych obiektów hydrograficznych.

Technika komputerowa, jak podkreśla Gaździcki (1990), przyczyniła się walnie do szybkiego i sprawnego przetwarzania informacji w procesie redagowania treści map, w tym hydrograficznych. Niedoskonałość i ograniczenia monitoringu ilościowo-jakościowego wód powierzchniowych i podziemnych obniżają dokładność i walory poznawcze map.

W obecnym systemie tworzenia mapy hydrograficznej zbyt małe zastosowanie znajdują zautomatyzowane systemy kartograficzne, pracujące w reżimie interaktywnego współdziałania. Kokociński i in. (2000) dosyć szczegółowo przedstawiają zalety cyfrowej mapy hydrograficznej, jako narzędzia do aktualizacji, sprawnego zarządzania i planowania regionalnego. Dotychczas jednak nie zastosowano jednolitej długości i charakteru okresu referencyjnego danych hydrologicznych, meteorologicznych, co ogranicza porównywalność poszczególnych arkuszy map.

Opracowanie map tematycznych, wśród których miejsce szczególne znajduje mapa hydrograficzna w postaci tradycyjnej (analogowej) lub numerycznej (cyfrowej), różni się głównie sposobem wykonania – manualnym czy automatycznym. Łączna treść mapy, złożona z wielu warstw tematycznych, jak i każda warstwa osobno, może wnosić nowe treści poznawcze i służyć jako materiał cyfrowy do dalszych studiów hydrologicznych. Bazy danych przestrzennych, krajowe i zagraniczne, stanowią źródło pozyskiwania najbardziej aktualnych informacji o wodach i procesach hydrologicznych w terenie, co ma znaczenie w prowadzeniu aktualizacji mapy.

Mapa hydrograficzna, wchodząca w system informacji przestrzennej, jest nakierowana na badania naukowe, ale także na użyteczność w katastrze (Makowski, 2001). Systemy informacji, dla których składnikiem wynikowym jest mapa, obok innych możliwych postaci modelowania i prezentacji, powinny wyróżniać się mapowymi strukturami danych w bazach, takimi jak systematyka, hierarchizacja wielkości obiektów, podział na klasy obiektów oraz ustalenie między nimi relacji przestrzennych. W takim rozumieniu związek mapy, rozpatrywany

w dwóch aspektach – modelu i obrazu, jest bardzo spójny, w odniesieniu zarówno do przestrzeni, jak i czasu.

Magnuszewski (2010), omawiając infrastrukturę różnych systemów danych przestrzennych, wymienia ponad 15 najważniejszych cyfrowych plików danych zbieranych przez służby geodezyjno-kartograficzną, hydrologiczno-meteorologiczną i inne. Wśród nich ważne miejsce zajmują: Baza Danych Hydrograficznych, Baza Danych Topograficznych, mapa podziału hydrograficznego (MPHP), bazy danych (PIG) i wiele danych przestrzennych uzyskiwanych z monitoringu środowiska przyrodniczego. Cyfrowy model terenu, wykorzystywany w konstrukcji map hydrograficznych i obrazowaniu na nich zasięgu zdarzeń ekstremalnych, stanowi podstawę oceny zagrożeń powodziami lub podtopieniami.

Kartowanie i cyfrowa mapa hydrograficzna w modelowaniu procesów hydrologicznych

Ważnym zastosowaniem techniki GIS w zakresie różnych działań, w tym ograniczenia skutków zagrożeń powodziowych, jest wykorzystanie wyników modelowania hydrodynamicznego i analiz przestrzennych uwzględnionych na mapach hydrograficznych. Zwróćmy uwagę na kilka podstawowych problemów hydrologicznych z tym związanych. Istotnym zadaniem w procesie opracowywania modelu matematycznego reakcji zlewni na opady atmosferyczne o dużej intensywności jest minimalizowanie błędu generowania hydrogramu odpływu. To, jaka będzie efektywność modelowania, zależy nie tylko od monitoringowych danych wejściowych, ale także od schematyzacji zlewni, jej wielkości i dokładności wyznaczenia systemu hydrologicznego. Jest to szczególnie istotne, gdy prowadzimy modelowanie lub inne obliczenia, dotyczące zlewni o parametrach przestrzennie rozłożonych. Ważnym elementem modelowania jest także programowane skalowanie i generalizacja w podejściu do zlewni o parametrach przestrzennie skupionych. W takiej sytuacji hydrolodzy najczęściej sięgają do dostępnego MPHP (Czarnecka i in., 2010), dostosowanego do mapy hydrograficznej w podziałce 1 : 50 000. W wielu przypadkach rzeczywista zlewnia topograficzna, jej zasięg oraz struktura wewnętrzna wykształconego systemu hydrograficznego mogą bardzo różnić się od wyznaczonego obrazu z MPHP; różnice te są często bardzo duże w odniesieniu do zlewni powierzchniowej, lecz jeszcze większe rozbieżności mogą być stwierdzane w przebiegu zlewni podziemnej. Wynikają one z jakości i rozdzielczości (skali) materiałów źródłowych, tzn. dokładności map topograficznych warstwicowych i modeli cyfrowych terenu DTM, które często wykorzystywane są w modelu w formie wbudowanego rozszerzenia w środowisku GIS.

Największe różnice mogą wystąpić w obrębie zlewni młodoglacjalnych, bezodpływowych, krasowych, bagiennych i zurbanizowanych, którym towarzyszą zjawiska bifurkacji powierzchniowej, co wykazali Gutry-Korycka i in. (2012).

Określenie granic hydrologicznych zlewni jednostkowych, czy też ich złożonych struktur, jest ważnym zadaniem, szczególnie gdy dotyczy małych hydrologicznych obiektów elementarnych. Powstałe rozbieżności istotnie rzutują na wyniki modelowania, a zatem prognozowania procesów. Wskazuje to, że w wielu, szczególnie złożonych, przypadkach, wciąż niezastąpione pozostają manualne metody wyznaczania przebiegu działów wodnych na możliwie dokładnych materiałach kartograficznych (w skali 1 : 10 000 lub większej), weryfikowanych przez kartowanie terenowe.

Wnioski

Stan i perspektywy rozwoju hydrologii geograficznej w Polsce podsumowali Gutry-Korycka (1996) oraz Gutry-Korycka i Jankowski (2008), podkreślając ważne miejsce kartowania terenowego w postaci zdjęcia hydrograficznego i mapy hydrograficznej. Powyższa koncepcja metodologiczna, realizowana za pomocą narzędzi numerycznych, nadal jest aktualna i wspomagają ją coraz lepsze systemy informacji kartograficznej. Mapa hydrograficzna stanowi zawsze punkt wyjścia i inspirację do dalszych studiów. Metodyka zdalnego pozyskiwania i przetwarzania informacji przestrzenno-czasowej wpłynęła też na zmianę sposobu opracowania map hydrograficznych za pomocą programowej interpretacji dostępnych obrazów satelitarnych, lotniczych czy radarowych. Są one przedstawiane za pomocą symboliki rastrowej (pikseli), wymagającej wnikliwej kalibracji tych obrazów w terenie, wspomaganej pomiarami. Współczesna mapa hydrograficzna, uwzględniająca dynamikę, stanowi podstawę analizy i syntezy w zakresie klasyfikacji, typologii zjawisk oraz rejestracji procesów hydrologicznych.

Literatura

Czarnecka H., Głowacka B., Krupa-Marchlewska J., 2010, *Mapa cyfrowa podziału hydrograficznego Polski (MPHP)*, [w:] A. Magnuszewski (red.), *Hydrologia w ochronie i kształtowaniu środowiska*, t. 2, KIS PAN, Warszawa, 7–15.

Gaździcki J., 1990, *Systemy Informacji Przestrzennej*, PPWK, Warszawa, Wrocław, 182 s.

Gaździcki J., Musiał E. (red.), 2000, *Systemy Informacji Przestrzennej*, Wrocław, 444 s.

Gaździcki J., Musiał E. (red.), 2001, *Systemy Informacji Przestrzennej*, XI Konf. Nauk.-Techn., PTIP, Warszawa, Jutra, 392 s.

GIS-3. Mapa hydrograficzna Polski w skali 1:50 000. Wytyczne techniczne K3.4, 2005, 40 s.

Gutry-Korycka M., 1996, *Issues in contemporary geographical hydrology*, [w:]: Z. Chojnicki (red.), *Contemporary problems of Polish geography*, Bogucki, Poznań, 113–122.

Gutry-Korycka M., Jankowski A.T., 2008, *Stan i perspektywy rozwoju hydrologii geograficznej w Polsce*, [w:] S. Liszewski, J. Łoboda, W. Maik (red.), *Stan i perspektywy rozwoju geografii w Polsce*, KNG PAN, 114–122.

Gutry-Korycka M., Lenartowicz M., Suchożeberski J., 2012, *Zastosowanie GIS w modelowaniu struktury systemu drenażu zlewni*, KGW PAN, Warszawa, 21–31.

Gutry-Korycka M., Werner-Więckowska H. (red.), 1989, *Przewodnik do hydrograficznych badań terenowych*, PWN, Warszawa, 175 s.

Instrukcja do zdjęcia hydrograficznego Polski 1:50 000, 1959, Dok. Geogr., 4, IG PAN, Warszawa, 120 s.
Kaczmarek L., Medyńska-Gulij B., 2006, *Krajowy zasób danych przestrzennych i jego wykorzystanie w badaniach środowiska przyrodniczego*, [w:] *Przemiany środowiska geograficznego Polski północno-zachodniej*, Wyd. UAM, Poznań.
Kaniecki A., 2006, *Mapa hydrograficzna Polski w skali 1:50 000*, [w:] *Przemiany środowiska geograficznego Polski północno-zachodniej*, Wyd. UAM, Poznań.
Kokociński P., Wadych L., Stelmach M., Fabisiak, 2000, *Numeryczna mapa sozologiczna i hydrograficzna – narzędzie do samodzielnej aktualizacji oraz sprawnego zarządzania regionem*, [w:] J. Gaździcki, E. Musiał (red.), *Systemy Informacji Przestrzennej*, X Konf. Nauk.-Techn., Zegrze, 268–274.
Magnuszewski A., 2010, *Zastosowanie techniki GIS w ocenie zagrożeń naturalnych – dawnych i przyszłych*, [w:] T. Ciupa, R. Suligowski (red.), *Woda w badaniach geograficznych*, Inst. Geogr. Uniw. J. Kochanowskiego, Kielce , 23–33.
Makowski A., 2001, *Trójdzielna jedność mapy na tle idei systemu informacji przestrzennej*, Polski Prz. Kartogr., 33, 1, 38–42.
Systemy Informacji o Terenie, *Mapa hydrograficzna Polski skala 1:50 000 w formie analogowej i numerycznej. Wytyczne techniczne K-34*, 1997, 2005, GUGiK, Warszawa, 40 s.
Wilgat T., 1963, *Dorobek polskiej hydrogeografii*, Prz. Geogr., 35, 3, 327–351.
Wilgat T., 1971, *Wpływ wprowadzenia metody szczegółowego kartowania na tematykę i charakter prac hydrogeograficznych*, Pr. Geogr., 29, UJ, Kraków, 9–17.

Hydrographical mapping inspiration of themathic hydrological research

Abstract: The text presents the development of the hydrographic mapping method, which gave a tremendous pace to the revival of inland water studies and enriched the knowledge of hydrographic diversity of many areas of our country. It also outlined regional problems of water management.

The hydrographic map – as a result of mapping – both in its analogue and digital version, despite the limits of interactivity of information, contributed to a significant enrichment of its quality and precision. The GIS technique found its place and application in integration with more than ten bases of data regarding monitoring natural environment, including waters.

Field hydrographic mapping and measurements, conducted with either modern or traditional instruments, are still the main bridge between modern images of digital and analogue map contents. Put together into a whole – taking into account seasonal changeability and periodicity of hydrologic processes – and integrated with results of single-stage hydrographic mapping, it should be the starting point and the base for future study of complex processes and their modelling. The research must be adjusted to the spatial and time resolution of the measured data and the size of the area or the modelled object. Conducting research in larger spatial systems depends on the scale of the map, and automatic generalization with the use of numerical methods may not be logically sufficient. Numerous flaws and imperfections of quality-quantity monitoring of waters should be taken into account. The assessment of hydrological element variability, containing shortcomings and often some measurement errors, despite the possibility of quick data processing is usually insufficient and demands verification. Theoretical conceptions used in hydrology, e.g. Horton's or the conception of changeable recharge areas, demand that modelling is preceded by mapping and using derivatives of a digital model of the area created by combining bases of stationary data.

It must be strongly emphasized that the Hydrographic Map – a result of field mapping taking into account the time and spatial variability of hydrological processes, in

other words their dynamics – should still be the base of research, and the pragmatic attitude to modelling and forecasting changes in water management in any area cannot be realized without it.

Key words: image field, hydrographic mapping, hydrographic map, stages of development, iconographic map, digital map.

Monitoring limnologiczny jeziora Jamno z wykorzystaniem systemu rejestrująco-transmitującego

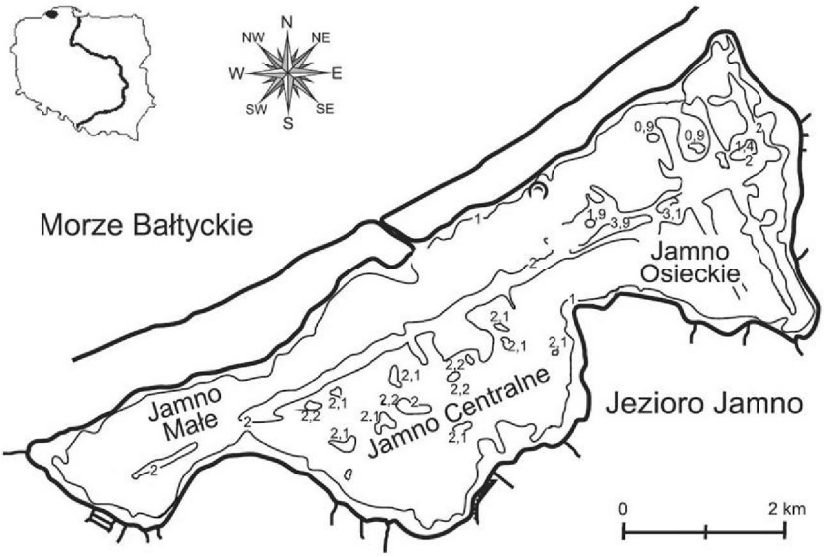
Tomasz Heese[1], Katarzyna Pikuła[2], Anna Wojcieszonek[3], Michał Arciszewski[4], Jonatan Wawrzonkowski[5]

Politechnika Koszalińska, Katedra Biologii Środowiskowej, ul Śniadeckich 2, 75-453 Koszalin
[1] tomasz.heese@tu.koszalin.pl,
[2] katarzyna.pikula@tu.koszalin.pl, [3] anna.wojcieszonek@tu.koszalin.pl,
[4] arciszewski@wbiis.tu.koszalin.pl, [5] jonatan236@gmail.com

Zarys treści: Jezioro Jamno wraz z mierzeją tworzy bardzo specyficzne środowisko o wysokich walorach przyrodniczych i krajobrazowych. Brzegi zbiornika są silnie zabudowane, szczególnie od strony miejscowości wypoczynkowych Mielno, Unieście oraz Łazy, co niesie ze sobą szereg zagrożeń. W celu ochrony zarówno ludzi, jak i ich mienia, stworzono sieć monitoringu stanu wód opartą na automatycznym systemie rejestrująco-transmitującym. Przedsięwzięcie to jest częścią większej inwestycji, której celem jest zabezpieczenie zlewni jeziora Jamno, i swym zasięgiem obejmuje jezioro Jamno, rzekę Dzierżęcinkę oraz jezioro Lubiatowo. System monitorujący stworzony na jeziorze Jamno składa się z czterech stacji pomiarowych, wyposażonych w czujniki, które mierzą: przewodność elektryczną właściwą, temperaturę oraz poziom wód w zbiorniku. Urządzenia te zdalnie przesyłają informacje, dzięki czemu istnieje możliwość stałej obserwacji mierzonych parametrów na stronie internetowej: hydrowskaz.pl. Zgromadzone dane pozwalają na wczesną reakcję w stanach zagrożenia np. wysokimi stanami lustra wody w jeziorze, są też doskonałym uzupełnieniem innych badań prowadzonych na jeziorze.

Słowa kluczowe: jezioro Jamno, jeziora przybrzeżne, monitoring limnologiczny.

Jezioro Jamno jest rozległym, polimiktycznym zbiornikiem wodnym, który nie wykazuje stratyfikacji termiczno-tlenowej (Malej, 1974). Należy do grupy jezior przybrzeżnych. Powstało prawdopodobnie w wyniku odcięcia mierzeją ujścia rynien rzek Dzierżęcinki i Unieści (Choiński, 2007). Powierzchnia jeziora wynosi 2239,6 ha. Akwen należy do jezior płytkich, jego maksymalna głębokość nie przekracza 4 m, średnia zaś około 1,5 m (Sadecka, Waś, 2008). Kształt misy jeziornej jest nieregularny, zwężony od zachodu i stopniowo rozszerzający się ku wschodowi (Landsberg-Uczciwek, 2008). Od południa w jezioro wcinają się



Ryc. 1. Mapa jeziora Jamno (Obolewski, 2009)
Fig. 1. The map of Jamno Lake (Obolewski, 2009)

dwa półwyspy, dzieląc je na trzy plosa: Jamno Małe, Centralne oraz Osieckie (Obolewski, 2009). Główne dopływy stanowią rzeki Strzeżenica, Dzierżęcinka i Unieść (ryc. 1). Ponadto akwen posiada stałe połączenie z morzem za pośrednictwem Nurtu Jamneńskiego, przez który w czasie cofki woda morska dostaje się do zbiornika (Szwichtenberg, 1989).

Charakterystyka terenu badań

Jezioro Jamno oraz inne jeziora przybrzeżne stanowią specyficzne ekosystemy. Zbiorniki te, występując na granicy lądu i morza, znajdują się pod wpływem zarówno wód słodkich, jak i słonych (Cieśliński i in., 2009; Senze, 2010). Zjawisko intruzji wód słonych, które może być spowodowane podpiętrzeniami sztormowymi bądź też niskimi stanami wód lądowych, powoduje okresowe zmiany jakości wód w jeziorach przybrzeżnych (Cieśliński, 2010). Ponadto jeziora te stanowią ostatni odbiornik większości wód spływających do morza; ponieważ w wodach stojących zachodzi naturalny proces redukcji ładunków zanieczyszczeń, akweny te stanowią naturalny filtr dla wód dopływających z ich dorzeczy (Cieśliński, 2011).

Na przeważnie zły stan tych wód mają również wpływ niekorzystne parametry morfometryczne (tab. 1). Zazwyczaj są to zbiorniki o dużej powierzchni i niewielkiej głębokości. Nie wykazują stratyfikacji termiczno-tlenowej, ponieważ ich wody ulegają ciągłemu mieszaniu aż do dna, co sprzyja resuspensji osadów dennych, z czym wiąże się uwolnienie ładunków wewnętrznych zgro-

Tab. 1. Wskaźniki morfometryczo-zlewniowe jezior przybrzeżnych (wg różnych autorów)
Tab. 1. Morphometric and drainage area indexes for offshore lakes (by various authors)

Wskaźnik	Liwia Łuża	Resko Przymorskie	Bukowo	Kopań	Wicko	Gardno	Łebsko
powierzchnia (ha)	210,8	577,1	1747,4	789,7	1058,9	2468,1	7040,03
głębokość śr. (m)	0,9	1,3	1,8	1,9	2,7	1,3	1,6
V/L (tys. $m^3 \cdot m^{-1}$)	0,31	0,66	1,38	2,5	1,33	1,35	2,12
stratyfikacja (%)	0	0	0	0	0	0	0
$P_{\text{dno czynne}}/V_{\text{epi}}$ ($m^2 \cdot m^{-3}$)	1,06	0,75	0,54	0,53	0,37	0,8	0,61
wsp. Schindlera ($m^2 \cdot m^{-3}$)	81	42,3	3,22	2,5	3,6	29,8	13,7

madzonych biogenów (głównie fosforu). Dodatkowo w płytkich jeziorach nie wykształca się hipolimnion, przez co zwiększają się możliwości produkcyjne tych zbiorników (Kubiak, Tórz, 2005).

Pomimo wielu działań zmniejszających zasilanie zewnętrzne jeziora Jamno w substancje biogenne, zbiornik ten nadal utrzymuje wysoki stan trofii, który objawia się intensywnym zakwitem fitoplanktonu w okresie letnim, w tym głównie sinic. Na zły stan wód wpływ ma wiele czynników. Po pierwsze, Jamno jest bezpośrednim oraz pośrednim odbiornikiem ścieków o różnym stopniu oczyszczenia. Bezpośrednio do akwenu odprowadzane są oczyszczone ścieki z oczyszczalni w Unieściu, która przyjmuje ścieki z Mielna, Unieścia oraz Łaz, a także wody opadowe z tych miejscowości oraz wody pochłodnicze z gorzelni w Osiekach. Pośrednio przez Dzierżęcinkę do zbiornika odprowadzane są wody opadowe i ścieki oczyszczone z Koszalina i z oczyszczalni wiejskiej w Boninie, a wraz z wodami Unieści – ścieki oczyszczone z oczyszczalni w Sianowie (Landsber-Uczciwek, 2008). Po drugie, zagrożenie dla akwenu stanowią również spływy z gruntów ornych (blisko 40% zagospodarowania zlewni bezpośredniej jeziora). Istotnym problemem w tym przypadku jest chemizacja gleby, wynikająca z nawożenia pól, oraz zanieczyszczenia związane z gospodarką hodowlaną (Piecuch, Plesiewicz, 1996). Jest to tym bardziej niekorzystne, że jezioro charakteryzuje się dużą podatnością na wpływy z przylegających do niego terenów. Przy ocenie podatności na degradację zbiornik został zaklasyfikowany do IV kategorii, czyli jezior ekstremalnie podatnych na degradację (tab. 2). Taki wynik związany jest z niekorzystnymi cechami morfometrycznymi akwenu, jego charakterystyką hydrologiczną oraz parametrami zlewniowymi (m.in. wielkością oraz charakterem zagospodarowania) (Heese, 1997).

Jezioro Jamno ma typowy charakter zbiornika przybrzeżnego. Wraz z mierzeją tworzy specyficzne środowisko o wysokich walorach przyrodniczych i krajobrazowych. Jego brzegi są intensywnie zagospodarowane szczególnie od strony miejscowości wypoczynkowych Mielno, Unieście oraz Łazy. Tak bliska

Tab. 2. Wskaźniki morfometryczno-zlewniowe jeziora Jamno i ocena podatności na degradację
Tab. 2. Morphometric and drainage area indexes for Lake Jamno and a susceptibility for degradation

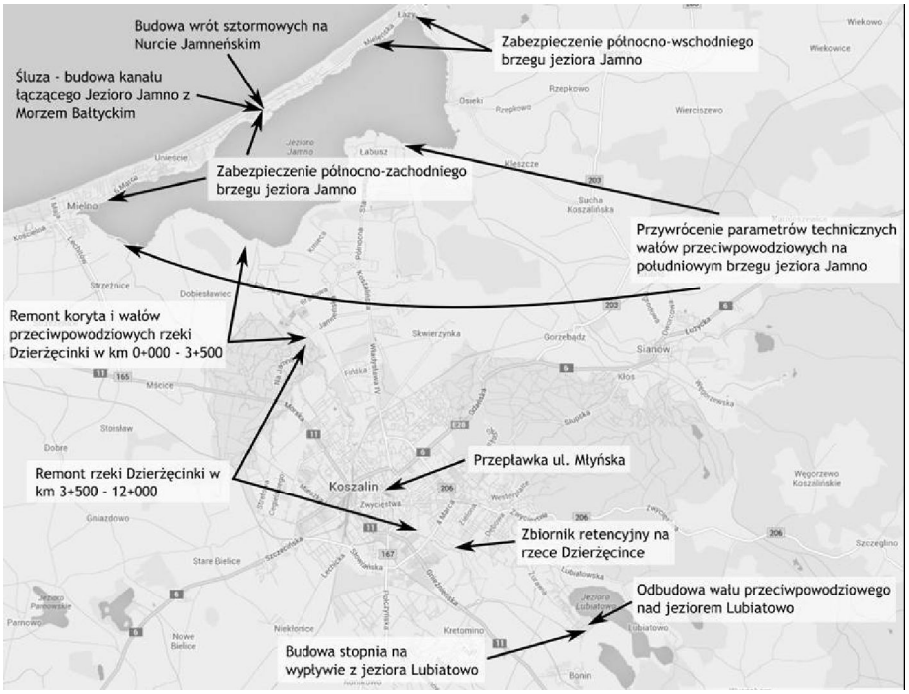
Wskaźnik	Wartość wskaźnika	Kategoria podatności na degradację wg SOJJ
głębokość śr.	1,4	4
V/L (tys. $m^3 \cdot m^{-1}$)	1,1	3
stratyfikacja (%)	0	4
$P_{dno\ czynne}/V_{epi}$ ($m^2 \cdot m^{-3}$)	0,71	4
wymiana wody (%)	270	3
wsp. Schindlera ($m^2 \cdot m^{-3}$)	15,9	3
zagospodarowanie zlewni bezp.	< 60% lasów < 60% gruntów ornych	2
Średnia		3,29

zabudowa brzegów wiąże się z szeregiem zagrożeń. Zmiany poziomu wody w jeziorze, spowodowane napływem ze zlewni w czasie gwałtownych opadów, negatywnie wpływają na poziom wód gruntowych na mierzei pomiędzy morzem a jeziorem. Skutkuje to wzrostem zagrożenia erozją wodną terenów o wysokim stopniu zainwestowania (drogi, hotele oraz obiekty obsługujące ruch turystyczny). Natomiast obniżenie poziomu wód, które występuje w czasie niskich stanów morza, skutkuje pogarszającymi się warunkami wzrostu szaty roślinnej, chroniącej brzeg morski przed negatywnymi skutkami, wynikającymi z wiatrów sztormowych, falowania czy prądów morskich. Zmiany klimatyczne i podnoszący się poziom wód Bałtyku sprawiają, że obecnie następuje szybki wzrost zagrożenia na tym terenie. Dlatego też podjęto działania, mające na celu zabezpieczenie przeciwpowodziowe zlewni jeziora Jamno, tym bardziej że zdarzenia o charakterze katastrofalnym na obszarze mierzei wystąpiły w przeszłości kilkakrotnie (Heese, 2012).

Monitoring rejestrująco-transmitujący

Inwestycje na jeziorze Jamno są częścią większego projektu, który swym zasięgiem oprócz jeziora objął rzekę Dzierżęcinkę oraz jezioro Lubiatowo, o nazwie: „Zabezpieczenie przeciwpowodziowe zlewni jeziora Jamno wraz z rewitalizacją rzeki Dzierżęcinki – zabezpieczenie terenów zabudowy m. Koszalin". Cały projekt składa się z pięciu etapów (ryc. 2), bezpośrednio Jamna dotyczą trzy z nich, już zrealizowane, których zadaniem było:

1. Budowa umocnień brzegów zarówno wzdłuż północno-zachodniego brzegu w miejscowościach Mielno i Unieście, jak i wzdłuż północno-wschodniego brzegu w miejscowości Łazy. Przedsięwzięcie polegało na wykonaniu w linii brzegowej jeziora opaski ziemnej, która ma zabezpieczać przed podtopieniami



Ryc. 2. Mapa z lokalizacją inwestycji w zlewni rzeki Dzierżęcinki i jeziora Jamno
Fig. 2. Map with the location of investments in the drainage area of the Dzierżęcinka River and Jamno Lake

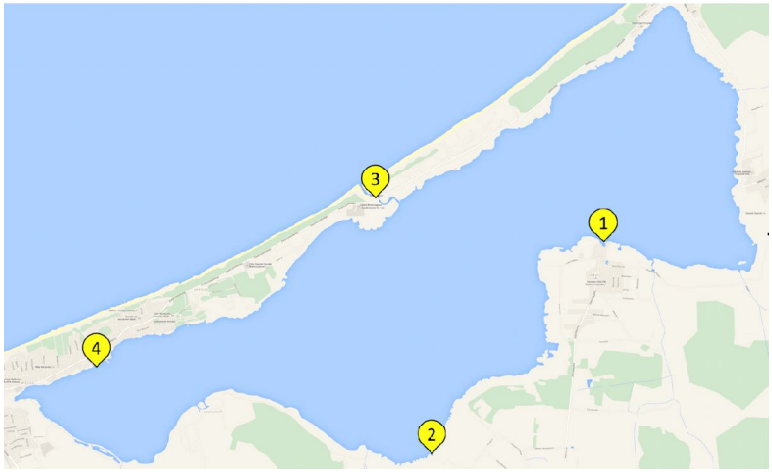
i erozją brzegów. Korona wałów znajduje się na wysokości 2,05 m n.p.m., co pozwoli ochronić mierzeję przed stanami wody o prawdopodobieństwie wystąpienia 2%. Zaplanowana rzędna korony wału wynika z wytycznych zawartych w załącznikach do Rozporządzenia Ministra Środowiska z 20 kwietnia 2007 (Dz.U. nr 86/2007, poz. 579) w sprawie warunków technicznych, jakim powinny odpowiadać obiekty budowlane gospodarki wodnej i ich usytuowanie. Zaplanowano przepływ miarodajny dla III klasy 2%. Poziom dla tego przepływu wynosi 1,13 m n.p.m. Bezpieczne wyniesienie korony obwałowywania dla klasy III powinno wynosić 0,70 m nad statycznym poziomem wody, co odpowiada rzędnej 1,13 + 0,70 = 1,93 m n.p.m.; w tym przypadku przyjęto 2,05 m (Heese, 2012).

2. Budowa wrót sztormowych na Nurcie Jamneńskim (czyli na kanale łączącym jezioro Jamno z Morzem Bałtyckim). Inwestycja jest zlokalizowana na mierzei w miejscowości Unieście (gmina Mielno), na kanale pomiędzy mostem drogowym a ujściem do morza od km 0,250 do km 0,270. Kanał został częściowo umocniony (szerokość w osi ścianek wyniesie 17 m). Dno kanału jest umocnione jedynie w sąsiedztwie wrót sztormowych, natomiast odcinek ujściowy, pogłębiony do głębokości technicznej –2,00 m n.p.m., pozostanie nieumocniony. Zapewnia to niezakłócony ruch rumowiska wzdłuż brzegu morskiego. Wrota są automatycznie zamykane, a ich zadaniem jest zabezpieczenie terenów zlewni jeziora przed zalaniem (Heese, 2012).

3. Stworzenie ciągłego monitoringu stanu wód jeziora Jamna. W tym celu zamontowano cztery czujniki pomiarowe firmy OTT typu ecoLog 800. Dzięki nim możliwa jest ciągła rejestracja parametrów wody, takich jak temperatura, poziom wód oraz przewodnictwo elektryczne. Dodatkowo urządzenia te przesyłają w odstępach godzinnych zgromadzone dane – mierzone parametry można śledzić na bieżąco na stronie : hydrowskaz.pl. Stacje pomiarowe zlokalizowane są w czterech punktach na jeziorze Jamno (ryc. 3.):

– stanowisko nr 1 w miejscowości Łabusz, na przystani WOPR;
– stanowisko nr 2 w miejscowości Jamno, na przystani promu „Koszałek";
– stanowisko nr 3 pod mostem na drodze Mielno–Łazy, w sąsiedztwie Nurtu Jamneńskiego;
– stanowisko nr 4 w Mielnie, na pomoście klubu żeglarskiego Politechniki Koszalińskiej.

W planach jest także budowa śluzy, łączącej Jamno z morzem, oraz mostu zwodzonego na tej śluzie, a także wykonanie ostrogi na południowym brzegu jeziora oraz przywrócenie parametrów technicznych wałów przeciwpowodziowych na południowym brzegu (inwestycje te planowane są na 2014 rok).

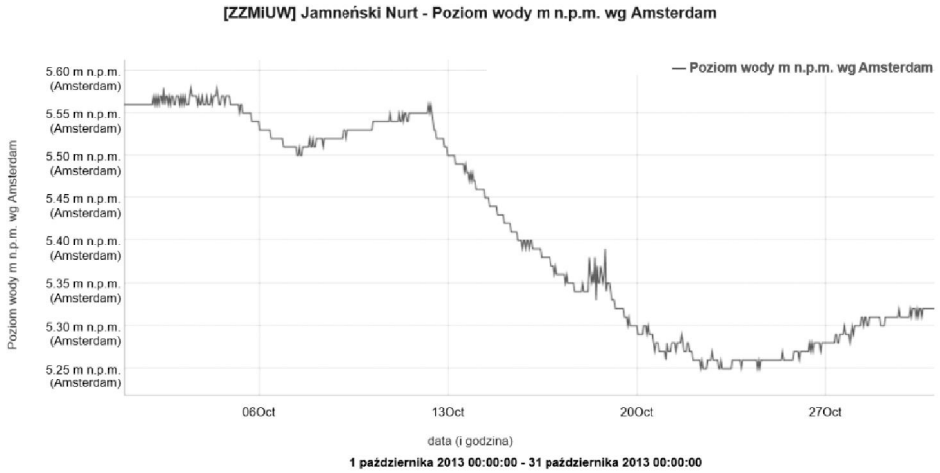


Ryc. 3. Mapa z lokalizacją stacji pomiarowych na jeziorze Jamno
Fig. 3. Map with the location of measuring stations on the Jamno Lake

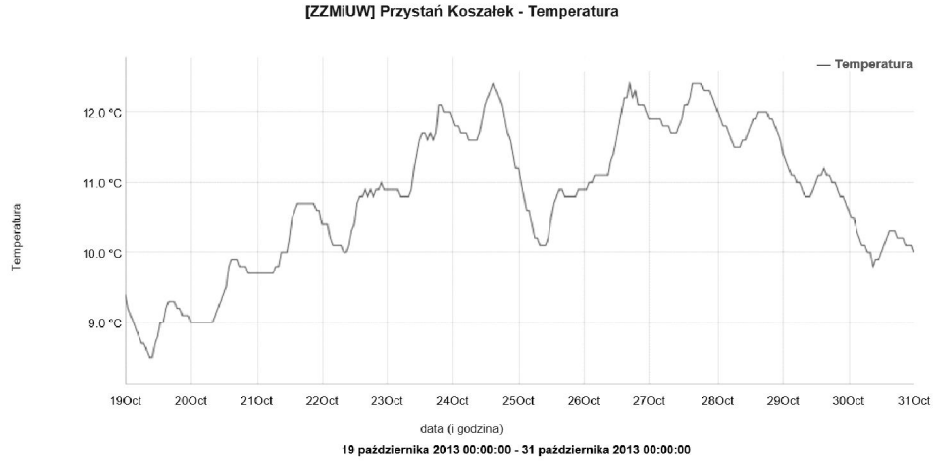
Monitoring stanu wód jest niezbędnym elementem ochrony zarówno samego zbiornika, jak i terenów do niego przyległych. Głównym celem pomiarów poziomu lustra wody w jeziorze Jamno jest ochrona przeciwpowodziowa obszarów znajdujących się na mierzei. System umożliwi, w przypadku zagrożenia, podjęcie odpowiednio wcześniej działań, mających na celu ochronę ludzi i mienia przed niszczącym działaniem wezbranych wód. Z kolei przewodność elektryczna właściwa, która jest miarą stężenia rozpuszczonych soli w wodzie (Gopalkrushna, 2011; Jayalakshmi i in., 2011), pozwoli na monitoring intruzji wód słonych do zbiornika. Jednocześnie nagłe podwyższenie wartości tego pa-

rametru na którymś z badanych stanowisk będzie świadczyć o dodatkowym zrzucie zanieczyszczeń. Pomiary temperatury z wielolecia pozwolą na poznanie termiki całego zbiornika, zmian dobowych oraz sezonowych. Rejestracja tego parametru jest ważna, ponieważ należy on do czynników, które w znaczący sposób wpływają na zjawiska zachodzące w wodach powierzchniowych (Biedka, 2012; Sharifinia i in., 2013).

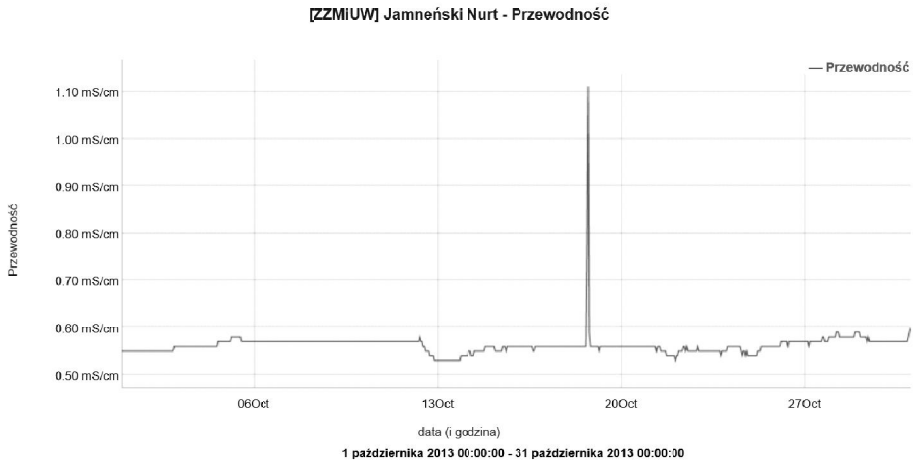
Zgromadzone wyniki mierzonych parametrów (na ryc. 4–6 przykładowe) posłużą do tworzenia baz danych z wielolecia, które będą podstawą przyszłych badań jeziora, tym bardziej że planowana jest rozbudowa tego systemu o następne punkty pomiarowe oraz o większą liczbę mierzonych parametrów.



Ryc. 4. Wykres poziomu wód dla stanowiska nr 3
Fig. 4. Water level for position no. 3



Ryc. 5. Temperatura wód dla stanowiska nr 2
Fig. 5. Water temperature for position no. 2



Ryc. 6. Przewodność elektryczna właściwa dla stanowiska nr 3
Fig. 6. Electrical conductivity for position no. 3

Podsumowanie

Podstawowym zadaniem programu ochrony zlewni jeziora Jamno jest poprawa bezpieczeństwa życia i mienia mieszkańców zagrożonych terenów. Przy realizacji wszystkich zadań brano pod uwagę wymagania siedlisk „naturowych" i obszarów Natura 2000. Mierzeja Jamneńska znajduje się w otoczeniu siedliska naturowego nr 1150-2 „jeziora przymorskie i zalewy" oraz częściowo jest włączona w obszar PLH 320041 „jezioro Bukowo". Ważnym zadaniem w najbliższej przyszłości będzie zadbanie o zrównoważony rozwój turystyki, a temu celowi ma służyć m.in. budowa śluz, pozwalających na żeglugę pomiędzy jeziorem Jamno a morzem. Tak więc obecnie zainstalowany system monitoringu wód ma za zadanie nie tylko ostrzegać przed zagrożeniem powodzią, ale również pomóc przy organizowaniu turystyki wodnej. Zgodnie z najnowszymi trendami ochrony morskiej strefy przybrzeżnej, jeziora przymorskie winny odegrać bardzo ważną rolę w zmniejszeniu presji turystycznej na plażę i strefę przybrzeżną (Heese, 2013).

Literatura

Biedka P., 2012, *Sezonowe zmiany stężenia tlenu i potencjału oksydoredukujacego w hypolimnionach wybranych jezior Pojezierza Suwalsko-Augustowskiego*, PAN, Kraków, 225–232.

Choiński A., 2007, *Limnologia fizyczna Polski*, Wyd. UAM, Poznań, 548 s.

Cieśliński R., 2010, *Zróżnicowanie typologiczne i funkcjonowanie jezior w polskiej strefie przybrzeżnej południowego Bałtyku*, Prob. Ekol. Krajob., 36, 135–144.

Cieśliński R., 2011, *Rola jezior przybrzeżnych polskiego wybrzeża Bałtyku południowego w transformacji jakości wód do nich dopływających, na przykładzie jezior Łebsko i Gardno*, Wyd. UG, Gdańsk, 285 s.

Cieśliński R., Wysińska A, Ogonowski P., 2009, *Charakterystyka fizyczno-limnologiczna jezior Modła i Smołdzińskiego*, Rocz. Ochr. Środ., 11, 1291–1306.

Gopalkrushna M., 2011, *Determination of physic-chemical parameters of surface water samples in and around Akot City*, Int. J. Res. Chem. Environ., 1, 2, 183–187.

Groundwater Datalogger OTT ecoLog 800. Operating instructions, 56 s.

Heese T., 1997, *Ocena stanu środowiska i funkcjonowanie ekosystemu jeziora Jamno na podstawie badań monitoringowych w latach 1995–1996*, Zakład Biologii Środowiskowej, Polit. Koszalińska, Koszalin (maszyn.).

Heese T., 2012, *Ekspertyza w zakresie oceny wpływu przedsięwzięcia na cele ochrony wód w rozumieniu art. 4.1 w związku z artykułem 4.2 Ramowej Dyrektywy Wodnej dla przedsięwzięcia pt.: Etap I – Modernizacja i odbudowa brzegów morskich, ochrona mierzei jamieńskiej*, Koszalin, 23 s.

Heese T., 2013, *Rola uwarunkowań przyrodniczych w zarządzaniu strefą przybrzeżną południowego Bałtyku*, Wyd. ZUT, Szczecin, 165–180.

Jayalakshmi V., Lakshmi N., Singara Charya M.A., 2011, *Assesment of physico-chemical parametres of water nad wastewaters in and around Vijayawada*, Int. J. Res. Pharmac. Biomed. Sci., 2, 3, 1041–1046.

Kubiak J., Tórz A., 2005, *Eutrofizacja. Podstawowe problemy ochrony wód jeziornych na Pomorzu Zachodnim*, Wyd. Akad. Pomorskiej, Słupsk, 17–36.

Landsberg-Uczciwek M. (red.), 2008, *Raport o stanie środowiska w województwie zachodniopomorskim w latach 2006–2007*, Szczecin, 246 s.

Malej J., 1974, *Fauna denna w zanieczyszczonym estuarium*, MIR, Gdynia, 83 s.

Obolewski K., 2009, *Wykorzystanie makrozoobentosu do oceny stanu ekologicznego eustariowego jeziora Jamno*, Ochr. Środ., 31, 2, 17–24.

Piecuch T., Plesiewicz T., 1996, *Analiza studialna możliwości rekultywacji jeziora Jamno*, Polit. Koszalińska, Koszalin, 193 s.

Sadecka Z., Waś J., 2008, *Problemy związane z rekultywacją jezior polimiktycznych na przykładzie jeziora Jamno*, [w:] *Oczyszczenie ścieków i przeróbka osadów ściekowych*, Zielona Góra, 211–218.

Senze M., 2010, *Bioakumulacja ołowiu w roślinności wodnej jezior przybrzeżnych*, [w:] Z. Ziętkowiak (red.), *Zanieczyszczenie i ochrona wód powierzchniowych*, Bogucki, Poznań, 93–105.

Sharifinia M., Ramezanpour Z., Imanpour J., Mahmoudifard A., Rashmani T., 2013, *Water quality assessment of the Zarivar Lake using physic-chemical parameters and NSF-WQI indicator, Kurdistan Province – Iran*, Int. J. Adv. Biol. Biomed. Res., 1, 3, 302–312.

Szwichtenberg A., 1989, *Jezioro Jamno w świetle najnowszych badań geologicznych i ekologicznych*, Wyd. IGPiK, Warszawa, 343–355.

Limnological monitoring of Lake Jamno based on register-transmit system

Abstract: Jamno Lake and its sandbank create very specific environment with high natural and landscape values. The coasts of reservoir are strongly built over mostly on the side of holiday resorts as Mielno, Unieście and Łazy, what makes a certain danger. In case of protection peoples and its belongings around this reservoir, water conditions monitoring net based on automatically receive – transmit system has been created. This project is a part of bigger investment, which coverage includes Jamno Lake, Dzierżęcinka River and Lubiatowo Lake, aimed at securing drainage area of Jamno Lake. The monitoring system developed for Jamno Lake consists of four measuring stations equipped with sensors that measure: electrical conductivity, temperature and reservoir's water level. These devices are capable of remote transmission of information, so there is the possibility of continuous observation of the measured parameters at: hydrowskaz.pl. The data collected during measurements will allow not only for an early response to emergency conditions such as high water level in the lake, but it will also be the basis for the researches carried out on this lake.

Key words: Jamno Lake, offshore lakes, limnological monitoring.

Rola strefy hyporeicznej w kształtowaniu jakości wody rzek i jezior[1]

Elżbieta Jekatierynczuk-Rudczyk

Uniwersytet w Białymstoku, Instytut Biologii, ul. Świerkowa 20B, 15-649 Białystok
rudczyk@uwb.edu.pl

Zarys treści: Przedstawiono badania kilkunastu cech fizyczno-chemicznych różnych typów wody z obszaru Suwalskiego Parku Krajobrazowego. Oceny wpływu jakości płytkich wód podziemnych na sąsiadujące ekosystemy wód powierzchniowych dokonano po wcześniejszym kartowaniu hydrograficznym, umożliwiającym wybór punktów, w których wody podziemne zasilają wody powierzchniowe. Przeprowadzone badania wskazały na niewielką rolę procesów hydrochemicznych, zachodzących w strefie hyporeicznej, w kształtowaniu jakości wód powierzchniowych, szczególnie jezior. Płytkie wody podziemne nie zwiększały żyzności wód powierzchniowych. Jest to ważna cecha środowiska wodnego na obszarach młodoglacjalnych o niewielkim stopniu przekształcenia środowiska naturalnego.

Słowa kluczowe: jakość wody, strefa hyporeiczna, Suwalski Park Krajobrazowy.

Stałość funkcjonowania systemów rzecznych i jeziornych związana jest z zasilaniem przez wody podziemne. Wody podziemne i powierzchniowe pozostają ze sobą w ścisłym, choć zróżnicowanym związku, a łączącą je strefę określa się mianem strefy hyporeicznej (Orghidan, 1959). Najlepiej rozpoznano strefę hyporeiczną w obrębie koryt rzecznych (Jones, Holmes, 1996; Brunke, Gonser, 1997; Boulton i in., 1998; Brunke i in., 1998a, 1998b; Edwards, 1998; Hoehn, 1998; Franken i in., 2001; Edwardson i in., 2003; Jekatierynczuk-Rudczyk, 2006a). Mniej badań poświęcono strefie hyporeicznej w wodach o charakterze limnicznym (Winter, 1999) oraz w niszach naturalnych wypływów wody podziemnej, gdzie jej rozpoznanie jest najdogodniejsze (Jekatierynczuk-Rudczyk, 2006b, 2010).

[1] Grant Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego N306 275135.

Strefa hyporeiczna jest ekotonem zróżnicowanym w przestrzeni i w czasie (Jekatierynczuk-Rudczyk, 2007). Jego zmienność wynika z warunków geologicznych i hydrometeorologicznych. Warunki hydrogeologiczne i meteorologiczne wpływają na rozwój życia biologicznego oraz tempo przemian biogeochemicznych, zachodzących w wodzie interstycjalnej. Wpływają też na okresową możliwość magazynowania substancji chemicznych. Wykształcenie strefy hyporeicznej warunkuje skład fizyczno-chemiczny wody sąsiadujących środowisk i funkcjonowanie ekosystemów wód powierzchniowych oraz podziemnych, szczególnie w ekstremalnych sytuacjach hydrologicznych (wezbrania i niżówki). Rola strefy hyporeicznej w transformacji jakości wody uzależniona jest od stopnia przekształcenia środowiska naturalnego (Jekatierynczuk-Rudczyk, 2010).

Badania zróżnicowania hydrochemicznego różnych typów wody przeprowadzono na podstawie analizy płytkich wód podziemnych, źródlanych, rzecznych i jeziornych Suwalskiego Parku Krajobrazowego (SPK). Analizując zmienność cech hydrochemicznych różnych typów wody, pokazano potencjalną możliwość wpływu wód interstycjalnych, występujących w strefie hyporeicznej, na przekształcenie cech wód powierzchniowych. Istotnym elementem pracy jest analiza zróżnicowania chemicznego wód jeziornych i płytkich wód podziemnych, występujących w strefie przejściowej woda / ląd.

Teren i metody badań

Badania hydrochemiczne prowadzono na terenie SPK, który leży w północno-wschodniej Polsce, w megaregionie Niż Wschodnioeuropejski, prowincji Niż Wschodniobałtycko-Białoruski, podprowincji Pojezierze Wschodniobałtyckie, makroregionie Pojezierze Litewskie, mezoregionie Pojezierze Wschodniosuwalskie (Kondracki, 1998).

Suwalski Park Krajobrazowy powstał w 1976 roku, w drodze uchwały Wojewódzkiej Rady Narodowej w Suwałkach. Zajmuje powierzchnię 6284 ha, z czego 60% stanowią użytki rolne, 24% lasy, 10% wody, 4% nieużytki i 2% inne grunty, a jego strefa ochronna wynosi 8617 ha (*Program ochrony…*, 2003). Park wyróżnia się wyjątkowym ukształtowaniem terenu, związanym z ostatnim zlodowaceniem skandynawskim, na który składają się różne formy geologiczne: moreny czołowe, ozy, kemy, rynny, tarasy i malownicze doliny (Ber, 2000).

Pod względem hydrologicznym, obszar SPK położony jest w dorzeczu Niemna, a największymi rzekami są dopływy Niemna: Czarna Hańcza i Szeszupa. Obszar dorzecza w granicach Polski zajmuje powierzchnię 2511 km^2. Głównym elementem sieci hydrograficznej Suwalszczyzny są jeziora. Na terenie SPK występuje 27 jezior, z tego jedno z nich jest sztucznym zbiornikiem przymłyńskim, powstałym na skutek spiętrzenia wód Czarnej Hańczy w pobliżu miejscowości Turtul (Górniak, 2008). Dziewiętnaście jezior znajduje się w zlewni Szeszupy. Największe i najgłębsze to Hańcza (305 ha), Szurpiły (80,9 ha) i Jaczno (41 ha).

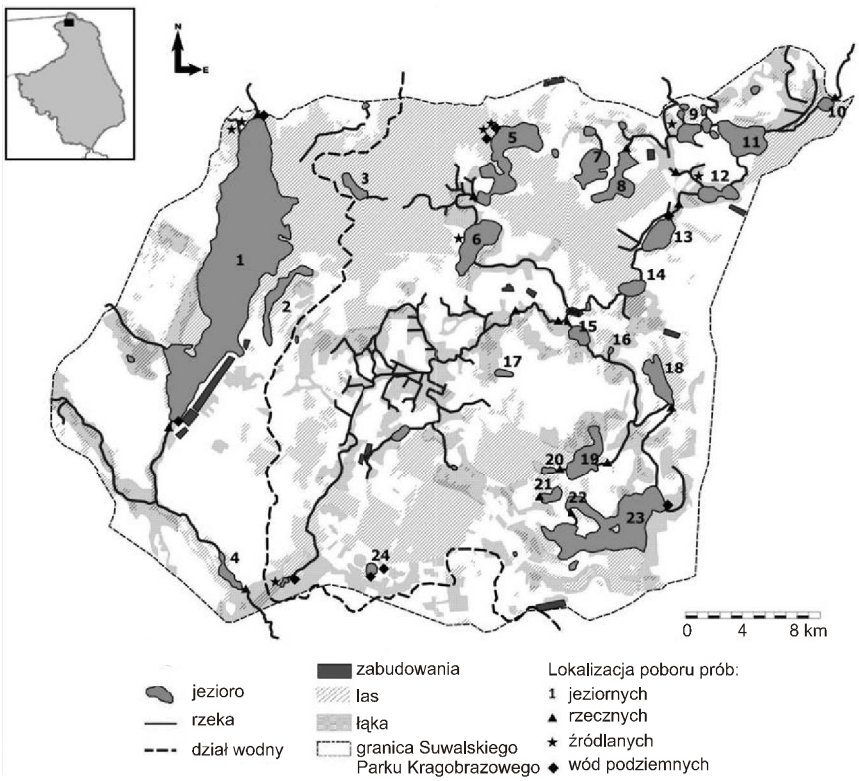
Większość stanowią jeziora wytopiskowe (Szurpiły, Jaczno, Kamenduł). Niektóre zbiorniki są silnie zeutrofizowane i zarastające (Boczniel, Okrągłe, Krajwelek) (Hillbricht-Ilkowska, Wiśniewski, 1994). Większość jezior SPK ma charakter przepływowy, związany z systemem Szeszupy lub Czarnej Hańczy. Obieg materii w tego typu systemach jest skomplikowany i zmienny w czasie (Bajkiewicz-Grabowska, 2002). W SPK występują także torfowiska, zwłaszcza w zagłębieniu Szeszupy oraz w licznych zagłębieniach bezodpływowych, istniejących jako małe oczka wodne, wypełnianych okresowo wodą lub też zatorfionych (Nizicka, Pochocka-Szwarc, 2007).

Według regionalizacji hydrogeologicznej Polski, wynikającej z Ramowej Dyrektywy Wodnej UE, wody podziemne Suwalszczyzny należą do regionu Narwi, Pregoły i Niemna (Paczyński, Sadurski, 2007). W profilu hydrogeologicznym warstw wodonośnych JCWPd nr 23 występują wody porowe w utworach piaszczystych oraz wody szczelinowe w utworach węglanowych. Według mapy hydrogeologicznej Polski 1 : 50 000, arkusz Jeleniewo, na terenie SPK wyróżnia się cztery poziomy wodonośne, związane z osadami czwartorzędowymi: przypowierzchniowy, międzymorenowy górny, międzymorenowy dolny oraz spągowy. Pierwszy poziom wód podziemnych ma przeważnie charakter swobodny i układa się współkształtnie z rzeźbą terenu. Jeziora są najczęściej strefą drenażu płytkich wód gruntowych. W trakcie kartowania hydrologicznego wód podziemnych pierwszego poziomu wodonośnego w 2008 roku stwierdzono, że jezioro Hańcza we wschodniej części zlewni bezpośredniej stwarza warunki do infiltracji wód jeziornych do strefy podziemnej (Jekatierynczuk-Rudczyk, 2011). System Szeszupy na terenie SPK drenuje wody pierwszego poziomu wodonośnego. Drenujący charakter ma również wypływający z jeziora Hańcza odcinek Czarnej Hańczy. Na omawianym obszarze występujące płytkie wody podziemne mają charakter dwujonowych, typ HCO_3-Ca (Jekatierynczuk-Rudczyk, 2011). Osady strefy saturacji, w której występowały płytkie wody podziemne, w niewielkim stopniu były zróżnicowane pod względem granulometrycznym. Były to piaski luźne, słabo gliniaste, gliniaste oraz gliny piaszczyste. Skład granulometryczny osadów wskazuje na słabą przepuszczalność utworów, co może w znacznym stopniu ograniczać wymianę wód podziemnych i powierzchniowych Cechy chemiczne osadów (kwasowość aktualna i wymienna, stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami o charakterze zasadowym) wskazują na możliwości buforujące stref przejściowych woda / ląd.

Badania hydrologiczne i hydrochemiczne na terenie SPK prowadzono raz w miesiącu w sezonach wegetacyjnych (kwiecień–październik) 2009–2010. W trzeciej dekadzie lipca 2009 dokonano kartowania hydrochemicznego płytkich wód podziemnych ze stref ekotonowych, źródeł, rzek i większości jezior SPK (ryc. 1). Odnotowano wówczas wysoki stan wód powierzchniowych, co było spowodowane opadami w maju i czerwcu. Lipiec to również miesiąc, w którym widoczny jest negatywny wpływ turystyki oraz rolnictwa na jakość

wód SPK. Przejawia się to przede wszystkim wzrostem stężenia materii organicznej oraz fosforu w wodzie (Jekatierynczuk-Rudczyk i in., 2012). Badaniami objęto jeziora: Hańcza, Boczniel, Pogorzałek, staw w Turtulu, Jaczno, Kameduł, Kojle, Perty, Czarne Kleszczowieckie, Postawelek, Przechodnie, Krajwelek, Okrągłe, Gulbin, Udziejek, Smouda, Błędne, Kopane, Jeglówek, Jeglóweczek, Kluczysko, Szurpiły, Linówek, rzeki: Czarna Hańcza, Szeszupa, Kozikówka, źródła nad jeziorami: Hańcza, Jaczno, Kamenduł, Krajwelek, oraz źródła Szeszupy. W 10 punktach, za pomocą zamontowanych piezometrów, pobierano płytkie wody podziemne ze stref ekotonowych (ryc. 1). Z jezior głębokich pobrano próby stratyfikowane. We wszystkich jeziorach pobrano próby z litoralu i pelagialu. Zróżnicowanie hydrochemiczne obszaru oceniono na podstawie prób pobranych w lipcu 2009. Łącznie pobrano 50 próbek wody jeziornej, 15 rzecznej, 12 źródlanej oraz 10 płytkich wód podziemnych. Do interpretacji roli strefy hyporeicznej w kształtowaniu jakości wód jeziornych wykorzystano analizy hydrochemiczne jezior Jaczno i Okrągłego z lat 2009–2010.

W terenie, za pomocą wieloparametrowej sondy firmy HachLange, mierzono temperaturę wody, przewodność elektrolityczną wody (EC), stężenie tlenu



Ryc. 1. Położenie stanowisk badawczych
Fig. 1. Localization of the research positions

rozpuszczonego i stopień wysycenia wody tlenem (SWWT), odczyn wody (pH) oraz potencjał oksydacyjno-redukcyjny wody (Eh). W laboratorium Zakładu Hydrobiologii Uniwersytetu w Białymstoku próbki wody poddano analizie hydrochemicznej metodami zaproponowanymi przez Hermanowicza i in. (1976). Analizowano: wodorowęglany (HCO^{3-}) metodą miareczkową z kwasem solnym w obecności oranżu metylowego, twardość ogólną (Ca + Mg) metodą miareczkową z wersenianem dwusodowym wobec czerni eriochromowej, wapń Ca^{2+} metodą miareczkową z wersenianem dwusodowym wobec kalcesu, sód i potas (Na^+ i K^+) metodą fotometrii płomieniowej aparatem Flapho 4 firmy Carl Zeiss Jana. Stężenie magnezu (Mg^{2+}) wyliczono z różnicy pomiędzy twardością ogólną a stężeniem wapnia. Pozostałe cechy chemiczne wody zostały określone metodą kolorymetryczną przy użyciu spektrofotometru Beckman DU-650, z wykorzystaniem procedur i odczynników proponowanych, zgodnie z normami ISO, przez firmę Riedel-de Haen. Oznaczono: siarczany (SO_4^{2-}) metodą nefelometryczną z chlorkiem baru, chlorki (Cl^-) metodą z rodankiem rtęci, krzem (Si) metodą z molibdenianem amonowym, absorbancję przy długości fali 260 i 330 nm, azot amonowy ($N\text{-}NH_4^+$) metodą indofenolową, azot azotynowy i azotanowy ($N\text{-}NO_2^-$, $N\text{-}NO_3^-$) metodą redukcyjną z naftyloetylenodiaminą, fosfor ortofosforanowy (SRP) metodą molibdenianową po przesączeniu przez sączek GF/C, fosfor rozpuszczony (DP) po przesączeniu i mineralizacji promieniami UV, fosfor całkowity (TP) metodą molibdenianową, po uprzednim zakwaszeniu, mineralizacji promieniami UV i ustaleniu pH wobec fenoloftaleiny za pomocą rozcieńczonego NaOH i H_2SO_4. Azot ogólny oznaczano w analizatorze Kjeldhala firmy Tecator 2300. Stężenia azotu mineralnego (TIN) wyliczono jako sumę $N\text{-}NH_4^+$ i $N\text{-}NO_3^-$. Azot organiczny (TON) wyliczono z różnicy azotu ogólnego oznaczonego metodą Kjeldhala i amonowego. Azot całkowity (TN) to suma azotu organicznego i mineralnego. Stężenie całkowitego (TOC) i rozpuszczonego węgla organicznego (DOC) oznaczono za pomocą analizatora Shimadzu TOC-5050A z detektorem w podczerwieni (Zieliński, Górniak, 1999). Aromatyczność materii organicznej (SUVA) wyliczono według wzoru: $SUVA = Abs_{\lambda 260} \times 1000 / DOC$ (abs. 1 cm·1 g C^{-1}). Frakcje żelaza oznaczono z 1,10-fenantroliną, a manganu w obecności formaldoksymu (Cudowski, Górniak, 2008). Wyróżniono pięć frakcji fosforu, manganu i żelaza, są to: frakcja całkowita (TP, TMn, TFe), frakcja rozpuszczona (DP, DMn, DFe), frakcja reaktywna (SRP, SRMn, SRFe), rozpuszczona frakcja organiczna (ODP, ODMn, ODFe) oraz frakcja cząsteczkowa (PP, PMn, PFe).

Obliczenia wykonano w programie Statgraphics 5.0 for Windows. Statystyczną istotność różnic określono testem porównań wielokrotnych, metodą Duncana. Wykorzystując program PHREEQC Interactive 2.15, dokonano oceny poprawności wyników analiz wody oraz obliczeń składu jonowego wód i indeksów nasycenia (SI) związków nieorganicznych. Dodatkowo określono formy migracji makroskładników rozpuszczonych w wodzie interstycjalnej i powierzchniowej (Małecki, 1998; Wiktorowicz, 2007).

Zróżnicowanie hydrochemiczne wód w Suwalskim Parku Krajobrazowym

Wody SPK cechowały się wodorowęglanowo-wapniowym typem hydrochemicznym. W składzie kationów dominowały jony wapnia, które stanowiły ponad 75% sumy wszystkich kationów. Znaczny był udział jonów magnezu (15,8–19,9%). Zawartość wodorowęglanów przekraczała 90% sumy anionów. Niewielki udział jonów siarczanowych i chlorków w składzie chemicznym potwierdza bardzo wysoką naturalność środowiska przyrodniczego badanego obszaru.

Miarodajną cechą oceny potencjalnego wpływu wód interstycjalnych na jakość wód powierzchniowych jest przewodnictwo elektrolityczne wody. Średnia wartość EC wód źródlanych i płytkich wód podziemnych w strefach ekotonowych była większa od 450 $\mu S \cdot cm^{-1}$ i znacznie przekraczała wartości notowane w jeziorach i rzekach (tab. 1). Istotna statystycznie różnica EC wody pomiędzy środowiskiem wód podziemnych i powierzchniowych sugeruje możliwość wpływu jakości wód interstycjalnych na jakość wód powierzchniowych. Konsekwencją statystycznie istotnej różnicy EC pomiędzy wodami podziemnymi i powierzchniowymi są istotne statystycznie różnice stężenia większości makroelementów w badanych wodach (tab. 2). W wodach źródlanych i ekotonowych średnie stężenie wapnia przekroczyło 90 $mg \cdot dm^{-3}$, w wodzie jeziornej i rzecznej było mniejsze o 25–30 $mg \cdot dm^{-3}$. Znacznym zróżnicowaniem stężenia cechował się też magnez, który w największym stężeniu (26,3 $mg \cdot dm^{-3}$) występował w epilimnionie jeziora Postawelek. Największe średnie stężenie magnezu zanotowano w wodach źródeł. Średnie stężenia sodu i potasu były zbliżone we wszystkich typach wody. Jedynie w wodzie naturalnych wypływów wody podziemnej stężenie potasu było mniejsze niż w pozostałych typach. Jest to efekt intensywnego wykorzystania przez rośliny rozwijające się w niszach naturalnych wypływów wody podziemnej (Jekatierynczuk-Rudczyk, 2010). Średnie stężenie wodorowęglanów tylko w jeziorach nie przekroczyło wartości 300 $mg \cdot dm^{-3}$. Średnie stężenie siarczanów i chlorków w wodach ekotonowych było prawie dwukrotnie większe niż w pozostałych typach wód.

W wodzie rzek stwierdzono największe średnie stężenie żelaza całkowitego, przekraczające 2 $mg \cdot dm^{-3}$. Analiza struktury żelaza wskazuje, że w jeziorach ponad połowa zawartości żelaza całkowitego to żelazo rozpuszczone. W pozostałych typach wody zawartość żelaza rozpuszczonego nie przekraczała 35% (ryc. 2a). Struktura manganu w wodach SPK była mniej zróżnicowana (ryc. 2b).

Średnie stężenie ogólnego węgla organicznego wahało się od 9,85 $mg \cdot dm^{-3}$ w wodzie źródeł do 20,33 $mg \cdot dm^{-3}$ w płytkich wodach podziemnych. Jest to efekt przechwytywania przez strefę nadbrzeżną oraz hyporeiczną cząsteczek materii organicznej, docierających ze zlewni, gdzie mogą być okresowo magazynowane i degradowane biologicznie (Bencala, 2000; Hancock, 2002; Hillbricht-Ilkowska, 2005). Zawartość rozpuszczonego węgla organicznego w wodach SPK

Tab. 1. Zróżnicowanie cech fizyczno-chemicznych wód (zakres i wartość średnia) Suwalskiego Parku Krajobrazowego
Tab. 1. Variation of water physicochemical parameters (range and mean value) in the Suwalki Landscape Park

Cechy wody	Jeziora	Rzeki	Źródła	Płytkie wody podziemne	Statystyczna istotność różnic*
temperatura wody (°C)	3,6–25,4 18,4	18,4–23,6 21,4	11,8–19,4 14,7	15,7–24,3 18,9	*b–c*
przewodnictwo elektrolityczne wody ($\mu S \cdot cm^{-1}$)	165–483 341	257–508 389	327–550 463	160–774 494	*a–c; a–d; b–d*
odczyn wody (pH)	5,52–8,86 8,03	7,03–8,68 7,96	7,91–8,34 8,17	6,73–8,5 7,46	*a–d; b–d; c–d*
tlen rozpuszczony ($mg \cdot dm^{-3}$)	0,08–12,89 7,26	3,27–10,33 7,49	7,46–10,69 9,45	3,26–9,37 6,35	*c–d*
stopień wysycenia wody tlenem (%)	0,7–138 84	39–122 89	80–120 105	37–115 73	
potencjał oksydacyjno-redukcyjny (mV)	118–304 225	126–303 248	123–291 242	123–282 194	*b–d*
barwa wody ($mgPt \cdot dm^{-3}$)	0,4–40,6 15,2	7,8–99,8 31,0	5,4–35,6 17,0	7,8–229,1 52,3	*a–d; b–d; c–d*
absorbancja 260 (nm)	0,05–0,26 0,13	0,09–0,56 0,19	0,03–0,26 0,10	0,07–1,02 0,24	*a–d; c–d*
absorbancja 330 (nm)	0,01–0,07 0,03	0,02–0,19 0,06	0,01–0,09 0,04	0,02–0,43 0,09	*a–d; c–d*
chlorofil „a" ($\mu g \cdot dm^{-3}$)	0,4–27,1 4,9	0,3–6,6 3,5	b.d.	b.d.	
feofityna ($\mu g \cdot dm^{-3}$)	0,06–6,13 1,28	0,04–4,48 1,27	b.d.	b.d.	

* Liczba próbek: jeziora – 50 (*a*), rzeki – 15 (*b*), źródła – 12 (*c*), płytkie wody podziemne – 10 (*d*).

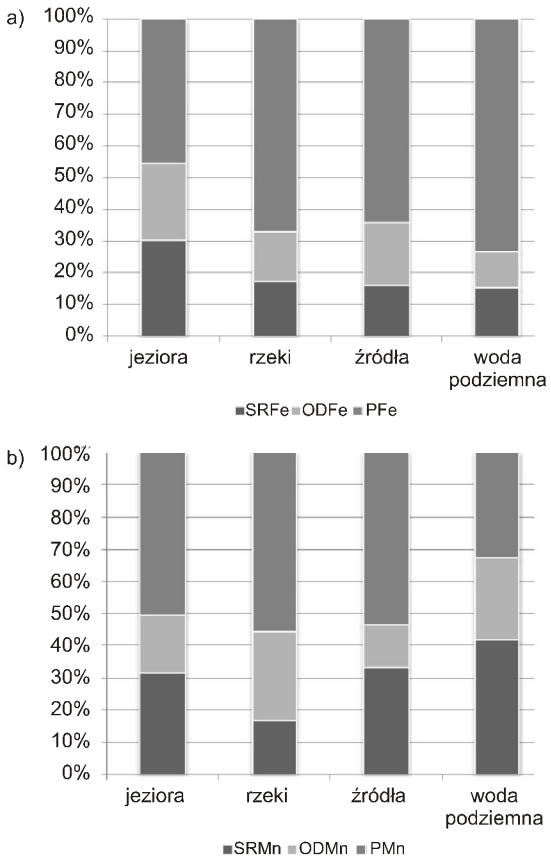
stanowiła nieco ponad 80% węgla całkowitego. Średnie stężenie zawieszonego węgla organicznego nie przekroczyło 3 $mg \cdot dm^{-3}$, a wodach źródlanych wynosiło 1,77 $mg \cdot dm^{-3}$ (tab. 3). Średnie stężenie azotu całkowitego w jeziorach nie przekraczało 1 $mg \cdot dm^{-3}$. Około 70% azotu całkowitego to azot organiczny, który dominował w strukturze azotu w rzekach, stanowiąc tam 78% (ryc. 3a). Główną formą azotu mineralnego w wodach SPK był azot amonowy, którego średnie stężenie wynosiło 0,68 $mg \cdot dm^{-3}$. W wodzie źródeł w strukturze azotu mineralnego dominował azot azotanowy, jego średnie stężenie osiągnęło 0,23 $mg \cdot dm^{-3}$. Strefa hyporeiczna pełni funkcję sterfy buforowej w stosunku do azotu. Pierwiastek ten podlega tu retencji i transformacji (Hinkle i in., 2001). Średnia zawartość fosforu w wodzie jezior i strefach ekotonowych nie przekraczała 0,17 $mg \cdot dm^{-3}$. W rzekach i źródłach średnie stężenie fosforu było większe (tab. 3).

Tab. 2. Zróżnicowanie stężenia makroelementów (zakres i wartość średnia) w wodach Suwalskiego Parku Krajobrazowego
Tab. 2. Variation of macronutrients concentrations (range and mean value) in the waters of the Suwalki Landscape Park

Cechy wody	Jeziora	Rzeki	Źródła	Płytkie wody podziemne	Statystyczna istotność różnic*
Ca^{2+} (mg·dm^{-3})	30,2–104,9 65,0	49,7–100,3 73,9	51,2–112,4 94,3	28,7–141,0 93,2	*a–c*; *a–d*; *b–c*; *b–d*
Mg^{2+} (mg·dm^{-3})	2,55–26,27 8,67	3,89–16,29 9,42	10,2–22,5 15,0	4,26–23,96 11,29	*a–c*; *b–c*
Na^{+} (mg·dm^{-3})	1,68–5,60 3,91	2,92–5,08 4,07	2,68–7,60 4,74	1,60–7,00 4,56	
K^{+} (mg·dm^{-3})	0,08–8,56 2,41	1,28–7,08 3,03	0,92–2,72 1,93	1,28–7,28 3,31	*c–d*
HCO_3^{-} (mg·dm^{-3})	128–408 272	186–430 308	244–457 362	131–598 356	*a–c*; *a–d*
SO_4^{2-} (mg·dm^{-3})	0,1–14,4 5,7	0,2–9,3 5,5	0,4–12,7 6,3	0,3–22,2 9,2	*a–d*; *b–d*
Cl^{-} (mg·dm^{-3})	5,6–12,2 7,9	6,3–10,7 7,9	6,2–9,6 7,4	6,0–12,7 9,1	*a–d*; *b–d*; *c–d*
Si-SiO_3^{2-} (mg·dm^{-3})	0,03–4,14 1,66	0,55–3,76 2,04	1,72–4,53 3,11	1,82–6,93 3,71	*a–c*; *a–d*; *b–c*; *b–d*
reaktywne żelazo rozpuszczone (μg·dm^{-3})	31–1443 269	61–750 352	93–471 265	64–349 194	
żelazo rozpuszczone (μg·dm^{-3})	157–2142 486	232–1597 675	226–1562 588	246–619 341	
żelazo całkowite (μg·dm^{-3})	172–3436 889	423–8680 2050	722–5190 1645	280–4118 1269	
reaktywny mangan rozpuszczony (μg·dm^{-3})	20–1097 202	15–358 106	61–637 215	65–883 400	*a–d*; *b–d*; *c–d*
mangan rozpuszczony (μg·dm^{-3})	37–1306 316	26–884 284	109–776 302	50–1607 644	*a–d*; *b–d*; *c–d*
mangan całkowity (μg·dm^{-3})	57–1452 640	62–1728 640	359–1025 649	384–1700 959	

* Liczba próbek: jeziora – 50 (*a*), rzeki – 15 (*b*), źródła – 12 (*c*), płytkie wody podziemne – 10 (*d*).

Zróżnicowana zawartość fosforu w różnych typach wody odzwierciedliła się w jego strukturze (ryc. 3b). W jeziorach i rzekach frakcje fosforu rozpuszczonego i zawieszonego stanowiły około 50% fosforu całkowitego. W rzekach i źródłach fosfor rozpuszczony stanowił zaledwie 30% fosforu całkowitego, pozostała część to fosfor zawieszony.



Ryc. 2. Struktura żelaza (a) i manganu (b) w wodach Suwalskiego Parku Krajobrazowego
Fig. 2. Structure of iron (a) and manganese (b) in the waters of the Suwałki Landscape Park

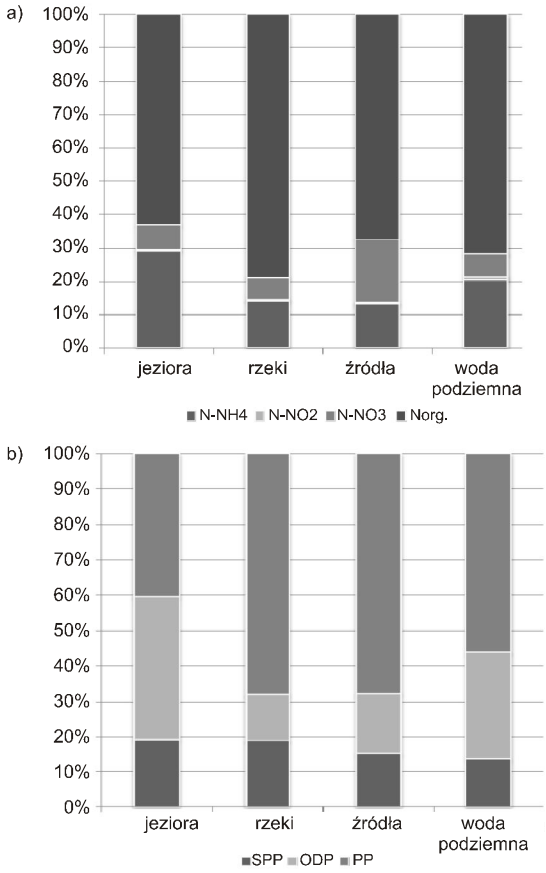
W wodach jezior, rzek, źródeł i stref ekotonowych podstawową formą występowania rozpuszczonych związków były formy jonowe (tab. 4). Wapń i magnez w niewielkich stężeniach występowały również w postaci uwodnionych cząsteczek siarczanów, węglanów i wodorofosforanów. Kationy sodu i potasu w całości występowały w formie jonowej. Zanotowano śladowe ilości uwodnionej obojętnej cząsteczki jednowodorowęglanu sodu, ale jej zawartość w roztworze nie przekraczała 1%. Główną formą występowania wodorowęglanów był jon wodorowęglanowy i dwutlenek węgla. Jony chlorkowe występowały tylko w postaci anionowej, a siarczanowe głównie w postaci anionowej i obojętnych cząsteczek siarczanów wapnia i magnezu. Związki fosforu wystąpiły w postaci dwóch form jonowych: jedno- i dwuwodorofosforanów. W analizowanym środowisku przeważał jon jednowodorofosforanowy. Podstawową formą występowania krzemionki była uwodniona cząsteczka kwasu ortokrzemowego. Zasadowe środowisko przyczyniało się do nieznacznej dysocjacji cząsteczki kwasu ortokrzemowego i stwierdzenia w roztworze niewielkich ilości jonu trójwodoro-

Tab. 3. Zróżnicowanie stężenia pierwiastków biogenicznych (zakres i wartość średnia) w wodach Suwalskiego Parku Krajobrazowego
Tab. 3. Variation of biogenic concentrations (range and mean value) in the waters of the Suwałki Landscape Park

Cechy wody	Jeziora	Rzeki	Źródła	Płytkie wody podziemne	Statystyczna istotność różnic*
ogólny węgiel organiczny ($mg \cdot dm^{-3}$)	7,39–24,58 15,81	6,81–28,61 16,44	4,21–15,49 9,85	13,99–35,82 20,33	*a–c*; *b–c*; *c–d*
rozpuszczony węgiel organiczny ($mg \cdot dm^{-3}$)	6,69–20,76 13,40	6,45–26,05 13,66	4,08–14,8 8,08	7,57–35,08 17,65	*a–c*; *b–c*; *c–d*
zawieszony węgiel organiczny ($mg \cdot dm^{-3}$)	0,03–7,62 2,41	0,14–11,09 2,79	0,13–3,65 1,77	0,26–7,76 2,68	
SUVA (abs.1 cm·1 g C^{-1})	5,04–21,88 9,69	6,13–25,60 14,35	5,43–19,30 11,25	5,28–28,95 11,76	*a–b*
$N\text{-}NH_4^+$ ($\mu gN \cdot dm^{-3}$)	44–841 232	58–398 184	86–288 160	81–1292 305	
$N\text{-}NO_2^-$ ($\mu gN \cdot dm^{-3}$)	0–16 4	1–20 8	2–11 7	0–59 15	*a–d*; *b–d*; *c–d*
$N\text{-}NO_3^-$ ($\mu gN \cdot dm^{-3}$)	33–244 60	36–183 86	125–378 231	52–153 102	*a–c*; *a–d*; *b–c*; *c–d*
azot organiczny ($\mu gN \cdot dm^{-3}$)	240–1528 501	261–2059 1031	112–1498 820	155–4344 1074	*a–b*; *a–d*
azot całkowity ($\mu gN \cdot dm^{-3}$)	267–2334 797	366–2259 1309	468–1952 1218	318–4759 1496	*a–d*
fosfor rozpuszczony ($\mu gN \cdot dm^{-3}$)	17–203 89	28–138 71	32–124 73	44–150 74	
rozpuszczony fosfor mineralny ($\mu gN \cdot dm^{-3}$)	6–92 29	9–214 42	10–83 34	16–40 23	
rozpuszczony fosfor organiczny ($\mu gN \cdot dm^{-3}$)	7–169 60	18–103 29	17–72 39	10–110 51	
fosfor zawieszony ($\mu gN \cdot dm^{-3}$)	3–908 61	5–952 152	4–852 154	5–317 95	
fosfor całkowity ($\mu gN \cdot dm^{-3}$)	28–945 150	56–994 222	81–908 227	67–377 169	

* Liczba próbek: jeziora – 50 (*a*), rzeki – 15 (*b*), źródła – 12 (*c*), płytkie wody podziemne – 10 (*d*).

krzemowego. Związki azotu praktycznie ograniczyły swoje występowanie do dwóch form: jonu azotanowego i amonowego. O stężeniach żelaza w wodzie decydował kation dwudodatni i jon wodorowęglanu żelaza, a manganu kation dwudodatni, jon wodorowęglanu manganu oraz węglan manganu. Formy występowania pierwiastków w wodach SPK były typowe dla wód północno-wschodniej Polski (Jekatierynczuk-Rudczyk, 2010).



Ryc. 3. Struktura azotu (a) i fosforu (b) w wodach Suwalskiego Parku Krajobrazowego
Fig. 3. Structure of nitrogen (a) and phosphorus (b) in the waters of the Suwałki Landscape Park

Mimo istotnych statystycznie różnic, dotyczących większości badanych cech wody, wyliczone indeksy nasycenia względem minerałów były zbliżone (tab. 5). W płytkich wodach podziemnych pobranych ze stref ekotonowych stwierdzono nieco mniejszą możliwość rozpuszczania halitu, melanterytu i wiwianitu. W strefach ekotonowych woda była bardziej agresywna w stosunku do jarozytu, chryzolitu, sepiolitu, hausmanitu oraz piroluzytu. Możliwość wytrącania się związków żelaza w wodzie źródlisk, obserwowana w niszach źródliskowych oraz na dnie początkowych odcinków cieków, została potwierdzona w tym środowisku największymi wartościami indeksu nasycenia względem minerałów zawierających żelazo. Niewielką zmienność wartości indeksu nasycenia względem minerałów stwierdzono w regionie białostockim (Jekatierynczuk-Rudczyk, 2010).

Tab. 4. Główne formy występowania składników chemicznych w wodach Suwalskiego Parku Krajobrazowego (μmol·dm^{-3})
Tab. 4. Main forms of chemical present of water in the Suwałki Landscape Park (μmol·dm^{-3})

Specjacje	Jeziora	Rzeki	Źródła	Płytkie wody podziemne
HCO_3^-	4251	4787	5554	5645
CO_2	90,3	114	90,1	436
CO_3^{2-}	23,6	24,5	40,2	8,3
Ca^{2+}	1532	1731	2195	2198
$CaHCO_3^+$	53,5	70,8	88,1	98,2
$Ca\ CO_3$	28,2	33,6	59,6	13,9
$CaSO_4$	7,48	7,95	9,92	15,1
$CaHPO_4$	0,21	0,32	0,27	0,2
Cl^-	223	222	209	257
Mg^{2+}	339	367	580	440
$MgHCO_3^+$	12,0	14,7	25,3	19,7
$MgCO_3^+$	3,62	4,12	9,05	1,61
$MgSO_4$	1,75	1,87	2,60	3,22
SO_4^{2-}	50,0	47,4	53,0	77,2
Na^+	170	177	206	198
$NaHCO_3$	0,34	0,40	0,53	0,52
K^+	61,6	77,5	49,4	84,6
NH_4	15,9	12,4	11,0	21,9
NO_3^-	0,6	6,14	16,4	7,28
Fe^{2+}	0,30	0,30	0,27	12,2
$Fe(OH)_3$	13,0	30,52	24,4	3,09
$Fe(OH)^{2+}$	1,37	3,33	2,25	1,20
$Fe(OH)^{4-}$	1,05	2,40	2,37	0,07
Mn^{2+}	5,14	5,07	6,27	10,3
$MnCO_3$	5,06	5,00	6,27	3,46
$MnHCO_3$	1,42	1,55	1,42	3,62
HPO_4^{2-}	0,54	0,74	0,57	0,34
$H_2\ PO_4^-$	0,07	0,10	0,05	0,15
H_4SiO_4	27,3	33,5	50,9	61,5
H_3SiO_4	0,37	0,43	0,83	0,24

Tab. 5. Wartości indeksu nasycenia względem minerałów w wodach Suwalskiego Parku Krajobrazowego
Tab. 5. Values of saturation index in relation to minerals of water in the Suwałki Landscape Park

Minerał		Jeziora	Rzeki	Źródła	Płytkie wody podziemne
halit	Na Cl	–9,06	–9,06	–9,01	–8,95
uwodniony wodorotlenek żelaza (III)	$Fe(OH)_3$	3,19	3,38	3,71	2,54
getyt	FeOOH	8,85	9,14	9,22	8,21
hematyt	Fe_2O_3	19,67	20,27	20,40	18,40
kalcyt	$CaCO_3$	0,72	0,79	1,05	0,41
aragonit	$CaCO_3$	0,57	0,65	0,90	0,26
dolomit	$CaMg(CO_3)_2$	0,83	1,00	1,51	0,18
syderyt	$FeCO_3$	–0,55	–0,60	–0,47	0,56
gips	$CaSO_4$ $2H_2O$	–2,82	–2,80	–2,67	–2,51
anhydryt	$CaSO_4$	–3,06	–3,04	–2,92	–2,75
jarozyt k	$KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$	–4,27	–3,25	–3,55	–4,03
melanteryt	$FeSO_4$ $7H_2O$	–8,78	–8,93	–8,83	–7,06
hydroksyapatyt	$Ca_5(PO_4)$ 3OH	0,92	1,53	1,82	–1,28
wiwianit	$Fe_3(PO_4)_2$ $8H_2O$	–5,48	–5,52	–5,57	–2,36
kwarc	SiO_2	–0,48	–0,44	–0,15	–0,14
chalcedon	SiO_2	–0,93	–0,88	–0,62	–0,59
chryzolit	$Mg_3Si_2O_5(OH)_4$	–4,81	–4,59	–3,27	–7,18
sepiolit	$Mg_2Si_3O_7$ 5OH $3H_2O$	–4,73	–4,60	–3,03	–5,75
talk	$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$	–3,07	–2,70	–6,74	–4,74
husmanit	Mn_3O_4	–7,12	–6,18	–6,74	–11,75
manganit	Mn_3OOH	–2,87	–2,70	–2,27	–4,81
pirochroit	$Mn(OH)_2$	–4,57	–4,72	–4,40	–5,42
pirolusyt	Mn_3OOH	–8,15	–7,16	–7,75	–11,10
rodochrozyt	$MnCO_3$	0,91	0,92	0,99	0,75

Wody SPK, dzięki znacznej zawartości jonów wapnia, węglanów i wodorowęglanów, należały do bardzo dobrze zbuforowanych. Zawartość jonów wapnia i magnezu stanowiła ponad 90% sumy kationów, a zawartość wodorowęglanów ponad 90% sumy anionów. Funkcjonowanie układu węglanowo-wapniowego zapobiega nagłym zmianom cech wody, w tym odczynu, i ogranicza podatność wód na degradację (Zdanowski, 1983).

Rola strefy hyporeicznej w kształtowaniu jakości wód powierzchniowych

Strefa hyporeiczna jest specyficznym ekotonem. Łączy środowisko wód podziemnych i powierzchniowych. Występujące w niej wody często różnią się cechami fizycznymi i chemicznymi od sąsiednich środowisk wodnych. Ze względu na ciągłą dynamikę wody w przyrodzie, woda interstycjalna ze strefy hyporeicznej może wpływać na jakość wód powierzchniowych. W ekosystemach rzecznych i jeziornych Polski rola ekotonu o charakterze woda/ląd jest stosunkowo dobrze opisana (Radwan i in., 1998; Hillbrich-Ilkowska, 1999, 2005). Jego rola jest zróżnicowana w przestrzeni i w czasie. Na podstawie badań przeprowadzonych na pojezierzach Mazurskim i Suwalskim stwierdzono akumulacyjną rolę tego środowiska w stosunku do pierwiastków biofilnych (Hillbrich-Ilkowska, 1999). Szczególną rolę w deponowaniu nutrietów przypisuje się siedliskom mokradłowym (Kłosowski, Tomaszewicz, 1996; Hillbrichr-Ilkowska, 2005).

Na terenie SPK stwierdzono zróżnicowanie niektórych cech fizyczno-chemicznych wód jeziornych, rzecznych, źródlanych i płytkich wód podziemnych, określonych w pracy jako wody interstycjalne, występujące w strefie hyporeicznej. Zróżnicowanie hydrochemiczne obszaru potwierdzają istotne statystycznie różnice większości parametrów fizycznych i niektórych cech chemicznych wody. Istotne statystycznie różnice środowiska wodnego dotyczą głównie makroelementów. Największe ich stężenia zanotowano w płytkich wodach podziemnych oraz wodach źródeł. W warunkach drenażu wód podziemnych, w zależności od jego wielkości, może to być przyczyną znacznego wzbogacenia wód powierzchniowych w główne makroelementy. Nad jeziorem Jaczno znajduje się wiele źródlisk, które zasilają jego wody. Wiosną 2009 roku stwierdzono 12 takich wypływów. Kilka z nich ma charakter okresowy. W kwietniu 2009 łączna wydajność wszystkich naturalnych wypływów wody podziemnej, zasilających jezioro Jaczno w północno-zachodniej części, wynosiła 88,14 $dm^3 \cdot s^{-1}$. Odnosząc tę wartość do ilości wody zmagazynowanej w jeziorze Jaczno (4 797 000 m^3), stwierdzono, że w ciągu jednego dnia wody źródlisk mają udział 0,16% w zasilaniu wód jeziora. Jest to wartość niewielka, ale w skali roku udział ten wzrasta prawie do 58%. Na tej podstawie można stwierdzić, że źródliska odgrywają bardzo ważną rolę w zasilaniu wód jeziora Jaczno, a jednocześnie wnoszą znaczny ładunek makroelementów. Analizowane makroelementy nie są dużym zagrożeniem dla funkcjonowania wód powierzchniowych, choć ich stężenia w przypadku intensywnego zasilania podziemnego mogą wzrastać. O niewielkim zagrożeniu przekształcenia jakości wody w środowisku limnicznym SPK świadczy przynależność większości jezior Suwalszczyzny do typu cechującego się umiarkowanym tempem eutrofizacji, gdzie niekorzystne warunki zlewniowe są równoważone przez wysoką odporność jeziora (Bajkiewicz-Grabowska, 1999).

Na terenach młodoglacjalnych płytkie wody podziemne, drenowane przez wody powierzchniowe, nie są istotnym źródłem pierwiastków biogenicznych

dla wód powierzchniowych. Odmienne relacje stwierdzono na terenie Niziny Północnopodlaskiej (Jekatierynczuk-Rudczyk, 2010; Zieliński, Jekatierynczuk-Rudczyk, 2010), gdzie wody interstycjalne cechowały się znacznie większymi stężeniami biogenów w porównaniu do wód płynących. Charakterystyczną cechą wód SPK jest podobieństwo stężenia analizowanych form fosforu i żelaza oraz możliwość wytrącania tych pierwiastków w środowisku wód powierzchniowych, stwierdzona na podstawie analizy indeksów nasycenia względem minerałów (tab. 5). Zależność ta, obok znacznie mniejszego ładunku dopuszczalnego fosforu ze zlewni i jego niewielkiej dostępności dla producentów pelagicznych (Hillbrichr-Ilkowska, 1994), warunkuje ciągle niską trofię jezior SPK. Mimo istotnych statystycznie różnic, w przeważającej części badanych cech wody zróżnicowanie hydrochemiczne obszaru jest umiarkowane, na co wskazuje podobieństwo indeksu nasycenia względem minerałów w badanych typach wód.

Przeprowadzone badania hydrochemiczne na terenie SPK wskazały na niewielką rolę procesów hydrochemicznych, zachodzących w strefie hyporeicznej, w kształtowaniu jakości wód powierzchniowych, o czym świadczą notowane stężenia biogenów w płytkich wodach podziemnych i źródlanych. Płytkie wody podziemne nie zwiększały żyzności wód powierzchniowych. Jest to ważna cecha funkcjonowania środowiska wodnego na obszarach młodoglacjalnych o niewielkim stopniu przekształcenia środowiska naturalnego. W miarę zwiększenia stopnia przekształcenia środowiska przyrodniczego wpływ wód interstycjalnych na jakość wód powierzchniowych zwiększał się. Taki proces zanotowano nad jeziorem Okrągłe. Cechy fizyczno-chemiczne płytkich wód podziemnych znacznie różniły się od cech wód jeziornych i rzecznych. Średnia wartość EC notowana w wodach interstycjalnych przekroczyła 700 $\mu S \cdot cm^{-1}$, SWWT wyniósł zaledwie 48%, a w wodach jeziornych wartość EC nie przekraczała 450 $\mu S \cdot cm^{-1}$, przy ponad 100% SWWT. Znaczne przekształcenie jakości wody intersycjalnej na tym stanowisku wynika z sąsiedztwa zabudowań gospodarczych, gdzie nieprzestrzegane są jakiekolwiek aspekty dobrej praktyki rolniczej (składowanie obornika bezpośrednio na powierzchni terenu, niezabezpieczone odcieki gnojowicy z budynków gospodarczych). Pomimo istniejących punktowych źródeł zanieczyszczeń na terenie SPK, jakość środowiska naturalnego na tym terenie jest ciągle bardzo wysoka. Porównanie prezentowanych badań hydrochemicznych z przeprowadzonymi na początku lat 90. XX wieku (Hillbricht-Ilkowska, Wiśniewski, 1994) potwierdza tę tezę.

Literatura

Bajkiewicz-Grabowska E., 1999, *Struktura fizycznogeograficzna układu krajobrazowego zlewnia-jezioro i jej wpływ na tempo naturalnej eutrofizacji jezior*, [w:] B. Zdanowski, M. Kamiński, A. Martyniak (red.), *Funkcjonowanie i ochrona ekosystemów wodnych na obszarach chronionych*, IRŚ, Olsztyn, 77–84.

