



ISBN 978-83-60026-33-5

Woda w badaniach geograficznych

Woda
w badaniach geograficznych

pod redakcją
Tadeusza Ciupy i Romana Suligowskiego



Kielce 2010

Spis treści

Tadeusz Ciupa, Roman Suligowski

Przedmowa …… 11

Andrzej T. Jankowski, Joanna Pociask-Karteczka

Rola Komisji Hydrologicznej Polskiego Towarzystwa Geograficznego w badaniach stosunków wodnych w Polsce
Significance of the Hydrological Commission of the Polish Geographical Society in hydrology research in Poland …… 13

Artur Magnuszewski

Zastosowanie techniki GIS w ocenie zagrożeń naturalnych – dawnych i przyszłych
Application of GIS technique in past an future natural hazards assessment …… 23

Tamara Tokarczyk

Międzynarodowa współpraca hydrologiczna krajów Europy w programie IHP UNESCO w Projekcie FRIEND
International hydrological cooperation of European Countries in FRIEND Project in IHP Program …… 35

I – Pobrzeża Południowobałtyckie

Mirosława Malinowska, Mirosław Miętus

Opady o dużym natężeniu w Gdyni i ich uwarunkowania atmosferyczne (1981-2000)
Heavy precipitation events in Gdynia and their atmospheric conditions (1981-2000) …… 49

Ewa Jakusik, Robert Wójcik, Dawid Biernacik, Mirosław Miętus

Wpływ zmian pola barycznego nad Europą i Północnym Atlantykiem na zmiany średniego poziomu Morza Bałtyckiego w strefie polskiego wybrzeża
Influence of regional pressure field on mean sea level changes on the Polish coast of the Baltic Sea …… 59

Katarzyna J. Marosz

Wezbrania sztormowe w rejonie Gdańska w latach 1987-2006
Storm surges in the Gdańsk area in 1987-2006 …… 75

Roman Cieśliński, Łukasz Chromniak

Hydrologiczne i hydrochemiczne efekty sztormu na polskim wybrzeżu i w delcie Wisły w dniach 14-15 października 2009 roku
Hydrologic and hydrochemical effects of storm on the Polish seacoast and the Vistula River Delta in 14-15 October 2009 …… 81

Robert Bogdanowicz, Alicja Olszewska, Jan Drwal, Ewa Woźniak
Zastosowanie Systemów Informacji Geograficznej (GIS) do oceny hydrograficznych uwarunkowań wielkości dostawy zanieczyszczeń w zlewniach młodoglacjalnych na przykładzie zlewni Borucinki
Application of Geographical Information System (GIS) to evaluate the hydrographic factors influencing the diversification of pollution load in postglacial catchments. The Borucinka catchment case study .. 91

II – Pojezierza Południowobałtyckie i Niziny Środkowopolskie

Stanisław W. Czaja
Ekstremalne zdarzenia meteorologiczne w rejencji opolskiej w pierwszej połowie XIX wieku
Extreme meteorological events in the Opole District in the first half of the 19th century …… 101

Paweł Jokiel
Kilka uwag o wieloletniej zmienności odpływów ekstremalnych w środkowej Polsce
Changes and perennial changeability of extreme runoffs in Central Poland …… 111

Adam Bartnik, Przemysław Tomalski
Krótkoterminowe zmiany natężenia przepływu w małej rzece miejskiej na przykładzie Sokołówki (Łódź)
Short-term changes of discharge in small urban river on the example of the Sokołówka river (Łódź) …… 127

Ewa Smolska
Spłukiwanie gleby na użytkowanych rolniczo stokach młodoglacjalnych na przykładzie Pojezierza Suwalskiego
Slope wash on cultivated slopes in last-glacial area on example of the Suwałki Lakeland …… 137

Mariusz Ptak
Zmiany powierzchni jezior na tle zmian lesistości w środkowym i dolnym dorzeczu Warty od końca XIX wieku
Percentage of the area covered by forest and change surface lakes in the middle and lower Warta River Basin from the end 19th century …… 151

Adam Choiński, Jean B. Diatta, Agnieszka E. Ławniczak
Ocena stanu zanieczyszczenia Cu, Zn, Pb i Cd osadów dennych Jeziora Niepruszewskiego
Assessment of Cu, Zn, Pb and Cd contamination of bottom sediments in Lake Niepruszewskie …… 159

Piotr J. Gierszewski, Jacek B. Szmańda

Litodynamiczna interpretacja warunków akumulacji osadów dennych Zbiornika Włocławskiego

Lithodynamical interpretation of Włocławek reservoir bottom deposits sedimentological condition …… 169

Renata Graf

Analiza częstości średnich rocznych stanów wód podziemnych na Nizinie Wielkopolskiej w latach 1961-2000

Analysis of the frequency of mean annual groundwater levels in the Wielkopolska Lowland in the period 1961-2000 …… 179

Przemysław Tomalski

Sezonowość wahań płytkich wód podziemnych w środkowej Polsce w świetle miar Markhama

Seasonal fluctuations of shallow groundwater level in central Poland in the light of Markham's parameters …… 193

III – Wyżyny Polskie

Roman Suligowski

Zależność między sumą opadu atmosferycznego a powierzchnią terenu objętą jego zasięgiem i czasem trwania na Wyżynie Kieleckiej

Depth-Area-Duration relationship for Kielce Upland …… 205

Henryk T. Mitosek

Krzywa całkowa odchyleń opadów dobowych od średniego opadu dobowego

Accumulated departures from mean daily rainfall over a year …… 217

Artur Kasprzyk

Hydrograficzne aspekty wyznaczenia granic Kieleckiego Obszaru Chronionego Krajobrazu

Hydrographic aspects of the Kielce Protected Landscape Area boundaries …… 223

Alicja Pradela, Maksymilian Solarski

Wykorzystanie Systemów Informacji Geograficznej do badań przemian powierzchniowej sieci hydrograficznej w XIX i XX wieku na przykładzie bytomskiego rejonu złożowego

Use of the Geographical Information System to researches of surface hydrographic network changes in 19th and 20th century on the Bytom deposit area example …… 231

Michał Piątek, Maksymilian Solarski, Mariusz Rzętała, Alicja Pradela

Przebieg zjawisk lodowych w wybranych antropogenicznych zbiornikach wodnych Wyżyny Katowickiej
Ice phenomena in chosen anthropogenic water reservoirs of Katowicka Upland …… 243

Artur Zieliński

Wstępne badania właściwości fizyczno-chemicznych wód jezior w Lasach Golejowskich koło Staszowa (Niecka Połaniecka)
Preliminary studies of the physico-chemical properties of lake waters in the Golejowskie Forests (Połaniecka Basin) …… 253

Tadeusz Ciupa

Roczny cykl odpływu i transportu fluwialnego w zlewni zurbanizowanej i leśno-rolniczej na przykładzie Silnicy i Sufragańca (Góry Świętokrzyskie)
Annual runoff and fluvial transport cycle in urban and woodland-agricultural catchments – Silnica and Sufraganiec river case study (Świętokrzyskie Mountains) …… 261

Artur Kasprzyk

Prawdopodobieństwo wystąpienia niżówek w zlewniach rzek województwa świętokrzyskiego
Low flows probability of occurrence in the Świętokrzyskie Province river catchment …… 273

Zdzisław Michalczyk, Stanisław Chmiel, Sławomir Głowacki, Joanna Sposób, Beata Zielińska

Charakterystyka hydrologiczna źródeł w Baszkach koło Lublina
Hydrological characteristics of springs in Baszki in the Lublin area .. 281

IV – Podkarpacie, Karpaty i Sudety

Janina B. Trepińska

Gradienty opadowe w polskich Tatrach i Karkonoszach
Precipitation gradients in the Polish Tatra Mts. and the Polish Karkonosze Mts. …… 295

Robert Twardosz, Tadeusz Niedźwiedź, Ewa Łupikasza

Burze gradowe w Krakowie i ich uwarunkowania cyrkulacyjne (1863-2008)
Hail thunderstorms in Kraków and their circulation determinants (1863-2008) …… 303

Tomasz Bryndal, Wacław Cabaj, Piotr Gębica, Rafał Kroczak, Roman Suligowski

Gwałtowne wezbrania spowodowane nawalnymi opadami deszczu w zlewni potoku Wątok (Pogórze Ciężkowickie)
Flash floods inducted by heavy rainfall in the Wątok catchment (Ciężkowickie Foothills) …… 315

Rafał Kroczak

Wpływ dróg polnych na kształtowanie linii odpływu powierzchniowego na przykładzie zlewni Zalasówki (Pogórze Ciężkowickie)
The influence of unmetalled roads network on the flow line formation – Zalasówka catchment example (Pogórze Ciężkowickie) …… 329

Mirosław Wiatkowski, Włodzimierz Czamara, Barbara Wiatkowska

Wpływ zbiornika Mietków na zmiany jakości wody rzeki Bystrzycy
Impact of Mietków Reservoir on changes of water quality in the Bystrzyca River …… 335

Anna Wolanin, Mirosław Żelazny

Sezonowe zmiany chemizmu wód źródeł tatrzańskich w zlewniach Potoku Chochołowskiego i Potoku Kościeliskiego w 2009 roku
Seasonal changes in spring water chemistry in the Chochołowski and Kościeliski stream catchments (Tatra Mts.) in 2009 …… 347

Konrad Sikora

Koncepcja wykorzystania sieci neuronowych do analizy jakości wód podziemnych w rejonie Beskidów i miasta Bielska-Białej
The systems of artificial intelligence using in analyzing of underground water in Beskid region and Bielsko-Biała city …… 357

V – Polska

Zuzanna Bielec-Bąkowska

Występowanie gradu w Polsce w świetle cyrkulacji atmosfery w latach 1966-2006
Hail occurrence in Poland in the light of atmospheric circulation (1966-2006) …… 367

Michał Pilarski, Szymon Walczakiewicz, Michał Marosz

Ocena przydatności reanalizy NCEP/NCAR w analizie zmienności warunków pluwialnych w Polsce
Asessment of the NCEP/NCAR Reanalysis applicability in the analysis of pluvial conditions in Poland …… 383

Przedmowa

Obecność wody i jej przemieszczanie się w cyklu hydrologicznym, poprzez wszystkie ośrodki materialne naszej Planety: atmosferę, biosferę i litosferę, sprawia, że badania praw rządzących obiegiem wody, rozkładu zasobów wodnych i interakcji wody z pozostałymi elementami środowiska geograficznego mają charakter interdyscyplinarny.

Wycinkowo, przedmiotem badań specjalistycznych są wyodrębnione części cyklu hydrologicznego, którymi zajmują się meteorolodzy, oceanografowie, biolodzy, geomorfolodzy, geolodzy. Jednak podstawowym zadaniem nauk przyrodniczych jest nie tylko poznanie poszczególnych procesów i zjawisk zachodzących w środowisku Ziemi, ale opracowanie metod prognozy pojawiania się i przebiegu zjawisk oraz weryfikacja tych metod na podstawie zdarzeń obserwowanych. Spełnienie takiego zadania wymaga integralnego podejścia do zjawisk wodnych. Wydaje się, że w odniesieniu do fazy lądowej obiegu, postrzeganie wody jako ważnego ośrodka, przenikającego wszystkie pozostałe elementy środowiska jest bardzo bliskie geografom. Wynika to zarówno z programu kształcenia geografów, jak i tematyki wielu prac badawczych. Rezultatami badań geograficznych, ujmujących zasoby wodne wraz z ich dynamiką i w różnych skalach przestrzennych, zainteresowane jest wiele działów gospodarki, stąd mają one charakter poznawczy i utylitarny.

Ważną rolę w integracji środowiska geografów-hydrologów, jak i w wytyczaniu ich głównych kierunków badawczych w Polsce odgrywa od 45 lat Komisja Hydrologiczna (do 1997 r. – Hydrograficzna) Polskiego Towarzystwa Geograficznego. Jej historię, znaczący dorobek naukowy oraz kierunki badawcze prezentują w niniejszym tomie Andrzej T. Jankowski i Joanna Pociask-Karteczka. Polscy hydrolodzy wykazują także dużą aktywność poza granicami kraju, współpracując w wielu projektów badawczych np. w ramach Międzynarodowego Projektu Hydrologicznego pod auspicjami UNESCO. Jego główne założenia badawcze, z udziałem Polaków w jego realizacji, przedstawia Tamara Tokarczyk.

Zasoby wodne środowiska przyrodniczego, a także ich dynamika uzależnione są w dużym stopniu od wielkości i rodzaju zasilania atmosferycznego. Wybrane zagadnienia dotyczące tej problematyki, z uwzględnieniem cyrkulacji atmosferycznej i przestrzennego zróżnicowania – od Tatr i Karkonoszy po wybrzeże Bałtyku, ukazują artykuły przygotowane przez Autorów reprezentujących ośrodki naukowe z całej Polski.

Ekstremalne zdarzenia opadowe prowadzą do wystąpienia nadzwyczajnych zjawisk hydrologicznych o różnym charakterze, zasięgu i konsekwencjach. Ich przebieg w dużym stopniu uzależniony jest również od lokalnych uwarunkowań przyrodniczych i antropogenicznych. Problemy te są przedmiotem analiz kilkunastu Autorów, w odniesieniu do różnych regionów fizycznogeograficznych Polski. Można tu wyróżnić prace dotyczące zmienności odpływu ekstremalnego rzek środkowej Polski, ich skutków geomorfologicznych i gospodarczych w wybranych zlewniach Gór Świętokrzyskich i Pogórza Karpackiego. Efektem intensywnych opadów atmosferycznych, szczególnie w obrębie obszarów użytkowanych rolniczo, jest m.in. spłukiwanie powierzchniowe, którego znaczenie – w ujęciu ilościowym, zaprezentowano na Pojezierzu Suwalskim.

Szerokie spektrum zagadnień, związanych z funkcjonowaniem zbiorników wodnych – naturalnych i sztucznych, w warunkach zróżnicowanego środowiska przyrodniczego obszarów nizinnych i wyżynnych Polski przedstawiono w sześciu artykułach. Dotyczą one zmienności cech fizyko-chemicznych wody i osadów, występowania zjawisk lodowych, a także zaniku jezior.

Część prezentowanej monografii dotyczy wód podziemnych i źródeł. Te pierwsze zostały omówione w oparciu o wyniki wieloletnich badań dynamiki stanów wód podziemnych w środkowej Polsce. Natomiast źródła scharakteryzowano wykorzystując oryginalne badania terenowe na Wyżynie Lubelskiej i w dolinach tatrzańskich, w ujęciu ilościowym i jakościowym.

Szczególne znaczenie wody w środowisku geograficznym znalazło swoje odzwierciedlenie, w prezentowanej monografii, w różnorodności poruszanych zagadnień. Wymagało to zastosowania wielu metod i technik badawczych. Znaczące ich uzupełnienie można znaleźć w kilku metodycznych artykułach wskazujących na potrzebę stosowania technik komputerowych w zakresie analiz przestrzennych oraz modelowania zjawisk przyrodniczych, w tym z wykorzystaniem systemów informacji geograficznej (GIS).

Mamy nadzieję, że przygotowana monografia znajdzie zainteresowanie wielu Czytelników, skłaniając ich do refleksji nad znaczącą rolą wody w badaniach geograficznych, a w wielu przypadkach posłuży jako źródło informacji i wskazówek metodycznych.

Monografię dedykujemy Pani Profesor Elżbiecie Kupczyk, pragnąc w ten sposób wyrazić podziękowanie za wieloletni, twórczy wkład pracy w rozwój naukowy, dydaktyczny i organizacyjny Instytutu Geografii UJK w Kielcach, a szczególnie Zakładu Hydrologii i Modelowania Przestrzeni Geograficznej.

Tadeusz Ciupa i Roman Suligowski

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 13-22

Rola Komisji Hydrologicznej Polskiego Towarzystwa Geograficznego w badaniach stosunków wodnych w Polsce

Significance of the Hydrological Commission of the Polish Geographical Society in hydrology research in Poland

Andrzej T. Jankowski[1], Joanna Pociask-Karteczka[2]

[1] Katedra Geografii Fizycznej, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, ajank@us.edu.pl

[2] Zakład Hydrologii, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków, j.pociask@geo.uj.edu.pl

Streszczenie: Komisja Hydrologiczna należy do najstarszych specjalistycznych Komisji problemowych Polskiego Towarzystwa Geograficznego (PTG) istniejącego od 1918 r. Z inicjatywą utworzenia Komisji Hydrograficznej, przy Wydziale Spraw Naukowych, wystąpiła Irena Dynowska podczas konferencji naukowej w Gdańsku pt. „Hydrografia Polski w ostatnim dwudziestoleciu" w 1965 r. Komisję powołano 6 listopada 1965 r. we Wrocławiu (od 1997 r. – Komisja Hydrologiczna). Spełnia ona ważną rolę w organizacji i rozwoju badań hydrologicznych w Polsce. Ogólnopolskie konferencje hydrograficzne (25 konferencji w latach 1965-2009) przyczyniają się do wymiany myśli naukowej i przeglądu aktualnej problematyki badawczej poszczególnych ośrodków. Od 2007 r. materiały konferencyjne są dostępne w internecie. Korzyścią płynącą z konferencji naukowych jest także zacieśnianie kontaktów interpersonalnych, przez co Komisja spełnia rolę integrującą środowiska hydrologiczne – głównie akademickie. Efektem zespołowych prac badawczych, dotyczących zwykle ważnej i aktualnej problematyki są publikacje. Na uwagę zasługuje koordynowanie prac nad Mapą Hydrograficzną Polski w skali 1: 50 000, stanowiącą obecnie najważniejsze źródło informacji o dynamice i zasobach wodnych w kraju oraz opracowanie czterech tomów bibliografii hydrologicznej. Komisja posiada także dorobek w zakresie dydaktyki hydrologii.

Słowa kluczowe: konferencje hydrologiczne, kartowanie hydrograficzne, współpraca naukowa

Key words: hydrological conferences, hydrographic mapping, scientific cooperation

Wstęp

Komisja Hydrologiczna należy do najstarszych specjalistycznych Komisji problemowych Polskiego Towarzystwa Geograficznego (PTG) istniejącego od 1918 r. Zebranie założycielskie PTG odbyło się w Warszawie. Wśród pierwszych członków dominowali profesorowie Uniwersytetów Warszawskiego i Jagiellońskiego (m.in. Stanisław Lencewicz, Jan Lewiński, Jerzy Loth, Boleslaw Olszewicz, Stanisław Poniatowski i Ludomir Sawicki). W okresie międzywojennym funkcjonowały komisje: Kartograficzna, Geografii Historycznej oraz do Spraw Nauczania Geografii (później Dydaktyczna), a ponadto Sekcja Odczytowa. Po II wojnie światowej, w czerwcu 1946 r. we Wrocławiu, odbył się Zjazd Geografów Polskich, na którym zjednoczono wszystkie przedwojenne towarzystwa geograficzne oraz przyjęto nową strukturę organizacyjną PTG. W jego skład weszły wydziały: Spraw Naukowych oraz Geografii Szkolnej i Popularyzacji Geografii.

Z inicjatywą utworzenia Komisji Hydrograficznej, przy Wydziale Spraw Naukowych, wystąpiła Irena Dynowska podczas konferencji naukowej w Gdańsku pt. „Hydrografia Polski w ostatnim dwudziestoleciu" w dniach 8-10 października 1965 r. Komisję powołano miesiąc później – 6 listopada 1965 r. – we Wrocławiu na podstawie uchwały Zarządu Głównego PTG jako Komisję Hydrograficzną. Obecną nazwę przyjęto na walnym Posiedzeniu Delegatów na 46 Zjeździe PTG w Rynii we wrześniu 1997 r., po dyskusji, jaka odbyła się na posiedzeniu Zarządu Komisji podczas konferencji hydrograficznej zorganizowanej przez ośrodek warszawski w Mądralinie we wrześniu 1996 r. Oprócz Komisji Hydrograficznej istniały w tym czasie komisje: Fotointerpretacyjna, Kartograficzna i Geografii Stosowanej (Kondracki 1993).

Prezydium Komisji Hydrologicznej stanowią przedstawiciele polskich ośrodków akademickich (20 osób, stan w 2010 r.), a jego pracami kieruje przewodniczący oraz sekretarz. Pierwszym przewodniczącym Komisji wybrany został Prof. dr hab. Tadeusz Wilgat (UMCS w Lublinie), który pełnił tę funkcję do 1975 r. (fot. 1). Przez kolejnych 15 lat (1976-1990), Komisji przewodniczyła jej inicjatorka – Prof. dr hab. Irena Dynowska (Uniwersytet Jagielloński) (fot. 2). W 1990 r. funkcję tę powierzono Prof. dr hab. Andrzejowi T. Jankowskiemu (Uniwersytet Śląski), który pełnił ją do czerwca 2007 r. (fot. 3). Od tego czasu Komisji przewodniczy Prof. dr hab. Joanna Pociask-Karteczka (Uniwersytet Jagielloński).

Jednym z najbardziej oddanych organizatorów, propagatorów i entuzjastów pracy Komisji była jej pierwsza sekretarz w osobie Dr Helena Werner-Więckowska z Uniwersytetu Warszawskiego. Jej niestrudzona działalność nagrodzona została na wniosek Komisji, przyznaniem w 1981 r. przez Zarząd Główny PTG godności Honorowej Przewodniczącej (Jankowski 1993). Od 1981 r. funkcję sekretarza Komisji przejęła Prof. dr hab. Małgorzata Gutry-Korycka z Uniwersytetu Warszawskiego, zaś od 1994 r. Prof. UŚ – dr hab. Stanisław Czaja z Uniwersytetu Śląskiego, od którego funkcję tę przejął w 2007 r. Dr Tomasz Bryndal z Uniwersytetu Pedagogicznego w Krakowie. W 2009 r. Komisja liczy 22 członków, reprezentujących najważniejsze ośrodki akademickie w kraju.

Cel istnienia Komisji

Powołując do życia Komisję przyjęto zasadę, iż w jej pracach może uczestniczyć każdy hydrolog, niezależnie od przynależności do PTG, zaś o znaczeniu uczestnictwa decyduje wkład merytoryczny, jaki dany uczestnik wnosi w opracowany i zainicjowany przez Komisję temat. Wytyczony cel istnienia Komisji i zakres merytoryczny działań obejmuje:

- organizowanie ogólnopolskich konferencji hydrograficznych przez poszczególne ośrodki akademickie;
- podejmowanie zespołowych prac badawczych, z takim ich ukierunkowaniem, by kończyły się publikacją;
- wymianę doświadczeń, a także inspirowanie opracowań z zakresu dydaktyki hydrologii;
- wspieranie udziału hydrologów na ogólnopolskich zjazdach PTG z jednoczesną prezentacją tematyki wodnej w wyodrębnionych sekcjach hydrologicznych lub hydroklimatologicznych.

Działalność organizacyjna Komisji

Komisja od momentu powołania, rozpoczęła bardzo aktywną i wszechstronną działalność organizacyjną przejawiającą się m.in. organizacją konferencji naukowych. Do najważniejszych należą cykliczne ogólnopolskie konferencje hydrograficzne organizowane formalnie przez Komisję, jednakże faktycznie ich organizatorem są poszczególne ośrodki akademickie. Spotkania te w początkowym okresie pełniły istotną rolę, były bowiem prezentacją osiągnięć naukowo-badawczo-dydaktycznych ośrodka organizującego konferencję, z czasem jednakże przekształciły się w konferencje problemowe (fot. 4). W latach 1965-2009 zorganizowano 25 ogólnopolskich konferencji hydrograficznych (tab. 1, fot. 5). Pokłosiem prawie każdej konferencji jest recenzowana publikacja z pełnymi wersjami wystąpień (ryc. 1). Pełny opis konferencji wraz z wykazem publikacji konferencyjnych zawarty jest w opracowaniu A. Jankowskiego pt. „Komisja Hydrologiczna Polskiego Towarzystwa Geograficznego" opublikowanym w Czasopiśmie Geograficznym w 2008 r. Od 2007 r. Komisja posiada stronę w sieci internetowej, której zawartość uzupełniana jest na bieżąco. Strona składa się z następujących poziomów informacyjnych: aktualności, historia, władze, członkowie, planowane konferencje, bibliografia, publikacje, kontakt (http://www.ap.krakow.pl/geo/paleo/ptg). Szczególnie cenne są pełne wersje tomów konferencyjnych w postaci plików formatu pdf (ryc. 2).

Zaletą konferencji hydrologicznych są sesje terenowe, których zakres merytoryczny i regionalny obejmuje głównie najważniejszą problematykę wodnogospodarczą regionu (fot. 6, 7). Sesjom terenowym towarzyszy zwykle opublikowany wcześniej przewodnik.

Tab. 1. Konferencje hydrograficzne zorganizowane przez Komisję Hydrologiczną PTG w latach 1965-2009

Tab. 1. Hydrographic conferences organized by the Hydrological Commission PTG in 1965-2009

Lp.	Rok	Miasto	Temat konferencji
1.	1965	Gdańsk	Badania hydrograficzne w dwudziestoleciu PRL
2.	1968	Lublin	Warstwowo-szczelinowe wody podziemne w utworach kredowych Wyżyny Lubelskiej oraz problem zaopatrzenia w wody wsi i miast województwa
3.	1969	Poznań	Dorobek ośrodka poznańskiego w zakresie hydrografii
4.	1970	Gdańsk	Problematyka hydrograficzna województwa gdańskiego
5.	1971	Kraków	Problematyka wodna w świetle kartowania hydrograficznego
6.	1973	Toruń	Wpływ gospodarczej działalności człowieka na stosunki wodne województwa bydgoskiego
7.	1976	Warszawa – Dębe	Rozwój polskiej hydrografii w dziesięcioleciu 1966-1975 i jej rola we współczesnej hydrologii
8.	1979	Lublin	Antropogeniczne zmiany stosunków wodnych
9.	1981	Łódź	Wpływ działalności gospodarczej na stosunki wodne regionu łódzkiego
10.	1984	Gdańsk – Sopot	Rola badań jeziornych w poznaniu stosunków wodnych pojezierzy
11.	1986	Poznań	Hydrologia regionalna i procesy hydrograficzne w zlewniach
12.	1988	Toruń – Bachotek	Antropogeniczne i naturalne tendencje rozwoju jezior i mokradeł w Polsce
13.	1991	Sosnowiec	Przeobrażenia stosunków wodnych na obszarach silnej antropopresji
14.	1994	Wrocław – Karpacz	Problemy hydrologii regionalnej
15.	1994	Poznań – Sosnowiec	Dziejowe przemiany stosunków wodnych na obszarach zurbanizowanych i uprzemysłowionych
16.	1995	Poznań	Dziejowe przemiany stosunków wodnych na obszarach zurbanizowanych i uprzemysłowionych Polski i Niemiec
17.	1996	Warszawa – Mądralin	Hydrologia u progu XXI wieku
18.	1997	Łódź	Źródła i ich rola w środowisku i znaczenie w gospodarce wodnej
19.	1999	Kraków – Dobczyce	Interdyscyplinarność w badaniach dorzecza
20.	2001	Kielce – Wólka Milanowska	Wpływ użytkowania terenu i antropogenicznych przekształceń środowiska przyrodniczego na elementy obiegu wody w zlewni rzecznej
21.	2007	Lublin – Krasnystaw	Obieg wody w środowisku naturalnym i przekształconym
22.	2007	Łódź	Źródła – środowiskowe aspekty badań
23.	2008	Kraków – Pieskowa Skała	Wody na obszarach chronionych
24.	2009	Gdańsk – Sobieszewo	Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych
25.	2009	Sosnowiec – Zakopane	Przeobrażenia stosunków wodnych w warunkach zmieniającego się środowiska

Źródło: opracowanie własne

Od lat 90-tych XX wieku, Komisja włączyła się do organizacji konferencji poświęconych chemizmowi opadów atmosferycznych oraz wód powierzchniowych i podziemnych, których do roku 2008 r. odbyło się 15. Do 2008 r. *spiritus movens* tych konferencji był Dr Janusz Burchard z ośrodka łódzkiego, zaś obecnie, ich organizacją zajmuje się Dr Maciej Ziułkiewicz (fot. 8).

Niezależnie od organizacji lub współorganizacji oraz uczestnictwa członków Komisji w wyżej wymienionych konferencjach, brali oni także czynny udział w systematycznie organizowanych ogólnopolskich zjazdach Polskiego Towarzystwa Geograficznego, na których wyodrębniane były Sekcje Hydrologiczne lub Hydrologiczno-Klimatologiczne.

Działalność naukowa Komisji

W pracach naukowych Komisji uczestniczyli zarówno jej członkowie, jak również inni badacze reprezentujący specjalności odpowiadające podjętemu tematowi badawczemu (tab. 2). Każdy podjęty temat kończył się zwykle publikacją o charakterze monografii tematycznej. Jedynie początkowe działania z lat 70-tych zmierzające do włączenia Komisji do badań nad obiegiem wody w małych zlewniach doświadczalnych, realizowanych przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej oraz hydrologicznych skutków melioracji, przy współpracy Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych oraz Instytutu Upraw, Nawożenia i Gleboznawstwa nie wyszły poza ramy dyskusji i nie zostały zakończone publikacjami (Więckowska 1972, Wilgat 1971).

Tab. 2. Tematy badawcze realizowane przez Komisję Hydrologiczną w latach 1965-2010
Tab. 2. Hydrographic research conducted by the Hydrological Commission PTG in 1965-2009

Lp.	Temat	Koordynator	Główne efekty
1.	Wpływ zbiorników retencyjnych na środowisko geograficzne w Polsce	Jerzy Cyberski, Irena Dynowska	8 artykułów (Czasopismo Geograficzne)
2.	Antropogeniczne uwarunkowania zmian odpływu i reżimu rzek w różnych regionach Polski	przedstawiciele ośrodków badawczych z Krakowa, Poznania, Lublina, Sosnowca i Łodzi	7 artykułów (Folia Geographica, Dokumentacja Geograficzna)
3.	Antropogeniczne i naturalne tendencje rozwoju jezior i mokradeł w Polsce	Zygmunt Churski	tom konferencyjny, rozdział w monografii
4.	Dziejowe przemiany stosunków wodnych na obszarach zurbanizowanych	Alfred Kaniecki	monografia
5.	Antropogeniczne zmiany jakości wód	Janusz Burchard, Bronisław Janiec	6 tomów konferencyjnych

Źródło: opracowanie własne

Pełny opis bibliograficzny publikacji związanych z realizacją tematów badawczych Komisji przedstawiony jest we wspomnianym już opracowaniu A. Jankowskiego (2008).

Zaawansowanie prac badawczych w zakresie tematyki limnologicznej było bardzo szerokie. Z inicjatywy Komisji Hydrologicznej powołano ogólnopolski zespół badający wpływ antropopresji na zbiorniki wodne, a kierowanie pracami zespołu powierzono A. Choińskiemu z Poznania oraz W. Langemu z Gdańska. Efektem pracy zespołu było zorganizowanie przez Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej Instytutu Geografii Fizycznej UAM w Poznaniu konferencji 2 grudnia 1997 r. pt. „Wpływ antropopresji na jeziora". Jednakże zespół zajmujący się problematyką limnologiczną składający się z członków Komisji, a także przedstawicieli innych dyscyplin naukowych, z różnych instytucji i ośrodków akademickich zajmujących się zbiornikami wodnymi, zaczął się odrębnie organizować i w coraz mniejszym stopniu łączyć z Komisją Hydrologiczną. Decydującym momentem o wyjściu tego zespołu z Komisji było utworzenie Polskiego Towarzystwa Limnologicznego i powołanie specjalistycznej serii wydawniczej „Limnological Review". Tym niemniej pojawiły się niektóre inicjatywy wydawnicze związane z Towarzystwem Geograficznym oraz Komisją Hydrologiczną w zakresie problematyki limnologicznej, do których zaliczyć można monografie zbiorników Kozłowa Góra (2003), Dziećkowice (2004) oraz dwa opracowania zbiorowe odnoszące się do jezior i sztucznych zbiorników wodnych, przygotowane pod red. A. Jankowskiego i M. Rzętały (2004, 2005).

Mapa Hydrograficzna Polski

Do osiągnięć naukowych Komisji Hydrologicznej PTG zasługujących na odrębną analizę należy Mapa Hydrograficzna Polski w skali 1: 50 000. Hydrografowie – członkowie Komisji Hydrograficznej, byli związani z ideą kartowania już w latach 50-tych ubiegłego wieku. Wprowadzenie metody szczegółowego kartowania hydrograficznego spowodowało wyraźne ożywienie badawcze w zakresie obiegu wody w zlewniach. Zwrócił na to uwagę T. Wilgat (1971) podczas konferencji Komisji Hydrograficznej w Krakowie w 1971 r. poświęconej prezentacji wyników kartowania (ryc. 3). Po okresie pewnego zastoju działań związanych z Mapą Hydrograficzną w latach 70-tych, nastąpił w roku 1980 powrót do idei kartowania hydrograficznego, którego inicjatorem był Prof. Michał Żurawski z Poznania (ówczesny zastępca przewodniczącego Komisji). Przygotowano kilka wersji instrukcji opracowania Mapy, a po jej ostatecznym przyjęciu, wdrożono ją w 1985 r. do praktyki (Kaniecki i Schwartz 1989). Przyjęto też, że nadzór merytoryczny nad Mapą sprawować będzie Komisja Hydrograficzna PTG, a przedstawiciele poszczególnych ośrodków akademickich będą sprawować opiekę merytoryczną nad arkuszami obejmującymi tereny ich zainteresowań badawczych (Jankowski 1993). Po śmierci Prof. M. Żurawskiego w 1985 r., głównym koordynatorem prac nad mapą hydrograficzną z ramienia Komisji został Prof. Alfred Kaniecki, który funkcję tę pełni do chwili obecnej (System ... 1997, Wytyczne ... 2005; ryc. 4a, b, fot. 9). Obecnie, w sytuacji gospodarki rynkowej, związek Komisji Hydrologicznej z wykonywaniem Mapy jest coraz luźniejszy. Co prawda, autorami komentarzy poszczególnych arkuszy oraz ich konsultantami

merytorycznymi są nadal członkowie Komisji Hydrologicznej, podobnie jak zespół autorów treści merytorycznej, to jednak inicjatywę wykonawczą i koordynującą przejął Główny Urząd Geodezji i Kartografii, a przede wszystkim Główny Geodeta Kraju. Niestety obecne opracowywanie kolejnych arkuszy Mapy Hydrograficznej jest bardzo powolne. Około 30% kraju nie posiada jeszcze pokrycia omawianą Mapą.

Należy też dodać, że włączenie Mapy do podstawowego zasobu informacji o terenie spowodowało wzrost jej znaczenia, a wprowadzenie wersji numerycznej – to znaczenie ugruntowało. Łatwość bieżącej aktualizacji prowadząca do systematycznie uzupełnianej bazy danych spowodowała, że Mapa może być wykorzystana w technikach GIS, stając się istotnym źródłem informacji o dynamice i zasobach wodnych.

Działalność Komisji w zakresie dydaktyki hydrologii

W początkowym okresie działalności Komisji Hydrologicznej dużo uwagi poświęcono wymianie doświadczeń z zakresu dydaktyki hydrologii. Opracowano program specjalizacji z zakresu hydrologii na studiach geograficznych, merytoryczny i metodyczny zakres prowadzonych ćwiczeń kameralnych (Więckowska 1970) – głównie na podstawie przygotowanych wcześniej skryptów I. i J. Dynowskich (1971) i zespołu pod red. Z. Mikulskiego (1977), a także praktyk terenowych (Więckowska 1971). Podjęto też dyskusję nad programem studiów geograficznych, a wnioski odnoszące się do dydaktyki hydrologii przesłano do Głównej Komisji Programowej Ministerstwa Szkolnictwa Wyższego (Więckowska 1977). Poszerzono zakres zajęć z hydrologii, co znalazło swój wyraz w opublikowaniu dwóch skryptów autorstwa E. Bajkiewicz-Grabowskiej, A. Magnuszewskiego i Z. Mikulskiego (1987 oraz kolejne wydania) oraz skryptu pod red. A. Jankowskiego (1995, ryc. 5). Dokonano wymiany zakresu treści prowadzonych wykładów i ćwiczeń z hydrologii w poszczególnych geograficznych ośrodkach akademickich. Zasadniczym i znaczącym osiągnięciem w zakresie dydaktyki hydrologii był przygotowany pod red. M. Gutry-Koryckiej i H. Werner-Więckowskiej przez zespół hydrologów „Przewodnik do hydrograficznych badań terenowych" (1996). Wydawnictwo to jest podstawowym kompendium metodycznym prowadzenia hydrograficznych prac terenowych, jak również stanowi uzupełnienie instrukcji kartowania hydrograficznego. Niezależnie do tego wydawnictwa członkowie Komisji, choć nie z bezpośredniej jej inspiracji, podjęli się napisania podstawowych podręczników z zakresu problematyki hydrologicznej, które ukazały się nakładem zarówno wydawnictw ogólnopolskich, jak też regionalnych, w tym uniwersyteckich. Można tu wymienić m.in. opracowania autorstwa: I. Dynowskiej i A. Tlałki (1982), E. Bajkiewicz-Grabowskiej i Z. Mikulskiego (1993 oraz kolejne wydania), E. Bajkiewicz-Grabowskiej, A. Magnuszewskiego i Z. Mikulskiego (1992 oraz kolejne wydania), W. Chełmickiego (1997, 1999, 2001; ryc. 6), A. Choińskiego (1985, 1995, 2007) oraz prace zespołowe pod red. W. Langego (1993) i J. Pociask-Karteczki (2003, 2006, ryc. 7).

Wkład Komisji w opracowanie bibliografii hydrologicznej

Bibliografia hydrologiczna, określana jako „*Hydrografia polska*", jest szczegółową informacją o problematyce badawczej z zakresu hydrologii w poszczególnych geograficznych ośrodkach akademickich oraz placówkach PAN (w Krakowie i Toruniu). Ma charakter informacyjny, stanowiąc informator bibliograficzny, bowiem każdy tom zawiera krótką charakterystykę tematyki badawczej ośrodka, obsadę personalną, pełny wykaz opublikowanych prac, a także opracowań niepublikowanych (np. ekspertyz, opinii czy opracowań zleconych) oraz spis zrealizowanych prac magisterskich. Z inspiracji Komisji wydano cztery tomy „Hydrografii", do których należy dodać tom wydany staraniem PTG jako pokłosie konferencji naukowej w Gdańsku w 1965 r., poświęconej dorobkowi hydrogeografii w dwudziestoleciu 1946-1965. Dotychczas wydano następujące tomy bibliografii hydrograficznej (ryc. 8):

- Hydrografia polska w dwudziestoleciu (red. T. Wilgat), 1966, PTG Warszawa, ss. 155;
- Hydrografia polska 1966-1975 (red. M. Żurawski), 1977, KH PTG, Warszawa – Poznań, ss. 223;
- Hydrografia polska 1976-1980 (red. A. Kaniecki), 1990 UAM – KH PTG, Poznań, ss. 101;
- Hydrografia polska 1981-1990 (red. A. Jankowski), 1991, UŚ – KH PTG – Fundacja dla UŚ, Sosnowiec, ss. 223;
- Bibliografia hydrologiczna ośrodków geograficznych ze szczególnym uwzględnieniem woj. katowickiego (red. A. Jankowski), 1998, WNoZ UŚ – KH PTG – NFGW – IMGW – WFOSiGW, Katowice – Sosnowiec, ss. 150.

Jak wynika z powyższego zestawienia, uzyskano w ten sposób przegląd dorobku naukowego polskich hydrologów w 50-leciu 1946-1995. Niestety, różne niesprzyjające okoliczności spowodowały przerwę w dalszym wydawaniu bibliografii. Aby nie dopuścić do jej całkowitego przerwania podjęto wstępne kroki, celem wydania bibliografii z kolejnego 10-lecia.

Zakończenie

Aktywność Komisji Hydrologicznej Polskiego Towarzystwa Geograficznego jest dość zróżnicowana i zgodna z celem jej istnienia. Organizowanie ogólnopolskich konferencji hydrograficznych przyczynia się do wymiany myśli naukowej i przeglądu aktualnej problematyki badawczej poszczególnych ośrodków. Materiały konferencyjne – dzięki internetowi – są od 2007 r. łatwo dostępne. Niewątpliwą korzyścią cyklicznych konferencji naukowych jest zacieśnianie kontaktów interpersonalnych, które niejednokrotnie owocują zbiorowymi opracowaniami naukowymi. Komisja spełnia zatem rolę integrującą hydrologiczne środowiska akademickie i inne naukowe.

Komisja podejmuje zespołowe prace badawcze, które kończone są publikacjami. Zwykle, podejmowane tematy dotyczą ważnej i aktualnej problematyki. Szczególne znaczenie ma również koordynowanie prac nad Mapą

Hydrograficzną Polski w skali 1: 50 000, stanowiącą obecnie najważniejsze źródło informacji o dynamice i zasobach wodnych w kraju. Dotychczas wydane tomy bibliografii hydrologicznej umożliwiają prześledzenie i analizę rozwoju polskiej hydrologii z możliwością określenia kierunków badań oraz wskazania problemów oczekujących na podjęcie. Znaczny dorobek posiada Komisja w tworzeniu płaszczyzn wypowiadania się w zakresie dydaktyki hydrologii, inspirując opracowania z tego zakresu.

Literatura

Bajkiewicz-Grabowska E., Magnuszewski A., Mikulski Z., 1987, Przewodnik do ćwiczeń z hydrologii ogólnej. Wyd. PWN, Warszawa.

Bajkiewicz-Grabowska E., Magnuszewski A., Mikulski Z.,1992, Hydrometria. Wyd. PWN, Warszawa.

Bajkiewicz-Grabowska E., Mikulski Z., 1993, Hydrologia ogólna. Wyd. PWN, Warszawa.

Chełmicki W., 1997, Degradacja i ochrona wód, cz. I – Jakość. Instytut Geografii UJ, Kraków.

Chełmicki W., 1999, Degradacja i ochrona wód, cz. II – Zasoby. Instytut Geografii UJ, Kraków.

Chełmicki W., 2001, Woda – zasoby, degradacja, ochrona. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.

Choiński A., 1985, Wybrane zagadnienia z limnologii fizycznej Polski. Wyd. UAM, Poznań.

Choiński A., 1995, Wybrane zagadnienia z limnologii fizycznej Polski. Wyd. UAM, Poznań.

Dynowska I., Dynowski J., 1971, Ćwiczenia z hydrografii dla geografów. Wyd. UJ, Kraków.

Dynowska I., Tlałka A., 1982, Hydrografia. Wyd. PWN, Warszawa – Poznań.

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

Jankowski A.T., 1993, Komisja (Sekcja) Hydrograficzna (1965-1993). (W:) T. Kozłowska-Szczęsna i in. (red.), Polskie Towarzystwo Geograficzne w siedemdziesiątą piątą rocznicę działalności. PTG, Warszawa – Poznań.

Jankowski A.T. (red.) 1995, Hydrologia. Przewodnik do ćwiczeń. Wyd. UŚ, Katowice.

Jankowski A.T., 2008, Komisja Hydrologiczna Polskiego Towarzystwa Geograficznego, Czasopismo Geograficzne, 79(1-2): 197-207.

Jankowski A.T., Rzętała M. (red.), 2004, Jeziora i sztuczne zbiorniki wodne – funkcjonowanie, rewitalizacja i ochrona. Wydział Nauk o Ziemi UŚ, Polskie Towarzystwo Limnologiczne, Polskie Towarzystwo Geograficzne, Sosnowiec.

Jankowski A.T., Rzętała M. (red.), 2005, Jeziora i sztuczne zbiorniki wodne – procesy przyrodnicze oraz znaczenie społeczno-gospodarcze. Wydział Nauk o Ziemi UŚ, Polskie Towarzystwo Limnologiczne, Polskie Towarzystwo Geograficzne, Sosnowiec.

Kaniecki A., Schwartz A., 1998, Mapa Hydrograficzna Polski w skali 1: 50 000. Przegląd Geograficzny, 60, 4: 693-704.

Lange W. (red.), 1993, Metody badań fizycznolimnologicznych. Wyd. UG, Gdańsk.

Mikulski Z. (red.), 1977, Przewodnik do ćwiczeń z hydrografii. Wyd. PWN, Warszawa.

Pociask-Karteczka J. (red.), 2003, Zlewnia – właściwości i procesy. Instytut Geografii UJ, Kraków.

System Informacji o terenie, Mapa Hydrograficzna Polski, skala 1: 50 000 w formie analogowej i numerycznej, 1997, Wytyczne techniczne K-3.4 (autorzy zagadnień hydrograficznych – J. Drwal, A.T. Jankowski, A. Kaniecki i Z. Michalczyk), Główny Geodeta Kraju, GUGiK, Warszawa.

Więckowska H., 1970, Konferencja w sprawie ćwiczeń z hydrologii. Czasopismo Geograficzne, 41(1): 134.

Więckowska H., 1971, Konferencja w sprawie praktyk studenckich. Czasopismo Geograficzne, 42(4): 437-438.

Więckowska H., 1972, Narada w sprawie badań skutków melioracji. Czasopismo Geograficzne, 43(4): 454.

Wilgat T., 1971, Wpływ wprowadzenia metody szczegółowego kartowania na tematykę i charakter prac hydrograficznych. (W:) Materiały Ogólnopolskiej Konferencji Hydrograficznej w Krakowie, 22-26 września 1971 r., Prace UJ, 51: 9-17.

Wytyczne techniczne GIS-3, Mapa Hydrograficzna Polski, skala 1: 50 000 w formie analogowej i numerycznej (autorzy zagadnień hydrograficznych – A.T. Jankowski, A. Kaniecki, J. Tomaszewski), 2005, Główny Geodeta Kraju, GUGiK, Warszawa.

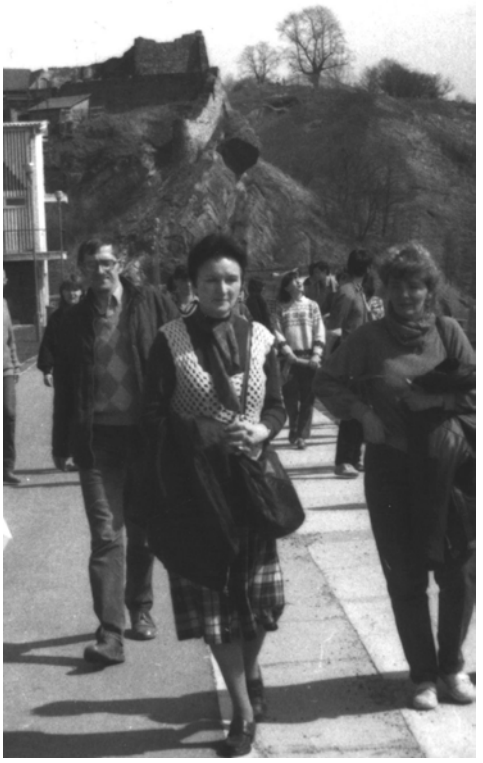
Summary

The Hydrological Commission of the Polish Geographical Society (HCPGS) was established on November 6, 1965. Prof. Irena Dynowska (Jagiellonian University) was the mean initiator of the Commission. Since 1965 the General Assemblies of HCPGS members have been held every year or every two years. HCPGS is a mean organizer or co-organizer of the Polish Hydrological Conferences. There has been organized 25 such events since 1965 to 2009. The supervision of the Hydrographic Map of Poland (1: 50 000), publishing scientific volumes on current hydrological topics, publishing the Polish hydrological bibliography and control of hydrology teaching at universities are the main results of scientific activities undertaken by the Commission (with other institutions at times). In 2009 the HCPGS had 22 members.