Bajkiewicz-Grabowska E., 2002, *Obieg materii w systemach rzeczno-jeziornych*, UW, Warszawa, 274 s.

Bencala K.E., 2000, *Hyporheic zone hydrological processes*, Hydrol. Processes, 14, 2797–2798.

Ber A., 2000, *Plejstocen Polski północno-wschodniej w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich*, Prace PIG, Warszawa, 89 s.

Boulton A.J., Findlay S., Marmonier P., Stanley E.H., Vallett H.M., 1998, *The functional significance of the hyporheic zone in streams and rivers*, Ann. Rev. Ecol. Syst., 29, 59–81.

Brunke M., Gonser T., 1997, *The ecological significance of exchange processes between rivers and groundwater*, Freshwater Biol., 37, 1–33.

Brunke M., Gonser T., Grieder E., 1998a, *Influence of surface and subsurface flow on distribution of particulate organic matter and inorganic fine particles in perialpine stream sedimemts. Hydrology*, Water Res. Ecol. Headwaters, 371–378.

Brunke M., Gonser T., Grieder E., 1998b, *Environmental gradient patterns in hyporheic interstices: a model based on hydrological exchange processes*, [w:] G. Bretschko, J. Helesic (red.), *Adwances in river bottom ecology*, Backhuys, Leiden, 23–30.

Cudowski A., Górniak A., 2008, *Manganese fraction in waters of polyhumic Siemianówka dam Reservoir*, Polish J. Envir. St., 17(5), 713–719.

Edwards R.T., 1998, *The hyporheic zone*, [w:] R.J. Naiman, R.E. Bilby (red.), *River ecology and management: lessons from the Pacific Coastal Ecoregion*, Springer, New York, 399–429.

Edwardson K.J., Bowden W.B., Dahm C., Morrice J., 2003, *The hydraulic characteristics and geochemistry of hyporheic and parafluvial zones in Arctic tundra streams, north slope*, Alaska Adv. Water Res., 26, 9, 907–923.

Franken R.J.M., Storey R.G., Williams D., 2001, *Biological, chemical and physical characteristics of downwelling and upweling zones in the hyporheic zone of a north-temperate stream*, Hydrobiologia, 444, 183–195.

Górniak A., 2008, *Jeziora Suwalszczyzny*, [w:] E. Jekatierynczuk-Rudczyk, M. Stepaniuk (red.), *Rozwój obszarów przyrodniczo cennych*, Ekopress, Białystok, 145–163.

Hancock P.J., 2002, *Human impacts on the stream–groundwater exchange zone*, Envir. Manag., 29, 6, 763–781.

Hermanowicz W., Dożańska W., Dojlido J., Koziorowski B., 1976, *Fizyczno-chemiczne badania wody i ścieków*, Arkady, Warszawa, 418 s.

Hillbricht-Ilkowska A., 1994, *Ocena ładunku fosforu i stanu zagrożenia jezior Suwalskiego Parku Krajobrazowego oraz niektóre zależności pomiędzy ładunkiem a wskaźnikiem trofii jezior*, [w:] A. Hillbricht-Ilkowska, R. Wiśniewski (red.), *Jeziora Suwalskiego Parku Krajobrazowego. Związki z krajobrazem, stan eutrofizacji i kierunki ochrony*, PAN, Człowiek i Środowisko, 7, 201–214.

Hillbricht-Ilkowska A., 1999, *Shallow lakes in lowland river systems: role in transport and transformation of nutrients and in biological diversity*, Hydrobiologia, 408/409, 349–358.

Hillbricht-Ilkowska A., 2005, *Ochrona jezior i krajobrazu pojeziernego – problemy, procesy, perspektywy*, Kosmos, 54, 285–302.

Hillbricht-Ilkowska A., Wiśniewski A., 1994, *Zróżnicowanie troficzne jezior Suwalskiego Parku Krajobrazowego i jego otuliny. Stan obecny, zmienność wieloletnia, miejsce w klasyfikacji troficznej*, [w:] A. Hillbricht-Ilkowska, R. Wiśniewski (red.), *Jeziora Suwalskiego Parku Krajobrazowego. Związki z krajobrazem, stan eutrofizacji i kierunki ochrony*, PAN, Człowiek i Środowisko, 7, 181–200.

Hinkle S.R., Duff J.H., Triska F.J., Laenen A., Gates E.B., Bencala K.E., Wentz D.A., Silva S.R., 2001, *Linking hyporheic flow and nitrogen cycling near the Willamette River – a large river in Oregon*, USA, J. Hydrol., 244, 3-4, 157–180.

Hoehn E., 1998, *Solute exchange between river water and groundwater in headwater environments*, Hydrol., Water Res. Ecol. Headwaters, 248, 165–171.

Jekatierynczuk-Rudczyk E., 2006a, *Water quality in the hyporheic zone of small lowland rivers*, Polish J. Envir. St., 15, 453–456.

Jekatierynczuk-Rudczyk E., 2006b, *Zmiany składu chemicznego wody w niszach źródlisk nizinnych*, Dok. Geogr., 32, 113–118.

Jekatierynczuk-Rudczyk E., 2007, *Strefa hyporeiczna, jej funkcjonowanie i znaczenie*, Kosmos, 56, 1–2, 181–196.

Jekatierynczuk-Rudczyk E., 2010, *Przekształcenia składu fizyczno-chemicznego płytkich wód podziemnych w strefach drenażu na obszarach nizinnych*, Wyd. UwB, Białystok, 215 s.

Jekatierynczuk-Rudczyk E., 2011, *Zróżnicowanie hydrochemiczne obszaru z uwzględnieniem roli ekotonów woda / ląd na przykładzie Suwalskiego Parku Krajobrazowego*, N N306 275135, Zakład Hydrobiologii UwB, Białystok (maszyn.).

Jekatierynczuk-Rudczyk E., Grabowska M., Ejsmont-Karabin J., Karpowicz M., 2012, *Assessment of trophic state of four lakes in the Suwałki Landscape Park (NE Poland) based on the summer phyto- and zooplankton in comparison with some physicochemical parameters*, [w:] K. Wołowski i in. (red.). *Current advances in algal taxonomy and its applications*, Inst. Botaniki W. Szafera, Kraków, 205–225.

Jones J.B., Holmes, R.M., 1996, *Surface-subsurface interactions in stream ecosystems*, Trends Ecol. Evol., 11, 6, 239–242.

Kłosowski S., Tomaszewicz H., 1994, *Analiza rozmieszczenia, struktury i warunków siedliskowych zbiorowisk roślinności brzegowej systemu rzeczno-jeziornego górnej Szeszupy*, [w:] A. Hillbricht-Ilkowska, R. Wiśniewski (red.), *Jeziora Suwalskiego Parku Krajobrazowego. Związki z krajobrazem, stan eutrofizacji i kierunki ochrony*, PAN, Człowiek i Środowisko, 7, 119–144.

Kondracki J., 1998, *Geografia regionalna Polski*, PWN, Warszawa, 441 s.

Małecki J.J., 1998, *Rola strefy aeracji w kształtowaniu składu chemicznego płytkich wód podziemnych wybranych środowisk hydrogeochemicznych*, Biul. PIG, 381, Warszawa, 219 s.

Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Jeleniewo (0072), 2004, PIG, Warszawa.

Nizicka D., Pochocka-Szwarc K., 2007, *Suwalski Park Krajobrazowy: mapa geologiczno-turystyczna*, PIG, Warszawa.

Orghidan T., 1959, *Ein neure Lebensraum des unterirdischen Wassers, der hyporheische Biotop*, Archiv für Hydrobiologie, 55, 392–414.

Paczyński B., Sadurski A., 2007, *Hydrogeologia regionalna Polski*, PIG, Warszawa, 104, 280.

Program ochrony środowiska powiatu suwalskiego na lata 2004–2012, 2003, 24, 42 s.

Radwan S., Chmielewski T.J., Ozimek T. 1998, *Struktura i funkcjonowanie ekotonów woda-ląd w różnych typach troficznych jezior Polesia Lubelskiego*, [w:] S. Radwan (red.), *Ekotony słodkowodne: struktura, rodzaje i funkcjonowanie*, Wyd. UMCS, Lublin, 17–41.

Wiktorowicz B., 2007, *Formy migracji rozpuszczonych mikroskładników szczaw Ziemi Kłodzkiej*, Pr. Nauk. Inst. Gór. Polit. Wrocławskiej, 33, 121–128.

Winter T. C., 1999, *Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems*, J. Hydrol., 7, 28–45.

Zieliński P., Górniak A., 1999, *Analizy rozpuszczonego węgla organicznego w wodach naturalnych*, Aparatura badawcza dydaktyczna, 3, 37–45.

Zieliński P., Jekatierynczuk-Rudczyk E., 2010, *Dissolved organic matter transformation in the hyporheic zone of a small lowland river*, Oceanol. Hydrobiol. St., 39(2), 97–103.

Zdanowski B., 1983, *Ecological characteristics of lakes in north eastern Poland versus their trophic gradient*, 3, *Chemistry of the water in 41 lakes*, Ekol. Pol., 31(2), 287–308.

The role of hyporheic zone in forming of water quality in rivers and lakes

Abstract: The paper presents a study of some physico-chemical characteristics of different types of water from the Suwałki Landscape Park. Assess the impact of the quality of shallow groundwater in the adjacent surface water ecosystems were made at the earlier hydrographic mapping for the selection of points where groundwater supply the surface water. The study showed a small role hydrochemical processes taking place in the hyporheic zone in shaping the quality of surface waters, especially lakes. Shallow groundwater did not increase the fertility of the surface water. This is an important feature of the aquatic environment in late-glacial areas, a low-transformation environment.

Key words: water quality, hyporheic zone, Suwałki Landscape Park.

XIX-wieczne powodzie w Poznaniu i na Nizinie Wielkopolskiej

Alfred Kaniecki

Uniwersytet A. Mickiewicza, Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego, ul. Dzięgielowa 27, 61-085 Poznań
alkan@amu.edu.pl

Zarys treści: W pracy podjęto problem występowania powodzi na obszarze Niziny Wielkopolskiej w XIX wieku, utożsamianym z końcowym okresem tzw. małego glacjału. Był to okres charakteryzujący się przewagą suchych i chłodnych lat oraz mroźnych zim. Powodzie na tym obszarze należą do najbardziej destrukcyjnych, wywołanych przez czynniki naturalne. Pierwsze obserwacje wodowskazowe na ciekach w dorzeczu Warty prowadzono w okresie od 1822 do 1895 roku. Istotnym więc problemem jest fakt, że dysponujemy bardzo zróżnicowanym czasem obserwacji. Powodzie występujące w XIX wieku odniesiono do powodzi historycznych, występujących na Warcie w Poznaniu, które są dobrze scharakteryzowane. W odniesieniu do sprawczych czynników meteorologicznych, wyróżniono powodzie: opadowe, roztopowe, mieszane i spowodowane zatorami lodowymi. Terminy występowania XIX-wiecznych maksimów absolutnych stanów w różnych częściach systemu rzecznego Warty kształtowały się odmiennie, na co wpływ miały różne ilości wody wprowadzone do niego oraz cechy lokalne, takie jak: pojemność retencyjna doliny, jej zabudowa hydrotechniczna, możliwość tworzenia się spiętrzeń lodowych, nakładanie się lub nie w tych samych terminach kulminacji fal wezbraniowych rzeki głównej i jej dopływów. Analiza zmian przestrzennych i czasowych charakteru zalewów powodziowych w większych rzekach Niziny Wielkopolskiej ciągle czeka na bliższe rozpoznanie.

Słowa kluczowe: powodzie historyczne, Nizina Wielkopolska, dorzecze Warty.

Problem występowania powodzi na obszarze Niziny Wielkopolskiej skupiano głównie na wylewach Warty w Poznaniu, w przypadku innych części tego obszaru przedstawiano go w bardzo wycinkowy sposób. Dotyczy to również wezbrań z XIX wieku, a więc okresu utożsamianego z końcem tzw. małego glacjału. O XIX-wiecznych powodziach pisali Pasławski (1956) i Kaniecki (1995, 2004), przedstawiając je w ogólnym problemie powodzi w Poznaniu. Odniesio-

no je do powodzi wcześniejszych, opisanych przez pisarzy miejskich, kronikarzy kapituły poznańskiej, czy też kronikarzy poznańskich klasztorów jezuitów i bernardynów. Natomiast informacje, dotyczące zalewów powodziowych Warty i jej dopływów poza Poznaniem, porozrzucane są w różnych opracowaniach bez odniesienia do bogactwa informacji, dotyczących tego problemu w tym mieście.

Wiek XIX to okres końcowy tzw. Małej Epoki Lodowej, która zaczęła się na początku XVI wieku. Zaznaczyła się ona głównie na półkuli północnej i charakteryzowała dużą zmiennością warunków termicznych i przewagą okresów chłodnych nad cieplejszymi. Analiza klimatyczna XIX wieku, przeprowadzona przez różnych autorów (np. Kożuchowski, Marciniak, 1987; Obrębska-Starklowa, 1997; Długajczyk, 2008; Czaja, 2010), wykazała, że w okresie tym warunki pogodowe ulegały częstym zmianom. Występowały zarówno długotrwałe okresy z wysokimi wartościami opadów, w tym z grubą pokrywą śnieżną, jak i długotrwałe susze, z łagodnymi, bezśnieżnymi zimami. Klimat w Europie nie wykazywał stałych tendencji zmian. Szczególnie mało różniły się sezony letnie. Okresy zimowe były, na ogół, ostre i mroźne (Cowie, 2009). Po erupcji w Indonezji wulkanu Tambora w 1815 roku oraz wulkanu Krakatau w 1883, do stratosfery dostały się znaczne ilości aerozoli, których obecność dodatkowo nasiliła spadek temperatury w okresie Małej Epoki Lodowej. Przełom XVIII i XIX wieku w Europie Środkowej charakteryzował się, jak wykazały to badania Kożuchowskiego i Marciniaka (1987), wyraźnym ociepleniem klimatu. Również dekadę lat 20. XIX wieku w Europie przyjmuje się jako ciepłą. Z kolei do ewidentnie chłodnych należały lata 30. i 40. tego wieku (Obrębska-Starklowa, 1997). Trzecia ćwiartka XIX wieku zaznaczyła się pewnym złagodzeniem klimatu, sygnalizowanym przez wycofywanie się lodowców górskich w Europie, natomiast w ostatniej ćwiartce tego stulecia wystąpiła transgresja lodowców górskich (Cowie, 2009). Kożuchowski i Marciniak (1987) w odniesieniu do obszaru Europy Środkowej stwierdzili wyraźne ujemne odchylenia od średniej temperatury roku i średniej temperatury zimy od lat 30. po lata 90. XIX stulecia.

Rekonstrukcja warunków meteorologicznych i hydrologicznych aż do połowy XIX wieku, czyli do czasu wprowadzenia na szeroką skalę pomiarów instrumentalnych, jest trudna i mało precyzyjna. Informacje o zdarzeniach meteorologicznych i hydrologicznych zawarte są w różnego typu źródłach, np. w monografiach miast. W XIX wieku były nimi również gazety, czy różnego rodzaju periodyki, zarówno polsko-, jak i niemieckojęzyczne. Mało jest jednak szczegółowych informacji o zalewach powodziowych w dorzeczu Warty. Stosunkowo dużo danych znajduje się w opracowaniu *Der Oderstrom, sein Stromgebiet und seine wichtigste Nebenflüsse* (1896), są przedstawione wartości stanów kulminacyjnych w czasie wezbrań, daty ich wystąpienia oraz ogólny opis warunków powodziowych w tym czasie.

Na początku XIX wieku obserwacje wodowskazowe prowadzono tylko w kilku punktach na większych rzekach Niziny Wielkopolskiej, dopiero w dru-

giej połowie tego stulecia zaczęto na szerszą skalę zagęszczać sieć punktów obserwacyjnych, zaczęto również pomiary temperatury powietrza i opadów atmosferycznych.

Obserwacje wodowskazowe na ciekach w dorzeczu Warty w XIX wieku prowadzono bardzo nierównomiernie. W obrębie państwa pruskiego (tab. 1) najstarsze założono w dolnym biegu Warty, w Gorzowie Wlkp. (1809), w Fichtwerder (Świerkocin) i Kostrzynie (1811) oraz w Skwierzynie, Borku i Santoku (1817). W środkowym biegu Warty obserwacje wodowskazowe prowadzono w Poznaniu (od 1818), Obornikach (od 1847), Międzychodzie (od 1859), Nowym Mieście i Solcu (od 1865), Śremie i Wronkach (od 1882) oraz Pyzdrach (od 1895). Stosunkowo wcześnie założone zostały wodowskazy w środkowym biegu Noteci, w Ujściu (1818), Czarnkowie (1823), Nakle (1831), Nowym Drezdenku (1841) i Białośliwu (1864), co wiązało się z potrzebami żeglugi na Noteci i Kanale Bydgoskim. Wyniki obserwacji jednak nie zostały opublikowane. Z kolei w górnym biegu Noteci stany wody zaczęto mierzyć dopiero w końcowych latach XIX wieku, w Kruszwicy, Pakości, Barcinie, Łabiszynie (1882), a powyżej jeziora Gopło dopiero w XX wieku. W ostatnich latach XIX wieku zaczęto również prowadzić pomiary stanów wody na niektórych dopływach Warty i Noteci, ale zagęszcze-

Tab. 1. Wykaz wybranych posterunków wodowskazowych na Warcie w państwie pruskim, w odniesieniu do granicy państwa (*Der Oderstrom…*, 1896)
Tab. 1. List of ganging station on Warta River in Prussian (*Der Oderstrom...*, 1896)

Lp.	Nazwa posterunku	Km biegu rzeki	Rzędna zera wodowskazu (m n.p.m.)	Początek zachowanych w archiwach danych wodowskazowych
1.	Pogorzelica	5,50	69,116	1.01.1884
2.	Śrem	55,63	60,010	1.01.1822
3.	Poznań	105,83	51,446	1.01.1818
4.	Oborniki	142,36	43,165	1.06.1847
5.	Obrzycko	166,06	40,043	1.10.1891
6.	Wronki	177,46	37,753	1.01.1882
7.	Sieraków	203,17	33,909	1.08.1894
8.	Międzychód	220,58	31,319	1.01.1822
9.	Skwierzyna (most)	256,99	23,982	1.01.1822
10.	Gorzów Wlkp.	293,02	17,503	1.12.1809
11.	Fichtwerder (Świerkocin)	321,08	13,226	19.11.1810
12.	Schnellewarthe (Stara Warta)	332,87	11,774	1.04.1811
13.	Herrenwerder (odnoga Warty – Głuchowo)	337,10	10,777	1.01.1840
14.	Kostrzyn	347,38	10,662	1.01.1818

nie sieci pomiarowej nastąpiło dopiero w XX wieku. Natomiast w części dorzecza Warty, znajdującego się w granicach imperium rosyjskiego, obserwacje wodowskazowe na rzekach rozpoczęto znacznie później, w Sieradzu, Kole i Koninie na Warcie od 1895 roku, a na Prośnie, która była wtedy rzeką graniczną, w Podzamczu i w Bogusławiu, od 1891. Z przedstawionych danych wynika, że dokładna analiza XIX-wiecznych wezbrań na górnej Warcie, Noteci i Prośnie jest bardzo utrudniona i można ją prowadzić tylko na podstawie opisów z prasy lokalnej, czy też z archiwów poszczególnych miast.

Jak już wcześniej wspomniano, najwięcej obserwacji wodowskazowych Warty dotyczy Poznania. Materiałami źródłowymi, umożliwiającymi określenie zmienności stanów wody i obliczenie codziennych przepływów Warty w Poznaniu, są ciągi obserwacji codziennych stanów wody i zjawisk lodowych od stycznia 1822 oraz około 100-letnia seria pomiarów hydrologicznych. Wyniki dobowych obserwacji stanów wody i zjawisk lodowych z okresu 1822–1900 zaczerpnięto z czterech tomów rękopisów, przechowywanych w archiwum Okręgowej Dyrekcji Gospodarki Wodnej w Poznaniu, a pozostałe z hydrograficznych roczników, polskich i niemieckich, oraz z materiałów archiwalnych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej.

Pierwszy posterunek pomiarowy stanów i przepływów Warty w Poznaniu usytuowany został w 1818 roku przy moście Chwaliszewskim, a regularne obserwacje wodowskazowe rozpoczęto w 1822. Rzędna zera tego wodowskazu wynosiła pierwotnie 51,446 m n.p.m., a po 1940 roku – 49,446 m n.p.m. Istnieją więc dokładne obserwacje, dotyczące stanów wody. Znajdziemy je w pracach Warschauera (1890), Pasławskiego (1956), Mikosz (1995) i Kanieckiego (1995, 2004) oraz w rocznikach hydrologicznych. Szczegółowe informacje, dotyczące powodzi od początku XIX wieku, dostarczyła również lokalna prasa (Gazeta Wielkiego Xięstwa Poznańskiego, Dziennik Poznański, Gazeta Poznańska, Kurier Poznański, Wielkopolanin, Orędownik i in.). Niestety nie zachowały się roczniki gazet poznańskich z lat: 1830, 1834, 1838, 1841, 1845, 1846, 1853, 1855, kiedy to występowały wysokie wezbrania wód Warty. Szczególnie odczuwa się brak przekazów prasowych, dotyczących największej w XIX wieku powodzi, w 1855 roku, kiedy to stan Warty w Poznaniu osiągnął wartość 872 cm ponad zerem wodowskazu, czyli rzędną 58,17 m n.p.m. Dużą zaletą tych źródeł jest fakt, że ich autorami byli ludzie dobrze znający opisywane miejsca, a wadą – niejednorodność i duży subiektywizm opisywanych zdarzeń. Opisy niektórych wysokich zalewów powodziowych Warty z XIX wieku w Poznaniu, znajdujących się w lokalnej prasie, wykorzystano we wcześniejszej pracy (Kaniecki, 2004).

Wartości przepływów dobowych Warty w Poznaniu, mierzonych przy moście Chwaliszewskim, obejmujące okres 1822–1988, opracował i opublikował Olejnik (1989). Codzienne przepływy Warty w Poznaniu w latach 1822–1988 obliczył przyjętymi w hydrologii metodami, na podstawie istniejących obserwacji wodowskazowych i pomiarów hydrologicznych, z uwzględnieniem zjawisk lodowych i zmian poziomu koryta Warty związanych z regulacją jej biegu.

Sporządził 47 krzywych przepływu, reprezentujących każdy okres zmian warunków w profilu rzeki. Przedstawiony przez Olejnika (1989) zbiór wartości przepływów Warty w Poznaniu zaliczyć można do największych, zajmuje on piąte miejsce wśród opublikowanych tego typu zbiorów na świecie. Dlatego też stanowi poziom odniesienia dla wartości przepływów i ich zmienności czasowej innych rzek tego dorzecza. Ten 167-letni cykl obserwacyjny stanów i przepływów wody daje podstawę do analizy wartości przepływów powodziowych, czasów ich trwania, tempa przyborów, jak i opadania stanów wody. Dotyczy to jednak tylko Warty w Poznaniu.

Analizę wybitnie wysokich wezbrań Warty w Poznaniu przeprowadził Pasławski (1956), porównując wcześniejsze wezbrania do obserwacji wodowskazowych z lat 1822–1953 prowadzonych przy moście Chwaliszewskim. Wydzielił więc dla okresu 1822–1953 wezbrania wybitnie wysokie, określił stany maksymalne w poszczególnych latach oraz, posługując się materiałami archiwalnymi, sporządził zestawienie tych wezbrań Warty w Poznaniu w okresie od początku XVI do połowy XX wieku i określił wysokości ich kulminacji. Według Pasławskiego, średnia wielka woda z lat 1822–1951 odpowiada stanowi 543 cm na wodowskazie przy moście Chwaliszewskim. Jako kryterium wezbrań wysokich przyjął on stan o 100 cm wyższy od ustalonej średniej wody, a więc odpowiadający (w zaokrągleniu) 6,5 m na wodowskazie w Poznaniu. Tak więc XIX-wieczne opisy powodzi na Warcie w Poznaniu odnoszą się do zera wodowskazu, znajdującego się na rzędnej 51,446 m n.p.m. Pasławski wydzielił dla okresu od 1822 roku, kiedy to rozpoczęto regularne obserwacje wodowskazowe na Warcie przy moście Chwaliszewskim, do końca XIX wieku szczególnie wysokie wezbrania w latach: 1830, 1834, 1841, 1845, 1846, 1850, 1853, 1871, 1876, 1886, 1888, 1889, 1891, 1895. Osiągnęły one stan ponad 650 cm na nieistniejącym już wodowskazie chwaliszewskim.

Interesujący jest fakt, że w wielu przekazach historycznych jako pierwsza wielka powódź w XIX wieku wymieniana i opisywana jest katastrofalna powódź, która wystąpiła w końcu sierpnia i we wrześniu 1813 roku w Europie Środkowej. Zahamowała ona kampanię napoleońską. Zaliczono ją do jednej z trzech największych powodzi w dorzeczu górnej Odry w XIX wieku (Czaja, 2010). Natomiast w materiałach z Wielkopolski brak informacji o tym wylewie Warty. Przy charakterystyce powodzi roztopowej z 1814 roku informacja z Gazety Wielkiego Xsięstwa Poznańskiego, z 5 kwietnia 1814, odnosi ją do wezbrania z 1785 roku, zupełnie pomijając wezbranie z 1813 (Mikosz, 1995). Powódź tę zaliczono później do typu II.

Celem uporządkowania informacji, dotyczących wysokości zalewów, okresu ich występowania, czasu trwania oraz najistotniejszych cech przedstawionych w formie opisów, zestawiono je w formie tabelarycznej (tab. 2), nawiązując do typologii Warschauera (1890), która dość dobrze oddaje charakter powodzi, ich wysokości oraz wyrządzone przez nie szkody gospodarcze itp. Warschauer zróż-

Tab. 2. Charakterystyki wezbrań w XIX wieku w Poznaniu (Kaniecki, 1995)
Tab. 2. Descriptions of floods in 19 century in Poznań (Kaniecki, 1995)

Rok	Typ powodzi	Okres występowania, czas trwania, wysokość zalewu przy kulminacji fali H (m n.p.m.), przepływ Q ($m^3 \cdot s^{-1}$)	Opis powodzi
1814	II	koniec marca i początek kwietnia	zalane częściowo ulice: Małe Garbary, Rybaki, Chwaliszewo i Śródka; „Nie pamiętają tu takiego wezbrania od 1785 roku" (Gazeta Wielkiego Xięstwa Poznańskiego) 5.04.1814
1830	III	od końca lutego do 20.04 H = 57,05, Q = 1124 (28.03)	
1834	II	od połowy grudnia do 20.02, H = 56,08, Q = 740 (12.03)	
1841	II	od początku marca do końca kwietnia, H = 56,24, Q = 814 (28.03)	
1845	III	od 1.04 do 10.05, H = 57,00, Q = 1104 (7.04), szybkie opadanie fali	„Wzdłuż całej ulicy Garbarskiej woda domy i podwórza zalewa; plac Bernardyński, ulica Strzelecka, Rybaki i część Wildy do jeziora podobne. Przedmieścia Chwaliszewo i Śródka podobnie smutnemu uległy losowi" (Gazeta Wielkiego Xięstwa Poznańskiego)
1846	II	od 24.02 do 2.04, H = 56,19, Q = 779 (8.03)	
1850	III	od początku lutego do 2.04, H = 57,88, od 13.02 wzrost stanów, Q = 1565 (26.02)	„Zalana Śródka, Chwaliszewo, Zagórze, Garbary, Rybaki, Półwiejska i Strzelecka, klasztor Bernardynów. Najstarsi ludzie w Poznaniu nie pamiętają takiej wielkiej powodzi" (Wielkopolanin)
1853	II	od 5.04 do końca kwietnia, H = 56,16, Q = 800 (15–16.04)	
1855	IV	od 4.03 do końca kwietnia, H = 58,17, Q = 1720 (2.03)	

cd. tab. 2

1871	III	od 22.02 do 23.03, H = 57,26, Q = 1217 (2.03)	„Woda doszła do belek mostu Chwaliszewskiego, który obciążono znaczną ilością kamieni. Woda zalała prawie wszystkie ulice, które w 1855 roku zalane były, lubo wylew tegoroczny nie jest tak wysoki" (Gazeta Poznańska)
1876	III	od 17.02 do 26.04, H = 57,23, Q = 1203 (1.04)	„Na Garbarach Wielkich przy narożnikach Wodnej i Wielkiej dniem i nocą wodę pompowano" (Orędownik)
1886	II	od 26.03 do 20.04, H = 56,33, Q = 851 (6.04)	
1888	IV	od 9.03 do 27.04, H = 58,11, Q = 1716 (28.03)	„Na Starym Rynku woda w trzech miejscach pchana z Warty kanałem. Od pręgierza do pałacu Działyńskich stawiano też kładki, gdyż suchą nogą przejść nie można" (Kurier Poznański)
1889	IV	od 15.03 do 30.04, H = 58,01, Q = 1670 (31.03)	
1891	III	od 5.03 do końca marca, H = 57,37, Q = 1346 (15.03)	„Zalane Wielkie Garbary aż po most. Między Żegrzem, Starołęką i Wildą wielkie jezioro. Woda przelewa się przez bramę Dębińską" (Kurier Poznański)
1895	II	od 21.03 do 20.04, H = 56,16, Q = 817 (3.04)	

nicował powodzie na Warcie w Poznaniu ze względu na czas pojawiania się – wiosenne, letnie i zimowe, oraz ze względu na wysokość zalewu:

- typ I obejmował zalewy najniżej usytuowanych terenów przyległych do miasta;
- typ II obejmował zalewy najniżej usytuowanych przedmieść Poznania;
- typ III obejmował zalewy części miasta pomiędzy Wartą a Starym Rynkiem;
- typ IV obejmował zalewy najwyższe, całego obszaru miasta, poza skarpą doliny i najwyższym poziomem terasowym (VIII).

Kolejność zalewania różnych części miasta, wraz z narastaniem wysokości fali wezbraniowej, podawały lokalne gazety, np. Kurier Poznański, czy też Wielkopolanin. W tab. 2 wykorzystano również dane, dotyczące wysokości stanów maksymalnych w poszczególnych latach z okresu 1822–1890, znajdujące się w pracy Pasławskiego (1956), oraz dotyczące wielkości przepływów z tego samego okresu, zamieszczone w pracy Olejnika (1989). Typ I obejmował zalewy terenów

usytuowanych poniżej rzędnej 56,00 m n.p.m., typ II – zalewy od 56,01 do 57,00 m n.p.m., typ III – zalewy od 57,01 do 58,00 m n.p.m., i typ IV – zalewy powyżej rzędnej 58,00 m n.p.m. (Kaniecki, 1995).

Tak więc przy stanie średniej wielkiej wody zalewowi ulegały tereny leżące poniżej rzędnej 54,9 m n.p.m., a więc tereny podpoznańskich łąk zalewowych (Dębińskie i Wildeckie) i najniżej usytuowane ulice podpoznańskich przedmieść (Chwaliszewo, Rybaki, Garbary i Grobla), natomiast w przypadku zalewów najwyższych zalewany był Stary Rynek w Poznaniu.

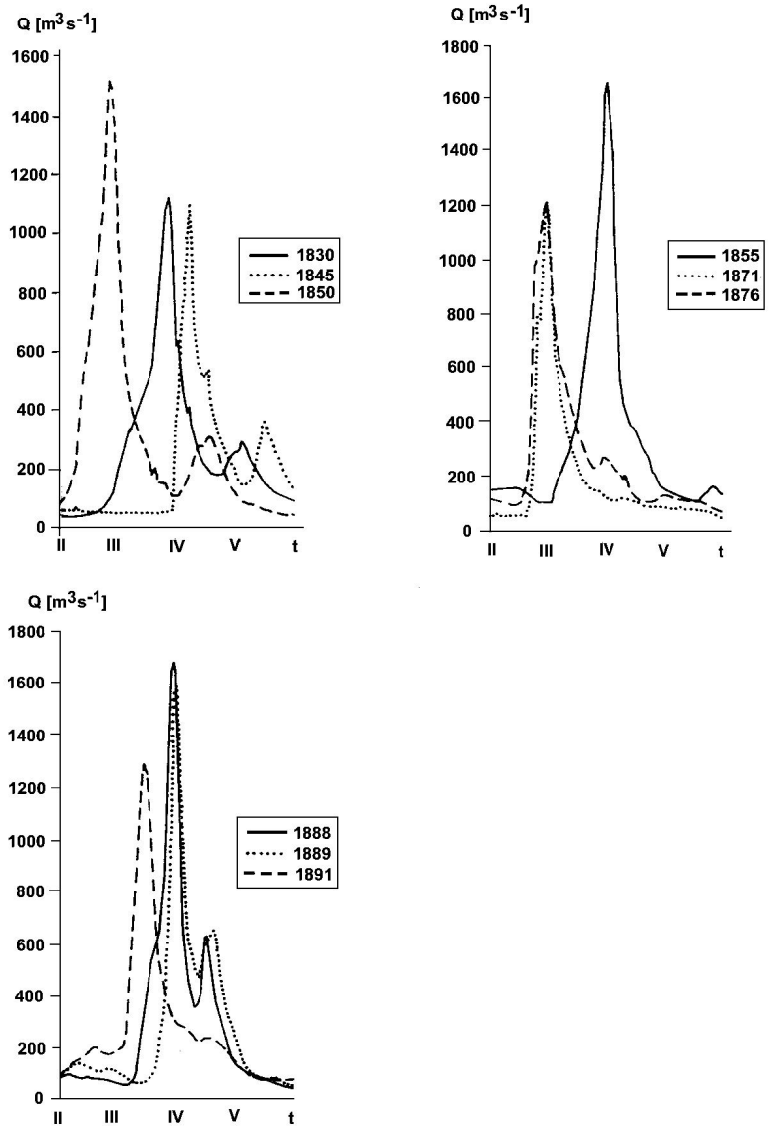
Wezbrania typu I występowały praktycznie co roku, zalewając najniżej usytuowane tereny przyległe do Poznania, o rzędnych niższych od 55 m n.p.m. Wezbrania typu II wystąpiły w latach: 1814, 1834, 1838, 1841, 1846, 1853, 1886 i 1895, typu III – w latach: 1830, 1845, 1850, 1871, 1876 i 1891, a typu IV – w latach: 1850, 1855, 1888 i 1889. Tak więc w okresie 1830–1900 wystąpiło 16 wezbrań wybitnie wysokich, przeciętnie co 4,4 lat. Były to wezbrania roztopowe. Tylko dwa razy w XIX wieku wystąpiły wybitnie wysokie wezbrania, rok po roku: 1845–1846, 1888–1889.

Najwyższym wezbraniem XIX-wiecznym była powódź w 1855 roku, kiedy to stan wody na Warcie w Poznaniu osiągnął 58,17 m n.p.m. (H = 872 cm). Kolejne poziomy, przekraczające wartość 58,00 m n.p.m., osiągnęły zalewy powodziowe w latach 1888 (58,11 m n.p.m.) i 1889 (58,01 m n.p.m.). Były to więc zalewy powodziowe typu IV. Niektóre z tych powodzi i straty przez nie spowodowane przedstawione zostały w lokalnej prasie (Kaniecki 2004).

Przyjmuje się, że duża liczba powodzi w Poznaniu po 1830 roku była spowodowana zamianą miasta w twierdzę, kiedy to wybudowano szereg urządzeń umożliwiających piętrzenie wód (Wielka Śluza, śluza Tumska, tama Berdychowska, tama Garbarska), utrudniających spływ wód wezbraniowych Warty w Poznaniu. Ich istnienie wydłużało czas trwania stanów wysokich. Likwidacja tych obiektów hydrotechnicznych w 1905 roku znacznie poprawiła spływ wód wysokich Warty, w efekcie zmniejszyło się zagrożenie powodziowe w Poznaniu.

Analizę przepływów wezbraniowych Warty w Poznaniu przeprowadzono dla lat: 1830, 1845, 1850, 1855, 1871, 1876, 1888, 1889, 1891. Można na ich podstawie dokonać analizy fali powodziowej, czasu trwania i wysokości wezbrania. Na przedstawionych hydrogramach (ryc. 1) charakterystyczną cechą jest bardzo stroma krzywa wznoszenia, szczególnie podczas powodzi w latach 1845, 1850, 1855, 1871, 1876, 1889 i 1891. Na przykład w roku 1845 przepływ wzrastał od 66 $m^3 \cdot s^{-1}$ do wartości maksymalnej, tj. 1104 $m^3 \cdot s^{-1}$, w ciągu siedmiu dni. Z reguły łagodniejszy przebieg ma krzywa opadania, na której często zaznacza się także mniejsza kulminacja, spowodowana wysokimi opadami deszczy, wydłużającymi czas trwania wezbrania. Widać to wyraźnie na hydrogramach z lat: 1888, 1889, 1845 i 1850.

Poza wysokimi stanami wód Warty, w czasie powodzi charakterystyczne są także bardzo wysokie wartości przepływów (Q) i odpływów jednostkowych (q).



Ryc. 1. Kształty najwyższych fal wezbraniowych Warty w Poznaniu w XIX wieku (Kaniecki, 2004)
Fig. 1. The shapes of highest floods of Warta River in Poznań in 19 century (Kaniecki, 2004)

W tab. 3 zwraca uwagę fakt, że Q_{max} roczne może być podczas trwania powodzi nawet dziesięć razy wyższe od przepływu średniego rocznego. To samo dotyczy wartości spływu jednostkowego.

O ile problem XIX-wiecznych powodzi w Poznaniu przedstawiony jest stosunkowo dobrze w kilku opracowaniach, to brakuje opracowań tego typu, dotyczących innych miast czy regionów, znajdujących się na Nizinie Wielkopolskiej. W *Der Oderstrom…* (1896) przedstawiono charakterystyki największych

Tab. 3. Przepływy Warty w Poznaniu w czasie największych powodzi w XIX wieku (Olejnik, 1989; Miłosz, 1995; Kaniecki, 2004)
Tab. 3. The highest discharges of Warta in Poznań in 19. century (Olejnik, 1989; Miłosz, 1995; Kaniecki, 2004)

Rok	Najwyższy przepływ Q_{max} ($m^3 \cdot s^{-1}$)	Odpływ jednostkowy q ($dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$)	Średni roczny przepływ $Q_{śr}$ ($m^3 \cdot s^{-1}$)	Średni roczny odpływ jednostkowy $q_{śr}$ ($dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$)
1830	1124	20,6	136	2,5
1845	1204	20,2	147	2,7
1850	1529	28,0	154	2,8
1855	1720	31,5	235	4,3
1871	1217	22,3	106	1,9
1876	1203	22,0	146	2,7
1888	1682	30,8	140	2,6
1889	1621	29,7	154	2,8
1891	1287	23,6	164	3,0

wezbrań Warty na obszarze znajdującym się w obrębie państwa niemieckiego, poczynając od 1850 roku. Umożliwiają one dokonanie pewnych porównań wielkości i czasu trwania największych powodzi. Wartości stanów maksymalnych Warty w latach 1850, 1855, 1871, 1876, 1886, 1888, 1889 i 1891 przedstawiono w tab. 4. Analizie poddano wysokości stanów maksymalnych i daty ich występowania w następujących posterunkach wodowskazowych: Śrem, Poznań, Oborniki, Międzychód, Skwierzyna, Gorzów Wlkp., Fichtwerden (Świerkocin), Schnelle Warthe (odnoga Szybka Warta) i Kostrzyń. Interesujący jest fakt, że najwyższe stany Warty występowały w różnych częściach biegu Warty w czasie różnych wezbrań. W Śremie, Poznaniu i Fichtwerder najwyższe stany w XIX stuleciu wystąpiły w czasie wezbrania roztopowego w 1855 roku, w Skwierzynie – w 1850, a na pozostałych posterunkach wodowskazowych (Oborniki, Międzychód, Gorzów Wlkp., Schnelle Warthe i Kostrzyń) – w 1888. Kulminacja fali wezbraniowej Warty potrzebowała na ogół 5–6 dni, ażeby dotrzeć ze Śremu do jej ujścia do Odry w Kostrzynie. W sytuacji, kiedy stany Odry osiągały swe maksymalne wartości razem z wodami Warty, tworzył się efekt podparcia wód Warty od Gorzowa Wlkp. po Kostrzyń i utrzymywanie się długotrwałych zalewów dna Kotliny Gorzowskiej (lata 1850, 1855, 1871, 1876, 1886, 1888 i 1889).

Rozpatrzmy więc, jak przebiegały roztopy w czasie występowania tych najwyższych w XIX wieku powodzi w dorzeczu Warty (*Der Oderstrom…*, 1896).

Zima 1849/1850 charakteryzowała się występowaniem silnych mrozów (w Poznaniu –30,5°C), przy czym zjawiska lodowe na rzekach pojawiły się już na przełomie listopada i grudnia. W dniach 24 i 25 stycznia wystąpiły wysokie opady deszczu, przy znacznym ociepleniu, w efekcie czego stany wód Warty

Tab. 4. Stany maksymalne wód Warty (m n.p.m.) w czasie największych XIX-wiecznych wezbrań
Tab. 4. The highest water stages (m. a.s.l.) in different floods of Warta River in 19 century

Posterunek	H_{max} data							
	1850	1855	1871	1876	1886	1888	1889	1891
Śrem	63,99 25.02	64,09 31.03	63,75 1.03	63,67 28–29.02	63,42 5.04	64,00 28.03	64,06 30.03	63,79 14.03
Poznań	57,88 26.02	58,17 1.04	57,26 2.03	57,22 1.03	56,33 5.04	58,11 30.03	58,01 31.03	57,40 15.03
Oborniki	51,28 27.02	51,96 1.04	50,75 1.03	50,85 1–2.03	49,56 7.04	52,43 30.03	52,04 1.04	51,02 16.03
Międzychód	35,58 27.02	35,71 1–2.04	35,87 3.03	35,87 1.03	32,38 8.04	36,62 31.03	36,42 2.04	35,97 17.03
Skwierzyna	27,70 27/28.02	27,69 27.03	27,33 3–4.03	27,28 2–3.03	27,02 9.04	27,62 31.03	27,54 2.04	27,32 17–18.03
Gorzów Wlkp.	21,63 1.03	21,68 3–4.04	21,53 5.03	21,50 3.03	20,97 10.04	22,39 3.04	21,92 4.04	21,68 20.03
Fichtwerder	17,01 1.03	18,12 29.03	16,79 5.03	16,90 4.03	16,52 10–11.04	17,77 3.04	17,35 4.04	17,11 19–20.03
Schnelle Warthe	14,70 1–3.03	15,54 30.03	15,07 5.03	15,17 4.03	14,51 11.04	15,65 3.04	15,32 5.04	15,21 5.04
Kostrzyń	14,35 2–3.03	14,77 3.04	14,35 5.03	14,61 4.03	14,01 10.04	15,00 2.04	14,76 5.04	14,76 5.04

osiągnęły bardzo wysoki poziom, przekroczony nieznacznie dopiero w czasie powodzi w 1855 roku. Szczególnie zaznaczyło się to w dolnym biegu Warty, z powodu wysokich stanów Odry w tym samym czasie. Pierwsza kulminacja fali wezbraniowej Odry wystąpiła w Kostrzynie 16 lutego, a druga na przełomie lutego i marca. Nałożenie się fal wezbraniowych Odry i Warty utrudniło wprowadzanie wód Warty do Odry, w efekcie czego cały ujściowy odcinek Warty został wypełniony stojącą wodą.

Zima przełomu lat 1854/1855 również była długotrwała i mroźna; 11 lutego zanotowano temperaturę powietrza –26,5°C. W Śremie zjawiska lodowe pojawiły się 18 stycznia i trwały przez 66 dni, aż do 24 marca, a w Międzychodzie od 22 stycznia do 27 marca (65 dni). Stany wód w ciekach były na ogół wysokie, tak że w strefach dolinnych obniżeń gromadziły się duże masy lodu. W czasie późniejszego roztopowego spływu wód powodowały one częste zatory lodowe. W Poznaniu i Fichtwerder wystąpiły wtedy najwyższe, w badanym okresie 1822–1892, stany wód. Wysoka woda spowodowała również przerwanie wałów przeciwpowodziowych, szczególnie pomiędzy Międzychodem i Skwierzyną oraz poniżej Gorzowa Wlkp. W rejonie tym uważano, że powódź z tego roku była najgorsza, jaką dotąd znano. Również w czasie tych roztopów tak wysoki

zalew powodziowy w obrębie Kotliny Gorzowskiej spowodowany został osiągnięciem stanów kulminacyjnych Odry (2 kwietnia) i Warty w Kostrzynie (3 kwietnia) prawie w tym samym terminie. W takiej sytuacji Odra kierowała do ujściowego odcinka Warty olbrzymie ilości wód, skutkiem czego zarówno poziom wody był wyższy, jak i czas trwania powodzi dłuższy niż w 1850 roku.

Również zima 1870/1871 charakteryzowała się długim czasem trwania ujemnych temperatur powietrza, spowodowanych utrzymywaniem się silnego ośrodka wysokiego ciśnienia. Już 4 grudnia Warta w Poznaniu, a 7 grudnia w Śremie, uległa zlodzeniu. Ostre mrozy trwały aż do połowy lutego. Potem jednak nastąpiło gwałtowne ocieplenie i przyszła odwilż, co wpłynęło na zanik pokrywy śnieżnej. Pokruszenie pokrywy lodowej nastąpiło dopiero 25 lutego. Czas trwania pokrywy lodowej w Śremie wynosił 81 dni, w Poznaniu 84, w Międzychodzie 59, a w Skwierzynie 65. W czasie roztopów spadły również obfite deszcze, co spowodowało szybki przybór wód i ostro zaznaczony kształt fali wezbraniowej. Również w tym roku kulminacja fali wezbraniowej na Odrze w Kostrzynie, która wystąpiła 1–2 marca, nieco wcześniej niż na Warcie, spowodowała podparcie wód Warty.

W zimie 1875/1876 wielkie mrozy panowały tylko na początku grudnia i stycznia, powodując stworzenie pokrywy lodowej: 1 grudnia w Poznaniu i Obornikach, 3 grudnia w Skwierzynie i 5 grudnia w Śremie. W grudniu spadły też obfite opady. Krótkotrwała odwilż spowodowała podniesienie stanów wody w Warcie, ale rzeka nadal pozostawała pokryta lodem, poza rejonem Śremu. W styczniu nowa fala mrozów przerwała roztopy. Pokrywa lodowa na Warcie utrzymała się do 23–25 lutego. Autorzy opracowania *Der Oderstrom…* (1896) utrzymywali, że w wyniku budowy Wielkiej Śluzy na Warcie w Poznaniu doszło tam do spiętrzenia wód o 1,84 m, wstrzymania pochodu lodów i powstania fali wezbraniowej o szerokim kształcie. W Obornikach wywołała ona w ciągu 24 godzin wzrost stanów o 2,31 m. Z kolei w Skwierzynie wezbranie miało stosunkowo niską wysokość, co spowodowane było przerwaniem wałów przeciwpowodziowych i grobli, w efekcie czego na obszarze doliny wody Warty rozlały się szeroko. W Kostrzynie szczyt fali wezbraniowej Odry przeszedł 1 marca, powstrzymując tym samym wody Warty, które osiągały w Kotlinie Gorzowskiej stany maksymalne 3 i 4 marca.

Powódź z 1888 roku należała, obok tej z 1855, do najwyższych wśród XIX-wiecznych i poniżej Poznania osiągnęła na ogół maksima absolutne. Długotrwała zima, ciągnąca się od końca grudnia, poza silnymi mrozami charakteryzowała się również wysokimi opadami. Od 28 stycznia do 9 marca 1888 spadło 62 mm opadu, a w ciągu kolejnych 21 dni, od 9 do 30 marca – dalsze 76 mm. Na prawie całym pruskim odcinku Warty już w końcu grudnia pojawiła się pokrywa lodowa. Na początku marca rozpoczęły się roztopy, które zaznaczyły się głównie powyżej ujścia Prosny, efektem czego było częściowe ruszenie lodów, 10 marca w Pogorzelicy i 11 marca w Nowym Mieście. Jednak dalej po-

chód lodów w dół rzeki został wstrzymany przez falę wezbraniową Prosny, która dotarła do Warty 10 marca. Pomiędzy Pogorzelicą a Nowym Miastem, pod Czeszewem, utworzył się wtedy zator lodowy, który utrzymał się aż do 28 marca. Ponadto 11–12 marca znowu nastąpiło wielkie ochłodzenie, z którym wiązał się spadek poziomu wody w rzekach, trwający do 19 marca. W kolejnych dniach, w wyniku napływu ciepłego powietrza, rozpoczęły się roztopy i stany wód zaczęły się podnosić. Sytuacja taka trwała do 30 marca. W obszarze źródliskowym Prosny nastąpiły wtedy opady śniegu, które w Wieluniu osiągnęły wartość 20 mm. Pierwsza fala wezbraniowa na Warcie spowodowana była przez Prosnę, która do Śremu poprzedzała tylko główną falę wezbraniową. Natomiast poniżej Śremu powstała druga fala wezbraniowa, która zaczęła się 18 marca, spowodowana pogodą odwilżową oraz ulewnymi opadami deszczu. Pokrywa lodowa, która poniżej Śremu utrzymywała się dotąd na całej długości biegu Warty, uległa pokruszeniu. Na górnej Warcie, w obrębie obszaru znajdującego się pod zaborem rosyjskim, stany wysokie wystąpiły dopiero w ostatnich dniach marca. Tam znaczące okazało się powstanie fali wezbraniowej Prosny na odpływie Warty. Natomiast w dolnym biegu Warty kulminacja odpływu nastąpiła po przejściu fali wezbraniowej Odry w Kostrzynie. Wielkie ilości wód wprowadzane wtedy przez Wartę do Odry spowodowały w jej dolnym biegu powstanie drugiej fali powodziowej, która miejscami przewyższała wysokość pierwszej fali. W dolinie dolnej Warty lewostronne groble w okolicy Sonnenburga (Słońska) zostały zniszczone, w związku z czym doszło tam do zalania chronionych dotąd przed zalewem terenów. Powódź w 1888 roku w Poznaniu spowodowała wiele szkód przez długotrwałe utrzymywanie się zalewów najniższych części miasta. Na wszystkich wodowskazach poziom Warty osiągnął poziom najwyższy z okresu 1873–1892. Nie został on również przekroczony w czasie wysokich wezbrań w latach 1889 i 1891. Wielkie ilości wód, które w czasie powodzi w 1888 roku wiązały się z roztopami i z ruszaniem lodów, spowodowały zniszczenie prawie wszystkich grobli w dolinie dolnej Warty, w obrębie regencji poznańskiej i w okręgu Gorzowa Wlkp. Ostre zakola i krzywizny koryta Warty w tej części jej biegu powodowały spiętrzenia lodów, szczególnie pod Międzychodem, gdzie woda między 29 a 31 marca, poniżej miasta, osiągnęła poziom grobli mostowej. Pomiędzy Nowym Zatomiem a Międzychodem powstał kolejny zator lodowy.

W zimie 1888/1889 zjawiska lodowe powyżej Poznania pojawiły się w pierwszych dniach stycznia, natomiast poniżej Poznania – w środku tego miesiąca. Lody ruszyły po ponad dwóch miesiącach, w Śremie 22 marca, w Poznaniu, Wronkach i Pogorzelicy 24 marca, w Obornikach już 21 marca, a w Skwierzynie 19 marca. Z kolei w części górnej dorzecza Warty, tj. w zaborze rosyjskim, gdzie mrozy były silniejsze, pochód lodów rozpoczął się nieco później, np. w Sieradzu dopiero 27 marca. W czasie najwyższych stanów woda naniosła w Pogorzelicy wiele materiału skalnego. Napływająca z rosyjskiej części dorzecza Warty,

wbrew oczekiwaniom, wysoka i szybko wzbierająca fala wezbraniowa została wzmocniona przez falę wezbraniową Prosny. Te wielkie masy wody zniszczyły odbudowane częściowo po powodzi w 1888 roku groble, zarówno pod Pogorzelicą, jak i pod Międzychodem. Od Pogorzelicy do Śremu fala wezbraniowa Warty była tylko nieznacznie niższa od stanu w czasie powodzi z 1888 roku. Autorzy opracowania *Der Oderstrom…* (1896) wiązali to z faktem wprowadzenia przez jej dopływy z obszaru zaboru pruskiego trochę mniejszych ilości wody, aniżeli w roku poprzednim. Fala wezbraniowa Odry w Kostrzynie swoją kulminację osiągnęła nieco wcześniej; najwyższy stan wody Odra osiągnęła po południu 3 kwietnia (+3,79 m), co umożliwiło wprowadzenie wód Warty do Odry. Efektem tego było utrzymywanie się w tym okresie na dolnej Odrze bardzo wysokich stanów wody.

Rok 1891 przyniósł znowu wysokie stany na Warcie, które ustępowały tylko tym w dwóch poprzednich latach (1888–1889). Zima 1890/1891 była nadzwyczaj mroźna i zaczęła się wyjątkowo wcześnie. Pokrywa lodowa pojawiła się już 27 listopada w Śremie, a w środku grudnia na dolnej Warcie. W ostatnich dniach stycznia panowała stosunkowo łagodna pogoda, w następstwie której pokrywa lodowa skruszała. Początkowo załamała się poniżej ujścia Noteci i następnie proces ten przesuwał się w górę rzeki, wszędzie w tym samym czasie, nie powodując tym samym większych szkód. Pokrywa lodowa Noteci pod wpływem łagodnej pogody w większej części wytopiła się tak, że tylko w niewielkim stopniu dotarła do Warty. Już 10 marca Warta i Noteć były wolne od lodu. W rosyjskiej części dorzecza Warty spadły duże ilości śniegu, które zaczęły się wytapiać na początku marca i stworzyły wysoką, ostro zaznaczoną falę wezbraniową, która stosunkowo szybko się rozeszła. Kulminacja tej fali wezbraniowej w Sieradzu wystąpiła 10 marca, w Kole i w Koninie 11 marca, w Pogorzelicy 13 marca, w Gorzowie Wlkp. 19 marca i poniżej tego miasta 20 marca. Natomiast kulminacja nadzwyczaj wysokich stanów wody na Odrze w Kostrzynie wystąpiła 19 marca. W ujściowym odcinku Warty doszło do spiętrzenia wód. Na dolnej Odrze, poniżej ujścia Warty, zanotowano wtedy najwyższe znane dotąd stany wód.

Na Prośnie założono dwa wodowskazy: w Podzamczu – na początku biegu środkowego, i w Bogusławiu – w dolnym biegu. Punkt zerowy wodowskazu w Podzamczu znajdował się na rzędnej 148,390 m n.p.m., a w Bogusławiu na rzędnej 91,382 m n.p.m. Na obu tych wodowskazach prowadzono obserwacje od 1 stycznia 1892. Wynika z tego, że najwyższe stany wód, notowane po 1 stycznia 1892, były znacznie niższe od tych, które wystąpiły w czasie wcześniejszych wysokich powodzi, w latach 1854, 1880 i 1888. Na ogół wezbrania wód Prosny wiążą się z roztopami, ale dwa z tych najwyższych wystąpiły latem, w sierpniu 1854 i w sierpniu 1880, równocześnie z podobnie wysokimi wezbraniami w zlewni górnej Odry. Były spowodowane wysokimi opadami deszczu. Fala wezbraniowa Prosny w 1854 roku w jej dolnym biegu nie spowodowała

większych szkód, ponieważ kulminacja stanów wody Warty w Śremie wystąpiła 24 sierpnia, a więc 2–3 dni wcześniej niż Prosny, w związku z czym wody Prosny mogły względnie swobodnie do niej wpływać.

W 1888 roku kulminacje wód Prosny i Warty powyżej Śremu wystąpiły w tych samych terminach, w związku z czym odcinek ujściowy doliny Prosny został w większej części zalany. Zniszczeniu uległa górna część grobli komunikacyjnej koło Dębna i woda długo jeszcze pozostawała w najniższych częściach doliny.

W 1889 roku kulminacja wód Prosny osiągnęła nieco niższą wartość niż w 1888, jednak wystąpiła nieco wcześniej niż kulminacja wód Warty powyżej Śremu, nie doszło więc do tak wielkiego spiętrzenia wód w dolinie Prosny jak w roku poprzednim. Natomiast w górnym biegu Warty stany kulminacyjne były nieco wyższe niż w roku poprzednim i ostro zaznaczone. Dopiero poniżej Śremu fala wezbraniowa uległa stopniowemu spłaszczeniu.

W dorzeczu górnej Noteci, a więc powyżej pradoliny Noteci, jej dolina na początku i w połowie XIX wieku była silnie nawodniona, a niekiedy nawet trwale podtopiona. W latach z wyższymi wartościami opadów, np. 1830, 1833, 1834, 1841, 1845–1846, 1850 i 1855, około 35 tys. ha było zatapianych przez wylewy rzeki. Zatapiane były nie tylko łąki i pastwiska w dolinie Noteci, ale również wyżej leżące pola, drogi i osiedla, i to głównie na odcinku od jeziora Gopło do pradoliny. W związku z powyższym w latach 30. i 40. XIX wieku na sejmach prowincjonalnych Wielkiego Księstwa Poznańskiego wysuwano liczne petycje do króla Prus, aby oczyścić koryto Noteci, od Gopła do Kanału Bydgoskiego, oraz odwodnić jej dolinę i zabezpieczyć przed zalewami powodziowymi. Prace te rozpoczęto po 1839 roku, ale ich nasilenie nastąpiło po szczególnie wysokich zalewach powodziowych w latach 1850 i 1855 (Kaniecki, 2011). Zasięg zalewu powodziowego z 1855 roku przedstawiono na ryc. 2, na podstawie pomiarów F. Maulla (Schulemann, 1861), na tle ówczesnego (1861) i obecnego zasięgu jeziora Gopło.

Na pradolinnym odcinku Noteci obserwacje stanów wód zaczęto prowadzić już stosunkowo wcześnie (w Białośliwiu od 1 maja 1859, w Ujściu od 26 września 1818, w Czarnkowie od 1 lipca 1822, w Nowym Drezdenku od 1 stycznia 1872, a w Vordamm [Radowo] od 1 marca 1811), co wiązało się z potrzebami żeglugi na Kanale Bydgoskim i Noteci. Natomiast w górnym odcinku Noteci, od jeziora Gopło do pradoliny, obserwacje rozpoczęto dopiero od 1882 roku (Gopło, Pakość i Łabiszyn), powyżej jeziora Gopło zaś – dopiero w XX wieku (Łysek od 1956, Noć Kalina od 1923). Na górnej Noteci, tj. poniżej jeziora Gopło, gdzie obserwacje wodowskazowe prowadzono dopiero od 1882 roku, stany maksymalne wiązały się z powodzią, która wystąpiła w 1888. Nie ma jednak żadnego odniesienia do wysokości wysokich zalewów powodziowych, które wystąpiły w okresie wcześniejszym. Również w przypadku Noteci środkowej i dolnej (Białośliwie, Ujście i Czarnków) maksima absolutne wiązały się z powo-



Ryc. 2. Zasięgi linii brzegowej jeziora Gopło w latach 1855 i 1861 (Kaniecki, 2011)
Fig. 2. Comparison of the Gopło Lake coastline in 1855 and 1861 (Kaniecki, 2011)

dzią z 1888 roku. Natomiast w Nowym Drezdenku XIX-wieczne maksimum absolutne było spowodowane lutową falą powodziową z 1871 roku.

Większość tych wysokich fal wezbraniowych, które wystąpiły na rzekach Niziny Wielkopolskiej w XIX wieku, wiązała się z okresem roztopów, z reguły po okresie silnych mrozów i po długotrwałym zaleganiu pokrywy śnieżnej. Jednak warunki topnienia śniegu i lodów, nakładania się opadów deszczu w czasie roztopów w poszczególnych latach, były odmienne i dlatego kształt fal wezbraniowych, jak i czas ich trwania, był odmienny na różnych odcinkach nawet tej samej rzeki. Dodatkowymi czynnikami, wpływającymi na kształt i wysokość fal wezbraniowych, była pojemność retencyjna doliny rzeki w sąsiedztwie posterunku obserwacyjnego, jak również nakładanie się lub nienakładanie kulminacji fal wezbraniowych dopływów Warty oraz ilości wody wprowadzane przez te dopływy.

Tak więc trudno jednoznacznie określić, w którym roku powódź w systemie rzecznym Warty była najwyższa i miała największy zasięg. Terminy występowania XIX-wiecznych maksimów absolutnych stanów w różnych częściach tego systemu rzecznego kształtowały się odmiennie, na co wpływ miały nie tylko ilości wody, które wprowadzone zostały do poszczególnych części systemu, ale i cechy lokalne, np. pojemność retencyjna doliny na danym odcinku, jej zabudowa hydrotechniczna i jej trwałość (uleganie, lub nieuleganie, zniszczeniu w czasie powodzi), możliwość tworzenia się spiętrzeń lodowych. Przy analizie tych zjawisk należy też uwzględnić fakt nakładania się w tym samym czasie terminów występowania kulminacji fal wezbraniowych Warty i jej większych dopływów,

jak również Warty i Odry, co rzutowało na tworzenie się spiętrzeń wody w wyniku ich podparcia przez wody rzeki głównej. Kolejnym problemem jest przestrzenna analiza przebiegu roztopów, bądź też rozmieszczenia opadów tworzących wezbrania.

Skomplikowane, ale i ciekawe, problemy związane ze zmianami przestrzennymi charakteru zalewów powodziowych w dolinach większych rzek Niziny Wielkopolskiej ciągle czekają na bliższe rozpoznanie. Uwzględnione jednak muszą zostać w tych badaniach najważniejsze czynniki rzutujące na ich przebieg, w tym: czynniki lokalne, charakter opadów atmosferycznych i ich wysokość w różnych częściach systemu rzecznego, charakter roztopów itp. Odnaleźć należy również informacje o wysokości zalewów powodziowych w minionych wiekach, które przypuszczalnie mogą się znajdować w dawnych kronikach czy archiwach miejskich.

Literatura

Cowie J., 2009, *Zmiany klimatyczne. Przyczyny, przebieg i skutki dla człowieka*, Wyd. UW, Warszawa, 339 s.

Czaja S., 2010, *Wezbranie powodziowe w dorzeczu górnej Odry w małej epoce lodowej*, [w:] A. Kaniecki i A. Baczyńska (red.), *Zmiany stosunków wodnych w czasach historycznych*, Bogucki, Poznań, 55–71.

Długajczyk A., 2008, *Rekonstrukcja warunków hydrologicznych i meteorologicznych w rejencji opolskiej w XIX wieku, na podstawie źródeł historycznych*, pr. dokt., Katedra Geografii Fizycznej UŚ, Katowice (maszyn.).

Der Oderstrom, sein Stromgebiet und seine wichtigste Nebenflüsse, T. 3, 1896, Berlin.

Kaniecki A., 1995, *Powodzie w Poznaniu*, [w:] A. Kaniecki i J. Rotnicka (red.), *Wody powierzchniowe Poznania. Problemy wodne obszarów miejskich*, Sorus, Poznań, 200–223.

Kaniecki A., 2004, *Powodzie w Poznaniu i ochrona przed nimi*, [w:] *Poznań. Dzieje miasta wodą pisane*, cz. 2, *Woda w systemie obronnym i gospodarczym dawnego Poznania*, Wyd. PTPN, Poznań, 426–466.

Kaniecki A., 2011, *Przemiany stosunków wodnych w dolinie górnej Noteci do połowy XIX wieku wiążące się z antropopresją*, Bad. Fizjogr., ser. A. Geogr. Fiz., 2 (A 62), PTPN, Poznań, 41–58.

Kożuchowski K., Marciniak K., 1987, *Zmiany temperatury powietrza w Europie Środkowej od 1781 roku*, Czas. Geogr., 57, 2, Wrocław, 173–189.

Mikosz J., 1995, *Powodzie w Poznaniu*, Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej UAM, Poznań, 53 s. (maszyn.).

Obrębska-Starklowa B., 1997, *Współczesne poglądy na zmiany klimatyczne w Europie w okresie schyłku Małego Glacjału*, [w:] J. Trepińska (red.), *Wahania klimatu w Krakowie (1792–1995)*, Instytut Geografii UJ, Kraków, 163–190.

Olejnik K., 1989, *Przepływy Warty w Poznaniu 1822–1988*, Fundacja Warty, Poznań, 172 s.

Pasławski Z., 1956, *Wybitne wezbrania Warty pod Poznaniem i prawdopodobieństwo występowania najwyższych rocznych stanów wody*, Prz. Geofiz., 1(9), 1, Warszawa, 5–14.

Pawłowski S., 1929, *Geograficzny krajobraz i położenie Poznania*, [w:] *Księga Pamiątkowa Miasta Poznania*, Poznań, 115–116.

Schulemann A., 1861, *Darstellung der Goplo-Bachorze-Montwey Melioration in historischen, technischen und ökonomischen Beziehungen*, Berlin, 16 s.

Warschauer A., 1890, *Die berschwemmungen in der Stadt Posen in den frheren Jahrhunderten*. Zeitsch. d. Hist. Gesell. f. d. Prov. Pos., 5, Posen, 155–180.

Floods of Poznań and Great Poland Lowland in 19 century

Abstract: In this article is made the analysis of floods in 19 century, in the Warta Basin area. This period is characterized by dry and cold years and freezing winters. The period of systematic hydrological observations on the rivers of Warta system is very different; since 1822 to 1894. The importance of the study of historical floods has thus fully asserted itself through the example of the Poznań flood series. With respect to meteorological causes, floods con be divided into the following categories: rain floods, caused by liquid precipitation, snow floods, these original is caused through the sudden melting of snow cover at positive temperatures, mixed floods as a result of combination of snow melt and rain precipitation and ice floods.

In analysis is provided with taking into consideration the influences of such local factors as: water capacity of river valley, hydrotechnical building, potential possibility of overflow caused through ice gorges and the overlapping the highest stages of waters in the main rivers and its tributary. Frequency and size of temporarily observed flood spates refers to periodicity of this phenomenon having been observed for the last five centuries.

Key words: historical floods, Greatpoland Lowland, Warta River System.

Ocena regulacji odpływu rzek Białorusi za pomocą sztucznych zbiorników

Ivan Kirvel[1], Aleksander Volchak[2], Michail Kukszynov[3]

[1] Akademia Pomorska w Słupsku, ul. Partyzantów 27, 76-200 Słupsk,
e-mail: kirviel@yandex.ru
[2] Brzeski Państwowy Uniwersytet Techniczny, ul. Moskovskaya 267, 224017 Brest (Białoruś)
volchak@tut.by
[3] Białoruski Państwowy Uniwersytet Informatyki i Radioelektroniki, ul. Brovki 6,
220013 Mińsk (Białoruś)
mikuk@yandex.ru

Zarys treści: Scharakteryzowano regulację odpływu rzek Białorusi za pomocą zbiorników sztucznych. Przedstawiono wyniki badań regulacji odpływu rzecznego. W terminologii hydrologicznej na Białorusi do stawów zaliczamy małe zbiorniki retencyjne o pojemności do 1 mln m^3 oraz stawy gospodarstw rybnych. Zbiorniki wodne powyżej 1 mln m^3 wchodzą do rejestru wodnego. Jednak główną różnicę pomiędzy tymi sztucznymi zbiornikami określa to, że zrzut wody ze stawu jest nieregulowany, a odbywa się automatycznie po dojściu zwierciadła wody przelewu. Ilościowa ocena wszystkich zbiorników wodnych jest bardzo złożona i trudna. Dane dotyczące zbiorników wodnych pochodzą z rejestru, natomiast dane dotyczące stawów wymagają uporządkowania i postawienia pytania – od jakiej powierzchni liczyć małe zbiorniki wodne? Dotychczas nie ma jednej klasyfikacji stawów według morfometrii, chociaż jest ona potrzebna do oceny potencjalnych możliwości ich wykorzystania. W świetle powyższych ustaleń autorzy proponują podział stawów na trzy grupy: małe (do 10 ha), średnie (10,1–30,0 ha) i duże (ponad 30 ha).

Słowa kluczowe: staw, zbiornik wodny, odpływ rzeczny, regulacja.

Obecność wody jest nie tylko warunkiem koniecznym do życia wszelkich istot żywych na ziemi, lecz również ważniejszym czynnikiem w rozwoju gospodarki kraju jako całości. Intensyfikacja przemysłu i rolnictwa, poprawa jakości życia warunkują tylko wystarczające zasoby wody. Dlatego też zasoby wodne kraju, w postaci rzek, jezior, wód podziemnych, stawów oraz zbiorników wodnych, odgrywają kluczową rolę w życiu społeczeństwa.

Terytorium Białorusi znajduje się w strefie o dostatecznej wilgotności. Jednocześnie nierównomierność terytorialna dystrybucji zasobów wodnych w ciągu roku jest przyczyną wielu problemów w gospodarce wodnej. W tych warunkach, regulacja odpływu cieków wodnych, kosztem jego retencji w licznych stawach i zbiornikach wodnych, jest najwłaściwszym (optymalnym) sposobem zapewnienia odpowiedniego zapasu wody. Sztuczne zbiorniki wodne stanowią podstawę hodowli ryb, nawadniania, energetyki, rekreacji itp. Należy również pamiętać, że krajobrazy wodne mają ważne znaczenie psychologiczno-emocjonalne, podnosząc nastrój i aktywność organizmu człowieka (Faszczewski, 1996).

Ilościowa ocena stopnia regulacji odpływu rzek kosztem sztucznych zbiorników konieczna jest do ustalenia celowości dalszego regulowania oraz do ustalenia schematów zagospodarowania wodnego terytorium kraju. Przy tym niezbędne jest spełnienie warunku, polegającego na tym, że łączna objętość sztucznych zbiorników w dorzeczu (zlewisku) małej rzeki nie powinna przekraczać 70% rocznego odpływu, przy jego zapewnieniu w wysokości 95% (Bulavko, Plużnikov, 1982). Tylko przy takim podejściu do regulacji odpływu jest możliwe zachowanie właściwości przyrodniczych danych obiektów wodnych. Biorąc pod uwagę zmienność charakterystyk odpływu w czasie oraz wzrost liczby zbiorników sztucznych, powstaje potrzeba sprecyzowania parametrów regulacji odpływu.

Regulacja odpływu rzecznego za pomocą sztucznych zbiorników

Terytorium Białorusi obejmuje obecnie 20 781 rzek, około 11 tys. jezior, 151 zbiorników wodnych oraz 1306 stawów. Łączna długość rzek wynosi 90 631 km. Jednak 19 291 rzek, z ich łącznej liczby, to rzeki małe, których długość nie przekracza 10 km. Średnia gęstość sieci rzecznej wynosi 0,44 $km \cdot km^{-2}$. Wartości maksymalne są charakterystyczne dla północy kraju, gdzie w odrębnych zlewniach sięgają 0,60–0,80 $km \cdot km^{-2}$. Wartości minimalne, 0,23–0,30 $km \cdot km^{-2}$, notowane są na południu Białorusi.

Warunki klimatyczne przyczyniają się do tego, że ze 146 km^3 opadów rocznych prawie 110 km^3 paruje do atmosfery i tylko 34 km^3 transformuje się w odpływ terenowy, co stanowi tylko 25%. Jeszcze 25,7 km^3 odpływu rocznie dochodzi z sąsiednich terytoriów. Łączne roczne powierzchniowe zasoby wodne Białorusi dochodzą do 57,9 km^3. W latach niskich stanów wód, przy ich zapewnieniu na poziomie 95%, zmniejszają się do 37,2 km^3 .

Główną osobliwością odpływu rzek Białorusi jest to, że nie jest on zgodny z opadami w czasie. Opady deszczu z okresu letniego rozdzielane są na parowanie z powierzchni gleby i wody, na transpirację roślinności, na przesączanie się do gleby, wypełnienie wgłębień w mikrokształtowaniach terenu. A więc dlatego opady z okresu ciepła, wynoszące do 80% ich ilości rocznej, transfor-

mują się w odpływ rzek tylko w 20%. Odpływ wiosenny wynosi 50–60%, mimo że na opady wiosenne przypada tylko około 20%.

Odpływ terenowy rzek Białorusi ulega zmniejszeniu w kierunku z północy na południe. Jest to związane ze zmniejszeniem na tym kierunku objętości powodzi wiosennej oraz wzrostem parowania podczas ciepłej połowy roku. Najbardziej sprzyjającymi warunkami nawilżania dorzeczy wodnych wyróżnia się północny wschód kraju. Strefę tę cechują średnioroczne moduły odpływu, osiągające 8 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Moduły odpływu do 8,5 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ charakterystyczne są również dla dorzecza Wilii oraz dla Pasma Oszmiańskiego. Obniżone wartości modułu odpływu rocznego charakterystyczne są dla południowej części prypeckiego regionu hydrologicznego.

Istniejące obecnie w kraju sztuczne zbiorniki wodne w różnym stopniu wpływają na system odpływu rzek. Do niedawna uważano, że stawy i zbiorniki małe zmniejszają odpływ regulowanych przez nie cieków wodnych przez zwiększone parowanie z ich powierzchni wodnej (w stosunku do parowania z powierzchni lądu). Jednak już pierwsze badania bilansu wodnego, wykonane przez wielu autorów na małych jeziorach i zbiornikach wodnych strefy leśnej, wykazały, że w większości przypadków ilość zrzucanej do nich wody przekracza wielkość odpływu (Prytkova, Szirokov, 1992; Kirvel, 2005). Zwiększenie odpływu na odcinku tych zbiorników odbywa się kosztem dopływu bocznego, opadów na zwierciadło wody oraz dopływu wód gruntowych (freatycznych). Pod warunkiem ich kaskadowego rozmieszczenia, zwiększenie odpływu jest również związane z dojściem wód filtracyjnych z wyżej usytuowanych zbiorników (Prytkova, 1981). A więc, zalecany do oceny wpływu zbiorników sztucznych na odpływ, współczynnik zmniejszenia odpływu faktycznie odzwierciedla tylko wpływ na odpływ ich zapełnienia (Mietodiczeskije…, 1958). Jego wartość obliczana jest według formuły:

$$R = \frac{W}{Q_e} = 1 - \frac{W}{W+Q_3} = \frac{Q_3}{Q_e} \tag{1}$$

gdzie: Q_e – wielkości odpływu naturalnego (mln m^3); Q_3 – wielkości monitorowanego odpływu regulowanego (mln m^3); W – wielkość corocznych wycofań z odpływu naturalnego, przyrównana do łącznej objętości zbiorników wodnych (mln m^3).

Stawy nie posiadają wielkiej objętości regulacyjnej, wpływają one na obniżenie wiosennego odpływu w zakresie napełniania stawów oraz nie powodują znacznego zwiększenia odpływu podczas najniższego letniego stanu wód. Podczas średniego co do wodności roku regulacja odpływu powodziowego stawami jest nieznaczna (około 1%) i nie ma praktycznego znaczenia w jego redystrybucji. W latach o małych ilościach wód rola stawów jako regulatorów przepływu wzrasta do 1,5%. Sztuczne zbiorniki wodne odgrywają bardziej znaczącą rolę, rozwiązując zadanie nie tylko akumulatorów odpływu, ale również jego redy-

Tab. 1. Regulacja odpływu rzecznego przez zbiorniki wodne na Białorusi
Tab. 1. Regulation the river outflow by water reservoirs in the river basins of Belarus

Cecha	Zlewnia rzeki					Razem
	Zach. Dźwina	Niemen	Zach. Bug	Dniepr	Prypeć	
objętość (mln m^3)	1708,96 / 34,39	313,27 / 86,97	65,26 / 40,03	458,80 / 129,72	585,36 / 263,29	3131,65 / 560,40
Roczna wielkość odpływu (mln m^3) o zapewnieniu						
50%	13 900	9 000	3 100	18 900	13 000	57 900
95%	8 600	7 100	1 700	12 800	7 000	37 200
Względna objętość zbiorników wodnych (%) przy odpływie o zapewnieniu						
50%	12,3 / 0,2	3,4 / 0,9	2,1 / 1,2	2,5 / 0,6	4,5 / 2,0	5,4 / 1,0
95%	19,8 / 0,4	4,4 / 1,2	3,8 / 2,3	3,6 / 1,0	8,4 / 3,8	8,4 / 1,5
Współczynnik zmniejszenia odpływu w skali rocznej (%) o zapewnieniu						
50%	0,88 / 0,99	0,96 / 0,99	0,97 / 0,98	0,97 / 0,99	0,95 / 0,98	0,95 / 0,99
95%	0,80 / 0,99	0,95 / 0,98	0,96 / 0,97	0,96 / 0,98	0,92 / 0,96	0,91 / 0,98

W liczniku – zbiorniki wodne, w mianowniku – stawy.

trybucji w czasie. Wyniki obliczeń regulacji odpływu zbiornikami wodnymi, dla odrębnych dorzeczy, przedstawiono w tab. 1.

Względna objętość sztucznych zbiorników wodnych (stosunek pełnej objętości zbiornika do wielkości odpływu rocznego) ogółem wynosi 6,4% podczas średniego pod względem wodności roku oraz 9,9% podczas roku o małej ilości wody. Procent regulacji odpływu poprzez zbiorniki sztuczne w zlewniach rzek ulega zauważalnym zmianom. Regulacja maksymalna przypada na zlewnię Zachodniej Dźwiny – około 12,5% rocznie, o zapewnieniu 50%, oraz 20,2% podczas roku o niskim stanie wód, przy zapewnieniu (podaży) w wysokości 95%. Do dzisiaj utworzono tutaj 77 stawów i 17 zbiorników wodnych, z których 11 zostało zbudowanych na bazie jezior, 5 jest rzecznych, a 1 zbiornik wodny zasilany pompami. Z łącznej wielkości wyregulowanego odpływu Zachodniej Dźwiny, podczas średniego pod względem wodności roku, 12,3% przypada na pełną objętość zbiorników wodnych, a tylko 0,2% na stawy. Podczas roku o niskim stanie wód, przy zapewnieniu w wysokości 95%, względna objętość zbiorników wodnych wzrasta do 19,8%, stawów zaś – do 0,4%.

W zlewni Prypeci utworzono 275 stawów oraz 55 zbiorników wodnych. Całkowita wielkość uregulowanych wód wynosi 6,5% odpływu rocznego rzek, przy zapewnieniu w wysokości 50%, oraz 12,0% odpływu w skali rocznej, przy zapewnieniu w wysokości 95%. Przeważająca liczba zbiorników wodnych to zbiorniki małe zasilane przez pompy, utworzone przez wypełnienie sztucznych wgłębień oraz obwałowanie brzegów, z późniejszym doprowadzeniem tam

wody. Względna objętość zbiorników wodnych wynosi 4,5% i 8,4% odpływu rzek w latach o zapewnieniu wysokości, odpowiednio, 50% i 95%. W stawach podczas średniego pod względem wodności roku akumuluje się 2,0% odpływu rzek, natomiast podczas roku o małych ilościach wód, o zapewnieniu w wysokości 95%, cyfra ta wzrasta do 3,8%. Jest to najwyższy wskaźnik regulacji odpływu stawami generalnie w skali kraju.

Na terytorium Białorusi w zlewni Dniepra utworzono 452 stawy oraz 47 zbiorników wodnych o ogólnej kubaturze 588,52 mln m^3, co stanowi 3,1% odpływu rzek podczas średniego pod względem wodności roku oraz 4,6% odpływu podczas roku o małej ilości wód, o zapewnieniu w wysokości 95%. W ogólnej liczbie zbiorników wodnych, 34 jest typu rzecznego, 12 – typu utworzonego z wykorzystaniem pomp, a 1 – wyrobiskowy. Przypada na nie 2,5% i 3,65 odpływu rzek rocznie, przy zapewnieniu w wysokości, odpowiednio, 50% i 90%. Rola stawów w retencji odpływu w zlewni jest nieznaczna i wynosi 0,6% i 1,0% w latach o, odpowiednio, średniej i małej wodności.

W zlewni Niemna utworzono 417 stawów oraz 21 zbiorników wodnych. Przeważają tutaj zbiorniki rzeczne, jest ich 18, oraz 3 zbiorniki zasilane przez pompy. W łącznej liczbie zbiorników wodnych, 20 posiada kubaturę masy wodnej poniżej 10 mln m^3. Wyjątek stanowi zbiornik Wilejski o ogólnej kubaturze 238 mln m^3 i powierzchni zwierciadła (lustra) 63,8 km^2. Względna objętość zbiorników sztucznych wynosi 4,3% odpływu rzek podczas roku o zapewnieniu w wysokości 50% oraz 5,6% podczas roku o zapewnieniu w wysokości 95%. Podstawową rolę w regulacji odpływu odgrywają zbiorniki wodne. Podczas średniego pod względem wodności roku akumulują one 3,4% odpływu rzek, a podczas roku mało wodnego – do 4,4%. W stawach zlewni zatrzymuje się 0,9% i 1,2% odpływu rzek zlewni, odpowiednio, podczas roku średnio i mało wodnego.

Minimalna regulacja odpływu zbiornikami wodnymi cechuje również zlewnię rzeki Zachodni Bug. Utworzono tutaj 85 stawów i 11 zbiorników wodnych o łącznej kubaturze 105,29 mln m^3, co stanowi 6,1% odpływu rocznie, przy zapewnieniu w wysokości 95%. Przeważająca liczba zbiorników wodnych to zbiorniki małe, głównie wykorzystujące pracę pomp. Do dzisiaj wybudowano ich 7, a ponadto 3 typu jeziornego oraz 1 typu rzecznego. Względna objętość stawów wynosi 1,2% i 2,35 w latach o zapewnieniu w wysokości, odpowiednio, 50% i 95%.

Zgodnie z normami ochrony przyrody, na wsparcie kosztów sanitarnych należy zostawić 12 km^3 wody (Szirokov, Kirvel, 1987). Ponieważ w stawach i zbiornikach Białorusi zakumulowano 3,69 km^3 odpływu, ponad 18 km^3 pozostaje wolne. Jak zaznaczają sami autorzy, istniejący fundusz stawowy Białorusi można zwiększyć kilkakrotnie. Należy dodatkowo utworzyć 1742 stawy o łącznej powierzchni zwierciadła wodnego 41,8 tys. ha i objętości użytkowej 710 mln m^3 (Kirvel, 1998). Pozostała rola regulująca powinna zostać przeznaczo-

na dla zbiorników. Biorąc pod uwagę warunki przyrodnicze Białorusi, rolę różnego typu zbiorników w przekształceniu środowiska na terytoriach otaczających oraz ich znaczenie gospodarcze, za najbardziej celową uważana jest budowa niewielkich zbiorników wodnych sezonowej regulacji odpływu rzecznego. Zbiorniki te pozwalają zakumulować w sobie odpływ powodzi i oddawać go w okresach niskiej wodności. W celu określenia terytoriów do ewentualnego utworzenia tych zbiorników planuje się wykorzystać wskaźnik ekologicznie dopuszczalnej wielkości wycofania odpływu, który jest obliczany na zasadzie uzyskania różnicy między odpływem naturalnym a odpływem na rzecz ochrony środowiska. Do odpływu na rzecz ochrony środowiska odnoszony jest przepływ wody, odpowiadający rzędnej wyjścia wody na taras zalewowy (Faszczevski, 1989; Tarakanova, 1993). Zgodnie z badaniami, wartości objętości odpływu na rzecz ochrony środowiska zależą od usytuowania zbiornika w tej lub innej strefie przyrodniczej. W okresie powodzi w strefie leśnej, przy średniej powierzchni zlewni 500–1000 km^2 i wysokości odpływu na rzecz ochrony środowiska, wynoszącej 30–500 mln m^3, na całym terytorium Białorusi są wolne do zagospodarowania przepływy wody.

W celu zapobieżenia zmniejszeniu minimalnego odpływu małych rzek konieczne jest utworzenie zbiorników wodnych z odstępem między urządzeniami regulującymi (Kirvel, 2005). Przy tym całkowite wstrzymanie odpływu małej rzeki jest zjawiskiem niedopuszczalnym. Aby mu zapobiec, potrzebne są zrzuty wody ze zbiorników wodnych podczas najniższego letniego stanu wód, podtrzymujące przepływ małej rzeki i polepszające jej stan sanitarny. Zachowanie w rzekach 75–100% minimalnych przepływów dobowych wody, o zapewnieniu w wysokości 95% (w warunkach naturalnych), pozwala na uwzględnienie w sposób zadowalający interesów ochrony przyrody (środowiska) (Kirvel, 2005; Faszczevski, 1989).

Na powierzchni zbiornika wodnego zachodzą zmiany terenowego odpływu cieku wodnego nie tylko kosztem napełnienia stawu, ale i różnicy między elementami wodnego bilansu cieku wodnego w stanie naturalnym oraz uregulowanym (*Ispolzovanie…*, 1989). Łączna zmiana odpływu ΔQ_r składa się z następujących komponentów:

$$\Delta Q_r = \Delta E_v + \Delta E_p + \Delta E_n + \Delta q_m + \Delta q_w + \Delta q_g \qquad (2)$$

gdzie: ΔE_v – zmiana parowania w strefie zalania; ΔE_p – zmiana w strefie podtopienia; ΔE_n – zmiana w strefie dolnego stanu wody; Δq_m – tymczasowe straty na wypełnienie martwej objętości; Δq_w – straty na filtrację w brzegi w strefie podtopienia; Δq_g – bezpośredni pobór wody dla potrzeb gospodarczych. Wielkość strat wody w strefie zatopienia (zalania) E_w obliczana jest z różnicy parowania z wody i lądu:

$$E_w = (E_w - E_s)\, F \qquad (3)$$

gdzie: E_w oraz E_s – odpowiednio, parowanie z powierzchni wody i lądu; F – powierzchnia zwierciadła zbiornika. Niektórzy autorzy obliczają współczynnik zatopienia za pomocą formuły:

$$\alpha = 1 - (F_k / F) \tag{4}$$

gdzie: F_k – powierzchnia koryta rzeki przed zalaniem, F – powierzchnia zlewni zbiornika. Współczynnik zatopienia nie odgrywa istotnej roli.

Straty wody na dodatkowe parowanie w strefie podtopienia E_p uzależnione są od jej wymiarów oraz głębokości wód gruntowych. Obliczane są na podstawie różnicy odparowania na tej powierzchni przed i po utworzeniu zbiornika.

Straty w strefie podtopienia mogą być znaczące podczas budowy zbiorników wodnych na jej terytorium o słabym rozbiciu rzeźby oraz małej głębokości zalegania wód gruntowych. Straty wody w brzegi dla uzupełnienia wód podziemnych q_w, w warunkach małej głębokości poziomu zalegania wód gruntowych oraz ich dopływu ze zlewni morfologicznej, są niewielkie i określane są w przybliżeniu według danych o średniej głębokości zalegania poziomów przed utworzeniem spiętrzenia oraz współczynnika debitu wody.

Ocena wpływu zbiorników na odpływ upraszcza się wskutek nieznacznej roli odrębnych elementów równania (2). Przy małej wartości składowych E_n wzór (2) przybiera następującą postać:

$$\Delta Q_r = \Delta E_v + \Delta q_g \tag{5}$$

Ocena strat wody na dodatkowe parowanie z powierzchni zbiorników na podstawie mapy świadczy o nieznacznym wpływie tego czynnika na odpływ małych rzek. Nie przekraczają one 0,2% zasobów odpływu rzecznego małych rzek Białorusi.

Stawy są zwykle wybudowane w górnych częściach sieci hydrologicznej, a zbiorniki wodne w środkowym i dolnym biegu rzeki. W wyniku stworzenia stawu albo zbiornika wodnego wzdłuż wyregulowanej rzeki powstają cztery podstawowe odcinki: regresywnej akumulacji, zmiennego podpiętrzenia, stałej podpory i dolnego odcinka poniżej zapory. Na pierwszych trzech odcinkach nanosy osadzają się prawie w całości (70–80%), a w dolnym zachodzi miejscowe rozmywanie i następuje zmiana przeważającego procesu korytowego pod wpływem regulacji zbiornika.

Podsumowanie

Uwzględniając nieznaczną regulację odpływu rzek Białorusi oraz niezbędne dla tego celu zasoby wody, łatwo wyciągnąć wniosek, że objętość zbiorników sztucznych można zwiększyć kilkakrotnie. Jednak podczas regulacji odpływu należy uwzględniać ekologiczną składową (lub wartość). Odpowiednim kryterium może być objętość rzecznego odpływu środowiskowego. Należy zgodzić się z tezą Mikulskiego (1998), że „głównym zadaniem obecnej gospodarki wodnej

powinno więc być zwiększenie możliwości magazynowania wody w powierzchniowych zbiornikach retencyjnych i w miarę możliwości w zbiornikach wód podziemnych".

Literatura

Bulavko A.G., Plużnikov W.N., 1982, *Ispolzowanie vodnych resursov Bielorussii v selskom chazajstve*, Uradżaj, Minsk, 103 s.

Faszczevski B.W., 1989, *Ekologiczeskoe obosnovanie dopustimoj stepieni regulirovania recznogo stoka*, CNIIKIWR, Minsk, 22 s.

Faszczevski B.W., 1996, *Osnowy ekologiczeskoj gidrologii*, Minsk, 112 s.

Ispolzovanie i achrana malych rek, 1989, Uradżaj, Minsk, 152 s.

Kirvel I.I., 1998, *Wleanie prudow na miestnyj stok w Respublike Bialorus*, [w:] *Technogennye aspekty preobrazowana geograficzeskoj sredy*, Debrecen, Sosonowiec, 67–72.

Kirvel I.I., 2005, *Prudy Bialorusi kak antropogennye wodne obekty, ich asobennosti i reżim*, BGPU, Minsk, 235 s.

Mikulski Z., 1998, *Gospodarka wodna*, PWN, Warszawa, 202 s.

Metodiczeskie ukazana upravleniem Gidrometsłużby, 1958, Leningrad, 34 s.

Prytkova M.J., 1981, *Osadkonakoplenie v malych vodochraniliszczach*, Nauka, Leningrad, 152 s.

Prytkova M.J., Szirokov W.M., 1992, *Vlianie malych vodochraniliszcz i prudov na gidrologiczeskij reżym wodotokov i prilegajuszczuju teritorju*, Wodnye Resursy, 5, 138–145.

Tarakanova W.W., 1993, *Rezervy izatia stoka malych rek v viesiennij period*, Melioracja i Vodnoe Chazjajstvo, 2, 23–24.

Szirokov W.M., Kirvel I.I., 1987, *Prudy Bielorussii*, Uradżaj, Minsk, 126 s.

Rating regulation the outflow of rivers of Belarus by artificial reservoirs

Abstract: To characterize the regulation of the outflow of rivers of Belarus by artificial reservoirs. The results of investigations river outflow regulation. Keep in mind that in terms of the hydrological Belarus joints include small reservoirs with a capacity of up to 1 million m^3 and ponds of fish farms. Bodies of Water over 1 million m^3 of water included in the register. However, the main difference between these artificial reservoirs depends on the fact that the discharge of water from a pond, depending on the body of water is fixed and is done automatically when it reaches the water table overflow. Quantitative evaluation of all water bodies is very complex and difficult. Data on water bodies from the registry. However, data on the joints need to order and ask the question – from which area in hectares count small bodies of water? So far, there is no single classification of arthritis by morphometry, although it must be to assess the potential for their use. In light of the above findings, the authors propose a division of the joint surfaces into three groups: small (up to 10 ha), medium (10,1–30,0 ha) and large (more than 30 ha).

Key words: pond, reservoir, river outflow, regulation.