Fot. 1. Tadeusz Wilgat podczas sesji terenowej na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim towarzyszącej I Ogólnopolskiej Konferencji Hydrograficznej pt. „Warstwowo-szczelinowe wody podziemne w utworach kredowych Wyżyny Lubelskiej oraz problem zaopatrzenia w wody wsi i miast województwa" zorganizowanej w Lublinie w 1968 r. (Archiwum Zakładu Hydrografii UMCS)

Photo. 1. Tadeusz Wilgat during the trip in the Łęczyńsko-Włodawski Lake District – I Polish Hydrological Conference „Hard rock groundwater in cretaceous strata in the Lubelska Upland and water management problems in villages and voivodeship cities" in Lublin in 1968 (Archives of the Hydrography Dpt., UMSC)



Fot. 2. Irena Dynowska podczas zajęć terenowych na zaporze na Rabie w Dobczycach w latach 80-tych XX w. (po prawej – Anna Wilk, po lewej – Antoni Dobija; Archiwum Zakładu Hydrologii UJ)

Photo. 2. Irena Dynowska during field trip in the Dobczyce Dam on the Raba River in the 80. of XX c. (on the right side – Anna Wilk, on the left side – Antoni Dobija; Archives of the Hydrology Dpt., JU)



Fot. 3. Andrzej T. Jankowski podczas sesji terenowej na Podhalu w czasie konferencji pt. „Przeobrażenia stosunków wodnych w warunkach zmieniającego się środowiska” (Sosnowiec – Zakopane, 2009 r.; Archiwum Zakładu Hydrologii i Gospodarki Wodnej UŚ)

Photo. 3. Andrzej T. Jankowski during the trip in Podhale – the conference „Changes in water conditions in changing environment” (Sosnowiec – Zakopane, 2009 r.; Archives of the Hydrology and Water Management Dpt., SU)



Fot. 4. Uczestnicy XXI Ogólnopolskiej Konferencji Hydrograficznej pt. „Obieg wody w środowisku naturalnym i przekształconym” w Lublinie – Krasnystawie w 2007 r., przy źródle Najświętszej Maryi Panny w Podklasztorze k. Krasnobrodu (Archiwum Zakładu Hydrografii UMCS)

Photo. 4. Participants of the XXI Polish Hydrological Conference „Water cycle in natural and changing environment” in Lublin – Krasnystaw in 2007 r. by the Saint Lady Mary Spring in Podklasztor near Krasnobród (Archives of the Hydrography Dpt., UMSC)



Fot. 5. „Wody na obszarach chronionych” – uczestnicy XXIII Ogólnopolskiej Konferencji Hydrograficznej w Pieskowej Skale w 2008 r. (fot. J. Siwek)
Photo. 5. „Water in protected areas” – participants of the XXIII Polish Hydrological Conference in Pieskowa Skała in 2008 r. (Photo. J. Siwek)



Fot. 6. Sesja terenowa na Roztoczu towarzysząca VIII Ogólnopolskiej Konferencji Hydrograficznej pt. „Antropogeniczne zmiany stosunków wodnych" zorganizowanej w Lublinie w 1979 r. (od prawej: Zdzisław Michalczyk, Bronisław Janiec, Irena Dynowska, Zofia Pietrygowa, Irena Burlikowska, Tadeusz Wilgat z Żoną; Wioletta Kałamucka; Archiwum Zakładu Hydrografii UMCS)

Photo. 6. Field trip in Roztocze during the VIII Polish Hydrological Conference „Anthropogenic changes of water conditions" in Lublin in 1979 (from right side: Zdzisław Michalczyk, Bronisław Janiec, Irena Dynowska, Zofia Pietrygowa, Irena Burlikowska, Tadeusz Wilgat with Wife; Wioletta Kałamucka; Archives of the Hydrography Dpt., UMSC)



Fot. 7. Zygmunt Maksymiuk przy źródłach w Janowie Lubelskim podczas sesji terenowej na Roztoczu towarzyszącej VIII Ogólnopolskiej Konferencji Hydrograficznej pt. „Antropogeniczne zmiany stosunków wodnych" zorganizowanej w Lublinie w 1979 r. (Archiwum Zakładu Hydrografii UMCS)

Photo. 7. Zygmunt Maksymiuk by springs in Janów Lubelski during field trip in Roztoczu – VIII Polish Hydrological Conference Conference „Anthropogenic changes of water conditions" in Lublin in 1979 (Archives of the Hydrography Dpt., UMSC)



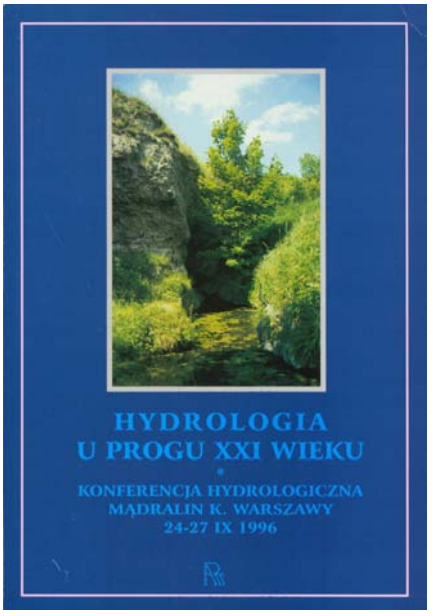
Fot. 8. Janusz Burchard oraz Maciej Ziułkiewicz podczas konferencji pt. „Chemizm opadów atmosferycznych oraz wód powierzchniowych i podziemnych" w Łodzi w 2008 r. (fot. J. Pociask-Karteczka)

Photo. 8. Janusz Burchard and Maciej Ziułkiewicz during the conference „Chemistry of rain and surface water and groundwater" in Łódź in 2008 (Photo. J. Pociask-Karteczka)



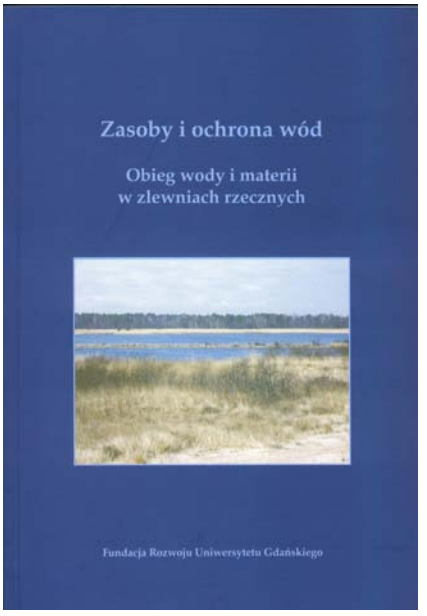
Fot. 9. Alfred Kaniecki podczas sesji terenowej – rejsu po Zatoce Gdańskiej w czasie XXIV Ogólnopolskiej Konferencji Hydrograficznej pt. „Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych" w Gdańsku – Sobieszewie w 2009 r. Archiwum Zakładu Hydrologii i Gospodarki Wodnej UAM

Photo. 9. Alfred Kaniecki during cruise on the Gdańsk Bay – XXIV VIII Polish Hydrological Conference „Water resources and their protection. Water and matter circulation in river catchments" in Gdańsk – Sobieszewo in 2009 r. (Archives of the Hydrology and Water Management Dpt. UAM)



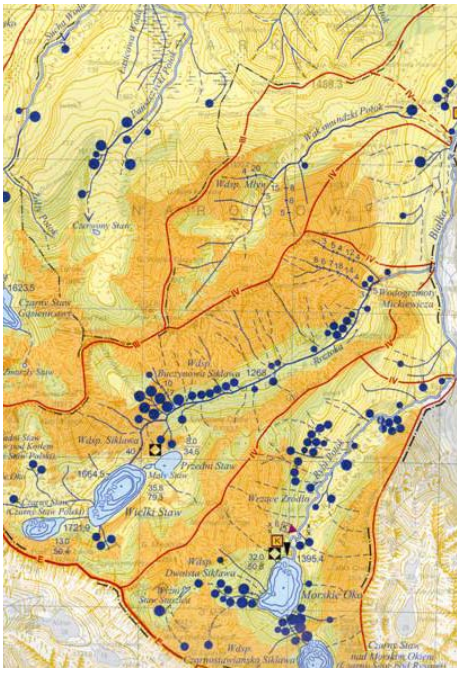
Ryc. 1. Tom XVII konferencji hydrologicznej z 1996 r.

Fig. 1. The XVII Hydrological Conference volume (1996)



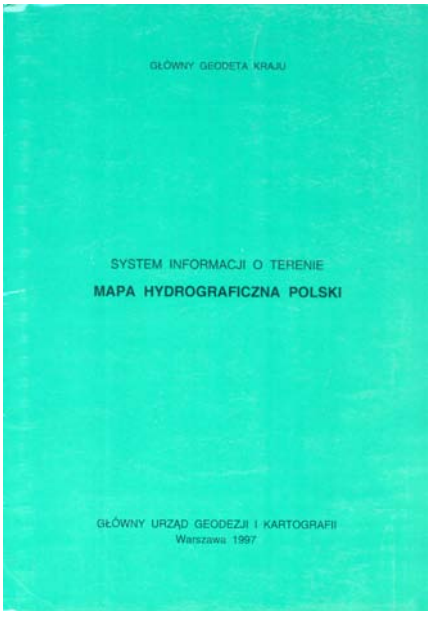
Ryc. 2. Tom XXIV konferencji hydrologicznej z 2009 r.

Fig. 2. The XXIV Hydrological Conference volume (2009)



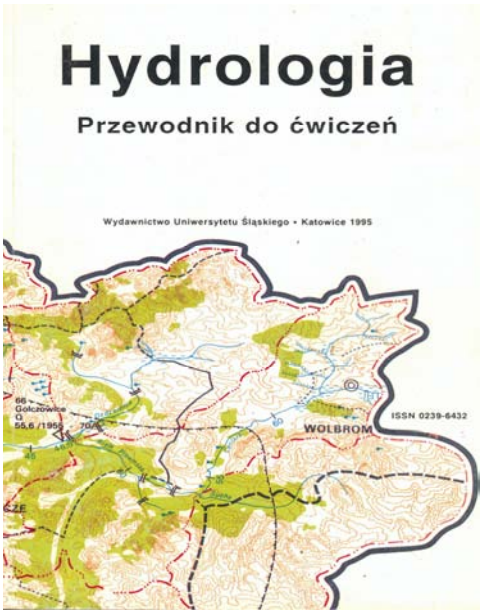
Ryc. 3. Fragment Mapy Hydrograficznej Polski w skali 1: 50 000, Arkusz Murzasichle

Fig. 3. Fragment of the Hydrographic Map of Poland 1: 50 000, Sheet Murzasichle



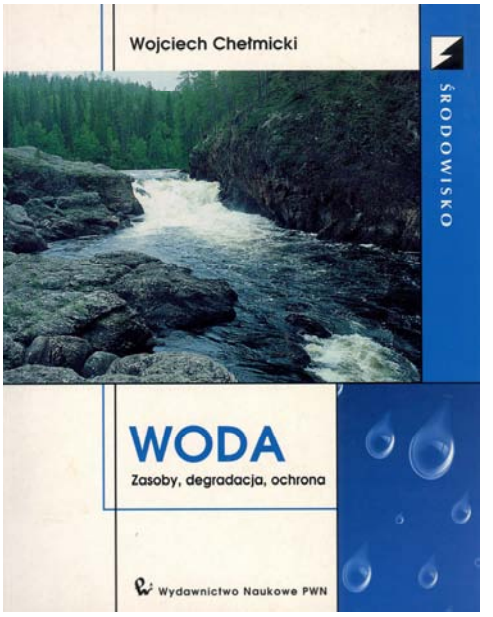
Ryc. 4. Wytyczne do opracowania Mapy Hydrograficznej Polski w skali 1: 50 000 (2005)

Fig. 4. Directives to the Hydrographic Map of Poland 1: 50 000 edition



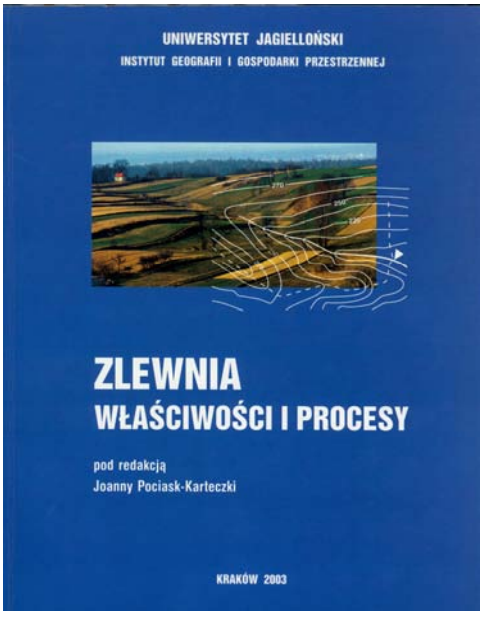
Ryc. 5. Skrypt do ćwiczeń pod red. A. Jankowskiego (1995)

Fig. 5. Textbook on laboratories ed. by A. Jankowski (1995)



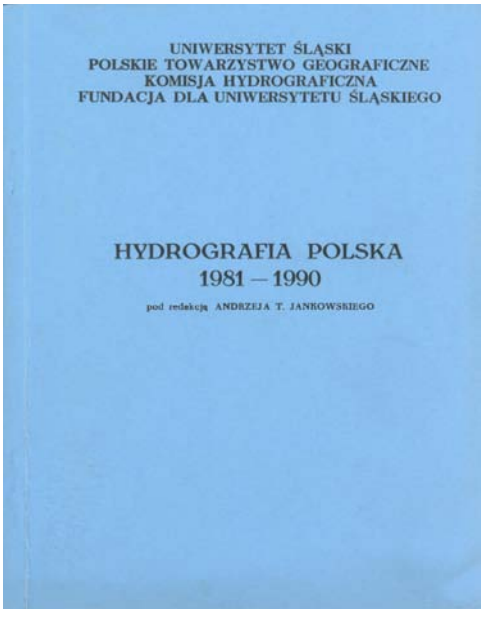
Ryc. 6. Podręcznik autorstwa W. Chełmickiego (2001)

Fig. 6. Handbook by W. Chełmicki (2001)



Ryc. 7. Podręcznik pod red. J. Pociask-Karteczki (2003)

Fig. 7. Handbook by J. Pociask-Karteczka (2003)



Ryc. 8. Bibliografia hydrografii polskiej pod red. A. Jankowskiego (1991)

Fig. 8. Bibliography of Polish hydrology ed. by A. Jankowski (1991)

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 23-33

Zastosowanie techniki GIS w ocenie zagrożeń naturalnych – dawnych i przyszłych

Application of GIS technique in past an future natural hazards assessment

Artur Magnuszewski

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

Streszczenie: W pracy przedstawiono źródła danych przestrzennych przydatne w technice GIS do oceny zagrożeń naturalnych, ze szczególnym uwzględnieniem modelowania zasięgu powodzi. W sposób syntetyczny zaprezentowano metody analiz przestrzennych. Omówiono zawartości baz danych wchodzących w skład krajowej infrastruktury danych przestrzennych. Technika GIS, wraz z modelami procesów ekstremalnych, stanowi przyszłościowe narzędzie do oceny zagrożeń naturalnych, wspomaga także przeciwdziałanie ich skutkom w zarządzaniu kryzysowym.

Słowa kluczowe: systemy GIS, metadane, infrastruktura danych przestrzennych, modelowanie

Key words: GIS systems, metadata, spatial data infrastructure, modelling

Wprowadzenie

Trudność jaką napotykamy w badaniach zagrożeń naturalnych jest losowy charakter zjawisk ekstremalnych. Poszczególne nauki o Ziemi wypracowały swoje własne określenia dla zjawisk ekstremalnych. W meteorologii zjawisko „rzadko występujące" oznacza, że jego prawdopodobieństwo wystąpienia wynosi 10% (raz na 10 lat) lub mniej, w hydrologii posługujemy się pojęciem wody stuletniej lub tysiącletniej, w oceanologii w zakresie ochrony wybrzeża wyróżnia się sztorm o prawdopodobieństwie wystąpienia raz na sto lat.

Nie ma jednak określonych bezwzględnych wartości liczbowych, po przekroczeniu których można by mówić o wystąpieniu zjawiska ekstremalnego w dowolnym miejscu (Biernacki i in. 2009). Definiuje się jedynie wartości progowe określające skalę zjawiska, np. ilość uwolnionej energii w czasie

trzęsienia ziemi, dwustopniowa skala ostrzeżeń sztormowych (silny wiatr 6-7°B, sztorm 8-12°B). Na wybrzeżu Bałtyku za wezbranie sztormowe uznaje się przekroczenie średniego poziomu morza o 70 cm lub o 65 cm w przypadku wystąpienia wiatrów o sile co najmniej 20 $m \cdot s^{-1}$ (Majewski 1998).

Zjawiska ekstremalne, które nie powodują strat gospodarczych, wpływają tylko na funkcjonowanie ekosystemów (dobrym przykładem jest różnica między wezbraniem i powodzią). Silny sztorm na Bałtyku może być korzystny, w przypadku gdy następuje wlew wody oceanicznej do izolowanych głębi morskich.

Zjawiska ekstremalne powodują straty, dlatego do ich wyceny wprowadzono pojęcie zagrożenia naturalnego i klęski żywiołowej. Zagrożenie naturalne zostało zdefiniowane przez A. Lisowskiego (1993) jako zjawisko, które może wpłynąć na pogorszenie warunków życia człowieka. Jeśli w wyniku wystąpienia zagrożenia naturalnego powstaną duże szkody i straty ze znaczną liczbą ofiar śmiertelnych i rannych, wówczas mówi się o klęsce żywiołowej. W polskim prawie (Ustawa o stanie klęski żywiołowej … 2002) klęskę żywiołową definiuje się jako katastrofę naturalną, czyli „zdarzenie związane z działaniem sił natury, w szczególności wyładowania atmosferyczne, wstrząsy sejsmiczne, silne wiatry, intensywne opady atmosferyczne, długotrwałe występowanie ekstremalnych temperatur, osuwiska ziemi, pożary, susze, powodzie, zjawiska lodowe na rzekach i morzu oraz jeziorach i zbiornikach wodnych, masowe występowanie szkodników, chorób roślin lub zwierząt albo chorób zakaźnych ludzi albo też działanie innego żywiołu". Tekst ustawy mówi tez o skali oddziaływania: „klęska żywiołowa to katastrofa naturalna lub awaria techniczna, których skutki zagrażają życiu lub zdrowiu dużej liczby osób, mieniu w wielkich rozmiarach albo środowisku na znacznych obszarach".

Ryzyko zagrożenia naturalnego oznacza kombinację prawdopodobieństwa jego wystąpienia i związanych z nim potencjalnych negatywnych konsekwencji dla zdrowia ludzkiego, środowiska, dziedzictwa kulturowego oraz działalności gospodarczej. Ryzyko może być zdefiniowane liczbowo np. „istnieje m % prawdopodobieństwa, że dany obszar zostanie zatopiony w czasie powodzi, co pociągnie za sobą straty w wysokości n zł". Podatność na skutki ekstremalnych zjawisk przyrodniczych, czyli zdolność i sposób reakcji ludzi na zagrożenia, zależy od ekspozycji na zagrożenia, zdolności zapobiegania szkodom (zakres prewencji) i możliwości kompensacji strat (Smith i Petley 2009). Pojawia się także pojęcie zarządzania ryzykiem, czyli wybór środków redukujących ryzyko do dopuszczalnego poziomu (Kozieł 2008).

Zagrożenie naturalne jest zatem kategorią, którą możemy ująć liczbowo, podając zasięg działania ekstremalnego zjawiska, prawdopodobieństwo jego wystąpienia, a nawet wycenę potencjalnych strat gospodarczych. Prognozowanie zagrożeń naturalnych i oceny ich ryzyka wymaga rozpoznania właściwości środowiska naturalnego. Haimes (1998) wyróżnia następujące kroki oceny ryzyka: identyfikacja problemu, rozpoznanie obiektu, opracowanie modelu procesu, ocena dokładności wyniku, określenie strat i zysków przyjętego rozwiązania, ocena proponowanych działań zaradczych.

Podstawą oceny są zatem modele matematyczne procesów ekstremalnych działających zarówno w atmosferze, hydrosferze jak i litosferze. Modele procesów dzielone są zwykle na klasę modeli statystycznych (empirycznych) i modeli

deterministycznych. Modele deterministyczne oparte na prawach fizyki wymagają określenia parametrów równań opisujących transport materii, zachowanie energii, a także inne zjawiska takie jak dyspersja i dyfuzja, reakcje chemiczne, prawidłowości rządzące światem ożywionym. Źródłem tych informacji są dane zapisane w postaci modelu kartograficznego, a także rekordy baz danych przestrzennych zawierające wyniki pomiarów.

Proste modele zagrożeń naturalnych można sformułować w środowisku GIS, w którym dysponujmy dwiema metodami graficznej reprezentacji obiektu (zapisem rastrowym lub wektorowym) oraz charakterystykami atrybutowymi zapisanymi w bazie danych. Modele tego typu pozwalają określić potencjalne zagrożenia naturalne, których wystąpienie jest prawdopodobne ze względu na uwarunkowania naturalne np. erozja gleb, strefy powodziowe, ruchy masowe.

Do analizy danych rastrowych często wykorzystuje się proste operatory arytmetyczne i logiczne, które mogą być łączone w rozbudowane wzory za pomocą specjalnego języka skryptowego tzw. algebry map (ang. *map algebra*). Jest to działanie obejmujące jedną lub wiele warstw tematycznych mapy, stąd technika ta jest określana także jako modelowanie kartograficzne. W przypadku danych rastrowych możliwe jest wykonanie następujących analiz przestrzennych:

- porównanie wartości danego piksela z cechami innych warstw tematycznych (ang. *local operation*);
- analiza sąsiedztwa danego piksela (ang. *focal operation*), pozwalająca obliczać pochodne, zamieniać wartości piksela przez konwolucję maski filtra cyfrowego;
- operacje globalne (ang. *global operation*) pozwalające na statystyczny opis wartości zapisanych w warstwie tematycznej (równanie powierzchni trendu, autokorelacja przestrzenna, grupowanie wartości pikseli w podzbiory);
- operacje strefowe (ang. *zonal operation*) umożliwiające analizę typu ekwidystanta.

Do analizy danych wektorowych wykorzystuje się strukturalny język zapytań SQL (ang. *structural query language*) rozbudowany o operatory przestrzenne, które umożliwiają wykonywanie kwerend w relacyjnych bazach danych. Działania na geometrii obiektów wektorowych to:

- kwerendy z użyciem operatorów arytmetycznych i logicznych z jednoczesną agregacją atrybutów;
- operacje wyznaczania ekwidystant w celu znalezienia zasięgu oddziaływania obiektów;
- analizy sieciowe polegające na wyznaczeniu drogi i czasu przepływu w strukturach sieciowych typu drogi, sieć rzeczna i in.;
- analiza autokorelacji przestrzennej za pomocą metod geostatystycznych.