Zmiany temperatury powierzchni Morza Norweskiego a przebieg wybranych elementów hydroklimatycznych basenu Morza Bałtyckiego (1900–2009, 1950–2009)

Grzegorz Kruszewski

Akademia Morska, Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej,
ul. Sędzickiego 19, 81-374 Gdynia
krucha@am.gdynia.pl

Zarys treści: Przeanalizowano związki pomiędzy temperaturą powierzchni morza w południowej części Morza Norweskiego (grid 2°φ × 2°φ, 60°N, 000°) a temperaturą powietrza na 12 wybranych stacjach bałtyckich, maksymalną powierzchnią zlodzenia Bałtyku, prędkością wiatru i przepływami Wisły w Tczewie. Analizy dokonano na podstawie wartości miesięcznych TPM, pochodzących ze zbioru NOAA NCDC ERSST v.2. W ciągach miesięcznych i rocznych wartości TPM z okresu 1900–2009, a zwłaszcza z ostatniego 30-lecia, obserwuje się dodatnie, statystycznie istotne trendy (ryc. 3, tab. 1). Niezależnie od znalezionych korelacji synchronicznych z TP (1950–2009), wykryto korelacje asynchroniczne. Wyraźny wpływ na roczną temperaturę powietrza w rejonie bałtyckim wywiera TPM okresu styczeń–kwiecień roku poprzedzającego (tab. 2). TPM_{14} koreluje dobrze z maksymalną powierzchnią pokrywy lodowej na Bałtyku i objaśnia około 35% jej zmienności w ciągu 110 lat (ryc. 4). Sezonowa wartość TPM_{14} wykazuje też związek z roczną wartością prędkości wiatru w gridzie [60, 20] (r = 0,41) dla lat 1950–2009. Najwyższe współczynniki korelacji między miesięcznymi wartościami TPM i V_w występują w lutym. Korelacje ujemne wykryto pomiędzy TPM_{14} a przepływami Wisły w Tczewie w kwietniu (ryc. 5) i maju. Związki te są stabilne czasowo i najsilniejsze w przypadku korelacji obu wartości z tego samego miesiąca.

Słowa kluczowe: temperatura powierzchni morza (TPM), temperatura powietrza (TP), prędkość wiatru, zlodzenie, Morze Bałtyckie.

Problematyka wpływu zmienności temperatury powierzchni morza (TPM) na przebieg zmienności elementów klimatycznych pojawia się w literaturze od dawna (np. Ratcliffe, Murray, 1970). Najczęściej analizowano wpływ TPM na temperaturę powietrza (TP), który może być dwojaki. Wyższa (niższa) od średniej TPM pozwala na osiągnięcie przez masę powietrza, formującą się nad danym

akwenem, również wyższej (niższej) temperatury, przez co masa ta przeniesiona przez cyrkulację atmosferyczną nad inny obszar niesie ze sobą ocieplenie (ochłodzenie). Drugi rodzaj to pośrednie oddziaływanie TPM na cyrkulację atmosferyczną. Pod wpływem określonego zasobu ciepła przekazanego z powierzchni morza do atmosfery dochodzi do zmiany wysokości geopotencjału, co modyfikuje dolną cyrkulację atmosferyczną, zmieniając strukturę kierunków adwekcji w stosunku do wartości średnich klimatycznych. Marsz (1999a) analizował związki między TPM na wybranych akwenach Atlantyku Północnego a TP na stacjach Jan Mayen i Svalbard Lufthavn. Opisał także charakter czasoprzestrzennych związków pomiędzy TP na stacjach nadbałtyckich i powierzchnią zlodzenia Bałtyku (Marsz, 1999b). Problematykę związków TPM Morza Norweskiego z TP na Svalbardzie i Jan Mayen omawiają Kruszewski i in. (2003). Zasoby ciepła w wodach Morza Norweskiego są bardzo duże dzięki funkcjonowaniu Prądu Norweskiego, wnoszącego ciepło wraz z transportowanymi przez ten prąd wodami atlantyckimi. Zasadniczą zmienność zasobów ciepła w wodach niesionych przez Prąd Norweski kształtuje długookresowa zmienność ciepła wód atlantyckich, kształtowana przez procesy wielkoskalowe – głównie przez Multidekadową Oscylację Atlantyku (AMO – *Atlantic Multidecadal Oscillation*; Enfield i in., 2001; Kerr, 2000, 2005). Dalsze zmiany zasobów ciepła zachodzą już w Morzu Norweskim. Anomalie TPM tego akwenu są generowane w głównej mierze przez procesy atmosferyczne w obszarze południowej części Prądu Norweskiego – związane z fazą NAO, a zimowe wartości TPM dość dobrze odtwarzają zmienność zasobów ciepła w większej objętości wód (Midttun, 1990; Furevik, 2000). Kruszewski i Zblewski (2005, 2010) wykryli, oprócz synchronicznych, także stosunkowo silne asynchroniczne związki między TPM Morza Norweskiego z okresu styczeń–kwiecień a TP w następnym roku na stacjach leżących nad Bałtykiem oraz maksymalną pokrywą lodową Bałtyku.

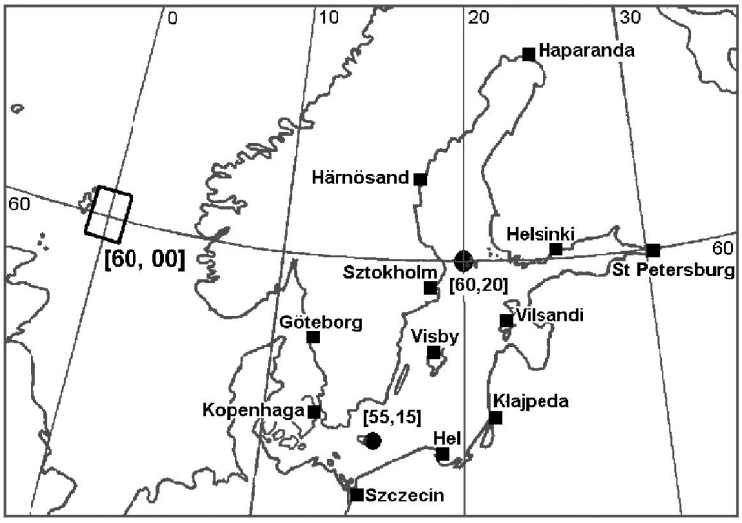
Celem pracy jest analiza związków między TPM Morza Norweskiego a TP na stacjach nadbałtyckich, ekstremalnym zlodzeniem Bałtyku, prędkością wiatru nad Bałtykiem i przepływami Wisły w profilu Tczew.

Źródła danych i metody badawcze

Analizie poddano miesięczne i sezonowe wartości TPM z wybranych gridów o rozdzielczości $2°\varphi \times 2°\lambda$, leżących na Morzu Norweskim. Wykorzystany jednorodny ciąg danych pochodzi ze zbioru NOAA NCDC ERSST v.2 (Smith, Reynolds, 2004), http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.ERSST/.version2/.SST/. Zbiór danych ERSST v.2. kończy się w grudniu 2009 i nie jest kontynuowany w dotychczasowej postaci. Wykorzystane dane obejmują okres 1900–2009.

W trakcie wcześniejszych analiz (Kruszewski, Zblewski, 2010) okazało się, że na dużej części Morza Norweskiego wartości miesięcznych i rocznych TPM wy-

kazują silne wzajemne korelacje, stąd prezentowane wyniki ograniczono do analizy zmian TPM z gridu o współrzędnych [60°N, 000°], leżącego na południu Morza Norweskiego (ryc. 1), gdzie badane wcześniej związki z temperaturą powietrza okazały się wyjątkowo silne.



Ryc. 1. Rozmieszczenie stacji i gridów uwzględnionych w opracowaniu
Fig. 1. Location of weather stations and grid points used in the study

Do charakterystyki TP nad Bałtykiem wykorzystano dane z 12 stacji położonych wzdłuż linii brzegowej (Göteborg, Haparanda, Härnösand, Hel, Helsinki, Kłajpeda, Kopenhaga, St. Petersburg, Sztokholm, Szczecin, Vilsandi, Visby), których wysokość nie przekracza 50 m n.p.m. Ciągi średnich miesięcznych wartości TP pochodzą z Monthly Climatic Data for the World, bazy danych Nordklim oraz danych publikowanych przez IMGW i obejmują lata 1950–2009.

Dane o maksymalnej powierzchni zlodzenia Bałtyku (Seinä, Palosuo, 1996), uzupełnione przez Finnish Meteorological Institute, obejmują pełen okres 1900–2009.

Średnie miesięczne wartości prędkości wiatru przywodnego (V_w) pozyskano z bazy danych NOAA-ESRL Physical Science Division, Boulder, Colorado, zawierającej materiały reanaliz (Kalnay i in. 1996; http://www.cdc.noaa.gov/). Do analizy wybrano ciągi z dwóch punktów, które charakteryzują cechy regionalnego zróżnicowania V_w nad otwartymi wodami Bałtyku i są wzajemnie słabo skorelowane. Jeden leży na Morzu Alandzkim, na głównej osi Bałtyku (60°N, 20°E), drugi na Bałtyku Południowym w pobliżu Bornholmu (55°N, 15°E) (ryc. 1)[1]. Ciągi te obejmują lata 1950–2009.

[1] Dalej w tekście używany jest skrócony zapis współrzędnych gridów – [60, 20] i [55, 15].

Dane o przepływach Wisły w Tczewie pochodzą z bazy Global River Discharge Database (//www.sage.wisc.edu/riverdata), uzupełnione są danymi z IMGW i obejmują lata hydrologiczne 1901–2006.

Uzyskane dane różnią się długością ciągów. W związku z tym zaprezentowane wyniki obejmują okresy wspólne o długości od 110 do 60 lat.

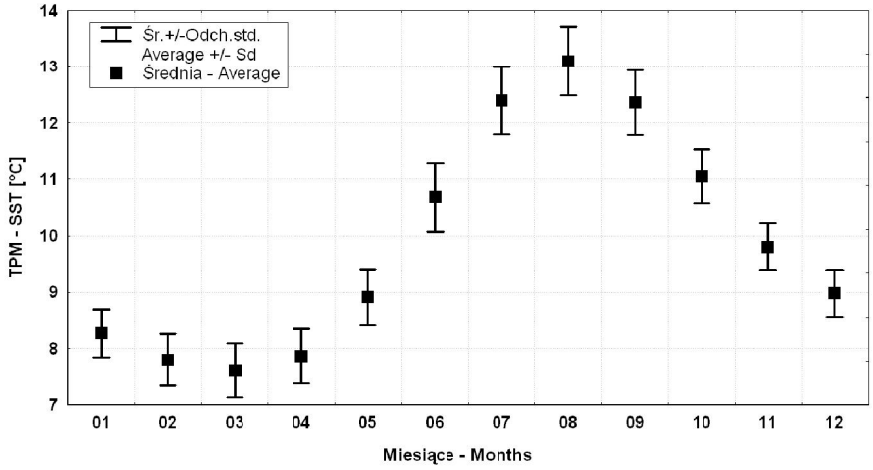
Pierwszym etapem badań była analiza trendów TPM. Zmiany prześledzono w układzie wartości rocznych i miesięcznych, wyznaczono współczynniki trendu liniowego i ich istotność statystyczną w całym wieloleciu (1900–2009) oraz w krótszych okresach (1900–1949, 1950–2009 i dwu kolejnych 30-leciach – 1950–1979 i 1980–2009). Do określenia związków TPM z pozostałymi elementami wykorzystano analizę korelacyjną (współczynnik korelacji liniowej Pearsona).

Zmiany temperatury powierzchni morza (TPM)

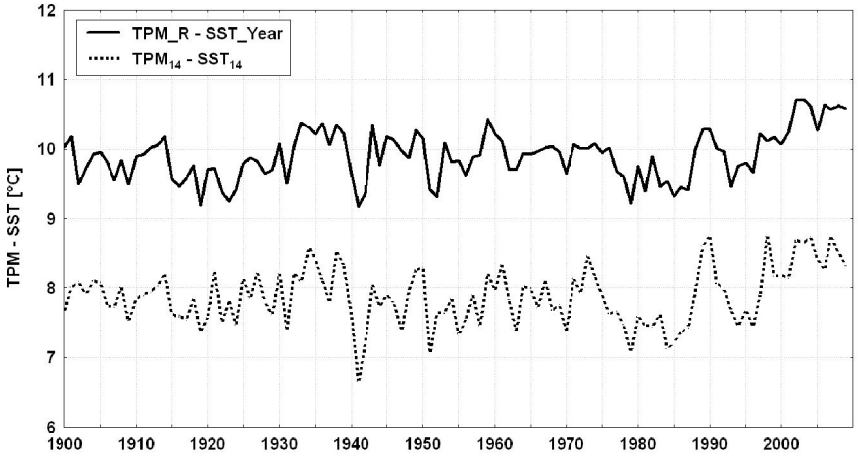
Rozkład miesięcznych wartości TPM w gridzie [60°N, 000°] przedstawiono na ryc. 2. Wyraźnie zaznaczone maksimum temperatury wody przypada na sierpień (13,1°C). Przebieg roczny TPM charakteryzuje się wzrostem temperatury od kwietnia do sierpnia i spadkiem od sierpnia do stycznia. Zróżnicowanie temperatury wody w chłodnej porze roku (styczeń–kwiecień) jest niewielkie – nie przekracza 0,66 deg. Słabo zaznaczone minimum temperatury przypada na marzec (7,6°C). W badanym okresie 110 lat (1900–2009) minima w przebiegach rocznych notowano najczęściej w marcu (77 razy), lutym (17), kwietniu (15) i raz w styczniu. Na przestrzeni 110 lat wystąpiła tendencja do zwiększania się zmienności temperatury miesięcy chłodnej pory roku (grudzień–maj), a zmniejszania latem (czerwiec–sierpień), co objawia się, odpowiednio, wzrostem i spadkiem wartości odchyleń standardowych liczonych dla krótszych przedziałów czasu. W całym ciągu nadal wyraźnie większą zmiennością charakteryzują się miesiące letnie.

Małe różnice temperatury wody okresu chłodnego sprawiają, że po uśrednieniu może ona być traktowana jako wymierny wskaźnik zasobów ciepła przenoszonych przez Prąd Norweski dalej na północ. W okresie zimowym na Morzu Norweskim zachodzi bardzo silny pobór ciepła z powierzchni morza, które uzupełniane jest przez ciepło wynoszone z głębi wód w procesie konwekcji. Wystąpienie wyższej TPM w chłodnej porze roku wskazuje na zwiększone zasoby ciepła w wodach. Ciepło to może zostać następnie przekazane do atmosfery, wpływając na temperaturę mas powietrza, formujących się zimą nad tym akwenem.

Uśredniona temperatura wody z okresu styczeń–kwiecień (TPM_{14}) jest bardzo silnie skorelowana z temperaturą roczną ($r = 0{,}80$, $p = 0{,}000$) i objaśnia aż 65% jej zmienności w okresie 110 lat i ponad 71% w ostatnich 60 latach (1950–2009). Przebiegi rocznej i sezonowej wartości TPM w gridzie [60°N, 000°] przedstawiono na ryc. 3.



Ryc. 2. Przebieg wieloletnich miesięcznych wartości TPM (1900–2009) w gridzie [60°N, 000°]
Fig. 2. Course of monthly average SST values (1900–2009) in [60°N, 000°] grid



Ryc. 3. Przebieg średnich rocznych (TPM_R) i sezonowych (styczeń–kwiecień; TPM_{14}) wartości TPM w gridzie [60°N, 000°]
Fig. 3. Course of mean annual (TPM_R) and seasonal (January to April; TPM_{14}) SST values in [60°N, 000°] grid

W odniesieniu do całego badanego okresu (1900–2009) zaobserwowano dodatnie, istotne statystycznie trendy TPM w większości miesięcy oraz lat (tab. 1). Najwyższe wartości trendów przypadają na maj i czerwiec (0,006 deg·rok^{-1}). Z kolei najwyższe wartości trendów w latach 1950–2009 przypadają na luty–kwiecień, osiągając 0,013 deg·rok^{-1}. Szczegółowa analiza tab. 1 i ryc. 3 wskazuje na wyraźną zmianę charakteru przebiegu TPM od lat 80. XX wieku. Szczegółowe omówienie zmian TPM po roku 1950 zawiera praca Kruszewskie-

Tab. 1. Współczynniki trendu liniowego miesięcznych i rocznych wartości temperatury powierzchni morza (°C·rok^{-1}) w różnych przedziałach czasu
Tab. 1. Linear trend coefficient values in monthly and annual SST (°C per year) for different time periods

Okres	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
1900–2009	0,001	0,001	0,002	**0,004**	**0,006***	**0,006***	**0,005**	**0,005**	**0,005**	**0,003**	0,002	0,001	**0,003***
1900–1949	–0,002	–0,001	–0,002	0,004	**0,010**	0,008	**0,016**	**0,018**	**0,017**	0,002	–0,001	–0,003	0,005
1950–2009	**0,009**	**0,009**	**0,011**	**0,013***	**0,009**	0,006	**0,009**	**0,010**	**0,009**	0,005	0,004	**0,008**	**0,009***
1950–1979	–0,004	0,000	0,004	0,004	0,001	0,005	–0,007	–0,003	–0,007	–0,007	–0,002	–0,001	–0,014
1980–2009	**0,043***	**0,040***	**0,037***	**0,047***	**0,042***	**0,029**	**0,039**	**0,045***	**0,052***	**0,042***	**0,036***	**0,042***	**0,041***

Wartości pogrubione – istotne na poziomie $p = 0{,}05$; oznaczone * – na poziomie $p = 0{,}001$.
Values printed in bold – significant on 95% level; marked * – significant on 99.9% level.

go i Zblewskiego (2010). Warto tu jednak wspomnieć, że obserwowany wzrost temperatury sezonowej (styczeń–kwiecień) i rocznej dla lat 1950–2009, rzędu 0,01 deg·rok^{-1}, jest spowodowany wyraźnym, około cztery razy większym, wzrostem TPM w ciągu ostatnich 30 lat (1980–2009). Wartości trendów są silnie dodatnie i istotne statystycznie we wszystkich miesiącach roku. Wzrost TPM rozpoczyna się na Morzu Norweskim w przybliżeniu w tym samym czasie co wzrost temperatury powietrza w Arktyce (Marsz i in., 2008) oraz temperatury globalnej (Hansen i in., 2006).

Trendy temperatury powietrza (TP) i związki TPM z TP

Przebieg zmienności TP i jej związki z TPM dla okresu 1950–2009 zostały szczegółowo scharakteryzowane w pracy Kruszewskiego i Zblewskiego (2010). Ponieważ autorowi nie udało się pozyskać dłuższych ciągów TP dla wszystkich stacji, przedstawiona poniżej charakterystyka jest skrótem cytowanej pracy.

Trendy rocznych wartości TP na wszystkich stacjach są dodatnie i istotne. Najsilniejsze odnotowano w St. Petersburgu (0,035 deg·rok^{-1}) oraz Vilsandi (0,034 deg·rok^{-1}), co w 60-leciu daje wzrost rocznej TP o około 2°C. Zmiany TP w latach 1950–2009 mają podobne niezgodności charakteru przebiegu do stwierdzonych w przypadku TPM. Istotne statystycznie, dodatnie trendy miesięcznej TP zaznaczają się na większości stacji od stycznia do sierpnia. Jedynie w kwietniu stwierdzono występowanie istotnych i dodatnich trendów na wszystkich stacjach.

W latach 1950–1979 na wszystkich stacjach odnotowano jedynie trzy (na 144 możliwe) przypadki trendów istotnych statystycznie. Świadczy to o braku istotnych ukierunkowanych zmian. W drugim 30-leciu istotne statystycznie, dodatnie trendy TP występują na większości stacji w kwietniu oraz sierpniu i wrześniu. Najsilniejsze trendy TP zaznaczają się w kwietniu na stacjach leżących w południowej części Bałtyku (od 0,085 deg·rok^{-1} w Helu, Szczecinie i Vilsandi

do 0,10 deg·rok^{-1} w Göteborgu). Na wszystkich stacjach (z wyjątkiem Helsinek) występują dodatnie i istotne trendy rocznej TP.

Analiza korelacji wykazała, że istnieją związki synchroniczne pomiędzy zmiennością TPM w południowej części Morza Norweskiego i TP na stacjach nadbałtyckich. Korelacje te są silne i statystycznie istotne zarówno w obu 30-leciach, jak i wieloleciu 1950–2009, najwyższe wartości korelacji występują na stacjach zachodniej części Bałtyku. Korelacje synchroniczne TPM z TP stosunkowo łatwo objaśnić niewielką odległością badanych obszarów i występowaniem nad nimi jednocześnie podobnych warunków synoptycznych.

Badanie związków asynchronicznych przeprowadzono, wykorzystując ciągi TPM z danego roku i TP z roku następnego. W latach 1950–2009 zaznacza się występowanie stosunkowo silnych i wysoce istotnych asynchronicznych korelacji dodatnich pomiędzy TPM z okresu styczeń–kwiecień i TPM z kwietnia a TP roczną następnego roku na stacjach nadbałtyckich. Wartości współczynników korelacji zestawiono w tab. 2.

Tab. 2. Współczynniki korelacji pomiędzy TPM w gridzie [60°N, 000°] w kwietniu i w okresie od stycznia do kwietnia a roczną TP następnego roku na stacjach nadbałtyckich
Tab. 2. Correlation coefficients between SST in [60°N, 000°] grid in April and in season January to April and annual air temperature in following year at Baltic region stations

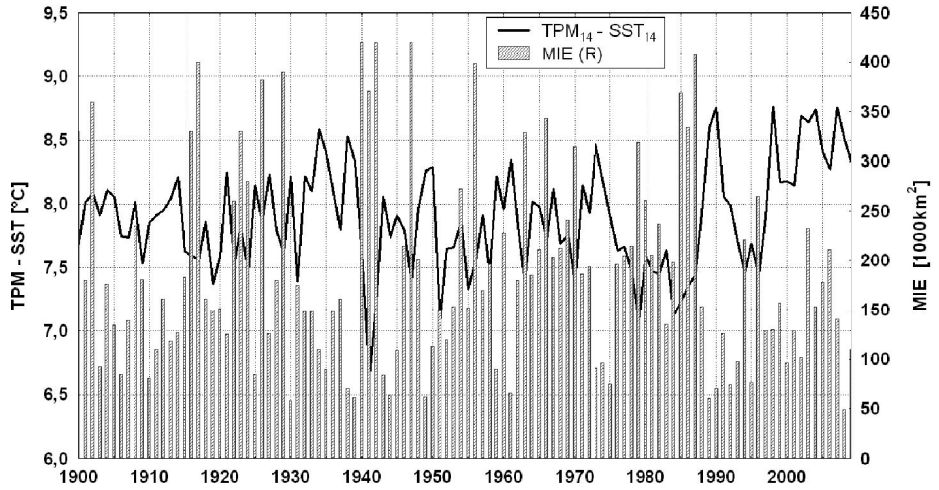
Stacja	Kwiecień	Styczeń–kwiecień
Göteborg	0,47	0,50
Haparanda	0,48	0,51
Härnösand	0,42	0,47
Hel	0,49	0,52
Helsinki	0,37	0,43
Kłajpeda	0,48	0,51
Kopenhaga	0,43	0,46
St. Petersburg	0,44	0,47
Sztokholm	0,52	0,57
Szczecin	0,47	0,47
Vilsandi	0,52	0,56
Visby	0,51	0,55

Wartości pogrubione – istotne na poziomie $p = 0{,}001$.
Values printed in bold – significant on 99.9% level.

Zmiany TPM_{14} objaśniają 18–32% zmienności TP rocznej nad Bałtykiem w następnym roku. Korelacje asynchroniczne zimowej TPM z miesięcznymi wartościami TP występują na wszystkich stacjach bałtyckich w kwietniu. Siła tego związku jest wyraźnie wyższa w latach 1980–2009, kiedy to TPM_{14} objaśnia do 38% zmienności TP z kwietnia następnego roku w Sztokholmie.

Związki TPM z maksymalną powierzchnią zlodzenia (MIE) Bałtyku

W przebiegu wieloletnim (1900–2009) maksymalnej powierzchni zlodzenia Bałtyku (*maksimum ice extent* – MIE) zaznacza się niewielka tendencja spadkowa (–0,23 tys. km^2·rok^{-1}), nie osiągająca jednak progu istotności statystycznej. Dopiero w przypadku bardzo dużego (ok. –4 tys. km^2·rok^{-1}) tempa spadku powierzchni lodu w ostatnich 30 latach możemy mówić o zależności istotnej statystycznie (r = –0,40; p = 0,03) (ryc. 4).



Ryc. 4. Przebieg sezonowej (styczeń–kwiecień; TPM_{14}) wartości TPM w gridzie [60°N, 000°] i maksymalnej powierzchni zlodzenia Bałtyku (MIE)
Fig. 4. Course of seasonal (January to April; SST_{14}) SST values in [60°N, 000°] grid and maximum ice extent in the Baltic Sea (MIE)

Maksymalna powierzchnia zlodzenia na Bałtyku występuje najczęściej w drugiej dekadzie lutego. Tak jak w przypadku TP – stwierdzono dość silne istotne zależności TPM miesięcy zimowych z powierzchnią pokrywy lodowej. Najwyższe korelacje występują pomiędzy MIE i TPM lutego lub marca. Niemal identyczną siłę związku uzyskujemy pomiędzy TPM_{14} a MIE w tym samym roku. W tym przypadku współczynnik korelacji wynosi –0,58 (n = 110, p < 0,001). Dla krótszych przedziałów czasu siła związku pozostaje niemal identyczna, co świadczy o jego silnej stabilności, np. w latach 1980–2009 r = –0,60 (n = 30, p < 0,001). Można więc stwierdzić, że zmiany zimowej TPM na Morzu Norweskim objaśniają około 35% zmienności pokrywy lodu na Bałtyku. Ta sama wartość TPM_{14} słabiej, ale istotnie, koreluje z wartością MIE w roku następnym: r = –0,31 (n = 110, p = 0,001). Związek asynchroniczny nie jest stabilny, a jego siła wyraźnie rośnie w ostatnim czasie (lata 1980–2009: r = –0,46, p = 0,01).

Związki TPM z prędkością wiatru nad Bałtykiem

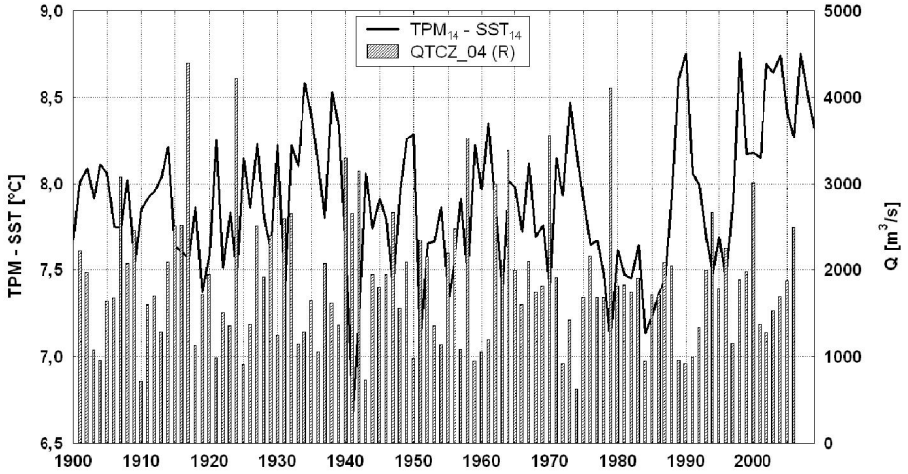
Wybrane do analizy dwa gridy wykazują różne przebiegi prędkości wiatru (V_w) na przestrzeni roku (Kruszewski, 2008, 2011) i nie stwierdzono w tym przypadku istotnych korelacji wzajemnych. Prędkość wiatru w północnej części Bałtyku (grid [60,20]) osiąga maksimum w grudniu (7,9 $m \cdot s^{-1}$), a wyraźne minimum roczne w lipcu (5,1 $m \cdot s^{-1}$). W gridzie [55, 15] maksimum roczne V_w przypada na styczeń (7,3 $m \cdot s^{-1}$). Słabo zaznaczone minima V_w maja i czerwca (5,3 $m \cdot s^{-1}$) praktycznie nie różnią się od średnich lipca i sierpnia. Przez 9 miesięcy w roku wyższe V_w notowane są w gridzie [60, 20]. Z kolei V_w w gridzie [55, 15] wykazuje wyraźnie większą zmienność międzyroczną. W wieloleciu 1950–2009 w gridzie [60, 20] odnotowano istotny statystycznie wzrost miesięcznej prędkości wiatru w styczniu, a w latach 1980–2009 – dodatnie istotne trendy V_w w lutym (0,06), kwietniu, maju, lipcu i wrześniu (po 0,04 $m \cdot s^{-1} \cdot rok^{-1}$). W gridzie [55, 15] istotne trendy okresu 1950–2009 wystąpiły w lutym, czerwcu, wrześniu i październiku. Z kolei w latach 1980–2009 mamy do czynienia z ujemnym trendem prędkości wiatru w grudniu (–0,06 $m \cdot s^{-1} \cdot rok^{-1}$).

W latach 1950–2009 najwyższe istotne współczynniki korelacji liniowej między miesięcznymi wartościami TPM i V_w w gridzie [60, 20] pojawiają się w lutym (r = 0,52). Siła tego związku w ostatnich latach (1980–2009) rośnie do r = 0,6 i przypuszczalnie jest efektem występowania dodatnich trendów w obu analizowanych ciągach, choć największą zgodność przebiegów wartości TPM i V_w odnotowano w 30-leciu 1960–1989 (r = 0,67). Sezonowa wartość TPM_{14} wykazuje słabszy, ale istotny statystycznie związek z roczną wartością prędkości wiatru (r = 0,41) dla 60 lat. Korelacje TPM z V_w w gridzie [55, 15] wykazują podobne, lecz nieco słabsze synchroniczne zależności w lutym, a także pomiędzy sezonową TPM_{14} i roczną V_w.

Związki TPM z przepływami Wisły w profilu Tczew

Przepływy można traktować jako pewien kompleksowy wskaźnik hydroklimatyczny, zależny równocześnie od przebiegu opadów i parowania w zlewni. Parowanie z kolei jest silnie związane z omawianymi powyżej temperaturą powietrza i prędkością wiatru.

Przepływy Wisły w Tczewie nie wykazują żadnych istotnych statystycznie zmian w przebiegu wieloletnim 1900–2005, zarówno w przypadku wartości miesięcznych, jak i rocznych (ryc. 5). W krótszych podokresach sytuacja jest podobna. Wyjątek stanowi istotny trend rosnący wartości rocznej w latach 1950–1979 (14,5 $m^3 \cdot s^{-1} \cdot rok^{-1}$), dający w okresie tych 30 lat przyrost o około 430 $m^3 \cdot s^{-1}$, przy średniej wieloletniej wartości rocznej 1051 $m^3 \cdot s^{-1}$ i odchyleniu standardowym 228. Najwyższe wartości miesięczne przepływów notowane są w kwietniu (1876 $m^3 \cdot s^{-1}$) i marcu (1576 $m^3 \cdot s^{-1}$). Przepływy kwietnia charakteryzują się także największą zmiennością międzyroczną (std = 760 $m^3 \cdot s^{-1}$).



Ryc. 5. Przebieg sezonowej (styczeń–kwiecień; TPM_{14}) wartości TPM w gridzie [60°N, 000°] i przepływów Wisły w Tczewie w kwietniu (QTCZ_04)
Fig. 5. Course of seasonal (January to April; SST_{14}) SST values in [60°N, 000°] grid and water discharge in Vistula River at Tczew in April (QTCZ_04)

Przeprowadzona analiza korelacji synchronicznych wartości miesięcznych TPM i przepływów (Q) wykazała istnienie dość silnych związków TPM pierwszej połowy roku z Q w kwietniu i maju. Korelacje mają charakter ujemny, tzn. wzrostowi TPM towarzyszy spadek przepływów. Związki te są stabilne czasowo – zbliżone wartości współczynnika korelacji występują także w krótszych przedziałach czasu. Prezentowane na ryc. 5 przebiegi sezonowej wartości TPM_{14} i Q w kwietniu są skorelowane na poziomie $r = –0{,}46$ ($n = 105$, $p = 0{,}000$). Jeszcze wyższe współczynniki korelacji uzyskuje się w przypadku korelowania Q i TPM z tego samego miesiąca, zwłaszcza z kwietnia.

Wnioski

Przeprowadzone analizy wskazują na występowanie związków między zmianami TPM Morza Norweskiego a zmianami niektórych elementów hydroklimatycznych w basenie Morza Bałtyckiego. Szczególnie silny wpływ wywierają zimowe zmiany TPM z okresu od stycznia do kwietnia, które niosą informację o zasobach ciepła w wodach Morza Norweskiego. Najsilniejsze związki synchroniczne zachodzą między TPM miesięcy późnozimowych (marzec, kwiecień) i zimowych (styczeń–kwiecień) oraz elementami hydroklimatycznymi w kwietniu–maju tego samego roku. Takie związki TPM zachodzą z TP w kwietniu i TP roczną, powierzchnią maksymalnego zlodzenia Bałtyku i prędkością wiatru. Przyczyna ujemnego związku między TPM i przepływami Wisły (profil Tczew) w kwietniu nie jest jasna. Wyjaśnienie, czy przyczyną jest zmniejszenie sum opadowych, czy wzrost parowania w dorzeczu Wisły – wymaga dalszych ba-

dań. Istotne jest stwierdzenie występowania związków asynchronicznych między TPM i TP, w których charakterystyczne jest to, że zmiany zimowej TPM wyprzedzają o rok zmiany TP w kwietniu i TP rocznej. Pozwala to, z określoną ostrożnością, traktować zachodzące na Morzu Norweskim zmiany TPM jako potencjalny predyktor w prognozie TP następnego roku.

Literatura

Enfield D.B., Mestas-Nuñes A.M., Trimble P.J., 2001, *The Atlantic Multidecadal Oscillation and relation to rainfall and river flows in the continental US*, Geophys. Res. Lett., 28, 10, 2977–2080.

Furevik T., 2000, *On anomalous sea surface temperatures in the Nordic Seas*, J. Climate, 13, 5, 1044–1053.

Hansen J., Sato M., Ruedy R., Lo K., Lea D.W., Medina-Elizade M., 2006, *Global temperature change*, Proc. Nat. Acad. Sci., 103, 39, 14288–14293.

Kerr R.A., 2000, *A North Atlantic climate pacemaker for the Centuries*, Science, 288 (5473), 1984–1985.

Kerr R.A., 2005, *Atlantic climate pacemaker for Millennia past, decades hence?*, Science, 309 (5731), 41–43.

Kruszewski G., 2008, *Zmiany prędkości wiatru przywodnego nad Bałtykiem w świetle danych z reanalizy NECEP/NCAR (1951–2005)*, Prz. Geofiz., 53, 1, 27–41.

Kruszewski G., 2011, *Związki prędkości wiatru z temperaturą powietrza nad Bałtykiem (1950–2009)*, Pr. i St. Geogr., 47, WUW, Warszawa, 179–187.

Kruszewski G., Marsz A., Zblewski S., 2003, *Wpływ zmian temperatury powierzchni oceanu na Morzu Norweskim na temperaturę powietrza na Svalbardzie i Jan Mayen (1982–2002)*, Probl. Klimatol. Polarnej, 13, 59–78.

Kruszewski G., Zblewski S. 2005, *Wpływ temperatury wody na Morzu Norweskim na przebieg temperatury powietrza nad Bałtykiem i ich związki z ekstremalnym zlodzeniem Bałtyku*, [w:] E. Bogdanowicz, U. Kossowska-Cezak, J. Szkutnicki (red.), *Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne*, PTGeof., IMGW, Warszawa, 441–446.

Kruszewski G., Zblewski S., 2010, *Zmiany temperatury wody na Morzu Norweskim a temperatura powietrza nad Bałtykien (1950–2009)*, [w:] E. Bednorz, L. Kolendowicz (red.), *Klimat Polski na tle klimatu Europy. Zmiany i ich konsekwencje*, Bogucki, Poznań, 235–244.

Marsz A., 1999a, *Temperatura powierzchni wody na Północnym Atlantyku a temperatura powietrza na Spitsbergenie i Jan Mayen*, Probl. Klimatol. Polarnej, 9, 37–80.

Marsz A., 1999b, *O związkach powierzchni zlodzenia Bałtyku z zimowymi rozkładami temperatury powietrza*, Pr. Wydz. Nawigacyjnego, 8, WSM, Gdynia, 89–105.

Marsz A.A., Styszyńska A., Zblewski S., 2008, *Rozmiary i przebieg współczesnego ocieplenia Arktyki w rejonie mórz Barentsa i Karskiego*, Probl. Klimatol. Polarnej, 18, 35–67.

Midttun L., 1990, *Surface temperatures of the Barents Sea*, Polar Res., 8, 11–16.

Ratcliffe R.A.S., Murray R., 1970, *New lag associations between North Atlantic sea temperature and European pressure applied to long-range weather forecasting*, Quart. J. Royal Met. Soc., 96, 75–86.

Seinä A., Palosuo E., 1996, *The classification of the maximum annual extent of ice cover in the Baltic Sea 1720–1995*, Meri, 27, 79–91.

Smith T.M., Reynolds R.W., 2004, *Improved extended reconstruction of SST [1854–1997]*, J. Climate, 17, 2466–2477.

The changes in sea surface temperature of the Norwegian Sea and the course of selected hydroclimatic elements in Baltic region (1900–2009, 1950–2009)

Abstract: This work deals with correlation between SST in the southern part of the Norwegian Sea (grid 2°φ × 2°λ, 60°N, 000°) and air temperature at selected 12 stations in Baltic region, maximum ice extent in the Baltic, wind speed over Baltic and water discharge in Vistula River at Tczew. Mean monthly data of SST from NOAA NCDC ERSST v.2 were used in analysis. Statistically significant positive trends in monthly and annual values SST were found in period 1900–2009, 1950–2009 and in the last 30 years – see fig 3, tab. 1. Apart from synchronic correlations (SST & air temperature in the same month, 1950–2009), asynchronic significant correlations have been found. The predominant influence on the annual air temperature in Baltic region have SST in the cold season (January-April) year before – see tab. 2. Cold season SST (SST_{14}) give strong correlations with maximum ice extent at Baltic Sea and explains about 35% of its variability over the 110 year period (fig. 4). SST_{14} give quite good correlations with annual wind speed value over the Baltic Sea in [60, 20] grid point ($r = 0.41$) over the period 1950–2009. The highest coefficients were found for monthly values of SST and wind speed in February. Negative correlation coefficients were found between SST_{14} and water discharge values in Vistula River at Tczew in April (fig. 5) and May. This correlations are stable over different time periods and strongest for both values from the same month (synchronic correlation).

Key words: sea surface temperature, air temperature, wind speed, ice extent, Baltic Sea.

Właściwości fizyczno-chemiczne wód w zlewniach zagłębień bezodpływowych ewapotransiracyjnych (dorzecze Parsęty)

Maciej Major

Uniwersytet A. Mickiewicza w Poznaniu, Instytut Geoekologii i Geoinformacji,
ul. Dzięgielowa 27, 61-680 Poznań
maciej.major@amu.edu.pl

Zarys treści: Zagłębienia bezodpływowe powszechnie występują na obszarze młodoglacjalnym. Były przedmiotem badań w dorzeczu Parsęty, gdzie wydzielono ich 2065, z podziałem na zagłębienia bezodpływowe ewapotranspiracyjne (1451) i zagłębienia bezodpływowe chłonne (614). Do szczegółowych badań terenowych wybrano 6 zlewni zagłębień bezodpływowych ewapotranspiracyjnych oraz, w ramach studiów uszczegóławiających, 20 oczek w dwóch zlewniach cząstkowych zlewni górnej Parsęty – Kłudy i Młyńskiego Potoku. Wody oczek charakteryzowały się dużym zróżnicowaniem przestrzennym składu chemicznego. Typy hydrogeochemiczne ich wód były dwu-, trój- lub czteroskładnikowe, a w składzie chemicznym dominowały jony wodorowęglanowe i wapń oraz, w mniejszym zakresie, siarczany, chlorki, sód i magnez. Pod względem składu chemicznego uzyskano podział na trzy grupy oczek. Wody podziemne były najczęściej dwuskładnikowe, ale też pojawiały się wody trój-, cztero- i pięcioskładnikowe. W składzie chemicznym wód podziemnych zdecydowanie dominowały jony wodorowęglanowe i wapń, co jest charakterystyczne dla pojeziernej strefy młodoglacjalnej. Zaobserwowano wyższe stężenia siarczanów, chlorków i sodu. Pod względem składu chemicznego również uzyskano podział na trzy grupy stanowisk pomiarowych wód podziemnych. Wykazano także wzrost mineralizacji wody w układzie pionowym: atmosfera – wody powierzchniowe – wody podziemne.

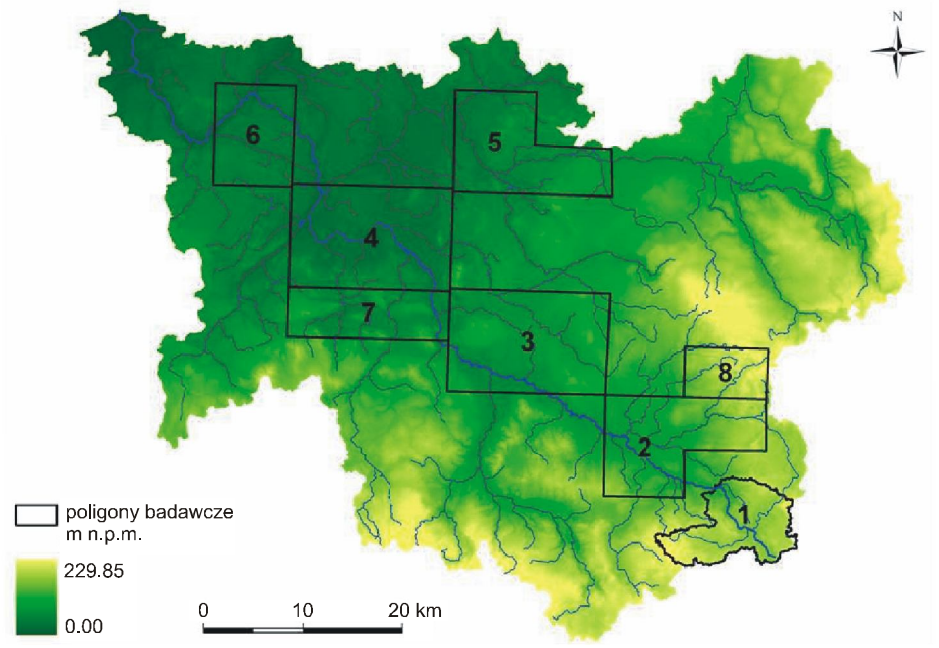
Słowa kluczowe: dorzecze Parsęty, morenowe poziomy wysoczyznowe, zagłębienia bezodpływowe ewpotranspiracyjne i chłonne, skład chemiczny, bilans jonowy.

Na terenach objętych młodą akumulacją plejstoceńskich lodowców skandynawskich zagłębienia bezodpływowe są obiektami powszechnie występującymi w środowisku przyrodniczym. Od pierwszej połowy ubiegłego wieku były przedmiotem zainteresowania specjalistów kilku dyscyplin naukowych, m.in.

geomorfologów (jako formy rzeźby trenu), hydrologów (jako odbiorniki w jednostkach hydrograficznych), meliorantów (jako obiekty w gospodarce wodą) czy też ekologów (jako siedliska). Zagłębienia bezodpływowe wywierają duży wpływ na współczesny charakter obiegu wody w dorzeczu, stwarzając szczególne warunki krążenia wód. Zajmują duży odsetek powierzchni, spełniają wiele funkcji w środowisku przyrodniczym, wśród których do najważniejszych można zaliczyć funkcje hydrologiczne, ekologiczne, geomorfologiczne i gospodarcze. Zagłębienia bezodpływowe były przedmiotem badań w latach hydrologicznych 2005–2010.

Obszar badań

Pomorze jest jedną z najwyraźniej zarysowanych jednostek geomorfologicznych na obszarze Niżu Polskiego, od zachodu i wschodu objęte jest dolinami Odry i Wisły, od południa Pradoliną Noteci–Warty, a od północy naturalną granicę stanowi wybrzeże Bałtyku. Składa się z trzech morfologicznych subjednostek o przebiegu równoleżnikowym: nizin nadmorskich, garbu pojeziernego oraz strefy pól i szlaków sandrowych. Oś morfologiczną jednostki stanowi tzw. garb pojezierny, biegnący mniej więcej środkiem Pomorza, stanowiący strefę marginalną fazy pomorskiej zlodowacenia wisły. Garb opada na północ szeregiem siedmiu morenowych poziomów wysoczyznowych, stanowiących pas ni-



Ryc. 1. Dorzecze Parsęty z granicami wybranych poligonów badawczych (Major, 2012)
Fig. 1. Parsęta basin with the boundaries of selected test plots (Major, 2012)

zin nadmorskich. Wartości wysokości poziomów wahają się od 5 do 180 m n.p.m., większe są na wschodzie niż na zachodzie. Poziomy charakteryzują się zróżnicowaniem litofacjalnym, polegającym na tym, że wyższe poziomy budują spiaszczone osady ablacyjne, na niższych zaś występują ilaste gliny morenowe (Karczewski 1988).

W taki krajobraz Pomorza wpisuje się dorzecze Parsęty, gdzie zaplanowano i przeprowadzono badania terenowe zagłębień bezodpływowych. W tym celu na analizowanym obszarze wybrano 8 poligonów badawczych o łącznej powierzchni 834 km^2 (ryc. 1), a w ich granicach wydzielono według przyjętych kryteriów wszystkie zagłębienia bezodpływowe.

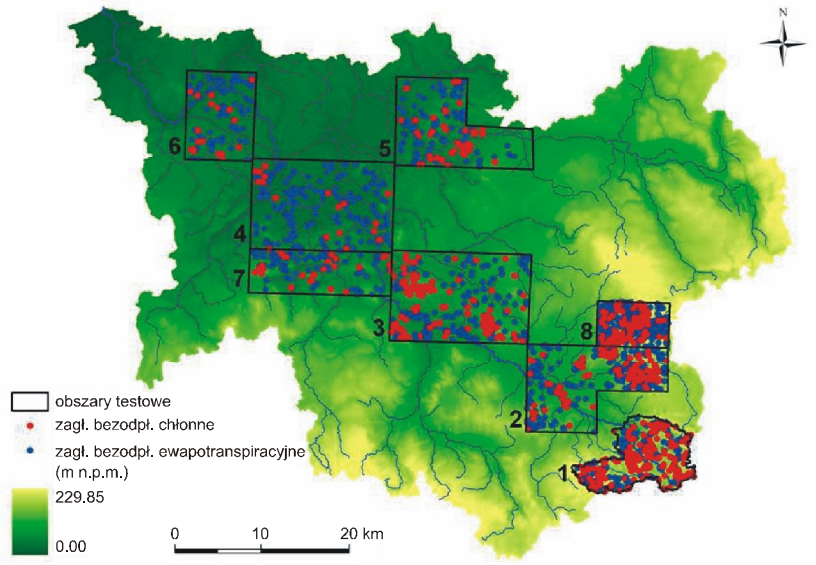
Podstawy metodologiczne

Istnienie terenów nie włączonych do ogólnego systemu odwodnienia uwarunkowane jest trzema czynnikami: klimatem, rzeźbą, budową geologiczną i przepuszczalnością utworów powierzchniowych. Mając na uwadze powyższe przesłanki, jako podstawowe założenie metodologiczne przyjęto w pracy koncepcję zaproponowana przez Drwala (1975), polegającą na wydzieleniu dwóch typów zagłębień bezodpływowych, różniących się mechanizmem krążenia wody – zagłębień bezodpływowych ewapotranspiracyjnych, gdzie parowanie jest głównym procesem bilansującym opad, noszących więc cechy bezodpływowości całkowitej, oraz zagłębień bezodpływowych chłonnych, gdzie wsiąkanie jest głównym procesem bilansującym opad, noszących więc cechy bezodpływowości tylko powierzchniowej (Drwal, 1975; Drwal, Hryniszak, 2003). Zagłębienia bezodpływowe ewapotranspiracyjne charakteryzują się dużymi zdolnościami retencyjnymi, a zagłębienia chłonne – sporymi możliwościami infiltracyjnymi.

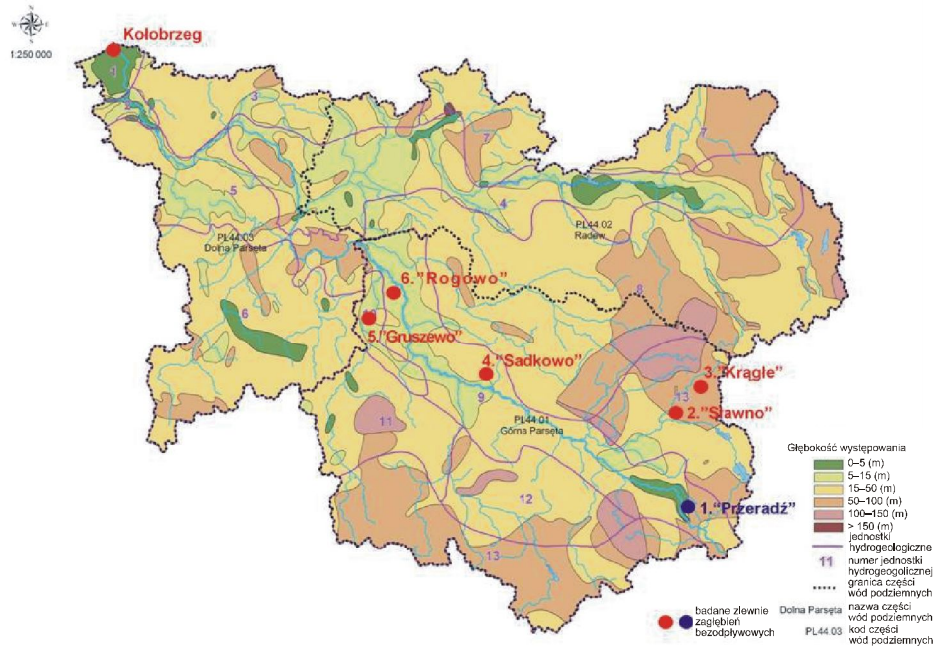
Metodyka badań

W granicach wybranych 8 poligonów badawczych wydzielono w sumie 2065 zagłębień bezodpływowych, co stanowi 2,48 na 1 km^2. Zagłębień bezodpływowych ewapotranspiracyjnych na analizowanym obszarze jest 1451 (70,27%) – 1,74 na 1 km^2, a zagłębień bezodpływowych chłonnych 614 (29,73%) – 0,74 na 1 km^2 (ryc. 2).

Na podstawie szczegółowych analiz kartograficznych oraz rozpoznania terenowego, do badań stacjonarnych wybrano 6 zlewni zagłębień bezodpływowych ewapotranspiracyjnych, których nazwy pochodzą od pobliskich miejscowości: „Przeradź", „Sławno", „Krągłe", „Sadkowo", „Gruszewo" i „Rogowo" (ryc. 3). Zlewnie te uznano za reprezentatywne dla obszaru Pomorza Zachodniego, pod względem rzeźby terenu (parametrów morfometrycznych), litologii, struktury użytkowania terenu i typów zagłębień. Charakteryzują się one wyraźnie zarysowanymi granicami zlewni, obecnością stałych bądź okresowych oczek oraz podobną strukturą użytkowania terenu.

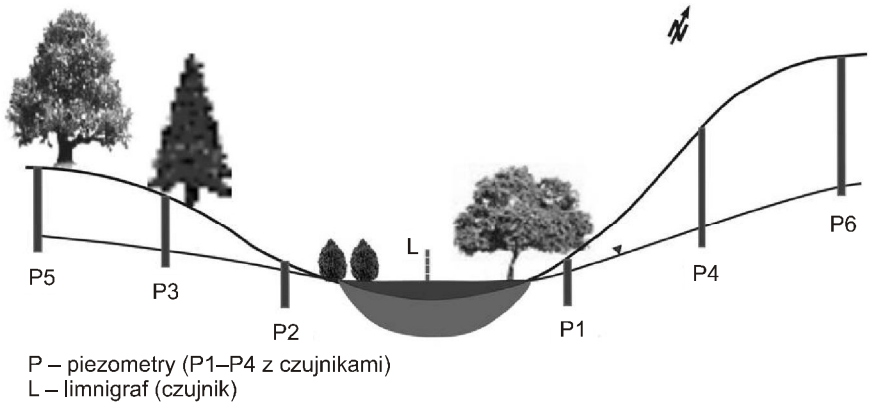


Ryc. 2. Rozmieszczenie zagłębień bezodpływowych w dorzeczu Parsęty (w granicach poligonów badawczych) (Major, 2012)
Fig. 2. Distribution of basins without outlets in the Parsęta basin (within test plots) (Major, 2012)



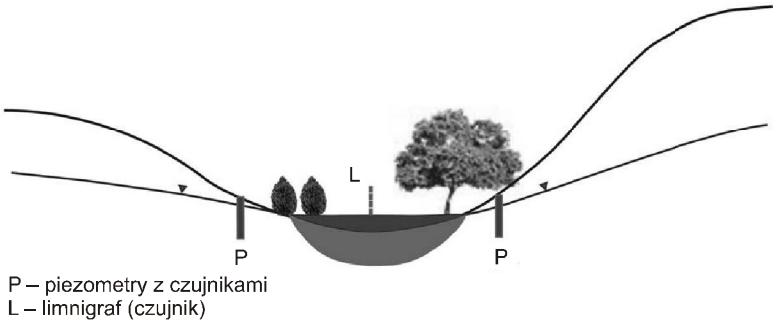
Ryc. 3. Dorzecze Parsęty, z wybranymi do badań zlewniami zagłębień bezodpływowych ewapotranspiracyjnych, na tle głębokości występowania głównego poziomu wodonośnego (Wiśniowski, 2006 – zmienione)
Fig. 3. Parsęta basin with the catchments of closed evapotranspiration basins selected for study against the depth of the chief water-bearing horizon (Wiśniowski, 2006 – modified)

Wszystkie wybrane zlewnie zostały oprzyrządowane. Na stanowisku „Przeradź" do pomiarów wód podziemnych służyło 6 piezometrów zainstalowanych wzdłuż osi wschód–zachód. Dwa z nich zlokalizowano w dnie zagłębienia po stronie wschodniej i zachodniej oczka (P1 i P2), dwa w połowie stoków (P3, P4) oraz dwa na wierzchowinach stoków, w strefach wododziałowych (P5, P6) (ryc. 4). W czterech z nich (P1, P2, P3, P4) zainstalowano elektroniczne czujniki stanów wody (dippery firmy SEBA), do ciągłej rejestracji stanów wód podziemnych z częstotliwością 3 × na dobę. Ponadto jeden z czujników (dipper T Vario) zlokalizowany został w dnie zagłębienia bezodpływowego ewapotranspiracyjnego. Czujnik ten w okresach, kiedy woda wypełniała misę zagłębienia, pełnił funkcję limnigrafu, natomiast gdy dochodziło do obniżania się stanów wód powierzchniowych, i w konsekwencji do ich zaniku, rejestrował stany wód podziemnych jak piezometr. Prowadzony był również comiesięczny pobór próbek wód podziemnych do analiz hydrochemicznych oraz w miesiącach, w których woda wypełniała zagłębienie, pobór wód powierzchniowych.

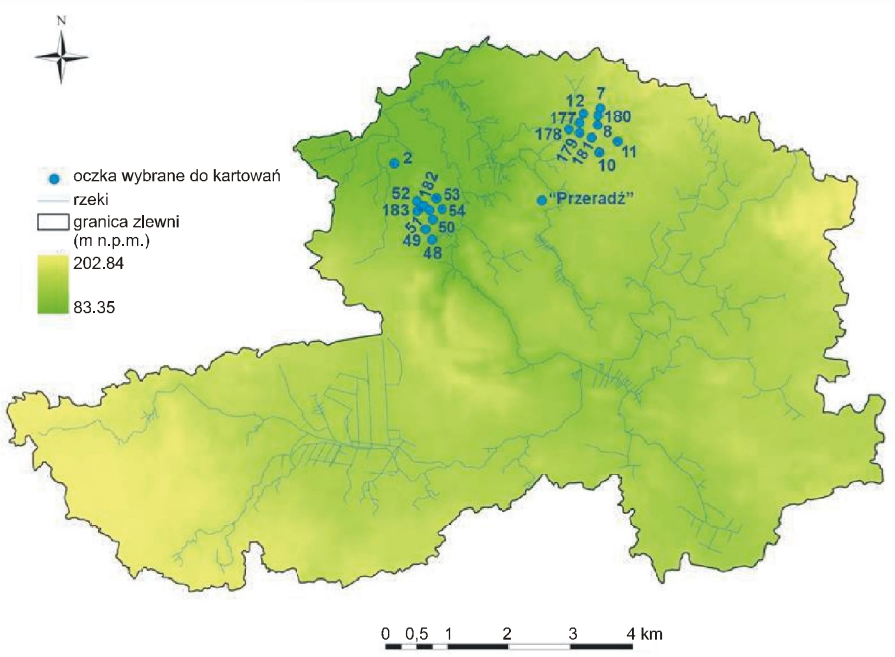


Ryc. 4. Schemat oprzyrządowania stanowiska „Przeradź" (SE część dorzecza Parsęty, strefa garbu pojezierngo) (Major, 2012 – zmienione)
Fig. 4. Measuring instruments installed at the Przeradź site (SE part of the Parsęta basin, lakeland elevation zone) (Major, 2012 – modified)

Nieco odmienny system oprzyrządowania funkcjonował w czterech innych zagłębieniach bezodpływowych. Rejestracja stanów wód powierzchniowych odbywała się w ich dnach, natomiast wód podziemnych w dwóch piezometrach zlokalizowanych po przeciwnych stronach oczek i również z wykorzystaniem elektronicznych czujników (dipperów) firmy SEBA, z częstotliwością 3 × na dobę. Taki system oprzyrządowania funkcjonował na stanowiskach „Sławno" (piezometry P7 i P8), „Rogowo" (P9, P10), „Sadkowo" (P12, P13) i „Gruszewo" (P14, P15) (ryc. 5). W zlewni „Krągłe" był zainstalowany tylko jeden piezometr (P11) i bez sprzętu elektronicznego. W pięciu ostatnich oprzyrządowanych zagłębieniach bezodpływowych w sezonach pogodowych prowadzony był



Ryc. 5. Schemat oprzyrządowania stanowisk: „Sławno" (SE część dorzecza Parsęty, strefa garbu pojeziernego), „Sadkowo", „Gruszewo" i „Rogowo" (odpowiednio, VI, V i IV poziom wysoczyznowy) (Major, 2012)
Fig. 5. Measuring instruments installed at the sites: Sławno (SE part of the Parsęta basin, lakeland elevation zone), Sadkowo, Gruszewo and Rogowo (the 6th, 5th and 4th upland levels, respectively) (Major, 2012)



Ryc. 6. Oczka wybrane do kartowań w zlewni górnej Parsęty (Major, 2012)
Fig. 6. Kettle ponds selected for mapping in the upper Parsęta catchment (Major, 2012)

kwartalny pobór próbek wód powierzchniowych i podziemnych do analiz laboratoryjnych.

W ramach studiów uszczegóławiających prowadzono również kartowania hydrochemiczne wybranych oczek w dwóch zlewniach cząstkowych zlewni górnej Parsęty – Kłudy i Młyńskiego Potoku (ryc. 6), w latach hydrologicznych

2006–2010. Próbki wody pobierano w sezonach pogodowych w cyklu kwartalnym. W sumie kartowaniu poddano 20 oczek, po 10 w każdej ze zlewni cząstkowych. W zlewni Kłudy były to zagłębienia o numerach porządkowych: 7, 8, 10, 11, 12, 177, 178, 179, 180 i 181, a w zlewni Młyńskiego Potoku: 2, 48, 49, 50, 51, 52, 53, 54, 182 i 183.

Wyniki

Skład chemiczny wód w oczkach (dorzecze Parsęty)

Wody oczek w dorzeczu Parsęty charakteryzowały się dużym zróżnicowaniem przestrzennym składu chemicznego, który uzależniony był od warunków meteorologicznych, lokalizacji, cech morfometrycznych, użytkowania terenu oraz pokrywy glebowej. Należy także dodać, że dorzecze Parsęty jest obszarem o niskiej antropopresji. Wartości odczynu mieściły się w przedziale od 4,11 do 10,10 pH, a przewodności elektrolitycznej od 15,7 do 543,0 $\mu S \cdot cm^{-1}$.

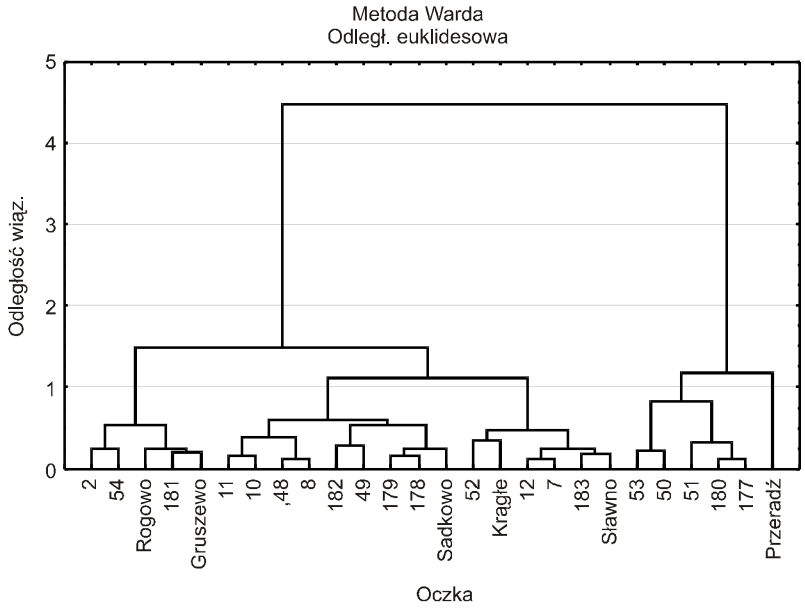
Na podstawie uzyskanych wyników sporządzono bilanse jonowe oraz obliczono procentowy skład chemiczny wód powierzchniowych wszystkich badanych oczek. Ze względu na bardzo bogaty materiał dokumentacyjny, w artykule dokonano zestawienia dla sześciu oczek, których zlewnie oprzyrządowano. Zgodnie z klasyfikacją wód naturalnych Szczukariewa (Macioszczyk, 1987), są to wody wieloskładnikowe o różnych typach hydrogeochemicznych, a ich szeregi przedstawiają się następująco:

- „Przeradź": $SO_4^{2-} – Cl^- – Ca^{2+} – Na^+$;
- „Sławno": $HCO_3^- – Ca^{2+}$;
- „Krągłe": $HCO_3^- – Ca^{2+}$;
- „Sadkowo": $HCO_3^- – Ca^{2+} – Mg^{2+}$;
- „Gruszewo": $HCO_3^- – Cl^- – Ca^{2+}$;
- „Rogowo": $HCO_3^- – Cl^- – Ca^{2+}$.

Wysokie stężenia jonów dominujących HCO_3^- i Ca^{2+} w wodach oczek „Sławno" i „Krągłe" w strefie garbu pojeziernego są dowodem potwierdzającym, że udział zasilania gruntowego jest w tym wypadku przeważający. Wymienione składniki są produktami wietrzenia chemicznego i decydują o typach hydrogeochemicznych wód w większości badanych zagłębień. Z kolei oczka „Gruszewo" i „Rogowo" w zasięgu, odpowiednio, V i IV poziomu wysoczyznowego, charakteryzują się zasilaniem opadowym. Potwierdzeniem tego są wyższe stężenia chlorków w wodach tych oczek. Chlorki należą do najaktywniejszych migrantów wodnych (Macioszczyk, 1987). W wodach powierzchniowych pochodzą w dużym stopniu z oceanów i dostarczane są do geoekosystemów z opadem atmosferycznym. Niewielka część chlorków pochodzi też z wymywania skał i gleb (Dojlido, 1995). Średnie stężenia chlorków w wodach powierzchniowych w okresie badań wynosiły od 2,67 $mg \cdot dm^{-3}$ w oczku „Krągłe" do 19,03 $mg \cdot dm^{-3}$ w zlewni „Przeradź" w strefie garbu pojeziernego; średnia dla wszystkich stanowisk to

6,12 mg·dm^{-3}. Wody w oczku „Sadkowo" (VI poziom wysoczyznowy) są trójskładnikowe, podobnie jak na stanowiskach „Gruszewo" i „Rogowo" (V i IV poziom wysoczyznowy), jednak zamiast chlorków występują w tym wypadku podwyższone stężenia magnezu. Można to wiązać z obecnością agresywnego CO_2, który może przyspieszać proces wietrzenia, doprowadzając do wód jony Mg^{2+} i Ca^{2+}. Powstaje wówczas typ wód $HCO_3^- - Ca^{2+} - Mg^{2+}$ (Macioszczyk, 1987).

W wyniku prowadzonych analiz statystycznych, wartości standaryzowano, a następnie grupowano metodą Warda wszystkie analizowane oczka. Otrzymano w ten sposób podział na trzy grupy, a z jednej z nich wydzielono dwie podgrupy (ryc. 7).



Ryc. 7. Grupowanie metodą Warda kartowanych oczek pod względem składu chemicznego (dorzecze Parsęty, studia uszczegóławiające – zlewnia górnej Parsęty)
Fig. 7. Grouping of the mapped kettle ponds by chemical composition using Ward's method (the Parsęta basin, complementary studies – the upper Parsęta catchment)

Pierwszą grupę tworzą stanowiska „Rogowo" i „Gruszewo" w granicach IV i V poziomu wysoczynowego oraz oczka o numerach porządkowych 2, 54 w zlewni cząstkowej Młyńskiego Potoku i 181 w zlewni cząstkowej Kłudy. Cechą wyróżniającą te oczka od pozostałych grup są najniższe stężenia siarczanów.

Drugą grupę można podzielić na dwie podgrupy. Pierwszą z nich – najliczniejszą – stanowią: zagłębienie „Sadkowo" w granicach VI poziomu wysoczyznowego, oczka o numerach 8, 10, 11, 178 i 179 w zlewni cząstkowej Kłudy oraz 48, 49 i 182 w zlewni cząstkowej Młyńskiego Potoku. W tym wypadku na uwagę zasługują najwyższe stężenia azotanów. Z kolei do drugiej podgrupy zaliczyć

można oczka: „Krągłe" i „Sławno" w strefie garbu pojeziernego, 7 i 12 w zlewni cząstkowej Kłudy oraz 52 i 183 w zlewni cząstkowej Młyńskiego Potoku. Wymienione zagłębienia wyróżniają się najwyższym odczynem i przewodnością elektrolityczną właściwą. Ponadto cechą wspólną wszystkich oczek drugiej grupy, odróżniającą je od grup pierwszej i trzeciej, są wysokie stężenia jonów wodorowęglanowych i magnezu.

Pozostałych sześć oczek tworzy trzecią grupę, a należą do niej: stanowisko „Przeradź" w strefie garbu pojeziernego, oczka o numerach porządkowych 50, 51 i 53 w zlewni cząstkowej Młyńskiego Potoku oraz 177 i 180 w zlewni cząstkowej Kłudy. W tym wypadku na uwagę zasługują najwyższe stężenia siarczanów i jonów amonowych.

Skład chemiczny wód podziemnych (dorzecze Parsęty)

Skład chemiczny wód podziemnych w dorzeczu Parsęty kształtowany jest przez dwie grupy czynników – geogeniczne i antropogeniczne (Paszyński, Sadurski, 2007; Mazurek, 2008, 2010). Marcinek i in. (1998) oraz Komisarek (2000) twierdzą, że chemizm wód gruntowych wynika z kilku czynników, głównie ze składu mineralnego materiałów macierzystych, z którego powstawała gleba, i jest wypadkową geochemii krajobrazu, składu chemicznego opadów atmosferycznych, gospodarki wodnej gleb, rodzaju użytkowania terenu oraz roślinności.

Skład chemiczny wód podziemnych w badanych zlewniach zagłębień bezodpływowych uwarunkowany był głównie litologią oraz głębokością występowania pierwszego poziomu wodonośnego. Odzwierciedlał skład mineralny materiałów macierzystych oraz ich podatność na wietrzenie.

Odczyn wód podziemnych w badanych zlewniach powierzchniowo bezodpływowych charakteryzował się szerokim zakresem zmienności, od 4,93 pH w P14 do 8,15 pH w P4, oraz dużym zróżnicowaniem przestrzennym. Najniższe średnie wartości odczynu, poniżej 6 pH, odnotowano w zlewni „Gruszewo" (P14) oraz na stanowisku „Rogowo" (P9).

Jeszcze większym zakresem zmienności i dużym zróżnicowaniem przestrzennym charakteryzowała się przewodność elektrolityczna właściwa (SEC) wód gruntowych. Wartości ekstremalne mieściły się w przedziale od 40,5 $\mu S \cdot cm^{-1}$ w P9 do 625,0 $\mu S \cdot cm^{-1}$ w P7. Wartości tego wskaźnika zależą przede wszystkim od ilości oraz rodzajów soli rozpuszczonych w wodzie, jak również od temperatury wody (Macioszczyk, 1987). Ilość rozpuszczonych soli ma związek z głębokością zlegania zwierciadła wód podziemnych i jest wypadkową czasu oraz długości dróg krążenia wody.

Na podstawie uzyskanych wyników sporządzono bilanse jonowe oraz obliczono procentowy skład chemiczny wód podziemnych we wszystkich piezometrach. Zgodnie z klasyfikacją wód naturalnych Szczukariewa (Macioszczyk, 1987), są to najczęściej wody dwuskładnikowe o typie hydrogeochemicznym $HCO_3^- – Ca^{2+}$ (P2–P8, P10–P13 i P15). Wody tego typu uznawane są za charakterystyczne dla pojeziernej strefy młodoglacjalnej, zbudowanej z osadów polo-

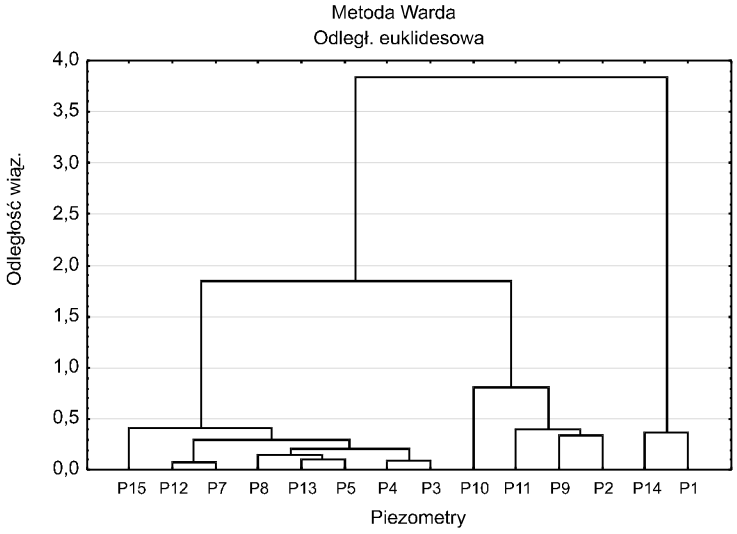
dowcowych zasobnych w węglan wapnia (Gołębiewski, 1981; Maruszczak, 1991; Kostrzewski i in., 1994; Nowakowski i in., 1996; Paczyński, Sadurski, 2007; Mazurek, 2010). Wymienione jony są dominujące w płytko występujących, słabo zmineralizowanych wodach podziemnych strefy klimatu umiarkowanego (Macioszczyk, 1987). W dorzeczu Parsęty oba jony są pochodzenia geogenicznego, a ich głównym źródłem w wodach podziemnych są procesy wietrzenia chemicznego.

W pozostałych trzech stanowiskach szeregi były bardziej rozbudowane. Według klasyfikacji Szczukariewa (Macioszczyk 1987), były to wody o następujących typach hydrogeochemicznych:

- pięcioskładnikowe: $SO_4^{2-} – HCO_3^- – Cl^- – Ca^{2+} – Na^+$ (P1, zlewnia „Przeradź", strefa garbu pojeziernego);
- trójskładnikowe: $HCO_3^- – Ca^{2+} – Na^+$ (P9, zlewnia „Rogowo", IV poziom wysoczyznowy);
- czteroskładnikowe: $Cl^- – SO_4^{2-} – HCO_3^- – Ca^{2+}$ (P14, zlewnia „Gruszewo", V poziom wysoczyznowy).

Na podstawie przeprowadzonych analiz statystycznych wartości standaryzowano, a następnie pogrupowano metodą Warda. Otrzymano w ten sposób podział na trzy grupy (ryc. 8).

Pierwszą, najliczniejszą, tworzą punkty pomiarowe w strefie garbu pojezierne go („Przeradź" – P3, P4, P5, „Sławno" – P7, P8) oraz w granicach, odpowiednio, VI i V poziomu wysoczyznowego („Sadkowo" – P12, P13, „Gruszewo" – P15), a elementami wyróżniającymi są tu najwyższe wartości odczynu, prze-



Ryc. 8. Grupowanie metodą Warda stanowisk pomiarowych wód podziemnych w badanych zlewniach w dorzeczu Parsęty

Fig. 8. Grouping of groundwater measuring sites in the examined catchments in the Parsęta basin using Ward's method

wodności elektrolitycznej właściwej, jonów dominujących HCO_3^- i Ca^{2+} oraz magnezu i jonów amonowych. Do drugiej grupy zaliczyć można cztery otwory hydrogeologiczne w strefie garbu pojeziernego („Przeradź" – P2, „Krągłe" – P11) oraz dwa w granicach IV poziomu wysoczyznowego („Rogowo" – P9, P10). W tym wypadku decydujące znaczenie mają maksymalne stężenia potasu. Z kolei trzecią grupę stanowią tylko dwa płytkie otwory w strefie garbu pojeziernego („Przeradź" – P1) i w granicach V poziomu wysoczyznowego („Gruszewo" – P14), a czynnikami, które wyróżniają je od pozostałych grup, są różne stężenia anionów – maksymalne chlorków i siarczanów oraz minimalne azotanów i fosforanów.

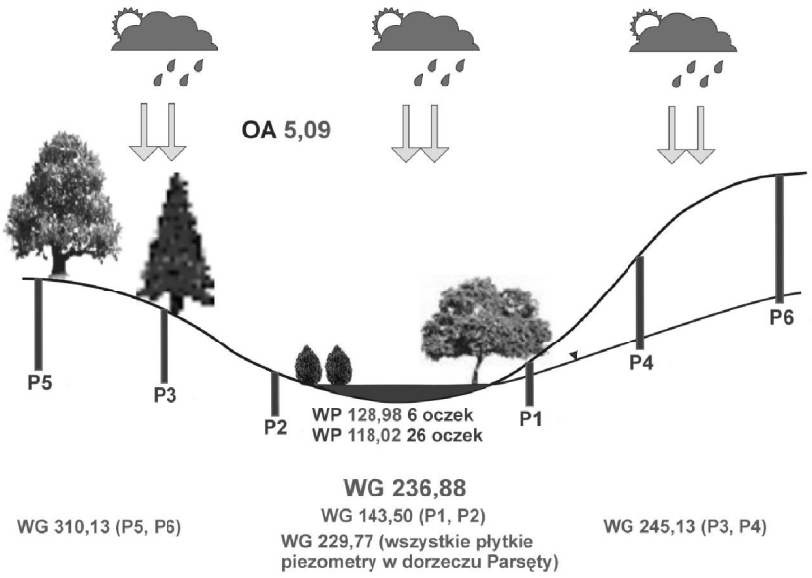
Badania wód podziemnych w zlewniach zagłębień bezodpływowych w dorzeczu Parsęty potwierdziły duże zróżnicowanie przestrzenne poszczególnych parametrów fizyczno-chemicznych oraz modyfikację w profilu pionowym składu chemicznego wód, które poprzez infiltrację docierały do poziomu wodonośnego. Skutkowało to przede wszystkim wzrostem alkalizacji odczynu, przewodności elektrolitycznej właściwej oraz wzbogaceniem wód w składniki pochodzące głównie z procesów wietrzenia chemicznego.

Zmienność mineralizacji wody w zlewniach zagłębień bezodpływowych w dorzeczu Parsęty w układzie pionowym: atmosfera – wody powierzchniowe – wody podziemne

Mineralizacja rozumiana jest najczęściej jako zawartość wszystkich składników chemicznych rozpuszczonych w wodzie (Macioszczyk, 1987). W wodach badanych zlewni obliczona została jako suma średnich wartości z całego cyklu pomiarowego wszystkich dziesięciu składników uwzględnionych w bilansie jonowym na poszczególnych etapach obiegu wody.

Najniższą mineralizacją, rzędu 5,09 $mg \cdot dm^{-3}$, charakteryzowały się w latach hydrologicznych 2005–2010 wody opadowe (ryc. 9). W strefie kontaktu wód opadowych z powierzchnią terenu nastąpił ponad dwudziestokrotny wzrost mineralizacji. Opad atmosferyczny uległ istotnej transformacji w wyniku kontaktu z roślinnością, która wywierała duży wpływ na obieg wody oraz cykle biogeochemiczne pierwiastków. Wody opadowe zostały wzbogacane w związki chemiczne, które spowodowały wzrost konduktancji. Nie bez znaczenia dla wzrostu mineralizacji wód powierzchniowych były też procesy wymywania związków chemicznych z osadów powierzchniowych oraz zasilanie oczek wodami podziemnymi, charakteryzującymi się podwyższoną mineralizacją. W przypadku 6 oczek w dorzeczu Parsęty, których zlewnie oprzyrządowano, parametr ten osiągnął poziom 128,98 $mg \cdot dm^{-3}$, a w przypadku wszystkich 26 kartowanych małych zbiorników wodnych (dorzecze Parsęty, studia uszczegóławiające – zlewnia górnej Parsęty) wielkość mineralizacji wyniosła 118,02 $mg \cdot dm^{-3}$.

Kolejny wzrost mineralizacji odnotowano w wodach podziemnych, przy czym jej wielkość uzależniona była od głębokości zalegania zwierciadła wód



Ryc. 9. Zmienność mineralizacji (mg·dm^{-3}) na poszczególnych etapach obiegu wody w zlewniach zagłębień bezodpływowych w dorzeczu Parsęty (OA – opad atmosferyczny na otwartej przestrzeni, WP – wody powierzchniowe, WG – wody gruntowe)
Fig. 9. Variations in mineralisation (in mg·dm^{-3}) at particular stages of the water cycle in the catchments of closed basins in the study area (OA – atmospheric precipitation in open terrain, WP – surface water, WG – groundwater)

gruntowych. Na tym etapie obiegu wody ilość rozpuszczonych związków chemicznych uwarunkowana była czasem, długością dróg krążenia wody oraz obecnością w podłożu trudno przepuszczalnych osadów, spowalniających tempo obiegu wody. Mineralizacja kształtowała się tutaj w zakresie od 143,50 do 310,13 mg·dm^{-3}, przy wartości średniej z wszystkich badanych zlewni w dorzeczu Parsęty 236,88 mg·dm^{-3} (ryc. 9). Jest to wartość świadcząca o niskim poziomie mineralizacji wynikającej z małego zanieczyszczenia wód podziemnych na obszarze Pomorza Zachodniego.

Podsumowanie

Wody oczek w dorzeczu Parsęty charakteryzowały się dużym zróżnicowaniem przestrzennym składu chemicznego, który uzależniony był od warunków meteorologicznych, lokalizacji, cech morfometrycznych, użytkowania terenu oraz pokrywy glebowej. Wartości odczynu mieściły się w przedziale od 4,11 do 10,10 pH, a przewodności elektrolitycznej od 15,7 do 543,0 μS·cm^{-1}. Typy hydrogeochemiczne wód w badanych zagłębieniach były dwu-, trój-, lub czteroskładnikowe, a w składzie chemicznym dominowały jony wodorowęglanowe i wapń oraz, w mniejszym zakresie, siarczany, chlorki, sód i magnez. Metodą Warda pogrupowano wszystkie analizowane oczka pod względem składu chemicznego.

Otrzymano w ten sposób podział na trzy grupy, a w jednej z nich wydzielono dwie podgrupy.

Skład chemiczny wód podziemnych w badanych zlewniach zagłębień bezodpływowych uwarunkowany był głównie litologią oraz głębokością występowania pierwszego poziomu wodonośnego. Odzwierciedlał skład mineralny materiałów macierzystych oraz ich podatność na wietrzenie. Były to najczęściej wody dwuskładnikowe, ale też pojawiały się wody trój-, cztero- i pięcioskładnikowe. W składzie chemicznym wód podziemnych zdecydowanie dominowały jony wodorowęglanowe i wapń, co jest charakterystyczne dla pojeziernej strefy młodoglacjalnej. Wyróżnić można także siarczany, chlorki i sód. Wszystkie stanowiska pomiarowe wód podziemnych pogrupowano metodą Warda i otrzymano w ten sposób podział na trzy grupy pod względem składu chemicznego.

Wykazano także wzrost mineralizacji wody w układzie pionowym: atmosfera – wody powierzchniowe – wody podziemne. Najniższą mineralizacją charakteryzował się opad atmosferyczny na otwartej przestrzeni. W strefie kontaktu wód opadowych z powierzchnią terenu nastąpił ponad dwudziestokrotny wzrost mineralizacji, a kolejny jej wzrost odnotowano w wodach podziemnych, przy czym wielkość mineralizacji uzależniona była głównie od głębokości zalegania zwierciadła wód gruntowych.

Literatura

Dojlido J.R., 1995, *Chemia wód powierzchniowych*, Ekonomia i Środowisko, Białystok, 342 s.

Drwal J., 1975, *Zagadnienia bezodpływowości na obszarach młodoglacjalnych*, Zesz. Nauk. UG, Geografia, 3, 7–26.

Drwal J., Hryniszak E., 2003, *Obieg wody w wybranych geoekosystemach Pomorza Zachodniego*, [w:] A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych. Obieg wody – uwarunkowania i skutki w środowisku przyrodniczym*, t. 3, Wyd. UAM, Poznań, 127–137.

Gołębiewski R., 1981, *Kierunki i intensywność denudacji na obszarze zlewni górnej Raduni w późnym würmie i holocenie*, Wyd. UG, Gdańsk, 165 s.

Karczewski A., 1988, *Układ przestrzenny morenowych poziomów wysoczyznowych północnego skłonu Pomorza jako rezultat zróżnicowanej deglacjacji*, Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., 38, A, Poznań, 19–28.

Komisarek J., 2000, *Kształtowanie się właściwości gleb płowych i czarnych ziem oraz chemizmu wód gruntowych w katenie falistej moreny dennej Pojezierza Poznańskiego*, Akad. Rolnicza, Poznań, 143 s.

Kostrzewski A., Mazurek M., Zwoliński Z., 1994, *Dynamika transportu fluwialnego górnej Parsęty jako odbicie funkcjonowania systemu zlewni*, Bogucki, Poznań, 165 s.

Macioszczyk A., 1987, *Hydrogeochemia*, Wyd. Geol., Warszawa, 475 s.

Major M., 2012, *Funkcjonowanie zagłębień bezodpływowych w zróżnicowanych warunkach morfolitologicznych (dorzecze Parsęty, Pomorze Zachodnie)*, Bogucki, Poznań, 232 s.

Marcinek J., Kaźmierowski C., Komsarek J., 1998, *Rozmieszczenie gleb i zróżnicowanie ich właściwości w katenie falistej moreny dennej Pojezierza Poznańskiego*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 460, 53–73.

Maruszczak H., 1991, *Denudacja chemiczna*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, 413–416.

Mazurek M., 2008, *Czynniki kształtujące skład chemiczny wypływów wód podziemnych w południowej części dorzecza Parsęty (Pomorze Zachodnie)*, Prz. Geol., 56, 2, 131–139.

Mazurek M., 2010, *Hydrogeomorfologia obszarów źródliskowych (dorzecze Parsęty, Polska NW)*, Wyd. Nauk. UAM, Poznań, 304 s.

Nowakowski C., Smoleński A., Soszka H., 1996, *Wody podziemne i ich udział w zasilaniu oraz transporcie materii do jeziora*, Człowiek i Środowisko, 13, 71–96.

Paczyński B., Sadurski A. (red.), 2007, *Hydrogeologia regionalna Polski*, t. 1. *Wody słodkie*, PIG, Warszawa.

Wiśniowski Z., 2006, *Propozycja analizy oddziaływań i oceny ryzyka nieosiągnięcia celu środowiskowego RDW na obszarze zlewni rzeki Parsęty*, PIG, Szczecin, prezentacja.

Physico-chemical properties of water in the catchments of closed evapotranspiration basins (the Parsęta basin)

Abstract: Basins without outlets are widespread in the post-glacial area. They were an object of a research conducted in the Parsęta basin, where a total of 2,065 such bodies were found and divided into closed evapotranspiration basins (1,451) and closed absorptive ones (614). Six catchments of closed evapotranspiration basins were selected for a detailed field study, and for complementary studies, 20 kettle ponds in two sub-catchments of the upper Parsęta catchment: of the Kłuda and Młyński Potok streams. The water in the kettle ponds showed wide spatial differences in its chemical composition. The hydrogeochemical types of water were two-, three- or four-component ones, and the elements predominant in its chemical composition were bicarbonate ions and calcium, and to a lesser degree, sulphates, chlorides, sodium and magnesium. With the chemical composition as the criterion, the ponds were divided into three groups. Groundwater was usually a two-component type, but there could also be three-, four- and five-component ones. Greatly predominating in its chemical composition were bicarbonate ions and calcium, which is characteristic of the postglacial lakeland zone. Also observed in groundwater were higher concentrations of sulphates, chlorides and sodium. The measuring sites were also divided into three groups by the chemical composition of their groundwater. Also demonstrated was an increase in water mineralisation in the vertical atmosphere – surface water – groundwater pattern.

Key words: Parsęta basin, morainic upland levels, closed evapotranspiration and absorptive basins, chemical composition, ionic balance sheet.

Charakterystyka zmienności opadów atmosferycznych w delcie Wisły w latach 1961–2011 w świetle norm opadowych

Mirosława Malinowska

Uniwersytet Gdański, Katedra Meteorologii i Klimatologii, ul. Bażyńskiego 4, 80-309 Gdańsk
dokmem@ ug.edu.pl

Zarys treści: Na podstawie danych z wielolecia 1961–1990 wyznaczono dla stacji Stegna, Szopy i Kmiecin, położonych w delcie Wisły, wartości norm i anomalii opadowych. Zastosowano klasyfikację opadową miesięcy według Miętusa i in. (2002), wykorzystującą wartości percentyli 10%, 30%, 70% i 90% do podziału zbioru sum miesięcznych i rocznych opadu na okresy ekstremalnie suche, suche, normalne, wilgotne i ekstremalnie wilgotne. Na podstawie wyznaczonych kryteriów opracowano dla lat 1961–2011 kalendarz charakterystyk opadowych miesięcy, umożliwiający analizę zmienności opadów w tym okresie oraz porównanie tej zmienności w okresie normalnym (1961–1990) z okresem 1991–2011. Dodatkowo wyznaczono równania trendów zmian sum rocznych i miesięcznych opadu dla poszczególnych stacji. Analiza charakterystyk opadowych miesięcy i lat w Kmiecinie wykazała, że w latach 1991–2011 okresy suche i bardzo suche występują bezpośrednio przed lub po okresach wilgotnych lub bardzo wilgotnych. W poszczególnych miesiącach częstość występowania opadów normalnych i anomalnych może być bardzo zróżnicowana. Sumy roczne opadu w Kmiecinie i Pasłęku w okresie 1961–2011 wykazują tendencję malejącą, a w Stegnie i Radostowie – rosnącą. Istotne statystycznie dodatnie trendy sum miesięcznych opadu notowane są w Stegnie i Radostowie w lutym, marcu i sierpniu, natomiast istotny statystycznie trend ujemny charakterystyczny jest dla sum miesięcznych opadu w Kmiecinie w listopadzie.

Słowa kluczowe: opad atmosferyczny, zmienność, normy i anomalie opadowe.

Żuławy Wiślane to rozległa równina aluwialna, rozciągająca się wzdłuż ujściowego odcinka Wisły. Ze względu na niewielkie wzniesienie nad poziomem morza, sąsiedztwo tegoż oraz fakt, że znacząca ilość wód płynących głównymi ciekami delty to wody allochtoniczne, obszar ten jest niezwykle wrażliwy na wszelkie zmiany w bilansie wodnym. Jednym z elementów bilansu wodnego jest

ilość wody, jaka dostaje się do systemu z atmosfery. Stąd konieczność ciągłego monitorowania zmian opadów atmosferycznych na tym terenie.

Najczęściej spotykany opis klimatu danego miejsca opiera się na średnich wartościach wieloletnich. Są one łatwe w interpretacji, jednakże prezentują tylko bardzo ogólny obraz rzeczywistych warunków pogodowych, panujących na danym terenie. Znacznie większe możliwości w tym zakresie dają tzw. normy klimatyczne, przedstawiane jako zakres wartości najczęściej występujących w odniesieniu do analizowanego elementu meteorologicznego. Metodyką wyznaczania norm i anomalii opadowych zajmowało się w Polsce kilku badaczy. Klasyczne podejście do zagadnienia opadów normalnych zaprezentowała Kaczorowska (1962), która za normalne uznała roczne sumy opadu mieszczące się w przedziale średnia ±10% (90–110% średniej sumy wieloletniej). Kryterium to jest często stosowane do dziś. Mrugała (2001) uznał za normalne sumy opadów większe od średniej sumy z sum poniżej średniej wieloletniej, a mniejsze od średniej sumy z sum powyżej średniej wieloletniej. Metoda ta nie znalazła jednak uznania wśród klimatologów, podobnie jak metoda przedstawiona przez Kossowską-Cezak (2001), która zaproponowała, aby za kryterium wyznaczania norm i anomalii opadowych przyjąć wartość odchylenia standardowego z wieloletnich sum opadu atmosferycznego. Miętus i in. (2005) do wyznaczania wartości norm i anomalii opadowych zastosowali wartości kwantyli, 10%, 30%, 70% i 90%, wieloletnich sum miesięcznych i rocznych opadu atmosferycznego.

Wartości norm i kalendarze warunków opadowych, podobnie jak termicznych, można wykorzystywać nie tylko do analizy warunków pluwialnych na określonym obszarze i w określonym czasie, ale również do prognozowania warunków pluwialnych na przyszłość. Zmienność opadów na południowym wybrzeżu Bałtyku analizowana była przez Miętusa i Filipiaka (2002) oraz Miętusa i in. (2005). Autorzy, stosując nieco inne metody, wskazywali na fakt, że poszczególne stacje, w zależności od lokalizacji oraz okresu badawczego, wykazują nieco inne tendencje zmian sum rocznych opadu. Wyraźnie przy tym zaznaczał się wzrost opadów w chłodnej porze roku, zwłaszcza w lutym, marcu i maju.

Celem pracy było wyznaczenie wartości norm i anomalii opadowych dla czterech stacji, z których dwie, Stegna i Kmiecin, reprezentują Żuławy Wiślane, jedna, Radostowo – Pojezierze Starogardzkie, i jedna, Pasłęk – Pojezierze Iławskie (ryc. 1).

Metoda badań

Do wyznaczenia wartości progowych norm i anomalii opadowych zastosowano metodę zaproponowaną przez Miętusa i in. (2005), wykorzystując wartości kwantyli, 30% i 70%, wieloletnich sum miesięcznych i rocznych opadu atmosferycznego. Dokonując dalszego podziału zbioru danych, określono łącznie 5 klas sum miesięcznych i rocznych opadu – oprócz opadów normalnych, dwa prze-



Ryc. 1. Lokalizacja stacji pomiarowych
Fig. 1. Location of meteorological stations

działy opadów anomalnie wysokich i dwa przedziały opadów anomalnie niskich (tab. 1). Wartości progowe wyznaczono na podstawie danych z okresu normalnego 1961–1990. Wykorzystując wartości norm i anomalii opadowych, dla każdej ze stacji opracowano kalendarz warunków pluwialnych dla okresu 1961–2011. Ponadto celem zweryfikowania zmienności charakterystyk opadu atmosferycznego, opisanych na podstawie kalendarzy warunków pluwialnych, zarówno dla sum miesięcznych, jak i rocznych opadu atmosferycznego wyznaczono współczynniki kierunkowe równań linii trendu.