Przy obecnym stopniu rozwoju, programy GIS nie są jednak wystarczająco sprawnym środowiskiem modelowania procesów przyrodniczych, zwłaszcza za pomocą modeli deterministycznych. Zawierają one wprawdzie wiele procedur do analizy danych przestrzennych, jednak nie można w języku skryptowym zapisać poleceń rekurencyjnych, potrzebnych przy rozwiązywaniu np. równań

różniczkowych metodami numerycznymi. Trwają jednak prace nad rozwojem tego typu języka, np. PCRaster zawiera 120 funkcji języka programowania przeznaczonych do modelowania danych w zapisie rastrowym (Wesseling i in. 1996). Ograniczeniem jednak tego typu języka programowania jest trudność przetwarzania danych np. w modelach trójwymiarowych (Karssenberg i De Jong 2005).

Obecnie deterministyczne modele matematyczne procesów przyrodniczych są wykorzystywane jako niezależne oprogramowanie, a ich związek z modelami GIS odbywa się na poziomie wprowadzania danych, a następnie obrazowania wyników obliczeń. Z drugiej strony modele matematyczne procesów przyrodniczych coraz częściej posługują się uproszczonymi funkcjami przetwarzania danych przestrzennych, a ich środowisko pracy coraz bardziej przypomina wyspecjalizowane programy GIS (np. modele hydrologiczne HEC-RAS, Mike 11, CCHE2D). Powstają także programy komputerowe służące do oceny ryzyka wystąpienia zagrożeń naturalnych, np. program HAZUS-MH, który opracowano w *Federal Emergency Management Agency* (FEMA) w Stanach Zjednoczonych. Jego zadaniem jest ocena zasięgu przestrzennego zagrożeń naturalnych (powódź, huragan, trzęsienie ziemi) i wycena strat jakie mogą przynieść. Program wykorzystuje połączenie wiedzy przyrodniczej, inżynierskiej i kartograficznej w zakresie GIS.

Źródła danych przestrzennych

Początkowo pozyskanie odpowiedniego zbioru danych przestrzennych oznaczało dla autora opracowania konieczność ręcznej digitalizacji map, skanowania zdjęć lotniczych, wprowadzaniem danych liczbowych i opisowych. Obecnie wraz ze wzrostem liczby użytkowników programów GIS i rosnącym polem zastosowań tej techniki pojawiły się gotowe bazy cyfrowych danych przestrzennych udostępnianie na różnych zasadach. Do uruchomienia projektu GIS potrzebna jest zatem dziś wiedza o źródłach danych i ich właściwościach. W dalszej części opracowania przedstawione zostaną ogólnie dostępne bazy danych przestrzennych, przydatne do modelowania zagrożeń naturalnych.

Podstawowych informacji o środowisku naturalnym dostarczają mapy zasadnicze i mapy topograficzne. Poprawność lokalizacji danych przestrzennych i jednolitość treści na mapach topograficznych przesądziła o tym, że stosuje się je jako podstawowe źródło danych cyfrowych zapisywanych w komputerowych bazach danych przestrzennych. Na podkładzie map topograficznych jest także wyświetlany wynik modelowania uzyskany z przetworzenia różnych warstw tematycznych w postaci mapy komputerowej.

Układami współrzędnych spotykanymi w krajowych bazach danych przestrzennych są: 1965, 1942, 1992, UTM. Wprowadzenie w bazach danych przestrzennych ujednoliconego układu współrzędnych zgodnego ze światowym standardem WGS-84 (układ 1992 i UTM) otwiera nowe możliwości łączenia informacji z rozproszonych źródeł. Dobrym przykładem takiej bazy są zasoby archiwalnych obrazów satelitarnych LANDSAT udostępniane przez *Earth Resources Observation and Science* (EROS) *Center* w Stanach Zjednoczonych, baza danych satelity MODIS, baza Czeskiego Instytutu Hydrometeorologicznego,

która zawiera archiwum obrazów z satelity meteorologicznego AVHRR, baza Europejskiej Organizacji Eksploatacji Satelitów Meteorologicznych – EUMETSAT. Ta zgodność układu odniesienia jest już wykorzystywana np. w opracowanym przez GUGiK Geoportalu 2, serwisach regionalnych (np. Wrota Mazowsza), w programach typu lokalizator usług, w systemach nawigacji samochodowej i in.

Infrastruktura danych przestrzennych

W wielu państwach powstały systemy zarządzania nazywane narodową infrastrukturą danych przestrzennych NSDI (ang. *national spatial data infrastructure*).

W zjednoczonej Europie tworzona jest infrastruktura danych przestrzennych o nazwie INSPIRE, która dotyczy zbiorów danych przestrzennych w zasobach organizacji państwowych oraz zasad dostępu i przetwarzania.

Polska infrastruktura danych przestrzennych wchodzi w zakres działalności Państwowego Zasobu Geodezyjnego i Kartograficznego, który należy do Głównego Geodety Kraju, a jego obsługą zajmuje się Centralny Ośrodek Dokumentacji Geodezyjnej i Kartograficznej (CODGiK).

W Polsce do najważniejszych cyfrowych zbiorów danych przestrzennych tworzonych przez służbę geodezyjno-kartograficzną należą:

- Ewidencja Gruntów i Budynków (EGiB) - inaczej kataster nieruchomości,
- mapa zasadnicza,
- Geodezyjna Ewidencja Sieci Uzbrojenia Terenu (GESUT),
- Państwowy Rejestr Granic (PRG),
- Państwowy Rejestr Nazw Geograficznych (PRNG),
- Baza Danych Hydrograficznych,
- Baza Danych Sozologicznych,
- Baza Danych Topograficznych (TBD),
- Baza Danych Ogólnogeograficznych (BDO).

Instytucje państwowe nie związane ze służbą geodezyjno-kartograficzną tworzą także inne bazy danych przestrzennych obejmujące takie zagadnienia jak:

- wykaz miejscowości, ulic i jednostek administracyjnych (baza TERYT) Głównego Urzędu Statystycznego,
- mapa Podziału Hydrograficznego Polski (MPHP) Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej,
- bazy danych Państwowego Instytutu Geologicznego,
- Bank Danych Drogowych Generalnej Dyrekcji Dróg Krajowych i Autostrad oraz zarządów dróg różnego szczebla,
- bazy tworzone przez państwową służbę leśną w ramach Systemu Informatycznego Lasów Państwowych,
- bazy tworzone w ramach NATO (VMap),

– numeryczna mapa glebowo-rolnicza (Instytut Uprawy Nawożenia i Gleboznawstwa w Puławach).

Do opisu w przeglądowej skali właściwości środowiska przyrodniczego kraju dla celów oceny ryzyka zagrożeń naturalnych szczególne znaczenie ma baza danych ogólnogeograficznych BDO opracowana na zlecenie Głównego Geodety Kraju. Podstawowym źródłem danych do utworzenia BDO była wojskowa baza VMap L1 o poziomie szczegółowości mapy topograficznej 1: 250 000. W BDO dane są uporządkowane w trzech grupach: baza danych geograficznych (GIS), wektorowe bazy danych kartograficznych (WEK), rastrowe bazy danych kartograficznych (RAS).

Do bardziej szczegółowych opracowań wykorzystuje się Topograficzną Bazę Danych, której stopień szczegółowości odpowiada mapie topograficznej 1: 10 000. W jej zakresie szczególnie cennym elementem jest NMT i ORTOFOTO, czyli numeryczny model terenu i zdjęcia lotnicze geometrycznie przekształcone do formy ortofotomapy.

Informacje przestrzenne zapisane w TBD w powiązaniu z wynikami modelowania procesów zagrożeń naturalnych mogą być użyteczne w zarządzaniu kryzysowym lub działaniach ratunkowych (Gotlib i in. 2007). Na tej podstawie można wykonywać następujące analizy:

– wybór i lokalizacja obiektów zagrożonych i niebezpiecznych,
– planowane działań zapobiegawczych i ratunkowych.

Cennym źródłem danych o pokryciu terenu jest europejska baza danych *CORINE Land Cover* (CLC), która zawiera mapy pokrycia terenu z lat 1990, 2000, 2006. Opracowania opisujące zmiany pokrycia terenu w tych latach są podstawą Wspólnej Polityki Rolnej, jak i Polityki Środowiskowej Unii Europejskiej. W przypadku baz CLC-1990 i CLC-2000 źródłem informacji były obrazy satelitarne Landsat. Do najnowszego opracowania CLC-2006 wykorzystano obrazy z satelitów IRS-P6 (skaner LISS-3) oraz SPOT-4 (skaner HRVIR). Jednostką odpowiedzialną za realizację projektu CLC-2006 w Polsce jest Główny Inspektorat Ochrony Środowiska (GIOS), natomiast bezpośrednim wykonawcą prac był Instytut Geodezji i Kartografii, który opracował również bazy CLC-90 i CLC-2000 (Bielecka i Ciołkosz 2009).

W badaniach zagrożeń naturalnych, gdzie podstawowe znaczenie ma ukształtowanie powierzchni terenu (osuwiska, lawiny, obszary zalewowe), niezbędna jest informacja o rzeźbie, zapisana w postaci cyfrowego modelu terenu. Literatura dotycząca cyfrowych analiz rzeźby terenu jest ogromna, jej syntetyczne zestawienie zawierające dane bibliograficzne ponad 6 tys. publikacji podał R. Pikea (2002). Oprócz klasycznych analiz z zakresu ilościowego opisu rzeźby (tzw. geomorfometria), współcześnie badane są właściwości skalowe zlewni i wpływ ukształtowania stoków na reakcję zlewni na opad (Schmidt i in. 2000). Rzędne terenu są niezbędne w modelowaniu stref zalewowych.

W ciągu ostatnich lat w Polsce powstało kilka baz danych przestrzennych zawierających także informację wysokościową zapisaną w formie cyfrowego modelu terenu. Należą do nich:

- NMT – gridowy numeryczny model terenu jest częścią BDO. Powstał on poprzez konwersję wojskowych map w skali 1: 200 000 z bazy VMap L1. (DTED l). Jego rozdzielczość przestrzenna wynosi 3".
- DTED 2 – gridowy cyfrowy model terenu powstał przez digitalizację poziomic z diapozytywów wojskowych map topograficznych w skali 1: 50 000. Rozdzielczość przestrzenna modelu wynosi l".
- SMOK i OKI (System Monitoringu i Osłony Kraju, Ośrodki Koordynacyjno-Informacyjne) – dla dorzecza górnej Wisły dla celów osłony przeciwpowodziowej na podstawie 1747 arkuszy mapy 1: 10 000 został opracowany wysokiej jakości numeryczny model terenu. Ma on format nieregularnej sieci trójkątnej TIN i dokładność rzędnej terenu poniżej 0,8 m (Gotlib i in. 2007).

Opracowanie dla międzywala Wisły (km 314-653) w skali 1: 10 000 zawiera numeryczny model rzeźby terenu, obliczony fotogrametrycznie ze zdjęć lotniczych w skali ok. 1: 17 000, o rozdzielczości przestrzennej 25 m i dokładności rzędnej około 0,5 m.

SRTM – jest wynikiem misji NASA kartowania rzeźby powierzchni Ziemi z pokładu wahadłowca, pod nazwą Shuttle Radar Topography Mission. Celem misji było uzyskanie szczegółowych danych o wysokości terenu powierzchni Ziemi. Pomiary wykonano radarem, który pracuje w paśmie C i X na zasadzie interferometrii, czyli syntetycznego obrazowania (ang. *synthetic aperture*). Pomiar objął szerokości geograficzne 60° N-56° S, w czasie trwającej 11 dni misji dane mają rozdzielczość przestrzenną 3" (co odpowiada wielkości piksela około 90 m na równiku). Dla terytorium USA dostępne są dane o większej rozdzielczości, a mianowicie 1". P. Śleszyński (2009) zwraca uwagę, że udostępnione dane to raczej nie numeryczny model rzeźby terenu, a model szorstkości terenu. Mimo tych niedostatków na uwagę zasługuje fakt, iż dane z projektu SRTM są udostępniane bezpłatnie przez *Global Land Cover Facility*, University of Maryland. Ze względu na ograniczenia rozdzielczosci, dane te mogą znaleźć zastosowanie w opracowaniach w skalach 1: 100 000-1: 200 000 i mniejszych. Dokładność pionowa wyklucza zastosowanie tych danych do analiz takich jak np. wyznaczanie stref zalewowych w dolinach rzecznych, określanie granic zlewni itp.

Techniki eksploracji danych w systemach GIS oparte na geostatystyce stanowią nowe narzędzie badawcze, wykorzystywane np. do poznania właściwości skalowych pola maksymalnych sum dobowych opadu (Stach 2009). Dzięki takim badaniom możliwe jest rozpoznanie prawidłowości przestrzennego i czasowego rozmieszczenia opadów nawalnych powodujących tzw. błyskawiczne powodzie (ang. *flash flood*). Nowym kierunkiem badań prowadzących do lepszego poznania zagrożenia naturalnego jakim są burze i towarzyszące im trąby powietrzne może być także analiza danych teledetekcyjnych z radarów meteorologicznych sieci POLRAD, wzbogacona o inne warstwy tematyczne opisujące np. topoklimat (Tuszyńska 2007).

Interesujące są możliwości wykorzystania techniki GIS w połączeniu z modelami dynamicznymi do rekonstrukcji dawnych zjawisk ekstremalnych. Dzięki funkcji kalibracji geometrycznej archiwalnych map możemy odtworzyć np. układ koryt rzecznych, rodzaj pokrycia terenu, a nawet sytuację wysokościową.

Przykładem takiego podejścia jest np. analiza powodzi katastrofalnych z okresu nie objętego pomiarami hydrologicznymi, których zasięg możemy wyznaczyć za pomocą modeli hydrodynamicznych (Magnuszewski i Gutry-Korycka 2009). Ważnym etapem modelowania jest kalibracja i weryfikacja wyniku obliczeń zasięgu powodzi ekstremalnych, a do tego przydatne są rzędne znaków wielkiej wody (Kuźniar i Magnuszewski 2010).

Rozwija się także nowy kierunek badań, a mianowicie prognozowania przyszłych zagrożeń na podstawie scenariuszy globalnych zmian klimatu. Modele GCM (ang. *General Circulation Model*) maja typową rozdzielczość 1-5°, a więc zachodzi konieczność przeliczenia ich wyników np. do skali zlewni. Pomocne są tutaj procedury statystycznego down-scalingu, czyli zaawansowanej interpolacji przestrzennej i czasowej. Wyniki modeli GCM, mogą następnie służyć do określenia ekstremalnych stanów atmosfery, przewidywanych w scenariuszach zmian klimatu.

Podsumowanie

Technika GIS znajduje zastosowanie w monitoringu środowiska i prognozowaniu zagrożeń naturalnych. Metody te stają się narzędziem operacyjnym w zakresie meteorologii i hydrologii (Gromiec 2006). W ramach Programu dla Odry 2006, w technice GIS wykonywane są prace związane z planem zarządzania środowiskiem, monitorowaniem i prognozowaniem ekstremalnych zjawisk meteorologiczno-hydrologicznych, sporządza się mapy ryzyka w obszarach zalewowych (Dubicki 2007). Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej posługuje się systemem komputerowym o nazwie System Hydrologii, którego działanie opiera się na prognozowaniu powodzi z wykorzystaniem modelu hydrologicznego Mike 11, a obrazowanie wyników jest wykonywane w technice GIS. Osłonę meteorologiczną w tym systemie zapewnia sieć radarów meteorologicznych POLRAD, system detekcji wyładowań atmosferycznych PERUN, system odbioru obrazów satelitarnych EUMETSAT.

W zakresie gospodarki przestrzennej i gospodarki wodnej ustawa Prawo wodne (2001) nakłada na administrację wodną obowiązek wyznaczenia w ramach katastru stref i obszarów ochronnych oraz obszarów narażonych na niebezpieczeństwo powodzi. Dyrektywa powodziowa (2007) podkreśla, że w planach zarządzania ryzykiem powodziowym szczególny nacisk powinno się położyć na zapobieganie, ochronę i przygotowanie. Opracowania takie wykonywane są z wykorzystaniem modeli matematycznych propagacji fal powodziowych, baz danych przestrzennych i techniki GIS (Twaróg 2004, Szydłowski i Magnuszewski 2007, Magnuszewski i in. 2008, Drożdżal i in. 2009, Kondziołka i Radoń 2009).

Ważnym zastosowaniem techniki GIS w zakresie ograniczenia skutków zagrożeń naturalnych jest wykorzystanie wyników modelowania i analiz przestrzennych do działań edukacyjnych i informacyjnych. Wielu autorów podkreśla, że ograniczanie skutków zagrożeń naturalnych, których wystąpienie jest często tylko kwestią czasu (np. powódź w strefie zalewowej), wymaga poprawy świadomości mieszkańców i wyrobienia postawy czynnej (Biernacki i in. 2009). Podnoszona jest także kwestia upowszechnienia zbiorowych programów

ubezpieczeń od strat materialnych. Na przykład subsydiowane przez rząd Stanów Zjednoczonych ubezpieczenia od powodzi (*National Flood Insurance Program*) cieszą się powodzeniem tylko w regionach niedawno dotkniętych klęską, ponieważ na podstawie aktualnych doświadczeń formułowana jest indywidualna ocena ryzyka (Browne i Hoyt 2000).

Pamięć o zagrożeniach naturalnych nie jest trwała, dlatego wyniki modelowania przyszłych ekstremalnych zjawisk, a także rejestracja ich przestrzennego i historycznego wystąpienia, wykonane w obrazowaniu GIS, są bardzo cennym narzędziem przydatnym zarówno w planowaniu przestrzennym jak i przy kształtowaniu postaw mieszkańców zagrożonych terenów. W sferze działań operacyjnych pojawia się także bardzo trudny problem, w jaki sposób ocena zagrożenia naturalnego może efektywnie być przesłana do zainteresowanych odbiorców. Atmosferyczne zjawiska ekstremalne charakteryzuje ogromna dynamika, krótki czas trwania i ograniczony zasięg występowania (np. trąby powietrzne, opady nawalne). Czy obraz kartograficzny wytworzony w efekcie analizy danych przestrzennych w systemie GIS i przesłany internetem jest wystarczająco czytelny dla każdego odbiorcy? W jaki sposób przesłać tę informację do niewielkiej często grupy zainteresowanych? Są to zagadnienia, z którymi spotykają się służby działające w trybie operacyjnym, odpowiedzialne za ocenę zagrożeń naturalnych (Skąpski 2007).

Pomimo niewątpliwych zalet techniki GIS w ocenie zagrożeń naturalnych pozostaje nadal wiele kwestii problematycznych. Do takich należy problem niepewności prognoz obliczanych przez modele matematyczne, a także właściwość propagacji błędów w działaniach analitycznych przeprowadzanych na danych przestrzennych w środowisku GIS. Wartość np. przepływu kulminacyjnego powodzi, bez względu na metodę jaką się posłużymy do jej wyznaczenia, jest tylko oszacowaniem, a zatem wraz z wynikiem powinien być podany także przedział niepewności towarzyszący tej wartości (Mierkiewicz i Żelaziński 2007). Podobna niepewność powstaje wraz z przetwarzaniem danych przestrzennych, które cechuje określona rozdzielczość przestrzenna, błąd przypisania atrybutu i lokalizacji.

Literatura

Bielecka E., Ciołkosz A., 2009, Baza danych o pokryciu terenu w Polsce CLC-2006. Polski Przegląd Kartograficzny, 41, 3: 227-236.

Biernacki W., Mokwa A., Działek J., Padło T., 2009, Społeczności lokalne wobec zagrożeń przyrodniczych i klęsk żywiołowych. Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków.

Browne M., Hoyt R., 2000, The Demand for Flood Insurance: Empirical Evidence Journal of Risk and Uncertainty 20, 3, 291-306.

Dubicki A., 2007, System monitoringu hydrologiczo-meteorologicznego osłony przeciwpowodziowej po powodzi 1997 r. w górnym i środkowym dorzeczu Odry. Gospodarka Wodna, 7: 295-300.

Drożdżal E., Grabowski M., Kondziołka K., Olbracht J., Piórecki M., Radoń R., Ryłko A., 2009, Mapa ryzyka powodziowego – projekt pilotażowy w zlewni Silnicy. Gospodarka Wodna, 1: 19-22.

Dyrektywa powodziowa Parlamentu Europejskiego i Rady z dnia 23 października 2007 r. w sprawie oceny ryzyka powodziowego i zarządzania nim. Dziennik Urzędowy Unii Europejskiej L 288/27.

Gotlib, D., Iwaniak A., Olszewski R., 2007, GIS. Obszary zastosowań. Wyd. Naukowe PWN, Warszawa.

Gromiec M. (red.), 2006, Zastosowanie GIS w meteorologii i gospodarce wodnej. Wyd. IMGW, Warszawa.

Haimes Y.Y., 1998, Risk Modeling, Assessment, and Management. Wiley, New York, NY, USA.

Karssenberg D., De Jong K., 2005, Dynamic environmental modeling in GIS: 1. Modelling in three spatial dimensions. International Journal of Geographical Information Science, 19, 5: 559-579.

Kondziołka K., Radoń R., 2009, Zastosowanie oprogramowania MIKE FLOOD do zintegrowanego jedno- i dwuwymiarowego modelowania wezbrań powodziowych w zlewni rzeki Rudawy. Gospodarka Wodna, 3: 106-109.

Kozieł S.R., 2008, Ryzyko w warunkach zmiany klimatu. Przegląd Geofizyczny, 53, 3-4: 235-245.

Kuźniar P., Magnuszewski A., 2010, Przepływ wód wielkich Wisły w Warszawie – rekonstrukcja powodzi historycznych, w druku.

Lisowski A., 1993, Skutki występowania wybranych zagrożeń naturalnych i ich percepcja w Polsce. Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa.

Magnuszewski A., Gutry-Korycka M., Szydłowski M., 2008, Zastosowanie hydrodynamicznego modelu dwuwymiarowego do wyznaczania stref zalewowych w dolinie Wisły w Warszawie. (W:) B. Namysłowska-Wilczyńska (red.), Modelowanie Procesów Hydrologicznych. Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, Wrocław.

Magnuszewski A., Gutry-Korycka M., 2009, Rekonstrukcja przepływu wielkich wód Wisły w Warszawie w warunkach naturalnych. Prace i Studia Geograficzne UW, 43:141-151.

Majewski A., 1998, Największe wezbrania wód u południowych brzegów Morza Bałtyckiego. Wiadomości IMGW, Warszawa, XXI: 81-97.

Mierkiewicz M., Żelaziński J., 2007, Jak uwzględnić niepewność prognoz hydrologicznych w procesach decyzyjnych gospodarki wodnej? (W:) M. Maciejewski, M.S. Ostojski (red.), Zjawiska ekstremalne a system zarządzania kryzysowego. Wyd. IMGW, Warszawa.

Pikea R.J., 2002, Bibliography of Terrain Modeling (Geomorphometry), the Quantitative Representation of Topography. U.S. Department of the Interior, Geological Survey Menlo Park, California, USA.

Skąpski R., 2007, Zjawiska ekstremalne a system zarządzania kryzysowego. (W:) M. Maciejewski, M.S. Ostojski (red.), Zjawiska ekstremalne a system zarządzania kryzysowego. Wyd. IMGW, Warszawa.

Schmidt J. Heinrich K., Dikau R., 2000, Scales and similarities in runoff processes with respect to geomorphometry. Hydrological Processes, 14, 11-12: 1963-1979.

Smith K.S., Petley D.N., 2009, Environmental hazards: assessing risk and reducing disaster. Taylor and Francis, London, UK.

Stach A., 2009, Analiza struktury przestrzennej i czasoprzestrzennej maksymalnych opadów dobowych w Polsce w latach 1956-1980. Wyd. Naukowe UAM, Poznań.

Szydłowski M., Magnuszewski A., 2007, Free surface flow modeling in numerical estimation of flood risk zones: a case study. TASK Quarterly – Gdańsk: TASK Publishing, 11, 4: 301-313.

Śleszyński P., 2009, Wykorzystanie danych georadarowych SRTM-3 w analizie zróżnicowania ukształtowania terenu Polski. Polski Przegląd Kartograficzny, 41**,** 3: 237-252.

Tuszyńska I., 2007, Zobrazowanie zdarzeń ekstremalnych na podstawie danych radarowych. (W:) M. Maciejewski, M.S. Ostojski (red.), Zjawiska ekstremalne a system zarządzania kryzysowego. Wyd. IMGW, Warszawa.

Twaróg B., 2004, Ocena zagrożenia w wyniku przerwania wału przeciwpowodziowego. Mapa zagrożenia obszaru obwałowanego. Gospodarka Wodna, 12: 493-499.

Ustawa o stanie klęski żywiołowej z dnia 18 kwietnia 2002 r. Dz. U. Nr 62.

Ustawa Prawo wodne z dnia 18 lipca 2001 r. Dz. U. Nr 239.

Wesseling C.G., Karssenberg D., Van Deursen W.P.A., Burrough P.A., 1996, Integrating dynamic environmental models in GIS: the development of a Dynamic Modelling language. Transactions in GIS, 1: 40-48.

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 35-45

Międzynarodowa współpraca hydrologiczna krajów Europy w programie IHP UNESCO w Projekcie FRIEND

International hydrological coooperation of European Countries in FRIEND Project in IHP Program

Tamara Tokarczyk

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Oddział we Wrocławiu,
ul. Parkowa 30, 51-616 Wrocław, tamara_tokarczyk@imgw.pl

Streszczenie: Międzynarodowa współpraca hydrologiczna w Europie sięga początku lat 70-tych ubiegłego wieku. Zainicjowana przez UNESCO Programem Międzynarodowej Dekady Hydrologicznej (IHD), ewoluując w kolejnych programach i projektach trwa do dziś. Obecnie współpraca skupiona jest głównie w Międzynarodowym Programie Hydrologicznym FRIEND (*Flow Regimes from International Experimental and Network Data*) pod egidą UNESCO.

W artykule przedstawiono przebieg ponad dwudziestoletniej współpracy w ramach tego programu ze szczególnym uzwględnieniem udziału polskich badaczy.

Słowa kluczowe: badania hydrologiczne, Międzynarodowy Program Hydrologiczny, Projekt FRIEND, współpraca ośrodków naukowych i badawczych

Key words: hydrological researches, International Hydrological Programme, FRIEND Project, cooperation of scientific and research centers

Wprowadzenie

Program badawczy FRIEND (*Flow Regimes from International Experimental and Network Data* – Ocena reżimów przepływu na podstawie danych z międzynarodowej sieci zlewni eksperymentalnych i posterunków pomiarowych) jest ściśle związany z powołaniem przez UNESCO programu Międzynarodowej Dekady Hydrologicznej (IHD), która zainicjowała i zintensyfikowała badania hydrologiczne w zlewniach reprezentatywnych i eksperymentalnych. Badania zapoczątkowane w ramach IHD kontynuowane były po roku 1974 w ramach Międzynarodowego Programu Hydrologicznego (IHP). Z perspektywy czasu był to

bardzo odkrywczy program, dzięki któremu rozpoczęto budowę i gromadzenie bazy danych, złożonej z długich serii czasowych, będących obecnie podstawą oceny wpływu zmian klimatycznych oraz przekształceń gospodarczych obszarów na zjawiska hydrologiczne. Zainicjowany wówczas Program FRIEND (*Flow Regimes from Experimental and Network Data*, tj. Ocena reżimów przepływu na podstawie danych ze zlewni eksperymentalnych i sieci posterunków pomiarowych) realizowany był w latach 1985-1988 jako część projektu 6.1. III fazy IHP pt. „Wykorzystanie zlewni reprezentatywnych i eksperymentalnych do oceny zmian w systemach hydrologicznych, wywołanych czynnikami naturalnymi i antropogenicznymi". Koordynatorem FRIEND-u był Instytut Hydrologii w Wallingford (Wielka Brytania). Program ten doprowadził do poznania systemów hydrologicznych w obszarze północnej i zachodniej Europy. Głównym punktem programu była organizacja międzynarodowej bazy danych hydrologicznych i charakterystyk zlewni. Dane te posłużyły do poznania zmienności czasowej i przestrzennej zasobów wodnych oraz wypracowania metod transformacji informacji na zlewnie niekontrolowane. Projekt realizowany był poprzez wymianę danych i metodologii oraz wymianę specjalistów między współpracującymi krajami. Wyniki badań zostały przedstawione w 3 tomach raportu (Studia hydrologiczne, Dane hydrologiczne, Międzynarodowy przegląd literatury), wydanego w 1988 r. z pomocą finansową UNESCO. Po zakończeniu projektu, kontynuację badań oraz wdrażanie opracowanych metod i technik do poznania stosunków hydrologicznych w warunkach naturalnych i pod wpływem działalności człowieka podjęto w ramach programu FRIEND (Soczyńska 1990).

Drugim równolegle prowadzonym pod patronatem UNESCO programem hydrologicznym, z którym europejskie projekty FRIEND-u mają liczne powiązania jest projekt małych zlewni ERB (*Euromediterranean Network of Representative and Experimental Basins*). Sieć ERB powstała w 1986 r. w wyniku rekomendacji Komisji Europejskiej. Gromadzi ona hydrologów z 20. krajów europejskich, którzy prowadzą badania w dobrze wyposażonych w instrumenty pomiarowe małych zlewniach, reprezentujących różne warunki środowiska geograficznego. Sieć ma na celu ułatwianie przepływu informacji o badaniach prowadzonych w małych zlewniach poprzez stworzenie forum wymiany myśli. Działalność ERB polega na:

- organizacji międzynarodowych konferencji naukowych (w latach parzystych),
- organizacji spotkań roboczych międzynarodowego komitetu sterującego połączonych z warsztatami lub przy okazji innych konferencji hydrologicznych.

Międzynarodowe konferencje gromadzą przeciętnie od 100 do 130 uczestników z 15-20 krajów. Ostatnia konferencja pt. *Hydrological extremes in small basins* odbyła się w Krakowie w dniach 18-20.09.2008 r. (Chełmicki i Siwek 2009), natomiast kolejna pt. *Hydrological Responses of Small Basins to a Changing Environment* odbędzie się w Seggau (Austria) w dniach 5-8.09.2010 r. Do europejskiej sieci zlewni włączona jest zlewnia badawcza Uniwersytetu Jagiellońskiego, Stara Rzeka na Pogórzu Karpackim. Przewodniczącym Komitetu

Sterującego ERB jest Ladislav Holko (Słowacka Akademia Nauk), a korespondentem narodowym w Polsce – Wojciech Chełmicki (UJ).

Program FRIEND

Program FRIEND jest programem przekrojowym (cross-cutting) współdziałającym ze wszystkimi programami Międzynarodowego Programu Hydrologicznego. Obecnie Międzynarodowy Program Hydrologiczny (IHP) – faza VI, pod egidą UNESCO, skupia naukowców zajmujących się badaniami w dziedzinie szeroko pojętej hydrologii, gospodarki wodnej oraz edukacji. Najważniejsze cele postawione przez IHP odnoszą się głównie do:

- działań, za pośrednictwem których państwa członkowskie współpracują w ramach organizacji naukowych, zawodowych oraz indywidualnych ekspertów celem lepszego poznania obiegu wody, przyczyniając się w ten sposób do lepszego zrozumienia oraz zarządzania zasobami wodnymi;
- realizacji prac nad rozwojem technik i metod w celu lepszego poznania zjawisk hydrologicznych;
- współpracy w zakresie poprawy w zarządzaniu gospodarką wodną w skali lokalnej i globalnej;
- pobudzania współpracy i nawiązywania dialogu w naukach o wodzie oraz w zarządzaniu zasobami wodnymi;
- oceny zrównoważonego rozwoju zasobów wodnych w szczególnie trudnych warunkach;
- tworzenia platformy dla rosnącej świadomości na temat globalnych zagadnień dotyczących wody.

Koordynacją całości Programu zajmuje się Międzyrządowa Rada, której działania skupiają się w szczególności w szczególności na określeniu priorytetów badawczych, planowaniu oraz realizacji zadań i programów w ramach IHP. Główne tematy badawcze IHP to:

- zmiany globalne i zasoby wodne;
- integracja wód powierzchniowych i podziemnych w zlewniach, dynamika poziomów wodonośnych;
- hydrologia siedlisk lądowych;
- edukacja i szkolenia w dziedzinie zasobów wodnych.

FRIEND jako program przekrojowy odnosi się do wszystkich tematów badawczych. W pierwszym etapie realizacji (1985-1988) Skupiał on specjalistów, z Wielkiej Brytanii, Belgii, RFN, Finlandii, Holandii, Norwegii oraz Szwecji (FRIEND). W drugim etapie (1989-1993) dołączyły do grupy krajów Europy Północno-Zachodniej Czechy, Niemcy, Polska i Słowacja (NE FRIEND). Następnie jako projekt H-5-5 w IV fazie IHP, z pomocą francuskiego Instytutu Cemagref (*La recherche pour l'ingeniere de l'agriculture et de l'environnement*), FRIEND rozszerzył zasięg geograficzny o region alpejski i śródziemnomorski (AMHY FRIEND). Dzięki kooperacji z SADC (*The Southern African*

Development Community) programem FRIEND objęte zostały obszary Afryki Zachodniej i Środkowej oraz Południowej (AOC FRIEND). Działające zespoły naukowe miały duży wpływ na politykę rządów na rzecz międzynarodowej wymiany danych hydrologicznych. W trzeciej (1994-1997) i czwartej (1998-2001) fazie, FRIEND miał duży udział w V Międzynarodowym Programie Hydrologicznym (1996-2001) jako Project 1.1. Stopniowo był upowszechniany w innych regionach. Zostały powołane Programy w Azji i Pacyfiku (AP FRIEND), w obszarze dorzecza Nilu (Nile FRIEND), w obszarze Hindukuszu i Himalajów (HKH) oraz w Ameryce Łacińskiej i na Karaibach (FRIEND AMIGO). Czwarty etap Programu stanowi wkład w VI fazę IHP UNESCO, podczas którego została rozszerzona międzynarodowa sieć o kolejne kraje. Obecnie w Programie uczestniczy 141 krajów w ramach ośmiu działających Grup regionalnych, których zasięg obejmuje prawie wszystkie kontynenty (ryc. 1).

Program FRIEND zapewnia również wsparcie dla naukowców i personelu operacyjnych służb hydrologicznych w krajach rozwijających się, przyczyniając się do pogłębienia ich wiedzy w zakresie oceny i zarządzania zasobami wodnymi. Przyczynia się więc do spełnienia celu, jakim jest zapewnienie wody pitnej ludności w krajach rozwijających się.

Misja Programu FRIEND

Istotną cechą Programu FRIEND jest imponująca lista publikacji, które zamieszczane są w renomowanych, recenzowanych czasopismach naukowych. FRIEND stał się sztandarem Międzynarodowego Programu Hydrologicznego (IHP) dzięki wsparciu i pomocy UNESCO, a także zaangażowaniu wielu naukowców na świecie w utrzymywanie wysokiego poziomu naukowego prac realizowanych w ramach projektów.

Program, ze względu na swój wielki obszar działania ma wpływ na politykę rządów w zakresie gospodarki wodnej, głównie poprzez konsultacje oraz doradztwo. Prace prowadzone w ramach grupy Niżówki i Susze (*Low Flow & Drought*, NE FRIEND) przyczyniają się do lepszego zrozumienia problemu dostępności wody oraz jej podaży w czasie suszy związanej z sezonowością opadową lub anomaliami zasilania rzek i wód podziemnych.

W ostatnich latach, w działalności w ramach FRIEND-u szczególną uwagę skierowano na edukację i szkolenia w zakresie rozpowszechniania wyników badań, głównie przeznaczony dla studentów i instytucji gospodarki wodnej. Opublikowany został podręcznik dotyczący suszy hydrologicznej metod szacowania przepływów niżówkowych oraz zasilania wód podziemnych pod red. L. Tallaksen i H. van Lanen (2004).

Program FRIEND ma ścisłe powiązania ze Światową Organizacją Meteorologiczną (WMO), szczególnie w zakresie programów hydrologicznych dotyczących łagodzenia skutków katastrofalnych powodzi i susz. Naukowcy skupieni w Programie przyczynili się do powstania wspólnej UNESCO – WMO – IAHS Międzynarodowej Inicjatywy na rzecz Powodzi (*International Flood Initiative* IFI). W obecnej fazie, FRIEND wychodzi poza zakres działań UNESCO IHP, a jego osiągnięcia widoczne są nawet w dziedzinie polityki, na przykład w ramach inicjatywy EurAqua (*European Network of Freshwater Research*

Organisations), która stowarzysza europejskie instytucje hydrologiczne. Dzięki badaczom skupionym w Programie został opracowany dokument w sprawie europejskiej polityki suszy (Servant i Demuth 2006). Ponadto z ich inicjatywy powstało Europejskie Centrum Suszy (*European Drought Center*, EDC), którego głównym założeniem było umożliwienie dostępu do wyników badań i ułatwienie wymiany informacji na temat zjawiska suszy. Działania podjęte w ramach FRIEND ukierunkowane są również na włączenie ich wyników do Europejskiej Ramowej Dyrektywy Wodnej.

W obecnej fazie Program FRIEND jest wystarczająco rozwinięty, aby rozpocząć łączenie się z innymi projektami IHP, w szczególności dotyczącymi wód podziemnych oraz ekohydrologii. Podejmowane są również działania wspierające inne projekty np. HELP (*Hydrology for the Environment, Life and Policy*) w zakresie oceny i inwentaryzacji zasobów wodnych w wybranych pilotowych zlewniach. Organizowane są grupy naukowe i eksperckie, których główną rolą jest doradztwo w ustalaniu obszarów wzajemnego oddziaływania pomiędzy różnymi dyscyplinami i projektami. Powołana została również międzynarodowa grupa ekspertów, koordynująca tematy dotyczące zmienności klimatycznej i wpływu zmian zagospodarowania terenu na powodzie i niżówki.

W ramach Programu FRIEND szczególny nacisk kładzie się na spotkania w ramach poszczególnych grup regionalnych, wymianę wiedzy, technologii i podejmowanie wspólnych inicjatyw, również w innych projektach.

Badania w Programie Northern European FRIEND

Regionalna Grupa Europy Północnej i Zachodniej Programu FRIEND (Northern European FRIEND, NE FRIEND) skupia badaczy z 24 państw: Austria, Białoruś, Belgia, Czechy Danii, Estonii, Finlandii, Francji, Niemiec, Węgier, Islandii, Irlandii, Łotwy, Litwy, Luxemburga, Holandii, Norwegii, Polski, Rosji, Słowacji, Szwecji, Szwajcarii, Ukrainy oraz Wielkiej Brytanii. Komitet Sterujący NE FRIEND wraz z przedstawicielem Komitetu Międzynarodowego Programu Hydrologicznego z każdego kraju spotyka się co 4 lata. Ostatnie spotkanie miało miejsce w 26.11.2006 r., na Kubie.

Prace prowadzone w ramach tej grupy regionalnej skupione są w 5 projektach, koordynację których powierzono H. van Lanenowi z Uniwersytetu Rolniczego w Wageningen (ryc. 2).

Projekt 1. ***European Water Archive (EWA)*** – Europejska Baza Danych zawiera długie serie czasowe codziennych przepływów oraz informacje o 4000 zlewni kontrolowanych pod względem hydrologicznym w 29 krajach. Głównymi zadaniami są: koordynacja pozyskiwania danych, stosowanie procedur kontroli jakości danych, udostępnianie danych. Dane dostarczane i udostępniane są bezpłatnie wyłącznie badaczom działającym w ramach Programu FRIEND. Powszechnie udostępniona jest informacja o położeniu geograficznym stacji wodowskazowej, katalog stacji, zasady udostępniania oraz dostarczania danych (http://ne-friend.bafg.de/servlet/is/7413).

Projekt 2. ***Low Flow & Drought (LF&D)*** – Niżówki i susze. Główne cele projektu koncentrują się wokół następujących zagadnień: promowanie i wspieranie badań regionalnych niżówek i susz w ramach konsorcjum europejskich ekspertów; zachęcanie do przeprowadzenia szkoleń na temat niżówek i susz, utrzymanie więzi z innymi grupami regionalnymi oraz organizacjami międzynarodowymi, które ściśle są powiązane z programem (np. IAHS, WMO, ISDR), zachęcanie nowych uczestników do udziału w grupie, w szczególności młodych naukowców, wspieranie korzystania z sieci FRIEND do uzyskania finansowania z organizacji i instytucji międzynarodowych.

Badania tego Projektu koncentrują się na zagadnieniu suszy hydrologicznej, podstawowych procesów, definicji, ekstremalnych wartościach, zmienności w czasie i przestrzeni oraz operacyjnej możliwości prognozowania zjawiska. Projekt ten związany jest z innymi np. w ramach UE Aride (Assessment of the Regional Impact of Droughts in Europe) i ASTHyDA (Analysis, Synthesis and Transfer of Knowledge and Tools on Hydrological Drought Assessment through a European Network). Dodatkowo możliwość korzystania z bazy danych zgromadzonych w EWA stanowi istotny wkład do badań nad regionalnymi aspektami suszy hydrologicznej z wykorzystaniem technik z zakresu statystycznej analizy wieloczynnikowej w skali regionalnej i europejskiej http://ne-friend.bafg.de/servlet/is/7402).

Projekt 3. ***Large Scale Variations in Hydrological Characteristics*** **(LSV)** – głównym celem jest charakterystyka wielkoskalowych zmian przepływów rzecznych jest identyfikacja i zrozumienie różnic ich zasięgu przestrzennego (od zlewni do skali globu) i czasowego (od zdarzenia chwilowego do trwającego wiele dekad). Szczegółowe tematy badawcze obejmują: metody badania zmienności czasowej i przestrzennej zjawisk hydrologicznych, wielkoskalowe systemy hydrologiczne, skala oddziaływania klimatu na zjawiska hydrologiczne, w tym teledetekcja, modelowanie przepływów hydrologicznych, w tym bilanse wodnogospodarcze i zużycie wody, przewidywanie i prognozowanie zjawisk hydrologicznych powodzi i susz.

Na podkreślenie zasługuje kompleksowy charakter badań reżimu odpływu: warunki przeciętne (średnia), minimum (susza), maksimum (powodzie), czas trwania (rok, sezon, dekada, chwila) w odróżnieniu od wielu badań odnoszących się tylko do pewnych aspektów reżimu hydrologicznego. Ponadto, prace dotyczą interdyscyplinarnych zagadnień hydrometeorologicznych np. interakcji atmosfera-wody powierzchniowe (w tym śnieg i zjawiska lodowe). Charakter prac, prowadzonych w ramach tego Projektu, jest przekrojowy. Pozwala to na współpracę z innymi grupami FRIEND-u, jak AMIGO (Ameryka Środkowa i Karaiby), AMHY (region Alp i Śródziemnomorski) oraz HKH (Hindukuszu i Himalajów) (http://ne-friend.bafg.de/servlet/is/7414).

Projekt 4. ***Techniques for Extreme Rainfall and Flood Runoff Estimation (TERFRE)*** – metody estymacji ekstremalnych opadów i wezbrań obejmują zarówno prognozowanie powodzi w czasie rzeczywistym jak i symulacje do celów projektowych (np. ocena częstości występowania przepływu maksymalnego

i powodzi) oraz celów naukowych (geneza wezbrania). Szczególny nacisk w prowadzonych badaniach kładzie się na metody oceny niepewności prognoz. Obecnie badania obejmują: zastosowanie danych satelitarnych do modeli hydrologicznych z uwzględnieniem pokrywy śnieżnej, szacowanie niepewności w modelach terenów zalewowych, obliczanie częstotliwości powodzi, geneza webrań powodziowych, ocena ryzyka i niepewności, powodzie w Norwegii (http://ne-friend.bafg.de/servlet/is/7415).

Projekt 5. ***Catchment Hydrological and Biogeochemical Processes in a Changing Environment (CP)*** – badania procesów biochemicznych w zmieniającym się środowisku zlewni hydrologicznych obejmują procesy hydrologiczne zachodzące w małych zlewniach w ujęciu jakościowym i ilościowym. Złożone interakcje pomiędzy hydrologią, chemią i ekologią potwierdzają interdyscyplinarność tych istotnych badań w skali zlewni. Główną jego ideą jest pogłębienie zrozumienia procesów i mechanizmów odpowiedzialnych za przepływ rzeczny, w różnych warunkach fizjograficznych i klimatycznych. Prowadzone badania podstawowe w zlewniach eksperymentalnych są niezwykle istotnym wkładem do fizycznie uzasadnionych modeli matematycznych zlewni. Badania te wymagają ścisłej współpracy między naukowcami z różnych dziedzin. Projekt skupia specjalistów z wielu małych zlewni badawczych z całej Europie (http://ne-friend.bafg.de/servlet/is/7416).

Udział Polski w projekcie FRIEND

Hydrolodzy polscy, od samego początku działania Programu FRIEND, uczestniczyli w pracach badawczych w grupy regionalnej NE FRIEND, w różnych projektach. Uczestnictwo Polski zapoczątkowała Prof. Urszula Soczyńska z Uniwersytetu Warszawskiego, która sukcesywnie powiększała grono hydrologów zaangażowanych w Projekcie FRIEND, zapraszając do współpracy różne ośrodki naukowe.

Główne osiągnięcia naukowców polskich prezentowane były na cyklicznych konferencjach, które stanowią podsumowanie realizacji kolejnych etapów Programu, tj. w Bolkesjø (Norwegia 1989), w Braunschweig (Niemcy 1993), w Dostojnej (Słowenia 1997), w Kapsztadzie (Republika Południowej Afryki (2002) oraz w Hawanie (Kuba 2006). Referaty wygłaszane na tych konferencjach opublikowano w formie materiałów konferencyjnych IAHS, seria: prace i sprawozdania (Red Book) oraz w raportach.

Koniec pierwszego etapu i zakończenie realizacji programu FRIEND (1988) zostało podsumowane międzynarodową konferencją w Bolkesjø – *FRIENDS in Hydrology* (FRIEND w hydrologii), która odbyła się w kwietniu 1989 r. Głównym sponsorem konferencji była Międzynarodowa Asocjacja Nauk Hydrologicznych (IAHS) oraz inne organizacje krajów realizujących Program. W programie konferencji znalazły się dwa referaty polskich badaczy: referat L. Radczuk, O. Szarskiej pt. „Zastosowanie krzywej recesji do oceny warunków zasilania rzeki wodą gruntową oraz referat B. Łowickiej i U. Soczyńskiej pt. „Zastosowanie modelu GIUH i hydrogramu bezwymiarowego w zlewniach niekontrolowanych”.