Tab. 1. Kryteria klasyfikacji opadowej miesięcy
Tab. 1. Criteria for pluvial classification of months

Rząd kwantylu (%)	Charakter opadowy miesiąca	Numer klasy
> 90,01	ekstremalnie wilgotny	5
70,01–90,00	wilgotny	4
30,01–70,00	**normalny**	**3**
10,01–30,00	suchy	2
≤ 10,00	ekstremalnie suchy	1

Sumy opadu

Sumy opadu atmosferycznego w latach 1961–2011 na analizowanym obszarze charakteryzują się dużym zróżnicowaniem. Najniższe roczne sumy opadu atmosferycznego, 521 mm, notowane są w stacji Kmiecin, położonej w centralnej części delty Wisły, na Żuławach Wielkich (tab. 2). Niewiele wyższe opady w ujęciu rocznym, 538 mm, notowane są w położonej na wschodnim skłonie Pojezierza Starogardzkiego stacji Radostowo. Sumy opadu w stacji w Stegnie, położonej w bezpośrednim sąsiedztwie brzegu Zatoki Gdańskiej, oraz w stacji w Pasłęku, reprezentującej wzniesienia Pojezierza Iławskiego, są zdecydowanie wyższe i osiągają wartości, odpowiednio, 638 i 683 mm. W przebiegu rocznym najniższe miesięczne sumy opadu notowane są w pierwszych czterech miesiącach roku, z minimum w lutym, osiągając wartości od 14,6 mm w Kmiecinie do 36,1 mm w Pasłęku. Miesiącem o najwyższych sumach miesięcznych opadu, w Kmiecinie, Radostowie i Pasłęku, jest lipiec. Wartości tej charakterystyki klimatu wahają się od 72,4 mm na Żuławach Wielkich do 84,5 mm na Pojezierzu Iławskim. W Stegnie najwyższe średnie miesięczne sumy opadu przypadają na sierpień, osiągając wartość 78,4 mm.

Tab. 2. Średnie miesięczne i roczne sumy opadu atmosferycznego na obszarze badań, 1961–2011
Tab. 2. Mean monthly and annual precipitation totals on the investigated area, 1961–2011

Stacja	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I–XII
Stegna	39,9	31,8	32,2	32,8	54,1	63,6	77,0	78,4	67,0	55,8	56,4	47,3	638,1
Kmiecin	20,0	14,6	18,8	28,9	49,2	61,8	72,4	71,2	62,3	49,7	41,9	29,2	520,6
Radostowo	26,6	20,3	26,9	30,7	53,2	65,6	79,1	68,6	51,7	43,2	41,6	30,1	537,6
Pasłęk	43,0	36,1	38,4	33,6	58,9	70,0	84,5	80,9	65,5	62,3	58,0	52,9	683,4

Normy i anomalie opadowe

Granice przedziałów norm i anomalii opadowych wyznaczone dla stacji Kmiecin oraz Radostowo przyjmują bardzo zbliżone wartości (tab. 3). W Kmiecinie normalne roczne sumy opadu kształtują się w przedziale od 435 do 573 mm. W latach ekstremalnie suchych suma roczna opadu nie przekracza wartości 379,6 mm. W latach ekstremalnie wilgotnych suma roczna opadu przekracza wartość 669 mm. Opady normalne w ujęciu miesięcznym przyjmują wartości od 7,8–18,9 mm w lutym do 36,2–91,4 mm w lipcu. Wartości percentylu 10% zmieniają się tu od 4,68 mm w lutym do 32,12 mm w czerwcu. Ekstremalne wartości percentylu 90% wahają się od 23,12 w lutym do 119,39 w sierpniu. W Radostowie normalne roczne sumy opadu plasują się na poziomie od 455,7 do 564,9 mm. Percentyle 10% i 90% sum rocznych opadu przyjmują wartości, odpowiednio, 384,0 i 674,8 mm. Wartości normalnych sum miesięczny opadu atmosferycznego w przypadku miesięcy najmniej obfitych w opady osiągają poziom

Tab. 3. Wartości kwantyli, 10%, 30%, 70% i 90%, empirycznego rozkładu wysokości miesięcznych i rocznych sum opadu atmosferycznego na analizowanym obszarze dla okresu normalnego 1961–1990

Tab. 3. Quantile values of 10%, 30%, 70% and 90% of empirical distribution of monthly and annual precipitation totals on the investigated area, 1961–1990

Stacja	Kwantyl (%)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I–XII
Stegna	10	16,16	13,96	10,20	16,40	23,13	27,03	27,30	32,66	24,44	16,50	34,22	18,87	463,40
	30	27,51	21,58	21,47	21,44	30,50	48,41	39,34	53,33	46,67	26,26	41,99	33,28	538,84
	70	46,13	33,57	35,41	29,95	57,90	72,66	95,99	86,43	83,35	53,26	67,50	54,14	643,42
	90	63,06	43,46	47,53	57,81	82,57	117,67	118,97	116,02	106,21	82,11	95,71	74,77	737,04
Kmiecin	10	9,19	4,68	5,04	9,25	23,25	32,12	19,06	25,27	25,52	16,11	17,48	9,72	379,62
	30	11,40	7,75	9,23	12,40	27,73	45,36	36,16	60,16	40,44	23,84	32,76	21,38	435,48
	70	23,04	18,94	21,63	29,27	48,37	77,40	91,42	75,84	79,56	50,36	55,26	39,52	573,50
	90	38,19	23,12	33,84	59,18	86,55	109,96	114,20	119,39	104,94	77,55	85,50	50,20	669,02
Radostowo	10	9,33	8,48	9,55	14,30	24,80	23,86	26,54	29,86	24,79	12,34	21,92	11,67	384,06
	30	16,64	15,57	14,20	18,59	36,02	55,40	52,04	37,43	38,21	24,98	34,61	21,94	455,64
	70	33,66	22,36	30,19	36,09	56,48	95,60	81,76	74,43	59,35	45,10	52,09	34,96	564,94
	90	42,85	26,44	36,94	53,55	74,76	116,25	130,15	101,95	81,33	66,40	66,39	51,18	674,83
Pasłęk	10	10,48	14,91	17,73	16,35	31,41	37,55	39,58	27,36	32,19	17,22	34,41	17,19	554,20
	30	35,56	23,73	27,59	22,47	38,27	54,81	57,11	50,17	46,24	31,23	47,46	37,87	608,72
	70	57,36	36,39	43,01	38,00	70,34	81,17	115,12	98,10	91,21	75,33	75,08	70,39	764,52
	90	74,74	57,53	57,97	51,77	90,17	136,66	141,83	136,00	116,41	106,87	97,82	95,11	849,96

14,20 mm w marcu i 26,22 w lutym. W czerwcu wartości normalne opadu to sumy miesięczne, mieszczące się w przedziale od 55,4 do 95,6 mm. W przebiegu rocznym wartości percentylu 10% zmieniają się od 8,48 mm w lutym do 29,86 w sierpniu. Percentyl 90% zaś przyjmuje w Radostowie wartości od 26,44 mm w lutym do 130,15 mm w lipcu.

W Stegnie normy sum rocznych opadu atmosferycznego wyznacza przedział wartości 538,9–643,4 mm. W ujęciu miesięcznym dolny przedział norm opadowych obejmuje wartości od 21,5 mm w lutym i marcu do 53,3 mm w sierpniu. Górna granica normalnych sum miesięcznych opadu na tej stacji waha się od 33,6 mm w lutym do 95,9 mm w lipcu. Wartości percentylu 10%, wyznaczającego granicę opadu w miesiącach ekstremalnie suchych, plasują się na poziomie od 10,2 mm w marcu do 32,6 mm w sierpniu. Percentyl 90% przyjmuje w przebiegu rocznym wartości od 43,5 w lutym do 118,9 mm w lipcu.

Spośród analizowanych stacji najwyższe sumy miesięczne i roczne opadu charakteryzują Pasłęk. Nie inaczej jest z wartościami percentyli 10%, 30%, 70% i 90%. Normalne sumy roczne opadu mieszczą się tu w przedziale od 608,8 do 764,52 mm. Percentyle 10% i 90% sum rocznych opadu mają wartości, odpowiednio, 554,2 oraz 849,9 mm. Przebieg roczny percentyli 30% i 70% sum miesięcznych opadu jest tu typowy, z najniższymi wartościami, 23,7–36,3 mm, przypadającymi na luty, oraz najwyższymi, 57,2–115,1 mm, w lipcu. Najniższe wartości percentylu 10% sum miesięcznych opadu atmosferycznego w Pasłęku przypadają na styczeń i sięgają zaledwie 10,4 mm. Najwyższe są w lipcu, 39,6 mm. Wartości percentylu 90% z kolei wahają się od 51,8 mm w kwietniu do 141,8 mm w lipcu.

Klasyfikacja opadowa miesięcy i lat

Wyznaczenie wartości kwantyli 10%, 30%, 70% i 90% umożliwiło stworzenie kalendarzy klasyfikacji opadowych miesięcy i lat dla czterech wybranych stacji.

Analiza kalendarza warunków pluwialnych dla stacji Stegna wykazała, że mniej więcej do końca lat 80. XX wieku lata suche przeplatały się z latami wilgotnymi, nie zaznaczył się jednak żaden dłuższy okres suchy lub wilgotny (tab. 4). Począwszy od ostatniej dekady XX wieku wzrasta zauważalnie liczba miesięcy klasyfikowanych jako wilgotne i bardzo wilgotne. Miesiące wilgotne dominują zwłaszcza w pierwszej połowie roku, druga połowa roku w ostatnich 20 latach wydaje się być nieco mniej obfita w opady.

W Kmiecinie początek analizowanego okresu to lata nie wyróżniające się szczególnie pod względem opadowym (tab. 5). Wzrost liczby miesięcy wilgotnych rozpoczyna się około roku 1965 i trwa do początków lat 70. XX wieku. Na lata 1973–1995 przypada okres względnej suchości klimatu, zaznacza się zwiększona częstość występowania miesięcy suchych i ekstremalnie suchych. Od połowy lat 90. XX wieku rozpoczyna się wzrost częstości występowania miesięcy wilgotnych i bardzo wilgotnych. Podobnie jak w Stegnie, również w Kmiecinie pierwsza polowa roku wydaje się być bardziej wilgotna niż druga połowa.

Tab. 4. Kalendarz pluwialny dla stacji Stegna, 1961–2011
Tab. 4. Pluvial calendar for Stegna, 1961–2011

Rok	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I–XII
1961	2	4	3	2	5	3	4	4	3	3	1	3	3
1962	3	3	5	2	5	4	3	3	3	1	3	2	5
1963	3	3	2	2	3	4	2	4	4	3	4	2	3
1964	2	5	2	3	1	2	2	3	3	2	4	3	3
1965	3	5	3	4	2	4	4	3	5	2	3	2	3
1966	3	2	3	2	3	3	3	3	2	4	3	5	2
1967	4	4	4	2	5	3	3	3	3	3	3	5	5
1968	5	3	3	3	4	3	2	2	3	3	3	1	2
1969	1	2	1	4	3	1	1	2	1	3	4	1	4
1970	2	3	4	5	4	2	5	4	5	4	5	3	1
1971	1	3	2	3	3	4	2	2	4	3	2	3	4
1972	1	1	3	3	4	3	3	5	4	3	3	1	4
1973	1	5	2	4	3	3	3	1	2	3	3	3	3
1974	3	3	1	1	3	3	5	3	2	5	3	4	3
1975	3	2	2	2	2	2	4	1	1	5	3	2	4
1976	5	1	2	2	3	2	3	2	3	2	4	4	2
1977	4	3	4	5	3	1	4	2	3	3	2	3	4
1978	3	3	3	3	1	3	3	5	4	4	3	3	2
1979	4	2	5	3	3	3	3	3	3	2	2	3	3
1980	3	3	3	5	2	5	5	3	2	4	2	3	5
1981	3	3	4	4	3	5	4	5	3	4	5	4	5
1982	4	1	2	3	3	5	1	2	1	2	1	3	3
1983	4	4	5	4	4	1	1	3	3	3	4	3	3
1984	3	2	3	1	2	4	2	1	4	3	1	2	5

1985	4	4	4	3	3	3	3	4	4	1	2	4	3
1986	5	2	3	4	4	2	3	4	3	3	2	5	5
1987	3	4	3	3	2	3	3	4	3	2	4	3	4
1988	3	4	4	3	3	4	3	3	2	1	3	4	4
1989	2	3	3	3	1	3	2	3	2	5	3	4	1
1990	2	3	3	3	4	2	4	3	5	4	5	2	4
1991	2	5	2	2	4	5	2	3	3	3	2	3	3
1992	1	4	4	3	3	1	3	2	5	4	3	3	3
1993	4	5	4	1	3	4	1	3	4	1	2	4	5
1994	5	3	5	4	4	2	1	2	3	5	2	4	1
1995	3	3	4	4	3	2	3	5	3	2	4	2	3
1996	1	5	2	1	5	2	3	3	3	4	1	2	3
1997	1	4	3	4	4	1	3	1	3	5	1	3	2
1998	3	3	5	5	3	4	3	4	1	5	2	4	5
1999	4	5	2	5	5	3	3	4	1	5	2	3	5
2000	4	5	5	1	3	4	5	3	3	3	4	4	3
2001	4	5	4	5	3	3	3	4	5	3	4	3	3
2002	2	1	2	1	4	4	5	1	3	5	3	2	4
2003	3	5	4	4	4	2	5	3	3	5	2	3	3
2004	4	3	5	4	4	4	3	5	2	5	5	4	4
2005	5	5	2	1	4	2	3	3	2	2	3	5	2
2006	2	4	3	5	3	4	5	5	5	2	4	3	4
2007	5	3	5	3	5	4	5	3	4	4	4	2	3
2008	3	4	5	4	1	3	4	5	2	4	3	2	3
2009	3	3	4	1	4	4	4	1	2	5	3	3	3
2010	3	4	1	1	4	2	5	5	4	1	5	5	2
2011	4			4	3	1		4	3	3	1	4	

Tab. 5. Kalendarz pluwialny dla stacji Kmiecin, 1961–2011
Tab. 5. Pluvial calendar for Kmiecin, 1961–2011

Rok	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I–XII
1962							3	3	3	1	3	2	
1963	3	2	2	3	3	3	2	3	3	3	4	3	3
1964	3	4	1	3	2	2	2	3	3	2	4	4	2
1965	4	4	3	4	3	3	4	4	5	2	2	3	4
1966	4	4	4	3	3	3	3	4	2	3	3	5	3
1967	4	5	4	3	5	3	4	2	3	3	4	5	5
1968	5	4	4	3	4	3	3	2	3	4	4	1	4
1969	3	4	1	4	4	1	1	3	2	3	4	2	1
1970	4	5	5	5	4	3	4	4	5	5	5	5	5
1971	2	3	3	4	2	4	2	1	4	4	3	4	3
1972	2	2	4	3	5	3	3	4	4	4	4	1	4
1973	1	5	3	4	3	1	5	2	2	3	3	3	3
1974	3	4	1	1	3	4	5	2	2	5	3	4	4
1975	3	3	3	2	2	3	3	1	1	5	2	3	2
1976	5	1	2	1	3	2	2	3	3	2	3	3	2
1977	4	3	4	5	4	2	3	2	4	3	3	3	3
1978	3	3	3	3	2		3				3	2	
1979	5	2	5	4	2	2	4	3	2	2	2	3	3
1980	3	3	3	4	1	3	5	3	2	4	2	3	4
1981	3	3	3	3	3	5	4	5	3	4	5	4	5
1982	2	1	2	2	2	5	1	2	1	2	1	3	1
1983	3	2	5	5	5	1	1	3	4	3	3	4	3
1984	4	2	4	2	3	5	2	1	4	3	1	1	3
1985	2	3	3	2	3	4	3	4	3	1	1	4	3

1986	3	1	3	3	4	2	3	4	2	3	3	2	2
1987	2	2	2	1	1	4	3	4	4	2	5	3	3
1988	1	3	2	2	3	4	4	3	2	1	2	2	2
1989	2	3	3	3	1	3	2	3	1	4	2	2	1
1990	1	3	2	2	4	3	3	4	5	3	3	3	3
1991	1	3	3	1	4	4	3	2	3	4	3	3	3
1992	1	3	4	4	3	1	3	2	5	3	3	3	3
1993	3	3	3	3	3	3	3	4	5	1	1	2	3
1994	3	2	3	2	2	2	2	2	4	5	2	4	3
1995	3	3	3	4	4	3	2	4	3	1	3	1	2
1996	1	3	1	1	5	2	3	4	5	3	3	1	3
1997	1	3	3	4	4	1	4	1	3	3	1	3	2
1998	3	3	3	5	4	5	3	4	2	5	2	3	5
1999	4	5	3	5	5	3	3	4	1	4	2	4	5
2000	4	5	5	3	1	3	3	2	2	1	4	4	3
2001	4	5	5	5	3	3	5	3	4	3	4	4	5
2002	4	4	5	3	4	3	3	2	3	5	3	1	3
2003	3	1	1	3	3	2	4	2	2	4	2	3	3
2004	4	4	3	3	3	3	4	4	2	4	2	3	3
2005	3	1	2	1	4	2	3	2	2	2	2	3	1
2006	1	2	2	5	4	4	2	5	3	2	4	2	4
2007	5	3	3	3	5	4	5	2	3	4	3	2	4
2008	3	3	4	4	1	4	4	5	1	5	2	2	4
2009	1	3	5	1	4	4	4	1	1	5	3	3	3
2010	1	1	3	2	4	1	3	5	3	1	5	4	3
2011	4	4	3	3	3	2	5	4	2	4	1	3	3

Tab. 6. Kalendarz pluwialny dla stacji Radostowo, 1961–2011
Tab. 6. Pluvial calendar for Radostowo, 1961–2011

Rok	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I–XII
1961	2	5	3	2	4	3	4	4	2	3	2	3	3
1962	3	3	4	3	5	3	4	3	3	1	3	2	4
1963	2	2	2	1	3	2	2	3	4	3	5	2	3
1964	3	3	2	3	2	3	2	2	3	3	3	3	1
1965	3	4	3	4	2	3	3	3	5	2	3	3	3
1966	4	3	3	3	2	3	5	3	2	4	3	4	4
1967	3	5	5	3	5	3	4	4	3	2	3	5	4
1968	5	3	3	3	4	2	2	2	4	3	4	1	3
1969	2	2	1	4	2	1	1	3	1	2	4	1	1
1970	3	3	4	5	5	3	4	5	4	5	5	4	5
1971	2	2	2	4	4	5	2	2	5	4	3	3	4
1972	1	1	4	3	4	4	3	3	4	3	3	1	3
1973	1	5	1	4	4	3	4	4	2	4	4	3	4
1974	3	4	2	1	3	4	5	2	3	5	4	5	5
1975	3	2	4	2	3	3	3	1	1	3	2	3	2
1976	5	1	2	3	3	2	3	2	3	3	3	4	2
1977	5	4	4	4	3	2	3	3	3	2	3	3	3
1978	3	3	3	1	2	2	3	5	3	4	3	2	2
1979	3	2	5	3	2	1	3	3	3	2	2	3	2
1980	2	3	3	5	1	5	5	3	3	5	1	2	5
1981	3	3	3	3	3	4	4	3	2	4	5	3	4
1982	4	1	1	2	3	4	1	1	1	2	2	3	1
1983	4	4	5	4	3	1	1	3	3	3	3	3	2
1984	4	3	3	2	3	5	3	1	4	3	2	2	3

1985	3	3	4	2	2	4	3	5	3	1	1	4	3
1986	4	2	3	5	4	3	2	4	2	3	2	4	3
1987	3	4	2	3	3	3	3	4	3	3	4	3	3
1988	4	4	3	2	3	4	3	2	4	1	3	4	3
1989	1	3	3	3	1	3	2	3	2	4	1	5	2
1990	2	3	3	3	3	2	3	4	5	3	4	2	3
1991	2	2	2	2	5	5	3	3	1	3	2	4	3
1992	2	3	5	3	3	1	3	2	4	3	3	3	2
1993	5	5	3	1	2	3	2	4	4	2	2	4	3
1994	4	3	5	3	3	2	1	4	5	4	2	4	3
1995	4	3	3	4	3	2	1	5	4	2	4	2	3
1996	2	4	2	1	5	2	3	4	4	3	2	1	3
1997	1	4	3	4	5	2	4	3	5	5	2	3	5
1998	3	2	5	4	4	4	4	3	1	5	2	2	4
1999	3	2	3	5	5	3	3	3	1	5	2	3	4
2000	4	3	5	3	1	2	4	3	3	2	3	4	3
2001	3	5	5	5	2	3	5	4	5	2	3	4	5
2002	5	5	5	4	5	3	1	3	3	5	2	1	4
2003	3	1	1	3	3	1	5	3	3	3	2	2	3
2004	4	5	4	3	3	3	4	4	2	5	2	4	4
2005	3	4	4	1	4	2	3	4	3	2	2	5	3
2006	2	2	3	5	3	3	2	5	2	3	3	2	3
2007	5	4	3	2	5	3	4	3	3	4	1	3	4
2008	3	3	5	4	1	2	4	5	2	5	1	2	4
2009	2	2	5	1	3	3	4	1	2	5	2	3	3
2010	3	4	4	1	5	2	3	5	4	1	5	4	4
2011	3	2	2	2	2	2	4	3	4	3	1	3	3

Tab. 7. Kalendarz pluwialny dla stacji Pasłęk, 1961–2011
Tab. 7. Pluvial calendar for Pasłęk, 1961–2011

Rok	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I–XII
1961	2	4	2	2	4	3	5	4	3	2	2	3	4
1962	3	4	4	2	5	3	3	4	5	1	2	2	3
1963	2	3	2	1	4	3	2	3	3	4	4	2	2
1964	3	5	1	3	2	2	1	2	3	1	4	2	1
1965	3	5	2	3	3	3	3	3	4	3	3	3	3
1966	3	2	3	3	2	2	3	3	3	3	2	5	3
1967	4	4	5	2	4	3	4	3	1	3	3	4	3
1968	4	3	3	3	4	3	1	3	3	3	3	1	3
1969	2	2	1	4	3	1	2	3	2	3	3	2	1
1970	3	3	5	5	4	3	4	4	5	4	5	4	5
1971	1	3	2	3	2	4	1	2	3	3	3	3	2
1972	1	1	4	4	5	3	3	5	4	3	3	1	4
1973	1	5	3	4	3	2	3	2	2	3	3	3	2
1974	2	3	1	2	3	5	5	1	2	5	3	4	5
1975	2	3	2	2	3	3	3	1	2	5	3	3	3
1976	5	1	3	3	3	2	2	5	3	2	3	4	3
1977	4	4	4	5	3	1	5	4	4	2	3	3	4
1978	3	3	3	2	1	3	3	5	4	4	2	3	4
1979	4	2	4	3	1	3	4	3	3	1	2	2	2
1980	3	2	3	5	2	4	4	3	3	4	2	3	4
1981	2	3	4	3	2	4	4	4	2	4	5	3	5
1982	4	1	2	1	3	4	2	2	1	2	1	3	1
1983	5	3	5	4	3	1	2	2	3	3	5	3	3
1984	3	2	3	1	2	5	3	1	5	3	1	1	2

1985	3	4	3	2	4	5	3	3	4	2	1	4	3
1986	5	2	3	4	3	4	3	4	3	3	3	4	3
1987	4	4	3	3	3	4	4	3	3	3	4	5	4
1988	3	3	3	2	3	3	3	3	2	2	4	5	3
1989	3	3	3	4	1	2	2	2	1	5	4	3	2
1990		3	4	3	5	2	3	3	4	4	4	2	
1991	2	5	2	3	3	4	3	3	3	3	3	3	3
1992	3	4	5	2	3	1	3	2	5	3	3	2	3
1993	3	4	3	1	3	4	3	4	4	1	1	3	3
1994	3	3	5	4	1	2	1	2	3	4	2	4	3
1995	4	3	3	5	2	2	1	4	3	3	3	2	2
1996	2	4	1	1	5	2	3	3	3	3	1	2	1
1997	2	4	3	4	5	1	3	2	3	5	1	3	3
1998	3	4	4	4	3	4	3	4	2	3	1	3	3
1999	2	4	1	5	4	4	3	5	1	4	1	3	4
2000	4	5	5	2	2	2	3	4	2	1	3	3	3
2001	2	3	5	4	2	1	3	3	4	3	3	3	3
2002	4	4	4	1	3	4	2	3	2	5	1	2	3
2003	3	2	1	5	3	2	5	2	1	5	2	3	3
2004	3	5	4	3	4	4	4	4	3	4	3	3	5
2005	3	2	4	2	3	2	2	2	2	2	2	4	1
2006	2	3	1	5	3	3	1	5	3	2	5	3	3
2007	5	3	3	2	3	4	5	3	3	3	4	2	4
2008	3	3	5	3	1	3	2	4	1	4	2	2	3
2009	2	3	5	1	3	4	3	2	1	4	2	2	3
2010	2	3	3	2	5	1	3	4	3	2	5	4	3
2011	3	4	1	3	3	3	5	3	2	3	1	3	3

Podobną strukturę zmienności sum miesięcznych opadu można zauważyć w Radostowie (tab. 6). Za bardziej wilgotne należy uznać lata 1965–1974. Po nich następuje około 15-letni okres ze względną przewagą miesięcy suchych i bardzo suchych nad miesiącami wilgotnymi i bardzo wilgotnymi. Wzrost częstości występowania miesięcy wilgotnych i bardzo wilgotnych, zwłaszcza w sezonie wiosennym, obserwowany jest od lat 90. XX wieku.

Analiza kalendarza opadowego dla stacji Pasłęk pozwala stwierdzić, że w pierwszych trzech dekadach analizowanego okresu trudno jest wskazać kilkuletnie okresy o zwiększonej lub zmniejszonej wilgotności (tab. 7). Co prawda lata i miesiące wilgotne mogą bezpośrednio sąsiadować z latami i miesiącami suchymi, ale nie ma wyraźnego wzorca zmienności tej charakterystyki klimatu na omawianej stacji. Począwszy jednak od roku 1991 zaznacza się wyraźny wzrost częstości występowania miesięcy wilgotnych w pierwszej połowie roku. W drugiej połowie roku tendencja ta nie jest aż tak wyraźna.

Trendy zmian sum miesięcznych i rocznych opadu

Tendencje zmian sum rocznych opadu atmosferycznego, w zależności od stacji, przyjmują różne znaki. W Stegnie i Radostowie w okresie 1961–2011 wystąpił wzrost sum rocznych opadu atmosferycznego, a w Kmiecinie i Pasłęku – spadek. Wartości współczynników kierunkowych równań linii trendu nie są jednak istotne statystycznie (tab. 8). W odniesieniu do wszystkich stacji obserwuje się dodatnie tendencje zmian sum miesięcznych opadu w marcu, sierpniu i październiku, przy czym w Stegnie wartości współczynników kierunkowych równań linii trendu w marcu i sierpniu są istotne statystycznie. W Stegnie również w lutym występuje istotny statystycznie wzrost sum miesięcznych opadu atmosferycznego, a jedynym miesiącem z tendencją spadkową sum miesięcznych opadu jest wrzesień. W Kmiecinie ujemne wartości współczynników kierunkowych równań linii trendu są w miesiącach styczeń, luty, wrzesień, listopad i grudzień. W listopadzie tendencja ta jest istotna statystycznie. Równocześnie wyraźny wzrost sum miesięcznych opadu, choć nieistotny statystycznie, występuje w tej stacji w miesiącach maj, lipiec, sierpień i październik. W Radostowie wyraźny wzrost sum miesięcznych opadu przypada na marzec, lipiec, sierpień i październik, a spadek – na czerwiec i listopad. Zmiany te nie są jednak istotne statystycznie. W Pasłęku wzrost sum miesięcznych opadu, choć nieistotny statystycznie, następuje w marcu i październiku, a spadek, również nieistotny statystycznie, w lipcu, wrześniu i listopadzie.

Tab. 8. Współczynniki kierunkowe równań linii trendu sum miesięcznych i rocznych opadu atmosferycznego w latach 1961–2011
Tab. 8. Linear trends of monthly and annual precipitation totals on the investigated area, 1961–2011

Stacja	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I–XII
Stegna	0,24	**0,28**	**0,33**	0,14	0,14	0,05	0,73	**0,53**	–0,06	0,72	0,17	0,29	3,58
Kmiecin	–0,16	–0,17	0,01	0,04	0,28	0,05	0,21	0,33	–0,39	0,28	**–0,46**	–0,24	–0,34
Radostowo	0,09	0,06	0,33	–0,01	0,13	–0,30	0,38	0,58	0,01	0,31	–0,41	0,12	1,31
Pasłęk	0,05	0,02	0,24	–0,04	–0,10	–0,01	–0,18	0,14	–0,56	0,23	–0,24	–0,01	–0,46

Podsumowanie

Analizując zmiany warunków pluwialnych w obszarze delty Wisły oraz jej bezpośredniego sąsiedztwa w latach 1991–2011 w stosunku do okresu 1961–1990, można zauważyć występowanie szeregu prawidłowości. W latach 1991–2011 częstość występowania miesięcy anomalnie wilgotnych i anomalnie suchych była większa niż w okresie normalnym 1961–1990. Stwierdzenie to odnosi się zwłaszcza do stacji Stegna i Radostowo, gdzie zanotowano szczególnie dużą częstość występowania miesięcy wilgotnych i ekstremalnie wilgotnych. Jednocześnie w odniesieniu do każdej ze stacji w latach 1991–2011 zanotowano występowanie 3–4 miesięcy, które w analizowanym okresie charakteryzowały się niższymi opadami niż normalne. Anomalnie niskie sumy miesięczne opadu odnotowywano w kwietniu, czerwcu, wrześniu i listopadzie, natomiast anomalnie wysokie sumy miesięczne opadu były charakterystyczne na ogół dla pierwszej połowy roku oraz sierpnia i października.

Roczne sumy opadu w latach 1961–2011 wykazują nieistotne statystycznie trendy dodatnie w Stegnie i Radostowie oraz nieistotne statystycznie trendy ujemne w Kmiecinie i Pasłęku. Analiza równań trendów sum miesięcznych opadu wykazała w przypadku stacji w Stegnie istotne statystycznie trendy dodatnie w miesiącach luty, marzec i sierpień, a w przypadku stacji w Kmiecinie – trendy ujemne w listopadzie. Uzyskane tu wyniki są zbieżne z wynikami opublikowanymi przez Miętusa i in. (2002, 2005), którzy wskazywali na istnienie na obszarze wybrzeża południowego Bałtyku niejednokierunkowych, w zależności od stacji, tendencji zmian opadów w drugiej połowie XX wieku. Wykazany z kolei w ostatniej dekadzie XX i pierwszej dekadzie XXI wieku wzrost częstości występowania miesięcy anomalnie wilgotnych, pomimo braku istotnych statystycznie trendów w sumach rocznych opadu, jest zbieżny z wynikami projektu Klimat (Limanówka i in., 2012), pokazującymi dodatni trend zmian sum opadu na całym Pobrzeżu Pomorskim. Jest to więc kierunek zmian, którego należy się spodziewać również w delcie Wisły i jej bezpośrednim sąsiedztwie.

Literatura

Kaczorowska Z., 1962, *Opady w Polsce w przekroju wieloletnim*, Pr. Geogr., 33, IG PAN, Warszawa, 112 s.

Kossowska-Cezak U., 2001, *Miesięczne i sezonowe anomalie temperatury i opadów – metody wyznaczania i częstość występowania*, Ann. UMCS, Sec. B, 55/56, 23, 189–194.

Limanówka D., Biernacik D., Czernecki B., Farat R., Filipiak J., Kasprowicz T., Pyrc R., Urban G., Wójcik R., 2012, *Zmiany i zmienność klimatu od połowy XX w.*, [w:] J. Wibig, E. Jakusik (red.), *Wpływ zmian klimatu na środowisko, gospodarkę i społeczeństwo*, t. 1, *Warunki klimatyczne i oceanograficzne w Polsce i na Bałtyku Południowym*, IMGW, Warszawa, 7–33.

Malinowska M., Filipiak J., 2002, *Zmienność opadów atmosferycznych na obszarze druzneńskiego systemu hydrograficznego*, [w:] J. Drwal (red.), *Wody delty Wisły*, GTN, Gdańsk, 47–64.

Miętus M., Filipiak J., 2002, *Struktura czasowo-przestrzennej zmienności warunków opadowych w rejonie Zatoki Gdańskiej*, Mat. Bad. IMGW, Meteorologia, 34, 79 s.

Miętus M., Filipiak J., Owczarek M., Jakusik E., 2005, *Zmienność warunków opadowych w rejonie polskiego wybrzeża Morza Bałtyckiego w świetle kwantylowej klasyfikacji opadowej*, Mat. Bad. IMGW, Meteorologia, 37, 37 s.

Mrugała S., 2001, *Opady atmosferyczne o normalnej i anomalnej wysokości na obszarze Polski (1951–1990)*, Wyd. UMCS, Lublin, 194 s.

Characteristic of precipitation variability on the Vistula River Delta in the light of precipitation norm, 1961–2011

Abstract: Based on data from four meteorological stations located on the Vistula River delta and the neighbouring area precipitation normals and anomalies were determined for the period 1961–2011. Precipitation normals and anomalies were derived from the sequence of monthly precipitation totals in the period 1961–1990. Five classes for pluvial conditions for every month and every station were established. The "normal" pluvial month concerns the monthly precipitation total contained in the range of 30.01 and 70.00% quantile values. Months characterised by the higher or lower precipitation sum than "normal" were classified as: wet (in the range of 70.01 and 90.00%), extremely wet (higher than 90.00%), dry (in the range of 10.01 and 30.00%) and extremely dry (lower than 10.00%). The results of pluvial classification of months in analysed area are presented in pluvial calendars for the period 1961–2011 as well as trends of annual and monthly precipitation totals.

Key words: precipitation, variability, precipitation normals and anomalies.

Ekstremalnie wysokie poziomy morza w Gdańsku Porcie Północnym (1886–2007)

Katarzyna J. Marosz

Uniwersytet Gdański, Instytut Geografii, ul. Bażyńskiego 4, 80-309 Gdańsk
k.marosz@ug.edu.pl

Zarys treści: Przeanalizowano ogólną zmienność rocznych maksymalnych poziomów morza w Gdańsku na podstawie ponad 100-letniej serii danych. Rozkład Weibulla (3-parametryczny) posłużył do estymacji prawdopodobieństwa wystąpienia maksymalnych poziomów morza o określonej wysokości, wyznaczono także okres ich powtarzalności. Do oceny zgodności dopasowania teoretycznej funkcji rozkładu prawdopodobieństwa do rozkładu empirycznego wykorzystano test Kołmogorowa-Smirnowa. Dodatkowo, dla 20-letniego okresu (1988–2007) zaprezentowano sezonową zmienność maksymalnych poziomów morza. Szczegółowo omówiono dwa przypadki wezbrań sztormowych z listopada 2004 roku, wykorzystując następujące parametry: maksymalny poziom morza podczas wezbrania, czas trwania poziomów morza powyżej stanów ostrzegawczego (550 cm) i alarmowego (570 cm), czas wznoszenia, wielkość wzrostu, tempo przyrostu, kierunek wiatru podczas kulminacji, maksymalna prędkość wiatru podczas wezbrania. Przedstawiono także pokrótce skutki obu zdarzeń.

Słowa kluczowe: maksymalne poziomy morza, rozkład Weibulla, Gdańsk.

Ekstremalne poziomy wody, zarówno te maksymalne, jak i minimalne, ze względów praktycznych były w kręgu zainteresowań ludzkości od czasów starożytnych – na wiedzy na temat wylewów Nilu opierało się rolnictwo i gospodarka starożytnego Egiptu. Znajomość maksymalnie wysokich stanów jest newralgiczna m.in. przy projektowaniu osłony przeciwpowodziowej oraz planowaniu zagospodarowania przestrzennego obszaru.

W pracy zaprezentowano długookresową zmienność maksymalnych poziomów morza w Gdańsku (ryc. 1), który posiada czwartą pod względem długości serię pomiarową na Morzu Bałtyckim oraz ósmą w Europie (od 1886 roku). Długa seria danych umożliwia także estymację prawdopodobieństwa wystąpienia rocznych maksymalnych poziomów morza. Ponadto przybliżono dwa przypadki wezbrań sztormowych w celu zobrazowania występującego zagrożenia.



Ryc. 1. Lokalizacja Gdańska Portu Północnego
Fig. 1. Location of Gdańsk Port Północny

Dane i metody badań

Roczne maksymalne wartości poziomów morza w Gdańsku zostały zaczerpnięte z publikacji naukowych (lata 1886–1975 – Wróblewski, Dziadziuszko, 1990; lata 1975–1988 – Marosz, Jakusik, 2010). Dodatkowo, wartości poziomów morza z wielolecia 1988–2007 pochodzą z dzienników portowych Kapitanatu Gdańska Portu Północnego oraz z IMGW-PIB, kierunek oraz prędkość wiatru (lata 1988–2007) – z reanalizy NCEP/NCAR, a mapy synoptyczne – z Deutcher Wetterdienst.

Dla rocznych maksymalnych poziomów morza w Gdańsku (1886–2007) wyznaczono współczynnik kierunkowy trendu, którego statystyczna istotność na poziomie $p = 0{,}05$ została zweryfikowana testem F-Snedecora. W zagranicznej i krajowej literaturze przedmiotu spotyka się postępowanie badawcze, polegające na analizie trendu oraz prawdopodobieństwa wystąpienia maksymalnych poziomów. Najczęściej stosowany jest rozkład Gumbela (Suursaar i in., 2007; Wolski, Wiśniewski 2011) lub Pearsona III (Wiśniewski, Wolski, 2011). W niniejszej pracy, w celu wyznaczenia prawdopodobieństwa wystąpienia maksymalnych poziomów morza o określonej wysokości, zbadano dopasowanie:

– grupy rozkładów normalnych: normalnego, logarytmiczno-normalnego (Gaussa-Laplace'a), logarytmiczno-normalnego typu III;
– grupy uogólnionych rozkładów wartości ekstremalnych: Gumbela (Max), uogólnionego rozkładu wartości ekstremalnych (*generalized extreme value distribution* – GEV), Weibulla (w tym Weibulla 3-parametrycznego);

– grupy rozkładów wykładniczych/Pearsona: wykładniczego, Pearsona typu III, logarytmicznego Pearsona typu III.

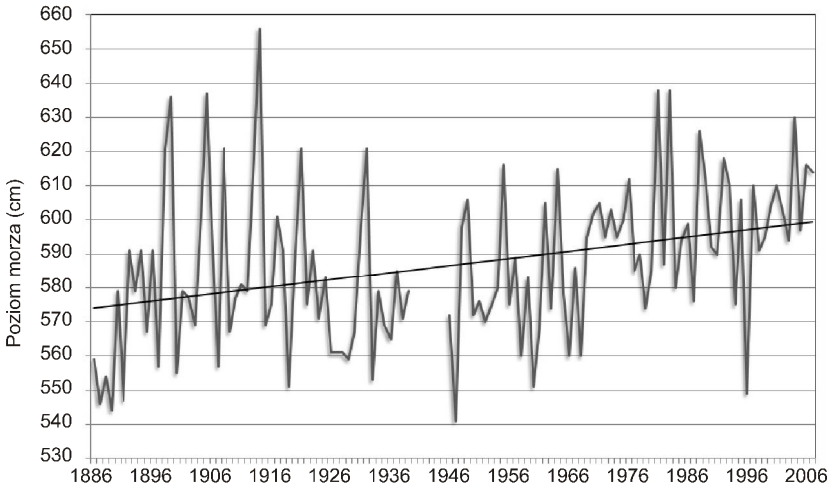
Zgodność dopasowania teoretycznej funkcji rozkładu prawdopodobieństwa do rozkładu empirycznego określono wykorzystując test Kołmogorowa-Smirnowa, a do estymacji parametrów posłużono się metodą największej wiarygodności (*maximum likelihood method*). Ponieważ w praktyce niezmiernie istotna jest wiedza mówiąca, co ile lat może wystąpić poziom morza o określonej wysokości, obliczono okres powtarzalności:

$$T = \frac{1}{p} \tag{1}$$

gdzie: T – okres powtarzalności (lata), p – prawdopodobieństwo wystąpienia zdarzenia ekstremalnego (%).

Wyniki

Skrajne, spośród ekstremalnie wysokich, poziomy morza w Gdańsku w latach 1886–2007 osiągnęły wartości od 541 cm (1947 rok) do 656 cm (1914 rok; ryc. 2). Warta podkreślenia jest rozpiętość wartości, która wyniosła 115 cm. Absolutnie maksymalny poziom morza w Gdańsku, 664 cm, został odnotowany w 1843 roku (Majewski, 1986). Przebieg rocznych maksymalnych poziomów morza w Gdańsku na przestrzeni 122 lat wykazuje statystycznie istotny dodatni trend, 21 cm na 100 lat; w wieloleciu 1886–2001 tempo wzrostu maksymalnych poziomów morza wynosiło 20 cm na 100 lat (Wiśniewski, i in., 2009).



Ryc. 2. Przebieg rocznych maksymalnych poziomów morza w Gdańsku, 1886–2007
Fig. 2. Course of the annual maximum sea levels in Gdańsk, 1886–2007

Przeprowadzone badania wykazały, że rozkład Weibulla (3-parametryczny) w największym stopniu odzwierciedla rozkład empirycznych rocznych maksymalnych poziomów morza w Gdańsku (tab. 1). Dystrybuanta tego rozkładu ma następującą postać:

$$F(x)=1-e^{-\left(\frac{x-\gamma}{\beta}\right)^{\alpha}} \tag{2}$$

gdzie: x – poziom morza (cm), γ – parametr położenia, β – parametr skali rozkładu, α – parametr kształtu rozkładu.

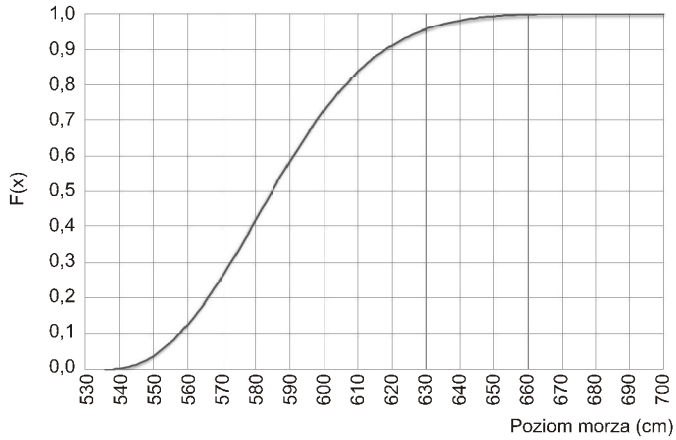
Tab. 1. Porównanie wyników dopasowania rozkładów dla rocznych maksymalnych poziomów morza dla Gdańska, 1886–2007
Tab. 1. Comparison of distribution's fit results for years maximum sea level in Gdańsk, 1886–2007

Rozkład	Test zgodności Kołmogorowa-Smirnowa
Weibulla (3-parametryczny)	**0,0456**
GEV	0,0460
logarytmiczny Pearsona III	0,0493
logarytmiczno-normalny	0,0664

W tab. 2 przedstawiono teoretyczne maksymalne poziomy morza, o określonym prawdopodobieństwie przekroczenia oraz danym okresie powtarzalności. Z otrzymanych obliczeń wynika, że poziomu morza około 628 cm można oczekiwać co 20 lat, a prawdopodobieństwo jego przekroczenia w ciągu roku wynosi 5%. W przypadku Gdańska poziom morza 630 cm odnotowano w 2004 roku,

Tab. 2. Teoretyczne maksymalne poziomy morza (*H*), prawdopodobieństwo przekroczenia (*P*) i okres powtarzalności (*T*) w Gdańsku, 1886–2007
Tab. 2. Theoretical maximum sea level (*H*), probability (*P*) and return period (*T*) in Gdańsk, 1886–2007

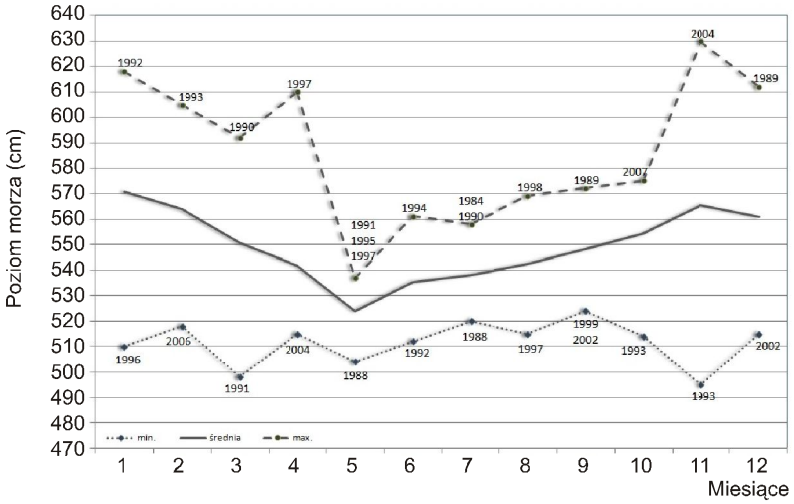
P (%)	*T* (lata)	*H* (cm)
95	1,05	551,9
90	1,11	557,7
74	1,40	570,0
50	2	585,0
25	4	602,1
20	5	606,5
10	10	618,3
5	20	628,2
2	50	639,4
1	100	646,9



Ryc. 3. Dystrybuanta rocznych maksymalnych poziomów morza w Gdańsku, 1886–2007
Fig. 3. Cumulative distribution function of annual maximum sea levels in Gdańsk, 1886–2007

a wcześniejsze wyrównanie, bądź przekroczenie, tej wartości miało miejsce w 1983 roku (638 cm). Z kolei okres powtarzalności poziomu morza o wartości 647 cm – o blisko metr przekraczający poziom ostrzegawczy oraz o 77 cm poziom alarmowy – wynosi 100 lat. Na ryc. 3 przedstawiono dystrybuantę, określającą zależność pomiędzy maksymalnym poziomem morza a prawdopodobieństwem jego przekroczenia.

W przypadku krótszego, dwudziestoletniego okresu (1988–2007), w odniesieniu do którego dysponowano wartościami poziomów morza o kroku czasowym wynoszącym co najmniej 4 godziny, a z wezbrań sztormowych co godzinę, przeprowadzono charakterystykę sezonową. Dla każdego miesiąca wyznaczone zostały wartości maksymalne (ryc. 4 – linia przerywana) oraz minimalne (linia kropkowana). Średnia wartość maksymalnych poziomów morza z wielolecia jedynie w styczniu przekraczała poziom alarmowy (571 cm). Od stycznia do maja następował spadek do poziomu 524 cm, po czym systematyczny wzrost do listopada (566 cm). W grudniu zanotowano nieznaczny spadek do wartości 561 cm. W cyklu rocznym najwyższe wartości maksymalnego poziomu morza występowały w listopadzie (630 cm w 2004) oraz w styczniu (618 cm w 1992). Skrajnie niskie wartości maksymalnych poziomów morza odnotowane były również w listopadzie (495 cm w 1993). Największe rozpiętości pomiędzy maksymalnymi a minimalnymi wartościami maksymalnych poziomów morza wystąpiły w okresie jesienno-zimowym i sięgały od 61 cm w październiku do 135 cm w listopadzie. Bardzo wysoką rozpiętością w wartościach poziomu morza odznaczał się kwiecień (95 cm). Była to czwarta największa różnica pomiędzy skrajnymi wartościami maksymalnych poziomów morza, która znajdowała centralne miejsce w szeregu wartości sezonu jesienno-zimowego. Najmniejsza rozpiętość wystąpiła w maju (33 cm), po czym sukcesywnie wzrastała.



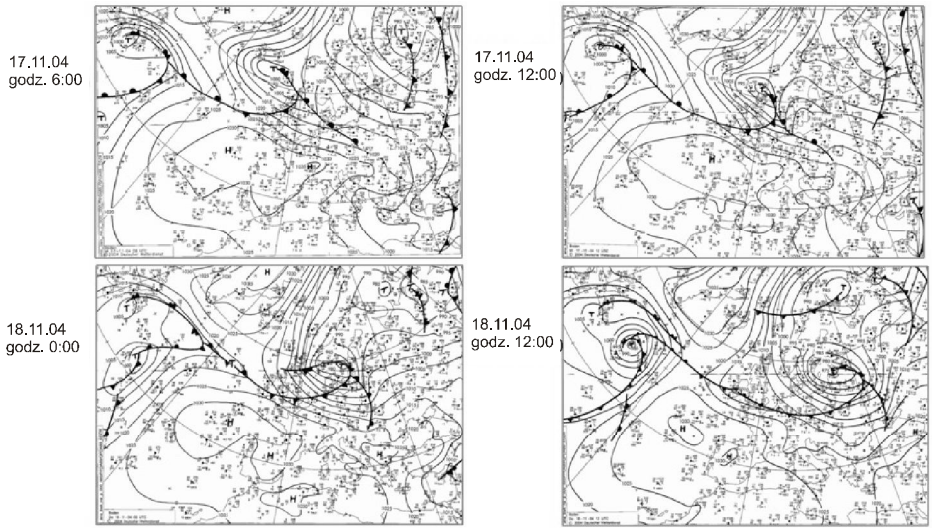
Ryc. 4. Sezonowy przebieg maksymalnych poziomów morza w Gdańsku, 1988–2007
Fig. 4. Seasonal fluctuations of maximum sea levels in Gdańsk, 1988–2007

Na krótkookresową zmienność poziomu morza decydujący wpływ mają warunki anemobaryczne oraz anemometryczne. Niż stacjonarny, który powoduje spadek ciśnienia o 1 hPa, skutkuje podniesieniem się poziomu morza o około 1 cm (Sundar i in., 1999); przechodzące ośrodki baryczne o dużym gradiencie ciśnienia powodują nie tylko znaczące podniesienie się poziomu morza, ale również wystąpienie wysokich prędkości wiatrów, które sprzyjają powstawaniu wezbrań sztormowych.

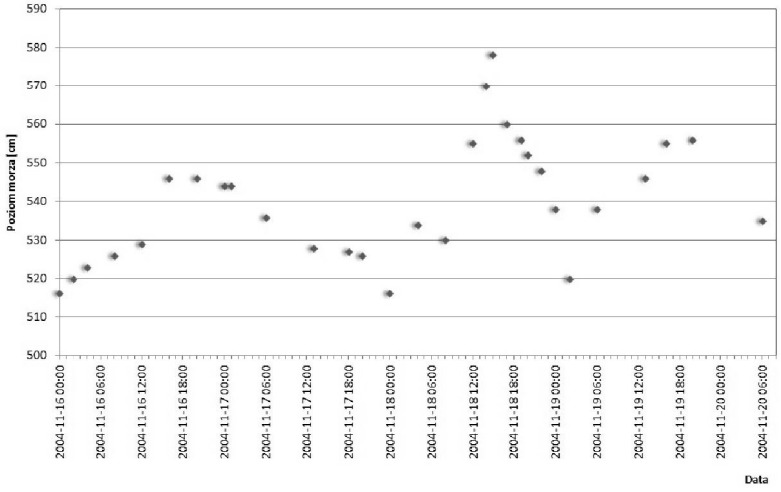
Poniżej omówiono dwa przypadki wezbrań sztormowych z listopada 2004 roku. Wysokość drugiego, które było najwyższe od 1983 roku, była powiązana ze zdarzeniem, które wystąpiło kilka dni wcześniej i także przyniosło straty na południowym wybrzeżu Bałtyku.

W dniach 16–19 listopada 2004 nad Morzem Bałtyckim przeszedł huragan Pia, który w swych skutkach był dotkliwy dla kilku krajów nadbałtyckich, w tym dla Polski. Na ryc. 5 przedstawiono mapy synoptyczne z Deutcher Wetterdienst, obrazujące przejście ośrodka barycznego.

W dniu 17 listopada 2004 pomiędzy Wielką Brytanią a Wyspami Owczymi utworzył się rozległy ośrodek niskiego ciśnienia, który zaczął się pogłębiać i przemieszczać w kierunku SE. Następnego dnia jego centrum znajdowało się nad południowym wybrzeżem Szwecji, z ciśnieniem w centrum 975 hPa. W dniach 16–19 listopada 2004 nad Bałtykiem dominował silny spływ powietrza z sektora zachodniego. Maksymalna prędkość wiatru w Gdańsku Rębiechowie w porywach osiągnęła 104 km·h^{-1} (29 m·s^{-1}), a podczas wezbrania sztormowego 88 km·h^{-1} (23 m·s^{-1}). W momencie kulminacji spływ powietrza następował z kierunku NW. W ciągu 15 godzin poziom morza w Gdańsku wzrósł o 62 cm, osiągając 578 cm (ryc. 6), co oznacza tempo przyrostu 4,1 cm·h^{-1}. Czas trwania



Ryc. 5. Przejście ośrodka niskiego ciśnienia nad Morzem Bałtyckim w dniach 16–18 listopada 2004
Fig. 5. The movement of low-pressure system over Baltic Sea on 16th–18th November 2004



Ryc. 6. Zmienność poziomu morza w Gdańsku w dniach 16–20 listopada 2004
Fig. 6. Sea level changes in Gdańsk on 16th–20th November 2004

poziomów morza powyżej 550 cm wyniósł 10 godzin, natomiast powyżej 570 cm – 3 godziny.

Przejście huraganu Pia spowodowało, że około 20 tys. ludzi pozostało bez prądu, były co najmniej trzy ofiary śmiertelne, powalonych zostało wiele drzew, pozrywane dachy, uszkodzonych było wiele samochodów (Wojciechowski, 2013). Pomimo że wezbranie nie należało do wysokich, zalane zostało Rybackie Pobrzeże na gdańskiej starówce.

Kolejne, tym razem ekstremalnie wysokie, wezbranie sztormowe wystąpiło zaledwie kilka dni później, 21–25 listopada. Silne wiatry z kierunków od WNW do N, których prędkość dochodziła do 65 km·h^{-1} (18 m·s^{-1}), wpychały wody, o podwyższonym stanie (na skutek wezbrania z 16–19 listopada), do ujścia Motławy. W momencie kulminacji spływ powietrza następował z kierunku N. W ciągu 29 godzin poziom morza podniósł się o 123 cm, do 630 cm, co jest najwyższym zanotowanym poziomem od czasu historycznego wezbrania sztormowego ze stycznia 1983 roku (638 cm). Tempo przyrostu wyniosło 4,2 cm·h^{-1}. Czas trwania poziomów morza powyżej 550 cm wyniósł 34 godziny, natomiast powyżej 570 cm – 22 godziny. Martwa Wisła przerwała wały przeciwpowodziowe, zalane zostały domy w rejonie ul. Siennej w Gdańsku. Pomorscy strażacy byli wzywani 70 tys. razy do podtopień, powalone zostały liczne drzewa, w całym województwie pomorskim około 25 tys. domostw było bez prądu (Kaus, 2004).

Wnioski

Przebieg maksymalnych poziomów morza w Gdańsku w okresie 1886–2007 wykazuje dodatni, statystycznie istotny trend, wynoszący 21 cm na 100 lat. Wydłużenie serii o 6 lat, w stosunku do serii 1886–2001 (Wiśniewski, i in., 2009), spowodowało wzrost wartości trendu o 1 cm. Ostatnie dekady (1993–2002 i 1998–2007) charakteryzują się dodatnią tendencją wzrostu maksymalnych poziomów morza w Gdańsku (maks. 3,7 cm·rok^{-1}, 1996–2005).

Największym zakresem zmienności maksymalnych poziomów morza, dochodzącym do 135 cm, odznacza się okres jesienno-zimowy. Natomiast najniższy zakres zmienności miał miejsce w maju.

Przeprowadzone obliczenia wykazały, że rozkład Weibulla (3-parametryczny) w najlepszym stopniu odpowiada rozkładowi empirycznemu rocznych maksymalnych poziomów morza (1886–2007). Wysokość maksymalnego poziomu morza o okresie powtarzalności 100 lat wynosi 647 cm. Uzyskane wyniki mają wartość utylitarną, mogą posłużyć do projektowania urządzeń hydrotechnicznych i osłony przeciwpowodziowej.

Wystąpienie określonych warunków meteorologicznych (przejście ośrodka niskiego ciśnienia, huraganowe wiatry z sektora W–N) może wygenerować w Gdańsku umiarkowanie wysokie wezbranie sztormowe, które jednak w swych skutkach będzie dotkliwe dla miasta. Zagrożenie wzrasta przy dodatkowo wysokim tzw. napełnieniu Bałtyku – poziomie odniesienia, z którego rozpoczyna się wezbranie.

Literatura

Kaus K., 2004, *Skutki wichury,* http://www.trojmiasto.pl/wiadomosci/Skutki-wichury-n14290.html?strona=0#opinie (24.11.2004).

Majewski A., 1986, *Skrajne wahania poziomu wody u polskich wybrzeży Bałtyku*, Inż. Morska, 2, 86, 46–50.

Marosz K., Jakusik E., 2010, *Sea level variability in the eastern part of Polish Baltic Sea coast 1975–2004*, Geogr. Polonica, 83, 1, 21–29.

Sundar D., Shankar D., Shetye S.R., 1999, *Sea level during storm surges as seen in tide-gauge records along the east coast of India*, Current Sci., 77, 10, 1325–1332.

Suursaar Ü., Jaagus J., Kullas T., 2007, *Recent tendencies in wind storm climatology with implications to storm surges statistics in Estonia*, Trans. Eng. Sci., 58, 41–50.

Wiśniewski B., Wolski T., 2011, *A long-term trend, fluctuations and probability of the sea level at the sourthern Baltic coast*, J. Coastal Res., 64, 255–259.

Wiśniewski B., Wolski T., Kowalewska-Kalkowska H., Cyberski J., 2009, *Extreme water level fluctuations along the polish coast*, Geogr. Pol., 82, 1, 99–107.

Wojciechowski P., 2013, *Najbardziej niszczycielskie sztormy na Pomorzu ostatnich lat*, http://trojmiasto.gazeta.pl/trojmiasto/56,35612,13327489,Najbardziej_niszczycielskie_sztormy_na_Pomorzu_ostatnich.html (1.02.2013).

Wolski T., Wiśniewski B., 2011, *Changes of maximum sea levels at selected gauge stations on the Polish and Swedish Baltic Coast*, Uniw. Szczeciński, St. i Pr. Wydz. Nauk Ekonomicznych i Zarządzania, 29, 209–227.

Wróblewski A., Dziadziuszko Z., 1990, *Stany wody*, [w:] A. Majewski (red.), *Zatoka Gdańska*, Wyd. Geologiczne, Warszawa, 132 s.

Sea level extremes in Gdańsk Port Północny (1886–2007)

Abstract: The paper presents the overall variability of annual maximum sea levels in Gdansk, on the basis of data series comprisin more than 100 years. Weibull distribution was used to estimate the probability of maximum sea levels occurence as well as their return period. To assess the goodness of fit of the theoretical probability distribution to the empirical one Kolmogorov-Smirnov test was applied. In addition, for the twenty years period (1988–2007) analysis covered seasonal variations of maximum sea level. The paper also discusses two cases of storm surges in November 2004. Each of them is characterized with the following parameters: maximum sea level during the storm surge, the duration of sea levels above warning (550 cm) and emergency (570 cm) states, time of rise, size of growth, rate of increase, wind direction during the climax, the maximum wind speed during incident. The consequences of the analysed storm surges have also been briefly discussed.

Key words: maximum sea levels, Weibull distribution, Gdańsk.

Zlewnia górnej Raduni jako przykład terytorialnego i liniowego systemu hydrograficznego

Kamil Nowiński

Uniwersytet Gdański, Katedra Limnologii, ul. Bażyńskiego 4, 80-952 Gdańsk
geokamil@univ.gda.pl

Zarys treści: Zlewnia górnej Raduni odznacza się typową dla krajobrazu młodoglacjalnego strukturą hydrograficzną i charakterystyczną budową kaskadową, spełniając tym samym kryteria systemów: rzeczno-jeziornego (wg koncepcji Bajkiewicz-Grabowskiej, 2002) oraz hierarchicznie zorganizowanego systemu hydrograficznego (wg koncepcji Drwala, 1974). W granicach systemu rzeczno-jeziornego przepływ materii odbywa się w powierzchniowej sieci hydrograficznej oraz na drodze krążenia podziemnego. Każde jezioro w kaskadzie jest indywidualnym ogniwem systemu, transformującym ilość i jakość wody oraz wywierającym duży wpływ na funkcjonowanie zbiorników położonych niżej. Modyfikująco na właściwości środowiska wodnego każdego jeziora oddziałuje ponadto punktowe i obszarowe zasilanie ze zlewni bezpośredniej. Zróżnicowanie warunków usytuowania jezior na różnych poziomach hierarchicznie zorganizowanego systemu hydrograficznego sprawia zaś, że pełnią różną rolę, od zwiększania odpływu potamicznego na skutek włączenia do obiegu wód podziemnych, po regulację i rozrząd odpływu. Ponadto, ze względu na właściwości retencyjne, jeziora są też głównym czynnikiem zakłócającym transport materii, gdzie z powodu spadku energii kinetycznej wody następuje wzrost akumulacji materii allochtonicznej i autochtonicznej w postaci osadów dennych.

Słowa kluczowe: struktura hydrograficzna zlewni, system rzeczno-jeziorny, obszary młodoglacjalne.

Zlewnia górnej Raduni wykazuje cechy typowe dla krajobrazu młodoglacjanego. Można zatem na jej przykładzie zidentyfikować prawidłowości rządzące obiegiem wody i transportem materii w krajobrazie tego typu. Przepływ substancji jest procesem stałym, a jego tempo zależne jest od czynników geologicznych, klimatycznych i hydrologicznych. Zlewnie aktywne czynnie uczestniczą w transporcie, który jest proporcjonalny do aktualnej wydajności hydrologicznej, wynikającej m.in. z pory roku. W obszarach pasywnych zlewni odbywa się

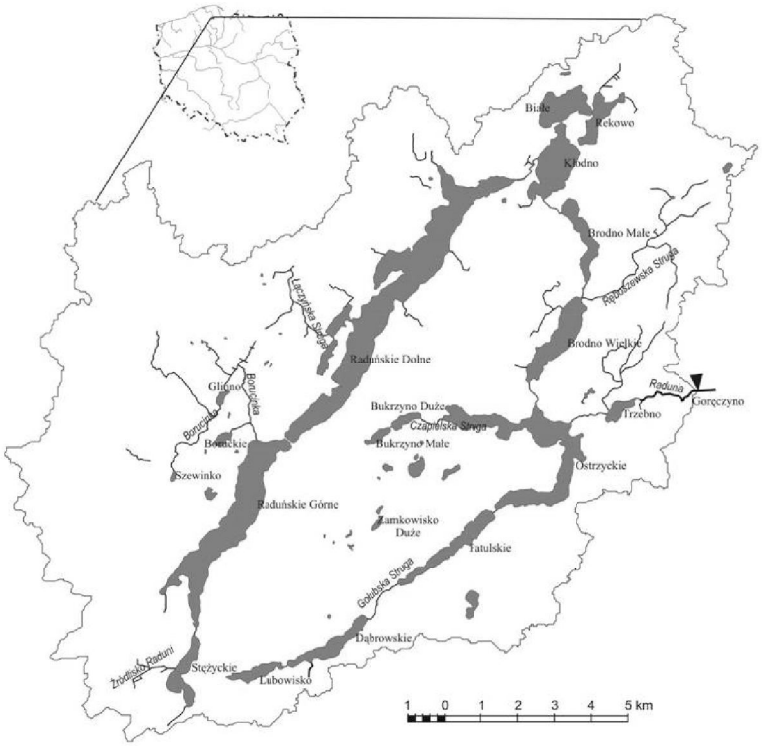
akumulacja materii oraz jej przemiana na skutek procesów fizycznych, chemicznych i biologicznych. Część tej materii uczestniczy jednak nadal w obiegu za pośrednictwem wód podziemnych, a także – w okresach z nadwyżkami wody – dzięki okresowym i epizodycznym ciekom.

Drogę przepływu substancji w krajobrazie młodoglacjalnym można prześledzić na podstawie identyfikacji struktury hydrograficznej i zależności pomiędzy jej komponentami, a także na podstawie obiegu wody w systemach rzeczno-jeziornych. Dlatego też system górnej Raduni analizowano jako:

– terytorialny system hydrograficzny, składający się z jednostek przestrzennych (obszary bezodpływowe, odpływowe okresowo, zlewnie z odpływem bazowym), pełniących różne funkcje w obiegu wody (Drwal, 1974, 1982);
– liniowy system hydrograficzny, składający się z odcinków jeziornych i rzecznych (Bajkiewicz-Grabowska, 2002).

Obszar badań

Przeprowadzone badania dotyczyły zlewni górnej Raduni (ryc. 1), zamkniętej przekrojem hydrometrycznym w Goręczynie. Zlewnia ta zajmuje powierzchnię



Ryc. 1. Położenie obszaru badań
Fig. 1. Study area

213 km^2, reprezentując najbardziej charakterystyczne dla centralnej części Pojezierza Kaszubskiego cechy krajobrazu.

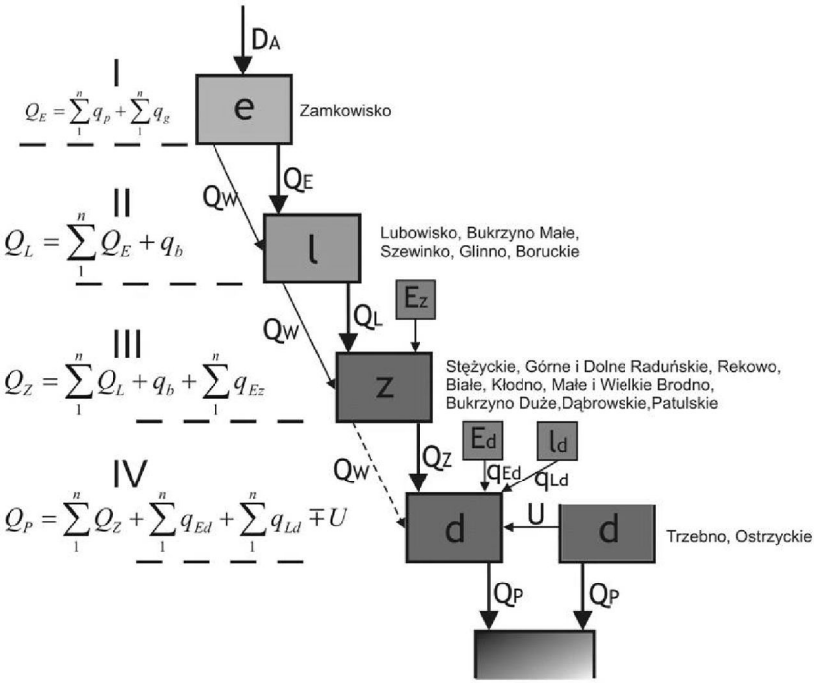
Piętrowy system terytorialny górnej Raduni

Obszary młodoglacjalne stanowią piętrowy system terytorialny, swoistą kaskadę zlewniową, w przypadku których procesy krążenia i odprowadzania nadwyżek wody wyjaśnia analiza wykształcenia i organizacji sieci hydrograficznej (Drwal, 1974, 1979, 1982, 1985). Zlewnia młodoglacjalna jest w tym ujęciu traktowana jako system kaskadowo ułożonych i powiązanych ze sobą basenów (zbiorników). Jeziora, w zależności od umiejscowienia w tej kaskadzie, pełnią różną rolę w obiegu wody w całym systemie – od zwiększania odpływu atmosferycznego, przez włączenie do obiegu wód podziemnych, po regulację i rozrząd odpływu potamicznego (Drwal, 1985). Ze względu na zdolności retencyjne, jeziora są też głównym czynnikiem zakłócającym transport materii, bowiem z powodu spadku energii kinetycznej wody następuje w nich akumulacja materii allochtonicznej i autochtonicznej w postaci osadów dennych.

Podejście takie umiejscawia zlewnię górnej Raduni w obrębie źródliskowej części systemu odwadniania, zwanego węzłem hydrograficznym (Łomniewski, 1974) lub kaszubskim systemem hydrograficznym (Drwal, 1982). Jest to decentryczny, wyraźnie wykształcony system odwadniania, przez który przebiega pomorski dział wodny, oddzielający rzeki przymorza od rzek dorzecza Wisły. Kaszubski system hydrograficzny składa się z dorzeczy Raduni, Redy, Łeby, Łupawy, Słupi, Wdy i Wierzycy, w obrębie których w strukturze odpływu można wydzielić zorganizowane hierarchicznie poziomy. W każdym z poziomów ważną rolę w kształtowaniu warunków odpływu pełnią jeziora, co można uznać za typowe dla obszarów młodoglacjalnych.

W kaszubskim systemie hydrograficznym Drwal (1982, 1985) wydzielił 5 powiązanych ze sobą poziomów o coraz wyższym stopniu organizacji (ryc. 2). W obrębie tych jednostek występują zbiorniki wodne, różniące się genezą, morfometrią, cechami hydrologicznymi oraz rolą, jaką pełnią w systemie. Wyniki badań wykazały, że wpływ jezior na stosunki wodne jest bezpośrednio zależny od ich umiejscowienia na poziomie organizacji systemu.

W jednostkach elementarnych, gdzie zaczynają się organizować pierwsze formy skoncentrowanego odpływu, występują niewielkie zbiorniki (głównie oczka) o genezie naturalnej lub antropogenicznej, pozbawione stałego odpływu. Zajmują one zagłębienia o trudno przepuszczalnym podłożu, w których gromadzą się okresowe nadwyżki wody. Na obszarze tym część wody zretencjonowanej powierzchniowo i gruntowo wraca do obiegu atmosferycznego, część zaś infiltruje, zasilając wody podziemne (Drwal, 1985). W zlewniach elementarnych licznie występują oczka, z których wyparowuje rocznie nawet do 860 mm wody (Drwal, Lange, 1985). W granicach zlewni elementarnej leży bez-



Ryc. 2. Położenie jezior zlewni górnej Raduni w poziomach systemu hydrograficznego (Drwal, 1985)
Poziomy organizacji systemu: *e* – zlewnie elementarne, *l* – zlewnie lokalne, *z* – zlewnie źródliskowe, *d* – dorzecza, *n* – liczebność jednostek, *Ez* – zlewnie elementarne, budujące przyrzecza cieku źródliskowego, *Ed*, *ld* – zlewnie elementarne i lokalne, tworzące bezpośrednią zlewnię rzeki głównej
Etapy organizacji odpływu rzecznego: q_p – odpływ powierzchniowy z jednostkowej zlewni elementarnej, q_g – odpływ gruntowy z jednostkowej zlewni elementarnej, q_b – odpływ podstawowy, Q_W – odpływ podziemny, D_A – dopływ atmosferyczny, Q_E – skoncentrowany odpływ ze zlewni elementarnych, Q_L – odpływ ciekami ze zlewni lokalnych, Q_Z – odpływ rzeczny ze zlewni źródliskowych, Q_p – odpływ rzeczny z dorzeczy, U – podziemny dopływ lub odpływ, wyrównujący niedobory lub nadwyżki między dorzeczami, q_{Ez} – skoncentrowany odpływ z przyrzeczy cieku źródliskowego, q_{Ed}, q_{Ld} – odpowiednio, skoncentrowany odpływ ze zlewni elementarnej i odpływ cieku lokalnego w zlewni bezpośredniej rzeki głównej

Fig. 2. Location of lakes of the upper Radunia catchment in levels of hydrographic system (Drwal, 1985)
Levels of system organisation: *e* – elementary catchments, *l* – local catchments, *z* – headwater catchments, *d* – drainage basins, *n* – number of units, *Ez* – elementary catchments forming riverside immediate catchments of headwater stream, *Ed*, *ld* – elementary and local catchments forming immediate catchment of main river
Stages of potamic outflow organisation: q_p – surface runoff from unit elementary catchment, q_g – ground outflow from unit elementary catchment, q_b – basic outflow, Q_W – underground outflow, D_A – atmospheric inflow, Q_E – concentrated outflow from elementary catchments, Q_L – outflow via watercourses from local catchments, Q_Z – potamic outflow from headwater catchments, Q_p – potamic outflow from drainage basins, U – underground inflow or outflow offsetting shortages or excess between drainage basins, q_{Ez} – concentrated outflow from riverside immediate catchments of headwater stream, q_{Ed}, q_{Ld} – respectively, concentrated outflow from elementary catchment and outflow of local watercourse in direct catchment of main river

odpływowe jezioro Zamkowisko, którego znaczna głębokość misy (17,8 m) sugeruje, że ma ono powiązanie z wodami podziemnymi. Jezioro to ma także okresowy dopływ, może więc funkcjonować w przestrzeni trójwymiarowej, co jest charakterystyczne dla jednostek leżących na wyższym poziomie organizacji systemu, czyli w zlewniach lokalnych; kryterium, które pozwala zaklasyfikować jednostkę do wyższego szczebla zorganizowania systemu, jest występowanie stałego bądź okresowego odpływu. W zlewniach lokalnych pojawia się już odpływ podstawowy dzięki drenażowi warstw wodonośnych. Na tym stopniu organizacji jeziora zapewniają już odpływ rzeczny. Jeziora w zlewniach lokalnych są większe niż w zlewniach elementarnych. Ich zasilanie odbywa się głównie przez drenaż powierzchniowy zlewni oraz drenaż wód gruntowych, co gwarantuje stałość tych obiektów i niewielki odpływ potamiczny. Jeziorami w zlewniach lokalnych w systemie górnej Raduni są: Szewinko, Glinno, Boruckie, Bukrzyno Małe, Lubowisko (ryc. 2).

Na wyższym poziomie organizacji systemu, czyli w zlewniach źródliskowych, znajdują się jeziora największe, przepływowe i o dużych zdolnościach retencyjnych. W systemie górnej Raduni są to jeziora: Stężyckie, Raduńskie Górne, Raduńskie Dolne, Kłodno, Brodno Małe, Brodno Wielkie, Patulskie, Dąbrowskie, Rekowo, Białe i Bukrzyno Duże (ryc. 2). Biorą one pełny udział w kształtowaniu odpływu rzecznego, którego przewaga nad innymi formami odprowadzania nadwyżek wody jest cechą charakterystyczną zlewni źródliskowych. Ze względu na znaczne głębokości, jeziora te drenują też wgłębne poziomy wodonośne, włączając ich wody do obiegu potamicznego. W zlewniach źródliskowych jest też zauważalne wyraźne opóźnienie w reagowaniu cieków na zwiększone zasilanie opadowe. Pojawia się więc tu czynnik czasu jako czwarty wymiar (Drwal, 1985).

Następnym poziomem organizacji systemu hydrograficznego w krajobrazie młodoglacjalnym są dorzecza. W ich obrębie występują głównie zbiorniki reolimniczne, czyli silnie przepływowe. Jeziora tego typu retencjonują głównie wody rzeczne i pełnią funkcję regulacji odpływu wód dostarczanych rzeką główną lub bezpośrednio ze zlewni źródliskowych. W przypadku tego typu jezior czynniki lokalne odgrywają w obiegu wody niewielką rolę, ponieważ zasilanie ze zlewni bezpośredniej jeziora ma znikome znaczenie w ogólnej strukturze odpływu. Na tym poziomie zorganizowania w zlewni górnej Raduni funkcjonuje na pewno jezioro Trzebno. Ze względu na gromadzenie wody z różnych zlewni źródliskowych, lokalnych oraz elementarnych, można tu umiejscowić także Jezioro Ostrzyckie.

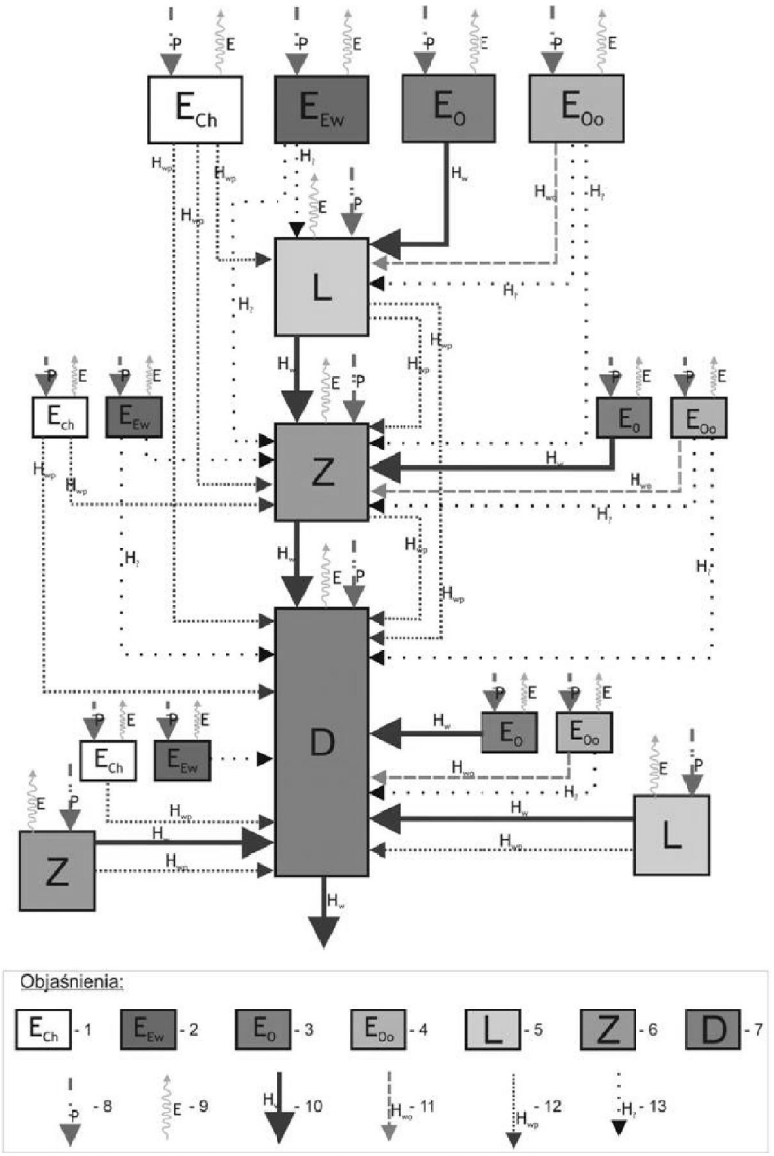
Najwyższym w hierarchii poziomem, obejmującym poszczególne dorzecza, jest kaszubski system hydrograficzny (Drwal, 1985). Ten w pełni wykształcony układ odprowadza nadwyżki wody z obszaru Pojezierza Kaszubskiego. Jeziora, w zależności od umiejscowienia w tym systemie, pełnią określoną funkcję w kształtowaniu warunków obiegu wody. Zaproponowany przez Drwala (1982, 1985) schemat opisuje drogę przepływu wody w zlewniach młodoglacjalnych

i wyjaśnia, jaką rolę odgrywają zbiorniki wodne na kolejnych stopniach rozwoju systemu.

Piętrowość występowania jednostek hydrograficznych jest także wyraźnie skorelowana z poziomami morfologicznymi obszaru (Drwal, 1979). Poziom wysoczyznowy charakteryzuje się okresową siecią hydrograficzną oraz występowaniem powierzchni bezodpływowych. Dna rynien odznaczają się natomiast stałością sieci hydrograficznej.

Obieg wody w zlewni młodoglacjalnej, stanowiącej zgodnie z koncepcją Drwala (1985) system kaskadowo ułożonych i powiązanych ze sobą zlewni o różnym stopniu organizacji odpływu, przedstawiono na ryc. 3. W przypadku zlewni górnej Raduni można przyjąć, że opad i parowanie na całym terenie są jednakowe. Na powierzchnię każdego stopnia kaskady hydrograficznego systemu młodoglacjalnego spada taka sama ilość wody (736 mm – średnia roczna suma opadów z okresu 1999–2007 na Stacji Limnologicznej w Borucinie) i zakłada się, że parowanie też jest równomierne (479 mm i 548 mm – odpowiednio: średnia roczna suma parowania terenowego i średnia roczna suma parowania z powierzchni wody z okresu 1999–2007 na Stacji Limnologicznej w Borucinie). Odpływ ze zlewni następuje okresowymi lub stałymi ciekami, zasilając kolejny w hierarchii poziom struktury.

Na obszarach młodoglacjalnych duże znaczenie ma podziemna faza obiegu wody. Na podstawie różnic w wartościach dopływu i odpływu na poszczególnych poziomach organizacji sieci hydrograficznej, można przypuszczać, że podziemny obieg wody odbywa się z pominięciem niektórych pięter wodonośnych. W procesie tym istotna jest drenująca rola mis jeziornych. Występujące na poszczególnych poziomach kaskady jeziora, o znacznej często głębokości, włączają do obiegu powierzchniowego wody z różnych warstw wodonośnych (Jankowska, 1985). Na obszarze zlewni górnej Raduni w zlewniach elementarnych ewapotranspiracyjnych, po uwzględnieniu retencji oraz różnicy pomiędzy opadem i parowaniem, wypadkowa odpływu podziemnego może osiągnąć maksymalnie 188 mm. W zlewniach elementarnych chłonnych infiltracja osiąga 257 mm i jest główną formą odpływu z tego typu jednostek systemu hydrograficznego. Zlewnie elementarne odpływowe wykazują przeważnie wydajność odpływu powierzchniowego na poziomie od 53 do 77 mm, co po uwzględnieniu parowania daje wypadkową odpływu podziemnego 180–204 mm. Jeszcze większe zasilanie wód podziemnych następuje za pośrednictwem zlewni odpływowych okresowo. W jednostkach tych odpływ powierzchniowy odbywa się tylko w czasie pory roku o znacznej wilgotności i z tego powodu roczny skumulowany odpływ ciekami wynosi 25 mm. Oszacowany odpływ podziemny ze zlewni okresowo odpływowych wynosi 232 mm, co jest już pokaźnym źródłem zasilania dla obiektów hydrograficznych położonych na wyższych poziomach organizacji.



Ryc. 3. Schemat krążenia wody w systemach młodoglacjalnych
1 – zlewnie elementarne chłonne, 2 – zlewnie elementarne ewapotranspiracyjne, 3 – zlewnie elementarne odpływowe, 4 – zlewnie elementarne okresowo-odpływowe, 5 – zlewnie lokalne, 6 – zlewnie źródliskowe, 7 – dorzecza, 8 – opad atmosferyczny, 9 – parowanie terenowe, 10 – skoncentrowany odpływ powierzchniowy, 11 – okresowy skoncentrowany odpływ powierzchniowy, 12 – odpływ podziemny, 13 – prawdopodobny odpływ podziemny
Fig. 3. Outline of water circulation in young glacial systems
1 – absorbent elementary catchments, 2 – evapotranspiration elementary catchments, 3 – elementary catchments with outflow, 4 – elementary catchments with periodic outflow, 5 – local catchments, 6 – headwater catchments, 7 – drainage basins, 8 – atmospheric precipitation, 9 – ground evaporation, 10 – concentrated surface runoff, 11 – periodic concentrated surface runoff, 12 – underground outflow, 13 – probable underground outflow

Rzeczno-jeziorny system górnej Raduni

Cechą charakterystyczną górnej Raduni jest znaczny udział odcinków jeziornych w ogólnej długości rzeki. Tego typu struktura zbudowana jest z przeplatających się ze sobą rzecznych i jeziornych ekosystemów, tworząc przestrzenny układ zwany siecią rzeczno-jeziorną (Hillbricht-Ilkowska, Węglewska, 1995; Bajkiewicz-Grabowska, 2002). Transport energii i masy za pomocą wody jest w takich przypadkach uzależniony w dużej mierze od proporcji pomiędzy odcinkami zajętymi przez zbiorniki i cieki. Rzeka jest zróżnicowanym liniowo ekosystemem, a jeziora, zmieniając warunki odpływu, są czynnikami zakłócającymi tzw. kontinuum rzeczne (Vannote i in., 1980). System taki zbudowany jest z odcinków limnitycznych i potamicznych lub apotamicznych, ponieważ połączenia międzyjeziorne bywają czasami bardzo krótkie. W wielu przypadkach brak jest nawet typowych odcinków rzecznych, a przepływ następuje na zasadzie przelewania wody z jeziora do jeziora (Bajkiewicz-Grabowska, 2002).

System rzeczno-jeziorny górnej Raduni obejmuje jeziora usytuowane w sieci dobrze wykształconych rynien subglacjalnych. Tworzy go, liczący ponad 56 km, ciąg 15 jezior przedzielonych odcinkami międzyjeziornymi. Jeziora te, stanowiąc kaskadowy system odpływu, wykazują podobieństwo cech ustroju hydrologicznego. Jako zbiorniki przepływowe pełnią głównie funkcję retencyjną oraz drenującą regionalny horyzont wodonośny. Funkcję drenującą potwierdzają wartości odpływu, świadczące o intensywnym zasilaniu podziemnym. Z drugiej strony, jeziora przyczyniają się do wzmożonej ewaporacji. Niektóre zbiorniki są też neutralnymi ogniwami systemu, w niewielkim stopniu oddziałując na warunki krążenia wody (Borowiak, 2000).

Zakumulowana ogółem w jeziorach systemu górnej Raduni woda (214,5 mln m^3) odpowiada warstwie retencji zbiornikowej w zlewni na poziomie około 1000 mm. Wartość ta ponad dwukrotnie przekracza roczną sumę odpływu powierzchniowego ze zlewni górnej Raduni, która wynosi 418 mm (w wieloleciu 1961–2000). Retencja w poszczególnych akwenach jest zróżnicowana, maksymalne wartości osiąga w Jeziorze Boruckim, w którym ilość zakumulowanej wody nawet czterokrotnie przekracza średni roczny odpływ. Ze względu na mały odpływ, wysokie wartości retencji dotyczą także jeziora Lubowisko (2,8), a dzięki znacznym pojemnościom niecek – jezior Raduńskiego Górnego (2,3) oraz Raduńskiego Dolnego (2,0). Omawiane jeziora należy więc traktować jako bardzo stabilne elementy systemu, pełniące kluczową rolę w kształtowaniu cyklu hydrologicznego zlewni Raduni (Lange, Nowiński, 2000). Najkrótszy czas przebywania wody w jeziorze występuje w Trzebnie (0,007), Glinnie (0,017) i Brodnie Małym (0,065), co jest związane z małymi pojemnościami niecek w porównaniu z wydajnością hydrologiczną rzek przepływających przez te jeziora.

Biorąc pod uwagę specyfikę zbiorników, wielkość i warunki wymiany wody, Okulanis (1976) podzielił zespół jezior górnej Raduni na pięć podstawowych systemów: system jezior raduńskich (Stężyckie oraz Raduńskie Górne i Raduńskie

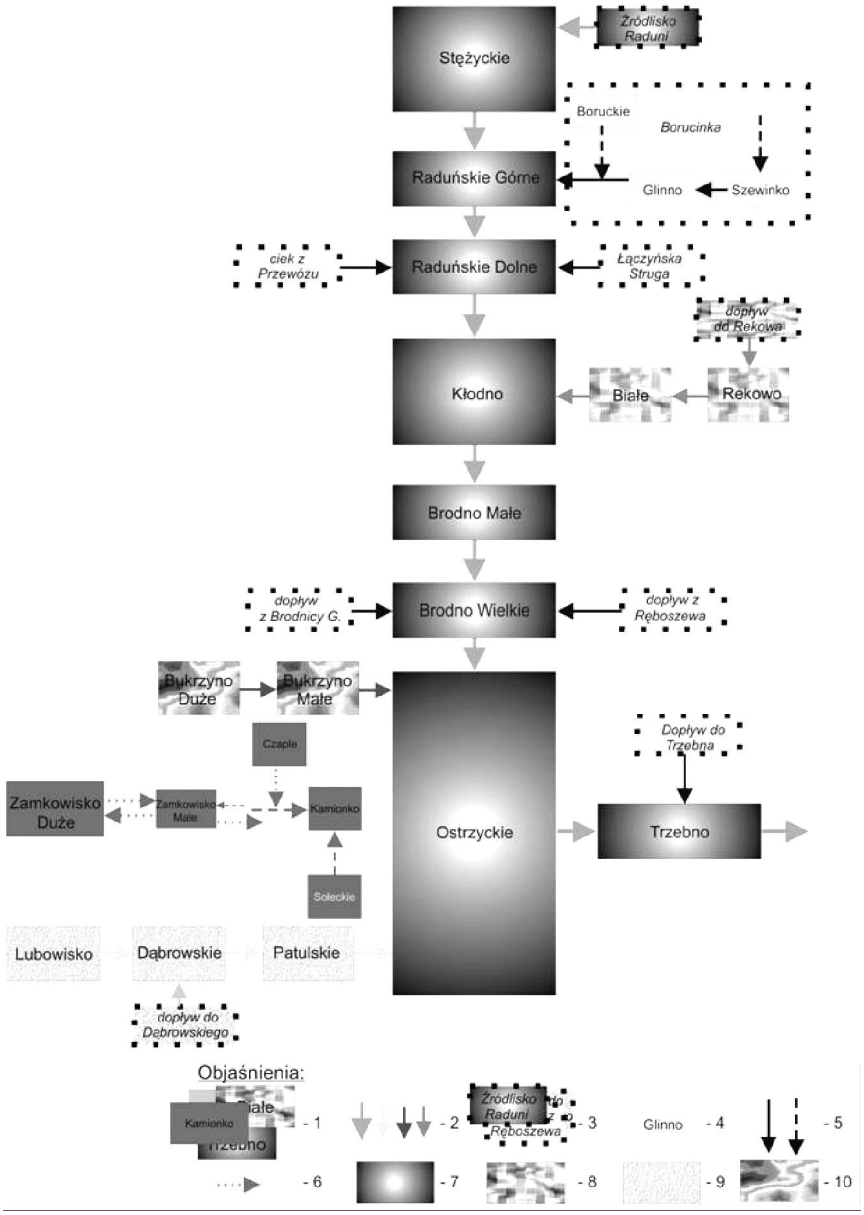
Dolne), system jezior chmieleńskich (Rekowo, Białe, Kłodno), system jezior brodnickich (Brodno Małe i Brodno Wielkie), system jezior Lubowisko–Dąbrowskie–Patulskie oraz system Jeziora Ostrzyckiego (Ostrzyckie, Bukrzyno Małe i Bukrzyno Duże).

Wydaje się niewłaściwe zaklasyfikowanie do jednego systemu jezior Ostrzyckiego oraz Bukrzyna Małego i Bukrzyna Dużego, ze względu na ich odmienne cechy hydrologiczne i pełnione funkcje w systemie. Jeziora Bukrzyno Małe i Bukrzyno Duże, pomimo niewielkich zlewni, zachowują stały, intensywny odpływ, świadczący o silnym drenażu wód podziemnych. Za pośrednictwem Czapielskiej Strugi zasilają one Radunię, odwadniając środkową część jej zlewni. Jest to więc osobny podsystem, podobnie jak Gołubska Struga, odwadniająca jeziora Lubowisko, Dąbrowskie i Patulskie. Jezioro Ostrzyckie jest natomiast jednym z końcowych ogniw głównego systemu Raduni, który łączy pozostałe systemy zarówno rzeczno-jeziorne, jak i rzeczne. Także wydzielenie z głównego systemu Raduni jezior Brodno Małe i Brodno Wielkie jest nieuzasadnione. Jeziora te leżą bowiem w głównym nurcie rzeki Raduni i stanowią integralną część systemu rzeczno-jeziornego tej rzeki.

Trafniejszy wydaje się podział systemu rzeczno-jeziornego górnej Raduni przez wydzielenie głównej osi drenażu i powiązanych z nią systemów rzeczno-jeziornych. I tak system górnej Raduni tworzą:

- główny system górnej Raduni (jeziora Stężyckie, Raduńskie Górne, Raduńskie Dolne, Kłodno, Brodno Małe, Brodno Wielkie, Ostrzyckie i Trzebno) o długości 33,55 km i limniczności 78%;
- system jezior chmieleńskich (jeziora Rekowo, Białe i Kłodno) o długości 5,15 km i limniczności 62%;
- system Czapielskiej Strugi (jeziora Bukrzyno Małe i Bukrzyno Duże) o długości 5,31 km i limniczności 85%;
- system Gołubskiej Strugi (jeziora Lubowisko, Dąbrowskie i Patulskie) o długości 12,81 km i limniczności 87%.

Ostatnimi ogniwami systemu są Jezioro Ostrzyckie, jezioro Trzebno i wypływająca z nich rzeka Radunia. Usytuowanie takie powoduje, że są to finalne odbiorniki materii z obszaru zasilania i właściwości ich wody są wypadkową procesów, zachodzących w całej zlewni. Jezioro Ostrzyckie przyjmuje wodę z trzech niezależnych kierunków (ryc. 4), z których najważniejsze znaczenie ma dopływająca od północy Radunia. Stanowi ona rdzeń drenażu zlewni górnej Raduni i jest głównym elementem systemu. Jego początek to dopływ Jeziora Stężyckiego, zwany źródliskiem Raduni, następnie rzeka przepływa przez usytuowane kaskadowo jeziora Stężyckie, Raduńskie Górne, Raduńskie Dolne, Kłodno oraz Brodno Małe i Brodno Wielkie. Do głównego systemu włączane są po drodze kolejne elementy, będące osobnymi systemami rzeczno-jeziornymi: system jezior chmieleńskich system Czapielskiej Strugi oraz system Gołubskiej Strugi. System górnej Raduni jest zasilany także przez typowe systemy rzeczne, a mianowicie: Borucinkę (z jeziorami Szewinko, Glinno i Boruckie), Łączyńską



Ryc. 4. System rzeczno-jeziorny zlewni górnej Raduni
1 – jeziora w systemie rzeczno-jeziornym, 2 – odcinki międzyjeziorne, 3 – zlewnie rzeczne, 4 – jeziora w systemie rzecznym, 5 – cieki stałe i okresowe, 6 – kierunek drenażu, 7 – główny system górnej Raduni, 8 – system jezior chmieleńskich, 9 – system Gołubskiej Strugi, 10 – system Czapielskiej Strugi

Fig. 4. River-lake system of upper Radunia catchment
1 – lakes in river-lake system, 2 – inter-lake sections, 3 – river catchments, 4 – lakes in river system, 5 – permanent and periodic watercourses, 6 – drainage direction, 7 – main system of upper Radunia, 8 – Chmielno lakes' system, 9 – Gołubska Struga system, 10 – Czapielska Struga system

Strugę, ciek z Przewozu, ciek z Brodnicy Górnej, ciek z Ręboszewa oraz dopływ do Trzebna. W skład systemu górnej Raduni wchodzą też jeziora bezodpływowe (m.in. Zamkowisko), które uzyskują połączenie z główną kaskadą górnej Raduni jedynie za pośrednictwem krążenia wód podziemnych. Epizodycznie, w latach o wybitnie dużej wilgotności, możliwe jest też przelewanie się wody z tych jezior.

System rzeczno-jeziorny górnej Raduni jest rozbudowanym układem powiązanych bezpośrednio lub pośrednio podsystemów. Przepływ materii odbywa się dzięki powierzchniowej sieci hydrograficznej oraz na drodze krążenia podziemnego. Każde z jezior w kaskadzie górnej Raduni jest indywidualnym ogniwem systemu, transformującym jakość wody i wywierającym duży wpływ na funkcjonowanie położonych niżej zbiorników. Modyfikująco na właściwości środowiska wodnego każdego zbiornika oddziałuje ponadto punktowe i obszarowe zasilanie ze zlewni bezpośredniej. Jakość wody rzeki Raduni jest kształtowana przez procesy zachodzące w każdym z jezior systemu oraz w ich zlewniach.

Strukturę i funkcjonowanie układów o naprzemiennym rzecznym i jeziornym charakterze dobrze opisują proponowane przez E. Bajkiewicz-Grabowską (2002) charakterystyki – limniczność (tab. 1) i współczynnik jeziora (tab. 2). Pierwsza oznacza procentowy udział odcinków jeziornych w biegu rzeki, druga zaś jest ilorazem obszaru zlewni i powierzchni jeziora.

Tab. 1. Limniczność odcinków systemu górnej Raduni
Tab. 1. Percentage shares of lentic patches in total lenght of sections of upper Radunia system

Odcinek systemu	Długość odcinków rzecznych (km)	Długość odcinków jeziornych (km)	Całkowita długość rzeki (km)	Limniczność (%)
główny system górnej Raduni	7,39	26,16	33,55	78,0
system jezior chmieleńskich	1,95	3,20	5,15	62,1
system Czapielskiej Strugi	0,79	4,52	5,31	85,2
system Gołubskiej Strugi	1,67	11,14	12,81	87,0
Borucinka	6,05	0,73	6,78	10,8
Łączyńska Struga	3,34	0,00	3,34	0,0

Udział jezior w biegu rzeki górnej Raduni jest bardzo wysoki i osiąga aż 78%. Świadczy to o młodym wieku sieci rzecznej, która jest w początkowym stadium modelowania doliny. Wartości wskaźnika limniczności w poszczególnych częściach systemu wynoszą od 0% (Łączyńska Struga) i 10,4% (Borucinka) do 87% w systemie Gołubskiej Strugi (Lubowisko, Dąbrowskie, Patulskie i Ostrzyckie).

Tab. 2. Współczynnik jeziora zbiorników systemu górnej Raduni
Tab. 2. Lake coefficients of upper Radunia system

Jezioro	Powierzchnia jeziora (km^2)	Powierzchnia zlewni całkowitej (km^2)	Współczynnik jeziora
Stężyckie	0,616	14,77	24
Raduńskie Górne	3,872	65,98	17
Raduńskie Dolne	7,372	104,58	14
Rekowo	0,590	6,65	11
Białe	0,963	9,15	10
Kłodno	1,281	118,66	93
Brodno Małe	0,710	124,29	175
Brodno Wielkie	1,341	143,79	107
Lubowisko	0,343	3,72	11
Dąbrowskie	0,643	11,06	17
Patulskie	0,936	28,16	30
Bukrzyno Małe	0,169	3,66	22
Bukrzyno Duże	0,198	4,81	24
Ostrzyckie	3,080	204,38	66
Trzebno	0,319	210,57	660
Zamkowisko Duże	0,070	0,86	12
Szewinko	0,034	10,25	302
Glinno	0,070	22,47	321
Boruckie	0,116	0,69	6

Wartość współczynnika jeziora zależy od powierzchni zbiornika oraz położenia w systemie rzeczno-jeziornym. W miarę oddalania się od źródeł, wzrastają powierzchnia obszaru alimentacji i stopień jego oddziaływania na jezioro. Jest to widoczne szczególnie w przypadku jeziora Trzebno, gdzie stosunek powierzchni zlewni i jeziora wynosi ponad 660. Najniższe wartości współczynnika notuje się w przypadku jezior położonych w górnych odcinkach cieków (Boruckie – 5,9, Lubowisko – 10,8) oraz w przypadku zbiorników bezodpływowych (Zamkowisko – 12,3). Różnorodność powierzchni akwenów zakłóca ciągłość rzeki i teoretycznego przyrostu współczynnika jeziora. Zauważalne to jest w jeziorach Raduńskim Górnym i Raduńskim Dolnym, gdzie mimo znacznego przyrostu powierzchni zlewni współczynnik jeziora maleje, odpowiednio, do 17,0 i 14,2.

Główne elementy struktury hydrograficznej zlewni górnej Raduni – jeziora, są zasilane ciekami 1. lub 2. rzędu oraz spływem powierzchniowym, a także drogą podziemną. Z tego względu każde jezioro może być traktowane jako od-

biornik materii i wraz z siecią zasilania – jako swoisty podsystem, w którym zachodzą procesy akumulacji i transformacji materii i energii. Wraz z przyłączaniem kolejnych składowych system się rozrasta, tworząc rozbudowaną sieć, odwadniającą środkową część Pojezierza Kaszubskiego.

Podsumowanie

W granicach rzeczno-jeziornego systemu górnej Raduni odpływ odbywa się w powierzchniowej sieci hydrograficznej oraz na drodze krążenia podziemnego. Przepływ energii i masy w tego typu systemach przebiega w sposób ciągły, dużym fluktuacjom natomiast podlega tempo obiegu. Głównym nośnikiem materii jest woda, a wpływ na kierunki i szybkość transportu w obrębie zlewni mają uwarunkowania naturalne (geologiczne, klimatyczne i hydrologiczne) oraz antropogeniczne, których współoddziaływanie wywiera zróżnicowaną reakcję poszczególnych ogniw systemu. Reakcja ta uzależniona jest w głównej mierze od umiejscowienia w systemie. Każde jezioro w kaskadzie jest indywidualnym ogniwem systemu, transformującym ilość i jakość wody oraz wywierającym duży wpływ na funkcjonowanie położonych niżej zbiorników. Modyfikująco na właściwości środowiska wodnego każdego zbiornika oddziałuje ponadto punktowe i obszarowe zasilanie ze zlewni bezpośredniej. Jakość wody rzeki Raduni zależy od procesów zachodzących w każdym z odwadnianych przez nią jezior oraz w zlewniach jeziornych.

W terytorialnych systemach hydrograficznych, składających się z jednostek pełniących różne funkcje w kształtowaniu obiegu wody (obszary bezodpływowe, odpływowe okresowo, zlewnie z odpływem bazowym), przepływ energii i masy odbywa się pomiędzy hierarchicznie zorganizowanymi poziomami. Formowanie się odpływu na poszczególnych poziomach (od zlewni elementarnych, przez lokalne, źródliskowe i dorzecza) decyduje o warunkach przepływu energii i masy. Usytuowanie jezior na różnych poziomach hierarchicznie zorganizowanego systemu hydrograficznego sprawia, że pełnią różną rolę, od zwiększania odpływu potamicznego na skutek włączenia do obiegu wód podziemnych, po regulację i rozrząd odpływu. Ponadto, ze względu na właściwości retencyjne, jeziora są też głównym czynnikiem zakłócającym transport materii, gdzie z powodu spadku energii kinetycznej wody następuje wzrost akumulacji materii allochtonicznej i autochtonicznej w postaci osadów dennych.

Literatura

Bajkiewicz-Grabowska E., 2002, *Obieg materii w systemach rzeczno-jeziornych*, Wyd. UW, Warszawa, 274 s.

Borowiak D., 2000, *Reżimy wodne i funkcje hydrologiczne jezior Niżu Polskiego*, KLUG, Gdańsk, 164 s.

Drwal J., 1974, *Próba określenia typów bezodpływowych powierzchniowo w warunkach środowiska geograficznego Pojezierza Kaszubskiego*, Zesz. Nauk. UG, Geografia, 4, 27–51.

Drwal J., 1979, *Charakterystyka hydrograficzna*, [w:] B. Augustowski (red.), *Pojezierze Kaszubskie*, GTN, Ossolineum, Wrocław, 121–136.

Drwal J., 1982, *Wykształcenie i organizacja sieci hydrograficznej jako podstawa oceny struktury odpływu na terenach młodoglacjalnych*, Wyd. UG, Gdańsk, 130 s.

Drwal J., 1985, *Jeziora w egzoreicznych systemach pojezierzy młodoglacjalnych*, Zesz. Nauk., UG, Geografia, 14, 7–15.

Drwal J., Lange W., 1985, *Niektóre limnologiczne odrębności oczek*, Zesz. Nauk. UG, Geografia, 14, 69–84.

Hillbricht-Ilkowska A., Węgleńska T., 1995, *System rzeczno-jeziorny jako układ płatów krajobrazowych i ich stref granicznych*, Człowiek i Środowisko, 12, 185–202.

Lange W., Nowiński K., 2000, *Przyrodnicze warunki migracji nutrientów w zlewni jezior raduńskich*, Roczn. Fizycznogeogr. UG, 5, 87–105.

Łomniewski K., 1974, *Stosunki hydrograficzne*, [w:] *Studium geograficzno-przyrodnicze i ekonomiczne województwa gdańskiego*, GTN, Gdańsk, 263–276.

Okulanis E., 1976, *Charakterystyka morfologiczno-hydrograficzna zespołu jezior Raduńsko-Ostrzyckich*, Zesz. Nauk. UG, Geografia, 6, 5–27.

Vannote R.L., Minshall G.W., Cushing C.E., 1980, *The river continuum concept*., Can. J. Fish. Aquat. Sci., 37(1), 130–137.

The upper Radunia catchment as an example of a territorial and linear hydrographic system

Abstract: The catchment of the upper Radunia demonstrates a typical for young glacial landscape hydrographic structure and a characteristic cascade construction, thus meeting the criteria of the following systems: river-lake (according to the concept of Bajkiewicz-Grabowska, 2002), and hierarchically organized hydrographic system (according to the concept of Drwal, 1974). Within the river-lake system, the flow of matter occurs in the surface hydrographic network, and via underground circulation. Each lake in the cascade is an individual element of the system, transforming the quantity and quality of water, and exerting a strong impact on the functioning of the reservoirs located below. The properties of the water environment of each lake are also modified by point and spread supply from the direct catchment. The diversity of the location conditions of the lakes at different levels of the hierarchically organized hydrographic system makes them play different roles, from increasing potamic outflow due to the inclusion into groundwater circulation, to outflow control and distribution. In addition, due to their retention properties, the lakes are also a major factor in disrupting the transport of matter, where due to the decrease in kinetic energy of water, an increase in the accumulation of allochtonous and autochthonous matter occurs in the form of bottom sediments.

Key words: hydrographic structure of catchment, river-lake system, young glacial areas.

Zanieczyszczenie zlewni rzeki Kłodnicy związkami z grupy kationowych surfaktantów jako przejaw antropopresji terenów przemysłowych[1]

Ewa Olkowska[1], Marek Ruman[2], Żaneta Polkowska[3]

[1, 3]Politechnika Gdańska, Katedra Chemii Analitycznej, ul. Narutowicza 11/12, 80-233 Gdańsk
[1]ewaolkow@wp.pl; [3] zanpolko@pg.gda.pl
[2] Uniwersytet Śląski, Katedra Geografii Fizycznej, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec
[2]marek.ruman@us.edu.pl

Zarys treści: Zlewnia Kłodnicy położona jest na terenie charakteryzującym się występowaniem różnorodnych przejawów działalności człowieka (górnictwo podziemne węgla kamiennego; hutnictwo; elektrownie i elektrociepłownie; zrzuty ścieków odprowadzane bezpośrednio do rzeki). Wpływ gospodarki przemysłowej oraz komunalnej na ten ekosystem obserwowany jest jako zmiany powierzchniowej sieci hydrograficznej rzeki oraz jakości jej wód. Ponadto zanieczyszczenia (m.in. związki organiczne oraz produkty ich metabolizmu, metale ciężkie) wprowadzane są do rzeki wraz z opadami atmosferycznymi, które spadając na obszar silnie zurbanizowany, spływają do sieci kanalizacyjnej i dalej do sieci rzecznej. Powyższe aspekty powodują konieczność prowadzenia badań w celu oceny stopnia zanieczyszczenia ekosystemu Kłodnicy różnego typu ksenobiotykami. Dotychczas na tym terenie nie były prowadzone badania określające poziomy stężeń analitów z grupy związków powierzchniowo-czynnych (surfaktanty, ZPC).

Cząsteczki surfaktantów mają specyficzną budowę chemiczną, amfifilową, co powoduje występowanie różnorodnych właściwości fizyczno-chemicznych i możliwość swobodnej migracji tej grupy związków w środowisku. Stąd istotne staje się monitorowanie poziomów ich zawartości w różnych ekosystemach. Szczególnym typem zanieczyszczeń są kationowe ZPC, gdyż charakteryzują się one podatnością na akumulację na powierzchni ciał stałych (w tym bioakumulację) oraz wykazują silne działanie toksyczne względem organizmów żywych. Dążono więc do uzyskania informacji na temat stopnia zanieczyszczenia, w wyniku działalności człowieka, wybranych ekosystemów związkami z grupy kationowych surfaktantów (brak jest norm prawnych regulujących ich obecność

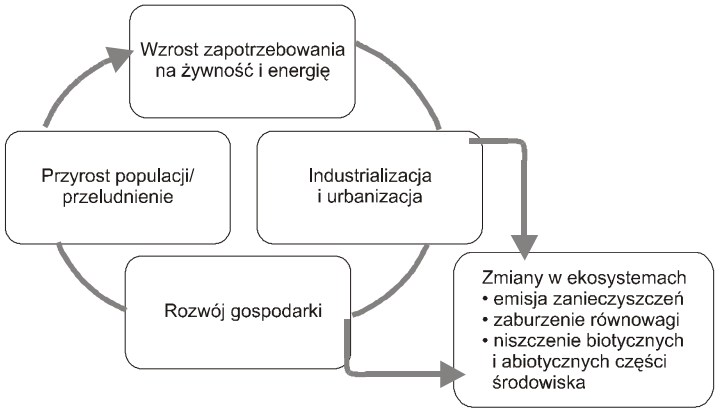
[1] Projekt sfinansowany ze środków Narodowego Centrum Nauki, przyznanych na podstawie decyzji nr DEC-2012/05/N/ST4/01995.

w środowisku). Potwierdzono obecności kationowych surfaktantów w ciekłych oraz stałych próbkach środowiskowych pobranych na terenie zlewni Kłodnicy.

Słowa kluczowe: kationowe surfaktanty, antropopresja, próbki środowiskowe.

Zanieczyszczenia środowiska pochodzenia antropogenicznego

Od wielu lat obserwowane jest zjawisko stałej degradacji różnych elementów środowiska (gleb, wód powierzchniowych i gruntowych, powietrza), wynikające z działalności człowieka i określane mianem antropopresji. Jednocześnie należy zaznaczyć, że wraz z wprowadzaniem do użytku nowych związków chemicznych charakter ksenobiotyków i sposób ich rozprzestrzeniania w środowisku zmienia się (Rhind, 2009). Ciągły rozwój cywilizacji jest nierozerwalnie powiązany z degradacją wybranych ekosystemów (ryc. 1). Zarówno na terenach silnie zurbanizowanych, jak i uważanych za niezmienione przez człowieka, potwierdzono obecność różnego typu zanieczyszczeń, wskazujących na szeroką skalę problemu.



Ryc. 1. Cykl przemian w środowisku, związanych z rozwojem cywilizacji
Fig. 1. Changes in the environment associated with the development of civilization

Jednym z najczęściej badanych elementów środowiska są różnego typu wody. Stanowią one medium, umożliwiające swobodne krążenie zanieczyszczeń pomiędzy abiotycznymi elementami środowiska, aż do momentu przedostania się do organizmów żywych. Obecność zanieczyszczeń typu antropogenicznego w wodach powierzchniowych prowadzi do zmian właściwości fizycznych, chemicznych oraz biologicznych tego typu wód, a w konsekwencji do zaburzenia możliwości ich pierwotnego wykorzystania. Nasilenie zjawiska zanieczyszczenia wybranych ekosystemów wodnych na danym terenie, związkami pochodzenia antropogenicznego, jest powiązane z jednoczesnym występowaniem różnego typu źródeł ich emisji (m.in. przemysł wydobywczy, hutniczy, chemicz-

ny, energetyczny; transport; rolnictwo; rekreacja; ścieki przemysłowe i komunalne; składowiska różnego typu odpadów) (Wang i in., 2007; Feka i in., 2013).

Wśród związków o charakterze antropogenicznych można wyróżnić dwie główne grupy:

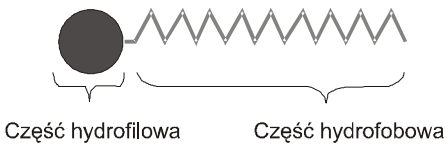
– metale ciężkie (m.in. Pb, Hg, Cd, As);
– syntetyczne związki organiczne (m.in. pestycydy, PCB, WWA, surfaktanty) (Eganhouse, Sherblom, 2001).

Niektóre syntetyczne związki chemiczne początkowo stanowiły doskonały produkt, stosowany w określonych przejawach działalności człowieka. Jednak przed wprowadzeniem na szeroką skalę danego związku chemicznego nie poznano w pełni jego negatywnego działania (bądź produktów metabolizmu) względem biotycznych i abiotycznych elementów środowiska. Takie działanie jest szczególnie niebezpieczne dla zachowania równowagi poszczególnych ekosystemów i powinno być eliminowane.

Związki z grupy surfaktantów – specyficzna grupa ksenobiotyków

Syntetyczne związki z grupy surfaktantów są jednymi z najczęściej wykorzystywanych substancji chemicznych, zarówno w gospodarstwach domowych, jak i przemyśle, co jest ściśle związane z wyjątkową, amfifilową, budową ich cząsteczek (ryc. 2), będącą przyczyną występowania różnorodnych właściwości fizyczno-chemicznych tej grupy związków (m.in. zdolność rozpuszczania się w cieczach o różnej polarności, tworzenia micelli, obniżania napięcia powierzchniowego i/lub międzyfazowego). Należy podkreślić, że surfaktanty stanowią ogromną grupę związków chemicznych; poszczególne anality różnią się między sobą budową chemiczną, a tym samym właściwościami fizycznymi i chemicznymi (Olkowska i in., 2013a, b, c).

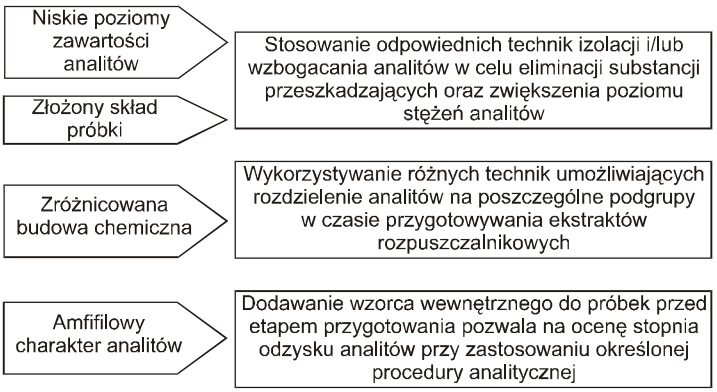
Stały wzrost skali produkcji ZPC i rozszerzanie obszarów ich stosowania prowadzi do zwiększania emisji tych związków do środowiska, gdzie swobodnie przemieszczają się między poszczególnymi elementami i ulegają różnorodnym przemianom fizyczno-chemicznym (hydroliza, parowanie, sorpcja, biodegradacja, bioakumulacja itp.). Stąd istotne staje się monitorowanie poziomów ich zawartości w różnych ekosystemach (Olkowska i in., 2011).



Ryc. 2. Amfifilowa budowa cząsteczek surfaktantów
Fig. 2. Amphiphilic structure of surfactant molecules

Analityka surfaktantów w próbkach środowiskowych stanowi duże wyzwanie (ryc. 3) i wiąże się z koniecznością stosowania odpowiednich narzędzi analitycznych, umożliwiających oznaczanie określonych analitów:

– procedur analitycznych stosowanych na etapie przygotowania reprezentatywnych ekstraktów rozpuszczalnikowych;
– technik analitycznych wykorzystywanych w czasie oznaczania poziomów zawartości związków z grupy surfaktantów;
– materiałów odniesienia na poszczególnych etapach opracowywania metodyk analitycznych (Olkowska i in., 2012).



Ryc. 3. Wyzwania związane z analityką surfaktantów w próbkach środowiskowych
Fig. 3. The challenges of analytics surfactants in environmental samples

Analiza danych literaturowych pozwala stwierdzić, że obecny stan wiedzy o stopniu zanieczyszczania wybranych ekosystemów surfaktantami jest ograniczony i odnosi się głównie do związków z grupy anionowych i niejonowych ZPC (Olkowska i in., 2011). Z kolei zanieczyszczenie środowiska kationowymi analitami jest najmniej zgłębianym aspektem wśród omawianej grupy związków pochodzenia antropogenicznego. A stanowią one szczególny typ zanieczyszczeń, gdyż charakteryzują się podatnością na akumulację na powierzchni ciał stałych (w tym bioakumulację) oraz wykazują silne działanie toksyczne względem niższych i wyższych organizmów żywych, przy około 10-krotnie niższym stężeniu niż w przypadku innych grup ZPC (Olkowska i in., 2013a). W wyniku występowania zjawiska akumulacji kationowych ZPC na powierzchni osadów dennych znajdują się one w warunkach beztlenowych (począwszy od kilkucentymetrowej głębokości). W tych warunkach degradacja kationowych surfaktantów jest znacznie wolniejsza lub nie zachodzi wcale, a zatem wzrasta stopień zanieczyszczenia danego ekosystemu wodnego (Olkowska i in., 2014).

Należy zaznaczyć, że obowiązujące regulacje prawne, dotyczące analityki surfaktantów w próbkach środowiskowych, nie obejmują konieczności określania zawartości kationowych związków w tego typu próbkach, odnoszą się jedynie do sumarycznych zawartości anionowych oraz wybranych niejonowych

ZPC. Zatem konieczne jest prowadzenie badań, mających na celu określenie poziomu zanieczyszczenia określonych ekosystemów wspomnianymi analitami.

Zlewnia Kłodnicy – obszar charakteryzujący się silnym stopniem antropopresji

Zlewnia Kłodnicy znajduje się na terenie Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego (GOP), charakteryzującego się silnym stopniem antropopresji. Nieodwracalne zmiany w tym ekosystemie występują od czasu rewolucji przemysłowej, której następstwem był gwałtowny rozwój przemysłu oraz urbanizacja terenu. Obszary GOP stały się źródłem wielu problemów ekologicznych, które wpłynęły na znaczne pogorszenie się jakości wód ze względu na emisję do środowiska różnorodnych zanieczyszczeń, wynikających z działalności człowieka (http://www.ietu.katowice.pl/klodnica).

Kłodnica jest położona w zachodniej część województwa śląskiego i stanowi prawobrzeżny dopływ Odry. Rzeka płynie m.in. przez Katowice, Chorzów, Rudę Śląską, Gierałtowice, Zabrze oraz Gliwice (ryc. 4). Ekosystem wodny znajduje się na terenie charakteryzującym się występowaniem różnorodnych przejawów działalności człowieka (Czaja, 1999; Działoszyńska-Wawrzkiewicz, 2007), do których należą: górnictwo podziemne węgla kamiennego, hutnictwo, elektrownie i elektrociepłownie, przemysł samochodowy, przemysł chemiczny (produkcja detergentów itp.), zrzuty ścieków odprowadzane bezpośrednio do rzeki, transport lądowy i wodny. Rozwój gospodarczy Górnego Śląska związany jest przede wszystkim z występowaniem złóż surowców mineralnych, późniejszą rozbudową infrastruktury technicznej, umożliwiającą ich eksploatację, oraz z postępującym procesem urbanizacji (Trochim i in., 2006; Runge, Zadrożny, 1989). Negatywne skutki działalności człowieka na obszarze GOP można obserwować przede wszystkim na powierzchni terenu, jako przeobrażenie naturalnej rzeźby, występowanie nowych form wklęsłych (m.in. wyrobiska) bądź wypukłych (m.in. hałdy górnicze, składowisk odpadów) (Czaja, 1999; Żmuda, 1973).

Zlewnia Kłodnicy znajduje się na obszarze powierzchniowej i wgłębnej eksploatacji złóż mineralnych (głównie węgla kamiennego), prowadzącej do nieodwracalnych zmian w środowisku, czego efektem jest przekształcenie powierzchni sieci hydrograficznej (proces osiadania terenu, zbiorników wodnych wypełniających utworzone niecki) (Trochim i in., 2006; Czaja, 1999).

Wpływ gospodarki przemysłowej oraz komunalnej na ten ekosystem obserwowany jest jako zmiany powierzchniowej sieci hydrograficznej rzeki oraz jakości jej wód. Już od ponad 100 lat obserwowano niemal na całej długości Kłodnicy silne zanieczyszczenie różnego typu związkamni chemicznymi (Trochim i in., 2006). Dodatkowo zanieczyszczenia wprowadzane są do rzeki wraz z opadami atmosferycznymi, które spadając na obszar silnie zurbanizowany, spływają do sieci kanalizacyjnej i dalej do sieci rzecznej (Jankowski, 1987). Do

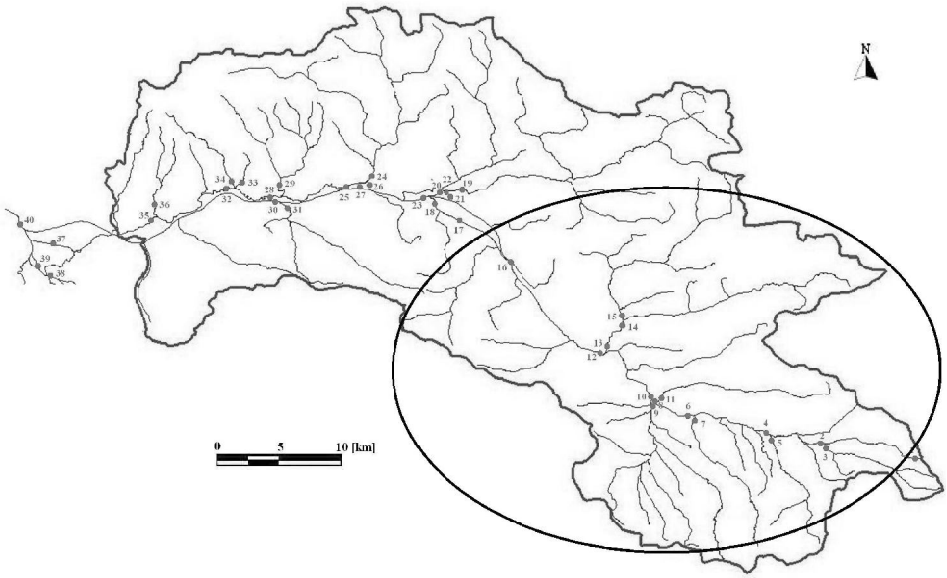


Ryc. 4. Lokalizacja zlewni Kłodnicy
I – cieki; II – obszar gmin: 1 – Gliwice, 2 – Zabrze, 3 – Bytom, 4 – Ruda Śląska, 5 – Świętochłowice, 6 – Chorzów, 7 – Katowice, 8 – Gierałtowice, 9 – Ornontowice, 10 – Mikołów; III – obszar zlewni Kłodnicy po przekrój Gliwice
Fig. 4. Location of Kłodnica River basin
I – watercourses; II – the districts of city: 1 – Gliwice, 2 – Zabrze, 3 – Bytom, 4 – Ore Silesia, 5 – Świętochłowice, 6 – Chorzow, 7 – Katowice, 8 – Gierałtowice, 9 – Ornontowice, 10 – Mikołów, III – the cross section of the Kłodnica River catchment area and Gliwice

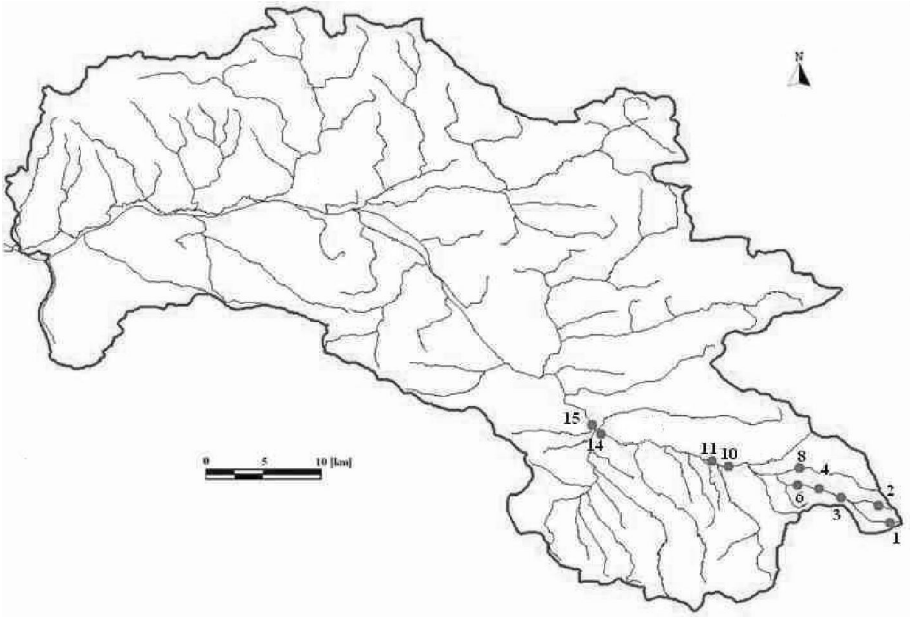
wód, na poszczególnych etapach obiegu, dostają się związki chemiczne (m.in. substancje organiczne, metale ciężkie) oraz duże ilości zawiesiny (Tawkin, Trochim, 2004). Powyższe aspekty powodują konieczność prowadzenia badań w celu oceny stopnia zanieczyszczenia ekosystemu rzeki Kłodnicy różnego typu ksenobiotykami.

Określenie stopnia zanieczyszczenia ekosystemu związkami z grupy kationowych surfaktantów

Obecnie w ośrodkach naukowych prowadzone są badania, mające na celu określanie stopnia zanieczyszczenia wybranych elementów środowiska związkami z grupy surfaktantów, ale dotyczy to głównie pojedynczych analitów o charakterze anionowym i niejonowym, a jedynie w nieznacznym stopniu kationowych ZPC. Na terenie zlewni Kłodnicy nie były prowadzone badania, określające poziomy stężeń analitów z grupy związków powierzchniowo-czynnych. W niniejszym projekcie zaplanowano uzyskanie informacji na temat stopnia zanieczyszczenia wybranych ekosystemów związkami z grupy kationowych surfaktantów, będących efektem działalności człowieka. Teren objęty badaniami został przedstawiono na ryc. 5 i 6. Próbki osadów dennych oraz wód powierzchniowych pobierano w okresie od jesieni 2011 do zimy 2012/2013.



Ryc. 5. Miejsca pobierania próbek wód powierzchniowych na terenie zlewni Kłodnicy w okresach jesieni 2011, zimy 2011/2012, wiosny 2012, lata 2012 (zaznaczony obszar), jesieni 2012, zimy 2012/2013
Fig. 5. Surface water sampling sites in the Klodnica River during seasons: autumn 2011, winter 2011/2012, spring 2012, summer 2012 (highlighted area), autumn 2012, winter 2012/2013



Ryc. 6. Miejsca pobierania próbek osadów dennych na terenie zlewni Kłodnicy w okresie lata 2012
Fig. 6. Sampling sites of bottom sediments in the Klodnica River during season summer 2012

Opracowano metodyki oznaczania wybranych kationowych surfaktantów w próbkach środowiskowych:

– na etapie przygotowania próbek do analizy – wykorzystano techniki ekstrakcji do fazy stałej (Olkowska i in., 2013d) oraz przyspieszonej ekstrakcji za pomocą rozpuszczalnika;
– na etapie wykrywania, identyfikacji i oznaczania poziomów zawartości analitów w uzyskanych ekstraktach rozpuszczalnikowych – wykorzystano techniki chromatografii jonowej w połączeniu z detekcją konduktometryczną.

Wyznaczono podstawowe parametry walidacyjne zaproponowanych rozwiązań analitycznych (tab. 1).

Tab. 1. Podstawowe parametry walidacyjne zaproponowanych procedur postępowania analitycznych
Tab. 1. Basic validation parameter for developed methodology

Anality z grupy kationowych surfaktantów	Czas retencji t_R (min)	MDL ($mg \cdot dm^{-3}$) (próbki ciekłe)	MDL ($mg \cdot g^{-1}$) (próbki stałe)	r^2	Zakres liniowości ($mg \cdot dm^{-3}$)
chlorek dodecylo-trimetylo--amoniowy (DTMA)	1,98	0,0047	18	0,9912	0,01–10
chlorek dodecylo-benzylo-dimetylo-amoniowy (C_{12}BDMA)	3,13	0,0035	18	0,9910	0,01–15
chlorek heksa-trimetylo--amoniowy (HTMA)	5,12	0,0037	25	0,9961	0,01–10
chlorek heksadecylo--pirydynowy (HP)	5,35	0,0089	30	0,9962	0,01–10

W czasie prowadzonych badań potwierdzono obecności kationowych surfaktantów w ciekłych oraz stałych próbkach środowiskowych pobranych na terenie zlewni Kłodnicy (tab. 2). Stężenia kationowe surfaktantów określono na poziomach MDL, MQL oraz wyższym. Można zauważyć, że próbki pobierane w okresie jesienno-zimowym zawierają największe zawartości analitów z grupy kationowych ZPC. Ponadto zaobserwowano wzrost różnorodności zanieczyszczeń, występujących w badanym ekosystemie podczas kampanii pobierania próbek w 2012/2013 roku. Najmniejsze poziomy zawartości w próbkach środowiskowych oznaczono w przypadku chlorku heksadecylo-pirydyniowego. Uzyskane wyniki badań będą mogły być porównywane jedynie z wynikami innych ośrodków naukowych (znajdującymi się poza granicami kraju) (Olkowska i in., 2011), ponieważ brak jest odpowiednich norm prawnych. Przeprowadzone badania mogą jednak stanowić podstawę do dalszych działań, mających na celu potwierdzenie obecności ksenobiotyków w ekosystemach wodnych.

Tab. 2. Poziomy zawartości kationowych surfaktantów w ciekłych oraz stałych próbkach środowiskowych pobranych na terenie zlewni Kłodnicy
Tab. 2. Concentration of cationic surfactants in liquid and solid environmental samples collected in area of Klodnica River

Stężenie analitów ($mg \cdot dm^{-3}$)	Jesień 2011	Zima 2011/2012	Wiosna 2012	Lato 2012		Jesień 2012	Zima 2012/2013
				ciekłe	stałe ($mg \cdot kg^{-1}$)		
Chlorek dodecylo-trimetylo-amoniowy (DTMA)							
min.	0,0020	0,009	0,025	0,0240	MDL	0,015	0,016
maks.	0,0280	0,089	0,068	0,0460	2098	0,084	0,049
średnia	0,0114	0,056	0,043	0,0335	425	0,054	0,030
SD	0,0093	0,026	0,018	0,0093	609	0,015	0,010
Chlorek dodecylo-benzylo-dimetylo-amoniowy (C_{12}BDMA)							
min.	0,0100	0,003	0,013	0,010	MDL	0,003	0,0030
maks.	0,0290	0,048	0,043	0,051	1198	0,095	0,0440
średnia	0,0197	0,021	0,025	0,023	464	0,024	0,0183
SD	0,0068	0,012	0,014	0,016	281	0,023	0,0090
Chlorek heksa-trimetylo-amoniowy (HTMA)							
min.	MDL	MDL	MDL	0,0110	MDL	0,012	0,0300
maks.	0,011	0,011	MQL	0,0130	2509	0,073	0,0490
średnia	–	–	–	0,0124	553	0,032	0,0384
SD	–	–	–	0,0016	777	0,020	0,0092
Chlorek heksadecylo-pirydynowy (HP)							
min.	MDL	MDL	MDL	MDL	MDL	0,029	MDL
maks.	MQL	0,027	MQL	MQL	215	0,116	0,031
średnia	–	–	–	–	87	0,065	–
SD	–	–	–	–	96	0,045	–

Jednocześnie należy podkreślić, że zdobyta wiedza na temat losu środowiskowego poszczególnych ksenobiotyków może podnieść świadomość ludzi w zakresie stopnia zanieczyszczenia środowiska i pomóc chronić poszczególne abiotyczne elementy ekosystemów, przed postępującą ich degradacją, oraz organizmy żywe.

Podsumowanie

Postępujący stopień degradacji środowiska na wybranych terenach, wynikający z działalności człowieka, definiowany jako zjawisko antropopresji, jest obserwowany od wielu lat. Ciągła i niekontrolowana emisja ksenobiotyków do środowi-

ska wpływa na zaburzenie procesów i zjawisk, występujących w poszczególnych jego elementach. Obecnie podejmowane są próby zmiany stanu tego problemu ekologicznego. Zachowanie równowagi pomiędzy poszczególnymi elementami abiotycznymi i biotycznymi środowiska powinno stanowić priorytet w poszczególnych działaniach.

Rzeka Kłodnica stanowi przykład ekosystemu zanieczyszczonego związkami, pochodzącymi z działalności człowieka. Teren zlewni jest silnie uprzemysłowiony i zurbanizowany, co ma bezpośredni wpływ na jakość wód rzeki. Podnoszenie świadomości, dotyczącej tego problemu, oraz działania, mające na celu poznawanie losu środowiskowego ksenobiotyków, powinny być nadal prowadzone.

Prezentowany projekt potwierdził obecności kationowych surfaktantów w ciekłych oraz stałych próbkach środowiskowych pobranych z Kłodnicy. Jest to niezwykle istotne zagadnienie analityczne, ponieważ tego typu anality charakteryzują się podatnością na akumulację na powierzchni ciał stałych (w tym bioakumulację) oraz wykazują silne działanie toksyczne względem niższych i wyższych organizmów żywych.

Literatura

Czaja S., 1999, *Zmiany stosunków wodnych w warunkach silnej antropopresji: na przykładzie konurbacji katowickiej*, UŚ, Katowice.

Działoszyńska-Wawrzkiewicz M., 2007, *Koncepcja przyrodniczo-społecznego wykorzystania zalewisk na przykładzie zlewni rzeki Kłodnicy,* Inst. Ekologii Terenów Uprzemysłowionych, Katowice.

Eganhouse R.P., Sherblom P.M., 2001, *Anthropogenic organic contaminants in the effluent of a combined sewer overflow: impact on Boston Harbor*, Mar. Environ. Res., 51, 51–74.

Feka F., Dreshaj A., Topi D., Beqiraj I., Shkurti A., Mehmetaj A., Nikqi H., 2013, *Anthropogenic sources and their environmental impact to surface waters*, Int. J. Current Engin. Technol., 3, 507–511.

Jankowski A.T., 1987, *Wpływ urbanizacji i uprzemysłowienia na zmiany stosunków wodnych w rejonie śląskim w świetle dotychczasowych badań*, Geographia, 10, Wyd. UŚ, Katowice, s. 62–96.

Olkowska E., Polkowska Ż., Namieśnik J., 2011, *Analytics of surfactants in the environment: problems and challenges*, Chem. Rev., 111, 5667–5700.

Olkowska E., Polkowska Ż., Namieśnik J., 2012, *Analytical procedures for the determination of surfactants in environmental samples*, Talanta, 88, 1–13.

Olkowska E., Polkowska Ż., Namieśnik J., 2013, *A solid phase extraction–ion chromatography with conductivity detection procedure for determining cationic surfactants in surface water samples*, Talanta, 116, 210–216.

Olkowska E., Ruman M., Kowalska A., Polkowska Ż., 2013a, *Determination of surfactants in environmental samples*, p. 1, *Cationic compounds*, ECE S, 20(1), 69–77.

Olkowska E., Ruman M., Kowalska A., Polkowska Ż., 2013b, *Determination of surfactants in environmental samples*, p. 2, *Anionic compounds*, ECE S, 20(2), 331–342.

Olkowska E., Ruman M., Kowalska A., Polkowska Ż., 2013c, *Determination of surfactants in environmental samples*, p. 3, *Non-ionic compounds*, ECE S, 20(3), 449–461.

Olkowska E., Ruman M., Polkowska Ż., 2014, *Occurrence of surface active agents in the environment*, J. Anal. Meth. Chem., ID 769708, http://dx.doi.org/10.1155/2014/769708.

Rhind S.M., 2009, *Anthropogenic pollutants: a threat to ecosystem sustainability?*, Philos. Trans. Royal Soc. B, 364, 3391–3401.

Runge J., Zadrożny T., 1989, *Delimitacja konurbacji katowickiej. Struktury i procesy społeczno-demograficzne w regionie katowickim*, IGiPZ PAN, Warszawa, 23–28.

Tawkin Ł., Trochim M., 2004, *Kłodnica jako przykład rzeki przekształconej przez człowieka*, [w:] R. Machowski, M. Rzętała (red.), *Z badań nad wpływem antropopresji na środowisko*, t. 5, WNoZ UŚ, Sosnowiec, 127–134.

Trochim M., Machowski R., Ruman M., 2006, *Przekształcenie rzeźby terenu i stosunków wodnych na obszarze zlewni Kłodnicy*, [w:] R. Machowski, M. Ruman (red.), *Z badań nad wypływem antropopresji na środowisko*, WNoZ UŚ, Sosnowiec, 151–161.

Wang X., Yong Y.L., Jing-yi H., Gui-zhen H., Tie-yu W., 2007, *Identification of anthropogenic influences on water quality of rivers in Taihu watershed*, J. Envir. Manag., 19, 475–481.

Żmuda S., 1973, *Antropogeniczne przeobrażenia środowiska przyrodniczego konurbacji górnośląskiej*, SIN, Katowice.

http://www.ietu.katowice.pl/klodnica

Determining the degree of contamination of Kłodnica River catchment caused by compounds from the group of cationic surfactants as a manifestation of anthropogenic activities

Abstract: Klodnica River catchment can be characterized as area with the presence of various forms of human activity (mining underground coal, metallurgy, power plants and heat plants, discharge of waste water directly into the river). The impact of industrial and municipal activities in this ecosystem is observed as a change in the river hydrographic network and the quality of its waters. In addition, contamination (eg. organic compounds and products of their metabolism, heavy metals) are introduced into the river water with the rainfall that dropping on the highly urbanized area, flows into the sewage system and to the river system.

These aspects make it necessary to carry out studies to assess the degree of contamination of the ecosystem Kłodnica River by various xenobiotics. It should be also noted that so far in this area has not been carried out research to determine the concentration of the analytes from a group of surface-active agents (surfactants, SAA). Surfactant molecules have a specific chemical structure described as amphiphilic, which causes the occurrence of a variety of physicochemical properties (suitable for use in various areas) of this group of compounds and their ability free migration in the environment. Hence, it becomes important to monitor the levels of their contents in different ecosystems, to protect a variety of living organisms.

Specific type of impurities are cationic SAA, because they have a susceptibility to accumulation on the surface of solids (including bioaccumulation) and exhibit a potent toxic effect to living organisms. The project is planned to obtain information on the degree of ecosystems contamination caused by selected compounds from the group of cationic surfactants as a result of human activity. The study is confirmed the presence of cationic surfactants in the liquid and solid environmental samples taken at the Kłodnica River catchment.

Key words: cationic surfactants, anthropopression, environmental samples.

Zmienność warunków termiczno-wilgotnościowych na Wybrzeżu (1951–2012)

Małgorzata Owczarek

Uniwersytet Gdański, Katedra Meteorologii i Klimatologii, ul. Bażyńskiego 4, 80-952 Gdańsk
m.owczarek@ug.edu.pl

Zarys treści: Analizowano zmienność niekorzystnych dla organizmu człowieka warunków termiczno-wilgotnościowych na polskim wybrzeżu. Zastosowano dane terminowe z sześciu stacji meteorologicznych: Świnoujście, Kołobrzeg, Ustka, Hel, Gdynia i Gdańsk Świbno. Na podstawie danych z trzech terminów obserwacyjnych obliczono roczną liczbę dni parnych według kryterium ciśnienia pary wodnej o wartości co najmniej 18,8 hPa oraz według wskaźnika niedosytu fizjologicznego *Df*, a także roczną liczbę dni z temperaturą pozorną (*AT*) wyższą od temperatury powietrza, świadczącą o obciążeniu organizmu. Obliczono także łączną liczbę dni z warunkami stresu cieplnego o godz. 12 UTC według *wet-bulb-globe-temperature* (*WBGT*) i według wskaźnika stresu cieplnego *HSI* w miesiącach od kwietnia do września. W przypadku każdej z analizowanych serii czasowych wyznaczono równanie trendu liniowego, którego istotność badano testem *F*-Snedecora na poziomie istotności $\alpha = 0{,}05$. W zależności od kryterium, stwierdzono występowanie na Wybrzeżu od kilkunastu do około 70 dni z niekorzystnymi dla organizmu warunkami termiczno-wilgotnościowymi. Na podstawie większości wskaźników i stacji, wykazano istotne statystycznie wieloletnie zmiany tych warunków na polskim wybrzeżu, świadczące o nasilaniu się odczucia parności, szczególnie w Kołobrzegu. Łagodzenie stresu cieplnego wykazano natomiast w świetle wskaźnika *HSI* w Helu.

Słowa kluczowe: wilgotność powietrza, wskaźniki biometeorologiczne, bioklimat, wybrzeże Bałtyku.

Para wodna zawarta w powietrzu wraz z temperaturą powietrza stanowi bodziec termiczno-wilgotnościowy i jest ważnym elementem kształtującym odczucia cieplne człowieka. Jedną z reakcji dostosowawczych organizmu do wysokiej temperatury powietrza jest wydzielanie potu, którego parowanie z powierzchni ciała powoduje oddawanie ciepła z organizmu i obniżenie temperatury skóry. Wysoka wilgotność powietrza utrudnia ten proces, zwiększając odczucie parności, ryzyko przegrzania organizmu oraz objawy chorób układu krążenia i odde-

chowego. Występowaniu stanów parności sprzyja mała prędkość wiatru. Z kolei przy niskiej wilgotności powietrza mogą nasilić się straty wody i mikroelementów z organizmu. Wysoka wilgotność przy niskiej temperaturze powietrza powoduje nasilenie odczucia zimna (Błażejczyk, Kunert, 2011). Warunki termiczno-wilgotnościowe są zatem elementem biometeorologicznym oraz ważnym czynnikiem kształtującym warunki bioklimatyczne. Jednym z najbardziej znaczących procesów zachodzących w środowisku, szczególnie z punktu widzenia warunków życia człowieka, jest zmiana klimatu. Ważnym zagadnieniem jest więc zmienność wieloletnia warunków bioklimatycznych. Celem niniejszej pracy jest ocena oddziaływania warunków termiczno-wilgotnościowych na człowieka oraz wskazanie charakteru wieloletnich zmian tego elementu na Wybrzeżu.

Materiał badawczy i metody opracowania

Analizowano wieloletnią zmienność warunków termiczno-wilgotnościowych z punktu widzenia ich oddziaływania na organizm człowieka na polskim wybrzeżu w latach 1951–2012. Rozpatrywano warunki niekorzystne dla organizmu.

Wykorzystano standardowe meteorologiczne dane terminowe z godz. 06, 12 i 18 UTC, pochodzące z sześciu stacji IMGW (tab. 1) zlokalizowanych w odległości od około 50 m (stacja w Ustce) do około 3 km (stacja w Gdańsku Świbnie) od brzegu morskiego (Stepko i in., 2002, za: Owczarek, 2012).

Tab. 1. Wykaz wykorzystanych stacji meteorologicznych
Tab. 1. List and locations of meteorological stations used in the study

Stacja	Wysokość stacji (m n.p.m.)	Szerokość geogr. północna	Długość geogr. wschodnia
Świnoujście	6	53°55′	14°14′
Kołobrzeg	3	54°11′	15°35′
Ustka	6	54°35′	16°52′
Gdynia	2	54°32′	18°33′
Hel	1	54°36′	18°49′
Gdańsk Świbno	7	54°24′	18°56′

Zastosowano wskaźniki, ujmujące różne elementy meteorologiczne oraz wybrane kryteria. Trzy wskaźniki obliczono na podstawie danych z trzech terminów obserwacyjnych (godz. 06, 12 i 18 UTC). Dla każdego roku wielolecia 1951–2012 została obliczona:

1. Liczba dni parnych według kryterium K. Scharlau (Kozłowska-Szczęsna i in., 2004) – dni, w których odnotowano ciśnienie pary wodnej o wartości równej lub wyższej od 18,8 hPa.

2. Liczba dni z odczuciem wilgotności „parno" oraz odczuciem „sucho" według wskaźnika niedosytu fizjologicznego (*Df*) – różnicy między ciśnieniem pary wodnej nasyconej w temperaturze 36,5°C a aktualnym ciśnieniem pary wodnej *e* (Błażejczyk, Kunert, 2011):

$$Df\ (\text{hPa}) = 60{,}9 - \text{e} \tag{1}$$

Inaczej ujmując, *Df* jest wskaźnikiem wielkości parowania z dróg oddechowych człowieka. Pozwala ocenić uciążliwość warunków termiczno-wilgotnościowych zarówno przy wysokiej, jak i niskiej temperaturze powietrza. Pomimo to, że straty ciepła z organizmu człowieka drogą oddychania mają najmniejszy udział w strukturze bilansu cieplnego organizmu, przy ujemnej temperaturze powietrza i niskiej wilgotności mogą nasilać się, stanowiąc 11–13% wszystkich strat ciepła z organizmu (Krawczyk, 1993; Błażejczyk, Kunert, 2011).

Wartościom *Df* (hPa) z poszczególnych przedziałów odpowiadają następujące odczucia wilgotności:

< 45,0	parno
45,0–53,0	komfort
> 53,0	sucho

3. Liczba dni z temperaturą pozorną (*apparent temperature* – AT (°C)) wyższą od temperatury powietrza – temperaturą, która w warunkach wilgotności określonych temperaturą punktu rosy, równą 14°C (referencyjnych), wywołuje takie samo wrażenie dyskomfortu, jak w rzeczywistych warunkach termicznych i wilgotnościowych (Steadman, 1984, za: Błażejczykiem, Kunert 2011). Gdy wilgotność powietrza jest większa od referencyjnej, wartości *AT* są większe od temperatury powietrza i świadczą o obciążeniu termiczno-wilgotnościowym organizmu człowieka. W tej pracy zastosowano uproszczoną formułę obliczania *AT* (Australijskie Biuro Meteorologiczne, 2013), uwzględniającą ciśnienie pary wodnej (*e*) oraz prędkość wiatru na wysokości 10 m (v_{10}):

$$AT\ (°\text{C}) = t + 0{,}33 \cdot e - 0{,}7 \cdot v_{10} - 4{,}0 \tag{2}$$

Wskaźniki *Df* i *AT*, charakteryzujące uciążliwość warunków termiczno-wilgotnościowych w ciepłym okresie roku, obliczono na podstawie danych terminowych z godz. 12 UTC. Termin ten, ze względu na największą aktywność człowieka na wolnym powietrzu w godzinach okołopołudniowych, najczęściej jest rozpatrywany w badaniach z zakresu bioklimatologii.

4. Łączna liczba dni w miesiącach od kwietnia do września, w których wartość wskaźnika *wet-bulb-globe-temperature* (*WBGT* (°C)) była większa od 23°C – świadczyła o możliwości wystąpienia silnego stresu cieplnego. Wskaźnik *WBGT* jest jednym z najpowszechniej stosowanych na świecie wskaźników oceny uciążliwości warunków gorąca (Błażejczyk, Kunert, 2011). Jest zalecany przede wszystkim w ocenie warunków pracy, medycynie sportowej oraz ocenie ryzyka wystąpienia stresu cieplnego podczas aktywności fizycznej w terenie otwartym.

Formuła wskaźnika (Australijskie Biuro Meteorologiczne, 2013) ujmuje ciśnienie pary wodnej (e) i temperaturę powietrza (t) następująco:

$$WBGT\ (°C) = 0{,}567\ t + 0{,}393\ e + 3{,}94 \quad (3)$$

Możliwość aktywności fizycznej w odniesieniu do wartości wskaźnika *WBGT* (°C) wskazuje następująca skala:

≤ 18,0	nieograniczona
18,1,0–23,0	z ostrożnością – mogą wystąpić objawy stresu cieplnego
23,1–28,0	konieczne zaprzestanie ćwiczeń fizycznych przez osoby niezaaklimatyzowane
28,1–30,0	konieczne zaprzestanie intensywnych ćwiczeń fizycznych
> 30,0	konieczne zaprzestanie wszelkiej aktywności fizycznej

5. Łączna liczba dni w miesiącach od kwietnia do września, w których wartość wskaźnika stresu cieplnego *HSI* (%) przekraczała 30% – świadczyła o wystąpieniu stresu termiczno-wilgotnościowego o co najmniej „silnym" natężeniu. Wskaźnik *HSI* obliczany jest jako stosunek strat ciepła wskutek parowania z powierzchni skóry, niezbędnych do zachowania równowagi cieplnej organizmu (wyznaczonych z równania bilansu cieplnego), do maksymalnych możliwych strat ciepła tą drogą w danych warunkach meteorologicznych. Dokładny opis wskaźnika można znaleźć w literaturze (np. Błażejczyk, Kunert, 2011).

Poszczególnym wartościom *HSI* (%) przyporządkowane są następujące efekty fizjologiczne:

≤ 0	łagodny stres chłodu
0,1–10	brak obciążenia termiczno-wilgotnościowego
10,1–30,0	łagodny lub umiarkowany stres termiczno-wilgotnościowy
30,1–70,0	silny stres termiczno-wilgotnościowy
70,1–90,0	bardzo silny stres termiczno-wilgotnościowy
90,1–100,0	maksymalny tolerowany termiczno-wilgotnościowy
> 100,0	niebezpieczeństwo przegrzania organizmu

Gdy wartości *HSI* wynoszą od 30% do 70%, odczucie parności jest niebezpieczne dla dzieci i osób starszych oraz niezaaklimatyzowanych, przy *HSI* większym od 70% odczucie parności jest uciążliwe dla wszystkich osób, a gdy wartość wskaźnika przekracza 90%, warunki są tolerowane jedynie przez osoby młode, zdrowe i zaaklimatyzowane. Szczególnie niebezpieczne są warunki uniemożliwiające parowanie potu (wartość *HSI* powyżej 100%). Prowadzi to bowiem do zatrzymywania ciepła w organizmie i stwarza zagrożenie wzrostu temperatury wewnętrznej o 1,8°C w ciągu 8 godzin (Parsons, 1993, za: Kozłowską-Szczęsną i in., 2004).

Codzienne wartości wskaźników *WBGT* oraz *HSI* obliczono z użyciem oprogramowania BioKlima ver. 2.6 (Błażejczyk, 2013).

W odniesieniu do każdego wskaźnika skonstruowano serię czasową rocznej liczby dni według przyjętego kryterium. W celu wyeliminowania wahań krót-

kookresowych, serie poddano filtracji dolnoprzepustowym filtrem Gaussa z oknem 9-letnim (Miętus, 1996). W przypadku każdej z serii wyznaczono równanie trendu liniowego, którego istotność badano testem *F*-Snedecora na poziomie ufności $\alpha = 0{,}95$ (Wibig, 1990).

Charakterystyka warunków termiczno-wilgotnościowych

Biorąc pod uwagę wartości ciśnienia pary wodnej z trzech terminów obserwacyjnych, można stwierdzić, że według kryterium Scharlau w analizowanym wieloleciu średnio w roku na Wybrzeżu występowało od 18 dni parnych w Kołobrzegu do 27 w Gdańsku Świbnie (tab. 2). Maksymalne wartości ciśnienia pary wodnej wynosiły od 29,2 hPa w Świnoujściu do 37,2 hPa w Gdańsku Świbnie. Najbardziej „parnymi" miesiącami są lipiec i sierpień, w których łącznie odnotowywano średnio od 15 do 20 dni parnych. Sporadycznie warunki parności mogą pojawić się nawet w kwietniu i październiku. Według powyższego kryterium liczba dni parnych w pasie nadmorskim jest większa w porównaniu z obszarami sąsiednimi (Falarz, 2005).

Według wskaźnika niedosytu fizjologicznego (*Df*) średnio od 61 do 74 dni w roku stanowią dni z odczuciem wilgotności „parno" (tab. 2), w większości występujące w miesiącach letnich. Minimalne wartości *Df* na Wybrzeżu są o kilkanaście hektopaskali niższe od progowej wartości odczucia parności. Dni suche występują niemal przez cały rok, z przewagą okresu zimowego. Średnia roczna liczba takich dni wynosi od 166 w Świnoujściu do 184 w Gdyni. Wartości maksymalne wskaźnika *Df*, wynoszące na całym Wybrzeżu około 60 hPa, świadczą o możliwości wystąpienia warunków sprzyjających zwiększeniu respiracyjnych strat ciepła z organizmu człowieka.

Tab. 2. Średnia roczna liczba dni z warunkami termiczno-wilgotnościowymi według wybranego kryterium, 1951–2012

Tab. 2. Annual mean number of days with thermal and humidity conditions according to various criteria on the Polish coast of the Baltic Sea, 1951–2012

Stacja	Kryterium					
	$e \geq 18{,}8$ hPa	$Df < 45$ hPa	$Df > 53$ hPa	$AT > t$	$WBGT > 23$°C*	$HSI > 30\%$*
Świnoujście	23	61	166	48	24	11
Kołobrzeg	18	74	174	58	19	13
Ustka	19	66	176	39	18	10
Gdynia	20	66	184	41	17	nie liczono
Hel	24	64	177	48	27	18
Gdańsk Świbno	27	67	170	58	25	10

* W okresie od kwietnia do września o godz. 12 UTC.

Najwięcej dni z temperaturą pozorną *AT* większą od temperatury powietrza występuje w Kołobrzegu oraz w Gdańsku Świbnie (tab. 2). Najmniej dni z obciążeniem termiczno-wilgotnościowym odnotowywanych jest w Ustce i Gdyni, co może być spowodowane częstszym, niż na pozostałych stacjach nadmorskich, występowaniem wiatru o większej sile.

Maksymalne wartości wskaźnika *WBGT* w miesiącach od kwietnia do września w omawianym wieloleciu przekraczały na Wybrzeżu 30°C, co świadczy o ryzyku wystąpienia warunków wymagających zaprzestania aktywności fizycznej na wolnym powietrzu nawet przez osoby zaaklimatyzowane. Warunki, podczas których aktywność fizyczna powinna być ograniczona, średnio najczęstsze są w Helu (tab. 2).

O występowaniu ryzyka przegrzania organizmu na Wybrzeżu świadczą maksymalne wartości wskaźnika stresu cieplnego *HSI*, które w rozpatrywanym wieloleciu wahały się od 105% w Ustce do 135% w Świnoujściu. Średnia liczba dni niekorzystnych pod względem termiczno-wilgotnościowym według *HSI* jest największa w Helu (tab. 2). Pas nadmorski charakteryzuje się łagodniejszymi warunkami termiczno-wilgotnościowymi niż pozostałe regiony Polski. Na Pojezierzu Pomorskim częstość występowania co najmniej „silnego" stresu ciepła jest o kilka procent większa niż w pasie nadmorskim (Owczarek, 2012). Udział dni z co najmniej „silnym stresem termiczno-wilgotnościowym" na Wybrzeżu nie przekracza 10% w roku, podczas gdy na południu kraju może przekraczać 40% (Błażejczyk, Kunert, 2011).

Zmienność wieloletnia warunków termiczno-wilgotnościowych

W poszczególnych latach wielolecia liczba dni parnych według kryterium Scharlau wahała się od zaledwie kilku (jak w latach 1962 i 1993) do ponad 50 dni. W przebiegu wieloletnim rocznej liczby dni parnych zauważalny jest systematyczny, statystycznie istotny wzrost o około 2 dni na 10 lat (tab. 3). Największe wartości współczynnika trendu obliczono w odniesieniu do serii z Kołobrzegu i Gdyni (ryc. 1). Ten sam kierunek zmian, o 4,8 dnia na 10 lat, wykazano w odniesieniu do serii rocznej liczby dni parnych o godz. 12 UTC z lat 1976–2005 w Helu (Araźny, Smukała, 2011). Przewidywany wzrost wykazano również w przypadku średniej rocznej wartości ciśnienia pary wodnej w północnej Polsce; wartość ta według analizy przeprowadzonej dla obszaru Polski przez Miętusa i in. (2012) może w latach 2011–2030 zwiększyć się o 0,05 hPa w stosunku do lat 1971–1990.

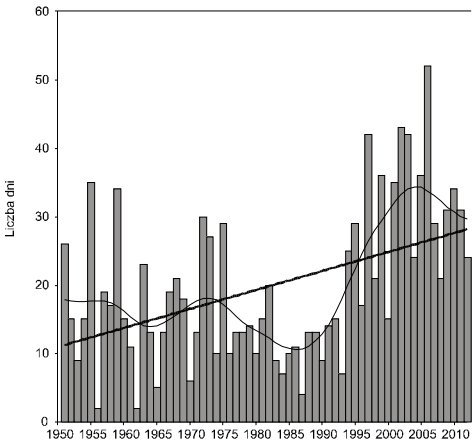
Jednolity charakter zmian na Wybrzeżu wykazano, biorąc pod uwagę wskaźnik *Df*; wykazano statystycznie istotne trendy w odniesieniu do wszystkich serii zarówno liczby dni z odczuciem wilgotności „parno", jak i „sucho" (tab. 3). W przypadku odczucia „parno" liczba dni zwiększa się o 3 do 7 na 10 lat, zdecydowanie największe tempo zmian przypada w Kołobrzegu (ryc. 2). Natomiast

liczba dni z odczuciem „sucho" maleje o 3 do 5 dni na 10 lat. Największe zmiany mają miejsce w Kołobrzegu i Gdyni oraz Świnoujściu i Ustce (ryc. 3). Wyniki te mogą świadczyć o braku zmian liczby dni z warunkami „komfortowymi" według *Df* lub też nawet jej zmniejszaniu się.

Tab. 3. Współczynniki trendu liniowego rocznej liczby dni z warunkami termiczno-wilgotnościowymi (liczba dni·10^{-1} lat) według wybranego kryterium na Wybrzeżu, 1951–2012
Tab. 3. The coefficient of the linear trend of the annual number of days with thermal and humidity conditions according to various criteria on the Polish coast of the Baltic Sea, 1951–2012

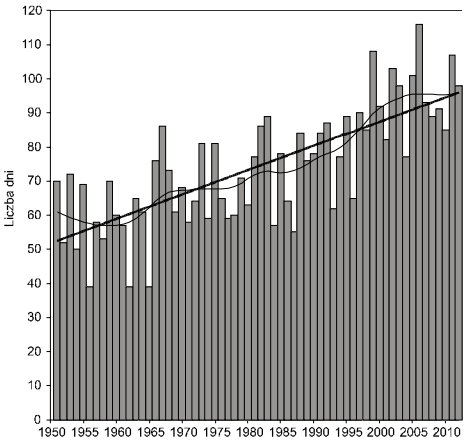
Stacja	Kryterium					
	$e \geq 18{,}8$ hPa	$Df < 45$ hPa	$Df > 53$ hPa	$AT > t$	$WBGT > 23$°C*	$HSI > 30\%$*
Świnoujście	1,7	2,8	–4,7	1,9	2,6	0,6
Kołobrzeg	2,9	7,1	–5,0	5,6	3,2	2,6
Ustka	2,5	2,6	–4,7	–2,1	2,4	–0,1
Gdynia	2,8	3,9	–5,0	0,1	1,6	nie liczono
Hel	2,1	2,7	–3,2	–1,5	1,7	–1,9
Gdańsk Świbno	2,1	3,1	–3,5	–1,0	3,2	0,1

* W okresie od kwietnia do września o godz. 12 UTC.

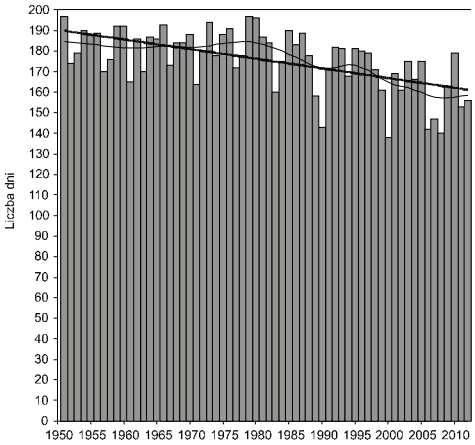


Ryc. 1. Zmienność rocznej liczby dni parnych w Gdyni, 1951–2012, według kryterium Scharlau linie ciągłe – trendy liniowe oraz serie poddane filtracji (ryc. 1–6)

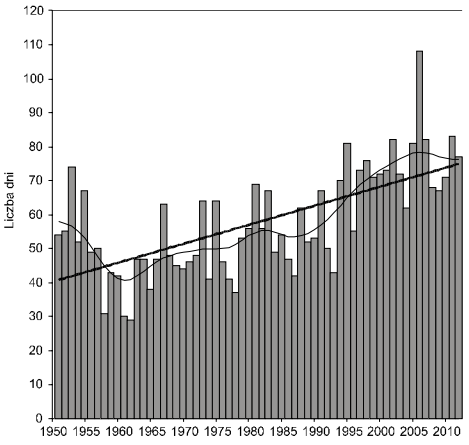
Fig. 1. Long-term variability of the annual number of sultry days (with vapour pressure ≥18.8 hPa) in Gdynia, 1951–2012 lines – linear trends and series filtered by Gaussian filter (fig. 1–6)



Ryc. 2. Zmienność rocznej liczby dni z odczuciem „parno" w Kołobrzegu, 1951–2012, według niedosytu fizjologicznego *(Df)*
Fig. 2. Long-term variability of the annual number of sultry days (with physiological vapour deficit $Df < 45$ hPa) in Kołobrzeg, 1951–2012



Ryc. 3. Zmienność rocznej liczby dni z odczuciem „sucho" w Ustce, 1951–2012, według niedosytu fizjologicznego (*Df*)
Fig. 3. Long-term variability of the annual number of dry days (with physiological vapour deficit *Df* > 53 hPa) in Ustka, 1951–2012

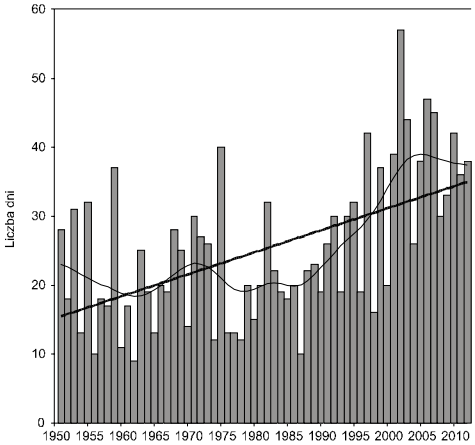


Ryc. 4. Zmienność rocznej liczby dni z obciążeniem termiczno-wilgotnościowym w Kołobrzegu, 1951–2012, według temperatury pozornej (*AT*)
Fig. 4. Long-term variability of the annual number of unfavourable conditions according to the apparent temperature *AT* in Kołobrzeg, 1951–2012

Zmiany liczby dni z uciążliwymi warunkami termiczno-wilgotnościowymi według temperatury pozornej *AT* nie są jednakowe na całym Wybrzeżu (tab. 3). W Świnoujściu i Kołobrzegu (ryc. 4) liczba tych dni zwiększa się, w Ustce, Helu i Gdańsku Świbnie tendencja jest malejąca, natomiast w Gdyni nie wykazano zmian. Statystycznie istotny trend wykazano tylko w Kołobrzegu (o 6 dni na 10 lat) i Ustce (o 2 dni na 10 lat).

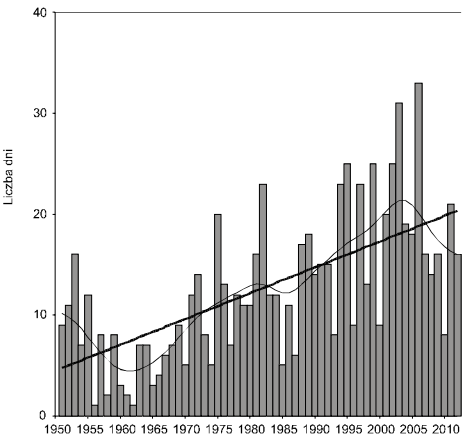
Według wskaźnika *WBGT* liczba dni, podczas których może wystąpić konieczność ograniczenia aktywności fizycznej na Wybrzeżu, w okresie od kwietnia do września systematycznie wzrasta o około 2–3 dni na 10 lat. Wszystkie wykazane trendy są istotne statystycznie, najszybsze tempo zmian wykazano w przypadku Kołobrzegu i Gdańska (ryc. 5).

Według wskaźnika stresu cieplnego *HSI* kierunek i tempo zmian warunków termiczno-wilgotnościowych na Wybrzeżu są zróżnicowane. Liczba dni, podczas których może wystąpić stres termiczno-wilgotnościowy w stopniu co najmniej „silnym", ulega statystycznie istotnym zmianom tylko w Kołobrzegu, gdzie wzrasta o 3 dni na 10 lat (ryc. 6), oraz w Helu, gdzie maleje o 2 dni na 10 lat. Na pozostałych stacjach współczynniki trendu nie przekraczają 1 dnia na 10 lat.



Ryc. 5. Zmienność liczby dni w okresie od kwietnia do września z przeciwwskazaniem do wysiłku fizycznego w Gdańsku Świbnie, 1951–2012, według wskaźnika *WBGT* o godz. 12 UTC

Fig. 5. Long-term variability of the number of days at 12 UTC during the period IV–X with negative recommendations for outdoor activity (*WBGT* > 23°C) in Gdańsk Świbno, 1951–2012



Ryc. 6. Zmienność liczby dni w okresie od kwietnia do września z co najmniej „silnym" stresem termiczno-wilgotnościowym w Kołobrzegu, 1951–2012, według wskaźnika stresu cieplnego *HSI* o godz. 12 UTC

Fig. 6. Long-term variability of the number of days with „heat stress" (*HSI* > 30%) at 12 UTC during the period IV–X in Kołobrzeg, 1951–2012

Wnioski

Najmniej korzystne warunki termiczno-wilgotnościowe pod względem występowania stanów parności zaznaczyły się w analizowanym wieloleciu w Kołobrzegu, Helu i w Gdańsku Świbnie, natomiast w Gdyni występowało najwięcej dni „suchych" według wskaźnika *Df*.

Wykazano wieloletnie zmiany niekorzystnych warunków termiczno-wilgotnościowych na polskim wybrzeżu. W przypadku większości rozpatrywanych parametrów i większości stacji, kierunek zmian świadczy o pogorszeniu się tych warunków w omawianym wieloleciu. Nasilanie się odczucia parności może pogarszać samopoczucie i zwiększać ryzyko przegrzania organizmu mieszkańców Wybrzeża oraz turystów, szczególnie dzieci i osób starszych. W przyszłości może dojść do konieczności częstszego ograniczania różnych form aktywności fizycznej na wolnym powietrzu (rekreacyjnych, a nawet treningu sportowego). Największe zmiany wystąpiły w Kołobrzegu i Gdańsku.

Jako korzystne można ocenić zmiany warunków termiczno-wilgotnościowych według wskaźnika *HSI* w Helu, które świadczą o ich systematycznym łagodzeniu. Pogarszanie się tych warunków dotyczy natomiast Kołobrzegu.

Wykazane różnice zmian warunków termiczno-wilgotnościowych mogą wynikać z zastosowania różnych wskaźników, które były wyznaczane na podstawie wartości różnych elementów meteorologicznych; mogą również wynikać z uwarunkowań lokalnych położenia poszczególnych stacji.

Wyniki pracy stanowią informację o zmianach warunków klimatycznych i bioklimatycznych na polskim wybrzeżu. Mogą znaleźć zastosowanie w planowaniu turystyki, lecznictwa uzdrowiskowego, czy też bezpiecznego uprawiania sportu na wolnym powietrzu.

Literatura

Araźny A., Smukała K., 2011, *Ocena bodźcowości warunków termiczno-wilgotnościowych w Polsce w przekroju południkowym w okresie 1976–2005*, Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska, B, 66, 2, 77–90.

Australijskie Biuro Meteorologiczne, www.bom.gov.au/info/thermal_stress (07. 2013).

Błażejczyk K., *BioKlima2.6, program*, www.igipz.pan.pl/Bioklima-zgik.html (07.2013).

Błażejczyk K., Kunert A., 2011, *Bioklimatyczne uwarunkowania rekreacji i turystyki w Polsce*, IGiPZ PAN, Warszawa, 13, 366 s.

Falarz M., 2005, *Dni z pogodą parną na obszarze Polski*, Prz. Geogr., 77, 3, 311–323.

Kozłowska-Szczęsna T., Krawczyk B., Kuchcik M., 2004, *Wpływ środowiska atmosferycznego na zdrowie i samopoczucie człowieka*, IGiPZ PAN, Warszawa, 194 s.

Krawczyk B., 1993, *Typologia i ocena bioklimatu Polski na podstawie bilansu cieplnego ciała człowieka*, IGiPZ PAN, Pr. Geogr., 160, 102 s.

Miętus M., 1996, *Zmienność temperatury i opadów w rejonie polskiego wybrzeża Morza Bałtyckiego i jej spodziewany przebieg do roku 2030*, IMGW, Meteorologia, 26, 70 s.

Miętus M., Biernacik D., Czernecki B., Filipiak J., Marosz M., Owczarek M., Pilarski M., Wójcik R., 2012, *Statystyczno-empiryczne projekcje wybranych elementów klimatu Polski na lata 2011–2030*, [w:] J. Wibig, E. Jakusik (red.), *Wpływ zmian klimatu na gospodarkę, środowisko i społeczeństwo*, t. 1, *Warunki klimatyczne i oceanograficzne w Polsce i na Bałtyku południowym. Spodziewane zmiany i wytyczne do opracowania strategii adaptacyjnych w gospodarce krajowej*, IMGW, Warszawa, 34–92.

Owczarek M., 2012, *Warunki bioklimatyczne na Wybrzeżu i Pomorzu w drugiej połowie XX wieku*, IMGW, Meteorologia, 44, 163 s.

Wibig J., 1990, *Metody analizy szeregów czasowych*, [w:] K. Kożuchowski (red.), *Materiały do poznania historii klimatu w okresie obserwacji instrumentalnych*, UŁ, Łódź, 98–202.

The variability of thermal and humidity conditions on the Polish coast of the Baltic Sea (1951–2012)

Abstract: The analysis was carried out on the basis of a few years' series of from 06, 12 and 18 UTC observatory data (1951–2012) from six Polish meteorological seaside stations of various locations: Świnoujście, Kołobrzeg, Ustka, Hel, Gdynia and Gdańsk Świbno. For each year the number of the sultry days, according to the vapour pressure value above 18,8 hPa and physiological vapour deficit *Df* criteria and according to the apparent temperature *AT* have been determined. The number of days with unfavorable conditions under the wet-bulb-globe-temperature (*WBGT*) and heat stress index (*HSI*) at 12 UTC during the period IV to X have been also calculated. On the coast the unfavorable conditions appear on average from over dozen to 70 times throughout the year, depending on the used criterion. The coefficients of the linear trend have been tested with a *F*-Snedecor test for all series. The series have been also smoothed by a 9-year-window low-pass Gaussian filter. Most of the analyzed series are characterised by a statistically significant trend. Direction of changes indicates deterioration of thermal and humidity conditions on the Polish coast. The strongest trend shows the series from the station in Kołobrzeg, where

the number of days with unfavourable conditions depending on various criterion, is decreasing by from 3 to 7 throughout the period of 10 years. a positive change has been noticed in Hel, where the number of days with conditions classified as "the heat stress" is decreasing by 2 days in the period of 10 years.

Key words: air humidity, biometeorological indices, bioclimate, the Baltic coast.

Słowo – jest czynu testamentem
C.K. Norwid

Obieg wody w górach wysokich oraz na obszarze młodoglacjalnym – krótkie studium porównawcze[1]

Joanna Pociask-Karteczka

Uniwersytet Jagielloński, Zakład Hydrologii, ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków
joanna.pociask-karteczka@uj.edu.pl

Zarys treści: Środowisko przyrodnicze, a zwłaszcza rzeźba gór wysokich oraz obszarów pojeziernych, nosi bardzo silne piętno związane z procesami lodowcowymi. W pierwszym przypadku dotyczą one zlodowacenia górskiego, w drugim zaś – kontynentalnego. Oba obszary można zatem uznać za „młodoglacjalne". Analiza porównawcza obiegu wody na tych obszarach wykazuje jednak istnienie wielu różnic. Obieg wody na obszarze wysokogórskim cechuje się asymetrycznością odpływu, spowodowaną ekranizującą rolą masywu górskiego w odniesieniu do opadów oraz piętrowością hydrologiczną, będącą następstwem piętrowości klimatycznej i rzeźby. Zaznacza się bardzo duży udział okresowej sieci rzecznej w całkowitej długości cieków. Woda ze zlewni jest odprowadzana szybko, współczynnik odpływu jest znaczny. Większość wody odpływa w półroczu letnim. Na obszarze młodoglacjalnym występuje zróżnicowanie poziome o kierunku N–S, nawiązujące do układu rzeźby – z obszaru wysoczyzn następuje spływ wody rynnami glacjalnymi na północ, przy czym istotną rolę w krążeniu wody odgrywają obszary bezodpływowe, przyczyniające się do mozaikowej struktury hydrograficznej dorzeczy. Gęstość sieci rzecznej okresowej nie jest tak duża, jak na obszarze wysokogórskim. Rzeki cechują się reżimem prostym wyrównanym, z maksimum roztopowo-opadowym. W dynamice odpływu zaznacza się bardzo wyraźnie wyrównujący wpływ jezior, przejawiający się także małą zmiennością przepływów dobowych.

Słowa kluczowe: hydrologia, obszar młodoglacjalny, Tatry, Pojezierze Kaszubskie.

W obiegu wody odzwierciedla się większość cech środowiska geograficznego, od budowy geologicznej, przez klimat i rzeźbę, do przyrody ożywionej, a także działalność człowieka. Wszystkie one bowiem wpływają bezpośrednio lub pośrednio na strukturę bilansu wodnego, wielkość jego poszczególnych elementów oraz na dynamikę obiegu wody, zarówno w ujęciu sezonowym, jak i wielo-

[1] Podziękowania dla prof. Adama Kotarby za dyskusję i krytyczne uwagi.

letnim. Zależności te są szczególnie wyraźne na obszarach wysokogórskich (Hess, 1965). Większość badaczy wskazuje na następujące cechy wyróżniające góry wysokie (Kotarba, 2007; Kotarba, Migoń, 2010; Kozłowska, Rączkowska, 2009):

– genezę glacjalną i kształtowanie przez procesy peryglacjalne;
– piętrowość klimatyczną, do której nawiązuje zróżnicowanie roślinności;
– specyficzną fizjonomię, wyrażającą się w mozaikowo-pasmowej strukturze krajobrazu, z obecnością ścian skalnych, ostrych grani, gruzowych pokryw na stokach;
– transformację w wyniku dynamicznych procesów geomorfologicznych w obrębie systemów transferu zwietrzelin.

Warto podkreślić nawiązanie do glacjalnej genezy krajobrazu wysokogórskiego (Pociask-Karteczka, 2010). Zarówno bowiem góry fałdowe, zrębowe, jak i wulkaniczne mogą zyskać miano gór wysokich, pod warunkiem oddziaływania procesów glacjalnych (Troll, 1973). Rzeźbotwórcze działanie lodowców jest w stanie nadać górom niskim i średnim, a nawet wyżynom, charakter wysokogórski, kształtowany potem w dużej mierze przez procesy związane z działalnością wód płynących (Klimaszewski, 1988; Kotarba, Długosz, 2010; Krzemień, 1991).

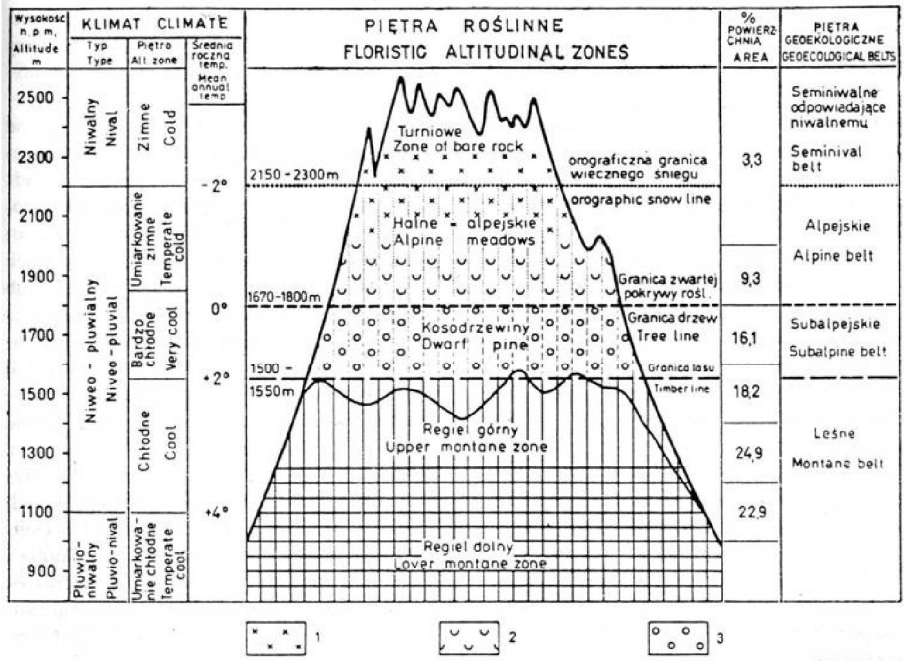
Równie silne „piętno glacjalne" widoczne jest w przypadku obszarów objętych w przeszłości lądolodem. Procesy przebiegające pod lądolodem, jak również na jego przedpolu, związane z działalnością erozyjną i akumulacyjną lodu i wód glacjalnych, były głównymi czynnikami rzeźbotwórczymi na obszarach pojeziernych (Klimaszewski, 1978). Te, które były objęte zlodowaceniem skandynawskim, określane są jako młodoglacjane (Drwal, 1982). Tereny te cechują się spokojnym rytmem rzeźby, znaczną jeziornością i stosunkowo dobrą przepuszczalnością podłoża.

Celem niniejszego opracowania jest uwypuklenie tych cech obiegu wody w górach wysokich, które świadczą o jego specyfice, oraz ukazanie ich na tle obiegu wody na obszarach młodoglacjalnych. Góry wysokie reprezentowane są przez Tatry, obszar młodoglacjalny zaś przez Pojezierze Kaszubskie.

Opad – „wejście" do systemu zlewni postglacjalnych

Obieg wody w zlewni jest bardzo ściśle związany z opadami atmosferycznymi i temperaturą powietrza. Decydują one o ilości wody krążącej w środowisku oraz intensywności tajania pokrywy śnieżnej, a także wielkości parowania. Na obszarach górskich, w tym również w Tatrach, układ poszczególnych elementów meteorologicznych cechuje się piętrowością. Do pięter klimatycznych nawiązują inne elementy środowiska przyrodniczego (ryc. 1).

Opady na terenie Tatr należą do największych w Polsce i w najwyższych partiach gór osiągają około 2 tys. mm, choć trzeba mieć na uwadze, że standardowe pomiary meteorologiczne nie uwzględniają opadów poziomych, które –



Ryc. 1. Piętrowe zróżnicowanie geoekologiczne północnych skłonów Tatr (Kotarba, 1996)
1 – zasięg występowania czynnych gleb strukturalnych, 2 – zasięg występowania czynnej soliflukcji, 3 – zasięg występowania tufurów
Fig. 1. Geoecological belts on the northern slopes of the Tatra Mts. (Kotarba, 1996)
1 – belt of structural soils, 2 – belt of active solifluction, 3 – belt of thufurs

według M. Orlicza – na Łomnicy (2634 m n.p.m.) wynoszą 67% sumy rocznej opadów mierzonych. Sadź pojawia się zazwyczaj na wysokości chmur niskich w dniach z temperaturą ujemną (ryc. 2). Średnio w ciągu roku na Kasprowym Wierchu stwierdza się około 160 dni z sadzią, podczas których osadza się jej około 260 kg·m^{-2} (u podnóża Tatr jest tylko kilka takich dni). Powyżej 1700 m n.p.m. występuje inwersja opadów. Suma opadów letnich jest przeważnie dwa razy wyższa od zimowych (Żmudzka, 2013). Tylko 12% sumy opadów ulega wyparowaniu, pozostała część zasila potoki, jeziora i zbiorniki wód podziemnych (Łajczak, 1996).

Średnie roczne sumy opadów na północnych stokach Tatr są większe o około 200 mm (14%) niż na stokach południowych. Latem stoki północne otrzymują średnio około 600 mm opadu, a stoki południowe tylko 450 mm. Różnice występują także w pokrywie śnieżnej, np. w marcu jej średnia grubość w przedziale wysokości 1700–2000 m n.p.m. na stokach północnych jest większa nawet o ponad 0,5 m niż na stokach południowych (Łajczak, 2005). Asymetria opadów wynika z ekranizującej roli bariery orograficznej, jaką stanowi główny grzbiet Tatr w warunkach najczęstszego północno-zachodniego napływu wilgotnych mas powietrza.

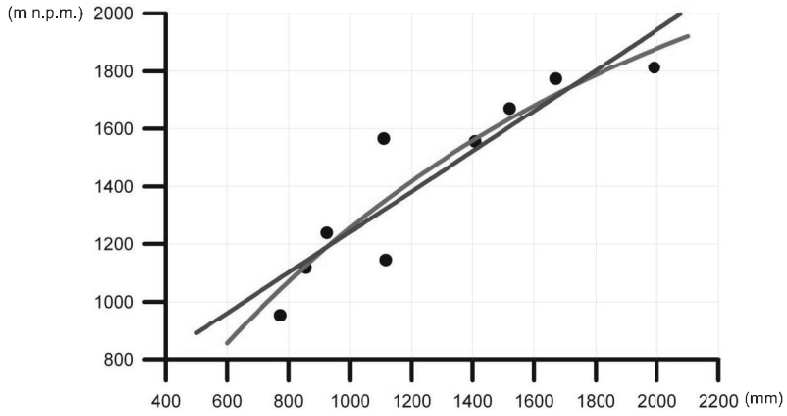


Ryc. 2. Sadź – pojawia się podczas ujemnych temperatur powietrza (fot. J. Pociask-Karteczka)
Fig. 2. Depositing rime – occurs during freezing air temperatures (photo J. Pociask-Karteczka)

Gradient opadowy w Tatrach jest zróżnicowany – do wysokości 1400 m n.p.m. jest on wyższy niż powyżej 1650 m n.p.m. (ryc. 3). Przyrost opadów wraz z wysokością można odwzorować funkcją nieliniową $P = 2496\ (1 – \exp\ (–H/1429))$, gdzie P oznacza opad (mm), H – wysokość bezwzględną (m n.p.m.) ($R^2 = 0{,}88$). Według funkcji liniowej ($P = 0{,}70\ H + 540$, $R^2 = 0{,}82$) wzrost opadów na 100 m wysokości wynosi średnio 70 mm (Pociask-Karteczka i in., 2010).

Tatry odznaczają się obfitością opadów (stosunek sumy opadów do liczby dni z opadem). Jest ona największa w lipcu, najmniejsza zaś zimą. Prawdopodobieństwo wystąpienia dnia z opadami bardzo silnymi (suma dobowa ≥ 30 mm) jest bardzo wysokie i wynosi prawie 25%. Zdarza się (zwykle w lipcu), że podczas kilku dni spada ponad 300 mm opadu (np. od 29 czerwca do 2 lipca 1973 – 302,6 mm), tj. tyle, ile wynosi połowa sumy rocznych opadów na Pojezierzu Kaszubskim.

Suma opadów rocznych na Pojezierzu Kaszubskim jest nie tylko znacznie mniejsza (600–700 mm), ale i nie wykazuje tak znacznego zróżnicowania przestrzennego jak w Tatrach (Stachý, 1987). Udział opadów ciekłych jest tutaj znacznie większy niż w górach wysokich.



Ryc. 3. Suma roczna opadu na tle wysokości bezwzględnej w Tatrach (Pociask-Karteczka i in., 2010)
Fig. 3. Annual precipitation and altitude a.s.l. in the Tatra Mts. (Pociask-Karteczka et al., 2010)

Struktura zlewni – znaczenie obszarów chłonnych

Zlewnie tatrzańskie w obrębie Polski mają przebieg południkowy i wydłużony. Biegną od głównej grani Tatr na północ. Ich najwyższe partie zbudowane są ze skał krystalicznych, występujących także w formie czapek tektonicznych. Obecność ścian skalnych, duże spadki zboczy oraz bardzo mała przepuszczalność skał sprzyjają występowaniu intensywnego spływu powierzchniowego i śródpokrywowego, formującego się zwykle po opadach lub w czasie roztopów (ryc. 4).

Część krystaliczna Tatr cechuje się dużą gęstością wypływów, głównie źródeł i wycieków, przy czym przeważają źródła mało wydajne (do 0,5 $l \cdot s^{-1}$; Pociask-Karteczka, Żelazny, 2006). Wskaźnik krenologiczny wynosi około 11 źródeł$\cdot km^{-2}$, przy średniej dla Tatr 7,5 źródła$\cdot km^{-2}$ (Wit-Jóźwik, 1974).