Drugi etap zakończyła konferencja FRIEND pt. „Ocena stosunków przepływu na podstawie danych z międzynarodowej sieci zlewni eksperymentalnych i posterunków pomiarowych" zorganizowana w 1993 r. w Brauschweig w Niemczech. Wyniki prac prowadzonych w Projekcie 2. Low Flows prezentowała Prof. E. Kupczyk, które dotyczyły głównie matematycznego opisu krzywej recesji przepływów w okresach posusznych oraz badań reżimu rzecznego w Polsce, prowadzonych wspólnie przez zespół hydrologów z Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach (obecnie Uniwersytet Jana Kochanowskiego) oraz Zespołem z Akademii Rolniczej we Wrocławiu (obecnie Uniwersytet Przyrodniczy) (Kupczyk i in. 1993) ze szczególnym uwzględnieniem niżówek w Europie Środkowej. Wyniki prac grupy polskiej, prowadzonych przy współpracy z hydrologami Instytutu Hydrometeorologicznego w Bratislawie i Instytutu Badań Wodnych w Pradze, E. Kupczyk prezentowała również na seminariach w ramach projektu FRIEND – Low Flow oraz na zakończenie kolejnego, trzeciego etapu realizacji projektu (Kupczyk i in. 1998, 2000). Podsumowany został konferencją *Regional Hydrology: Concepts and Models for Sustainable Water Resource Management* (Hydrologia regionalna, koncepcje i modele uwzględniające zrównoważone zarządzanie zasobami wodnymi), w Postojnej w Słowenii w 1997 r. (Czamara i in. 1997).

Następny, czwarty etap, zakończyła konferencja *Regional Hydrology: Bridging the Gap between Research and Practice* (Hydrologia regionalna: zmniejszanie dystansu między badaniami a praktyką) zorganizowana w marcu w Kapsztadzie (2002 r.). Polskę reprezentowała wówczas U. Somorowska z referatem pt. „Ekstremalne warunki wilgotności zlewni. Zmienność wilgotności gleby w zlewni nizinnej" (*Extreme stages of the basin wetness conditions. Variability of the soil moisture in a lowland basin*) (2002).

Coraz większy udział polskich badaczy w programie widoczny był na kolejnej konferencji Climate Variability and Change; Hydrological Impacts (Zmienność i zmiany klimatyczne, skutki hydrologiczne) kończącej piąty etap realizacji programy zorganizowanej w 2006 r. w Hawanie. W materiałach konferencyjnych zamieszczono wówczas 5 referatów polskich hydrologów z różnych ośrodków naukowych i branżowych. Dotyczyły one następującej problematyki: zmienności przestrzennej i czasowej niżówek (Tokarczyk i Jakubowski 2006), oszacowania terenów zalewowych z wykorzystaniem numerycznych modeli (Gutry-Korycka i in. 2006), metodyki badania trendów zjawisk hydrologicznych (Kundzewicz i Radziejewski 2006), interakcji między wodami powierzchniowymi i podziemnymi podczas powodzi w terenach podmokłych na przykładzie zlewni Biebrzy (Okruszko i in. 2006) oraz fizycznych aspektów wilgotności gleby w systemie gleba-roślina-atmosfera (Somorowska 2006).

Aktywność hydrologów przejawia się również w uczestnictwie w grupach projektowych oraz w spotkaniach, o czym świadczą liczne referaty prezentowane podczas takich warsztatów. W ramach Projektu 2, od roku 1993, spotkania robocze grupy Low Flow odbywały się corocznie na których prezentowane były wyniki badań również polskich hydrologów, w zakresie niżówek i susz hydrologicznych (Tokarczyk i in. 2005). Dwa z takich spotkań zorganizowane były w Polsce,

w styczniu 1996 r. w Akademii Rolniczej we Wrocławiu i w maju 2000 r. na Uniwersytecie Warszawskim. Wynikiem prac tej grupy jest podręcznik, *Hydrological drought* (Tallaksen, van Lannen 2004), którego współautorami są E. Kupczyk, A. Kasprzyk i W. Jakubowski).

Duży wkład pracy wnieśli hydrolodzy polscy pod kierunkiem U. Soczyńskiej w ramach działalności w Projekcie 4 *Techniques for extreme rainfall and runoff estimation*. Na uwagę zasługują referaty wygłoszone na wspólnym seminarium grupy FRIEND i AMHY na Politechnice w Istambule w październiku 1998 (Soczyńska i in. 1998, Kupczyk, Suligowski 1998).

Obecnie polscy uczestnicy programu FRIEND najliczniej skupiają się w Projekcie 2 oraz Projekcie 5.

W Projekcie 2 „Niżówki i Susze" w grupie polskich hydrologów aktywnie uczestniczy prof. Elżbieta Kupczyk, dr Artur Kasprzyk i dr Roman Suligowski (Uniwersytet Humanistyczno-Przyrodniczy Jana Kochanowskiego w Kielcach). Pozostali członkowie reprezentują różne ośrodki tj.: dr Wojciech Jakubowski (Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu), dr inż. Tamara Tokarczyk (Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Oddział we Wrocławiu).

W Projekcie 5 „Procesy biochemiczne w zmieniającym się środowisku zlewni hydrologicznych" aktywnie uczestniczą prof. Małgorzata Gutry-Korycka (przewodnicząca polskiej grupy), dr hab. Artur Magnuszewski, dr hab. Urszula Somorowska, dr Barbara Nowicka, dr Jaroslaw Suchożebrski, dr Maciej Lenartowicz, dr Dariusz Woronko oraz dr Aneta Afelt reprezentujący Uniwersytet Warszawski.

Podsumowanie

O ważności i roli Programu FRIEND świadczą nie tylko liczne publikacje, ale również zaangażowanie w badaniach i uczestnictwo w Ramowych Programach Unii Europejskiej. Naukowcy skupieni w grupie regionalnej NE FRIEND w 4 i 5 Ramowym Programie UE brali udział w 3-letnim projekcie Aride (*Assessment of the Regional Impact of Droughts in Europe* – Ocena regionalnego wpływu na susze w Europie), zakończonym w 2000 r. oraz ASTHyDA (*Analysis, Synthesis and Transfer of Knowledge and Tools on Hydrological Droughts Assessment through a European Network* – Analiza, synteza i transfer wiedzy i narzędzi do oceny susz hydrologicznych poprzez europejską sieć). W ramach 6. Programu Ramowego UE hydrolodzy FRIEND-u zaczęli współpracować przy realizacji projektu badawczego WATCH (*WATer and global CHange* – woda i globalne zmiany). Ponadto w uznaniu rozwoju programu FRIEND i jego zasług naukowych podczas 14 sesji Międzynarodowego Programu Hydrologicznego (IHP) Międzyrządowa Rada, w czerwcu 2000 r., uznała Program jako samodzielny temat w ramach IHP VI fazy (2002-2007). Również podczas 17 sesji IHP Międzyrządowa Rada, w lipcu 2006 r., zatwierdziła Program jako temat w ramach VII fazy programu IHP (2008-2013) (Serwant i Demuth 2006).

Duże zaangażowanie polskich badaczy widoczne jest zarówno w publikacjach jak i w raportach ze spotkań i warsztatów organizowanych w ramach Programu FRIEND. Niestety, nasze pełne uczestnictwo w projektach europejskich jest hamowane przez wciąż nie rozwiązany problem aktualizacji

danych hydrologicznych z wybranych zlewni w obszarze Polski. Przekazana baza danych do Projektu 1 EWA obejmuje dane tylko do roku 1992, pomimo kilkakrotnych próśb koordynatora Programu FRIEND, kierowanych do strony polskiej o uaktualnienie i uzupełnienie danych do roku 2000. Badawcze i utylitarne projekty hydrologiczne prowadzone w skali Europy nie obejmują obszaru Polski.

Literatura

Chełmicki W., Siwek J. (eds.), 2009, Hydrological Extremes in Small Basins. Proceedings of the 12th Biennial International Conference of the Euromediterranean Network of Experimental and Representative Basins (ERB), Kraków, Poland, 18-20.09.2008, Technical Documents in Hydrology, UNESCO, Paris, France, 84.

Czamara W., Jakubowski W., Radczuk, L., 1997, Probabilistic analysis of extreme low flows in selected catchments in Poland. IAHS Publication, 246: 159-168.

Gutry-Korycka M. et al., 2006. Numerical estimation of flood zones in the Vistula River valley, Warsaw, Poland. IAHS Publication, 308: 191-196.

Kundzewicz Z., Radziejewski M., 2006, Methodologies for trend detection. IAHS Publication, 308: 538-549.

Kupczyk E., Kasprzyk A., Radczuk L., Czamara W., 1993, A study of the low flow regimes of Polish rivers. IAHS Publication, 221:133-139.

Kupczyk E., Kasprzyk A., Sztechman J., Strzałkowski K., 1998, Application of spline functions method to streamflow recession curve analysis. Proceedings of the FREND – AMHY Low Flow Group Meeting, University of Belgrad, Serbia.

Kupczyk E., Kasprzyk.A., Nowicki O., Kurkowa H., 2000, Regional Studies of streamflow droughts frequency, Technical Note for Low Flow Group Meeting, May 2000, Warsaw University, Poland.

Kupczyk E., Suligowski R., 1998, Modelling of design hyetograph as an input to hydrologic models. FRIEND - AMHY Group, Heavy rains and flash floods. Proceedings of the Joint Session of Topic IV (Rare Floods) and Topic VI (Heavy rains). Technical University, Istanbul, Turkey.

Okruszko T., Chormański J., Świątek D., 2006, Interaction between surface and groundwater in the flooding of riparian wetlands: Biebrza wetlands case study. IAHS Publication, 308: 579-585.

Servant E., Demuth S. (eds.), 2006, FRIEND – a global perspective 2002-2006. UNESCO, IHP-HWRW National Committee, SC/HYD/2006/PI/H/1.

Soczyńska U., 1990, Międzynarodowa współpraca hydrologiczna krajów Europy Północnej i Zachodniej, Przegląd Geofizyczny, XXXV, 3-4: 161-168

Somorowska, U., 2002, Extreme stages of the basin wetness conditions. Variability of the soil moisture in a lowland basin. IAHS Publication, 274: 389-395.

Somorowska U., 2006, Physical insights into soil water storage in the soil-plant-atmosphere system. IAHS Publication, 308: 646-651.

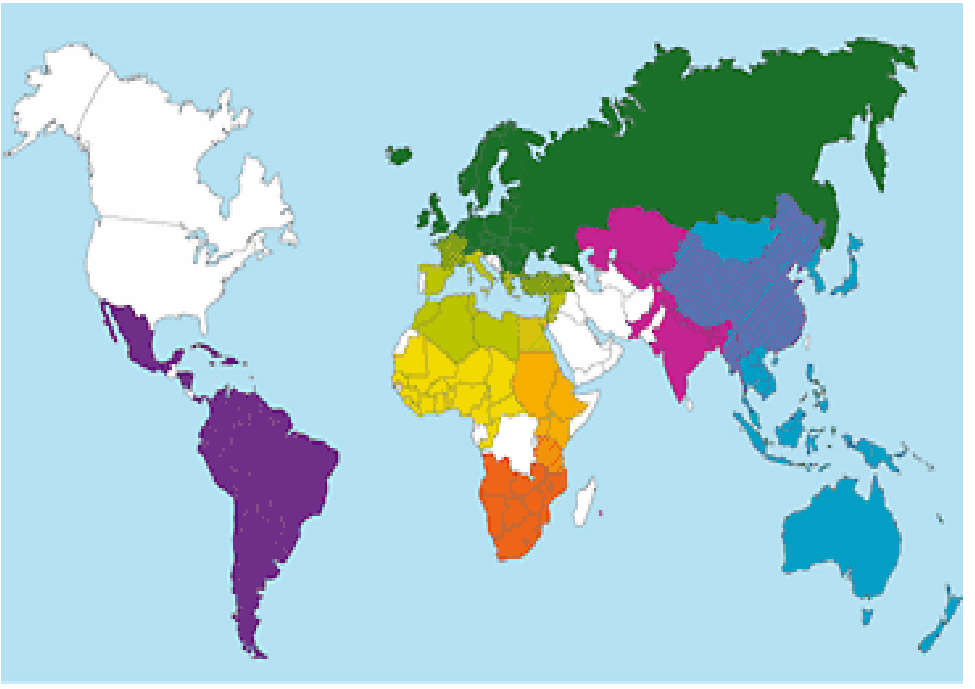
Tallaksen L.M., van Lanen H.A.J. (eds), 2004, Hydrological Drought – Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater. Developments in Water Science, Elsevier Science B.V., Amsterdam, 48.

Tokarczyk T., Dubicki A., Kupczyk E. Suligowski R., 2005, Assessment of drought potential risk for Upper and Middle Odra Watershed, Abstract EGU Conference, 25-29.04.2005, Vienna, Austria.

Tokarczyk T., Jakubowski W., 2006, Temporal and spatial variability of drought in mountain catchments of Nysa Kłodzka basin. IAHS Publication, 308: 139-144.

Summary

International hydrological cooperation dates back to the early seventies of last century. Programme initiated by UNESCO International Hydrological Decade (IHD), has evolved in subsequent programs and projects, continues to this day. Currently the cooperation is mainly concentrated in the International Hydrological Programme (IHP) FRIEND (Flow Regimes from International Experimental and Network Data) under the aegis of UNESCO. The article introduces sequence of more than twenty years of cooperation under this program with a special participation of Polish researchers.

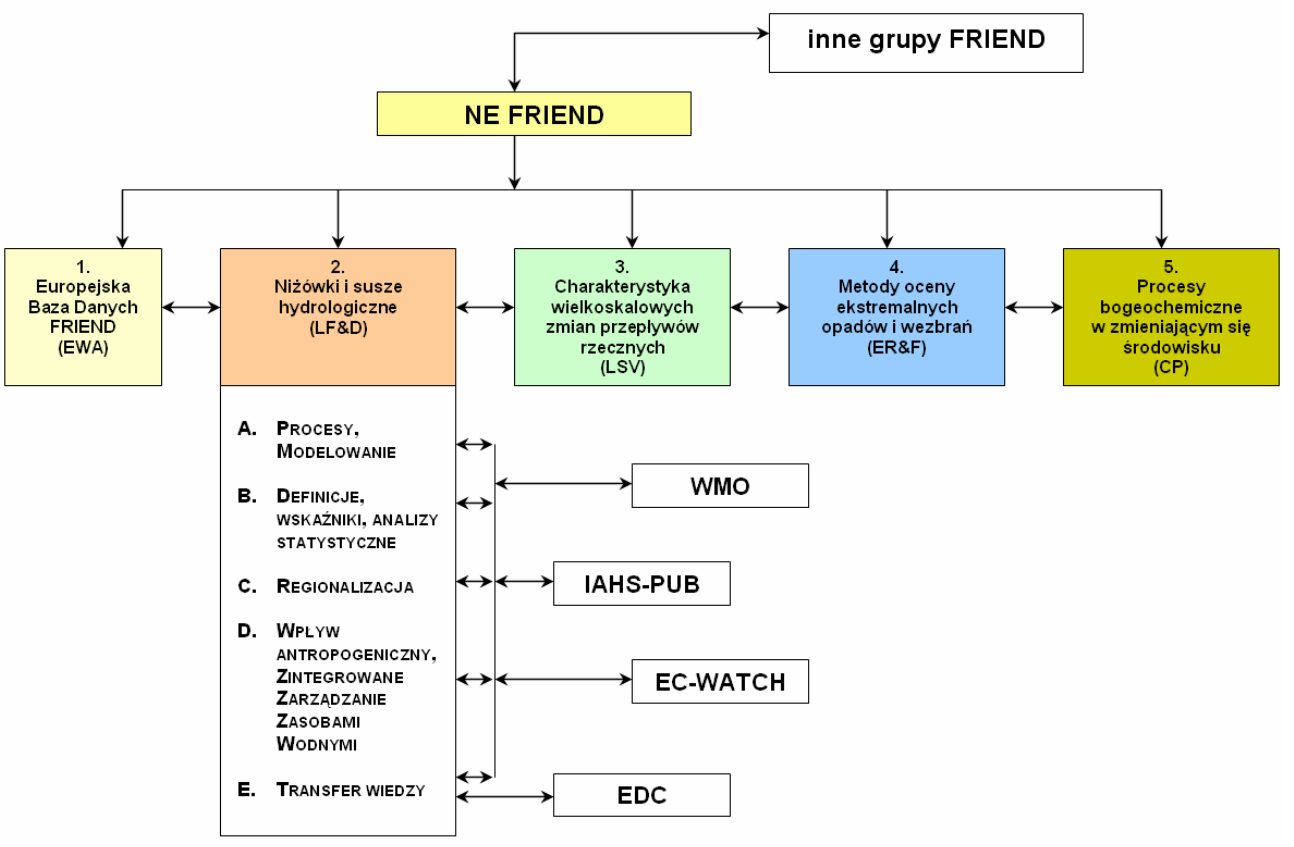


Ryc. 1. Zasięg obszarowy grup regionalnych w ramach Programu badawczego FRIEND (http://typo38.unesco.org/en/about-ihp/ihp-partners/friend.html)

Fig. 1. Sub-Networks of FRIEND Programme (http://typo38.unesco.org/en/about-ihp/ihp-partners/friend.html)

Legenda:

- Obszar europejski (EURO FRIEND)
- Regionśródziemnomorski (MED FRIEND)
- Obszar Azji i Pacyfiku (AP FRIEND)
- Obszar Ameryki Łacińskiej i Karaibów (AMIGO FRIEND)
- Region Hindu Kuszu i Himalajów (HKH FRIEND)
- Obszar Nilu (FN)
- Region Zachodniej i Centralnej Afryki (FRIEND-AOC)
- Obszar Afryki Południowej (SA FRIEND)
- Połączony EURO FRIEND/MED FRIEND
- Połączony HKH FRIEND/AP FRIEND
- Połączony FN/S.A. FRIEND



Ryc. 2. Zakres badań Grupy Regionalnej NE FRIEND

Fig. 2. Research themes in the NE FRIEND Regional Group

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 49-58

Opady o dużym natężeniu w Gdyni i ich uwarunkowania atmosferyczne (1981-2000)

Heavy precipitation events in Gdynia and their atmospheric conditions (1981-2000)

Mirosława Malinowska[1], Mirosław Miętus[1,2]

[1] Katedra Meteorologii i Klimatologii, Instytut Geografii, Uniwersytet Gdański, ul. Bażyńskiego 4, 80-952 Gdańsk, dokmem@univ.gda.pl

[2] Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Oddział Morski, ul. Waszyngtona 42, 81-342 Gdynia, Miroslaw.Mietus@imgw.pl

Streszczenie: Celem opracowania jest identyfikacja warunków atmosferycznych prowadzących do powstawania w Gdyni opadów o dużym natężeniu. Przyjęto, że opad o dużym natężeniu, osiąga w ciągu 10 minut wysokość 3,2 mm. W dniach z opadem o tej intensywności przeanalizowano kierunek i charakter (cyklonalny, antycyklonalny) przepływu powietrza oraz rozkład ciśnienia i obecność stref frontowych nad Europą. Warunki atmosferyczne w środkowej troposferze ustalono na podstawie wartości wybranych wskaźników chwiejności atmosfery, pochodzących z sondaży aerologicznych ze stacji w Łebie. Wykorzystano: stosunek zmieszania na wysokości 1000 hPa, średni stosunek zmieszania w warstwie mieszania, grubość warstwy konwekcyjno-chwiejnej, energię chwiejności, zapas wody opadowej, Lifted Index, K Index, Total Totals Index i SWEAT Index. Ponadto określono zmienność czasową liczby dni z opadem o dużym natężeniu w Gdyni.

Słowa kluczowe: opady intensywne, Gdynia, chwiejność atmosfery

Key words: heavy precipitation events, Gdynia, atmospheric instability

Wstęp

Opady intensywne oddziałują na wiele aspektów działalności ludzkiej. Analiza stanu atmosfery przed lub w czasie takich opadów umożliwia wskazanie warunków prowadzących do ich powstawania.

Warunki meteorologiczne występowania powodzi w Polsce w różnych skalach przestrzennych analizowali M. Morawska-Horawska (1971) oraz M. Ziemiański i L. Wójcik (2003). Świątek (2000/2001) opisała związki pomiędzy typami cyrkulacji atmosfery a występowaniem na południowym wybrzeżu Bałtyku dni z opadem ≥ 10,0 mm. Kirschenstein (2001) przedstawiła częstość dni z opadem silnym w północnej Polsce w nawiązaniu do cyrkulacji atmosfery. Zróżnicowanie przestrzenne opadów silnych w Warszawie analizowała H. Lorenc (1978). Autorka opisała możliwość wykorzystania stosunku zmieszania na poziomie 1000 hPa oraz grubości warstwy konwekcyjno-chwiejnej do prognozowania opadów intensywnych. Warunki atmosferyczne występowania powodzi w małych ciekach analizował W. Parczewski (1960), który stwierdził, że powodzie spowodowane intensywnymi opadami deszczu występują wówczas, gdy grubość warstwy konwekcyjno-chwiejnej przekracza 80 hPa. Uwarunkowania cyrkulacyjne występowania na Wyżynie Lubelskiej opadów o sumie dobowej ≥ 50,0 mm przedstawili B. Kaszewski i K. Siwek (2000, 2005). Typowe warunki meteorologiczne występowania wysokich opadów w południowo-zachodniej Polsce zaprezentowali E. Kupczyk z zespołem (2005) oraz T. Zawiślak (2005). R. Bąkowski i Z. Bielec-Bąkowska (2005) analizowali wartości wskaźników chwiejności atmosfery w dniach, w których wystąpiły w Polsce groźne zjawiska atmosferyczne. Ewaluację wskaźników niestabilności atmosfery do prognozowania burz i ulew w Grecji przeprowadził A. Marinaki z zespołem (2006), a podobne analizy dla Dakaru przedstawił A. Deme i in. (2002).

Gdynia położona jest w północnej części Polski, nad Zatoką Gdańską. Obszar miasta charakteryzuje się dużym zróżnicowaniem hipsometrycznym oraz urozmaiconymi formami terenu. Niżej położone, najstarsze dzielnice mieszkaniowe i przemysłowe Gdyni zlokalizowane są u wylotu Pradoliny Kaszubskiej, na wysokości do kilku metrów n.p.m. Nowsze dzielnice mieszkaniowe zajmują tereny strefy krawędziowej Wysoczyzny Gdańskiej, wznoszącej się w obrębie miasta do ponad 100 m n.p.m.

Gdynia otrzymuje mniejsze sumy opadów niż tereny sąsiednie. Średnia roczna ich wartość wynosi 535 mm, z obserwowaną w ciągu ostatnich 50 lat tendencją spadkową (Miętus i in. 2003). Opady półrocza ciepłego stanowią około 60% sumy rocznej. W drugiej połowie XX w. obserwowany jest spadek sum opadu atmosferycznego zarówno w półroczu ciepłym jak i chłodnym, przy czym w półroczu chłodnym jest to spadek istotny statystycznie. Średnio rocznie występuje tu 169 dni z opadem ≥ 0,1 mm, z czego około 90 dni przypada na półrocze ciepłe. Liczba dni z opadem ≥ 0,1 mm wzrasta zarówno w ujęciu rocznym jak i w półroczach ciepłym i chłodnym. Równocześnie obniża się liczba dni z opadem ≥ 10,0 mm tak w roku jak i w półroczach. Średnia roczna liczba dni z opadem ≥ 10,0 mm wynosi w Gdyni 13, z czego około 10 przypada na półrocze ciepłe. Opady w Gdyni związane są przede wszystkim z przemieszczaniem się z zachodu na wschód wzdłuż południowego Bałtyku niżów z towarzyszącymi im frontami atmosferycznym. Powodują one napływ wilgotnych polarnych mas powietrza znad Morza Północnego i Morza Norweskiego (Miętus i in. 2003). Niższe niż na terenach sąsiednich sumy roczne opadu są skutkiem położenia Gdyni

w cieniu opadowym Wysoczyzny Gdańskiej, będącej fragmentem wznoszącego się do ponad 300 m n.p.m. Pojezierza Kaszubskiego.

Środowisko przyrodnicze analizowanego obszaru zostało w dużym stopniu przeobrażone na skutek rozwoju miasta. Czynnik ten w połączeniu z sąsiedztwem morza oraz możliwością wystąpienia opadów intensywnych może powodować poważne konsekwencje dla miasta.

Celem niniejszego opracowania jest identyfikacja warunków atmosferycznych, które prowadzą do powstawania w Gdyni intensywnych opadów, a także możliwości wykorzystania wybranych wskaźników chwiejności atmosfery do prognozowania tych opadów.

Dane i metody

Podstawowy materiał badawczy stanowią dane z pluwiogramów pochodzących ze stacji meteorologicznej w Gdyni, położonej na wysokości 2 m n.p.m., w odległości około 30 m od brzegu Zatoki Gdańskiej. Analiza obejmuje lata 1981-2000 i ograniczona jest do miesięcy maj-październik. Podstawą identyfikacji intensywnych opadów był wskaźnik wydajności opadu K (Chomicz 1951), (tab. 1):

$$K = \frac{h}{\sqrt{t}}$$

gdzie:

K – współczynnik wydajności opadu,

h – suma opadu (mm),

t – czas trwania opadu (min).

Tab. 1. Wartości współczynnika wydajności opadu i odpowiadające im klasy opadu dla dziesięciominutowych przedziałów czasu (za K. Chomicz 1951, zmodyfikowane)

Tab. 1. Values of precipitation efficiency coefficient K for each kind and class of precipitation scale for 10 minutes time period (adapted from K. Chomicz 1951)

Klasa opadu i symbol	Współczynnik wydajności opadu (K)	Natężenie opadu ($mm \cdot 10\ min^{-1}$)
Deszcz silny (A_0)	$1{,}01 \le K < 1{,}41$	$3{,}2 \le K < 4{,}6$
Ulewa I stopnia (A_1)	$1{,}41 \le K < 2{,}01$	$4{,}6 \le K < 6{,}4$
Ulewa II stopnia (A_2)	$2{,}01 \le K < 2{,}83$	$6{,}4 \le K < 9{,}0$
Ulewa III stopnia (A_3)	$K \ge 2{,}83$	$K \ge 9{,}0$

Rozkład ciśnienia atmosferycznego i obecność frontów atmosferycznych nad obszarem Morza Bałtyckiego analizowano na podstawie map synoptycznych. Wykorzystując metodę J. Lityńskiego (1969) wyznaczono składowe przepływu strefowego i południkowego powietrza oraz wskaźniki wirowości w dniach z opadem intensywnym w Gdyni. W tym celu wykorzystano wartości ciśnienia atmosferycznego, pochodzące z reanaliz NCEP/NCAR (Kalnay i in. 1996)

i obejmujące obszar 52,5-57,5°N i 12,5-22,5°E. Warunki panujące w troposferze scharakteryzowano za pomocą szeregu wskaźników, pochodzących z sondaży aerologicznych w Łebie lub, w przypadku ich braku, w Visby (Gotlandia). Zastosowano zasadę, że do analiz wykorzystywano sondaże, które rozpoczęły się nie później niż na dwie godziny przed wystapieniem opadu.

W analizie wykorzystano następujące wskaźniki: stosunek zmieszania na wysokości 1000 hPa (r), średni stosunek zmieszania w warstwie mieszania (MEANr), grubość warstwy konwekcyjno-chwiejnej (TCUS), energię chwiejności (CAPE), zapas wody opadowej (PrecWat), Lifted Index (LIFT), Knox Index (KI), Total Totals Index (TTI), SWEAT Index (SWEAT). Szczegółowy opis wymienionych wskaźników zawiera praca Bąkowskiego (2005).

W odniesieniu do zmienności liczby dni z opadem intensywnym w Gdyni w latach 1981-2000 wyznaczono równanie trendu.

Wyniki

W latach 1981-2000 wystąpiły w Gdyni 53 przypadki opadów intensywnych. Oznacza to, że średnia ich częstość występowania wynosi 2-3 przypadki w sezonie. Najwięcej zdarzeń tego typu obserwowano w lipcu (16) i w sierpniu (19), a w październiku opad ten wystąpił jeden raz. Najczęściej obserwowano deszcze silne (A_0) i ulewy I stopnia (A_1) – po 22 przypadki. Deszcze silne (A_0) notowano w okresie całego sezonu maj-październik, podczas gdy ulewy II I III stopnia obserwowane były tylko w miesiącach letnich (tab. 2).

Tab. 2. Liczba dni z opadem intensywnym w miesiącach półrocza letniego 1981-2000 w Gdyni

Tab. 2. Number of days with heavy precipitation in hot season in Gdynia, 1981-2000

Klasa opadu	Maj	Czerwiec	Lipiec	Sierpień	Wrzesień	Październik	Razem
Silny deszcz (A_0)	2	4	6	8	1	1	22
Ulewa I stopnia (A_1)	5	3	6	7	1		22
Ulewa II stopnia (A_2)			3	2			5
Ulewa III stopnia (A_3)		1	1	2			4
Razem	7	8	16	19	2	1	53

Źródło: opracowanie własne

Opady intensywne w Gdyni są silnie związane z sytuacją synoptyczną (tab. 3). Ponad 75% takich przypadków występowało w sytuacji, gdy nad obszarem badań obserwowany jest niż lub front atmosferyczny.

Zaprezentowane wyniki potwierdza analiza typów cyrkulacji atmosfery nad Polską w dniach z opadem intensywnym (tab. 4). Opady intensywne były związane z cyklonalnym charakterem przepływu powietrza, dominowała wówczas adwekcja z zachodu, skutkująca napływem wilgotnych mas polarnego powietrza. Częstość przepływu powietrza z północy jest prawie taka sama była częstość adwekcji powietrza z południa.

Tab. 3. Liczba i częstość występowania dni z opadami intensywnymi w Gdyni w zależności od sytuacji synoptycznej (1981-2000)

Tab. 3. Number and frequency of days with heavy precipitation in Gdynia depending on synoptic situation, 1981-2000

Sytuacja synoptyczna	Opad intensywny	
	(dni)	(%)
Niż	19	35,9
Skraj niżu	3	5,7
Zatoka niskiego ciśnienia	1	1,9
Front chłodny	12	22,6
Front ciepły	2	3,8
Front zokludowany	3	5,7
Ciepły wycinek frontu	5	9,4
Wał podwyższonego ciśnienia	4	7,5
Wyż	4	7,5
Razem	53	100,0

Źródło: opracowanie własne

Tab. 4. Częstość dni z opadem intensywnym w Gdyni w okresie 1981-2000, w zależności od charakterystyk przepływu powietrza

Tab. 4. Number of days with heavy precipitation in Gdynia with regard to atmospheric circulation indices, 1981-2000

Wartość	Częstość dni z opadem intensywnym (%)		
	Wskaźnik strefowy	Wskaźnik południkowy	Wirowość
≥ 0	62	55	32
< 0	38	45	68

Źródło: opracowanie własne

Wskaźniki niestabilności atmosfery mają wspomagać prognozowanie gwałtownych i niebezpiecznych zjawisk w atmosferze jak burze, trąby powietrzne, grad. Zjawiskom tym często towarzyszą intensywne opady deszczu. Niestabilność atmosfery może prowadzić do powstawania burz i intensywnych opadów konwekcyjnych, podczas gdy w warunkach stabilności atmosfery dominowała na ogół pogoda słoneczna, bez zachmurzenia i opadów. Te pierwsze, informują o prawdopodobieństwie wystąpienia groźnych sytuacji pogodowych (Bąkowski 2005, Bąkowski i Bielec-Bąkowska 2005, Marinaki i in. 2006).

W dniach z opadem intensywnym w Gdyni, prawdopodobieństwo identyfikacji za pomocą wskaźników LIFT, CAPE i SWEAT warunków sprzyjających chwiejności atmosfery było niskie, wynosiło tylko od 0,04 do 0,06 (tab. 5). Równocześnie prawdopodobieństwo, że wskaźniki KI, TCUS i TTI przekroczą wartości krytyczne w dniach z opadem intensywnym w Gdyni jest

znacznie wyższe, w przypadku tego drugiego wskaźnika osiąga 0,75. Należy dodać, że w 86% przypadków opadów intensywnych w Gdyni przynajmniej jeden z wymienionych tutaj wskaźników niestabilności atmosfery wskazywał na możliwość wystąpienia groźnych zjawisk, związanych z procesami konwekcyjnymi w troposferze.

Tab. 5. Prawdopodobieństwo warunkowe przekroczenia wartości krytycznych przez wybrane wskaźniki niestabilności atmosfery w dniach z opadem intensywnym w Gdyni (1981-2000)

Tab. 5. Conditional probability of exceeding by some instability indices in heavy precipitation days in Gdynia their threshold values, 1981-2000

Wskaźnik niestabilności atmosfery	Wartość graniczna	Prawdopodobieństwo warunkowe
LIFT	< -2	0,06
SWEAT	> 300	0,04
CAPE	≥ 1000	0,04
Knox Index	> 25	0,59
TTI	> 45	0,75
TCUS	≥ 80	0,48

Źródło: opracowanie własne

Tab. 6. Stosunek zmieszania na poziomie 1000 hPa (r), średni stosunek zmieszania w warstwie zmieszania (MEANr) oraz zawartość wody opadowej (PrecWat) w dniach z opadem intensywnym w Gdyni, w wieloleciu 1981-2000

Tab. 6. Number of days and frequency of heavy precipitation in Gdynia in relation to r, MEANr and PrecWat values, 1981-2000

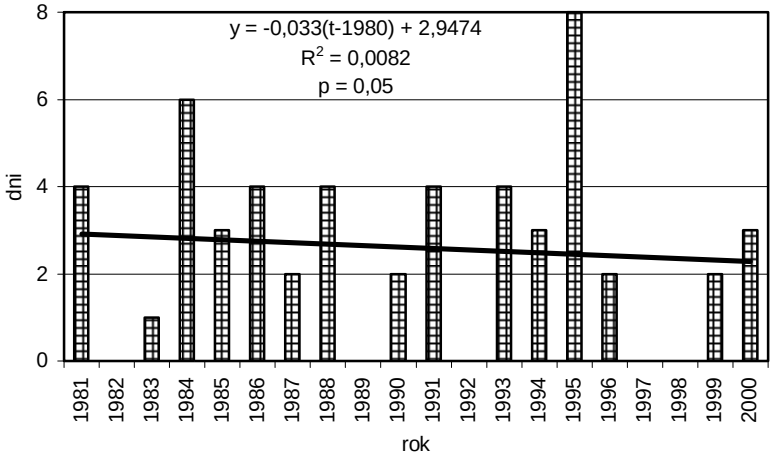
r			MEANr			PrecWat		
Przedział ($g \cdot kg^{-1}$)	Częstość		Przedział ($g \cdot kg^{-1}$)	Częstość		Przedział (mm)	Częstość	
	(dni)	(%)		(dni)	(%)		(dni)	(%)
0-2,0			0-2,0			0-4,0		
2,1-4,0			2,1-4,0			4,1-8,0		
4,1-6,0	3	5,8	4,1-6,0	4	7,7	8,1-12,0		
6,1-8,0	16	30,8	6,1-8,0	19	36,5	12,1-16,0	5	9,6
8,1-10,0	16	30,8	8,1-10,0	14	26,9	16,1-20,0	7	13,5
10,1-12,0	13	25,0	10,1-12,0	11	21,1	20,1-24,0	8	15,4
12,1-14,0	4	7,7	12,1-14,0	4	7,7	24,1-28,0	7	13,5
						28,1-32,0	12	23,1
						32,1-36,0	6	11,5
						>36,0	7	13,5

Źródło: opracowanie własne

Zawartość pary wodnej w atmosferze ma istotne znaczenie dla formowania się opadu. Wartości stosunku zmieszania (r) w dniach z opadem intensywnym w Gdyni zmieniała się w granicach od 4 do 14 $g \cdot kg^{-1}$ (tab. 6). Wartość stosunku zmieszania na poziomie 1000 hPa w 94% dni z tym opadem, była nie mniejsza niż 6 $g \cdot kg^{-1}$. Podobnie w przypadku średniego stosunku zmieszania w warstwie mieszania jego wartość w ponad 92% przekracza tę wartość.

Opady intensywne w Gdyni w latach 1981-2000 występowały wówczas, gdy zawartość wody opadowej w słupie atmosfery była nie mniejsza niż 12 mm. Ponad 90% dni z tym opadem charakteryzowało się zawartością wody opadowej na poziomie powyżej 16 mm, a ponad 75% opadów intensywnych wystąpiło wówczas, gdy zapas wody opadowej był nie mniejszy niż 20 mm.

Średnia roczna liczba dni z opadem intensywnym w Gdyni w latach 1981-2000 wyniosła 2,65. Najwięcej dni z opadem intensywnym (8 przypadków) obserwowano w Gdyni w roku 1995. W latach 1989, 1992, 1997 i 1998 opady intensywne w ogóle nie wystąpiły. Spadek liczby dni z opadem intensywnym w Gdyni w latach 1981-2000 nie jest istotny statystycznie (ryc. 1).



Ryc. 1. Liczba dni z opadem intensywnym w Gdyni w kolejnych latach wielolecia 1981-2000

Fig. 1. Number of heavy precipitation in Gdynia, 1981-2000. Lines represent linear trends as well as regression equation

Podsumowanie

Dni z opadem intensywnym w Gdyni w latach 1981-2000 występowały średnio 2-3 razy w sezonie. Intensywność opadów w Gdyni jest mniejsza niż w innych regionach kraju. W analizowanym wieloleciu zaobserwowano tu tylko 4 dni z opadem ulewnym III stopnia, opadów ulewnych IV stopnia, nie zanotowano podobnie jak nawalnych. Jednakże, w rejonie Trójmiasta, jak wskazują doświadczenia z ostatniego dziesięciolecia, możliwe są opady

o sumie dobowej przekraczającej 100,0 mm i o intensywności większej niż ulewy III stopnia (Ziemiański i Wójcik 2003).

Ponad 40% przypadków opadów intensywnych miało miejsce w sytuacji, gdy nad obszarem badań dominował układ niskiego ciśnienia, kolejne 32% przypadków związanych było z przemieszczaniem się nad obszarem badań frontów atmosferycznych a 25% dni z opadem intensywnym wystąpiło w warunkach występowania pogody wyżowej.

Analiza stanu atmosfery umożliwiła ocenę przydatności wybranych wskaźników chwiejności atmosfery oraz zawartości wody w atmosferze do prognozowania opadów intensywnych w Gdyni. Najmniej przydatny do tego celu wydaje się wskaźnik Lifted Index, którego wartości, wskazujące na niestabilność atmosfery, wystąpiły tylko w trzech przypadkach analizowanych opadów. Również energia chwiejności (CAPE) nie jest dobrym predyktorem opadów intensywnych w Gdyni. Wskaźniki SWEAT Index, Knox Index oraz Total Totals Index znacznie bardziej nadają się do prognozowania w Gdyni opadów intensywnych. Prawdopodobieństwo warunkowe wskazywania przez te wskaźniki możliwości wystąpienia silnych zjawisk konwekcyjnych w dniach z opadem intensywnym w Gdyni jest stosunkowo wysokie a w przypadku KI przekracza nawet 0,9.

Grubość warstwy konwekcyjno-chwiejnej wydaje się być również użyteczna w prognozowaniu intensywnych opadów. Średnie wartości tej charakterystyki, w odniesieniu do poszczególnych typów ulew w Gdyni, były zbliżone do tych, które uzyskała Lorenc (1978) dla Warszawy. Zawartość wody opadowej w atmosferze (PrecWat) w większości dni z opadem intensywnym w Gdyni przekraczała wartość 20 mm. Charakterystyka ta może być traktowana jako kolejny wskaźnik informujący o możliwości wystąpienia wysokich natężeń opadu w Gdyni.

Literatura

Bąkowski R., 2005, Wybrane analityczne i prognostyczne wskaźniki chwiejności atmosfery. (W:) M. Ozga-Zielińska, D. Limanówka (red.), Hydrologia, meteorologia, klimatologia – badania naukowe i prognozy w erze informatyzacji. Wyd. IMGW, Warszawa: 209-218.

Bąkowski R., Bielec-Bąkowska Z., 2005, Wybrane przypadki wystąpienia groźnych zjawisk atmosferycznych w Polsce w ostatnich latach. (W:) E. Bogdanowicz i in. (red.), Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne. Wyd. IMGW, Warszawa: 325-335.

Chomicz K., 1951, Ulewy i deszcze nawalne w Polsce. Wiadomości Służby Hydrologiczno-Meteorologicznej, 2, 3: 6-88.

Deme A., Viltard A., de Felice P., 2003, Daily Precipitation Forecasting in Dakar Using NCEP-NCAR Reanalysis. Weather Forecast, 18: 93-105.

Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gardin L., Iredell M., Saha S., White G.,Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., Joseph D., 1996, The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. BAMS, 77: 437-471.

Kaszewski B., Siwek K., 2000, O częstości maksymalnych dobowych opadów atmosferycznych w dorzeczu Wieprza w latach 1991-1998 na tle wieloletnim. Przegląd Geofizyczny, XLV, 2: 161-169.

Kaszewski B., Siwek K., 2005, Dobowe sumy opadu atmosferycznego ≥50 mm w dorzeczu Wieprza i ich uwarunkowania cyrkulacyjne (1951-2000). (W:) E. Bogdanowicz i in. (red.), Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne. Wyd. IMGW, Warszawa: 122-130.

Kirschenstein M., 2001, Charakterystyka częstości występowania wysokich dobowych sum opadów wzaleźności od typu cyrkulacji atmosferycznej na obszarze północno-zachodniej Polski. Prace i Studia Geograficzne, 29: 253-259.

Kupczyk E., Suligowski R., Kasprzyk A., 2005, Typowe warunki meteorologiczne pojawiania się wysokich opadów i wezbrań rzek zachodnich Beskidów i środkowych Sudetów. (W:) E. Bogdanowicz i in. (red.), Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne, Wyd. IMGW, Warszawa: 131-152.

Lityński J., 1969, Liczbowa klasyfikacja typów cyrkulacji i typów pogody dla Polski. Prace PIHM, 97.

Lorenc H., 1978, Opady ulewne i nawalne na obszarze wielkiej Warszawy. Przegląd Geofizyczny, 4: 271- 293.

Marinaki A., Spiliotopoulos M., Michalopoulu H., 2006, Evaluation of atmospheric instability indices in Greece. Advances in Geosciences, 7: 131-135.

Miętus M., Filipiak J., Owczarek M., 2003, Czasowo-przestrzenna struktura opadów w rejonie Zatoki Gdańskiej i jej możliwe zmiany w skali XXI wieku. (W:) J. Cyberski J. (red.), Powódź w Gdańsku 2001. Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Gdańsk: 35-55.

Morawska-Horawska M., 1971, Meteorologiczne przyczyny powodzi w Polsce południowej w lipcu 1970 roku. Przegląd Geofizyczny, 4: 299-315.

Parczewski W., 1960, Warunki występowania nagłych wezbrań na małych ciekach, Wiadomości Służby Hydrologiczno-Meteorologicznej, VII, 3: 5-39.

Świątek M., 2000/2001, Związki między częstością występowania poszczególnych typów cyrkulacji atmosferycznej a liczbą dni z opadem silnym na polskim wybrzeżu. Annales UMCS, Sectio B, 41: 339-345.

Zawiślak T., 2005, Warunki synoptyczne występowania intensywnych opadów deszczu w Polsce południowo-zachodniej na przykładzie lat 2001-2003. (W:) E. Bogdanowicz i in. (red.), Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne, Wyd. IMGW, Warszawa: 166-176.

Ziemiański M., Wójcik L., 2003, Warunki meteorologiczne powodzi w rejonie Gdańska w dniu 9 lipca 2001 r.(W:) J. Cyberski (red.), Powódź w Gdańsku 2001. Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Gdańsk: 57-68.

Summary

The objective of this paper was to identify those characteristics of atmospheric conditions that bring about heavy precipitation in Gdynia, northern Poland (1981-2000). Rainfall intensity exceeding 3.2 mm in ten minutes was considered as a heavy precipitation event.

Days with intensive precipitation occur in Gdynia two-three times per year on average. Over 70% of all analyzed precipitation cases occurred when the weather over the nearest neighborhood of Gdynia was formed by trough or front. About 25% of analyzed

precipitation events took place, when the weather was anticyclonic. TCUS, KI, TTI and SWEAT indexes are more useful predictors of analyzed heavy rainfalls. Conditional probability of exceeding critical values by these characteristics is relatively high and for KI higher than 0.9. The last index should be regarded as the most useful for heavy showers prediction in Gdynia. TCUS Precipitable water values for most of the analyzed days exceeded 20.0 mm. This characteristic can be treated as another index informing about the possibility of heavy rainfall occurrence.

There is a negative trend in the number of heavy precipitation events in Gdynia in 1981-2000, but it is not statistically significant.

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 59-73

Wpływ zmian pola barycznego nad Europą i Północnym Atlantykiem na zmiany średniego poziomu Morza Bałtyckiego w strefie polskiego wybrzeża

Influence of regional pressure field on mean sea level changes on the Polish coast of the Baltic Sea

Ewa Jakusik[1], Robert Wójcik[1], Dawid Biernacik[2], Mirosław Miętus[2,3]

[1] Zakład Modelowania Klimatycznego i Prognoz Sezonowych,
ewa.jakusik@imgw.pl, robert.wojcik@imgw.pl

[2] Centrum Monitoringu Klimatu Polski, IMGW, ul. Waszyngtona 42, 81-342 Gdynia,
dawid.biernacik@imgw.pl, miroslaw.mietus@imgw.pl

[3] Katedra Meteorologii i Klimatologii, Instytut Geografii, Uniwersytet Gdański,
ul. Bażyńskiego 4, 80-952 Gdańsk

Streszczenie: Celem pracy jest określenie relacji pomiędzy wielkoskalowym polem wymuszenia (regionalne pole ciśnienia atmosferycznego nad Europą i Północnym Atlantykiem, SLP) a lokalnym polem średniego poziomu morza w polskiej strefie brzegowej. Analizie poddano średnie sezonowe i roczne wartości poziomu morza na wybranych punktach pomiarowych, rozmieszczonych wzdłuż polskiego wybrzeża Bałtyku, w okresie 1951-2008. Wykryte zależności między polami obydwu elementów zostały wykorzystane do określenia wpływu przyszłych zmian klimatycznych na zmiany analizowanego elementu w rejonie polskiego wybrzeża Morza Bałtyckiego w XXI w.

Model statystyczny w sposób satysfakcjonujący rekonstruuje krótkookresową zmienność średniego poziomu morza. W przypadku odtwarzania zmienności długookresowej, tj. obecnie obserwowanych zmian, wzrost średniego poziomu morza jest 3-, 4-krotnie mniejszy od rzeczywistego. Fakt ten wskazuje na znaczną rolę czynników pozacyrkulacyjnych w kształtowaniu długookresowych zmian analizowanego elementu w skali roku i sezonów. Wyniki pokazują, iż w skali XXI należy spodziewać się nieznacznego wzrostu średniego poziomu morza na polskim wybrzeżu, jednak największego w jego wschodniej części.