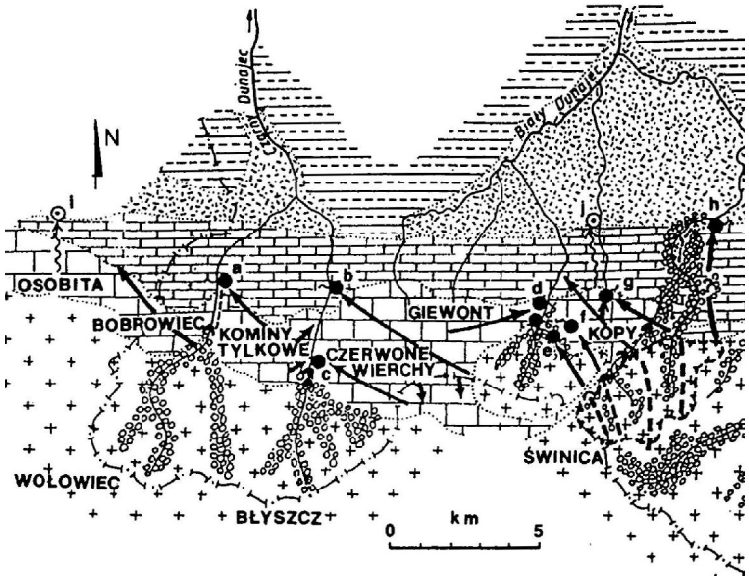
Części niższe zlewni – środkowe i dolne, zbudowane są ze skał osadowych, głównie węglanowych, tj. wapieni i dolomitów, obfitujących w formy krasu podziemnego i powierzchniowego. System korytarzy krasowych jest bardzo rozbudowany, rozpoznane kierunki przepływów podziemnych świadczą o ucieczce wód i zasilaniu sąsiednich zlewni (Barczyk, 2008). Wody z masywu krystalicznego wnikają do systemu krasowego m.in. poprzez leje krasowe i ponory, które w wielu przypadkach przykryte są pokrywami moren krystalicznych i wypływają zwykle w formie wywierzysk (ryc. 5 i 6).

Wydajność wywierzysk jest bardzo zmienna, największe wartości osiąga wczasie roztopów lub po opadach. Topograficzny dział wodny zlewni wywierzysk nie pokrywa się z działem wodnym podziemnym, toteż zlewnie te odznaczają się ujemnym bilansem wodnym. Odpływ przekracza kilkakrotnie wielkość zasilania opadowego w obrębie zlewni.

Dużo więcej wód niż w części krystalicznej występuje w obrębie utworów węglanowych krasu wierchowego i reglowego. Gęstość źródeł jest tutaj niska



Ryc. 4. Spływ powierzchniowy w Tatrach Wysokich (fot. J. Pociask-Karteczka)
Fig. 4. Surface flow in the High Tatra Mts. (photo J. Pociask-Karteczka)



Ryc. 5. Przepływ podziemny wód (czarne strzałki) w obrębie masywu tatrzańskiego (Łajczak, 1996)
Fig. 5. Directions of grounwater flow in the Tatry massif (Łajczak, 1996)

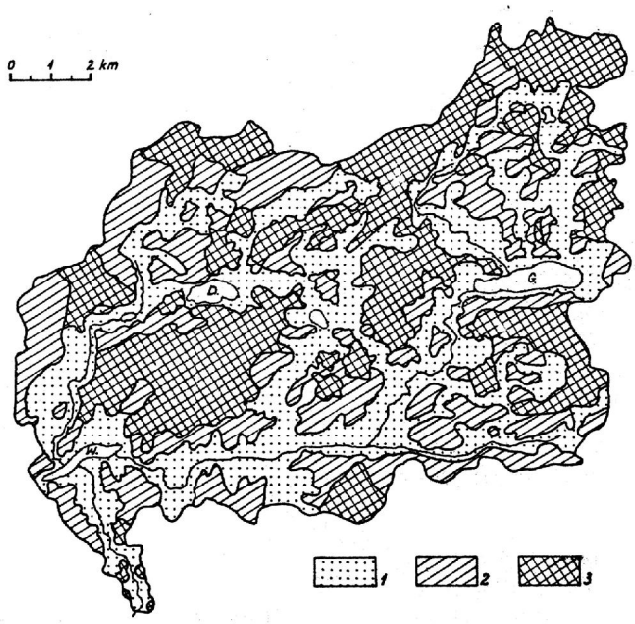


Ryc. 6. Ponor w Dolinie Gąsienicowej (fot. J. Pociask-Karteczka)
Fig. 6. The sink hole in the Gąsienica Valley (photo J. Pociask-Karteczka)

(2,8 źródła·km^{-2}), lecz mają one dużą wydajność, zwłaszcza wywierzyska (Wit-Jóźwik, 1974).

Wody Tatr pełnią bardzo ważną rolę w skali regionalnej, bowiem wsiąkając w głąb przedostają się pod utwory fliszu podhalańskiego i już w odległości 800–1000 m od północnego brzegu Tatr stają się wodami termalnymi. Tatry stanowią obszar zasilania głębokich wód w niecce podhalańskiej, będącej jednym z najważniejszych w Polsce zbiorników geotermalnych, charakteryzującym się wysokimi temperaturami i dobrą odnawialnością (Chowaniec, 2013, Małecka i in., 2007).

Kaszubski system hydrograficzny jest wyraźne dwudzielny; jego oś hydrograficzna biegnie wzdłuż linii moren czołowych maksymalnego stadium pomorskiego i dzieli obszar na część północną morenową i część południową sandrową. Współczesne rzeki i jeziora wykorzystują rynny subglacjalne oraz zagłębienia po wytopieniu martwego lodu. Liczne są zagłębienia, nierówności i wzgórza, będące wynikiem nierównomiernej akumulacji lądolodu. Podstawowymi elementami systemu odwodnienia powierzchniowego na Pojezierzu Kaszubskim są cieki, a na terenach bezodpływowych – zagłębienia bezodpływowe (chłonne i ewapotranspiracyjne). Ich udział jest bardzo znaczny; w niektórych zlewniach osiąga 45% powierzchni (ryc. 7; Drwal, 1982).



Ryc. 7. Rozmieszczenie zlewni elementarnych, w tym obszarów bezodpływowych, w zlewni Wierzycy (Drwal, 1982)
1 – okresowa zlewnia pośrednia, 2 – obszar bezodpływowy chłonny, 3 – obszar bezodpływowy ewapotranspiracyjny
Fig. 7. The elementary hydrographic units in the Wierzyca catchment (Drwal, 1982)
1 – direct periodic catchment, 2 – absorbent endoreic area, 3 – evapotranspiration endoreic area

Dużą rolę w uzupełnianiu zapasów wód podziemnych odgrywają zagłębienia bezodpływowe chłonne. Dzieje się tak m.in. dzięki dobrym warunkom infiltracji. Choć są one zróżnicowane (od 27 do 206 mm·rok^{-1}), to jednak przeważają obszary o wskaźniku powyżej 100 mm·rok^{-1}. Naturalne wypływy wody podziemnej na Pojezierzu Kaszubskim występują w postaci pojedynczych wysięków i źródeł lub linii wysięków i źródeł, tworzących się zwykle na wiosnę oraz po intensywnych deszczach (Drwal, 1982).

Sieć rzeczna

Sieć rzeczna jest „czytelnym efektem na powierzchni Ziemi procesów zachodzących w czasie i przestrzeni geograficznej" (Bogdanowicz, 2004; Drwal, 1982). Dynamika zjawisk meteorologicznych i zróżnicowane warunki infiltracji wód powodują zmienność długości sieci rzecznej, co przejawia się w występowaniu sieci rzecznej stałej, okresowej i epizodycznej (ryc. 8). Spadki koryt potoków tatrzańskich należą do największych w Polsce, dochodzą do 400‰ (Wit-Jóźwik, 1974). W takich warunkach woda opadowa szybko formuje fale wezbraniowe. Najbardziej wyrównany profil mają potoki płynące w dolinach walnych.

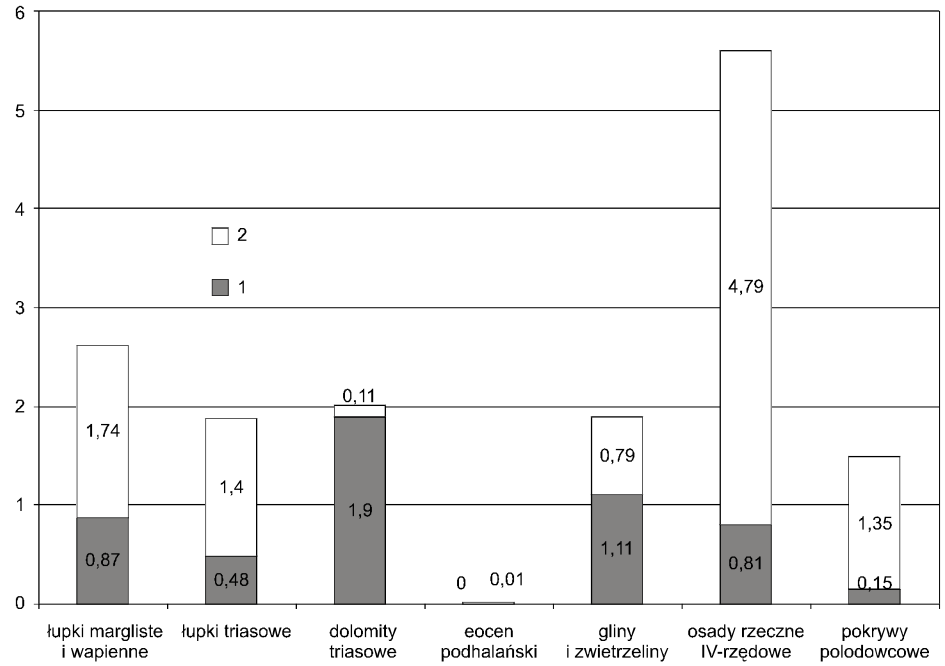


Ryc. 8. Zimą funkcjonują tylko cieki stałe (fot. J. Pociask-Karteczka)
Fig. 8. In winter flow permanent streams (photo J. Pociask-Karteczka)

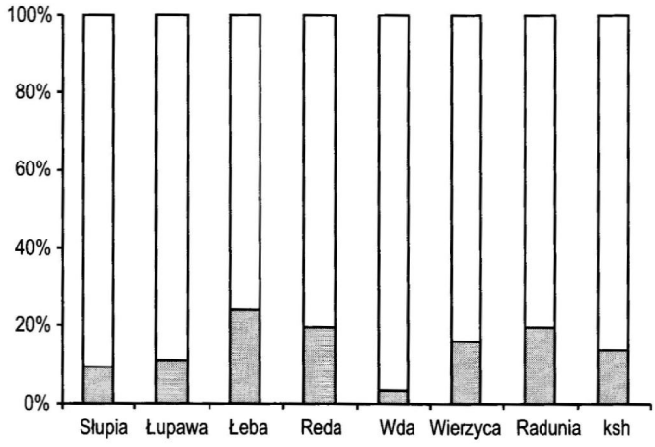
Długość stałej sieci rzecznej w Tatrach wynosi 175 km, okresowej zaś – 147 km. Łącznie, gęstość sieci rzecznej stałej i okresowej wynosi 1,7 km·km^{-2} (Wit-Jóźwik, Ziemońska, 1960). Najwięcej potoków występuje w Tatrach krystalicznych, natomiast najmniej – na obszarze zbudowanym z utworów węglanowych. Szczególnie duży udział sieci okresowej cechuje obszary zbudowane z dolomitów (ryc. 9; Wójcik, 2012).

W przypadku Pojezierza Kaszubskiego udział sieci rzecznej okresowej jest znacznie mniejszy (ryc. 10). Cieki okresowe występują głównie powyżej 180 m n.p.m. (Fac-Beneda, 2011).

Hierarchiczne ujęcie sieci rzecznej pozwala na analizę obiegu wody w powiązaniu ze środowiskiem geograficznym. Na przykład w zlewni Łeby po Miłoszewo cieki rzędów od IV do VI płyną w dolinach, wykorzystując dna rynien glacjalnych, cieki III rzędu wykształciły się w poziomie wysoczyznowym, a cieki rzędów I–III obejmują zbocza łączące te dwa poziomy (Drwal, 1982).



Ryc. 9. Gęstość sieci rzecznej w zlewni Potoku Olczyskiego na tle budowy geologicznej (Wójcik, 2012)
1 – sieć rzeczna okresowa, 2 – sieć rzeczna stała
Fig. 9. River network density and the geology in the Olczyski Stream catchment (Wójcik, 2012)
1 – seasonal river network, 2 – permanent river network

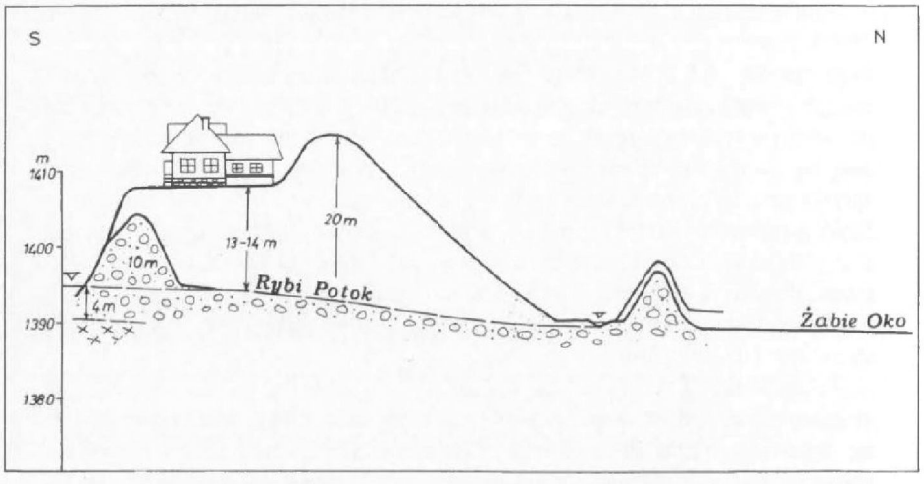


Ryc. 10. Udział długości cieków okresowych (szara powierzchnia) w ogólnej długości cieków na Pojezierzu Kaszubskim (Fac-Beneda, 2011)
Fig. 10. Share of length of periodic river network in the Kashubian Lakeland (Fac-Beneda, 2011)

Jeziora

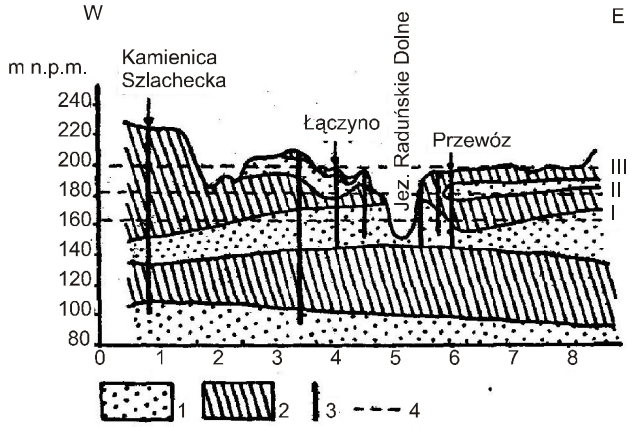
Choć wizualnie wody jeziorne sprawiają w Tatrach wrażenie dominujących, jednak ich ilość znacznie ustępuje wodom odpływającym w korytach cieków w ciągu roku. Całkowita ilość wody zretencjonowanej w misach jeziornych stanowi ekwiwalent zaledwie 7,1% rocznego odpływu z Tatr, jednak retencja jeziorna jest najważniejszą – po odpływie rzecznym – składową powierzchniowych zasobów wodnych w Tatrach (Czochański, Borowiak, 2000). Pojemność wszystkich jezior w Tatrach wynosi około 53 mln m^3, z tego 42 mln m^3 na stokach północnych i 11 mln m^3 na stokach południowych, co odpowiada, odpowiednio, 107 i 28 mm. W odniesieniu do północnych stoków masywu objętość wód jeziornych stanowi 10,4% rocznego odpływu z tego obszaru, natomiast w odniesieniu do stoków południowych – 3,2%. Zaledwie trzy jeziora – Wielki Staw Polski, Morskie Oko i Czarny Staw pod Rysami, skupiają 77% sumarycznej pojemności jezior tatrzańskich po polskiej stronie (Łajczak, 1996, 2005).

Największe jeziora tatrzańskie reprezentują typ jezior karowych (cyrkowych) i karowo-morenowych (Choiński, 2000). Ponadto występują także jeziora międzymutonowe, morenowe, egzaracyjno-wytopiskowe, wytopiskowe i krasowe (nielicznie). Misy największych jezior wyerodowane są w skałach granitoidowych (Klimaszewski, 1988). Niektóre rygle skalne pokryte są całkowicie lub częściowo materiałem morenowym (ryc. 11).



Ryc. 11. Przekrój morfologiczny przez wał moreny recesyjnej, zamykającej Morskie Oko, z nałożonym profilem podłużnym Rybiego Potoku od jeziora po zagłębienie wytopiskowe Żabiego Oka; zaznaczono położenie granitowego cokołu w stosunku do tafli Morskiego Oka (Baumgart-Kotarba i in., 1996)

Fig. 11. Morphological profile across recessional moraine ridge in front of the Morskie Oko Lake to dead-ice depression of the Żabie Oko Lake; location of granite basement is shown below the lake level (Baumgart-Kotarba et al., 1996)

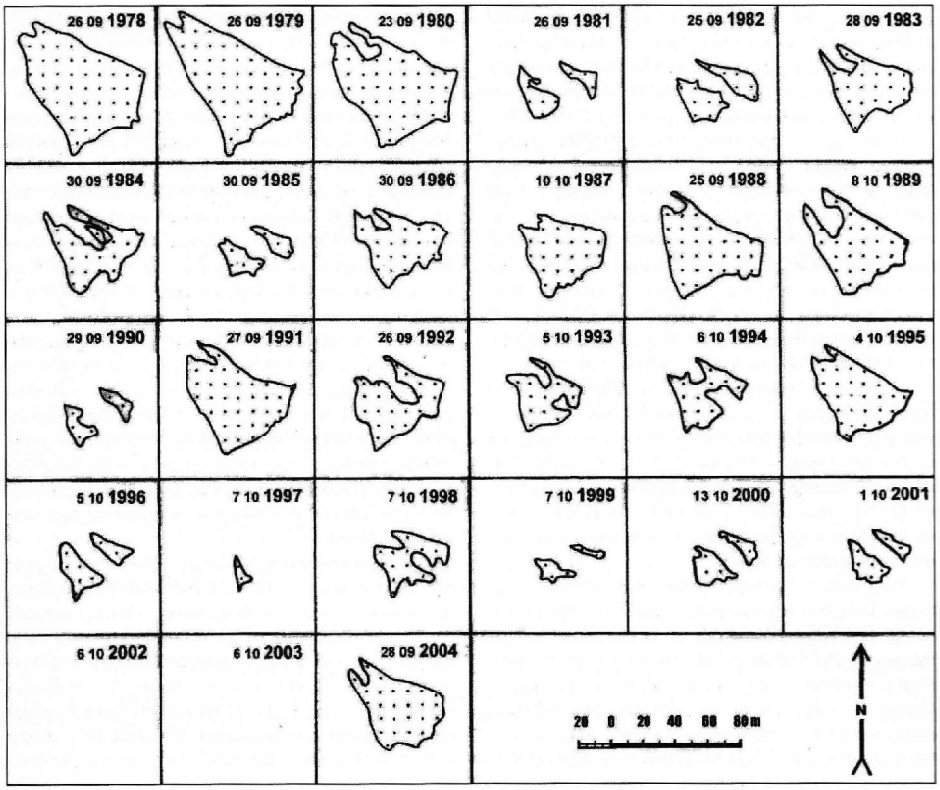


Ryc. 12. Przekrój geologiczny przez rynny jezior Raduńskiego Dolnego i Glinno (Drwal, 1982)
1 – utwory podatne na infiltrację, 2 – utwory niepodatne na infiltrację, 3 – otwory wiertnicze, 4 – poziomy morfologiczne
Fig. 12. Cross-section of the Lower Raduńskie Lake and the Glinno Lake (Drwal, 1982)
1 – deposits with high permeability, 2 – deposits with very low high permeability, 3 – boreholes, 4 – geomorphological levels

Jeziora są jednym z najbardziej charakterystycznych elementów krajobrazu pojezierne go (Cieśliński, 2011). Są to głównie jeziora rynnowe lub wytopiskowe. Limniczność w większości zlewni Pojezierza Kaszubskiego przekracza 5%, a w niektórych wypadkach osiąga nawet 13,5% (Fac-Beneda, 2011). Misy jeziorne wypreparowane są w bardzo zróżnicowanych pod względm litologicznym utworach: glinach zwałowych, piaskach, żwirach, kredzie jeziornej, torfach; niejednokrotnie nacinają kilka poziomów wodonośnych (ryc. 12).

Kriosfera

Pokrywa śnieżna w Tatrach występuje od 5 miesięcy w dolnych partiach gór do 8 miesięcy w partiach szczytowych. Mimo sprzyjających warunków klimatycznych w najwyższych partiach Tatr (niskie temperatury, duże opady śniegu), współcześnie nie doszło do wykształcenia zlodowacenia górskiego, co jest spowodowane brakiem dogodnych warunków morfologicznych. Ostre granie, duże nachylenia zboczy i strome ściany skalne nie sprzyjają gromadzeniu się śniegu. I choć klimatyczna linia śnieżna w Tatrach leży na wysokości 2200 m n.p.m., to dużo niżej, w zacienionych żlebach i zawieszonych dolinach o północnej ekspozycji, istnieją dogodne warunki do zalegania przez cały rok śniegu, który z czasem ulega metamorfozie w firn, lód firnowy, a nawet w niektórych przypadkach w lód. Płaty śnieżne i śnieżno-firnowe oraz firnowo-lodowe pełnią w obiegu wody ważną rolę w okresie lata i jesieni. Wody z topnienia płatów stanowią źródło zasilania potoków, które choć często giną w pokrywach, ponownie wypływają poniżej na powierzchnię. Ich reżim wykazuje podobień-

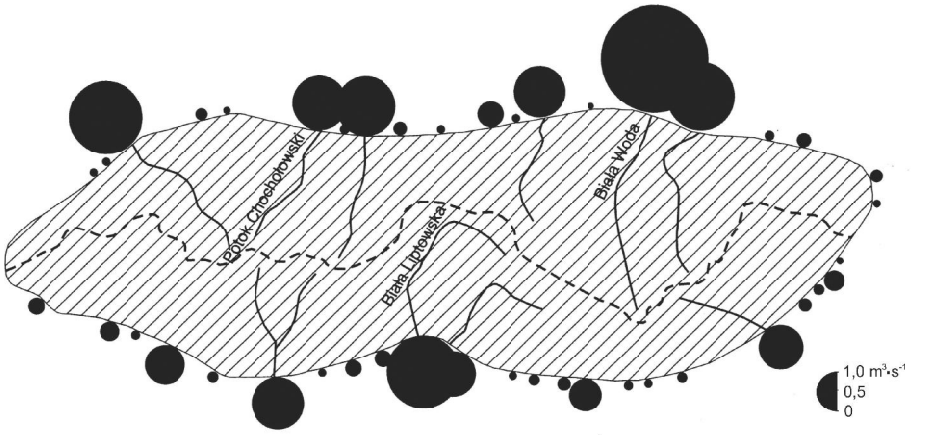


Ryc. 13. Płat firnowo-lodowy pod Bulą pod Rysami w latach 1978–2004 (Ciupak i in., 2005)
Fig. 13. The firn-and-ice patch by the Bula pod Rysami in 1978–2004 (Ciupak et al., 2005)

stwo do reżimu proglacjalnego. Większość z nich co kilka lub kilkadziesiąt lat ulega całkowitemu wytopieniu (ryc. 13; Adamowski, Wiśliński, 2010; Gądek, 2008, 2011; Wiśliński, 2002).

Wielkość i dynamika odpływu

Odpływ jednostkowy w Tatrach osiąga 50 $l \cdot km^{-2}$, co jest najwyższą wartością na obszarze Polski (Stachý, 1987). Wskaźnik odpływu na północnym skłonie Tatr wynosi 1420 mm, na południowym zaś 1160 mm, odzwierciedlając ekranizującą rolę Tatr dla wilgotnych mas powietrza atlantyckiego (Łajczak, 2005). Efekt ten uwidacznia się także w sumie średnich przepływów rocznych potoków tatrzańskich, która w przypadku potoków odwadniających północny skłon Tatr wynosi 12,8 $m^3 \cdot s^{-1}$, a w przypadku potoków odwadniających skłon południowy – tylko 10,8 $m^3 \cdot s^{-1}$. Dziesięć potoków tatrzańskich ma średni przepływ przy wylocie z gór większy od 1 $m^3 \cdot s^{-1}$, z czego sześć odwadnia północne stoki masywu (ryc. 14). Cechą potoków tatrzańskich są lokalne duże zmiany natężenia



Ryc. 14. Średni przepływ potoków tatrzańskich (Łajczak, 2005)
Fig. 14. Mean discharge of the Tatra streams (Łajczak, 2005)

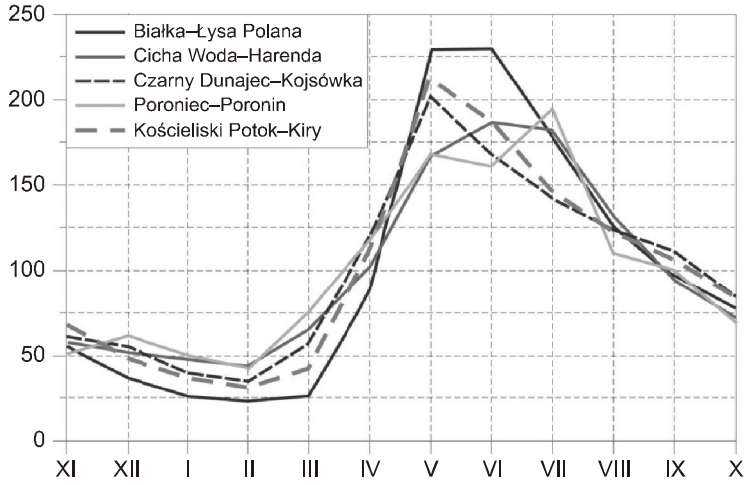
przepływu oraz gubienie wody, co jest szczególnie widoczne na pograniczu obszarów krystalicznego i osadowego (Łajczak, 2005).

W części krystalicznej Tatr daje się zauważyć specyfikę krążenia w poszczególnych piętrach wysokościowych. Najwyższe partie gór (turnie, stoki skalne) zdominowane są spływem powierzchniowym. Retencja podziemna osiąga znikome rozmiary, pewne znaczenie ma tutaj retencja śnieżna. W piętrze niższym jest ona znacznie większa, podobnie jak okresowa retencja podziemna. Piętro to obejmuje dolne partie stoków z pokrywami piargów i moren. Dominuje spływ śródpokrywowy. Piętro najniższe – retencji podziemnej i odpływu podziemnego – obejmuje dna dolin. Tutaj zachodzi także retencja jeziorna (Ziemońska, 1974).

Reżim rzek tatrzańskich jest reżimem prostym niewyrównanym, co oznacza jeden okres wezbraniowy w ciągu roku, trwający od marca lub kwietnia do lipca, rozpoczynający się wezbraniem roztopowym, po którym przychodzi wezbranie opadowe letnie (ryc. 15). W półroczu letnim (maj–październik) ze zlewni tatrzańskich odpływa znacznie więcej wody niż w półroczu zimowym (Dynowska, 1971; Ziemońska, 1966). Na przykład w zlewni Białki od maja do października odpływa prawie 80% wody; na półrocze zimowe przypada zaledwie 20% odpływu. Zima jest okresem deficytu wody w zlewniach tatrzańskich (Pociask-Karteczka i in., 2010).

W strukturze odpływu ze zlewni tatrzańskich dominuje odpływ podziemny całkowity (bazowy + zmienny). Największym udziałem odpływu podziemnego (do 85%) cechują się zlewnie krasowe. Największym udziałem odpływu powierzchniowego odznaczają się zlewnie na obszarze Tatr krystalicznych (do 53%; Łajczak, 1996).

Pod względem sezonowej zmienności odpływu, w Tatrach można wydzielić dwa regiony: Tatry Wysokie – o ekstremalnych wartościach charakterystyk



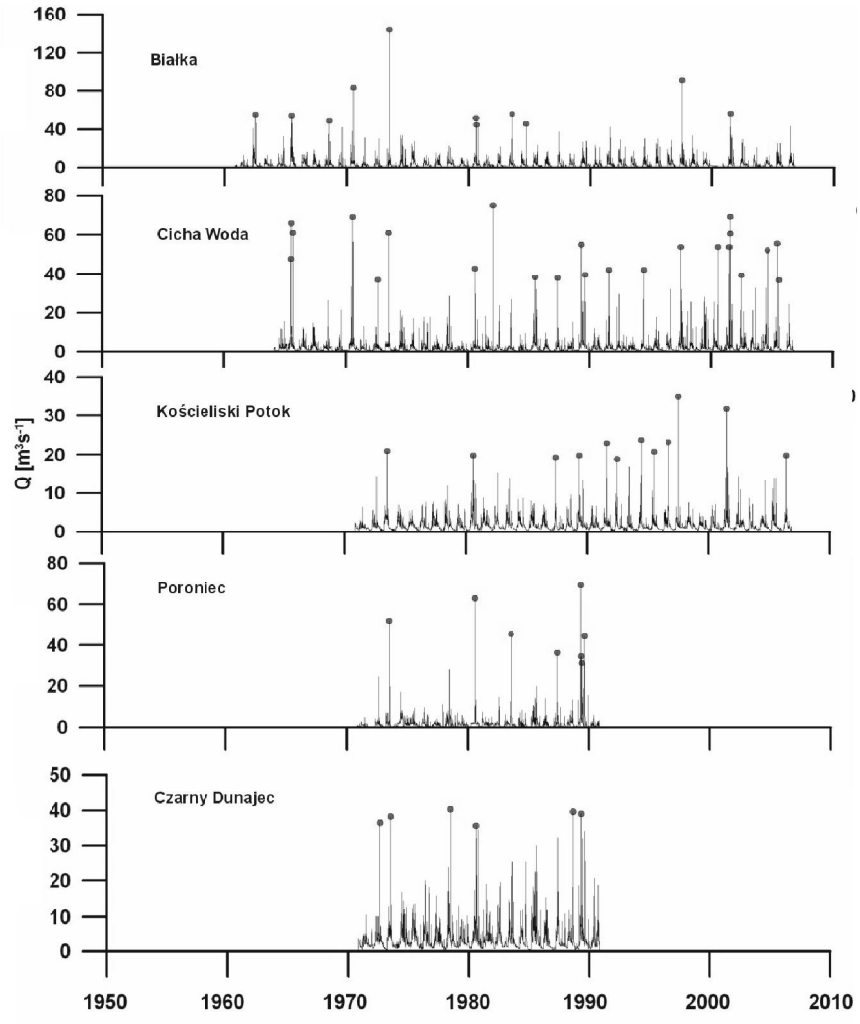
Ryc. 15. Współczynnik Pardé dla zlewni tatrzańskich (Pociask-Karteczka i in., 2010)
Fig. 15. The Pardé coefficient of the Tatra catchments (Pociask-Karteczka et al., 2010)

odpływu i wysokich współczynnikach zmienności, oraz Tatry Krasowe – o znacznym zasilaniu podziemnym i o niższym niż w Tatrach Wysokich współczynniku sezonowej zmienności (Dobija, 1981). Współczynniki zmienności, wyznaczone zarówno jako stosunek przepływów wysokiego do minimalnego ($Z = Q_{max}/Q_{min}$), jak i jako stosunek odchylenia standardowego do średniego przepływu dobowego z wielolecia ($c_v = \sigma/Q_{śr}$), są na obszarze Tatr bardzo zróżnicowane, co świadczy o indywidualności hydrologicznej poszczególnych zlewni, uwarunkowanej głównie czynnikiem hydrogeologicznym (udziałem skał krystalicznych i osadowych) (tab. 1). Zaskakujące jest, że największy współczynnik zmienności c_v i bardzo wysoki współczynnik Z cechują zlewnię Potoku Kościeliskiego, która jest zbudowana głównie z utworów węglanowych o znacznej zdolności retencyjnej (tab. 1). Najmniejszym współczynnikiem zmienności c_v odznacza się zlewnia Porońca, której bardzo wysoki współczynnik zmienności Z może świadczyć o charakterze incydentalnym wezbrań (Kasina i in., 2008). Zmienność przepływów dobowych Białki byłaby zapewne większa, gdyby nie wyrównujący wpływ Morskiego Oka z Czarnym Stawem pod Rysami oraz jezior w Dolinie Pięciu Stawów Polskich (jeziorność zlewni 2,2%).

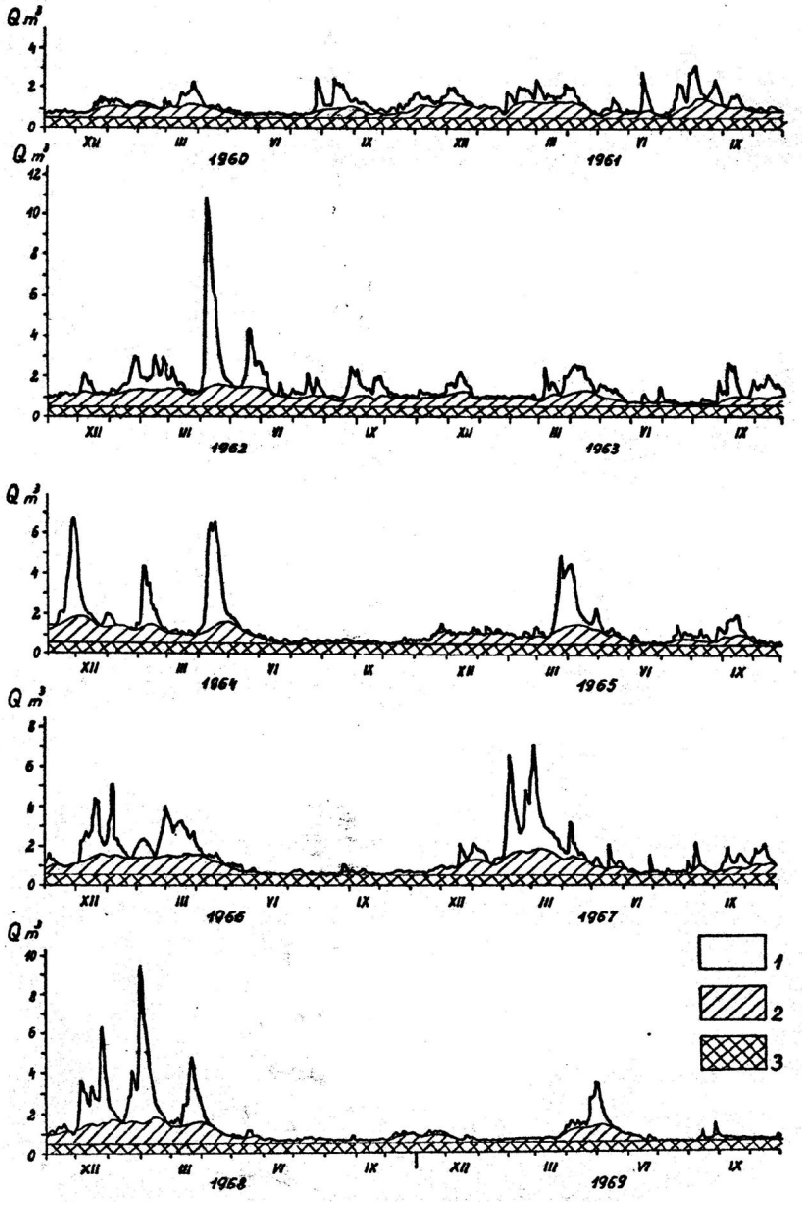
Indywidualność zlewni tatrzańskich wyraża się także w niejednoczesnym występowaniu wezbrań (ryc. 16). Na przykład w latach 1971–1990 zaledwie dwukrotnie zdarzyło się tak, że w pięciu badanych zlewniach przepływy wysokie wystąpiły jednocześnie (lata 1973 i 1980). Warto zauważyć wzrost liczebności wezbrań od drugiej połowy lat 80. XX wieku w zlewniach Cichej Wody i Kościeliskiego Potoku (Pociask-Karteczka i in., 2008).

Tab. 1. Charakterystyki odpływu ze zlewni tatrzańskich w latach 1961–2000 (Kasina i in., 2008)
Tab. 1. Runoff characteristics of the Tatra Mts. river basins in 1961–2000 (Kasina et al., 2008)

Rzeka – punkt pomiarowy	A (km^2)	$q_{śr}$ ($dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$)	$Q_{1\%}$ ($m^3 \cdot s^{-1}$)	Q_{max} ($m^3 \cdot s^{-1}$)	q_{max} ($dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-1}$)	Z	c_v
Potok Kościeliski – Kiry	34,5	49,3	7,7	21,0	608,7	1050,0	0,63
Biały Dunajec – Harenda	58,4	37,0	15,6	75,0	1284,3	340,9	0,52
Poroniec – Poronin	78,8	20,6	9,9	69,5	882,0	992,9	0,47
Białka – Łysa Polana	63,1	49,6	17,8	144,0	2282,1	654,6	0,60



Ryc. 16. Hydrogramy odpływu ze zlewni tatrzańskich z wyodrębnionymi przepływami $Q \geq Q_{śr} + 10\,\sigma$ (Pociask-Karteczka i in., 2010)
Fig. 16. Hydrographs of the Tatra catchments end the high water events with $Q \geq Q_{śr} + 10\,\sigma$ (Pociask-Karteczka et al., 2010)



Ryc. 17. Hydrogram Łeby (Drwal, 1982)
1 – odpływ powierzchniowy, 2 – odpływ gruntowy, 3 – odpływ podstawowy
Fig. 17. The hydrograph of the Łeba River (Drwal, 1982)
1 – surface flow runoff, 2 – groundwater outflow, 3 – base flow runoff

W kształtowaniu odpływu ze zlewni na Pojezierzu Kaszubskim dużą rolę odgrywa drenowanie horyzontów dalekiego zasilania, przez rzeki wykorzystujące głębokie doliny w obrębie rynien subglacjalnych i pradolin. Rzeki charakteryzują się małym zakresem zmienności przepływów oraz wysokim stopniem

wyrównania (ryc. 17). W strukturze odpływu zaznacza się bardzo duży udział zasilania podziemnego i z jezior (powyżej 60%). Współczynnik nieregularności miesięcznych przepływów jest bardzo niski i wynosi poniżej 2 (Dynowska, 1971). W warunkach klimatu oceanicznego, wyrównany gruntowo-deszczowo-śnieżny reżim tych rzek przejawia się wysokimi przepływami przez całe półrocze zimowe, przy czym jesienią przeważa zasilanie deszczowe, wiosną zaś – roztopowe. Okres najmniejszych przepływów przypada na półrocze letnie (Bogdanowicz, 2004; Drwal, 1982).

Podsumowanie

Główne rysy zlewni, zarówno wysokogórskich, jak i pojeziernych, zostały ukształtowane pod wpływem procesów glacjalnych; w pierwszym przypadku związanych ze zlodowaceniem górskim, w drugim – z lądolodem. W tym sensie można zatem i jedne, i drugie uznać za „młodoglacjalne". Analiza porównawcza obiegu wody w tych zlewniach ukazuje jednak zasadnicze różnice (tab. 2).

Do cech wyróżniających obieg wody na obszarze wysokogórskim należą:

- asymetryczność odpływu, spowodowana ekranizującą rolą masywu górskiego w odniesieniu do opadów (im wyższe góry, tym dysproporcje większe);
- piętrowość hydrologiczna, będąca następstwem piętrowości klimatycznej i rzeźby;
- modyfikująca funkcja budowy geologicznej w odniesieniu do przestrzennego zróżnicowania odpływu, zarówno powierzchniowego, jak i podziemnego;
- duży udział opadów poziomych w rocznej sumie opadów;
- przewaga spływu powierzchniowego nad infiltracją;
- prosty niewyrównany reżim odpływu z maksimum roztopowo-opadowym;
- bardzo duży udział okresowej sieci rzecznej w całkowitej długości cieków;
- szybkie odprowadzanie wody ze zlewni;
- wysoka wartość współczynnika odpływu;
- przewaga odpływu w półroczu letnim.

Na obszarze młodoglacjalnym występuje zróżnicowanie poziome o kierunku N–S, nawiązujące do układu rzeźby – z obszaru wysoczyzn następuje spływ wody rynnami glacjalnymi na północ, przy czym istotną rolę w krążeniu wody odgrywają obszary bezodpływowe, przyczyniające się do mozaikowej struktury hydrograficznej dorzeczy. Gęstość sieci rzecznej okresowej nie jest tak duża jak na obszarze wysokogórskim. Rzeki cechują się reżimem prostym wyrównanym z maksimum roztopowo-opadowym, przy czym zimą odpływ jest znacznie większy niż na obszarze wysokogórskim. W dynamice odpływu zaznacza się bardzo wyraźnie wyrównujący wpływ jezior, przejawiający się także małą zmiennością przepływów dobowych.

Tab. 2. Cechy obiegu wody w zlewniach wysokogórskich (na przykładzie Tatr) i zlewniach pojeziernych (na przykładzie Pojezierza Kaszubskiego)
Tab. 2. Water circulation in high mountain catchments (the Tatra Mts. case study) and the lakeland catchments (the Kashubian Lakeland case study)

Obszar / Cechy	Góry wysokie (Tatry)	Pojezierze (Pojezierze Kaszubskie)
rzeźba terenu	– geneza glacjalna – zlodowacenie górskie – znaczne wysokości bezwzględne – bardzo duże deniwelacje terenu – śmiałe formy, duże spadki terenu	– geneza glacjalna – lądolód skandynawski – niewielkie wysokości bezwzględne i deniwelacje terenu – małe spadki terenu – łagodny rytm rzeźby
opad	– zróżnicowany przestrzennie – zwiększone opady po stronie dowietrznej (ekranizująca rola masywu górskiego) – największy w najwyższych piętrach klimatycznych, inwersja opadów – znaczny udział opadów poziomych – przewaga opadów w okresie letnim – duże prawdopodobieństwo opadów nawalnych i opadów o dużej obfitości	– rozkład opadów równomierny przestrzennie – przewaga opadów ciekłych w ciągu roku – dość częste opady deszczu w półroczu zimowym
struktura zlewni	– skały krystaliczne bardzo słabo przepuszczalne i skały osadowe (z przewagą węglanowych) krasowiejące – niezgodność działów wodnych powierzchniowych z podziemnymi (ucieczka wód ze zlewni) – obecność ponorów	– polodowcowe utwory czwartorzędowe o znacznej przepuszczalności i wodochłonności – znaczny udział w strukturze zlewni obszarów bezodpływowych chłonnych i ewapotranspiracyjnych
źródła	– duże zróżnicowanie przestrzenne gęstości wypływów – bardzo duży wskaźnik krenologiczny w części zbudowanej ze skał krystalicznych, niewielkie wydajności – mały wskaźnik krenologiczny w części zbudowanej ze skał osadowych, znaczne wydajności (w tym wywierzyska)	– pojedyncze wysięki i źródła lub linie wypływów – wzrost wskaźnika krenologicznego podczas roztopów i po opadach
sieć rzeczna	– gęsta w części zbudowanej ze skał krystalicznych, mała w części zbudowanej ze skał osadowych – bardzo duży udział sieci okresowej w całkowitej długości cieków	– mała gęstość – niewielki udział sieci okresowej – wyraźna hierarchiczna struktura

cd. tab. 2

jeziora	– duża liczba – geneza polodowcowa – wyrównujący wpływ na przepływy	– duża liczba – geneza polodowcowa – nacinanie różnych poziomów wodonośnych – wyrównujący wpływ na przepływy
kriosfera	– obecna przez cały rok hydrologiczny – alimentacja odpływu wiosną, latem i jesienią	– obecna wyłącznie zimą
odpływ struktura odpływu	– asymetria odpływu – zwiększony odpływ po stronie dowietrznej – reżim prosty niewyrównany z maksimum roztopowo-opadowym – przewaga odpływu w półroczu letnim – zima – deficyt odpływu – duża zmienność przepływów dobowych	– reżim prosty wyrównany z maksimum roztopowo-opadowym – mała zmienność przepływów dobowych – duży odpływ zimą

Literatura

Adamowski A., Wiśliński A., 2010, *Próba wydzielenia typów płatów firnu i lodu w Tatrach Polskich*, [w:] A. Kotarba (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a człowiek*, t. 1, TPN, PTPNoZ, Zakopane, 11–16.

Barczyk G., 2008, *Tatrzańskie wywierzyska*, TPN, Zakopane, 178 s.

Baumgart-Kotarba M., Dec J., Kotarba A., Ślusarczyk R., 1996, *Cechy geomorfologiczne i sedymentologiczne misy jeziornej Morskiego Oka i górnej części Doliny Rybiego Potoku w świetle badań geofizycznych*, [w:] A. Kotarba (red.), *Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach*, cz. 2, Dok. Geogr., 4, 9–32.

Bogdanowicz R., 2004, *Hydrologiczne uwarunkowania transportu wybranych związków azotu i fosforu Odrą i Wisłą oraz rzekami Przymorza do Bałtyku*, Wyd. UG, Gdańsk, 160 s.

Choiński A., 2000, *Najgłębsze jeziora Tatr Polskich w świetle najnowszych pomiarów głębokości*, Czas. Geogr., 71, 1, 99–103.

Chowaniec J., 2013, *Obieg wody w skali regionalnej Tatr i Podhala ze szczególnym uwzględnieniem fazy podziemnej*, [w:] J. Pociask-Karteczka (red.), *Z badań hydrograficznych w Tatrach*, TPN, IGiGP UJ, Zakopane, 63–70.

Cieśliński R., 2011, *Geograficzne uwarunkowania zmienności hydrochemicznej jezior wybrzeża południowego Bałtyku*, Wyd. UG, Gdańsk, 210 s.

Ciupak M., Maciejewski M., Wiśliński A., 2005, *Zmiany powierzchni płata firnowo-lodowego pod Bulą pod Rysami w latach 1978–2004 w nawiązaniu do danych meteorologicznych z Kasprowego Wierchu*, [w:] A. Kotarba, W. Borowiec W. (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a człowiek*, t. 1, TPN, PTPNoZ, Kraków, 119–126.

Czochański J.T., Borowiak D. (red.), 2000, *Z badań geograficznych w Tatrach Polskich*, Wyd. UG, Gdańsk, 397 s.

Dobija A., 1981, *Sezonowa zmienność odpływu w zlewni górnej Wisły*, Pr. Geogr. UJ, 53, 51–112.

Drwal J., 1982, *Wykształcenie i organizacja sieci hydrograficznej jako podstawa oceny struktury odpływu na terenach młodoglacjalnych*, Wyd. UG, Gdańsk, 130 s.

Dynowska I., 1971, *Typy reżimów rzecznych w Polsce*, Pr. Geogr., 28, UJ, Kraków, 147 s.

Fac-Beneda J., 2011, *Młodoglacjalny system hydrograficzny*, Wyd. UG, Gdańsk, 213 s.

Gądek B., 2008, *The problem of firn-ice patches in the Polish Tatras as an indicator of climatic fluctuations*, Geogr. Pol., 81, 1, 41–52.

Gądek B., 2011, *Wieloletnia zmienność kriosfery Tatr*, Czas. Geogr., 82, 4, 371–384.

Hess M., 1965, *Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich*, Pr. Geogr., 11, UJ, Kraków, 258 s.

Kasina M., Pociask-Karteczka J., Ustrnul Z., Niedbała J., 2008, *Extreme hydrological events in the Polish Tatra Mts. under different air circulation patterns*, [w:] W. Chełmicki, J. Siwek (red.), *Book of abstracts*, 12th Biennal Conference of Euromediterranean Network of Experimental and Representative Basins, Hydrological extremes in small basins, September 18–20, Cracow, IGiGP UJ, 169–172.

Klimaszewski M., 1978, *Geomorfologia*, PWN, Warszawa, 1098 s.

Klimaszewski M., 1988, *Rzeźba Tatr Polskich*, PWN, Warszawa, 668 s.

Kotarba A., 1996, *Współczesne procesy rzeźbotwórcze*, [w:] Z. Mirek, Z. Głowaciński, K. Klimek, H. Piękoś-Mirkowa (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego. Tatry i Podtatrze*, t. 3, TPN, PTPNoZ, Kraków, Zakopane, 125–137.

Kotarba A., 2007, *Geomorphic activity of debris flows in the Tatra Mts. and in other European mountains*, Geogr. Pol., 80, 2, 137–150.

Kotarba A., Długosz M., 2010, *Alpine cliff evolution and debris flow activity in the High Tatra moutains*, St. Geomorph. Carpatho-Balcanica, 44, 35–47.

Kotarba A., Migoń P., 2010, *Góry wysokie a góry średnie Europy – spojrzenie geomorfologa*, Czas. Geogr., 81, 1–2, 3–19.

Kozłowska A., Rączkowska Z., 2009, *Problems in geoecological approach to high-mountain environment (based on studies of relief-vegetation relationships*, Landform Anal., 9, 10, 70–76.

Krzemień K., 1991, *Dynamika wysokogórskiego systemu fluwialnego na przykładzie Tatr Zachodnich*, rozpr. hab. UJ, Kraków, 160 s.

Łajczak A., 1996, *Hydrologia*, [w:] Z. Mirek, Z. Głowaciński, K. Klimek, H. Piękoś-Mirkowa (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego. Tatry i Podtatrze*, t. 3, TPN, PTPNoZ, Kraków, Zakopane, 169–196.

Łajczak A., 2005, *Przestrzenne zróżnicowanie zasobów wodnych na tle innych gór*, [w:] A Kotarba, W. Borowiec (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a człowiek*, t. 1, TPN, PTPNoZ, Kraków, Zakopane, 19–34.

Łajczak A., 2013, *Wody powierzchniowe Tatr*, [w:] J. Pociask-Karteczka (red.), *Z badań hydrograficznych w Tatrach*, TPN, IGiGP UJ, Zakopane, 77–83.

Małecka D., Chowaniec J., Małecki J., 1007, *Region górnej Wisły*, [w:] B. Paczyński, J. Sadurski (red.), *Hydrogeologia regionalna Polski*, t. 1, PIG, Warszawa, 108–159.

Pociask-Karteczka J., 2010, *Góry wysokie i woda – historia przyjaźni czy walki?*, [w:] P. Cybula, M. Czyż, S. Owsianowska (red.), *Góry – Człowiek – Turystyka*, WSTiE, Proksenia, Kraków, 71– 80.

Pociask-Karteczka J., Baścik M., Nieckarz Z., 2010, *Zróżnicowanie przestrzenne i zmienność odpływu ze zlewni tatrzańskich*, [w:] A. Kotarba (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a człowiek*, t. 1, TPN, PTPNoZ, Zakopane, 123–130.

Pociask-Karteczka J., Choiński A., 2012, *Recent trends in ice cover duration for Lake Morskie Oko (Tatra Mountains, East-Central Europe)*, Hydrol. Res., 43, 4, 500–506.

Pociask-Karteczka J., Żelazny M., 2006, *Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50 000. Arkusz M-34-101-A Murzasichle*, Główny Geodeta Kraju, Geokart, Rzeszów.

Stachý J. (red.), 1987, *Atlas hydrologiczny Polski*, IMGW, Wyd. Geol., Warszawa, 56 s.

Troll C., 1973, *The upper timberline in different zones*, Arctic and Alpine Res., 5, 3–18.

Wiśliński A., 2002, *O zmianach zasięgu niektórych płatów firnu i lodu w zlewni Morskiego Oka*, [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, TPN, PTPNoZ, Kraków, Zakopane, 71–76.

Wit-Jóźwik K., 1974, *Hydrografia Tatr Wysokich. Objaśnienia do mapy hydrograficznej „Tatry Wysokie" 1:50 000*, Dok. Geogr., 5, 118 s.

Wit-Jóźwik K., Ziemońska Z., 1960, *Hydrografia Tatr Zachodnich. Objaśnienia do mapy hydrograficznej „Tatry Zachodnie" 1:50 000*, Dok. Geogr., 5a, 99 s.

Wójcik S., 2012, *Zróżnicowanie i sezonowa zmienność chemizmu wybranych źródeł zlewni Potoku Olczyskiego w Tatrach*, Pr. Geogr., 128, 61–75.

Ziemońska Z., 1966, *Obieg wody w obszarze górskim na przykładzie górnej części dorzecza Czarnego Dunajca*, Pr. Geogr. IG PAN, 55, 111 s.

Żmudzka E., 2013, *Klimatyczne uwarunkowania obiegu wody w Tatrach*, [w:] J. Pociask-Karteczka (red.), *Z badań hydrograficznych w Tatrach*, TPN, IGiGP UJ, Zakopane, 53–62.

Water circulation in high mountains and young lake postglacial areas – a short comparative studies

Abstract: The main features of the catchment for both high mountain and lakeland catchments has been formed under the influence of glacial processes, in the first case related to mountain glaciation in the second – the continental ice cap. And therefore they both can be regarded as "young postglacial" areas. Comparative analysis of water circulation in the high mountain and lakeland catchments reveals significant differences. The following features of the water cycle in the high mountain catchments can be distinguished: asymmetric outflow due to screening role of the massif (the higher up, the greater disparities), hydrologic zonation caused by climatic zonation and geomorphology, modifying role of the geology in respect to the spatial diversity both surface waters as well as groundwater, a large share of depositing rime in the annual total rainfall, the dominance of the infiltration over the surface runoff, simple variable runoff regime (one prolonged peak flow as a result of spring snowmelt being extended by early-summer rain in April-Juneand one low-flow season from October to January), a very large share of the periodic river network in the total length of rivers, a rapid outflow of water from the catchment, a high rate runoff coefficient, a big variability of a daily river runoff, a predominance of outflow in the summer half of the year. The Cashubian rivers have a very uniform discharge during the year. This is caused by the oceanic climate and the possibility of infiltration into the permeable Pleistocene sediments. Groundwater alimentation prevail.

Key words: hydrology, young postglacial areas, Tatra Mts., Kashubian Lakeland.

Scenariusze zmian odpływu na przykładzie wybranej zlewni młodoglacjalnej w XXI wieku

Paweł Przygrodzki[1], Michał Pilarski[2]

[1]Uniwersytet Gdański, Instytut Geografii, Katedra Hydrologii, ul. Bażyńskiego 4, 80-952 Gdańsk,
Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Centrum Modelowania Powodzi i Suszy,
ul. Waszyngtona 42, 81-342 Gdynia
pawel.przygrodzki@imgw.pl,
[2]Uniwersytet Gdański, Katedra Meteorologii i Klimatologii, ul. Bażyńskiego 4, 80-952 Gdańsk,
Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Zakład Modelowania Klimatycznego i Prognoz
Sezonowych, ul. Podleśna 6, 01-673 Warszawa
michal.pilarski@imgw.pl

Zarys treści: Wyniki współczesnych globalnych modeli klimatu (AOGCMs), opracowane w ramach CMIP5 (*Coupled Model Intercomparison Project Phase* 5), są jednym z lepszych źródeł informacji o przyszłych zmianach warunków klimatycznych i oceanograficznych w skali wieku. Informacje te dotyczą jednakże podstawowych elementów, których zmienność może być analizowana jedynie w skali co najmniej kontynentalnej. Współcześnie stosowaną techniką transferu informacji z pola dużej skali przestrzennej do małej skali przestrzennej jest statystyczny downscaling. Metoda ta pozwala na rozpoznanie wpływu wielkoskalowego elementu z modelu globalnego (predyktora) na zmienność małoskalowego elementu w skali lokalnej (predyktanty).

Stworzono scenariusze zmian odpływu ze zlewni rzeki Łeby po profil w Miłoszewie do końca XXI wieku. Metodyka prac opierała się na trzech głównych etapach. Pierwszy z nich dotyczył stworzenia modelu statystycznego downscalingu na podstawie techniki kanonicznych korelacji (CCA – *canonical correlation analysis*), pozwalającej na rozpoznanie relacji wybranego predyktora – ciśnienia atmosferycznego (SLP – *sea level pressure*), z modelu globalnego z wybraną predyktantą – sumą opadu atmosferycznego z 5 posterunków opadowych w rejonie zlewni w okresie 1981–2010. Drugi etap prac polegał na oszacowaniu relacji ważonej obszarowej sumy opadu atmosferycznego w analizowanej zlewni z przepływem rejestrowanym profilu Miłoszewo w wieloleciu 1981–2010. Trzeci etap prac dotyczył opracowania scenariuszów zmian sumy opadu atmosferycznego na podstawie trzech RCP (*representative concentration pathways*) i oszacowaniu zmian przepływu w okresach 5-letnich z lat 2011–2090.

Uzyskane wyniki wskazują na różne wielkości i tendencje zmian średniego rocznego odpływu analizowanych okresów 5-letnich w różnych scenariuszach zmian klimatu.

Najwyższy wzrost średniego rocznego odpływu z całego analizowanego wielolecia (2011–2090) został wyliczony przy uwzględnieniu scenariusza RCP2.6, odznaczającego się jednakże tendencją spadkową, najniższy zaś – przy scenariuszu RCP8.5 o znacznej tendencji wzrostowej.

Słowa kluczowe: statystyczny downscaling, scenariusze zmian opadu atmosferycznego, scenariusze zmian odpływu, *representative concentration pathways* (RCP).

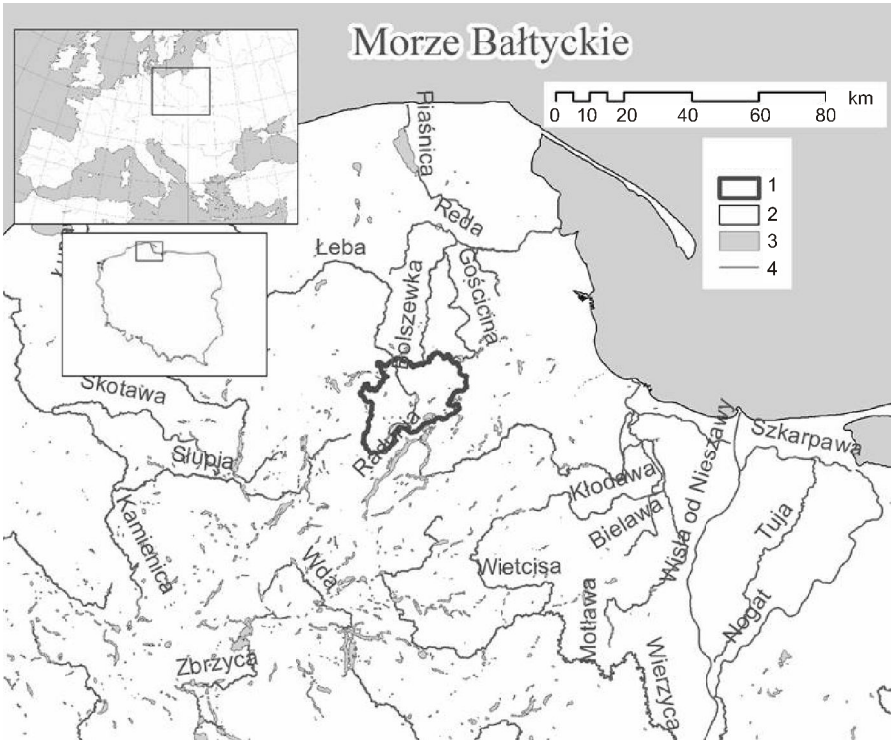
Zlewnie występujące na terenach objętych oddziaływaniem ostatniego zlodowacenia skandynawskiego stanowią niezwykle ciekawe obiekty badawcze ze względu na skomplikowanie warunki obiegu wody. Wskutek relatywnie niewielkiego czasu, który upłynął od okresu ostatniego zlodowacenia, obieg wody w zlewniach młodoglacjalnych charakteryzuje się dużą podatnością na zmiany klimatyczne.

Jednym z najważniejszych charakterystyk hydrologicznych, opisujących zlewnię, jest odpływ i jego miary (Gutry-Korycka, 2003). Wielkość odpływu, rejestrowana w danym przekroju zamykającym, pozwala określić zasobność wodną zlewni. Zmiany wielkości odpływu z danej zlewni są konsekwencją zmian uwarunkowań geograficznych w danej jednostce czasu. Jednym z najważniejszych czynników, wpływających na wielkość odpływu, jest wysokość opadu.

Scenariusze zmian klimatu zakładają różne tempo jego zmian wobec różnych ścieżek rozwoju gospodarczego, technologicznego i demograficznego danego obszaru. Zakładają również różne tempo zmian wysokości opadu. W pracy posłużono się scenariuszami zmian klimatu opracowanymi dla trzech ścieżek RCP (*representative concentration pathways*), przyjmując różne warianty wymuszenia radiacyjnego w XXI wieku (Wayne, 2013). Po przeprowadzonej kalibracji oszacowane wartości odpływu ze zlewni górnej Łeby wykazują zmienność proporcjonalną do zmienności wysokości opadu atmosferycznego w zlewni.

Metodyka

Do przeprowadzenia badań wybrano zlewnię rzeki Łeby po profil zamykający w Miłoszewie. Powierzchnia analizowanej zlewni wynosi 182,65 km^2, a długość rzeki w jej obrębie – około 24,2 km (ryc. 1). Według Kondrackiego (2002), teren zlokalizowany jest w środkowej części mezoregionu Pojezierze Kaszubskie (314.51), w makroregionie Pojezierzy Wschodniopomorskich, oraz w niewielkiej części w mezoregionie Bory Tucholskie (314.71) makroregionu Pojezierzy Południowopomorskich. Zgodnie z klasyfikacją Gravelliusa, rzeka Łeba jest jednostką hydrograficzną I rzędu. Swój początek bierze niedaleko wybudowań Borzestowa, na rzędnej 170 m n.p.m (ryc. 2). Po przepłynięciu około 117 km uchodzi do Morza Bałtyckiego w miejscowości Łeba. Uznaje się jednak, że odbiornikiem ostatecznych jest jezioro Łebsko.

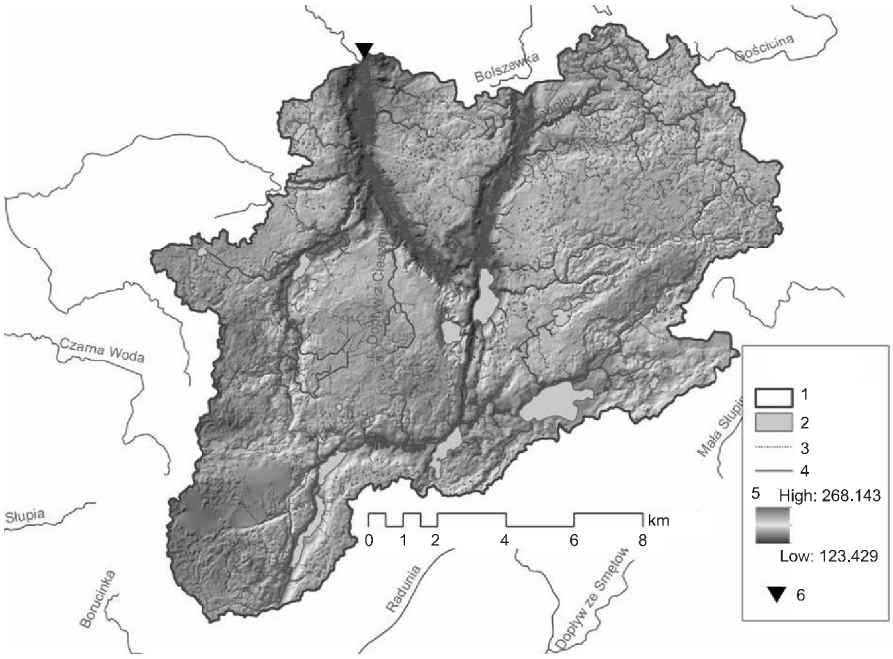


Ryc. 1. Obszar badań na tle sieci hydrograficznej
1 – obszar badań, 2 – granica lądu, 3 – zbiorniki wodne, 4 – cieki
Fig. 1. The study area on the background of hydrographic network
1 – study area, 2 – land, 3 – water reservoir, 4 – streams

W podjętej pracy można wydzielić trzy główne etapy, prowadzone sekwencyjnie, czyli każdy kolejny nie mógł być rozpoczęty bez ukończenia poprzedniego. Były to: modelowanie klimatyczne (etap I), relacja wysokości opadu i wielkości odpływu dla 5-letnich okresów z wielolecia 1981–2010 (etap II) oraz stworzenie scenariuszy zmian odpływu ze zlewni (etap III). Pierwszy etap badań polegał na zbudowaniu modelu statystycznego downscalingu, którego wyniki, dotyczące zmian opadu atmosferycznego, zostały wykorzystane podczas drugiego etapu, jako dane wsadowe do modelu hydrologicznego. Rezultaty modelowania odpływu ze zlewni pozwoliły na stworzenie scenariuszy zmian tego odpływu w XXI wieku.

Modelowanie klimatyczne

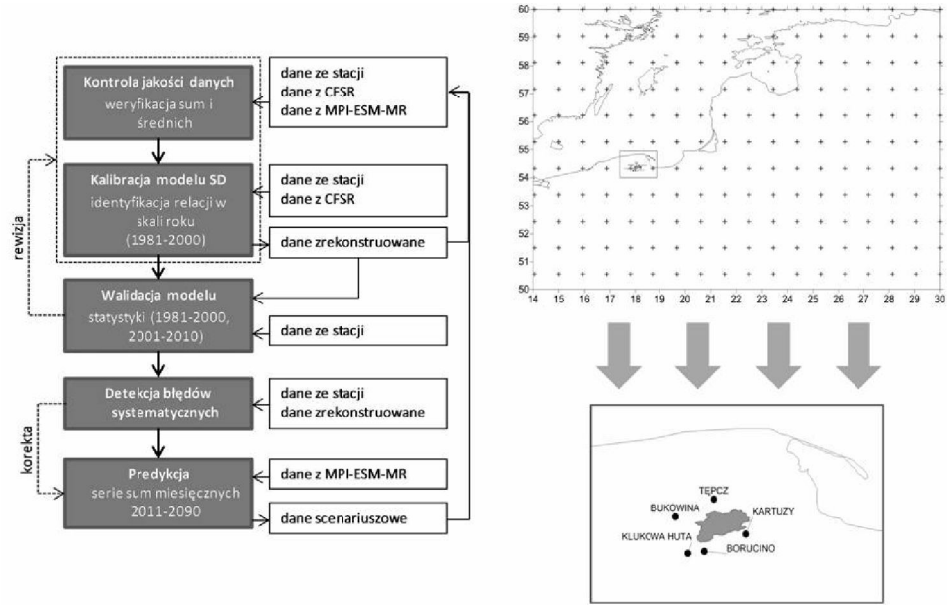
W celu określenia zmian odpływu ze zlewni należało wyznaczyć zmiany ilości opadu atmosferycznego, docierającego na jej obszar. Pierwszym krokiem w podjętej problematyce było więc zastosowanie metody statystycznego down-



Ryc. 2. Obszar badań na tle mapy hipsometrycznej
1 – obszar badań, 2 – zbiorniki wodne, 3 – cieki okresowe, 4 – cieki stałe, 5 – hipsometria, 6 – profil zamykający w Miłoszewie
Fig. 2. The study area on the background of hypsometric map
1 – study area, 2 – water reservoir, 3 – periodic streams, 4 – permanent streams, 5 – hypsomethry, 6 – gauge

scalingu (SD), która pozwalała na określenie zmian warunków opadowych w małej skali przestrzennej. Ogólnie technika ta polega na rozpoznaniu relacji między wielkoskalowym polem zmiennej niezależnej (predyktorem), pochodzącej z globalnego modelu klimatu (AOGCM), a małoskalowym polem zmiennej niezależnej (predyktantą), dotyczącej elementu lokalnego (m.in. von Storch i in., 1993; Miętus, 1999). Statystyczny downscaling pozwala więc na uzyskaniu dokładniejszej informacji (o lepszej rozdzielczości horyzontalnej) o zmienności danego elementu na podstawie wyników modelu globalnego. Czyli technika SD umożliwia połączenie formy informacji o zmianach klimatu, pochodzącej z AOGCM, z formą oceny wpływu tychże zmian na wiele aspektów działalności ludzkiej w małej skali przestrzennej (Wilby, Wigley, 1997), w tym wypadku zlewni młodoglacjalnej. Aparatem statystycznym zastosowanym podczas badań była analiza kanonicznych korelacji (CCA – *canonical correlation analysis*), która zakłada stworzenie kombinacji wektorów własnych (pary map kanonicznych) obu analizowanych pól predyktora i predyktanty, których stowarzyszone serie czasowe cechuje możliwie największa wartość współczynnika korelacji (Miętus i in., 2008). Predyktor powinien tworzyć silne fizyczne relacje z elementem lokalnym, wyjaśniać znaczną część jego wariancji, a jednocze-

śnie relacja między polem wielkoskalowym a małoskalowym powinna być stacjonarna. Wskazane jest również, by wybrany model globalny dobrze symulował wartości predyktora (Wilby i in., 2004). Biorąc pod uwagę powyższe wymagania, w badaniach jako predyktora wykorzystano ciśnienie atmosferyczne na poziomie morza (SLP – *sea level pressure*), pochodzące z CFSR (*Climate Forecast System Reanalysis*). Domena przestrzenna predyktora dotyczyła obszaru o współrzędnych geograficznych 14°E–30°E, 50°N–60°N, o rozdzielczości przestrzennej punktów gridowych ~0,9°×0,9° (ryc. 3), i okresu 1981–2010. Dane elementu lokalnego (predyktanty) to wartości sum opadów atmosferycznych z 5 stacji położonych wokół badanej zlewni (Tępcz, Bukowina, Klukowa Huta, Borucino, Kartuzy), pozyskanych z bazy danych IMGW-PIB w tym samym okresie[1]. Serie miesięczne pochodzące z obu źródeł w pierwszej fazie zostały poddane kontroli jakości danych, polegającej głównie na sprawdzeniu wartości średnich/sum rocznych między sąsiadującymi gridami/stacjami.



Ryc. 3. Ogólny schemat metody statystycznego downscalingu (lewy panel) oraz domena przestrzenna predyktora/predyktanty wraz z zaznaczonymi gridami/stacjami wokół zlewni (prawy panel)
Fig. 3. The general scheme of the statistical downscaling method (left panel) and spatial domain of predictor/predictand with marked grids/stations around the catchment area (right panel)

Kolejnym krokiem było przygotowanie danych wsadowych do modelu, które polegało na usunięciu trendów i cykliczności rocznej ze wszystkich serii czasowych. Następnie wykonano kalibrację modelu, czyli zidentyfikowano relację

[1] Braki w seriach danych dotyczyły okresu 2001–2010 na stacjach Kartuzy i Klukowa Huta.

między predyktorem i predyktantą w skali roku w okresie 1981–2000. W celu oceny jakości i wiarygodności modelu, na podstawie rozpoznanych relacji, zrekonstruowano serie sum opadu atmosferycznego dla każdej ze stacji w okresie 1981–2010. Następnie serie pomiarowe porównano z seriami zrekonstruowanymi (poddanymi wcześniejszej kontroli) przy użyciu różnorodnych miar statystycznych. Aby sprawdzić stałość relacji predyktor-predyktanta w czasie, zestawiono statystyki weryfikacyjne między okresem kalibracyjnym (1981–2000) i okresem walidacyjnym (2001–2010). Ponadto w seriach modelowych zweryfikowano, czy nie są one obciążone błędem systematycznym.

Następnie stworzono scenariusze zmian opadu atmosferycznego, wykorzystując w tym celu dane miesięczne SLP z okresu 2011–2090 z modelu MPI-ESM-MR (Stevens i in., 2013), opracowanego w Instytucie Maxa Plancka w Niemczech. Dane te dotyczyły tych samych elementów – domeny przestrzennej, okresu i rozdzielczości, co dane z reanalizy. Zostały one poddane również takiej samej procedurze kontrolnej i przygotowawczej. Wybrano trzy ścieżki RCP, które zakładają różne warianty wymuszenia radiacyjnego w XXI wieku. Alternatywne warianty wymuszenia radiacyjnego wpływają na zmiany klimatu, które z kolei modyfikują rozwój socjoekonomiczny, w szczególności emisję gazów cieplarnianych, zużycie energii, zmiany populacji, zanieczyszczenie powietrza, zmiany w użytkowaniu terenu, zmiany technologiczne. Z drugiej strony, rozwój socjoekonomiczny determinuje zmiany klimatu, bezpośrednio lub pośrednio wpływając na poziom wymuszenia radiacyjnego. Ideą takiego podejścia nie była predykcja zmian klimatu, lecz lepsze zrozumienie niepewności i alternatywnych przyszłości, aby zastanowić się, jakie jest potencjalne oddziaływanie różnych decyzji lub opcji na szeroki zakres możliwych przyszłości świata (Wayne, 2013). Pierwsza z wybranych ścieżek, RCP2.6, opracowana przez zespół modelownia IMAGE w Holandii, zakłada bardzo niski poziom koncentracji gazów cieplarnianych (GHG). Charakterystyczną cechą tego RCP jest wzrost i spadek wymuszenia radiacyjnego. Na początku XXI wieku wartości rosną, osiągając 3,1 $W \cdot m^{-2}$ w połowie stulecia, a następnie maleją do 2,6 $W \cdot m^{-2}$ pod koniec stulecia. Drugi scenariusz, RCP4.5, został opracowany w USA przez grupę GCAM i zakłada generalnie wzrost wartości wymuszenia radiacyjnego przez cały wiek, aż do stabilizacji na poziomie 4,5 $W \cdot m^{-2}$ krótko po 2100 roku. Trzecie podejście, RCP8.5, zostało rozwinięte przez zespół MESSAGE z Austrii i cechuje się permanentnym wzrostem wymuszenia radiacyjnego do ponad 8,5 $W \cdot m^{-2}$ pod koniec wieku, spowodowany ciągłym wzrostem koncentracji GHG (Wayne, 2013).

Weryfikacja modelu statystycznego

Weryfikacji modelu statystycznego downscalingu dokonano na podstawie porównania serii pomiarowych z synchronicznymi seriami zrekonstruowanymi

w wieloleciach 1981–2000 i 2001–2010. W tym celu posłużono się czterema miarami walidacyjnymi: współczynnikiem korelacji (*R*), średnim błędem absolutnym (MAE – *mean absolute error*) (mm), różnicą między sumami opadu atmosferycznego (mm), traktowanymi jako średnia z danego wielolecia, oraz stosunkiem wariancji, mówiącym, jaką część zmienności badanego elementu model jest w stanie odtworzyć.

Wartości współczynnika korelacji obu serii wahają się w okolicach 0,70. Różnice jego wartości w okresach kalibracyjnym i walidacyjnym nie przekraczają kilku dziesiętnych w przypadku wszystkich stacji (tab. 1). Średni błąd, wynikający z różnicy między wartościami serii pomiarowej i zrekonstruowanej, osiągnął poziom około 20 mm, a różnice między dwoma wieloleciami wynoszą kilka milimetrów. Najwyższa różnica w sumie rocznej w okresie walidacyjnym, między pomiarami a rekonstrukcją, wynosiła 163,2 mm na stacji w Tępczu. Dużą rozbieżność w wartościach stosunku wariancji między dwoma wieloleciami zanotowano w Bukowinie (0,23). Na pozostałych stacjach różnice te nie były takie wysokie i wynosiły kilka dziesiętnych.

Tab. 1. Miary walidacyjne modelu statystycznego downscalingu ciśnienie atmosferyczne – opad atmosferyczny dla 5 stacji w rejonie badanej zlewni w wieloleciach 1981–2000 i 2001–2010
Tab. 1. Validation measures of SLP-precipitation downscaling model for 5 stations around the catchment area in the periods 1981–2000 and 2001–2010

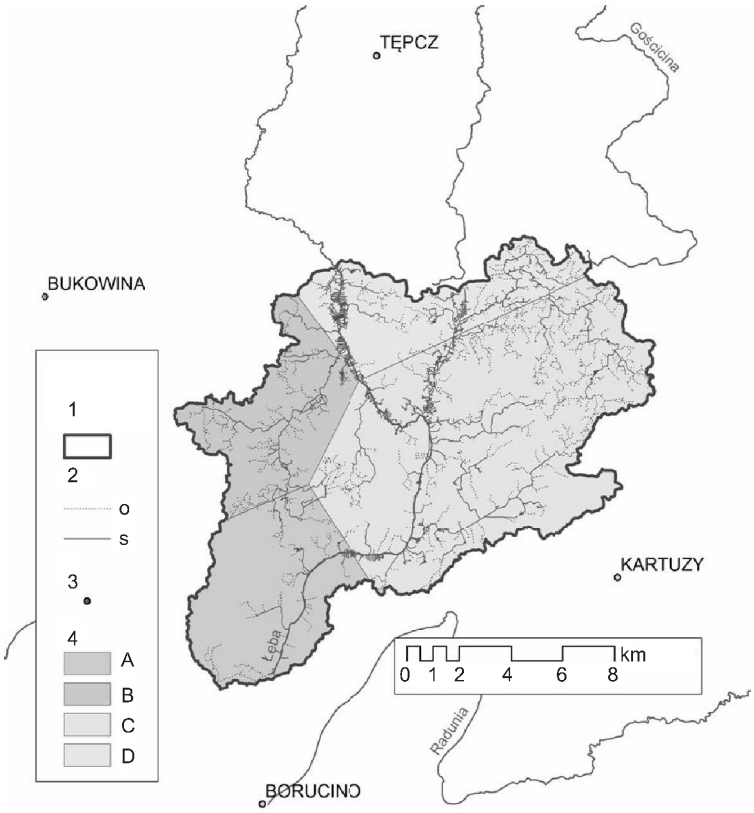
Miara walidacyjna	Tępcz		Bukowina		Kartuzy		Klukowa Huta		Borucino	
	1981–2000	2001–2010	1981–2000	2001–2010	1981–2000	2001–2010	1981–2000	2001–2010	1981–2000	2001–2010
współczynnik korelacji *R*	0,69	0,77	0,72	0,75	0,68	b.d.	0,68	b.d.	0,70	0,75
MAE (mm)	17,4	21,5	23,1	19,1	20,3	b.d.	20,6	b.d.	17,8	19,2
różnica w sumie rocznej (mm)	0,0	163,2	0,0	–34,3	0,0	b.d.	0,0	b.d.	0,0	75,2
stosunek wariancji	0,46	0,34	0,52	0,75	0,49	b.d.	0,48	b.d.	0,50	0,42

b.d. – brak danych

W celu oszacowania relacji opad–odpływ obliczono ważoną obszarową sumę opadu w analizowanej zlewni w każdym roku analizy 1981–2010, z wykluczeniem posterunku opadowego Klukowa Huta, którego wielobok równego zadeszczenia nie objął analizowanej zlewni (ryc. 4). Na podstawie zidentyfikowanych relacji stworzono scenariusze zmian odpływu dla okresów 5-letnich dla poszczególnych RCP.

Relacja wielkości odpływu z wysokością opadu

Drugi etap prac polegał na oszacowaniu relacji średniego rocznego przepływu rzeczywistego, rejestrowanego w profilu Miłoszewo, dla okresów 5-letnich



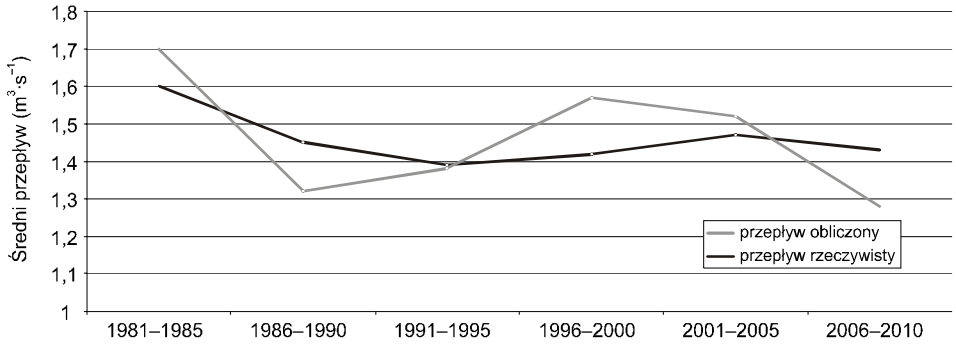
Ryc. 4. Podział zlewni badawczej na wieloboki równego zadeszczenia
1 – obszar badań, 2 – cieki: o – okresowe, s – stałe, 3 – posterunki opadowe, 4 – wieloboki równego zadeszczenia przyporządkowane posterunkom opadowym: A – Borucino, B – Bukowina, C – Kartuzy, D – Tępcz
Fig. 4. Division catchment area on polygons of equal precipitation
1 – study area, 2 – streams: o – perodic, s – permanent, 3 – rain gauges, 4 – polygons of equal precipitation assigned rain gauges in: A – Borucino, B – Bukowina, C – Kartuzy, D – Tępcz

w wieloleciu 1981–2010, ze średnim przepływem obliczonym według wzoru Iszkowskiego:

$$SQ = 0{,}03171\ Cs{\cdot}P{\cdot}A \tag{1}$$

gdzie: *Cs* – współczynnik odpływu, *P* – opad normalny roczny (m), *A* – powierzchnia zlewni (km^2). Za zmienną niezbędną do kalibracji służył współczynnik odpływu.

W wyniku przeprowadzonych prac uznano, że wyliczony przepływ najlepiej odpowiada przepływowi rzeczywistemu, gdy wartość współczynnika wynosi 0,35, co odpowiada topograficznej grupie zlewni z pagórkami o łagodnych stokach (Lambor, 1971) (ryc. 5). Współczynnik korelacji obu serii danych wyniósł 0,73. Podział na okresy 5-letnie był podyktowany możliwością retencji wód pod-



Ryc. 5. Porównanie rzeczywistego średniego przepływu rocznego dla okresów 5-letnich w wieloleciu 1981–2010 ze średnim przepływem obliczonym dla tych samych parametrów według wzoru Iszkowskiego
Fig. 5. Comparison of real average annual outflow for five-year terms in the period 1981–2010 with an average outflow calculated for the same parameters of the Iszkowski model

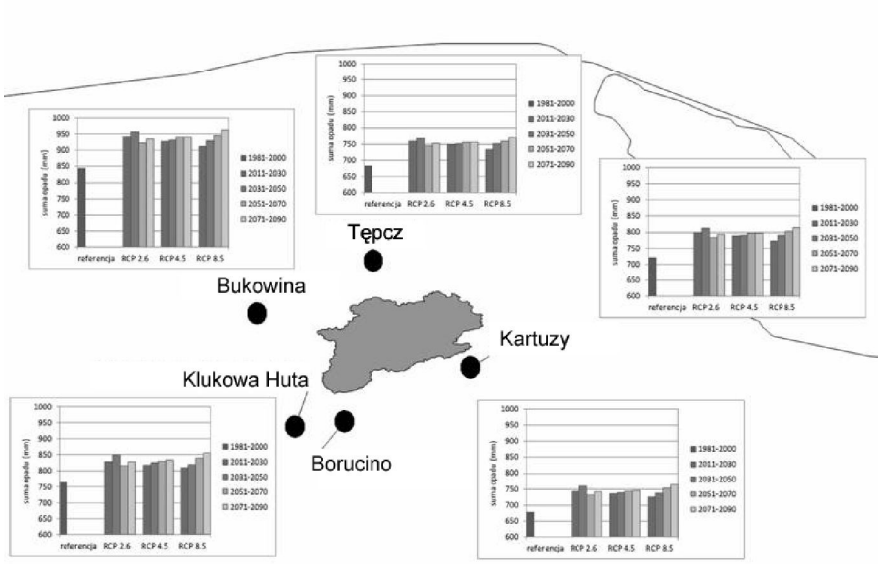
ziemnych w okresach dłuższych niż jeden rok hydrologiczny. Jak podaje Lambor (1971), wzór Iszkowskiego (1), mimo swego wieku, nadal znajduje zastosowanie i dobrze oddaje rzeczywiste wartości.

Wyniki

Scenariusze zmian opadu atmosferycznego

Scenariusze zmian opadu atmosferycznego zostały opracowane na podstawie zidentyfikowanego wpływu wielkoskalowego pola ciśnienia atmosferycznego (SLP) na pole małoskalowe sum opadów atmosferycznych w rejonie badanej zlewni młodoglacjalnej. Wartości scenariuszowe ciśnienia pochodziły z symulacji modelu globalnego MPI-ESM-MR i dotyczyły trzech ścieżek: RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5. Rezultaty predykcji zostały przedstawione w formie rocznej sumy opadu atmosferycznego, traktowanej jako średnia z okresów 20-letnich (2011–2030, 2031–2050, 2051–2070, 2071–2090).

Wyniki opracowane na podstawie trzech RCP wskazują na najwyższe wartości sumy opadów w zachodniej części badanego obszaru, na stacjach w Bukowinie i Klukowej Hucie (ryc. 6). Najniższe wartości przewidywane są natomiast w Borucinie. Według tych scenariuszy, na analizowanych stacjach zmiany sumy opadów są dodatnie, wynosząc od 6% do 14% więcej niż w okresie referencyjnym 1981–2000. Poszczególne RCP różnią się od siebie nie tyle wielkością opadów atmosferycznych, ile ich tendencją. Jedyny spośród scenariuszy, RCP2.6, wykazuje tendencję malejącą w XXI wieku, z najwyższą spodziewaną ilością opadu w okresie 2031–2050 i najniższą w następnym 20-leciu. Nieznaczną stałą tendencją rosnącą charakteryzuje się RCP4.5, z najniższą przewidywaną sumą opadów w pierwszym analizowanym okresie, a najwyższą w ostatnim 20-leciu. Z kolei największą zmiennością czasową odznacza się RCP8.5; na początku wie-



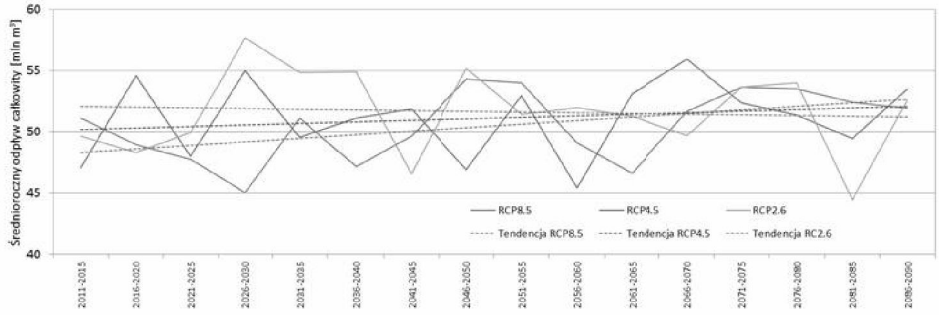
Ryc. 6. Scenariusze zmian opadu atmosferycznego w XXI wieku dla okresów 20-letnich, według RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5, dla 5 stanowisk pomiarowych wokół badanej zlewni
Fig. 6. Scenarios of precipitation variability in the XXI century for 20-years periods by RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5 for five stations around the study catchment

ku zmiana ta w porównaniu z opadem referencyjnym wynosi kilka procent, a na końcu wieku nawet kilkanaście. Jednakże w porównaniu z pozostałymi RCP, w pierwszej połowie wieku scenariusz ten nie wskazuje na najwyższe sumy opadów. Spodziewane najwyższe sumy opadów według RCP8.5 wystąpią dopiero w drugiej połowie XXI wieku.

Scenariusze zmian odpływu

Wyniki prac wskazują na różne tempo zmian średniego rocznego odpływu analizowanych okresów 5-letnich w różnych scenariuszach zmian klimatu. Zgodnie z przyjętą w pracy metodyką, zmiany wielkości odpływu ze zlewni górnej Łeby są wprost proporcjonalnie do zmian wysokości opadu atmosferycznego w zlewni.

Najwyższy wzrost średniego rocznego odpływu z całego analizowanego wielolecia został wyliczony w przypadku scenariusza RCP2.6, najniższy zaś w przypadku scenariusza RCP8.5. Średni odpływ całkowity dla RCP2.6 wyniósł 51 618 540 m^3, dla RCP4.5 – 51 128 278 m^3, a dla RCP8.5 – 50 484 595 m^3. Odpływ całkowity obliczony według scenariusza RCP8.5 wykazuje tendencję rosnącą, według scenariusza RCP4.5 – w niewielkim stopniu rosnącą, a według scenariusza RCP2.6 – malejącą (ryc. 7). Odpływ wyliczony na podstawie scenariusza RCP2.6, mimo że do około 2030 roku wykazuje znaczną tendencję rosnącą, w późniejszych latach prognozy wyraźnie się stabilizuje. Odpływ według scenariusza RCP4.5 wykazuje ustabilizowaną tendencję zmian z widocznym pikiem na przełomie lat 2060–2085, natomiast odpływ według scenariusza RCP8.5



Ryc. 7. Średnioroczny odpływ całkowity dla poszczególnych scenariuszy RCP dla okresów 5-letnich w badanym wieloleciu
Fig. 7. Average annual runoff total for the different RCP for five-year terms in the period 2011–2090

wykazuje najbardziej klarowną tendencję rosnącą, z dwoma pikami, na przełomie lat 2040–2060 oraz 2060–2080.

Podsumowanie

Wobec prognozowanych przyszłych zmian klimatycznych, zmieniać będzie się również odpływ ze zlewni. W niewielkich zlewniach młodoglacjalnych zmiany klimatu będą łatwo zauważalne ze względu na spory udział zasilania powierzchniowego w strukturze odpływu cieków, występujących na nich. Fakt ten jest konsekwencją szeregu cech charakteryzujących ten obszar. Czasowa zmienność obiektów hydrograficznych, występujących na terenach objętych ostatnim zlodowaceniem skandynawskim, jest zjawiskiem typowym i powszechnym (Drwal, 1982). Cieki młodoglacjalne, ze względu na swój inicjalny charakter wykształcenia i zorganizowania, będą szczególnie narażone na zmiany klimatyczne. Zmianie może ulec charakter cieków wobec zwiększonej wysokości opadu w zlewni, a co za tym idzie – zwiększonej zasobności wodnej. Owa zwiększona zasobność wodna może przyspieszyć zjawisko „dojrzewania" dolin cieków, czyli szybszą erozję wsteczną nisz źródliskowych lub nasiloną erozję wgłębną koryta.

Wraz ze wzrostem odpływu całkowitego, wskutek zwiększonego dopływu atmosferycznego, intensyfikacji podlegać będą z pewnością ekstremalne zjawiska hydrologiczne. W scenariuszu zmian odpływu całkowitego według scenariusza RCP2.6 wyraźnie zaznacza się wzrost odpływu około 2030 roku. Ta sama tendencja występuje w scenariuszu RCP4.5 około 2070 oraz w RCP8.5 około 2050. Owe prognozy są przesłanką do twierdzenia, że w tych okresach częstość występowania ekstremalnych opadów atmosferycznych, powodujących wysokie wezbrania rzeczne, ulegnie zwiększeniu.

Literatura

Drwal J., 1982, *Wykształcenie i organizacja sieci hydrograficznej jako podstawa oceny struktury odpływu na terenach młodoglacjalnych*, UG, Gdańsk, 130 s.

Fac-Beneda J., 2011, *Młodoglacjalny system hydrograficzny*, Wyd. UG, Gdańsk, 213 s.

Gutry-Korycka M., 2003, Odpływ, [w:] *Zlewnia. Właściwości i procesy*, UJ, IGiGP, Kraków, 288 s.

Kondracki J., 2002, *Geografia regionalna Polski*, PWN, Warszawa, 440 s.

Lambor J., 1971, *Hydrologia inżynierska*, Arkady, Warszawa, 364 s.

Miętus M., 1999, *Rola regionalnej cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu warunków klimatycznych i oceanograficznych w polskiej strefie brzegowej Morza Bałtyckiego*, IMGW, Meteorologia, 29, 12–20.

Miętus M., Filipiak J., Wojtkiewicz A., Malik P., Jakusik E., 2008, *Statystyczno-empiryczny model warunków termicznych w Polsce*, IMGW, Warszawa, 5–8.

Saha S. i in., 2010, *The NCEP climate forecast system reanalysis*, Bull. Amer. Meteor. Soc., 91, 1015–1057.

Stevens B. i in., 2013, *Atmospheric component of the MPI-M Earth System Model*, [w:] *ECHAM6*, J. Adv. Model. Earth Syst., 5, 146–172, doi:10.1002/jame.20015.

Storch H. von, Zorita E., Cubasch U., 1993, *Downscaling of global climate change estimates to regional scales: an application to Iberian rainfall in wintertime*, J. Climate, 6, 1161–1171.

Wayne G.P., 2013, *The beginner's guide to representative concentration pathways*, Skeptical Sci., ver. 1.0, August 2013, 3 s.

Wilby R.L., Charles SP., Zorita E., Timbal B., Whetton P., Mearns L.O., 2004, *Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods*, Procedures for the Preparation Review, Acceptance, Adoption, Approval and Publication of IPCC Reports, 16 s.

Wilby R.L., Wigley T.M.L., 1997, *Downscaling general circulation model output: a review of methods and limitations*, Progress in Phys. Geogr., 21, 530–548.

Scenarios of outflow variablility on the example of young-glacial catchment in the XXI century

Abstract: Results of modern global climate models (AOGCMs) developed within the CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) are one of the best sources of information about future changes of climate and oceanographic conditions. However this information includes the basic elements variability which can be analyzed only in global, hemisphere or continental scales. Nowadays statistical downscaling is common used technique which allow to transfer information from the large spatial scale to the small spatial scale. Thus this method identifies the impact of large-scale component of the global model (predictor) on the variability of small-scale local element (predictand).

The aim of the study was to create scenarios of outflow changes from the Leba catchment (Miloszewo gauge) at the end of the XXI century. Methodology based on three main stages. The first concerned the statistical downscaling model based on canonical correlation analysis (CCA). The technique allow to recognize the relationship of the selected predictor – sea level pressure (SLP) with selected predictand – precipitation totals from 5 stations around the catchment area in the period 1981–2010. The second stage was to estimate the relationship of the area weighted precipitation with the catchment outflow in the period 1981–2010. The third phase of study concerns the development of precipitation scenarios for three RCP (representative concentration pathways) and then estimation of outflow changes in 5-year periods for 2011–2090.

The results present a variety of magnitude and trends of mean annual runoff analyzed five-year periods under different scenarios of climate change. The highest increase in mean annual outflow in the period 2011–2090 was calculated for RCP2.6 characterized

by downward trend. While the lowest mean presents RCP8.5 where the scenario has a significant upward trend.

Key words: statistical downscaling, scenarios of precipitation variability, scenarios of outflow variability, representative concentration pathways (RCP).

Ocena przestrzennego zróżnicowania opadu w zlewni nizinnej na podstawie map radarowych[1]

Urszula Somorowska

Uniwersytet Warszawski, Zakład Hydrologii, ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa
usomorow@uw.edu.pl

Zarys treści: Dokonano oceny przestrzennego zróżnicowania opadu w zlewni nizinnej Łasicy, położonej w sąsiedztwie Warszawy. Radarowe mapy opadu przygotowano w rozdzielczości 1 km × 1 km, wykorzystując 3-godzinne dane radarowe udostępnione przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej PIB. Uzyskano ciągłe przestrzennie pole opadu, weryfikowane punktowymi danymi deszczomierzowymi. Analizowano sumy miesięczne, półroczne i roczne opadu w latach 2004–2008, określając zakres zmienności. Ponadto skonstruowano krzywe sumowe opadu w celu porównania ekstremalnych rocznych wartości opadów w zlewni. Uzyskane wyniki pozwoliły na określenie różnic w rozkładzie przestrzennym opadu. W analizowanej zlewni występują wyraźne gradienty opadowe, zaznaczające się w miesięcznych, półrocznych i rocznych sumach opadu. Wschodnia część zlewni, graniczącą z Warszawą, charakteryzuje się znacznie wyższymi opadami. Największe zróżnicowanie przestrzenne występuje w miesiącach półrocza letniego. Badania potwierdziły wcześniejsze przypuszczenia o wpływie obszaru miejskiego Warszawy – miejskiej wyspy ciepła – na wielkość opadów. Rozpoznanie pola opadu z zastosowaniem danych radarowych może być przydatne w hydrologicznych badaniach bilansu wodnego zlewni oraz w ocenie odnawialności zasobów wód podziemnych.

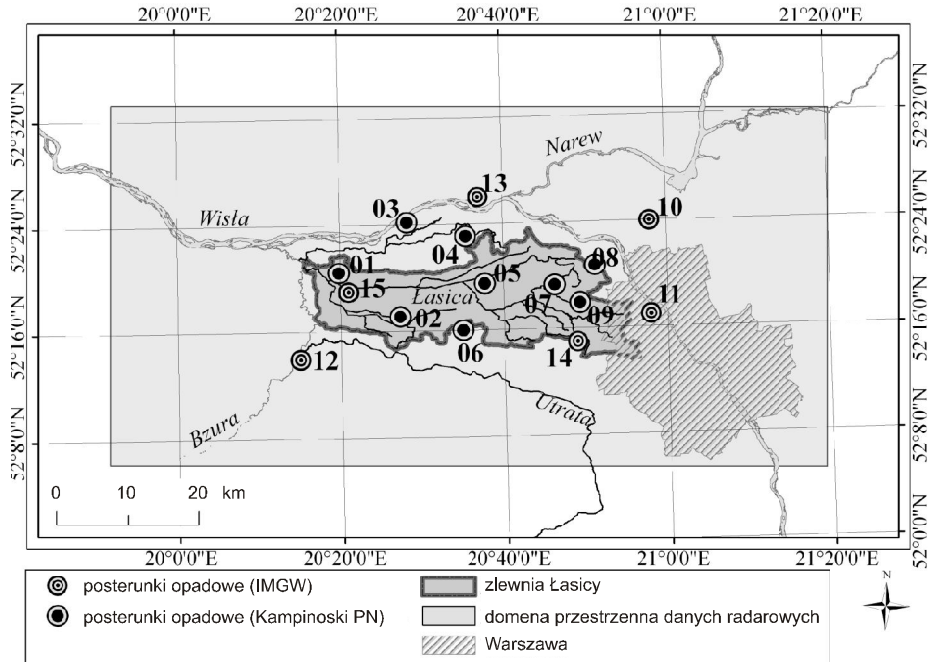
Słowa kluczowe: opad, przestrzenne zróżnicowanie, mapy radarowe.

Opad atmosferyczny odgrywa istotną rolę w cyklu hydrologicznym, pozostając w sprzężeniach zwrotnych z pozostałymi procesami hydrologicznymi. Jest on istotnym czynnikiem warunkującym przebieg procesów infiltracji, ewapotranspiracji i odpływu. Wpływa na tempo odnawialności zasobów wód powierzchniowych i podziemnych, a w rezultacie również na ustrój hydrologiczny obiektów hydrograficznych. Z tego względu istotne jest rozpoznanie czasoprze-

[1] Badania w ramach *Norwegian Financial Mechanism* EEA, grant PL0268.

strzennej struktury opadu, jako informacji przydatnej w badaniach bilansowych zlewni oraz w zagadnieniach modelowania hydrologicznego.

Pomimo szybkiego rozwoju zaawansowanych naziemnych i teledetekcyjnych technik pomiarowych, ocena wielkości zasilania zlewni opadem nadal pozostaje kluczowym zagadnieniem w hydrologii (Gourley i in., 2011; Zoccatelli i in., 2011; Tapiador i in., 2012). Jedną z możliwości jest korzystanie z danych pozyskiwanych z radarów meteorologicznych, coraz częściej stosowanych nie tylko w hydrologii „operacyjnej", ale również w badaniach obejmujących okresy historyczne o dostępnych seriach danych radarowych (Cole, Moore, 2009; Fu i in., 2010; He i in., 2011). Pomiar odbiciowości radarowej, a także zastosowanie wzorów empirycznych, wiążących odbiciowość z natężeniem opadu, umożliwiają odtworzenie pola opadu (Krajewski, Smith, 2002). Weryfikacja danych radarowych danymi deszczomierzowymi prowadzi w rezultacie do uzyskania bardziej wiarygodnej, ciągłej przestrzennie informacji o wielkości zasilania opadem (Sinclair, Pegram, 2005; Goudenhoofdt, Delobbe, 2009; Abdella, Alfredsen, 2010). Pole opadu niedostatecznie identyfikowane przez zbyt rzadką sieć deszczomierzy może być zastąpione i uszczegółowione przez informację radarową. Nie jest ona wolna od błędów, ale procedury przetwarzania danych stosowane w polskiej sieci radarowej umożliwiają ich korekcję (Szturc, 2010). Nadal jednak pozostaje bardzo wiele otwartych problemów badawczych, dotyczących porównania różnych typów danych o opadzie (Yong i in., 2013).



Ryc. 1. Lokalizacja zlewni badawczej w obrębie domeny przestrzennej danych radarowych
Fig. 1. Location of the research catchment within the spatial domain of radar data

W niniejszej pracy dokonano oceny przestrzennego zróżnicowania zasilania opadem zlewni nizinnej Łasicy o powierzchni około 460 km^2, na podstawie map radarowych. Zlewnia jest położona w Kampinoskim Parku Narodowym (KPN), w 100-kilometrowym zasięgu pomiarowym radaru w Legionowie (ryc. 1, punkt nr 10). Analizowano sumy miesięczne, półroczne i roczne opadu w latach 2004–2008. Hipotezą badawczą jest stwierdzenie, że pole opadu w zlewni charakteryzuje się dużą zmiennością czasową i zróżnicowaniem przestrzennym. Impulsem do szczegółowego rozpoznania warunków opadowych w tej zlewni były wcześniejsze badania bilansu wodnego w okresie wieloletnim, które wskazywały na znaczne różnice w wielkości opadów rejestrowanych w sieci posterunków opadowych (Soczyńska i in., 2003, Somorowska i in., 2011).

Dane i metody badań

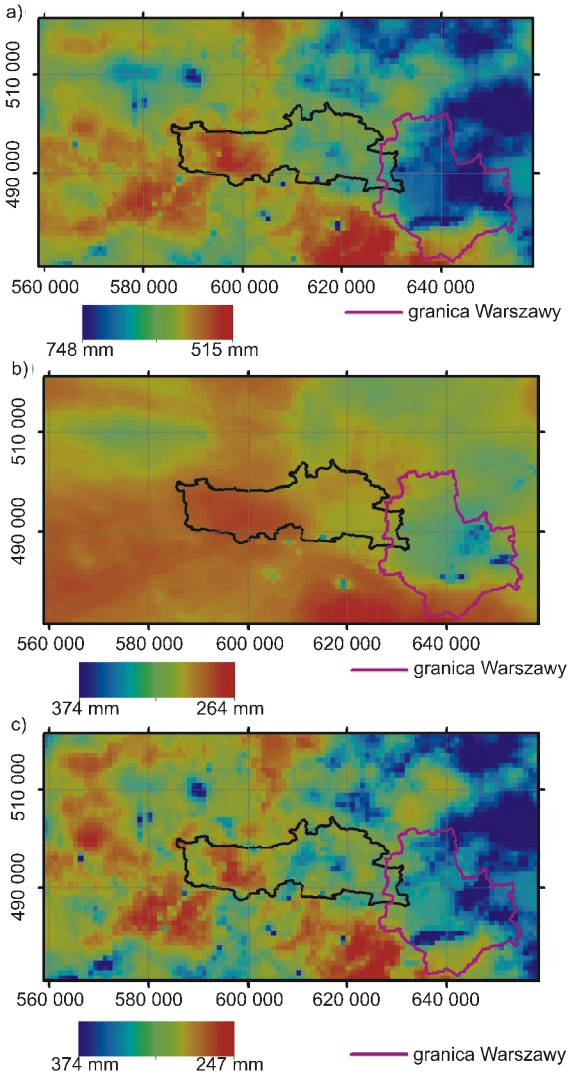
Dane radarowe opadu zostały udostępnione przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej PIB (IMGW-PIB), w domenie przestrzennej reprezentowanej przez macierz o wymiarach 100 × 50 pikseli, w rozdzielczości przestrzennej 1 km × 1 km. Wykorzystano dane obejmujące 3-godzinne sumy opadu, agregowane z wartości 10-minutowych. Korekcja błędów oraz weryfikacja danych radarowych danymi deszczomierzowymi została wykonana przez IMGW-PIB na podstawie sum opadu rejestrowanych w sieciach posterunków opadowych IMGW-PIB oraz KPN (ryc. 1). Do analizy wybrano kompletne ciągi danych, obejmujące lata 2004–2008.

Oceny zgodności danych radarowych z danymi deszczomierzowymi dokonano we wcześniejszych pracach, wykazując zgodność co do przebiegu oraz rzędu wielkości sum opadów miesięcznych (Somorowska, 2011) oraz sezonowych i dobowych (Somorowska, 2012, 2013). Obserwowane różnice przypisywane są faktowi, że pomiar opadu deszczomierzem jest pomiarem punktowym i nie jest w pełni reprezentatywny dla obszaru całego piksela radarowego. Chwilowe wartości mierzone tymi dwiema metodami, szczególnie w przypadku rozproszonych komórek opadowych, mogą znacznie różnić się, lecz sumy miesięczne i sezonowe są zbieżne.

W niniejszej pracy, w domenie przestrzennej dostępnych danych radarowych, dokonano agregracji sum opadu do wartości dobowych, miesięcznych i rocznych. Następnie utworzono radarowe mapy opadów w analizowanej zlewni. Określono zakres zmienności przestrzennej opadów w poszczególnych miesiącach, sezonach i latach, obliczając charakterystyki średnie w pięcioleciu. Ponadto skonstruowano krzywe sumowe opadu w wybranych latach, porównując ekstremalne wartości w zlewni.

Stosowano metody geoprzetwarzania danych, wykorzystując oprogramowanie ArcGIS w wersji 10.1. Zastosowano aplikację ModelBuilder, która umożliwiła utworzenie modelu przetwarzania danych przestrzennych z procedurą ite-

racji, zawierającą ciągi zależnych od siebie operacji. Utworzono dwa modele przetwarzania danych – pierwszy do integracji czasowej danych w domenie przestrzennej, a drugi do ekstrakcji danych radarowych w pikselach o zróżnicowanej wielkości opadu. Każdy z modeli składa się z elementów, którymi są narzędzia dostępne w oknie ArcTolbox programu ArcMap. Zautomatyzowało to proces przetwarzania danych.



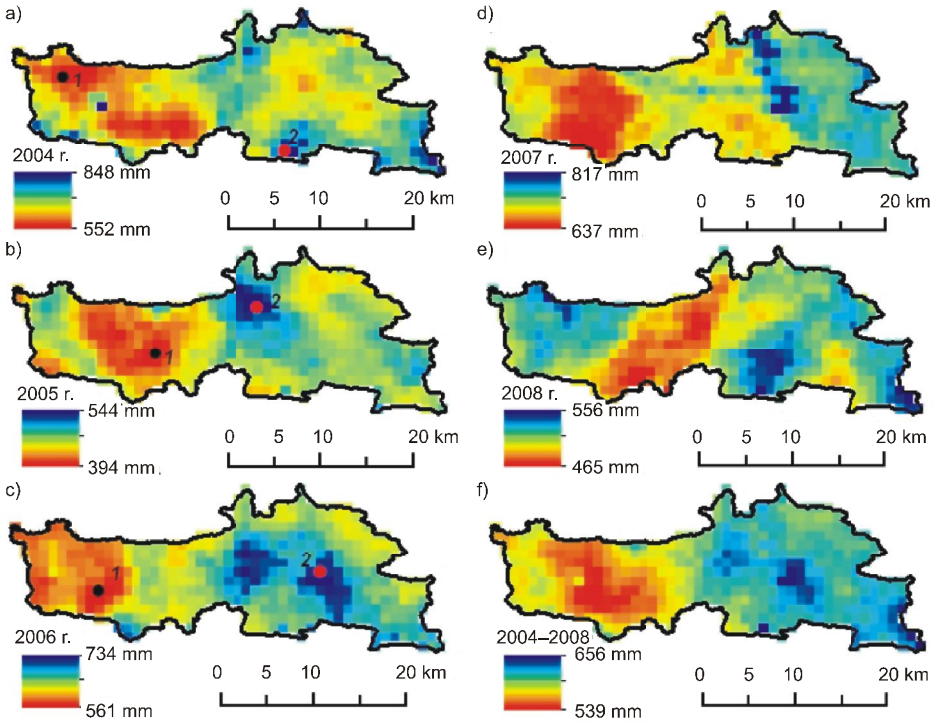
Ryc. 2. Zróżnicowanie przestrzenne opadu na podstawie wartości średnich w latach 2004–2008: a – suma roczna, b – suma półrocza zimowego (listopad–kwiecień), c – suma półrocza letniego (maj–październik); współrzędne mapy w układzie PUWG-1992

Fig. 2. Spatial variability of precipitation totals on the mean values in the period 2004–2008: a – mean annual precipitation, b – mean winter half precipitation (November–April), c – mean summer half precipitation (May–October); coordinates of the map are given in the PUWG-1992 projection

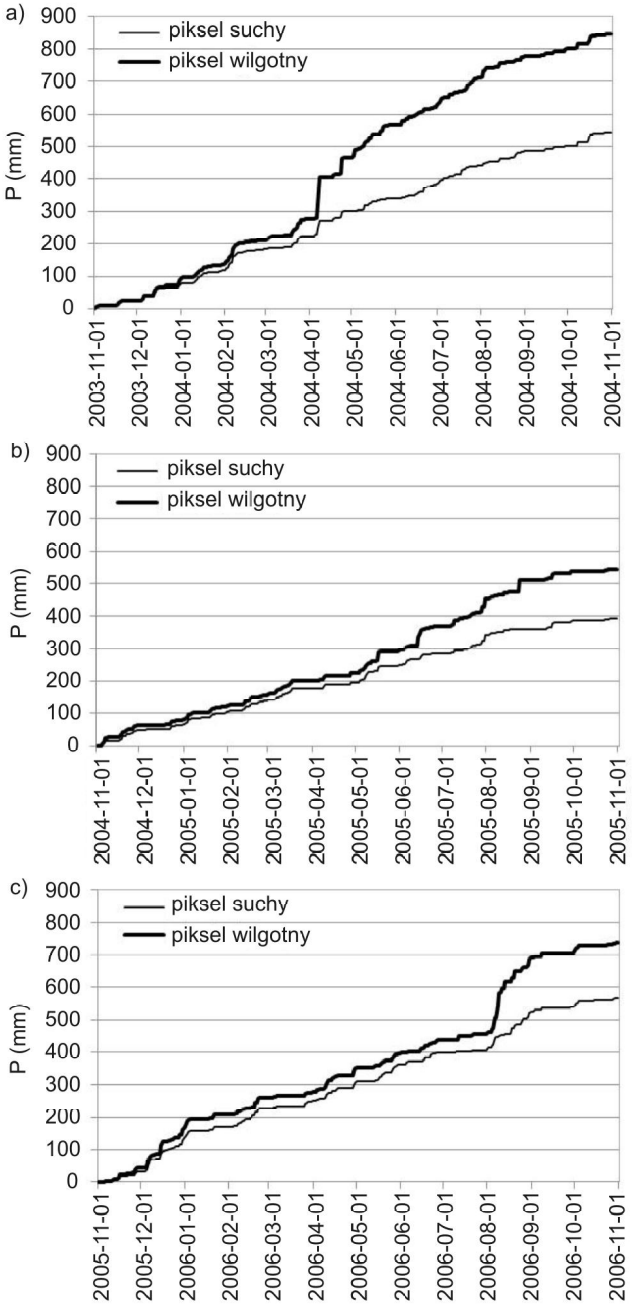
Wyniki

W obrębie analizowanej domeny przestrzennej roczne sumy opadów są znacznie zróżnicowane i kształtują się w zakresie 515–748 mm (ryc. 2a). Najniższe wartości występują w części zachodniej i południowej, natomiast najwyższe – w części wschodniej i północno-wschodniej. Dotyczy to również sum półrocza zimowego (ryc. 2b) oraz półrocza letniego (ryc. 2c). Prawdopodobną przyczyną tego zróżnicowania jest przeważający zachodni kierunek wiatrów oraz występowanie w części wschodniej obszaru zurbanizowanego, Warszawy, stanowiącego miejską wyspę ciepła, co wcześniej było sygnalizowane m.in. przez Lorenc (1991). W warunkach ocieplającego wpływu Warszawy (Adamczyk i in., 2008) jest możliwa intensyfikacja procesów konwekcyjnych, która w przypadku opadów nawalnych może znacznie podwyższać sumy opadów.

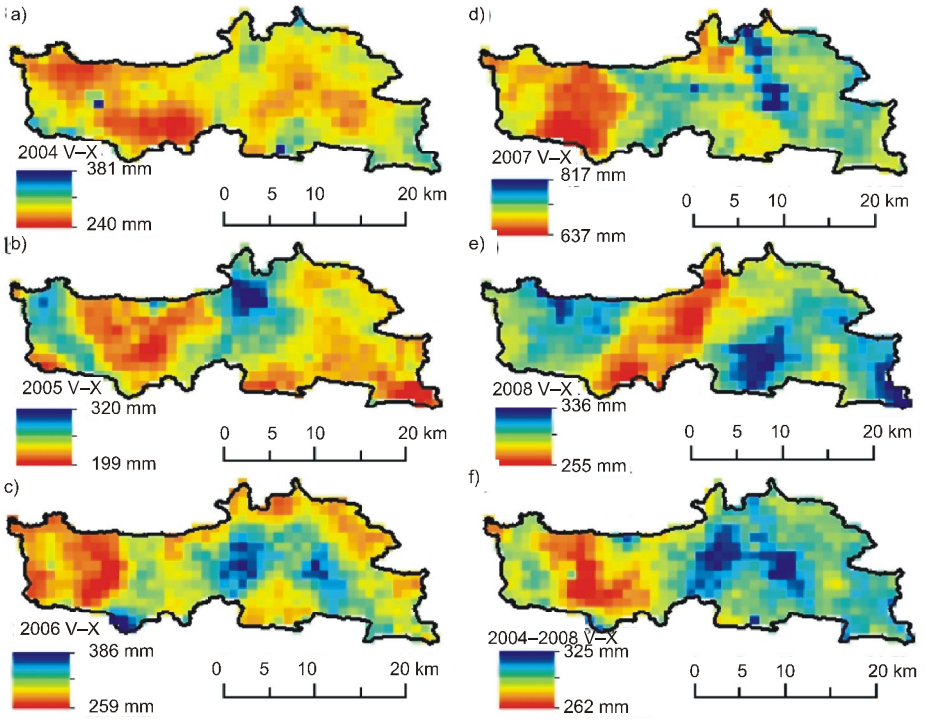
Zbliżone prawidłowości dotyczą zróżnicowania przestrzennego opadów w analizowanej zlewni (ryc. 3). Wyraźny jest gradient rocznych sum opadu, na



Ryc. 3. Zróżnicowanie przestrzenne rocznej sumy opadu w zlewni badawczej:
a–e – w poszczególnych latach wielolecia 2004–2008, f – średnia wieloletnia
1 – piksel „suchy", 2 – piksel „wilgotny"
Fig. 3. Spatial variability of the annual precipitation sum in the research catchment in the period 2004–2008 (a–e) and as a mean annual precipitation (f)
1 – 'dry' pixel, 2 –'wet' pixel

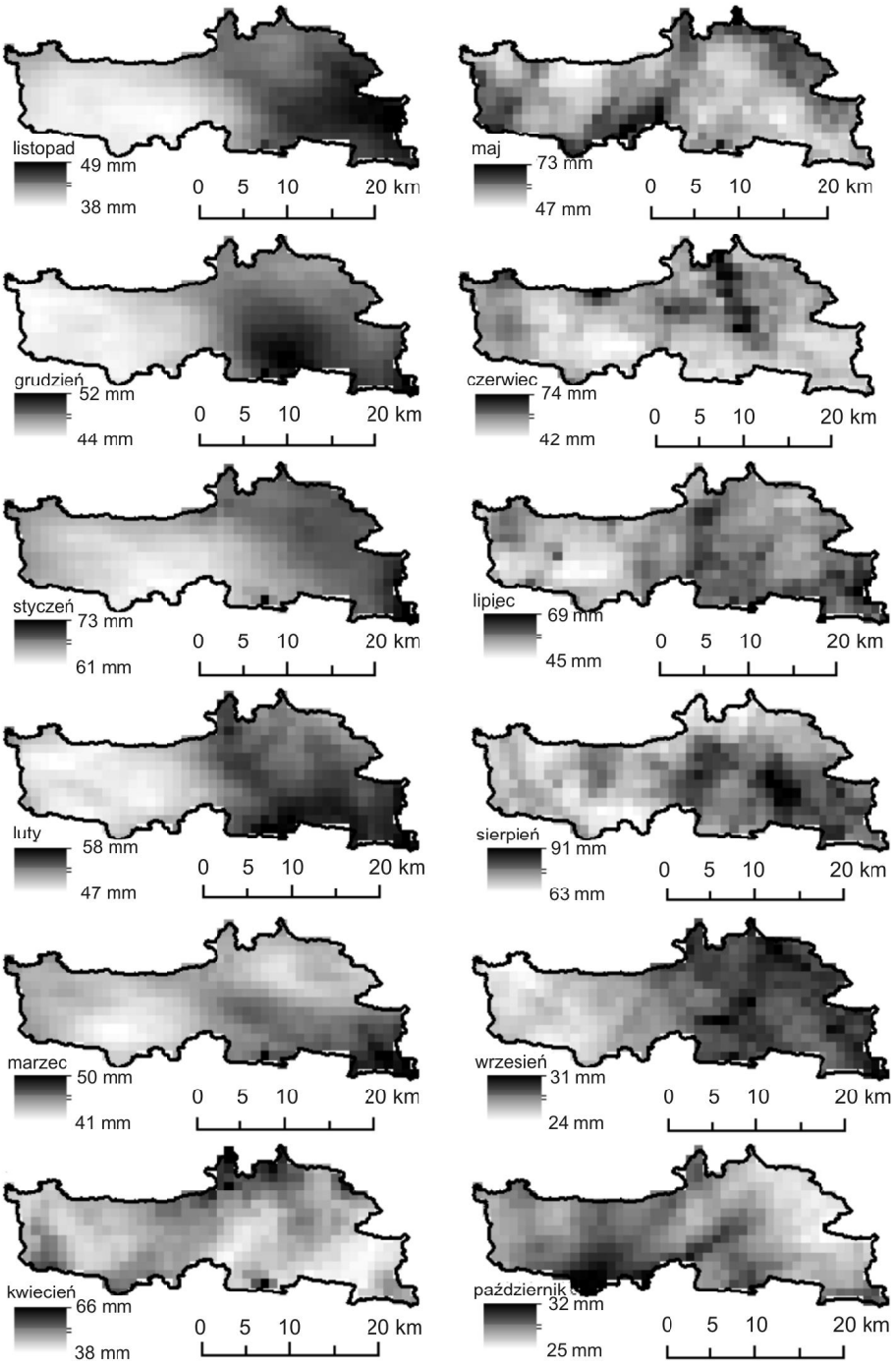


Ryc. 4. Krzywe sumowe opadów dobowych (*P*) w zlewni badawczej w wybranych pikselach o ekstremalnych rocznych wartościach opadu: a – 2004, b – 2005, c – 2006
lokalizacja pikseli „suchych" i „wilgotnych" – zob. ryc. 3
Fig. 4. Cumulative daily precipitation (*P*) in the research catchment in selected pixels with extreme values of annual precipitation
location of 'dry' and 'wet' pixels – see at the fig. 3

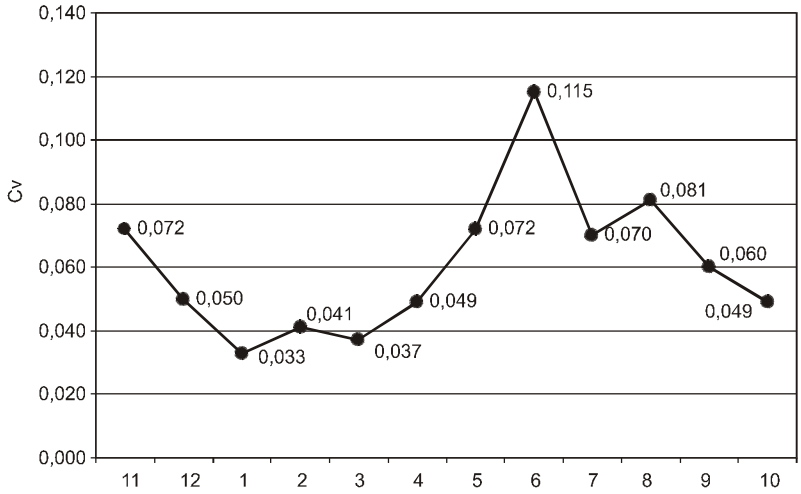


Ryc. 5. Zróżnicowanie przestrzenne opadu półrocza letniego (maj–październik) w zlewni badawczej: a–e – w poszczególnych latach wielolecia 2004–2008, f – średnia wieloletnia
Fig. 5. Spatial variability of the summer half precipitation (May–October) in the research catchment in the period 2004–2008 (a–e) and as a mean summer half precipitation (f)

ogół zaznaczający się wzrostem opadów z zachodu na wschód. Wyjątkiem jest 2008 rok, w którym najniższe sumy opadu wystąpiły w środkowej części zlewni. Średnia roczna suma opadów w zlewni waha się w granicach 539–656 mm (ryc. 3f), natomiast w poszczególnych latach zakres ten może być znacznie większy. Przykładowo, podobne różnice w wielkości zasilania opadem poszczególnych części zlewni w latach 2004–2006 (ryc. 3a–c) wynikają również z analizy krzywych sumowych opadu dobowego (ryc. 4). Terminem piksel „suchy" określa się piksel z najniższą sumą opadów, a terminem piksel „wilgotny" – piksel z najwyższą sumą opadów w zlewni. Szczególnie duże różnice, sięgające blisko 300 mm, zostały zarejestrowane w 2004 roku (ryc. 3a oraz 4a). W latach 2005–2007 maksymalne różnice były rzędu 150–180 mm. Najmniejsze różnice, rzędu 90 mm, wystąpiły w 2008 roku. W półroczu letnim rozkład sum opadów w zlewni jest zbliżony do rozkładu sum rocznych (ryc. 5). Przypuszczenie o zróżnicowaniu przestrzennym opadów, obserwowanym szczególnie w miesiącach letnich, potwierdzają również wartości sum średnich miesięcznych (ryc. 6). W tych miesiącach wartości współczynnika zmienności obszarowej są



Ryc. 6. Średnie miesięczne sumy opadów w zlewni badawczej w latach 2004–2008
Fig. 6. Mean monthly precipitation in the research catchment in the period 2004–2008



Ryc. 7. Współczynnik zmienności obszarowej (*Cv*) średnich miesięcznych sum opadu w latach 2004–2008
Fig. 7. Coefficient of spatial variation (*Cv*) of mean monthly precipitation in the period 2004–2008

najwyższe, szczególnie w czerwcu i sierpniu (ryc. 7). Najmniejsze zróżnicowanie występuje w styczniu, lutym i marcu.

Wnioski

Hipoteza o znacznym zróżnicowaniu przestrzennym opadu w nizinnej zlewni badawczej została potwierdzona. Stosowanie danych radarowych uszczegółowiło przestrzenny obraz zasilania zlewni opadem. Ciągła przestrzennie informacja radarowa, weryfikowana punktowymi danymi deszczomierzowymi, umożliwiła określenie wielkości opadu w obszarach pozbawionych naziemnej sieci pomiarowej.

W zlewni nizinnej, położonej w sąsiedztwie Warszawy, zaobserwowano wyraźne gradienty opadowe, zaznaczające się w miesięcznych, półrocznych i rocznych sumach opadu. Wschodnia część zlewni, graniczącą z Warszawą, charakteryzuje się znacznie wyższymi sumami opadów. Potwierdza to wcześniejsze przypuszczenia o wpływie obszaru miejskiego – miejskiej wyspy ciepła – na wielkość opadów. Rozpoznanie pola opadu z zastosowaniem danych radarowych może być przydatne w badaniach bilansu wodnego zlewni oraz w ocenie odnawialności zasobów wód podziemnych.

Literatura

Abdella Y., Alfredsen K., 2010, *Long-term evaluation of gauge-adjusted precipitation estimates from a radar in Norway*, Hydrol. Res., 41, 3–4, 171–192.

Adamczyk A.B., Błażejczyk K., Baranowski J., Kuchcik M., 2008, *Warunki termiczne aglomeracji warszawskiej*, [w:] K. Kłysik, J. Wibig, K. Fortuniak (red.), *Klimat i bio-klimat miast*, Wyd. UŁ, Łódź, 11–20.

Cole S.J., Moore R.J., 2009, *Distributed hydrological modelling using weather radar in gauged and ungauged basins*, Adv. Water Res., 32, 1107–1120.

Fu S., Sonnenborg T.O., Jensen K.H., He X., 2010, *Impact of precipitation input on the hydrological response of an integrated distributed water resources model*, Vadose Zone J., 10, 25–36.

Goudenhoofdt E., Delobbe L., 2009, *Evaluation of radar-gauge merging methods for quantitative precipitation estimates*, Hydrol. Earth Syst. Sci., 13, 195–203.

Gourley J.J., Hong Y., Flamig Z.L., Wang J.H., Vergara H., Anagnostou E.N., 2011, *Hydrologic evaluation of rainfall estimates from radar, satellite, gauge, and combinations on Ft. Cobb Basin, Oklahoma*, J. Hydrometeor., 12, 973–988.

He X., Vejen F., Stisen S., Sonnenborg T.O., Jensen K.H., 2011, *An operational weather radar based QPE and its application in catchment water resources modeling*, Vadose Zone J., 10, 8–24.

Krajewski W.F., Smith J.A., 2002, *Radar hydrology: rainfall estimation*, Adv. Water Res., 25, 8–12, 1387–1394.

Lorenc H., 1991, *Wpływ urbanizacji Warszawy na zmienność opadów atmosferycznych*, Wiad. IMGW, 1–4, 109–126.

Sinclair S., Pegram G., 2005, *Combining radar and rain gauge rainfall estimates using conditional merging*, Atmos. Sci. Lett., 6, 1, 19–22.

Soczyńska U., Gutry-Korycka M., Pokojska P., Mikos D., 2003, *Water balance as base for proper water management in the Łasica catchment (Kampinos National Park)*, Ecohydrol. Hydrobiol., 3, 3, 291–309.

Somorowska U., 2011, *Temporal changes in precipitation impacting groundwater and stream flow*, Die Bodenkultur J. Land Manag., Food and Envir., 62, 1–4, 111–117.

Somorowska U., 2012, *Annual and seasonal precipitation patterns across lowland catchment derived from rain gauge and weather radar data*, J. Water and Land Devel., 17 (VII–XII), 3–10.

Somorowska U., 2013, *Detekcja struktury pola opadów ekstremalnych w skali zlewni na podstawie danych naziemnych i radarowych*, Monogr. KGW PAN, 35, 5–19.

Somorowska U., Gutry-Korycka M., Lenartowicz M., Chormański J., Szporak S., 2011, *Charakterystyka uwarunkowań hydrologicznych*, [w:] T. Okruszko, W. Mioduszewski, L. Kucharski (red.), *Ochrona i renaturyzacja mokradeł Kampinoskiego Parku Narodowego*, Wyd. SGGW, Warszawa, 45–71.

Szturc J., 2010, *Niepewność w radarowych pomiarach opadu z punktu widzenia hydrologii*, Mat. Bad. IMGW, 42, 148 s.

Tapiador F.J., Turk F.J., Petersen W., Hou A.Y., Garcýa-Ortega E., Machado L.T., Angelis C.F., Salio P., Kidd C., Huffman G.J., de Castro M., 2012, *Global precipitation measurement: methods, datasets and applications*, Atmos. Res., 104–105, 70–97.

Yong B., Chen B., Gourley J.J., Ren L., Hong Y., Chen X., Wang W., Chen S., Gong L., 2013, *Intercomparison of the Version-6 and Version-7 TMPA precipitation products over high and low latitudes basins with independent gauge networks: is the newer version better in both real-time and post-real-time analysis for water resources and hydrologic extremes?*, J. Hydrol., 508, 77–87.

Zoccatelli D., Borga M., Viglione A., Chirico G. B., Blöschl G., 2011, *Spatial moments of catchment rainfall: rainfall spatial organisation, basin morphology, and flood response*, Hydrol. Earth Syst. Sci., 15, 3767–3783.

Estimation of spatial variability of precipitation in lowland catchment based on the radar maps

Abstract: The main aim of this study was to evaluate temporal variability of precipitation in the lowland Łasica catchment, adjacent to the urban area of Warsaw. Radar precipitation maps have been prepared in the resolution of 1 km × 1 km, using the 3-h radar data made available by the Institute of Meteorology and Water Management – National Research Institute. Spatially continuous precipitation field was obtained, adjusted by the rain-gauge data. Monthly, seasonal and annual precipitation was analyzed in the period 2004–2008, detecting the range of spatial variability. In addition, daily cumulative precipitation curves were constructed for pixels with extreme values of rainfall in the catchment. The results allowed to identify differences in the spatial distribution of precipitation. High gradients were detected on the monthly, seasonal and annual precipitation maps. Eastern part of the analyzed research catchment, adjacent to Warsaw, has a much higher precipitation. The largest spatial differentiation occurs in the summer months. The study has confirmed earlier reports on the impact of the urban area of Warsaw – urban heat island – on the amount of precipitation. Recognition of precipitation fields using radar data can be useful in further research on catchment water balance and recharge of groundwater resources.

Key words: precipitation, temporal variability, radar maps.

Podstawy metodologii badań jakości wody w akwenie na podstawie parametrów zwilżalności zanurzonych w toni naturalnych i sztucznych ciał stałych – formalizm interdyscyplinarny

Aneta Szczepańska[1], Stanisław Pogorzelski[2]

[1] Uniwersytet Gdański, Katedra Limnologii, ul. Bażyńskiego 4a, 80-952 Gdańsk
szczepańska.aneta@gmail.com
[2] Uniwersytet Gdański, Zakład Akustyki i Fizyki Jądrowej, ul. Wita Stwosza 57, 80-952 Gdańsk
fizsp@ug.edu.pl

Zarys treści: Zależność komponentów środowiska stwarza możliwość dedukowania na podstawie jednych parametrów o funkcjonowaniu innych. Dość powszechne w limnologii stały się opisy danych morfometrycznych oraz chemicznych badanych akwenów. Zanieczyszczenia czterech jezior Pojezierza Kaszubskiego, które są przedmiotem rozważań w niniejszej pracy, oceniono na podstawie wybranych parametrów fizycznych oraz chemicznych wody, z uwzględnieniem stanu biologicznego. Do typowych badań limnologicznych z zakresu jakości wody wprowadzono metodę pomiaru swobodnej energii powierzchniowej i kątów kontaktu ciało stałe (powierzchnia biologiczna) – ciecz, stosowaną do tej pory głównie przez fizyków do analizy zanieczyszczeń atmosferycznych oraz przy współpracy fizyków z oceanografami w celu określania zanieczyszczeń wód morskich. Dotychczasowe wyniki badań wykazują korelację rezultatów badań chemicznych z uzyskanymi przy zastosowaniu nowatorskiej metody, uwzględniającej zmiany zwilżalności powierzchni. Dla układu badana powierzchnia – woda jeziorna stwierdzono korelację między parametrami chemicznymi wody, świadczącymi o zanieczyszczeniu, a wynikami analizy swobodnej energii powierzchniowej i kątów kontaktu ciało stałe – ciecz. Badania opierające się na pomiarze zwilżalności powierzchni makrofitów mogą stać się pomocne w oznaczaniu zanieczyszczeń wód jeziornych. Dodatkowym atutem tej metody jest brak konieczności wykorzystywania środków chemicznych do analizy jakościowej wody, a tym samym brak negatywnego wpływu na środowisko przyrodnicze.

Słowa kluczowe: jezioro, sampler, jakość wody, zwilżalność powierzchni.

Parametry zwilżalności powierzchni samplerów zanurzonych w toni wodnej, określane metodą pomiaru histerezy kąta kontaktu, mogą stać się czułymi indy-

katorami stanu wód naturalnych, wykazując korelację z powszechnie stosowanymi wskaźnikami, opartymi na pomiarach chemii wody. Zdobycie nowej wiedzy o podstawowych zjawiskach, zachodzących w środowisku wodnym, może przyczynić się do rozwoju badań interdyscyplinarnych na płaszczyźnie fizyka – chemia – hydrologia. Dzięki interdyscyplinarnemu podejściu do danego tematu można rozszerzyć wiedzę na temat praw rządzących przyrodą.

Badania terenowe były prowadzone na czterech jeziorach usytuowanych na Pojezierzu Kaszubskim. Wszystkie akweny przynależą do zlewni górnej Raduni (ryc. 1).

Autorzy zmierzają do opracowania nowych indykatorów fizycznych stanu biofilmu monitorowanego *in situ*, w sposób bezinwazyjny i w trybie ciągłym. Założono, że dzięki wielu seriom badań możliwe będzie określenie zalet (możliwości) i wad (ograniczeń) nowej metody jako bioindykatora. Do tej pory wykluczano z analiz makrolity jako złoża depozycyjne, ze względu na zmienną morfologicznie strukturę powierzchni, co jednak nie wyklucza naturalnych samplerów, gdyż dobrymi podłożami mogą być skały oraz drewno. Opracowanie danych



Ryc. 1. Rozmieszczenie badanych jezior na tle Kaszubskiego Parku Krajobrazowego (Szczepańska i in., 2011)
Fig. 1. Location of respondents lakes in the background of the Kashubian Landscape Park (Szczepańska et al., 2011)

zebranych podczas badań miało na celu wykazanie zależności pomiędzy morfologią formowania, transformacją i migracją biofilmu na zanurzonych w wodach słodkich podłożach, wyrażonych strukturą warstwową, tempem formowania, masą zdeponowaną, a zmianami czasowymi parametrów energetyki powierzchniowej oraz poznanie szczegółowych etapów formowania się filmu na badanej powierzchni i skali czasowej poszczególnych procesów transformacji, a także identyfikację kolonizujących organizmów. Możliwość praktycznego wykorzystania opracowanej metody prognozowana jest z wybranymi instytucjami, zaangażowanymi w zakresie wyboru i testowania skuteczności warstw antykorozyjnych stosowanych w zapobieganiu zjawisku porastania struktur podwodnych (biofoulingu). Efektem kilkuletnich badań ma być stworzenie nowej kompleksowej, bezinwazyjnej metodologii badawczej oraz sprzętu pomiarowego do badań rutynowych.

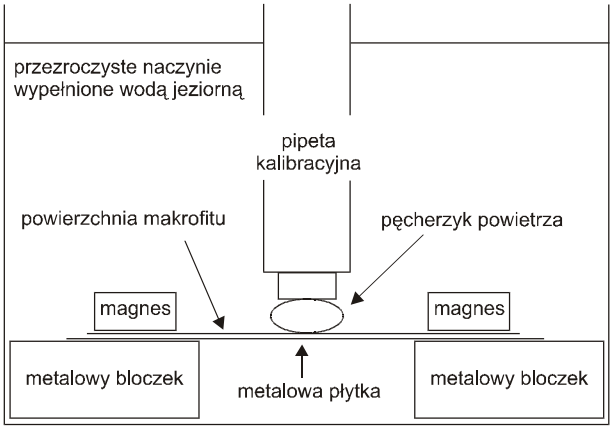
Sprzęt pomiarowy wykorzystywany przy pomiarach zwilżalności powierzchni w większości jest samodzielną i oryginalną konstrukcją stworzoną przez autorów. Powierzchniami testowymi ciał stałych o zróżnicowanej zwilżalności były: liście makrofitów, kamienie, płytki krzemionkowe, teflon, PCV, powierzchnie pokryte parafiną, płytki metalowe o zróżnicowanej energii powierzchniowej i różnej efektywności adhezyjnej biomasy (ryc. 2).

Metoda osadzonego pęcherzyka powietrza opiera się na założeniu, że na dane obiekty oddziaływają zanieczyszczenia, które zmieniają fizyczne właściwości zwilżania ich powierzchni. Wskutek oddziaływania na dane powierzchnie substancji powodujących depozycję lub substancji przyczyniających się do erozji, ulega zmianom siła oddziaływań ciecz – warstwa wierzchnia.

Badane powierzchnie (np. płytki krzemionkowe) umieszczane są w dwóch rodzajach układów mocujących – tyczkach oraz pływakach, które następnie lokalizuje się w toni wodnej na głębokości około 0,5 m. Samplery do pomiarów wydobywano wraz z wodą ze zbiorników podczas kilku sesji terenowych.

Konstrukcja aparatury pomiarowej składa się ze statywu, który dzięki prostopadłemu uchwytowi, utrzymującemu pipetę/strzykawkę, umożliwia wytwarzanie pęcherzyka powietrza. Pomiary w układzie polegają na analizie geometrii pęcherzyka gazu utworzonego przez pipetę. Pęcherzyk jest oświetlany rozproszonym światłem białym, a jego obraz jest rejestrowany kamerą cyfrową usytuowaną horyzontalnie (kąt wstępujący i zstępujący – ryc. 3). Fotografuje się również badaną powierzchnię rzutem z góry, przy użyciu mikroskopu zmiennoogniskowego połączonego z kamerą mikroskopową, w celu dokładniejszej analizy i identyfikacji kolonii bakterii/glonów w biofilmie.

Opracowanie wyników polega na korelacji uzyskanych z pomiarów danych fizycznych z chemicznymi (tab. 1). Analizy statystycznej dokonano przy wykorzystaniu współczynnika korelacji rang Spearmana. Parametry trofii i parametry zwilżalności są wyraźnie skorelowane. W przyszłości zamierza się stworzenie wzorów umożliwiających wnioskowanie na podstawie dokładnych danych licz-



Ryc. 2. Szkic aparatury – część mechaniczno-pomiarowa (Szczepańska, 2012)
Fig. 2. Equipment draft – part mechanical-measuring (Szczepańska, 2012)

Tab. 1. Zestawienie wyników – korelacja, współczynnik rang Spearmana
Tab. 1. Summary of results – correlation coefficient of Spearman ranks

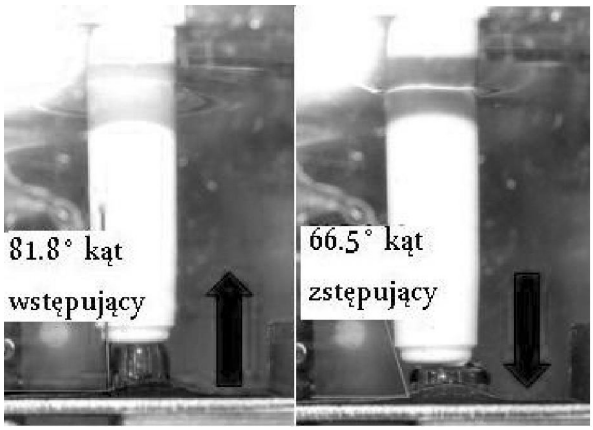
Parametry trofii	CAH (°)	Π (mN·m^{-1})	γSV (mJ·m^{-2})	WA (mJ·m^{-2})	WS (mJ·m^{-2})	γ_{Sd}/γ_{SV}
pH	0,631	0,673	0,712	0,551	0,684	0,782
rozpuszczony O_2 (mg·dm^{-3})	0,845	0,781	0,893	0,613	0,697	0,821
głębokość krążka Secchiego (m)	–0,621	–0,755	–0,825	–0,654	–0,715	–0,956b
całk. P (mg·dm^{-3})	0,751	0,912a	0,789	0,572	0,542	0,917
całk. N (mg·dm^{-3})	0,824	0,933a	0,726	0,683	0,402	0,961b

ap < 0,05, *n* = 9; *bp* < 0,01, *n* = 9

bowych, uzyskanych z pomiarów kąta kontaktu, o bardzo szczegółowych parametrach jakości środowiska wodnego.

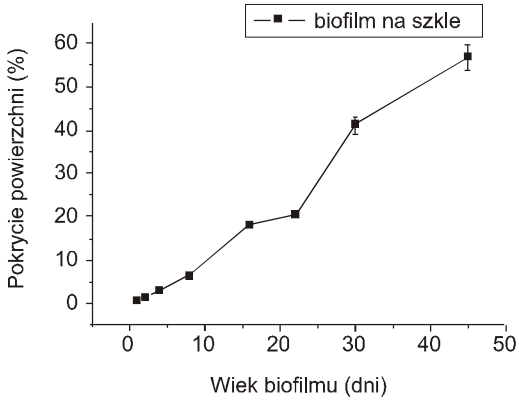
Powierzchnia makrofitu (sampler naturalny), bądź powierzchnia ciała stałego (sampler sztuczny) o zróżnicowanej hydrofobowości, zanurzona w toni jeziora jest odbiornikiem bodźców środowiskowych, chemicznych oraz biologicznych – reaguje w określony sposób, wyrażony ilościowo, zmiennością parametrów zwilżalności powierzchniowej. Na podstawie właściwości wybranych powierzchni (ich zachowania się w środowisku wodnym w skali czasowej) można wnioskować o jakości wody i procesach w niej zachodzących. Dotychczas zebrane dane wskazują na ścisły związek pomiędzy fizycznymi parametrami zwilżalności a stosowanymi powszechnie wskaźnikami chemicznymi stanu jakości środowiska wodnego.

Formowanie się warstwy biofilmu na danej powierzchni jest procesem składającym się z kilku faz o określonej skali czasowej. W wyniku badań, dotyczących kolonizowania struktur, prowadzonych w czasie od 1 do 300 min oraz



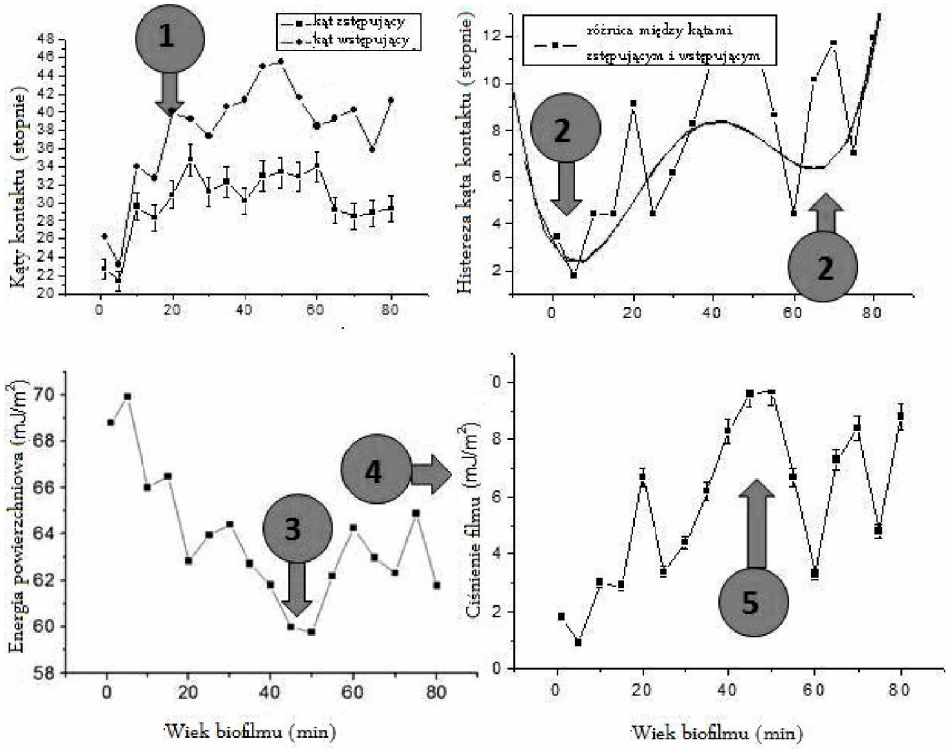
Ryc. 3. Kąt wstępujący i zstępujący (Szczepańska i in., 2011)
Fig. 3. Developed 3D biofilm structure (Szczepańska et al., 2011)

ciągłych (codzienne) dwumiesięcznych od umieszczenia sterylnego podłoża w środowisku wodnym, zaobserwowano pewne charakterystyczne procesy. Z fizycznego punktu widzenia, obecność warstwy biofilmu prowadzi do hydrofobizacji powierzchni ciała (powierzchnia hydrofilnego szkła jest pokrywana materiałem o charakterze hydrofobowym. Obserwowane zmiany dotyczyły wzrostu biomasy mokrej oraz wzrostu stopnia pokrycia powierzchni przez organizmy w okresie dwumiesięcznym. Sukcesja biologiczna wykazuje korelacje z mierzonymi parametrami fizyki powierzchniowej (ryc. 4).



Ryc. 4. Systematyczny wzrost powierzchni pokrytej przez biofilm w okresie 50 dni (Pogorzelski i in., 2013)
Fig. 4. Systematic surface growing covered by a biofilm during 50 days (Pogorzelski et al., 2013)

Przedstawione zależności pokazują ewolucję czasową poszczególnych parametrów powierzchniowych, a wskazane szczególne elementy krzywych – jednoznacznie na zachodzące zmiany strukturalne w biofilmie (ryc. 5).



Ryc. 5. Wpływ ekspozycji powierzchni na działalność czynników środowiskowych w odniesieniu do parametrów fizyki powierzchni (Pogorzelski i in., 2013)
1 – postępująca hydrofobizacja powierzchni (wzrost obu kątów i jednoczesny spadek γ_{sv}) osiąga maksimum po około 20 min i dalej przyjmuje wartość stałą (nasycenia), 2 – stan biofilmu o najmniejszej sile adhezji do podłoża (minima CAH) występuje dla t = 5 i 65 min, 3 – całkowicie pokryta powierzchnia biofilmem odpowiada najbardziej hydrofobowej powierzchni (minimum γ_{sv}) i występuje po 45–50 min kolonizacji, 4 – moment utworzenia dojrzałego biofilmu o strukturze przestrzennej po 45 min formowania, 5 – maksymalna akumulacja biomaterii po 40–50 min, potem następuje odrywanie się i dyspersja w środowisku luźno związanych fragmentów filmu

Fig. 5. Influence of surface exposure of environmental factors on the activity in relation to the parameters of surface physics (Pogorzelski et al., 2013)
1 – progressive hydrophobization surface (both angles increase with a simultaneous decrease γ_{SV}) reaches a maximum after approximately 20 min, and further assumes a constant value (saturation), 2 – biofilm as the lowest adhesion strength to the substrate (CAH minima) occurs for t = 5 and 65 min, 3 – biofilm completely coated surface corresponds to the most hydrophobic surface (minimum γ_{SV}) and occurs in 45–50 min, colonization, 4 – torque form the mature biofilms dimensional structure forming at 45 min, 5 – maximum accumulation biomaterii occurs in about 40–50 min, then followed by detachment and dispersion in the environment loosely connected fragments of the film

Badania prowadzą do stworzenia metody badawczej, korelującej jakość chemiczną wody z wymaganiami siedliskowymi flory; dzięki korelacji zjawisk, zachodzących na powierzchni ciał stałych, ze środowiskiem, w którym występują,

ma dostarczyć nowych, czułych indykatorów stanu środowiska. Autorzy zakładają, że kompleksowe opisanie fizycznych indykatorów, o dużym stopniu uniwersalności użycia naturalnych lub sztucznych samplerów depozycji powierzchniowej (nie wszystkie podłoża są odpowiednie), da podstawę do opracowania metody badawczej, umożliwiającej kontrolowanie zaawansowania procesu eutrofizacji. Przez łatwość wykonania pomiarów oraz brak konieczności wykorzystywania środków chemicznych (niezbędnych przy oznaczeniu zawartości biogenów i innych wybranych parametrów jakości wody) w określaniu zawartości zanieczyszczeń w wodzie, projektowana metoda stanie się przydatna w praktyce w badaniach środowiskowych.

Uzupełniające pomiary struktury, jednorodności, własności termicznych biofilmów są mierzone przez zastosowanie spektroskopii fotoakustycznej, szczególnie przydatnej w badaniu próbek nieprzezroczystych, takich jak biofilm. Z pomiarów widma sygnału fotoakustycznego możliwe będzie określenie składu barwnikowego i aktywności fotosyntetycznej barwników, rozkładu warstwowego substancji w biofilmie. Autorzy dążą do skorelowania widma fotoakustycznego z pasmami absorpcji barwników, występujących w algach zasiedlających ciała stałe w toni wodnej. Sugerują, że kolor podłoża związany jest z chromatyczną adaptacją poszczególnych rodzajów alg.

Literatura

Chibowski, E., 2003, *Surface free energy of a solid from contact angle hysteresis*, Adv. Colloid Interf. Sci., 149–172.

Pogorzelski S.J., Mazurek A.Z, Szczepańska A., 2013, *In-situ surface wettability parameters of submerged in brackish water surfaces derived from captive bubble contact angle studies as indicators of surface condition level*, J. Mar. Syst., 50–60.

Szczepańska A., Jańczak J., Pogorzelski S., 2011, *Wstępna ocena możliwości określenia jakości wody na podstawie zwilżalności makrofitów*, Anthrop. Natural Transform. Lakes, 5, 128–133.

Szurkowski, J., 2002, *The effect of environmental contamination on the photosynthetic energy storage of Taraxacum officinale leaves: photoacoustic characterization*, Instrument. Sci. Technol., 30, 205–210.

Base of the research methodology leads to quality assessment of fresh water based on the parameters of wettability immersed in natural and artificial solids – an interdisciplinary formalism

Abstract: The relationship of components of the environment creates the possibility deduce from some parameters on the functioning of the others. Quite prevalent in the limnology become morphometric data descriptions and chemical tested waters. Pollution of some lakes in the Kashubian Lake District, that are the subject of this article rated based on selected parameters of physical and chemical fresh water and the biological status. Typical limnological research in the field of water quality introduced a method for measuring the surface free energy and solid contact angle (surface area) – liquid used so far by mostly by physicists for the analysis of atmospheric pollutants, in cooperation with

physicists from oceanographers to identify marine pollution. Existing research results show a correlation between the results of chemical analyzes with those obtained by using an innovative method of taking into account changes in surface wettability. Preliminary results for the studied area – water lake correlate chemical parameters indicative of contamination with the analysis of the surface free energy and contact angles solid – liquid. Research based on the measurement of surface wettability macrophytes may be helpful in determining the pollution of lake waters. Another advantage of this method is the lack of wear-resistant chemicals, and thus no negative impact on the environment.

Key words: lake, sampler, water quality, surface wettability.

Monitoring hydrochemiczny zbiorników zaporowych województwa łódzkiego[1]

Dominik Szczukocki, Barbara Krawczyk, Radosław Dałkowski, Renata Juszczak, Ewa Miękoś, Marek Zieliński

Uniwersytet Łódzki, Katedra Chemii Nieorganicznej i Analitycznej, ul. Tamka 12, 91-403 Łódź
dominik.szczukocki@gmail.com

Zarys treści: Obszar województwa łódzkiego jest stosunkowo ubogi w zasoby wodne. Stan ten jest wyjątkowo niekorzystny ze względu na małą liczbę obiektów retencyjnych. Największe zbiorniki retencyjne w województwie zdecydowanie wpływają na zwiększenie zasobów dyspozycyjnych wód powierzchniowych regionu łódzkiego. Są to zbiorniki Sulejowski i Jeziorsko. Ich wodom zagraża jednak antropopresja. Naturalne warunki ekologiczne zbiorników wodnych zostają naruszone przez odprowadzanie do rzek ścieków komunalnych i przemysłowych. Wzrost zawartości mineralnych związków odżywczych, pochodzących z tych ścieków, oraz spływ składników nawozowych doprowadzają do szybkiej eutrofizacji wód i w konsekwencji do tworzenia się zakwitów sinicowych. Niebezpieczeństwem towarzyszącym obfitym zakwitom jest zachwianie równowagi tlenowej w środowisku wodnym, a także wytwarzanie toksyn niebezpiecznych dla zdrowia.

Przedstawiono wyniki monitoringu wód zbiorników zaporowych pod kątem parametrów fizyczno-chemicznych i występowania zakwitów sinicowych. Prowadzone w latach 2011–2013 badania potwierdzają zły stan wód w zbiornikach Sulejów i Jeziorsko, znaczną ich eutrofizację i występowanie cyjanotoksyn.

Słowa kluczowe: wody powierzchniowe, zbiorniki zaporowe, jakość wody, toksyny sinicowe, eutrofizacja.

Według *Założeń narodowej strategii rozwoju regionalnego na lata 2007–2013*, Polska posiada wyjątkowo małe objętości rezerwowe zbiorników retencyjnych w stosunku do średniorocznych przepływów wody w rzekach i dlatego bardzo waż-

[1] Projekt współfinansowany ze środków Wojewódzkiego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej w Łodzi.

ne jest podejmowanie działań, mających na celu kontrolę i utrzymanie jak najlepszych parametrów wody w tych zbiornikach.

Hydrografia województwa łódzkiego jest bardzo specyficzna głównie ze względu na jego położenie wododziałowe. Jest to obszar stosunkowo ubogi w zasoby wodne. Wyjątkowo niekorzystna jest znikoma liczba obiektów retencyjnych. Położony w centrum województwa obszar Wzniesień Łódzkich stanowi strefę źródłową dużej ilości małych cieków wodnych. Trzy największe rzeki, przepływające przez województwo, to Bzura, Pilica i Warta.

Pilica to najdłuższy, liczący sobie 319 km, dopływ Wisły. Zlewnia Pilicy ma powierzchnię 9273 km^2, na terenie województwa znajduje się 135 km biegu tej rzeki. Ma ona duże zasoby wodne, większe o 1 dm$^3 \cdot$s$^{-1} \cdot$km^{-2} od średniej dla terytorium Polski. Powyżej Tomaszowa Mazowieckiego na rzece zlokalizowany jest Zbiornik Sulejowski. Jej głównymi dopływami są: Luciąża, Czarna Maleniecka, Wolbórka.

Warta to duży dopływ Odry. Zlewnia tej rzeki ma powierzchnię 54 310 km^2. Na terenie województwa łódzkiego Warta ma bardzo zmienny charakter, w części jest bardzo mocno obwałowana. Większość jej dopływów jest uregulowana. Na terenie gmin Pęczniew i Warta zlokalizowany jest zbiornik Jeziorsko, który piętrzy wody rzeki Warty. Jej głównymi dopływami są Prosna, Widawka z Grabią i Ner.

Bzura to lewostronny dopływ Wisły, o długości 166 km. Zlewnia Bzury ma powierzchnię 7787,5 km^2. Dolina rzeki jest specyficzna głównie ze względu na istniejące w niej duże obszary zmeliorowane, liczne stawy, podmokłości. Większe dopływy Bzury to Rawka, Mroga, Moszczenica, Ochnia, Słudwia. Doliny tych rzek charakteryzują się dość wysokim poziomem zmeliorowania i obecnością zbiorników retencyjnych.

W województwie łódzkim brakuje większych naturalnych zbiorników wodnych. Istniejące zasoby wód stojących to zbiorniki sztuczne, zespoły stawów rybnych, podmokłe tereny torfowo-bagienne oraz zbiorniki systemów melioracyjnych.

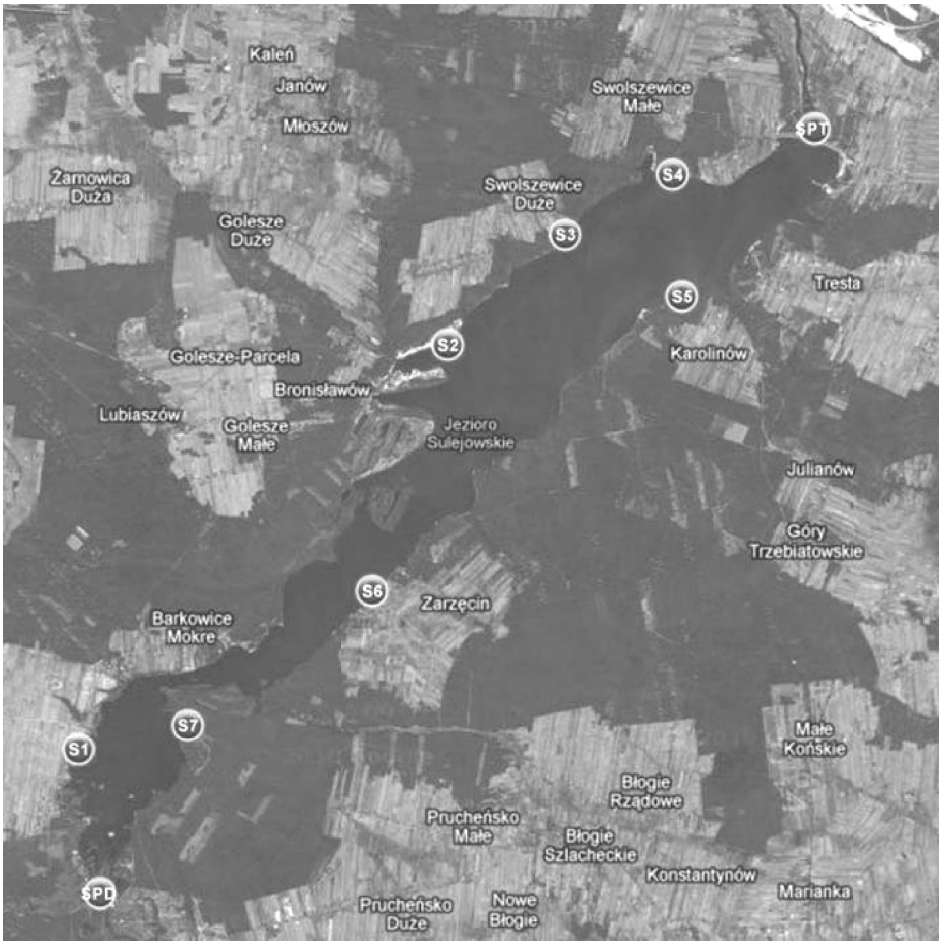
Największe zbiorniki retencyjne w województwie zdecydowanie wpływają na zwiększenie zasobów dyspozycyjnych wód powierzchniowych regionu łódzkiego. Są to zbiorniki Sulejowski i Jeziorsko (tab. 1).

Tab. 1. Dane morfometryczne i hydrologiczne zbiorników Sulejowskiego i Jeziorsko
Tab. 1. Morphometric and hydrological data of Sulejowski and Jeziorsko reservoirs

Charakterystyka	Zbiornik Sulejowski	Zbiornik Jeziorsko
powierzchnia (km^2)	19,8	29,8
średnia głębokość (m)	3,2	3,4
objętość (mln m^3)	66,6	101,2
dopływ (mln m^3)	1065,5	1502,7
odpływ (mln m^3)	1037,4	1144,7
czas zatrzymywania (dni)	23	25

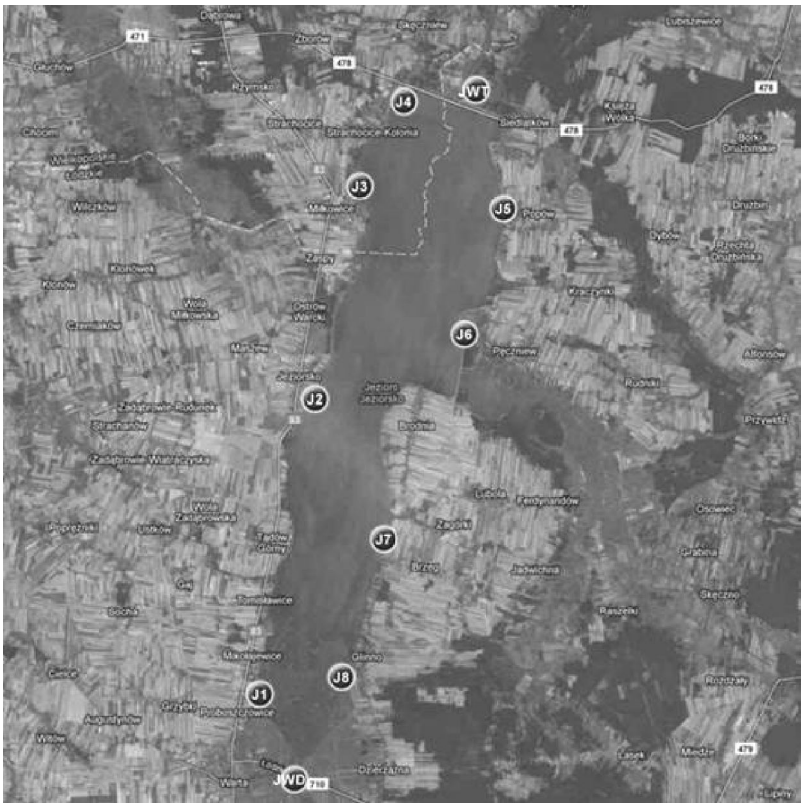
Obiekty i wyniki badań

Zbiornik Sulejowski (ryc. 1), o powierzchni maksymalnej 23,8 km^2 i pojemności rzędu 75 mln m^3, powstał w 1973 roku, po spiętrzeniu wód Pilicy na km 139 jej biegu. Jego zadaniem było zaopatrzenie w wodę aglomeracji łódzkiej. Jest on rezerwowym zbiornikiem wody pitnej dla całej aglomeracji. Zbiornik obecnie pełni funkcje retencyjne, rekreacyjne i służy do generacji energii.



Ryc. 1. Zbiornik Sulejowski (kółka – miejsca poboru prób)
Fig. 1. Sulejowski Reservoirs (circles indicate the sampling location)

Zbiornik Jeziorsko (ryc. 2) powstał w 1986 roku, przez spiętrzenie wód rzeki Warty na km 504 jej biegu. Jego powierzchnia przy maksymalnym piętrzeniu wynosi 42,3 km^2, a maksymalna pojemność całkowita to 202,8 mln m^3. Zbiornik jest akwenem wielozadaniowym, lecz główna jego funkcja to nawadnianie gruntów i użytków zielonych, ochrona przed powodzią doliny Warty oraz generowanie energii elektrycznej.



Ryc. 2. Zbiornik Jeziorsko (kółka – miejsca poboru prób)
Fig. 2. Jeziorsko Reservoirs (circles indicate the sampling location)

Szacuje się że wody stojące na terenie województwa łódzkiego zajmują 10 770 ha, co stanowi 0,6% jego powierzchni. Negatywnym zjawiskiem jest fakt, że połowę tej powierzchni wypełniają tylko dwa zbiorniki, czyli Jeziorsko i Zalew Sulejowski. Pozostałe zbiorniki retencyjne to m.in. Wawrzkowizna – 15 ha, Wąglanka-Miedzna – 175 ha, Bugaj – 52 ha, Cieszanowice – 217 ha, Próba – 21,4 ha. Są to małe zbiorniki, służące przede wszystkim do celów rekreacyjnych i magazynowania wody do nawadniania terenów rolniczych, mające mniejsze znaczenie strategiczne dla województwa.

Woda odgrywa niezastąpioną rolę w gospodarce komunalnej. Jakość wody, zwłaszcza używanej do celów pitnych i rekreacyjnych, musi być bardzo wysoka. Wodom zagraża jednak antropopresja. Efektem jej jest zarówno zubożenie zasobów, jak i niebezpieczeństwo wystąpienia zanieczyszczeń wód. Coraz częściej naturalne warunki ekologiczne zbiorników wodnych zostają silnie naruszone przez odprowadzanie do rzek ścieków komunalnych i przemysłowych. Wzrost zawartości mineralnych związków odżywczych, pochodzących z tych ścieków, jak również spływ składników nawozowych doprowadzają do szybkiej eutrofizacji wód. Zdolność szybkiego rozwoju, jaka cechuje niektóre gatunki

fitoplanktonu w korzystnych warunkach temperatury, oświetlenia i koncentracji związków odżywczych, prowadzi do wielkiego zagęszczenia zwłaszcza sinic w powierzchniowych warstwach wody, dochodzącego nawet do kilku milionów komórek w 1 cm^3. Niebezpieczeństwem towarzyszącym obfitym zakwitom sinic jest zachwianie równowagi tlenowej w środowisku wodnym, a także wytwarzanie toksyn niebezpiecznych dla zdrowia ludzi i zwierząt. Zakwity sinic tworzą się w okresie późnej wiosny i lata, w postaci zielono-niebieskiego kożucha lub piany.

W Europie zakwity sinicowe można zaobserwować w wielu krajach. W Portugalii i we Francji dominują *Microcystis aeruginosa* i *Aphanizomenon flos-aquae*. W Belgii intensywne zakwity *M. aeruginosa* były przyczyną śmiertelnych zatruć ptaków, które zasiedlały brzegi kilku jezior. Na obszarze Azji liczne doniesienia o zakwitach dotyczą Korei Południowej. Mikrocystyny wykryto również w wodach jezior Tajwanu i Filipin. W Afryce zakwity występują na terenie Egiptu. W wodach Nilu, w prowincji Sohag, namnażają sę *Oscillatoria tenuis*. W Maroku spotykane są zakwity rodzajów *Microcystis*, *Pseudoanabaena*, *Synechocystis* oraz *Oscillatoria* (Kabziński, 2005). Należy tu podkreślić, że dla człowieka to nie same sinice stanowią zagrożenie, a produkowane przez nie toksyny. Nie zawsze zjawisko zakwitu prowadzi do skażenia wody szkodliwymi związkami chemicznymi, ponieważ nie wszystkie gatunki sinic je produkują.

Objawy, wynikające z zatrucia toksynami sinicowymi, zależą od wielkości intoksykacji, długości ekspozycji oraz indywidualnej odporności człowieka. W przypadku zatrucia hepatotoksynami obserwuje się u pacjentów trzy charakterystyczne fazy; przez pierwsze 2 dni występują u nich zaburzenia wątrobowe, później faza śpiączki i letargu (1–2 dni), a następnie przez około 5 dni utrzymuje się biegunka i silne zaburzenia jelitowe. Długotrwałe działanie toksyn sinicowych na organizm może być przyczyną powstawania nowotworów (Szczukocki, 2011).

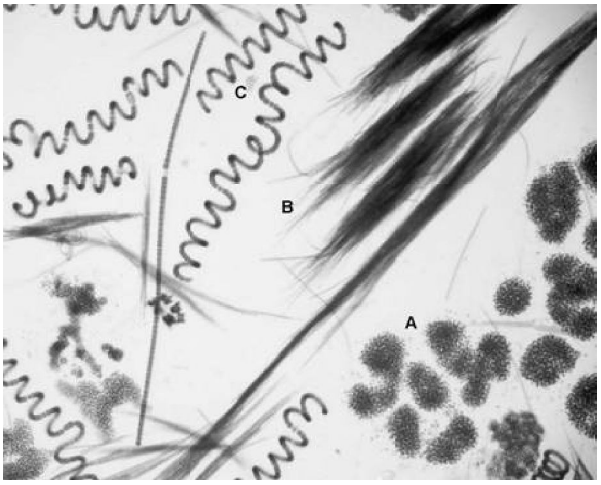
W Polsce zakwity sinic w zbiornikach wody pitnej stanowią poważny problem, szczególnie dla wielkich aglomeracji. Wykrycie obecności toksyn sinic w wodach polskich jezior i zbiornikach zaporowych postawiło nowe wyzwania przed stacjami uzdatniania wody i laboratoriami, zajmującymi się analizą jakości wody pitnej.

Prowadzone w latach 2011–2013 badania potwierdzają zły stan wód w zbiornikach Sulejów i Jeziorsko, znaczną ich eutrofizację i występowanie toksycznych zakwitów sinicowych. Na przełomie lipca i sierpnia ilość komórek sinic w wodach obu zalewów bywa tak ogromna, że woda wygląda jak gęsta, zielona farba olejna (ryc. 3). Dominujące są gatunki *M. aeruginosa*, *A. flos-aquae* i *Anabaena sp.* (ryc. 4), zdolne do produkcji toksyn sinicowych.

Sinice wzrastają najlepiej i tworzą zakwity z reguły późną wiosną lub latem, kiedy występują optymalne warunki do ich wzrostu: temperatura wody 15–30°C (tab. 2), odpowiednie nasłonecznienie, pogoda prawie bezwietrzna. Po-



Ryc. 3. Zakwit sinic w Zbiorniku Sulejowskim
Fig. 3. Cyanobacterial bloom in Sulejowski Reservoir



Ryc. 4. Gatunki sinic występujące w łódzkich zbiornikach: A – *Microcystis aeruginosa*, B – *Aphanizomenon flos-aquae*, C – *Anabaena sp.*
Fig. 4. Species of cyanobacteria found in Łódź reservoirs

szczególne gatunki i szczepy sinic wykazują wzrost biomasy i zwiększenie syntezy toksyn w różnych temperaturach (Rapala i in., 1997). Synteza toksyn jest zwykle największa w zakresie temperatur 18–25°C; niska (około 10°C) lub wysoka (około 30°C) temperatura obniża wydajność tego procesu. Nieco odmienne warunki temperatury mogą być preferowane przez różne szczepy nawet tego samego gatunku.

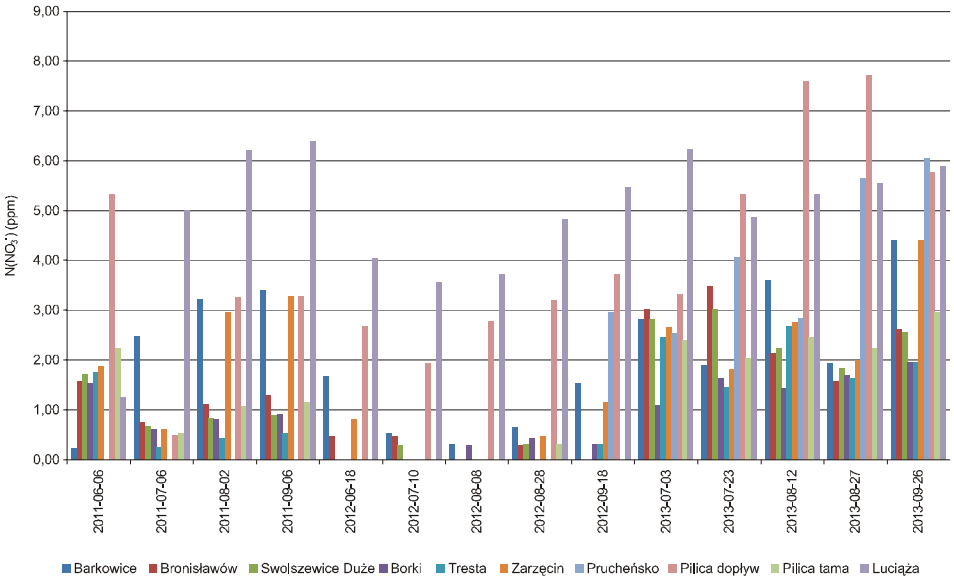
Tab. 2. Średnie wartości wybranych parametrów wody w zbiornikach Sulejowskim (ZS) i Jeziorsko (ZJ) w latach 2011–2013
Tab. 2. Mean values of selected water parameters in Sulejowski (ZS) and Jeziorsko (ZJ) Reservoirs in 2011–2013 seasons

Data	ZS	ZJ	ZS	ZJ	ZS	ZJ	ZS	ZJ	ZS	ZJ	ZS	ZJ	ZS	ZJ	ZS	ZJ	ZS	ZJ
	temperatura (°C)		pH		zawartość tlenu ($mg \cdot dm^{-3}$)		przewodnictwo ($\mu S \cdot cm^{-1}$)		$N(NO_3^-)$ (ppm)		$P(PO_4^{3-})$ (ppm)		Cl^- (ppm)		SO_4^{2-} (ppm)		mikrocystyna-LR ($\mu g \cdot L^{-1}$)	
06–09.06.11	23,4	20,4	8,2	8,0	4,6	3,8	334	403	1,9	2,4	0,5	0,3						
06–07.07.11	17,1	20,6	8,2	8,2	4,7	6,8	349	415	1,3	1,5	0,4	0,3					1,7	4,6
02–03.08.11	19,4	19,8	7,2	7,3	4,3	4,2	332	399	2,2	2,1	0,3	0,4					1,3	
06–07.09.11	19,6	18,0	7,6	7,6	5,1	5,3	337	400	2,3	2,0	0,4	0,3					1,2	
18–19.06.12	21,5	22,3	8,3	8,3	5,5	5,2	332	399	1,9	2,0	0,2	0,1	11,4	22,3	20,5	32,0	0,2	0,1
09–10.07.12	24,3	25,3	8,4	8,6	5,0	5,7	328	389	1,4	1,1	0,2	0,3	12,2	23,1	19,7	31,6	1,0	0,8
08–09.08.12	22,1	22,1	8,6	9,0			326	388	1,8	2,3	0,4	0,5	11,8	24,2	18,4	31,0	0,3	0,9
28–29.08.12	19,2	20,1	8,7	8,8			391	442	1,3	3,5	0,6	1,0	12,1	25,7	19,1	32,7	1,8	37,6
18–19.09.12	16,6	16,7	8,6	8,3					2,2	2,4	0,6	0,5	12,9	27,1	19,8	35,3	0,2	0,2
03–04.07.13	21,6	21,4	8,1	8,2	8,5	8,5	333	422	2,9	3,5	0,3	0,2	12,2	19,4	19,3	31,3	3,4	1,0
23–24.07.13	21,3	20,6	8,5	8,7	9,9	8,8	377	446	3,0	3,0	0,3	0,2	12,2	20,9	18,2	32,8	0,8	0,5
12–13.08.13	22,7	21,4	8,5	8,7	9,1	9,1	373	414	3,3	3,2	0,4	0,3	13,3	24,6	20,9	36,9	0,9	0,9
27–28.08.13	18,6	18,5	8,5	8,8	9,9	10,4	370	425	3,2	3,5	0,3	0,4	13,9	27,9	21,8	41,8	0,1	0,5
26.09–01.10.13	12,8	10,4	8,3	8,5	9,8	11,0	384	457	3,9	4,1	0,5	0,4	14,3	26,2	22,4	39,2		

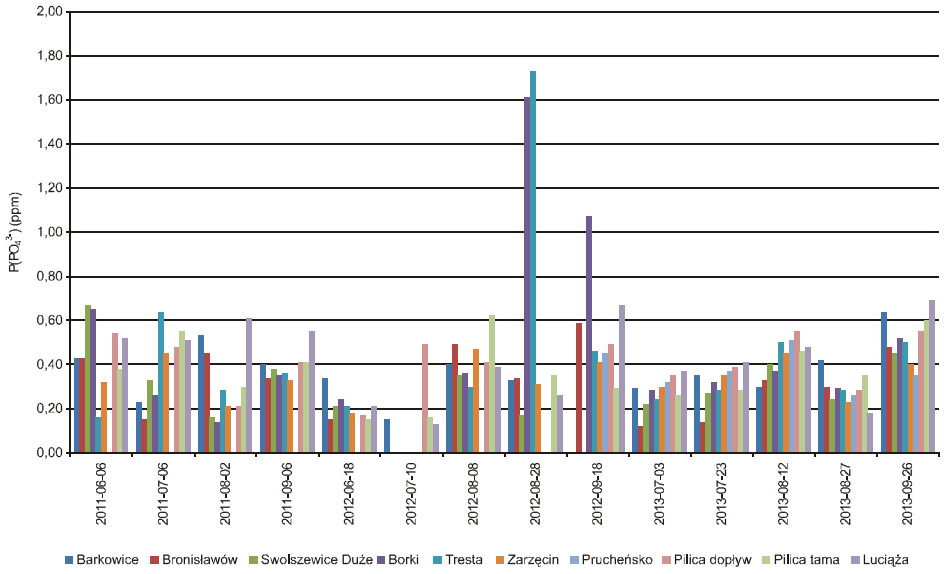
Glony planktonowe na ogół potrzebują do oddychania wysokiego stężenia tlenu, sinice reagują natomiast odwrotnie. U sinicy *A. flos-aquae*, żyjącej w wodach stojących, zasobnych w związki organiczne, wysokie stężenie tlenu powoduje zahamowanie oddychania (Gumiński, 1990). Ze względu na różne wymagania co do stężenia tlenu, jest ono ważnym czynnikiem ekologicznym, różnicującym skład gatunkowy fitoplanktonu w zbiornikach wodnych. Przy silnej fotosyntezie woda nasyca się tlenem, co wzmaga z kolei fotorespirację i wpływa na regulację wzrostu populacji sinic. Przy braku tlenu w środowisku sinice przechodzą na oddychanie beztlenowe, czyli fermentację właściwą.

Odczyn pH wody jest dotychczas jednym z najsłabiej zbadanych czynników wpływających na ekologię sinic. Od wartości pH zależy gatunkowy i ilościowy skład glonów w wodzie. Odczyn wody wpływa na ilość rozpuszczonych w niej jonów żelaza, fosforu i wapnia, decyduje także o szybkości pobierania jonów amonowych i fosforanowych oraz o wykorzystaniu kwasów tłuszczowych. Związany jest też z pobieraniem substancji oddechowych ze środowiska (niektóre gatunki sinic oddychają najintensywniej przy odczynie alkalicznym). Alkalizacja środowiska stopniowo wzmaga fotorespirację, natomiast obniża fotosyntezę (Gumiński, 1990). Większość gatunków sinic najefektywniej rośnie w zakresie pH wody 6–9 jednostek. Nie zawsze pokrywa się to z pH optymalnym dla syntezy toksyn (Kabziński i in., 2008).

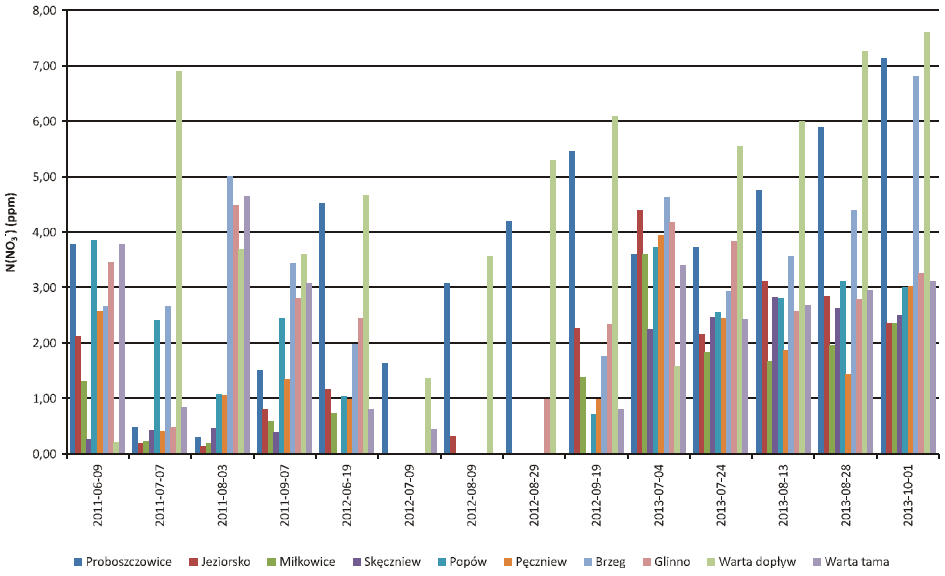
W latach badań obserwowano także wyższy poziom biogenów (azotanów(V) i fosforanów(V)) w okresie poprzedzającym pojawienie się zakwitów sinicowych, aniżeli w czasie ich występowania (ryc. 5–8). Zakwity sinic w zbiorni-



Ryc. 5. Zawartość azotanów(V) w wodzie Zbiornika Sulejowskiego w latach 2011–2013
Fig. 5. The content of nitrates in water of Sulejowski Reservoir in 2011–2013

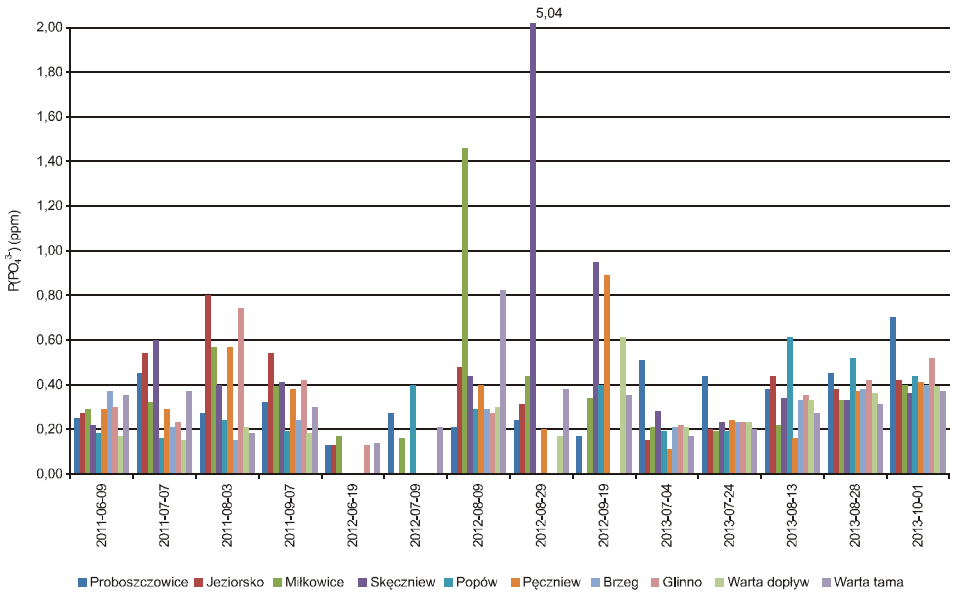


Ryc. 6. Zawartość fosforanów(V) w wodzie Zbiornika Sulejowskiego w latach 2011–2013
Fig. 6. The content of phosphate in water of Sulejowski Reservoir in 2011–2013



Ryc. 7. Zawartość azotanów(V) w wodzie zbiornika Jeziorsko w latach 2011–2013
Fig. 7. The content of nitrates in water of Jeziorsko Reservoir in 2011–2013

kach Sulejowskim i Jeziorsko występują praktycznie od początku istnienia zbiorników (Kabziński i in., 2007). Została stwierdzona obecność toksyn sinicowych, wśród których przeważała mikrocystyna-LR. Jej zawartość w niektórych okresach w wodzie powierzchniowej przekraczała normy WHO dla wód rekreacyjnych (5 mg·dm^{-3}) (tab. 2).



Ryc. 8. Zawartość fosforanów(V) w wodzie zbiornika Jeziorsko w latach 2011–2013
Fig. 8. The content of phosphate in water of Jeziorsko Reservoir in 2011–2013

Azot może być pobierany przez organizmy żywe zarówno w formie jonów amonowych, azotanowych(III), jak i azotanowych(V). Pobieranie tych ostatnich wiąże się ze znacznymi kosztami energetycznymi komórki na redukcję azotanów(V). Azotany(III) wykorzystywane są w niewielkim stopniu i to jedynie przy bardzo niewielkim ich stężeniu, przy większym stają się toksyczne. Azotany(V) mogą limitować produkcję biomasy również w sytuacji ich nadmiaru, gdy koncentracja azotu azotanowego przekracza kilka miligramów w litrze wody. Nadmiar azotanów(V) prowadzi do preferencji glonów drobnych i inhibicji wzrostu sinic, ponieważ te ostatnie nie są w stanie zrównoważyć swą produkcją zwiększonych nakładów energetycznych (Puchalski, 1994).

Wiele gatunków sinic może korzystać ponadto z azotu cząsteczkowego N_2. Tylko te organizmy powodują włączanie wolnego azotu w obieg biologicznej przemiany materii w zbiornikach wodnych. Sinice zmieniają bardzo silnie wielkość i kształt komórek, a także zewnętrznych otoczek, w zależności od dostępności formy odżywczego azotu.

Sinice i glony gromadzą zapasy fosforu, tworząc specyficzne łańcuchowe polifosforany, a także cykliczne metafosforany, które wykorzystują w warunkach niedoboru tego pierwiastka w środowisku. Jako przykłady cytuje się zielenicę *Scenedesmus quadricauda* oraz sinicę *M. aeruginosa*. Wielofosforany można uważać zarówno za zapas fosforu, jak i akumulator energii, gdyż wiązania reszt fosforanowych bogate są w energię.

Zapotrzebowanie na fosfor jest bardzo różne u poszczególnych gatunków. Fosfor bywa niejednokrotnie czynnikiem ograniczającym wzrost populacji sinic.

Według badań Chu, cytowanych przez Kuhla (1962), dobry wzrost fitoplanktonu występuje na ogół przy zawartości fosforu od 0,1 do 20 ppm. Jony ortofosforanowe o stężeniu 0,2–5,5 mg·dm^{-3} stymulowały wzrost nietoksycznego szczepu *A. flos-aquae*, a o stężeniu 1,7–5,5 mg·dm^{-3} znacznie zwiększały częstotliwość formowania heterocyst. Wzrost *Nodularia spumigena* był najlepszy w podobnych warunkach (Mej, Lechowski, 2000).

Ponieważ w większości przypadków wysokie stężenie fosforu stymuluje wzrost i syntezę hepatotoksyn przez sinice, najprostszą metodą zapobiegania zakwitom sinicowym byłoby ograniczenie wzbogacenia związkami fosforu zbiorników wodnych.

Oprócz stężenia poszczególnych pierwiastków ważny dla wzrostu wielu sinic wydaje się być także stosunek związków azotu do fosforu w środowisku. Niska wartość tego współczynnika stymuluje w warunkach laboratoryjnych wzrost, w naturze zaś – rozwój zakwitów wielu gatunków zdolnych do wiązania azotu cząsteczkowego, np. *A. flos-aquae*, czy *N. spumigena* (Mej, Lechowski, 2000). Współczynnik ten dobrze oddaje charakter eutrofizacji zbiorników. Smith w swoich badaniach wykazał, że wartość współczynnika TN:TP mniejsza od 29 sprzyja dominacji sinic w fitoplanktonie. Dalsze badania wykazały, że współczynnik ten wynosi 22, zwłaszcza w przypadku cyjanobakterii wiążących azot atmosferyczny.

Wnioski

Wysoki stopień trofii zbiorników Sulejów i Jeziorsko jest wywołany m.in. dużymi ładunkami biogenów ze zlewni, w ponad 70% rolniczych, oraz brakiem lub słabym rozwojem strefy litoralnej zbiorników. Długi czas retencji wody w badanych zbiornikach, mała średnia głębokość oraz zasilanie ich w biogeny wpływa na intensywność procesów biologicznych, w tym na zakwity sinic. Sinice mogą stwarzać wysokie zagrożenie dla zdrowia ludzi, korzystających z kąpieli w zbiornikach, oraz przyczyniać się do śnięcia ryb, śmierci ptaków oraz zwierząt domowych i dziko żyjących.

Mikrocystyna-LR występowała przez okres co najmniej miesiąca po zaniku sinic. Brak obecności cyjanobakterii w wodzie nie jest jednoznacznym wskaźnikiem braku toksyn sinicowych w tej wodzie i konieczna jest jej analiza pod względem chemicznym i toksykologicznym.

W przypadku obu zbiorników wskazane jest podjęcie działań, mających na celu ograniczenie zakwitów glonów i sinic. Przy znacznym przestrzennym dopływie związków pokarmowych do zbiornika Jeziorsko, wskazana byłaby zmiana gleb ornych na użytki zielone oraz odpowiednie ukształtowanie, ochrona i rekultywacja roślinnych stref ekotonowych. Gdy zbiorniki zaporowe są pozbawione strefy litoralnej, a ładunek wnoszony rzekami jest bardzo duży (Zbiornik Sulejowski), duże znaczenie ma eliminacja związków pokarmowych powyżej zbiornika, przez budowę zbiorników wstępnych.

Literatura

Gumiński S., 1990, *Fizjologia glonów i sinic*, Wyd. UW, Wrocław, 15–96.

Kabziński A.K.M., 2005, *Toksyczne zakwity sinicowe: efekty środowiskowe zakwitów sinicowych (V)*, Bioskop, 4, 10–16.

Kabziński A.K.M., Grabowska H., Cyran J., Zawadzka A., Macioszek B., Szczukocki D., Juszczak R., 2008, *Wpływ warunków środowiska wodnego na efektywność zakwitów sinicowych i wydajność biosyntezy mikrocystyn z grupy hepatotoksyn*, 1, *Wpływ czynników fizykochemicznych*, Acta Scient. Pol. Form. Circum., 7, 1, 25–43.

Kabziński A.K.M., Macioszek B.T., Szczukocki D.E., 2007, *Badanie jakości wody powierzchniowej zbiorników zaporowych jako efektu wpływu czynników środowiskowych na wydajność zakwitów oraz biosynteza toksyn sinicowych*, [w:] M. Ziułkiewicz (red.), *Stan i antropogeniczne zmiany jakości wód w Polsce*, t. 5, UŁ, Kom. Hydrol. PTG, Łódź, 167–187.

Kuhl A., 1962, *Inorganic phosphorus uptake and metabolism: physiology and biochemistry of algae*, Academic Press., New York, London, 211–229.

Mej E., Lechowski Z., 2000, *Wpływ czynników zewnętrznych na wzrost sinic i syntezę toksyn*, Wiad. Botan., 44 (1/2), 35–49.

Puchalski W., 1994, *Zintegrowana strategia ochrony zagospodarowania ekosystemów wodnych*, Bibl. Monitoringu Środowiska, Łódź, 67–77.

Rapala J., Sivonen K., Lyra Ch., Niemena S.I., 1997, Appl. Envir. Microbiol., 63, 2206–2212.

Szczukocki D., 2011, *Zagrożenia związane z powstawaniem zakwitów sinic w zbiornikach wodnych*, [w:] E. Szkurłat (red.), *Praktyczne aspekty edukacji przyrodniczej*, Wyd. UŁ, Łódź, 41–49.

Hydrochemical monitoring of Łódź region artificial lakes

Abstract: The Łódź Voivodeship is poor in water resources. The largest regional reservoirs have strongly influence on the increase of available resources of surface waters of the Łódź Region. These are the Jeziorsko Reservoir and the Sulejowski Reservoir. Their waters threatened anthropopressure. Natural ecological conditions of water reservoirs are infringed by the municipal and industrial wastewater discharge into rivers. Increase in the content mineral nutrients from the wastewater and fertilizer components runoff lead to rapid eutrophication of the waters. This leads to the formation of cyanobacterial blooms. The dangers associated an extensive blooms is an imbalance of oxygen in the aquatic environment, as well as the production of toxins hazardous to health.

This paper presents the results of water reservoirs monitoring of physico-chemical parameters and the cyanobacterial blooms occurrence. The studies the poor condition of water in the Sulejow and Jeziorsko Reservoirs confirm, eutrophication and the occurrence of cyanotoxins.

Key words: surface waters, artificial lakes, water quality, cyanobacterial toxins, eutrophication.

Osady korytowe cieków zlewiska Zalewu Puckiego w świetle analiz teksturalnych

Ewa Szymczak

Uniwersytet Gdański, Zakład Geologii Morza, al. Marsz. J. Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia
e.szymczak@ug.edu.pl

Zarys treści: Scharakteryzowano wybrane cechy teksturalne osadów korytowych cieków uchodzących do Zalewu Puckiego: Kanału Łyski, Redy, Gizdepki, Potoku Błądzikowskiego, Płutnicy. Osady korytowe poddano analizie granulometrycznej z wykorzystaniem metody sitowej i pipetowej. Analiza wybranych cech teksturalnych osadów przeprowadzona została na podstawie wskaźników uziarnienia (średnia średnica, wysortowanie, skośność, kurtoza) obliczonych według wzorów Folka i Warda (1975). Ich interpretacja pozwoliła na określenie dynamiki środowiska rzecznego.

Słowa kluczowe: osady korytowe, uziarnienie osadów, zlewisko Zalewu Puckiego.

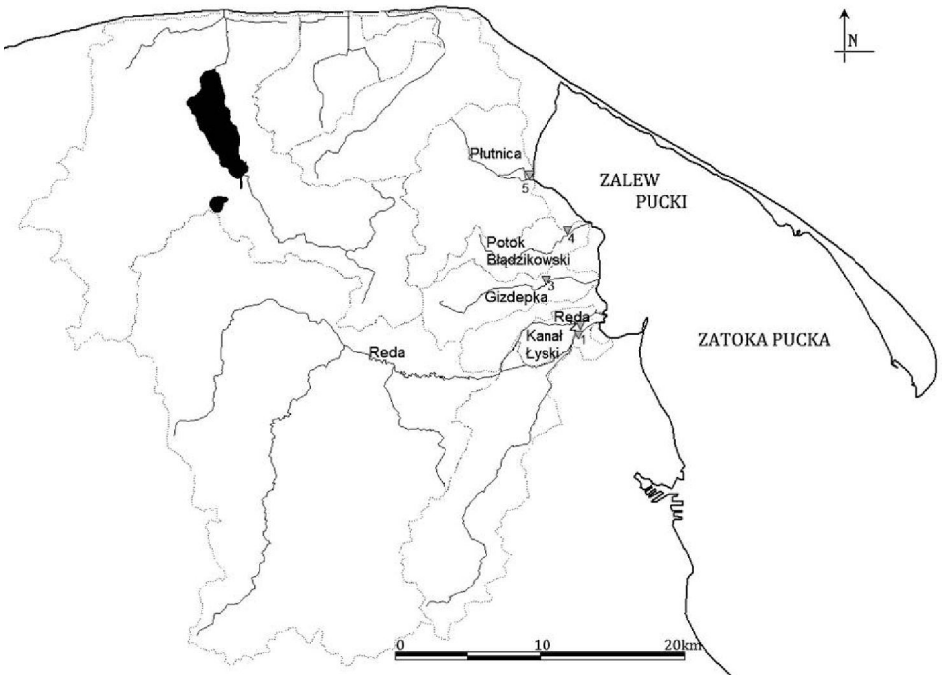
Rzeki transportują materiał pochodzący zarówno z erozji powierzchniowej, jak i korytowej. Transport materiału w korycie może odbywać się na trzy różne sposoby – w kontakcie z dnem (trakcja), przez przenoszenie ziarn skokowo (saltacja), w zawieszeniu (suspensja). Największe ziarna transportowane są na drodze trakcji i pochodzą przede wszystkim z erozji korytowej. Mechanizm transportu osadów uzależniony jest od zdolności transportowej rzeki, na którą składa się prędkość przepływu, wielkość przepływu oraz spadek koryta rzecznego (Bajkiewicz-Grabowska, Mikulski, 1999). Ruch ziarn odbywa się wtedy, kiedy napór hydrodynamiczny strug dennych jest większy od oporu wywołanego tarciem spoczynkowym ziarn leżących na dnie. Wielkość naporu hydrodynamicznego uzależniona jest od wielkości i kształtu ziarn, ułożenia ziarn na dnie oraz od prędkości strug dennych (Popek, 2004).

Transport materiału dennego odgrywa główną rolę w procesach przekształcania morfologii koryt rzecznych oraz cech osadów wyścielających dno. Uziarnienie materiału, występującego na dnie, świadczy o charakterze i mocy transportowej rzeki. Może też być wykorzystane jako wskaźnik, mówiący o stabilności lub niestabilności dna koryta (Bąk, Michalik, 2008).

Badania, dotyczące zróżnicowania cech teksturalnych osadów korytowych, prowadzono na pięciu ciekach, uchodzących do Zalewu Puckiego. Celem było rozpoznanie procesów zachodzących w korytach rzecznych, ze szczególnym uwzględnieniem zmian uziarnienia osadów korytowych, będących konsekwencją zmian rozkładu prędkości przepływu.

Obszar badań

Badaniami, prowadzonymi w latach 2002–2013, objęto osady korytowe ujściowych odcinków Kanału Łyski, Redy, Gizdepki, Potoku Błądzikowskiego i Płutnicy, uchodzących do Zalewu Puckiego (ryc. 1). Jest to rejon, którego budowę geologiczną i morfologię ukształtował w głównej mierze lądolód skandynawski oraz jego wody roztopowe, podczas zlodowaceń plejstoceńskich, a w szczególności ostatniego północnopolskiego (Lindner, 1992).



Ryc. 1. Lokalizacja posterunków pomiarowych na ciekach uchodzących do Zalewu Puckiego (http://geografia.ug.edu.pl/kat/hydro/cieki%20nadmorskie/reda.htm)
Fig. 1. Location of measurement stations on the streams flowing into Puck Lagoon (http://geografia.ug.edu.pl/kat/hydro/cieki%20nadmorskie/reda.htm)

Miąższość osadów czwartorzędowych w obszarze prowadzonych badań jest zróżnicowana i waha się od 30 do 100 m na wysoczyznach morenowych, a w Pradolinie Redy dochodzi do 120 m (Piekarek-Jankowska, 1994). Osady czwartorzędowe, zalegające na tym obszarze, pochodzą z różnych środowisk sedy-

mentacyjnych i akumulacyjnych, co wpływa także na różnorodność teksturalną osadów korytowych i rumowiska rzecznego. Wyróżnić możemy tutaj mozaikę osadów plejstoceńskich – osady lodowcowe, wodnolodowcowe i zastoiskowe, oraz holoceńskich – osady rzeczne i bagienno-limniczne. Główną cechą tych pierwszych jest zmienna miąższość oraz różnorodność litologiczna. Osady te spotykamy głównie na stokach oraz w górnych partiach wysoczyzn. Osady, które znajdują się w zagłębieniach pradolin, to osady holoceńskie. Stanowią je torfy, namuły torfiaste, mułkowo-ilaste i piaszczyste mady rzeczne. Charakterystyczne są też piaski i żwiry, związane z akumulacją rzeczną w tym regionie.

Najbardziej rozpowszechnioną formą terenu tego regionu są wysoczyzny morenowe, poprzecinane pradolinami, z których największą formę stanowi Pradolina Łeby-Redy, łącząca się z Meandrem Kaszubskim, oraz Pradolina Płutnicy (Staszek, Kistowski, 1999).

Północną część zlewiska Zalewu Puckiego zajmuje dorzecze Płutnicy, którego powierzchnia wynosi 77,2 km^2 (tab. 1). Rzeka Płutnica nie posiada wyraźnych źródeł. Odwadnia południowo-wschodnią część pradoliny, której szerokie i płaskie dno pocięte jest gęstą siecią rowów melioracyjnych. W dolnym odcinku biegu rzeki stany wody uzależnione są w dużej mierze od poziomu wód w Zatoce Puckiej.

Tab. 1. Cechy morfometryczne dorzeczy (*Podział hydrograficzny Polski*, 2005)
Tab 1. Morphometric features of catchments area

Rzeka	Długość rzeki (km)	Powierzchnia dorzecza (km^2)	Średni spadek rzeki (‰)
Kanał Łyski	5,6	23,50	0,47
Reda	49,3	485,55	0,98
Gizdepka	13,3	36,30	3,75
Potok Błądzikowski	9,2	23,03	4,00
Płutnica	9,1	77,27	0,76

Na południe od Pradoliny Płutnicy, do Zalewu Puckiego uchodzą dwa niewielkie cieki, Potok Błądzikowski oraz Gizdepka. Obydwa odwadniają południową część Kępy Puckiej, mają zbliżone długości i spadki, ale Gizdepka ma większą powierzchnię dorzecza (tab. 1). W swoim górnym biegu Potok Błądzikowski płynie wąską i głęboką doliną, która jest pozostałością wytopiskową po ostatnim zlodowaceniu, natomiast na pozostałym odcinku przepływa przez płytką rynnę subglacjalną (Jereczek-Korzeniewska, Jegliński, 2011). Gizdepka płynie głęboko wciętą doliną równoległą do Kępy Puckiej; od pozostałych cieków różni się tym, że blisko 80% powierzchni dorzecza pokrywają gliniaste utwory nieprzepuszczalne.

Największą rzeką na omawianym obszarze jest Reda (tab. 1). Jej dorzecze zajmuje powierzchnię 485,5 km^2, co stanowi 67,7% całkowitej powierzchni zlewiska Zalewu Puckiego. Źródła rzeki znajdują się na stożku napływowym Łeby,

na wysokości 49,4 m n.p.m. Pradolina, którą płynie rzeka, w górnym biegu osiąga szerokość 3 km, szerokość koryta Redy zaś wynosi tu około 0,4 m. Pradolina Redy przedłuża się w kierunku wschodnim do miejscowości Reda. Tutaj rzeka wpływa na teren Pobrzeża Kaszubskiego i płynie dalej, wykorzystując w swoim dolnym biegu północną część Meandru Kaszubskiego, otwartego na szerokość 6 km ku Zatoce Puckiej. Za miejscowością Reda koryto rzeki rozgałęzia się w kierunku wschodnim na dwa ramiona – ramię północne, które jest właściwym odcinkiem ujściowym Redy i odprowadza wody do Zalewu Puckiego, oraz Kanał Łyski. Koryto Redy osiąga przy ujściu szerokość 15 m.

Dolina rzeki Redy jest podmokła i zatorfiona. W znacznej części jest silnie zmeliorowana i zagospodarowana hydrotechnicznie. W dolnym biegu rzeki koryto jest uregulowane, natomiast samo ujście i jego otoczenie mają charakter naturalny. Średnia gęstość sieci rzecznej w dorzeczu Redy wynosi 0,5 km·km^{-2}.

Kanał Łyski, który stanowi kanał ulgi dla Redy, odwadnia płaskie, nisko położone łąki w północnej części Meandru Kaszubskiego. Przyjmuje również wody Kanału Leniwego i Zagórskiej Strugi. Występuje tu skomplikowany system rowów melioracyjnych oraz urządzenia piętrzące, które kształtują wielkość odpływu wód.

Reżim hydrologiczny rzek, należących do zlewiska Zalewu Puckiego, uwarunkowany jest stosunkowo wysokim zasilaniem opadowym i dominacją utworów przepuszczalnych i półprzepuszczalnych w budowie geologicznej zlewni oraz obecnością licznych dolin, a także dużymi różnicami wysokości względnych. W odcinkach ujściowych rzek również stany wód Zatoki Puckiej wpływają na wielkość i kierunek przepływu. Wszystkie rzeki cechuje ustrój deszczowo-oceaniczny, z dość wysokimi stanami wód w czasie zimy.

Charakterystyczne są dwa rodzaje wezbrań badanych rzek: roztopowe i letnie opadowe. Wezbrania roztopowe mają miejsce w styczniu, lutym i marcu, rzadziej zdarzają się w kwietniu. Ich przebieg uzależniony jest od intensywności roztopów, które z kolei zależą od przebiegu temperatur i opadów oraz grubości pokrywy śnieżnej. Przyczyną wezbrań letnich są gwałtowne opady, które powodują nagłe, ale krótkotrwałe, wzrosty przepływu. Od czerwca do sierpnia występują także niżówki. Spowodowane jest to dużą retencyjnością podłoża, a także wyższym parowaniem.

W związku z dużym udziałem wód podziemnych w zasilaniu rzek, a także stosunkowo równomiernym zasilaniem opadowym oraz znaczną retencją w jeziorach i zagłębieniach bezodpływowych, rzeki uchodzące do Zalewu Puckiego charakteryzują się małą zmiennością przepływu (Cyberski, 1993; Dynowska, 1991).

Metody badań

Badania prowadzone były w latach 2002–2013. W ramach prac terenowych, na wyznaczonych wcześniej posterunkach pomiarowych, każdorazowo wykonano

pomiary szerokości i głębokości koryta rzecznego, wysokości lustra wody oraz prędkości przepływu. W strefie nurtu i w odległości 1/6 szerokości koryta od prawego i lewego brzegu pobierano także próbki osadów korytowych o masie od 0,5 do 1 kg.

Badania laboratoryjne obejmowały analizę granulometryczną pobranych podczas badań terenowych próbek osadów korytowych. Do wykonania analizy sitowej wykorzystano kolumnę sit Fritsch, zestawioną z sit o średnicy oczek co 0,5 phi. W zależności od charakteru próbki, analiza wykonywana była na sucho lub na mokro. W przypadku osadów z dużą ilością drobnej frakcji (< 0,063 mm), stanowiących co najmniej 10% każdej próbki, konieczne było przeprowadzenie analizy pipetowej (Łęczyński, Szymczak, 2010).

Najważniejsze cechy rozkładu uziarnienia zinterpretowano na podstawie wskaźników uziarnienia, wyliczonych metodą Folka i Warda (1957). W wydzieleniach litologicznych posłużono się klasyfikacją Wenwortha (1922).

Uziarnienie osadów korytowych – wyniki

Kanał Łyski

Na histogramie (ryc. 2a) widać bardzo duże zróżnicowanie rozkładu uziarnienia osadów korytowych przy lewym brzegu. Obejmuje ono frakcje od żwirowej do mulistej, a dodatkowo charakteryzuje się bimodalnością (z wyjątkiem próbki z kwietnia 2012), co świadczy o dużej dynamice środowiska.

Próbki osadów korytowych, pochodzące z centralnej części koryta (ryc. 2b), charakteryzują się najmniejszym zróżnicowaniem litologicznym, dominuje w nich frakcja piasków średnio- i gruboziarnistych. Osady w centralnej części koryta reprezentują jednomodalny rozkład uziarnienia, co świadczy o formowaniu się osadu w warunkach ustabilizowanej dynamiki środowiska.

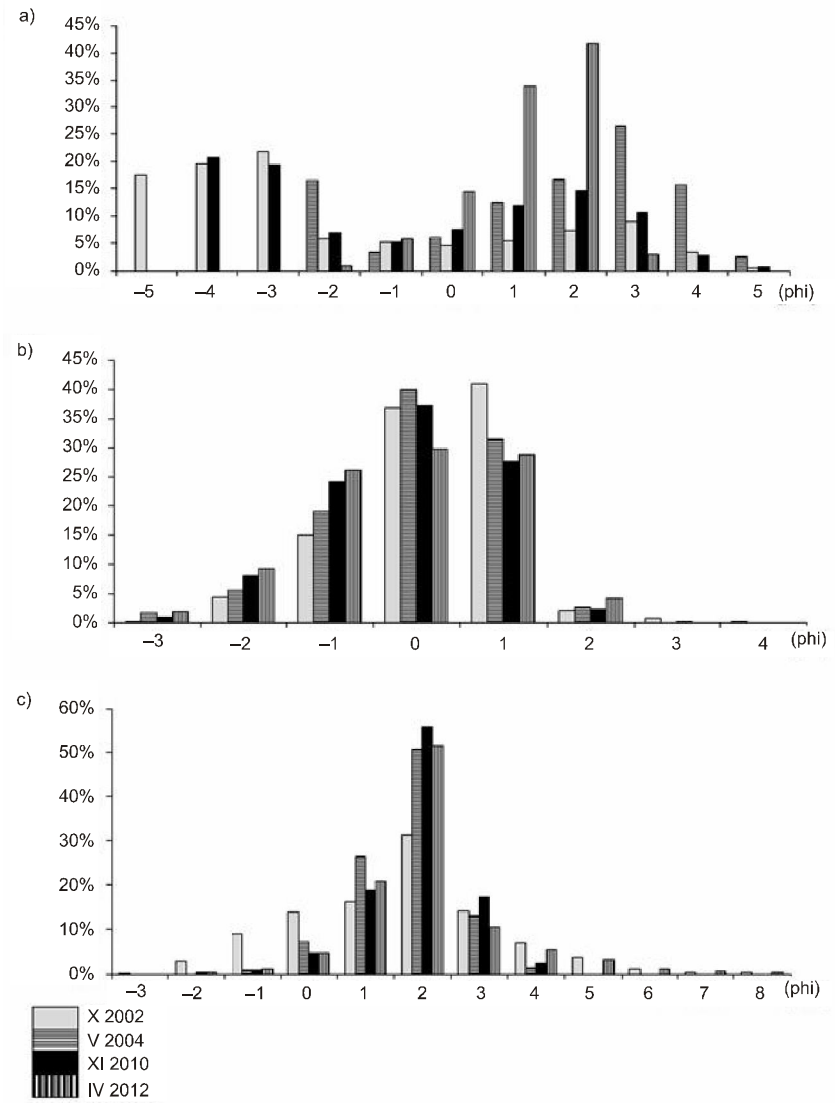
Uziarnienie osadów przy prawym brzegu rzeki (ryc. 2c) wykazuje, że osady korytowe są mieszaniną różnych frakcji, od żwirów po muły, których udział dochodzi nawet do 13%. Rozkład uziarnienia ma charakter jednomodalny.

Reda

Rozkład uziarnienia osadów przy lewym brzegu (ryc. 3a) wykazuje duże zróżnicowanie – osady zawierają frakcje od żwirów po muły, i ma charakter bimodalny.

Próbki osadów, pochodzące ze strefy nurtu (ryc. 3b), na tle pozostałych są najmniej zróżnicowane litologicznie, ziarna grupują się w węższym przedziale średnic. Osady tworzą frakcje żwirowe i piaszczyste, reprezentujące rozkład bimodalny.

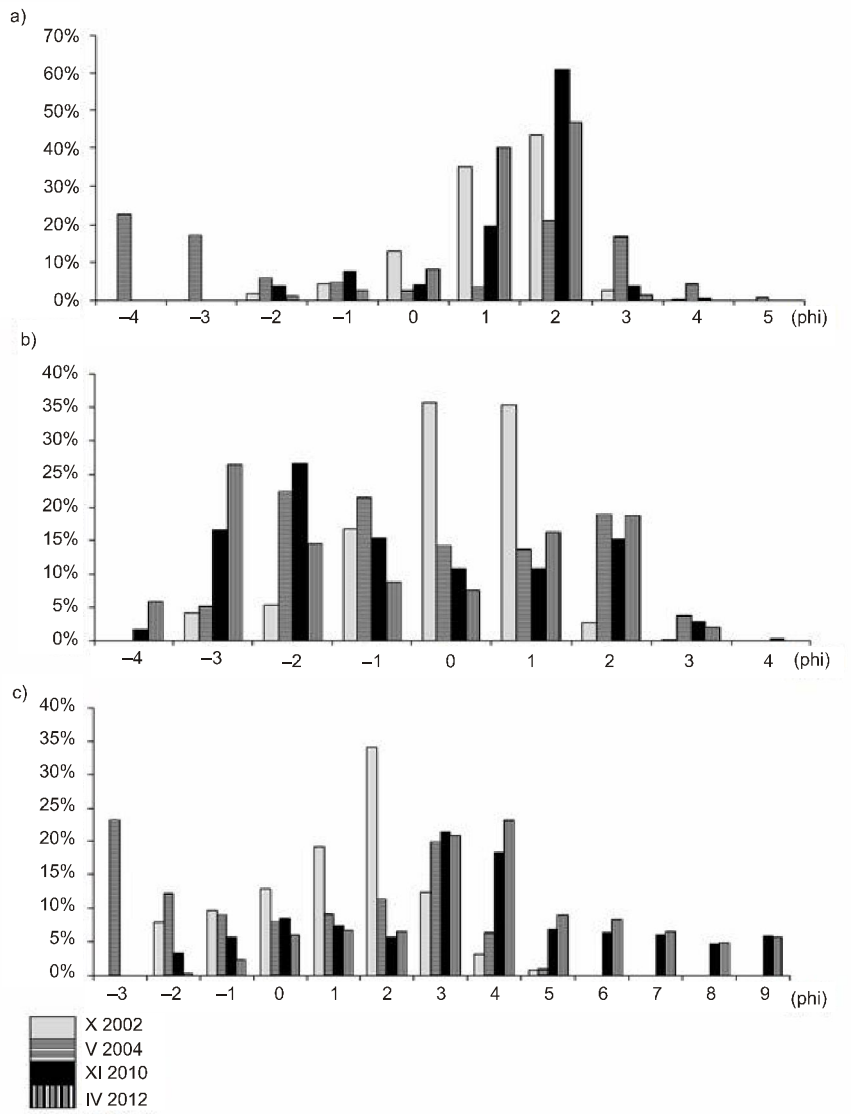
Przy prawym brzegu (ryc. 3c) zróżnicowanie uziarnienia osadów korytowych jest bardzo duże. Występują rozkłady zarówno jedno-, jak i bimodalne.



Ryc. 2. Histogramy uziarnienia osadów korytowych Kanału Łyski: a – lewy brzeg, b – nurt, c – prawy brzeg
Fig. 2. Histograms of grain-size composition of bed material of Kanał Łyski River: a – left bank, b – main stream, c – right bank

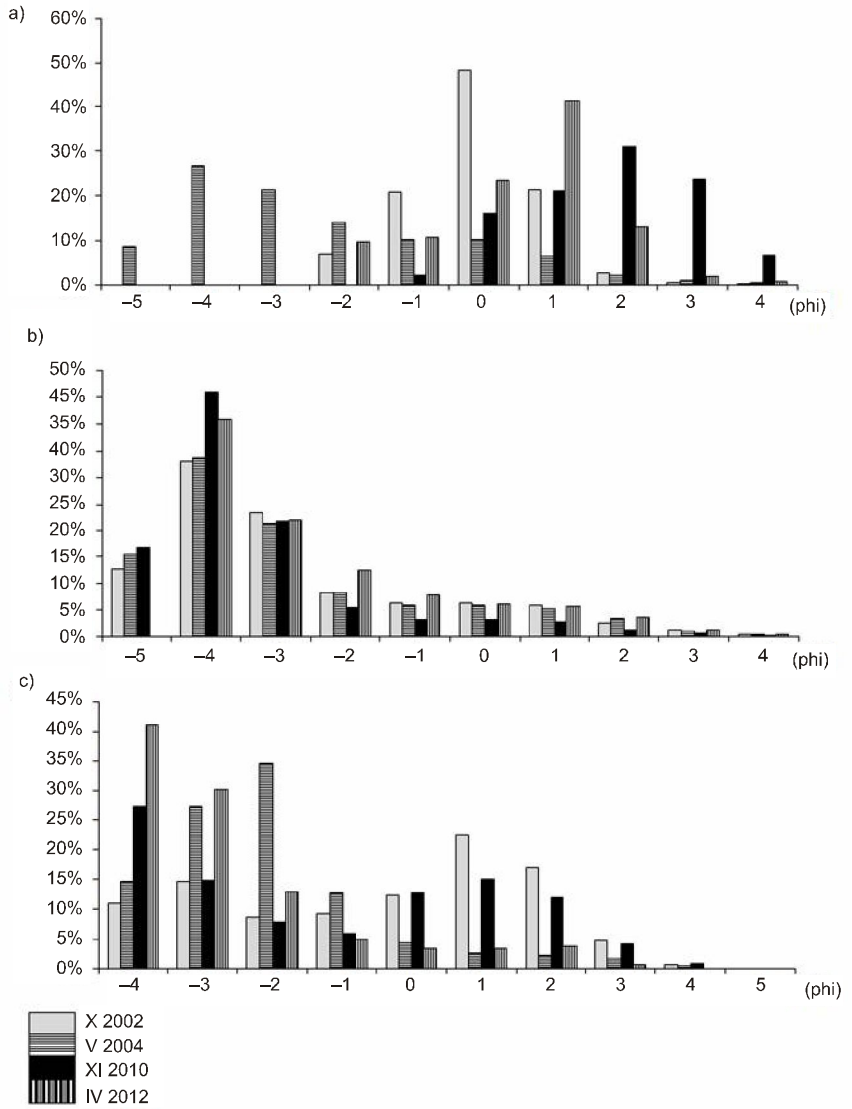
Gizdepka

Największym zróżnicowaniem charakteryzują się osady korytowe Gizdepki przy lewym brzegu (ryc. 4a). Rozkłady uziarnienia prezentowane na histogramie mają charakter jednomodalny, przy czym w każdym z przedstawionych sezonów badawczych inna frakcja stanowiła dominującą grupę ziarn w osadzie.



Ryc. 3. Histogramy uziarnienia osadów korytowych Redy: a – lewy brzeg, b – nurt, c – prawy brzeg
Fig. 3. Histograms of grain-size composition of bed material of Reda River: a – left bank, b – main stream, c – right bank

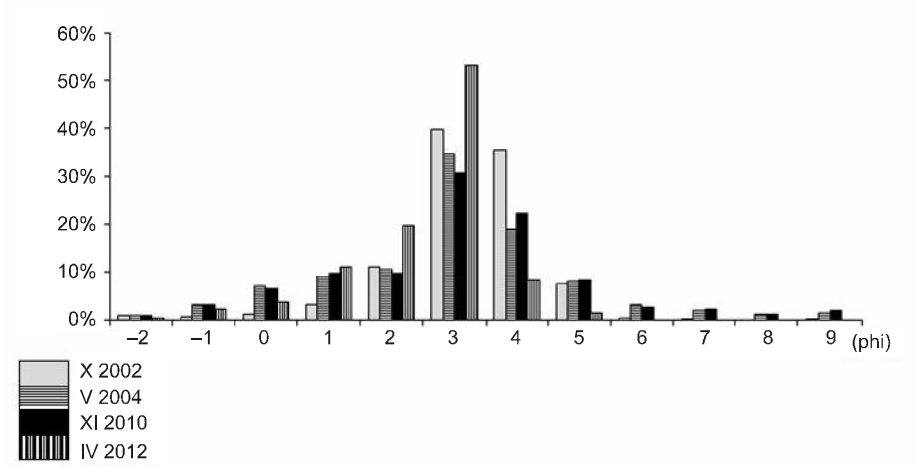
W centralnej części (ryc. 4b) osady korytowe charakteryzuje wyraźny rozkład jednomodalny grubofrakcyjny, z niewielkim udziałem (do 15%) frakcji piaszczystej. Podobny charakter mają osady przy prawym brzegu (ryc. 4c), choć tutaj występują rozkłady bimodalne, a udział frakcji piaszczystej może być wyższy.



Ryc. 4. Histogramy uziarnienia osadów korytowych Gizdepki: a – lewy brzeg, b – nurt, c – prawy brzeg
Fig. 4. Histograms of grain-size composition of bed material of Gizdepka River: a – left bank, b – main stream, c – right bank

Potok Błądzikowski

Dane z analiz granulometrycznych Potoku Błądzikowskiego obejmują osady pochodzące z centralnej części koryta. Osady te wskazują na duże zróżnicowanie litologiczne. Dominują osady piaszczyste, ze stosunkowo dużą zawartością frak-

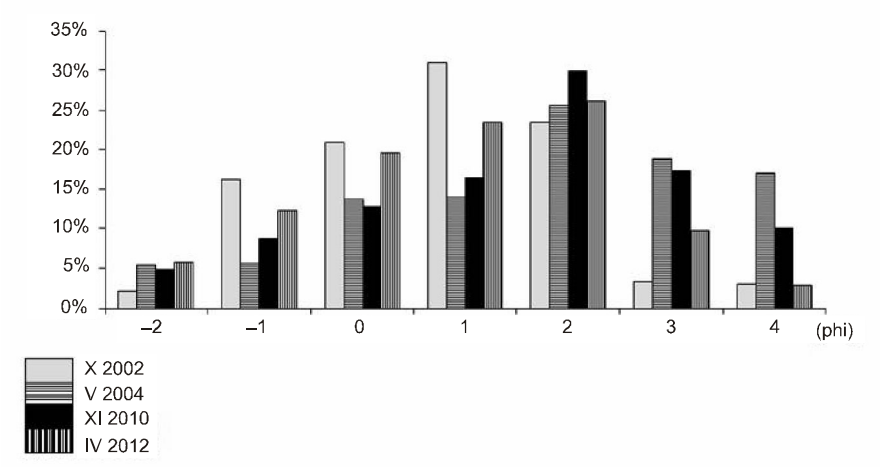


Ryc. 5. Histogramy uziarnienia osadów korytowych Potoku Błądzikowskiego w strefie nurtu
Fig. 5. Histograms of grain-size composition of bed material in main stream of Potok Błądzikowski

cji mulistej, w której zawsze przeważają bardzo gruboziarniste muły (ryc. 5). Rozkłady uziarnienia mają charakter jednomodalny.

Płutnica

Osady Płutnicy różnią się w zasadniczym stopniu od osadów korytowych wyżej omówionych rzek. Wyróżniają się przede wszystkim stosunkowo dużym udziałem frakcji piasków średnio- i drobnoziarnistych (ryc. 6), przy niewielkim udziale frakcji żwirowej (< 5%). Osady charakteryzuje jednomodalny rozkład uziarnienia.



Ryc. 6. Histogramy uziarnienia osadów korytowych Płutnicy w strefie nurtu
Fig. 6. Histograms of grain-size composition of bed material in main stream of Płutnica River

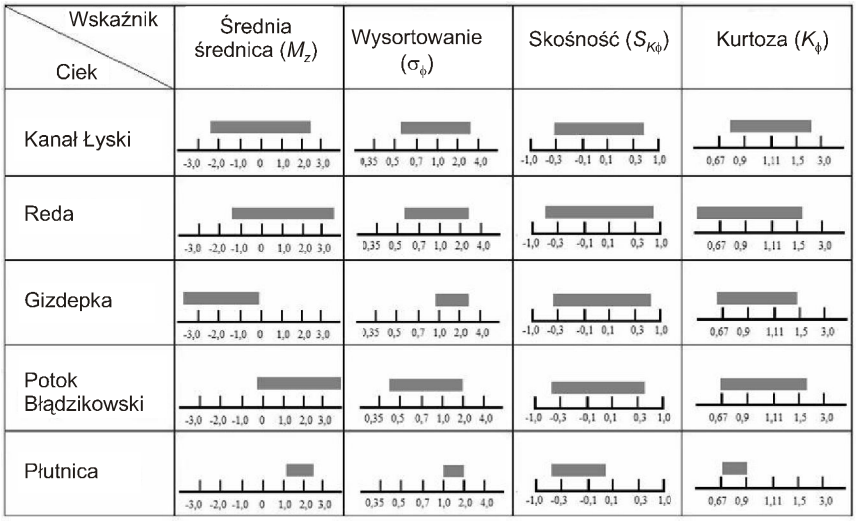
Analiza rozkładu uziarnienia osadów korytowych – wyniki

Średnia średnica

Osady korytowe omawianych rzek charakteryzuje znaczne zróżnicowanie przeciętnej wielkości ziarn (ryc. 7), co świadczy o dynamice środowiska. Przyjmuje się, że im przeciętna grubość składników w osadzie jest większa, tym energetyka środowiska jest wyższa (Racinowski i in. 2001). Wartości te zestawiono z prędkościami przepływu mierzonymi na głębokości 0,8 h (tab. 2). Przy większych prędkościach przepływu osady korytowe charakteryzują się większa średnią średnicą.

Tab. 2. Prędkość przepływu nad dnem
Tab. 2. Water flow velocity above the bottom

Rzeka	Prędkość przepływu ($m \cdot s^{-1}$) nad dnem
Kanał Łyski	0,13–0,56
Reda	0,10–0,77
Gizdepka	0,16–0,67
Potok Błądzikowski	0,03–0,34
Płutnica	0,01–0,28



Ryc. 7. Zakres zmienności wskaźników uziarnienia osadów korytowych cieków zlewiska Zalewu Puckiego
Fig. 7. Range of value of grain size parameters of bed material in investigated streams

Posługując się diagramem Hjulströma (1935), odczytano prędkości erozyjne wody, wprawiające w ruch ziarna o określonej średnicy. Wzajemne relacje, pomiędzy zmierzonymi wartościami prędkości przepływu i średnią średnicą ziarn

badanych osadów korytowych, wskazują na możliwość transportu oraz rozwinięcia erozji w osadach korytowych badanych rzek. Potwierdzają to różnice kształtów i głębokości koryt rzecznych zaobserwowane w okresie prowadzonych badań.

Biorąc pod uwagę szczegółowy skład granulometryczny osadów, wyścielających koryta rzek, i prędkości erozyjne przepływu wody, można stwierdzić, że:

- w korycie Płutnicy transportowi podlegają frakcje, których średnice ziarn nie przekraczają 0,5 mm;
- w Potoku Błądzikowskim transportowi w nurcie podlegają frakcje osadów korytowych o średnicy do 1 mm;
- w Gizdepce transport osadów korytowych w nurcie, podobnie jak prędkości przepływu wody nad dnem, są bardziej zróżnicowane; w zależności od prędkości przepływu, transportowi podlegają frakcje do 4 mm ($v > 0{,}5$ m·s^{-1}) lub do 2 mm (przy niższych prędkościach);
- w rzece Redzie transportowi w nurcie podlegają wszystkie frakcje osadów korytowych, włącznie z ziarnami żwirów o średnicy 8 mm, przy brzegach zaś istnieją warunki do transportu ziarn o średnicach do 4 mm;
- w Kanale Łyskim w strefie nurtu uruchamiane są niemal wszystkie frakcje, łącznie z ziarnami żwiru o średnicy do 4 mm, przy brzegach zaś transportowane są przeważnie osady piaszczyste i żwiry drobnoziarniste.

Wysortowanie osadów

Analizując odchylenie standardowe, można stwierdzić, że osady korytowe omawianych cieków wykazują zróżnicowane wysortowanie (ryc. 7). Dotyczy to szczególnie Kanału Łyski, Redy i Gizdepki, w przypadku których wskaźnik ten zmienia się od umiarkowanie dobrego do bardzo słabego. Lepszym wysortowaniem cechują się osady występujące w strefie nurtu, co warunkowane jest największymi prędkościami przepływu i może świadczyć o mniejszym zróżnicowaniu energetyki środowiska. Bliżej brzegu osad jest słabiej wysortowany, dowodząc zmiennej dynamiki środowiska, co potwierdzają wyniki pomiarów prędkości przepływu w tych częściach koryta.

Osady Gizdepki charakteryzują się słabym wysortowaniem. W korycie tego cieku osady znajdują się w tranzycie lub są redeponowane, stąd wartość wskaźnika, przy dużej energetyce, wskazuje na słabe wysortowanie osadu. Przykładem słabego wysortowania w całym przekroju poprzecznym koryta są osady Płutnicy, co potwierdza słabą dynamikę środowiska prądowego, w którym proces różnicowania osadu nie nadąża za dostawą materiału.

Skośność

Skośność rozkładu uziarnienia osadów korytowych badanych rzek charakteryzuje się dużym podobieństwem, wyjątek stanowi Płutnica (ryc. 7). Ujemne wartości, świadczące o występowaniu frakcji grubszych oraz wymywaniu frak-

cji drobniejszych, spotykane są najczęściej w centralnej części koryt. Wartości te sugerują, że następowało selektywne rozmywanie materiału dennego. Dodatnie wartości, występujące zazwyczaj przy brzegach, świadczą o doprowadzaniu frakcji drobniejszych do dna i akumulacji w nim materiału.

Kurtoza

Najczęściej występującym rozkładem spłaszczenia osadów korytowych jest rozkład smukły i umiarkowanie smukły. Osady te mogą znajdować się w tranzycie, w efekcie czego obserwowany jest deficyt rumowiska w środowisku prądowym. W centralnej części koryt pojawiają się także rozkłady o cechach normalnych, które wskazują na nasycenie środowiska materiałem mineralnym

Wyjątek stanowi Płutnica, gdzie występuje rozkład spłaszczony, świadczący o dużym nasyceniu materiałem osadowym środowiska rzecznego.

Wnioski

Omówione cieki, uchodzące do Zalewu Puckiego, odznaczają się dużym zróżnicowaniem uziarnienia osadów korytowych. Osady są wielofrakcyjne, zawierają populacje ziaren zaliczanych do frakcji żwirowej, piaszczystej i mulistej.

Rozkład uziarnienia w strefie nurtu mniejszych cieków ma charakter jednomodalny. Świadczy to o powstawaniu osadu w warunkach ustabilizowanej dynamiki środowiska. Osady korytowe Redy, w strefach największej prędkości, charakteryzuje rozkład jedno- i bimodalny; dotyczy to szczególnie próbek, w których większość składników grupuje się w węższym przedziale średnic. Osady korytowe zlokalizowane poza strefą największych prędkości przepływu charakteryzuje rozkład bimodalny, co pozwala wnioskować o zmiennej dynamice środowiska.

Wartości średnich prędkości przepływu nad dnem, zestawione ze średnicą ziarn osadów korytowych, w diagramie Hjulströma lokalizowane są powyżej krzywej depozycji, świadcząc o tym, że osady te są transportowane, a nawet erodowane.

Literatura

Bajkiewicz-Grabowska E., Mikulski Z., 1999, *Hydrologia ogólna*, PWN, Warszawa, 188–192.

Bąk Ł., Michalik A., 2008, *Zmienność składu granulometrycznego rumowiska wleczonego wzdłuż Potoku Słomka*, PAN, Infrastr. Ekol. Terenów Wiejskich, 7, 7–18.

Cyberski J., 1993, *Hydrologia zlewiska*, [w:] K. Korzeniewski (red.), *Zatoka Pucka*, FRUG, Sopot, 40–71.

Dynowska I., 1991, *Obieg wody*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski: środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, 357–387.

Folk R.L., Ward W.C., 1957, *Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters*, J. Sediment. Petrol., 27, 3–26.

Hjulström F., 1935, *Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris*, Geol. Inst. Univ. Uppsala Bull., 25, 221–258.

Jereczek-Korzeniewska K., Jegliński W., 2011, *The late glacial and holocene development of valley network in the Puck Morainic Plateau*, Geologia, 53, 1(73), 10–14.

Lindner L., 1992, *Zlodowacenia północnopolskie*, [w:] L. Lindner (red.), *Czwartorzęd*, Wyd. Geol., Warszawa, 574–612.

Łęczyński L., Szymczak E., 2010, *Własności fizyczne osadów dennych*, [w:] J. Bolałek (red.), *Fizyczne, biologiczne i chemiczne badania morskich osadów dennych*, Wyd. UG, Gdańsk, 63–115.

Piekarek-Jankowska H., 1994, *Zatoka Pucka jako obszar drenażu wód podziemnych*, FRUG, IMGW, Gdańsk, 457–458.

Popek Z., 2004, *Określanie prędkości granicznych dla ruchu drobnoziarnistego rumowiska dennego w korycie laboratoryjnym z płaskim dnem*, Inż. Kształt. Środ., 2(29), 21–31.

Racinowski R., Szczypek T., Wach J., 2001, *Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia osadów czwartorzędowych*, Wyd. UŚ, Katowice, 99–106.

Staszek W., Kistowski M., 1999, *Studium uwarunkowań i kierunków zagospodarowania przestrzennego gminy Wejherowo*, Warszawa, Gdańsk, 5–8.

Wentworth C.K., 1922, *A scale of grade and class terms for clastic sediments*, J. Geol., 30, 377–392.

The interpretation of grain size analysis of rivers bed sediments from streams flowing into the Puck Lagoon

Abstract: The results of research dealing with the textural features of rivers bed sediments have been discussed in the paper. All investigated streams: Kanał Łyski, Reda, Gizdepka, Potok Błądzikowski, Płutnica flowing into the Puck Lagoon. Particle size analysis of the bed sediment samples was undertaken using sieving and pipette analysis. The calculation of statistics (mean, mode, sorting, skewness) was calculated using Folk and Ward (1957) methods. Presented textural characteristics of river bed sediments describes the dynamics of the river environment.

Key words: river bed sediments, grain size, catchment area of Puck Lagoon.

Źródła w Wielkopolskim Parku Narodowym – inwentaryzacja i charakterystyka chemiczna

Barbara Walna

Uniwersytet A. Mickiewicza w Poznaniu, Stacja Ekologiczna Jeziory, 62-050 Mosina, skr. poczt. 40
walna@amu.edu.pl

Zarys treści: Omówiono wyniki inwentaryzacji i szczegółowego rozpoznania składu chemicznego 12 wypływów wód podziemnych z terenu Wielkopolskiego Parku Narodowego. Ich położenie i skład chemiczny pozwoliły na wyodrębnienie trzech grup: (1) zasilające Jezioro Góreckie, (2) położone na Wzgórzach Pożegowskich, (3) wypływające na stoku wysoczyzny morenowej, schodzącej do doliny Warty. Pomiary wskazują na zróżnicowaną i niewielką wydajność źródeł. Przewodnictwo elektryczne było cechą różnicującą badane źródła. Określono profil hydrochemiczny wód oraz wskazano źródła zanieczyszczenia wód podziemnych. Zwrócono uwagę na zasilanie chronionego Jeziora Góreckiego wodami silnie zanieczyszczonymi azotanami i chlorkami.

Słowa kluczowe: Wielkopolski Park Narodowy, wypływy wód podziemnych, antropopresja.

Źródła stanowią istotny element cyklu hydrologicznego, łącząc podziemny i powierzchniowy obieg wód, będąc zarazem doskonałym wskaźnikiem zanieczyszczenia środowiska gruntowo-wodnego danego obszaru. Diagnoza aktualnego stanu środowiska Wielkopolskiego Parku Narodowego (WPN) oraz prognoza kierunków zmian funkcjonowania geoekosystemów, w tym trofii jezior, czy przekształceń składu chemicznego wód podziemnych, wiąże się nie tylko z obecną presją antropogeniczną, ale także z szeregiem skomplikowanych procesów fizycznych, chemicznych i biologicznych, które zachodziły w bliższej i dalszej przeszłości.

Jednym z istotnych powodów zanieczyszczenia wód podziemnych na tym terenie jest depozycja związków chemicznych, pochodzących z powietrza oraz opadów atmosferycznych. Wynika to z obecności obiektów przemysłowych odległych od WPN o kilka lub kilkanaście kilometrów (aglomeracja miasta Poznania, miasto Luboń), a także z przenoszenia zanieczyszczeń z dużych odległości;

dostarczane są podwyższone ilości tlenków siarki, azotu, chlorków oraz fluorków (Walna i in., 2004; Walna, Kurzyca, 2007; 2010; Walna i in., 2012; Kolendowicz i in., 2011). W rejonie upraw rolniczych, które sąsiadują lub są położone na terenie WPN, zagrożenie zanieczyszczeniem wód podziemnych wynika także z nieracjonalnego stosowania nawozów oraz środków ochrony roślin. Szczególne niebezpieczeństwo stanowią gospodarstwa hodowlane, które w znacznym stopniu mogą mieć negatywny wpływ na jakość wód podziemnych. Dokumentują to wyniki badań wód ze studni na terenie WPN, dające obraz znacznego zanieczyszczenia wód pierwszego poziomu wodonośnego (Kabaciński i in., 1993; Górski, Liszkowska, 2005).

Analiza chemiczna wód źródlanych jest jednym ze sposobów oceny stanu wód podziemnych. Na terenie WPN do tej pory jedynie źródła zasilające Jezioro Góreckie były poddane kompleksowym badaniom chemicznym (Walna i in., 2011; Walna, Siepak, 2011; Walna, 2013), stąd potrzeba inwentaryzacji i oceny składu chemicznego innych wypływów wód podziemnych tego obszaru.

Charakterystyka terenu badań

Wielkopolski Park Narodowy położony jest w odległości około 10 km od Poznania, w kierunku południowo-zachodnim. Pod względem fizycznogeograficznym jest to obszar makroregionu Pojezierza Wielkopolsko-Kujawskiego i mezoregionu Pojezierza Poznańskiego (Kondracki, 2000). Wielkopolski Park Narodowy został utworzony w 1957 roku. Jego powierzchnia wynosi 7584 ha, a wraz z otuliną – 14 480 ha. Szczególnie istotnym walorem przyrodniczym jest tu polodowcowa rzeźba terenu, związana przede wszystkim z okresem ostatniego zlodowacenia. Wysoczyzna morenowa to dominujący typ krajobrazu. Wzgórza moreny czołowej spiętrzonej (Wał Pożegowski) znajdują się w południowo-wschodniej części WPN (Osowa Góra 132 m n.p.m.). Rynny subglacjalne mają przebieg NW–SE i w znacznej części są zajęte przez jeziora. Wśród powierzchniowych osadów glacjalnych dominują osady zlodowacenia północnopolskiego. Tworzą je piaski i żwiry oraz piaszczyste gliny zwałowe. Na obszarze Parku i jego otuliny w układzie piętrowego występowania osadów czwartorzędowych można wyróżnić cztery poziomy wodonośne: poziom wód gruntowych, poziom czołowomorenowy (wód zawieszonych), zasilający źródła na Wzgórzach Pożegowskich, poziom międzyglinowy górny, zasilający pozostałe źródła, oraz poziom międzyglinowy dolny (wielkopolskiej doliny kopalnej) (Górski, Przybyłek, 2003). Poniżej poziomów wodonośnych piętra czwartorzędowego występuje neogeńskie piętro wodonośne, związane głównie z piaszczystymi utworami miocenu i oligocenu.

Metodyka badań

Inwentaryzację i badania fizyczno-chemiczne wypływów wód podziemnych prowadzono od listopada 2009 do maja 2013. Przez pierwszy rok badano jedynie trzy źródła zasilające Jezioro Góreckie, a próbki pobierane były w odstępach miesięcznych (11 kampanii, do października 2010). W drugim okresie badania rozszerzono o 9 źródeł, tak aby objąć cały obszar WPN, i od października 2011 prowadzono badania co kwartał (7 kampanii). Razem zinwentaryzowano i zbadano 12 źródeł.

Współrzędne geograficzne i rzędne terenu poszczególnych stanowisk badawczych uzyskano przez wykonanie pomiarów różnicowych GPS w układzie współrzędnych płaskich PUWG 1992. Pomiary odniesiono do reperu państwowej sieci w układzie Kronsztadt. W terenie, gdzie niemożliwe było wykonanie precyzyjnych pomiarów GPS, zastosowano tachimetr elektroniczny.

Próbki wody ze źródeł pobierane były bezpośrednio w miejscu wypływu (w przypadku źródeł punktowych) lub najbliżej tego miejsca (w przypadku źródeł wysiękowych). W terenie mierzono pH (pehametr CP 315 Elmetron), przewodnictwo elektryczne i temperaturę (konduktometr CC 315 Elmetron) oraz natężenie przepływu, używając cylindra miarowego i specjalnie przygotowanej rynny. Analiza chemiczna próbek wykonywana była niezwłocznie po pobraniu próbek, w laboratorium Stacji Ekologicznej UAM, za pomocą chromatografu jonowego Dionex ICS 1100. Stężenie wodorowęglanów określano miareczkując próbkę badaną 0,01 M HCl wobec oranżu metylenowego. W celu sprawdzenia poprawności wykonywanych analiz wykorzystano certyfikowane materiały odniesienia.

Położenie i charakter źródeł

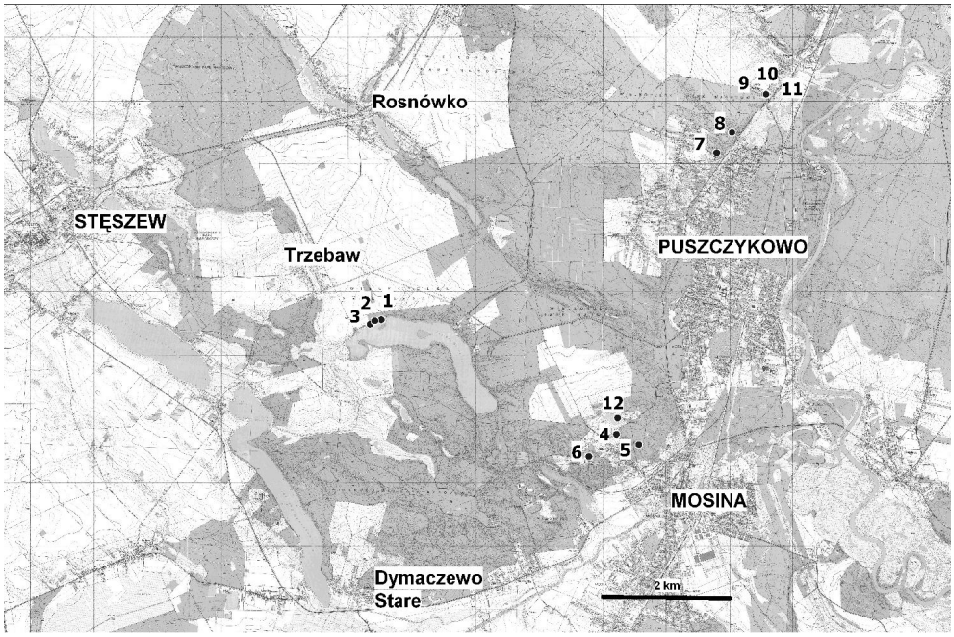
Zinwentaryzowane wypływy wód podziemnych mają zróżnicowaną genezę; powstały w sposób naturalny, a także pod wpływem ingerencji człowieka – po podcięciu warstwy wodonośnej przy eksploatacji gliny (początek XX wieku).

Znalezione źródła położone są w odległych od siebie o kilka kilometrów trzech lokalizacjach; są to: źródła zasilające Jezioro Góreckie (nr. 1–3), źródła wypływające na stoku wysoczyzny morenowej, stanowiącym zachodnią krawędź przełomowego odcinka doliny Warty, na odcinku Puszczykowo–Łęczyca (nr. 7–11) oraz źródła Wysoczyzny Pożegowskiej (nr. 4–6, 12) (ryc. 1).

W tab. 1 przedstawiono charakterystykę i współrzędne geograficzne badanych źródeł. Stwierdzono, że warstwę nieprzepuszczalną stanowi zwykle glina zwałowa lub ił poznański, a warstwę wodonośną – piasek o różnym uziarnieniu (Walna i in., 2011).

Tab. 1. Charakterystyka i współrzędne geograficzne źródeł
Tab. 1. Characteristics and coordinates of springs

Nr	Położenie	Współrzędne	Charakterystyka miejsca	Rodzaj	Typ
1	zasilające Jezioro Góreckie	N 52°16′09,012″ E 16°46′42,558″	północny stok w zachodniej części jeziora Góreckiego, ok. 20 m od linii brzegowej, w odległości kilkuset metrów od kolejnego źródła; 67 m m.p.m.	naturalne	punktowe
2		N 52°16′07,536″ E 16°46′39,300″	północny stok w zachodniej części Jeziora Góreckiego, ok. 20 m od brzegu; 68,5 n.p.m.	naturalne	wysiękowe
3		N 52°16′05,940″ E 16°46′36,252″	północny stok w zachodniej części Jeziora Góreckiego, ok. 20 m od brzegu; 67,1 n.p.m.	naturalne	punktowe
4	Wzgórza Pożegowskie	N 52°15′14,028″ E 16°50′04,580″	Pożegowo, południowa strona Osowej Góry, w pobliżu zabudowań, 105 n.p.m.	naturalne	punktowe
5		N 52°15′09,108″ E 16°50′22,340″	południowa strona Osowej Góry, skarpa 10-metrowego wyrobiska, w pobliżu stacji Aquanetu; 102,5 m n.p.m.	antropogeniczne	punktowe
6		N 52°15′08,952″ E 16°50′22,572″	Pożegowo, południowa ściana 10-metrowego wyrobiska, w pobliżu leśniczówki Osowa Góra; 109 m n.p.m.	antropogeniczne	punktowe
7	Góry Puszczykowskie	N 52°17′40,056″ E 16°51′22,518″	Puszczykowo, przedłużenie ulicy Przecznica; szereg źródeł tworzących strumień; 75 m n.p.m.	naturalne	wysiękowe
8		N 52°17′50,874″ E 16°51′29,466″	źródło położone w dolinie na przedłużeniu ulicy Lipowej; szereg drobnych źródeł łączących się w strumień; 68 m n.p.m.	naturalne	wysiękowe
9 10 11		N 52°18′08,712″ E 16°51′59,360″	trzy źródła na jednym zboczu rozcięcia erozyjnego, w odległości kilkunastu metrów od siebie, w pobliżu domostw i granicy WPN z Łęczycą; 80 m n.p.m.	naturalne	punktowe
12	Wzgórza Pożegowskie	N 52°15′23,27″ E 16°50′3,56″	północny stok Osowej Góry, po przeciwnej stronie wieży widokowej, zasila glinianke; 114,5 m n.p.m.	antropogeniczne	punktowe



Ryc. 1. Położenie badanych wypływów wód podziemnych na mapie Wielkopolskiego Parku Narodowego
Fig. 1. Location of springs on the map of Wielkopolski National Park

Wyniki

Pomiary wskazują na zróżnicowaną i niewielką wydajność źródeł. Najwyższą osiągnęły źródła o wypływie punktowym nad Jeziorem Góreckim (1 i 3). Były to wartości sięgające 330 ml·s^{-1}, średnio około 233 ml·s^{-1}. Pośród źródeł punktowych najniższe natężenie wypływu (40–70 ml·s^{-1}) stwierdzono w przypadku nr. 4–6 oraz 9 i 12, a z nich najniższą wartość wykazywało źródło 5 (40 ml·s^{-1}). Źródło 10, usytuowane na stoku między źródłami 9 i 11, charakteryzowało się natężeniem 140 ml·s^{-1}. Wymienione trzy źródła (9, 10 i 11) spływały do rozcięcia erozyjnego, tworząc strumień o natężeniu przepływu 600 ml·s^{-1}. Z kolei źródła wysiękowe, gdzie trudno zmierzyć wydajność, tworzyły strumienie, których natężenie przepływu wahało się od 110 (źródło 2) do 840 ml·s^{-1} (źródło 7) lub zanikały okresowo (źródło 6). Ze względu na trudności dokładnego pomiaru natężenia, wyniki mają charakter orientacyjny i nie rozpatrywano szczegółowo charakterystyki czasowej zmienności tego parametru.

Temperatura wody poszczególnych źródeł nie wykazywała dużego zróżnicowania. W przypadku źródeł o wypływie punktowym pomiar odzwierciedlał rzeczywistą temperaturę wód podziemnych, w przypadku zaś źródeł wysiękowych temperatura zmieniała się nieco w zależności od temperatury otoczenia. Średnio, temperatura wszystkich źródeł wyniosła 9,2°C, wahając się w czasie ba-

dań od 6,1°C (6 luty 2012, przy temperaturze powietrza –20°C, źródło 6) do 11,7°C (27 października 2011, przy temperaturze powietrza 14°C, źródło 8). Średnia temperatura wód z wypływów punktowych wyniosła 9,1°C, a ze źródeł wysiękowych 9,5°C. W czasie prowadzonych obserwacji źródło 6 w październiku 2012 czasowo zanikło, natomiast źródło 8 w lutym 2011 zamarzło.

Pomiary pH badanych wód wskazują na odczyn obojętny. Średnie pH wód wypływów wyniosło 7,58 i wahało się od 7,00 w źródle nr 3 w okresie jesiennym do 8,07 w źródle nr 2 w okresie wiosennym. Źródła o charakterze wysiękowym charakteryzowały się nieco podwyższonym pH (średnio 7,77) w porównaniu do źródeł punktowych (średnio 7,52).

Przewodnictwo elektryczne było cechą różnicującą badane źródła. Wartość tego parametru wahała się od 453 (źródło 12) do 1275 $\mu S \cdot cm^{-1}$ (źródło 1). To zróżnicowanie pozwoliło wydzielić trzy charakterystyczne typy źródeł. Pierwsza grupa to źródła zasilające Jezioro Góreckie (nr. 1–3), o przewodności wyższej od 1100 $\mu S \cdot cm^{-1}$. Druga grupa to źródła na stoku wysoczyzny morenowej w Puszczykowie, o przewodności od ponad 900 do 1000 $\mu S \cdot cm^{-1}$ (nr. 7–11). Trzecia grupa to źródła na południowych zboczach Wzgórz Pożegowskich (nr. 4 i 5), o przewodności 600–700 $\mu S \cdot cm^{-1}$, oraz źródło nr 12, o najniższej przewodności (480 $\mu S \cdot cm^{-1}$). Stwierdzono, że przebieg zmienności tego parametru w czasie wykazywał dużą stabilność.

Badania składu chemicznego pozwalają na dokładną charakterystykę ilościową kationów i anionów, a także na ocenę stopnia zanieczyszczenia wód źródlanych (tab. 2). Uzyskane stężenia wskazują na dominującą rolę kationów wapniowych i magnezowych, a także znaczne stężenia sodu w źródłach 1–3 i 9. Maksymalne stężenia wapnia, ponad 200 $mg \cdot dm^{-3}$, zanotowano w źródłach 1–3. Jony potasowe odgrywają mniejszą rolę w składzie kationowym. Ich średnie stężenie zwykle nie przekraczało 3 $mg \cdot dm^{-3}$, jednak w źródłach 4 i 6 stężenie potasu okazało się znacznie wyższe, osiągając średnio 28,6 $mg \cdot dm^{-3}$. Na tle wszystkich badanych, źródło nr 12 odznacza się najniższymi stężeniami głównych czterech kationów. Ich wartości stanowią blisko połowę stężeń określonych w pozostałych źródłach. Z analizy zmienności składu chemicznego źródeł 1–3 wynika, że najwyższe wartości stężeń obserwowano w początkowym okresie badań (koniec roku 2009). Kolejność kationów w szeregu stężeń przedstawia się następująco: $Ca^{2+} > Mg^{2+} > Na^{+} > K^{+} > NH_4^{+}$.

Badania stężeń anionów wskazują, że jonem dominującym jest jon wodorowęglanowy oraz siarczanowy (tab. 3). Jon siarczanowy swoje maksymalne stężenia (244–322 $mg \cdot dm^{-3}$) osiąga w źródłach zasilających Jezioro Góreckie (1–3). Nieco niższe średnie stężenia (150–200 $mg \cdot dm^{-3}$) określono w grupie źródeł 5–11. Najniższe stężenia siarczanów stwierdzono w źródle nr 12 – średnio 41,9 $mg \cdot dm^{-3}$. Jon wodorowęglanowy maksymalne średnie stężenie osiągnął w źródłach 7 i 8 (ponad 360 $mg \cdot dm^{-3}$), natomiast w pozostałych źródłach jego średnie stężenie wahało się od 253 do 337 $mg \cdot dm^{-3}$.

Tab. 2. Wartości średnie, minimalne i maksymalne stężenia kationów w badanych źródłach
Tab. 2. Average, minimum and maximum concentration of cations

Nr	Na^+			NH_4^+			K^+			Ca^{2+}			Mg^{2+}		
	($mg \cdot dm^{-3}$)														
	śred.	min.	maks.	śred.	min.	maks.	śred.	min.	maks.	śred.	min.	maks.	śred.	min.	maks.
1	23,5	18,3	28,5	0,025	< 0,002	0,120	2,62	2,12	3,82	196,1	155,4	221,8	26,6	17,8	35,5
2	24,8	19,9	28,7	0,035	< 0,002	0,202	2,67	1,90	3,73	196,0	125,5	229,9	24,5	18,3	32,0
3	24,3	18,2	29,3	0,041	< 0,002	0,185	2,55	1,80	3,08	200,7	143,9	235,9	22,6	15,2	30,8
4	11,8	9,2	18,5	0,045	< 0,002	0,090	16,50	11,60	23,90	99,6	86,7	117,2	10,9	9,7	13,9
5	10,3	8,9	11,4	0,015	< 0,002	0,027	1,94	0,93	3,47	105,8	77,4	117,6	13,1	10,1	14,4
6	17,5	15,7	22,6	0,023	0,006	0,033	28,60	21,70	42,70	118,9	80,0	140,1	16,1	15,3	17,9
7	14,3	11,3	17,7	0,042	0,004	0,100	2,24	1,78	2,62	115,5	80,8	154,9	23,5	22,1	24,7
8	13,8	11,9	14,6	0,026	< 0,002	0,050	2,21	1,89	2,82	119,9	80,5	156,1	22,2	21,2	23,8
9	23,7	21,1	25,7	0,025	< 0,002	0,043	2,69	2,33	3,33	123,2	86,0	155,1	20,9	19,9	22,1
10	13,0	11,7	13,8	0,023	< 0,002	0,060	2,58	2,10	2,87	122,6	96,8	151,2	20,6	17,6	22,0
11	13,4	12,5	14,2	0,016	< 0,002	0,057	2,78	2,47	3,03	118,9	93,5	146,7	20,0	16,1	21,5
12	5,7	5,5	6,2	0,030	< 0,002	0,066	2,21	1,41	3,01	62,9	44,9	76,8	9,4	8,5	10,4

Tab. 3. Wartości średnie, minimalne i maksymalne stężenia anionów w badanych źródłach
Tab. 3. Average, minimum and maximum concentration of anions

Nr	SO_4^{2+}			NO_3^-			Cl^-			F^-			NO_2^-			PO_4^{3-}		
	($mg \cdot dm^{-3}$)																	
	śred.	min.	maks.	śred.	min.	maks.	śred.	min.	maks.	śred.	min.	maks.	śred.	min.	maks.	śred.	min.	maks.
1	262	224	322	38,4	30,1	68,3	93,2	76,6	110,0	0,352	0,190	0,460	0,026	< 0,003	0,113	0,004	< 0,002	0,080
2	249	211	312	99,2	69,8	122,0	85,2	69,6	105,0	0,310	0,150	0,382	0,018	< 0,003	0,262	0,003	< 0,002	0,060
3	221	180	244	127,0	111,0	147,0	84,0	64,3	94,8	0,277	0,160	0,385	0,059	< 0,003	0,260	0,003	< 0,002	0,060
4	84	65	127	37,6	28,9	58,2	15,1	10,7	24,1	0,082	0,011	0,130	0,039	< 0,003	0,076	0,808	< 0,002	1,446
5	154	123	191	9,0	6,9	13,5	27,6	18,8	32,3	0,144	0,080	0,230	0,064	< 0,003	0,370	0,017	< 0,002	0,060
6	160	145	185	61,1	53,7	74,9	44,2	39,3	48,8	0,103	0,010	0,220	0,010	< 0,003	0,036	0,277	< 0,002	0,506
7	155	134	170	58,5	47,5	82,8	58,5	50,3	68,5	0,253	0,170	0,330	0,042	< 0,003	0,140	0,110	< 0,002	0,280
8	160	142	189	27,6	16,1	35,2	52,4	44,9	61,1	0,230	0,200	0,270	0,017	< 0,003	0,055	< 0,002	< 0,002	< 0,002
9	183	152	237	15,9	13,2	18,8	69,6	42,3	93,3	0,243	0,160	0,310	0,043	< 0,003	0,217	0,015	< 0,002	0,090
10	187	172	209	13,8	10,7	16,8	79,2	71,6	90,4	0,262	0,180	0,310	0,011	< 0,003	0,068	0,014	< 0,002	0,083
11	182	165	213	22,5	18,3	27,8	72,9	64,9	83,5	0,236	0,190	0,280	0,057	< 0,003	0,290	< 0,002	< 0,002	< 0,002
12	42	39	46	1,0	0,9	1,2	7,4	6,3	8,4	0,102	0,070	0,139	0,025	< 0,003	0,081	0,041	< 0,002	0,175

Istotne informacje z punktu widzenia zanieczyszczenia środowiska niosą stężenia azotanów i chlorków. W źródłach zasilających Jezioro Góreckie stężenie chlorków pozostaje na zbliżonym poziomie, średnio nieco ponad 80 mg·dm^{-3}. Są to wartości najwyższe wśród badanych źródeł, aczkolwiek źródła 9–11 również charakteryzują się wysokimi wartościami – ponad 50 mg·dm^{-3}. Najniższe stężenia chlorków określono w źródłach 12 oraz 4. Inaczej przedstawia się charakterystyka stężenia azotanów. Źródła zasilające Jezioro Góreckie charakteryzują się odmiennymi stężeniami: źródło 1 ma spośród nich najniższe stężenie, źródło 2 – dwukrotnie wyższe, a najwyższe stężenie azotanów stwierdzono w źródle 3, w lutym 2013 osiągnęło ono wartość 147 mg·dm^{-3}. Pozostałe źródła, z wyjątkiem 6 i 7, charakteryzują się stężeniami azotanów niższymi od wartości granicznej 50 mg·dm^{-3}.

Inne aniony występowały w znacznie niższych stężeniach. Jon fluorkowy najwyższe wartości, ponad 0,250 mg·dm^{-3}, osiągał w źródłach 1–3. Stężenie azotynów często było poniżej granicy oznaczalności, jedynie w źródle nr 5 osiągnęło wartość 0,370 mg·dm^{-3}. Fosforany w badanych źródłach występują w znikomych ilościach. Wyróżnia się jedynie źródło nr 4, gdzie kilkakrotnie występowało stężenie ponad 1 mg·dm^{-3}. Nieco podwyższone stężenie, 0,1–0,3 mg·dm^{-3}, określono również w źródłach 6 i 7.

Analizując sumaryczne stężenia jonów w badanych źródłach, można stwierdzić wyraźną przewagę jonów wapniowych (29–39%), kolejne są jony wodorowęglanowy (17–39%) i siarczanowy (18–20%).

Charakterystyczną cechą składu chemicznego źródeł zasilających Jezioro Góreckie, o maksymalnej mineralizacji i wyjątkowo wysokim stężeniu jonów azotanowych, jest dominacja jonów wapniowych (39%) oraz równowaga pomiędzy udziałem jonów wodorowęglanowych (17%) i siarczanowych (16%). Jony azotanowe i chlorkowe stanowią ponad 8%. Natomiast źródło 12, o najniższej mineralizacji (405 mg·dm^{-3}), którego skład jest zdecydowanie odmienny, charakteryzuje się niskim udziałem jonów antropogenicznych – azotanowego (0,2%), czy chlorkowego (2,3%).

Dyskusja wyników

Badane źródła związane są z podobnym środowiskiem hydrogeochemicznym, jednak dopływ zanieczyszczeń sprawia, że różnice w chemizmie zasilających je wód są duże. Poniżej przeprowadzono dyskusję wyników, dzieląc analizowane źródła na kilka grup. Pierwszą grupę stanowią źródła zasilające Jezioro Góreckie (nr. 1–3). Kluczowym procesem warunkującym ich skład chemiczny jest migracja wód opadowych przez obszary rolnicze, uprawiane intensywnie przez dziesięciolecia z użyciem nawozów mineralnych i organicznych, z nieuregulowaną gospodarką ściekową, zwłaszcza w przypadku intensywnej produkcji zwierzęcej (Walna, Siepak, 2011; Walna i in., 2012; Walna, 2013).

Uzyskane wyniki badań chemicznych wszystkich źródeł porównano z wartościami parametrów wód podziemnych piętra czwartorzędowego na tym terenie (mapa hydrogeologiczna Polski); tu średnie stężenia wynosiły: chlorków – 33 $mg \cdot dm^{-3}$, azotanów – 1,7 $mg \cdot dm^{-3}$, siarczanów – 54 $mg \cdot dm^{-3}$. Przy uwzględnieniu także wyników badań tła hydrogeochemicznego dla terenów środkowej Wielkopolski (Górski, 1989), uwidacznia się znaczny wpływ zanieczyszczenia antropogenicznego. Dowodem na silne występowanie tego zjawiska jest analiza trendów zmian stężeń chlorków i azotanów w wodach kilkunastu studni, które opublikował Dragon (2006). Źródła zasilające Jezioro Góreckie, ze względu na obecność wysokich stężeń azotanów, chlorków i siarczanów, można zakwalifikować do grupy V – silnie zanieczyszczonych (Górski, 2001). Eutrofizacja Jeziora Góreckiego, pomimo ograniczania presji antropogenicznej oraz zabiegów zalesiania, jest faktem. Dzięki przedstawionym powyżej wynikom możliwe jest oszacowanie ilości dostarczanych substancji, które wniesione przez źródła mogą w sposób zdecydowany wpływać na stan ekosystemu Jeziora Góreckiego. Obliczona roczna dostawa azotanów z trzech badanych źródeł wynosi ponad 1,53 t, a chlorków – 1,58 t (Walna, 2013).

Osobnym rozważaniom należy poddać charakterystykę chemiczną drugiej grupy źródeł, położonych na Wzgórzach Pożegowskich (nr. 12 oraz 4–6), które charakteryzują się najniższymi wartościami stężeń jonów o pochodzeniu antropogenicznym. Skład chemiczny źródła 12 jest charakterystyczny dla wód niezanieczyszczonych, które klasyfikowane są hydrogeologicznie jako wody zawieszone (poziom czołowomorenowy) (Górski, Przybyłek, 2003). Liczne wyrobiska związane z eksploatacją iłów spowodowały silne przeobrażenia pierwotnej rzeźby tuż przy wierzchołku moreny (nr 12) oraz na stokach południowych (nr. 5 i 6). Poziom tych wód uwarunkowany jest budową geologiczną Osowej Góry. W partii szczytowej tego poziomu utwory piaszczyste są podścielone utworami nieprzepuszczalnymi, postaci ilastej serii iłów trzeciorzędowych. Powstanie wymienionych źródeł nastąpiło w wyniku nacięcia warstwy wodonośnej zasilanej z poziomu wód zawieszonych w morenie czołowej. O ile źródło 12 charakteryzuje się niskim stężeniem azotanów, chlorków i siarczanów, to pozostałe źródła wykazują już wyższe stężenia. Spośród nich najwyższe ma źródło 6, w pobliżu którego w odległości kilkuset metrów znajdują się pola uprawne i gospodarstwo rolne, stąd średnie stężenie azotanów przekracza tu 60 $mg \cdot dm^{-3}$, siarczanów – 160 $mg \cdot dm^{-3}$, a chlorków – 44 $mg \cdot dm^{-3}$. Stwierdzono tu także podwyższone stężenie potasu (29 $mg \cdot dm^{-3}$). Pozostałe źródła, 4 i 5, podlegają mniejszej antropopresji z uwagi na większe oddalenie od tych obiektów.

Trzecia grupa źródeł (nr. 7–11), położona w stoku wysoczyzny morenowej, stanowiącym zachodnią krawędź przełomowego odcinka doliny Warty, wykazuje średni stopień zanieczyszczenia jonami o charakterze antropogenicznym.

Wnioski

W przedstawionej pracy dokonano inwentaryzacji i rozpoznania składu chemicznego wypływów wód podziemnych położonych na terenie Wielkopolskiego Parku Narodowego. Przeprowadzone badania pozwoliły wskazać źródła bardzo silnie zanieczyszczone związkami antropogennymi. Wykazano wpływ zarówno przenawożenia, jak i nieuporządkowanej gospodarki ściekowej na skład wód podziemnych. Spośród dwunastu badanych źródeł jedynie jedno, położone na Osowej Górze, wykazuje skład zbliżony do tła hydrochemicznego wód podziemnych na tym terenie. Skład chemiczny źródeł wskazuje na silny związek z ich położeniem i pozwala na wyodrębnienie kilku grup:

– źródła (1–3) położone nad Jeziorem Góreckim – najbardziej zanieczyszczone, charakteryzujące się najwyższymi stężeniami siarczanów, azotanów i chlorków;
– źródła Wzgórz Pożegowskich (4–6 i 12) – najmniej zanieczyszczone, gdzie jednak można zauważyć oddziaływanie antropogeniczne;
– źródła na stoku przy krawędzi doliny Warty (7–11) – o średnim zanieczyszczeniu antropogenicznym.

Rozpoznanie oddziaływania antropogenicznego na chemizm wód podziemnych stanowi ważny aspekt zarówno oceny, jak i prognozy zmian środowiska przyrodniczego.

Literatura

Dragon K., 2006, *Chemizm wód podziemnych poziomu wielkopolskiej doliny kopalnej w obszarze między Obrą a Wartą*, Geologos, 8, 1–107.

Górski J., 1989, *Główne problemy chemizmu wód podziemnych utworów kenozoiku środkowej Wielkopolski*, Zesz. Nauk. AGH, Kraków, 45.

Górski J., 2001, *Propozycja oceny antropogenicznego zanieczyszczenia wód podziemnych na podstawie wybranych wskaźników hydrochemicznych*, Wsp. Probl. Hydrogeol., 10, 309–313.

Górski J., Liszkowska E., 2005, *Główne przyczyny i procesy antropogenicznej degradacji jakości wód podziemnych w Wielkopolsce*, Wsp. Probl. Hydrogeol., 12, 212–218.

Górski J., Przybyłek J., 2003, *Problemy zagrożenia i ochrony wód podziemnych na terenie Wielkopolskiego Parku Narodowego*, Morena, 10, 59–71.

Kabaciński M., Zerbe J., Sobczyński T., Siepak J., 1993, *Wpływ antropopresji na wody gruntowe na obszarze województwa poznańskiego i miasta Poznania*, Sorus, Poznań.

Kolendowicz L., Bednorz E., Walna B., Kurzyca I., 2011, *Episodes of extreme rainwater pollution and its relationship with synoptic situation (Wielkopolski National Park, Poland)*, J. Atmos. Chem., 68, 89–105.

Kondracki J., 2000, *Geografia regionalna Polski*, PWN, Warszawa.

Walna B., 2013, *Interdisciplinary study of post-agricultural pollution in the Wielkopolski National Park (Poland)*, J. Integrative Envir. Sci., DOI10.1080/1943815X.2012.759976, 10(1), 17–38.

Walna B., Kurzyca I., 2007, *Evaluation of bulk deposition in protected woodland area in western Poland*, J. Envir. Monit. Assess., 131(1–3), 13–26.

Walna B., Kurzyca I., 2009, *Tendencies of changes in the chemical composition of precipitation in the Wielkopolski National Park*, J. Water and Land Dev., 13a, 53–69.

Walna B., Kurzyca I., Bednorz E., Kolendowicz L., 2012, *Fluoride pollution of atmospheric precipitation and its relationship with air circulation and weather patterns (Wielkopolski National Park, Poland)*, Envir. Monit. Assess., DOI 10.1007/s10661-012-2962-9, 185(7), 5497–5514.

Walna B., Kurzyca I., Siepak J., 2004, *Local effects of pollution on chemical composition of precipitation in areas differing in human impact*, Polish J. Envir. St., 13, 36–42.

Walna B., Siepak M., 2011, *Heavy metals: their pathway from the ground, groundwater and spring to the Lake Góreckie*, Envir. Monit. Assess., DOI 10.1007/s10661-011-2191-7, 184(5), 3315–3340.

Groundwater outflows in the Wielkopolski National Park – registration and chemical composition

Abstract: The study area lies in the central part of the Wielkopolski National Park, which is situated in mid-western Poland, on the Wielkopolska Lowland, the Poznań Lakeland. The twelve springs under study are located at the foot of a steeply inclined slope of Lake Góreckie (nos. 1–3), at Pożegowskie Wzgórza (nos. 4–6, 12) and at western slope of Warta valley (nos. 7–11) (fig. 1, tab. 1). Measurements were taken directly in the field and included: water temperature, pH, electrical conductivity and discharge. Determinations of cations (Na^+, NH_4^+, K^+, Ca^{2+}, and Mg^{2+}) and anions (Cl^-, F^-, NO_3^-, NO_2^-, SO_4^{2-}, and PO_4^{3-}) were made by employing ion chromatography (Dionex 1100).

The waters of 12 springs showed different electrical conductivity, which allowed to divide them into three groups. Those groups were related to their locations. The chemical characteristics of groundwater outfows are presented in tab. 2 and 3. Predominant among the cations were calcium ions, while sulphates and bicarbonates attained high levels among the anions. Because of its high nitrate and chloride concentrations classification would put some samples examined in highly polluted class. No nitrites and phosphates were found, and ammonium ions were absent or low. An analysis of the composition of springs made it possible to determine the ultimate effect of the complicated physico-chemical processes, including the level of their contamination. The high nitrate concentrations demonstrate the effect of intensive fertilisation of arable fields that only ended a few years ago. The obtained results indicate changes in groundwater-dependent ecosystems, both in the terrestrial ecosystem (soil and sedimentary rocks), and the aquatic one (lake eutrophication).

Key words: Wielkopolski National Park, springs, pollution.

Fotografie[1] Profesorów Jana Drwala i Roberta Bogdanowicza

[1] Ze zbiorów rodzinnych oraz od przyjaciół i współpracowników.



1

Jan Drwal (z lewej) i Robert Bogdanowicz



2

Po wręczeniu dyplomów magisterskich w Instytucie Geografii UMK w Toruniu (czerwiec 1966); drugi od lewej w rzędzie wyższym mgr J. Drwal, czwarty mgr R. Glazik, w rzędzie dolnym od lewej: prof. Z. Prusinkiewicz, prof. B. Rosa, prof. W. Niewiarowski, prof. R. Galon, prof. J. Mikulski, prof. M. Gomadzka, doc. L. Roszko, mgr H. Krzywicka oraz doc. W. Mrózek



3



4

Zjazdy absolwentów UMK w Toruniu; u góry – wrzesień 1980, Jan Drwal w górnym rzędzie, pierwszy z prawej; u dołu – wrzesień 2002, Jan Drwal trzeci z lewej



5



6

W Tatrach lata 70.; u góry – zimą; u dołu – na wycieczce kół naukowych, Jan Drwal drugi z lewej, obok po lewej prof. Antoni Wrzosek z Uniwersytetu Jagiellońskiego



7



8

VII Kurs Wyższej Hydrologii w Moskwie, czerwiec 1975; u góry – na Placu Czerwonym, od lewej: I. Kettunen, J. Drwal i M. Yriâna; u dołu – wykład inauguracyjny, w pierwszym rzędzie od lewej wykładowcy: I.A. Šiklomanov i (trzeci) V. Kupriânov, w drugim rzędzie od lewej M. Gutry-Korycka i J. Drwal



9 Konferencja hydrograficzna PTG, czerwiec 1984, zorganizowana przez UG; w drugim rzędzie od lewej: J. Jańczak, J. Drwal, H. Piekarek-Jankowska, A. Sadurski, W.P. Lange, w pierwszym rzędzie od prawej: E. Bajkiewicz-Grabowska, M. Gutry-Korycka, R. Bogdanowicz

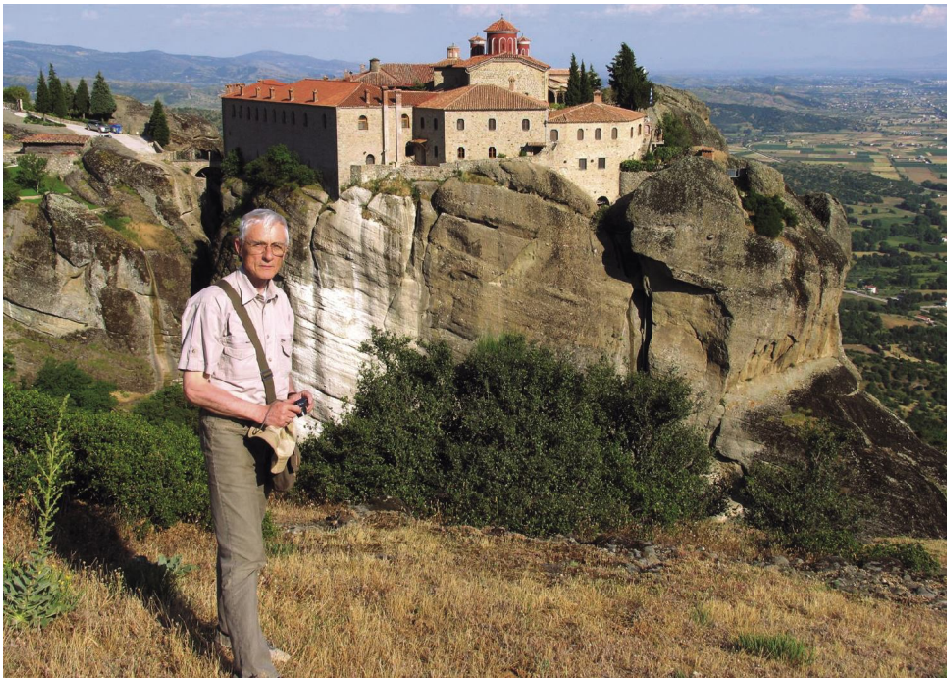


10 Wycieczka ze studentami do Stacji Limnologicznej w Borucinie, od lewej W.P. Lange i J. Drwal

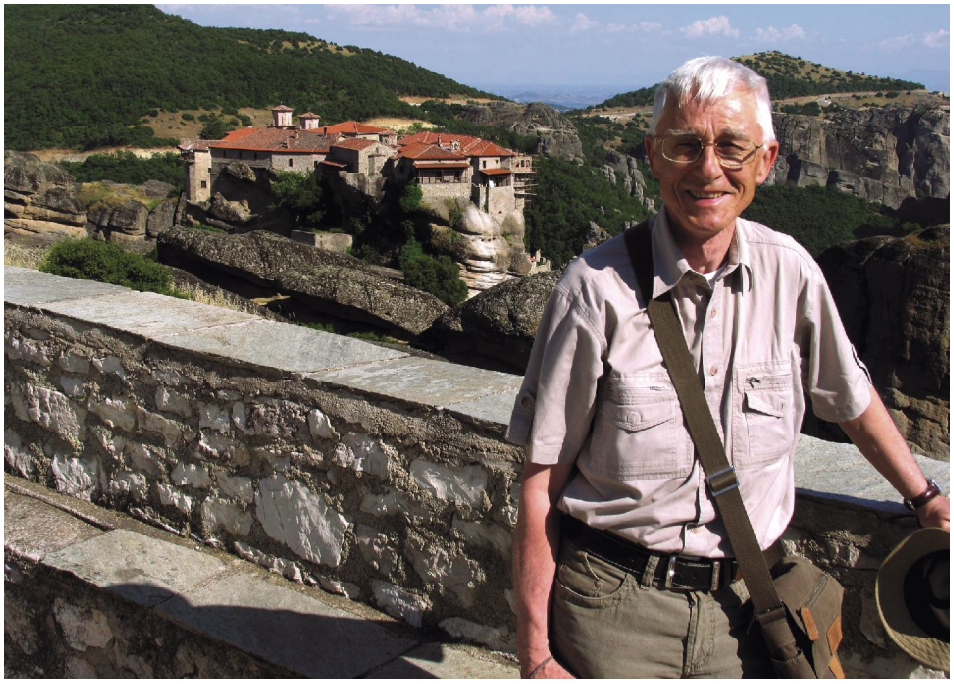


11

Wyprawa w poszukiwaniu eratyków przewodnich



12



13

W Meteorach (Grecja), 2010



14



15

W Ochrydzie (Macedonia), 2010; u dołu Jezioro Ochrydzkie, od lewej: R. Skowron, W. Marszelewski, J. Drwal, R. Cieśliński



16



17



Wizyta naukowa w Chinach, 2009 (obok prof. J. Drwala rektor UG, prof. B. Lammek); na poprzedniej stronie u góry – na Murze Chińskim, u dołu – w Pekinie



19

W Ratuszu Głównego Miasta Gdańska po rozdaniu nagród Heweliusza, 2003



20



21

Laureaci nagrody WFOŚiGW w Gdańsku za działalność na rzecz ochrony środowiska i gospodarki wodnej w roku 2009; u góry trzeci od lewej – J. Drwal, pierwszy od prawej – R. Bogdanowicz; u dołu nagrodę wręcza Prezes WFOŚiGW w Gdańsku Danuta Grodzicka-Kozak

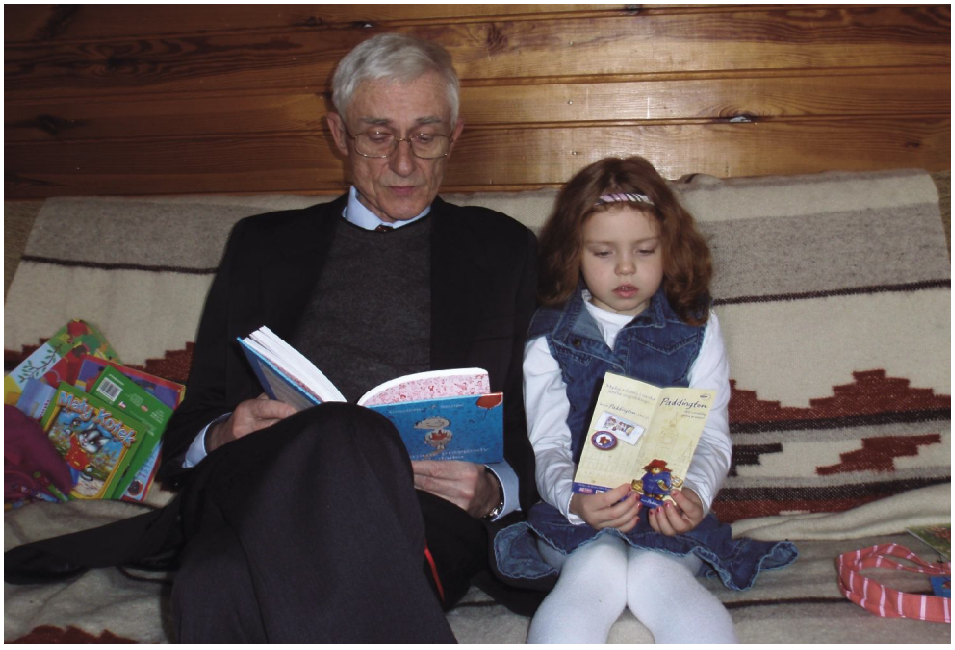


Chwila zadumy



23

W trakcie pożegnania; poniżej – Jan Drwal z wnuczką Marią



24



25



26

Robert Bogdanowicz, u góry – na otrzęsinach w klubie Wysepka, 1981;
u dołu i na następnej stronie – na praktykach studenckich



27



28



29



30

U góry – Tatry 2009, u dołu – Sudety 2005



W Parku Narodowym Bory Tucholskie, 2009



Robert Bogdanowicz w Tatrach Słowackich, 2008



Jan Drwal w rejonie Jostedalsbreen (Norwegia), 2011



34

Po rozdaniu dyplomów doktorskich, 2001, od lewej: prof. Roman Gołębiewski, dr Piotr Woźniak, dr Roman Cieśliński, prof. Jan Drwal



35

Inauguracja roku akademickiego na Wydziale Oceanografii i Geografii,
od lewej: prof. Waldemar Surosz, prof. Robert Bogdanowicz



Mistrz i Jego Uczeń



Wydawnictwo
Uniwersytetu Gdańskiego

ISBN 978-83-7865-205-2