Słowa kluczowe: średni poziom morza, Morze Bałtyckie, statystyczny downscaling, korelacje kanoniczne, scenariusze emisyjne SRES

Key words: mean sea level, the Baltic Sea, statistical downscaling, canonical correlation, IPCC SRES emissions scenarios

Wstęp

Globalne ocieplenie to fakt potwierdzony naukowo. Badania naukowe wykazują istnienie tendencji wzrostowej dla średniej temperatury powietrza oraz zmian w strukturze opadów w regionie Morza Bałtyckiego (IPCC 2007). W obliczu zmian klimatycznych, obszar ten staje przed wyzwaniami, zróżnicowanymi, zarówno w przestrzeni, jak i w czasie. Powstają pytania: jaki będzie wymagany w przyszłości poziom ochrony wybrzeży oraz jak radzić sobie z dotkliwymi w skutkach powodziami sztormowymi.

Według analizy M. Sadowskiego (2006) najbardziej zagrożone jest wybrzeże Bałtyku. Autor ten zaznacza, że do 2080 r. poziom morza podniesie się od 0,11 do nawet 0,97 m. Wtedy w niebezpieczeństwie znajdzie się m.in. Gdańsk, a w szczególności jego Stare Miasto. Także M. Meier i in. (2004) wskazują na Gdańsk jako miejsce bardzo narażone na przyszły wzrost poziomu morza – wg najbardziej pesymistycznego scenariusza autorzy szacują, iż pod koniec XXI wieku średni poziom morza zimą w Gdańsku wzrośnie o około 1 m w stosunku do okresu 1961-1990, a wzrost poziomów ekstremalnych może być jeszcze większy. Szczególnie narażony na abrazję związaną ze wzrostem poziomu Bałtyku jest również Półwysep Helski, który – jeśli nie zostaną podjęte środki zaradcze – może stać się wyspą (Prusak i Zawadzka 2005).

Mając na uwadze powyższe rozważania autorzy postanowili określić wpływ zmian klimatycznych na zmiany średniego poziomu morza w rejonie polskiego wybrzeża Morza Bałtyckiego w skali XXI wieku.

Cel pracy i przyjęte metody

Celem pracy jest określenie relacji pomiędzy wielkoskalowym polem wymuszenia (regionalne pole ciśnienia atmosferycznego nad Europą i Północnym Atlantykiem, SLP), a lokalnym polem średniego poziomu morza w polskiej strefie brzegowej Bałtyku.

Analizie poddano średnie miesięczne wartości poziomu morza w skali roku oraz zimy i lata na wybranych stacjach pomiarowych, rozmieszczonych wzdłuż polskiego wybrzeża Bałtyku (Świnoujście, Kołobrzeg, Ustka, Łeba, Władysławowo, Hel, Gdynia, Gdańsk Port Północny, Gdańsk ujście Wisły). Poddane analizie serie pochodziły ze zweryfikowanej, jednorodnej bazy danych Oddziału Morskiego Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Ze względu na liczne braki w danych z Gdańska ujścia Wisły w okresie 1996-2006, stacji tej nie uwzględniono w analizie zmian długookresowych.

Do opisu struktury czasowej i przestrzennej zmienności średniego poziomu morza w okresie 1951-2008 wykorzystano metodę empirycznych funkcji własnych (EOF). Każdy z wektorów własnych pola analizowanego elementu przedstawia wkład określonego czynnika w kształtowanie przestrzennej zmienności poziomu morza. Czasową zmienność wkładu kolejnych wektorów w przestrzeń sygnału przedstawiają natomiast związane z nimi bezwymiarowe serie czasowe.

Do oceny zależności średniego poziomu morza od regionalnej cyrkulacji atmosferycznej wykorzystano metodę kanonicznych korelacji (ang. *Canonical Correlation Analysis*, CCA). Cyrkulacja atmosferyczna została scharakteryzowana

dla regionu europejsko-atlantyckiego (zawartego między 50ºW a 40ºE i 35ºN a 75ºN) na podstawie danych o ciśnieniu atmosferycznym na poziomie morza (SLP), pozyskanych z reanalizy NCEP (Kalnay i in. 1996). Cechą metody CCA jest znalezienie takich kombinacji wektorów własnych pól obydwu elementów, które charakteryzuje największa wartość współczynnika korelacji w odniesieniu do map serii czasowych (tzw. serii kanonicznych). Wobec kolejnej pary map, współzależność pomiędzy seriami znalezionych wektorów jest ponownie maksymalna, lecz nie są one zależne od serii kanonicznych pierwszej pary map (m.in. von Storch i Zwiers 2001, Miętus i Filipiak 2002). Relacje między polem regionalnym a lokalnym określono na podstawie danych z okresu referencyjnego 1971-1990.

Zależności między polami obydwu elementów zostały wykorzystane do określenia wpływu przyszłych zmian klimatycznych na zmiany średniego poziomu morza w rejonie polskiego wybrzeża Morza Bałtyckiego w XXI wieku. Predyktorem (SLP) były w tym przypadku rezultaty globalnego modelu klimatycznego ECHAM-5 (Jungclaus i in. 2006) dla wybranych scenariuszy emisyjnych ŚRES, opracowanych na potrzeby IPCC: A1B, A2, B1 (IPCC 2000). Scenariusz A1B zakłada gwałtowny rozwój ekonomiczny świata z maksimum populacji w połowie stulecia, wprowadzenie nowych, bardziej wydajnych technologii przy zrównoważonym wykorzystaniu wszystkich źródeł energii (kopalnych i niekopalnych). Scenariusz B1 opisuje świat konwergentny, z podobną ścieżką rozwoju populacji, lecz z większymi zmianami ekonomicznymi. Z kolei linia A2 zakłada istnienie świata bardzo różnorodnego, z wolnym rozwojem gospodarczym i nieznacznymi zmianami technologicznymi oraz silnym wzrostem populacji światowej (IPCC 2007).

Przestrzenna i czasowa zmienność poziomu morza wzdłuż polskiego wybrzeża

Rezultaty analizy czasowo-przestrzennej struktury zmienności poziomu morza w skali roku w okresie 1951-2008 wskazują, że w przypadku średniego poziomu morza ($H_{ŚR}$) mamy do czynienia z przestrzenią sygnału rozpatrywanego elementu opisaną przez dwie funkcje własne, które łącznie wyjaśniają ponad 98% zmienności tego elementu. Latem przestrzeń ta opisana jest przez 4, a zimą – przez 2 funkcje własne (tab. 1). Zarówno w skali roku, jak i w wybranych sezonach zaznacza się ewidentna dominacja pierwszej funkcji własnej (1. EOF) – wyjaśnia ona około 95% wariancji średniego poziomu morza w skali roku i zimy oraz niemal 90% w sezonie letnim. Pierwszy wektor własny we wszystkich rozpatrywanych skalach czasowych przedstawia wyraźne anomalie jednakowego znaku oraz zbliżonej wartości wzdłuż całego wybrzeża (tab. 2). Wyniki te pokazują, iż roczne i sezonowe wahania średniego poziomu morza są wynikiem oddziaływania czynnika o zasięgu regionalnym, powodującego podobne zmiany (wzrost lub spadek) na wszystkich stacjach wybrzeża. Wydaje się, że czynnik ten należy utożsamiać z regionalną cyrkulacją atmosferyczną.

Największe wartości anomalii związane z pierwszą funkcją własną (1. EOF) występują w sezonie zimowym, a najmniejsze – w sezonie letnim (tab. 2). Widoczny jest zdecydowany wzrost wartości anomalii przy przesuwaniu się wzdłuż polskiego wybrzeża, z zachodu na wschód. Jest ona efektem dominacji

wiatrów strefowych w rejonie południowego Bałtyku (Miętus 1999). Struktura przestrzenna wartości analizowanego wektora jest uporządkowana i czytelna we wszystkich przypadkach. Ujście Wisły jest osłonięte przez zachodnie wybrzeże Zatoki Gdańskiej.

Tab. 1. Wariancja (%) wyjaśniana przez kolejne wektory własne średniego poziomu morza ($H_{ŚR}$) w skali roku, zimy i lata wzdłuż polskiego wybrzeża, w latach 1951-2008

Tab. 1. The amount of explained variance (in percent) by Empirical Orthogonal Functions (EOF) of the mean annual, winter and summer monthly sea level ($H_{ŚR}$) along the Polish coast, 1951-2008

Poziom morza	Kolejny wektor własny	Wariancja (%)		
		Rok	Zima (XII-II)	Lato (VI-VIII)
$H_{ŚR}$	EOF1	94,26	95,77	88,87
	EOF2	3,83	2,80	6,54
	EOF3	-	-	1,43
	EOF4	-	-	1,13
	Σ	98,09	98,57	97,97

Źródło: opracowanie własne

Tab. 2. Empiryczne funkcje własne (EOF – cm) a średniego poziomu morza ($H_{ŚR}$) w skali roku, zimy i lata, wzdłuż polskiego wybrzeża, w latach 1951-2008

Tab. 2. Empirical Orthogonal Function of the mean annual, winter and summer monthly sea level ($H_{ŚR}$) along the Polish coast (anomalies in cm), 1951-2008

Nazwa stacji	Rok		Zima		Lato			
	1 EOF	2 EOF	1 EOF	2 EOF	1 EOF	2 EOF	3 EOF	4 EOF
Świnoujście	11,09	-1,01	14,09	-0,76	6,46	-0,58	0,46	2,09
Kołobrzeg	12,68	-1,10	16,24	-1,03	7,33	-0,87	0,00	0,56
Ustka	13,35	-0,79	17,30	-0,90	7,49	-0,59	2,51	-0,78
Łeba	14,25	-1,05	18,57	-1,36	8,28	-0,58	-0,57	-0,70
Władysławo	14,47	-0,94	18,90	-1,15	8,44	-0,66	-0,52	-0,89
Hel	13,93	-0,98	18,39	-1,17	7,68	-0,82	-1,07	-0,22
Gdynia	14,11	-1,06	18,58	-1,23	7,93	-0,63	-0,45	0,16
Gdańsk Port Północny	14,40	-0,76	18,91	-0,88	8,27	-0,46	-0,09	0,20
Gdańsk ujście Wisły	13,43	7,73	17,66	8,55	6,74	5,94	-0,02	0,04

Źródło: opracowanie własne

Bardzo duże podobieństwo dla rozpatrywanych skal czasowych występuje także w przypadku drugiej funkcji własnej (2. EOF), która przedstawia bardzo nieznaczne (ok. 1 cm) anomalie wzdłuż całego wybrzeża, z wyjątkiem ujścia Wisły, gdzie zmienia się znak anomalii, a ich wartość jest – co do wartości

bezwzględnych – kilkukrotnie większa niż na pozostałych punktach pomiarowych (tab. 2). Według M. Miętusa (1999) mareograf w ujściu Wisły pozostaje pod wpływem rzeki, w ujściu której jest zlokalizowany. Fakt, iż najprawdopodobniej 2. EOF dokumentuje fizyczny związek między procesami hydrologicznymi zachodzącymi wewnątrz kraju, a wahaniami poziomu morza w ujściu Wisły uzasadnia zaliczenie jej do przestrzeni sygnału. Można stwierdzić, iż mareograf w ujściu Wisły jest w pewnym stopniu indykatorem zachodzących wewnątrz kraju zmian stosunków hydrologicznych. Znaczenie drugiego wektora jest jednak, w porównaniu z pierwszym, dużo mniejsze. W skali roku wyjaśnia 3,83%, latem 6,54%, a zimą 2,80% wariancji średniego poziomu morza.

Trzecia i czwarta funkcja własna dla sezonu letniego wyjaśnia jedynie nieco ponad 1% wariancji średniego poziomu morza (tab. 1). Układ anomalii przedstawia trudne do interpretacji uwarunkowania lokalne.

Zmiany średniego, maksymalnego i minimalnego poziomu morza wynikające z równania trendu serii obserwacyjnych (OBS) i analizy empirycznej funkcji własnej (EOF)

Na wszystkich analizowanych stacjach średni roczny poziom morza w okresie 1951-2008 cechuje się statystycznie istotnym ($\alpha = 0,05$) trendem rosnącym. Podnoszenie się rocznego poziomu morza następuje w tempie około 0,2 cm·rok^{-1}, co jest równoznaczne ze wzrostem o ponad 10 cm w skali całego analizowanego wielolecia. Także w skali sezonów obserwuje się znaczny wzrost, zwłaszcza zimą, kiedy na niektórych punktach pomiarowych (Władysławowo, Gdańsk Port Północny, Gdynia) tempo wzrostu osiąga lub przekracza 0,3 cm·sezon^{-1}. Wyraźnie niższe, choć istotne statystycznie, jest tempo wzrostu średniego poziomu morza w sezonie letnim.

Zmiany średniego poziomu morza obliczone dla wielolecia 1951-2008 wyznaczone na podstawie współczynnika trendu serii czasowych, związanych z poszczególnymi funkcjami własnymi, także pokazują znaczny wzrost wartości analizowanych zmiennych. Należy zauważyć, iż wielkości zmian wyznaczone na podstawie analizy EOF wykazują dużą zgodność z wartościami wynikającymi z równania regresji serii obserwacyjnych. Rozbieżności między rezultatami obliczeń przeprowadzonych na podstawie obydwu metod są nieznaczne i nie przekraczają kilku cm (tab. 3). Tak więc można uznać, iż zidentyfikowane wektory wystarczają do dość precyzyjnego opisu czasowej zmienności średniego poziomu morza.

Związek między regionalnym polem barycznym nad Europą i Północnym Atlantykiem a średnim poziomem morza na polskim wybrzeżu

Związki między regionalną cyrkulacją atmosferyczną a średnim poziomem morza na polskim wybrzeżu opisują w skali roku i zimy 2. pary map kanonicznych, natomiast dla lata – 4. pary. Mapy pola lokalnego, w każdej rozpatrywanej skali czasowej, wyjaśniają łącznie ponad 98% wariancji elementu (tab. 4).

Tab. 3. Zmiany średniego poziomu morza ($H_{ŚR}$ – cm) na podstawie serii pomiarowej (OBS) i wynikające z analizy empirycznych funkcji własnych (EOF) na poszczególnych stacjach w skali roku, zimą i latem, w wieloleciu 1951-2008

Tab. 3. Changes of the mean annual, winter and summer monthly sea level along the Polish coast (in cm) based on observations (OBS) and Empirical Orthogonal Functions (EOF), 1951-2008

Nazwa stacji	Cecha	$H_{ŚR}$ (cm)		
		Rok	Zima	Lato
Świnoujście	OBS	9,8	10,3	8,8
	EOF	9,7	12,4	9,1
Kołobrzeg	OBS	10,3	13,3	6,8
	EOF	11,1	14,1	8,9
Ustka	OBS	10,7	14,0	9,5
	EOF	11,8	15,2	9,8
Łeba	OBS	9,1	12,7	7,2
	EOF	12,5	16,0	9,0
Władysławowo	OBS	13,7	18,6	10,1
	EOF	12,8	16,5	9,1
Hel	OBS	10,4	13,9	6,9
	EOF	12,3	16,0	8,2
Gdynia	OBS	13,5	16,8	10,5
	EOF	12,4	16,1	9,2
Gdańsk Port Północny	OBS	16,1	20,7	12,7
	EOF	12,8	16,7	9,9

Źródło: opracowanie własne

Tab. 4. Współczynniki korelacji kanonicznej (r) między regionalnym polem barycznym (SLP) a lokalnym polem średniego ($H_{ŚR}$) poziomu morza oraz wyjaśniana wariancja (var) w skali roku, latem i zimą wzdłuż polskiego wybrzeża, w latach 1951-2008

Tab. 4. Amount of variance explained by particular canonical correlation patterns (var, in percent) and canonical correlation coefficients (r) between pairs of maps of sea level pressure (SLP) and mean annual, winter and summer monthly sea level ($H_{ŚR}$) along the Polish coast, 1951-2008

	CCA	Rok			Zima			Lato		
		r	var SLP	var H	r	var SLP	var H	r	var SLP	var H
$H_{ŚR}$	1	0,81	21,04	95,28	0,87	29,02	96,45	0,72	8,24	83,54
	2	0,32	13,39	3,02	0,46	21,35	2,36	0,49	10,95	7,49
	3	-	-	-	-	-	-	0,41	14,84	3,83
	4	-	-	-	-	-	-	0,33	11,03	3,31
	Σ	-	34,43	98,30	-	50,37	98,81	-	45,06	98,17

Źródło: opracowanie własne

Wariancja pola ciśnienia jest natomiast wytłumaczona odpowiednio w 34,43% dla poziomu średniego w skali roku, ponad 45% latem i ponad 50% zimą. Świadczy to o wahaniach poziomu morza powiązanych tylko z pewnymi, charakterystycznymi układami pola barycznego.

W każdej rozpatrywanej skali czasowej w sposób ewidentny, dominują wartości wyjaśnianej wariancji elementu lokalnego, określone na podstawie pierwszej pary map kanonicznych (rok i zima – ponad 95% wariancji, lato – niemal 85%). Także współczynniki korelacji kanonicznej są wyraźnie najwyższe w przypadku pierwszej pary, świadcząc o silnym związku między wymuszeniem cyrkulacyjnym a poziomem morza – zwłaszcza zimą (r = 0,87). Z tego względu zdecydowano się na analizę tylko pierwszej pary map kanonicznych, obrazujących podstawową zależność między regionalnym polem SLP a średnim poziomem morza na polskim wybrzeżu.

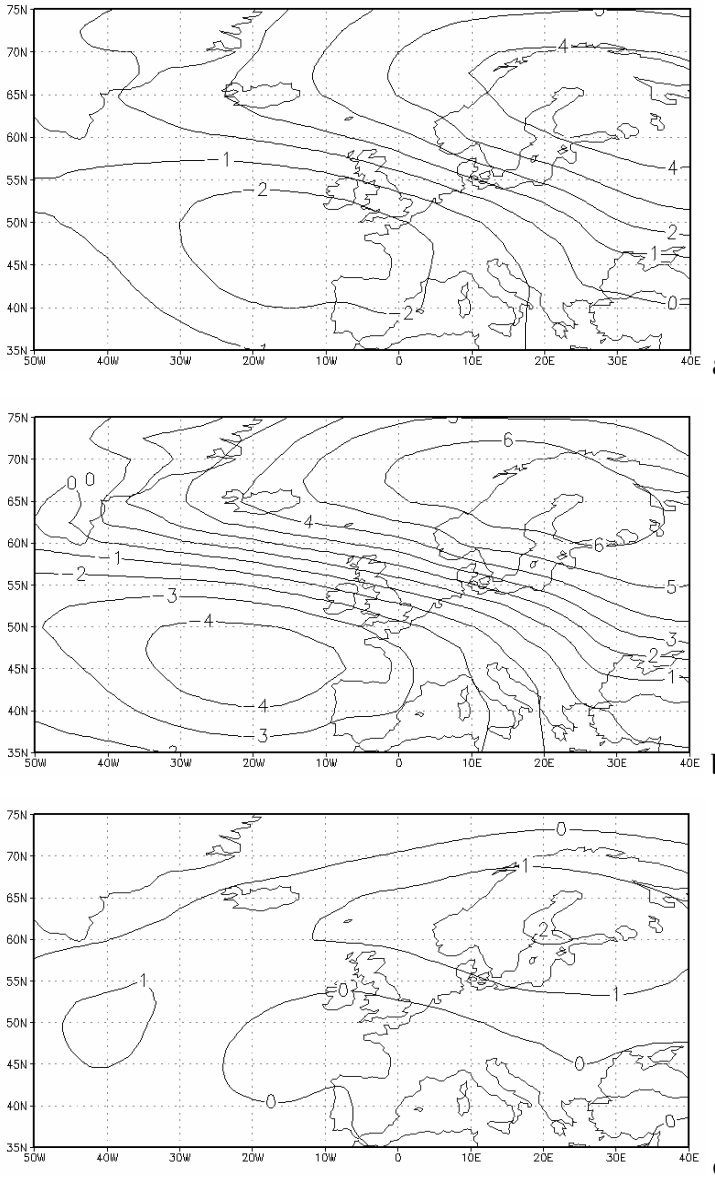
Pierwsza mapa kanoniczna pola barycznego, w przypadku średniego rocznego poziomu morza, wyjaśniająca 21,04% wariancji pola regionalnego oraz 95,28% pola lokalnego, przedstawia Bałtyk w zasięgu ośrodka barycznego z centrum między północnym krańcem Zatoki Botnickiej a Półwyspem Kolskim. Znaczna część kontynentu oraz przyległy Ocean Atlantycki są pod wpływem słabszego układu z rozległym centrum nad Atlantykiem, z centrum na zachód od Bretanii (ryc. 1a). W takiej sytuacji, zależnie od znaku anomalii barycznych, mamy do czynienia z intensyfikacją spływu powietrza z północnego zachodu lub południowego wschodu. Zwierciadło wody w Bałtyku jest odchylone o kilkanaście cm od stanu przeciętnego (tab. 5). Interpretacja fizyczna wymienionej pary map, zgodna z pracami M. Miętusa (1999, 2000, 2007), jest następująca: średni poziom morza jest określony przez ilość wody w Bałtyku, która jest kontrolowana przez układ baryczny określający natężenie wypływu lub wpływu wody przez cieśniny duńskie. Współczynnik korelacji kanonicznej jest wysoki i ma wartość 0,81.

Tab. 5. Anomalie średniego poziomu morza ($H_{ŚR}$ – cm) pierwszej mapy kanonicznej w skali roku, zimy i lata

Tab. 5. The first canonical correlation pattern of the mean annual, winter and summer sea level ($H_{ŚR}$) along the Polish coast (anomalies in cm)

Nazwa stacji	$H_{ŚR}$ (cm)		
	Rok	Zima	Lato
Świnoujście	-10,39	-13,72	-4,75
Kołobrzeg	-12,02	-15,87	-5,81
Ustka	-12,83	-17,50	-6,03
Łeba	-13,90	-18,45	-6,81
Władysławo	-13,61	-18,55	-6,47
Hel	-13,39	-18,44	-5,80
Gdynia	-13,38	-18,36	-5,79
Gdańsk Port Północny	-13,48	-18,41	-6,05
Gdańsk ujście Wisły	-14,27	-19,05	-6,90

Źródło: opracowanie własne



Ryc. 1. Pierwsza mapa kanoniczna regionalnego pola barycznego (anomalie w hPa) nad Europą i Północnym Atlantykiem dla średniego poziomu morza ($H_{ŚR}$) w skali roku (a), zimy (b) i lata (c)

Fig. 1. The first canonical correlation pattern of the regional sea level pressure over Europe and North Atlantic for the mean annual (a), winter (b) and summer (c) sea level

Zimą, pierwsza mapa regionalnego pola barycznego (ryc. 1b) przedstawia bardzo zbliżony układ anomalii jak to ma miejsce w skali roku, z tym, że centrum układu „północnego" jest przesunięte w kierunku zachodnim. Gradient pola barycznego w tym sezonie jest jednak silniejszy niż w skali roku, dlatego odpowiadające temu układowi anomalie średnich poziomów morza są większe

(tab. 5). Ponadto korelacja obu sygnałów jest bardzo silna i wynosi 0,87. Wyjaśnione jest wówczas 29,02% wariancji regionalnego pola barycznego, a dla pola lokalnego – aż 96,45% wariancji.

Pewne podobieństwo jest zauważalne także w przypadku sezonu letniego, jednak wyraźnie zmniejszają się gradienty baryczne na rozpatrywanym obszarze. Pierwsza mapa kanoniczna pola barycznego (ryc. 1c), przedstawia północną część Europy wraz z Bałtykiem pod wpływem słabego układu z centrum nad tym akwenem. Mapa pola lokalnego przedstawia anomalie rzędu 5-7 cm, z brakiem wyraźnego nachylenia powierzchni morza w kierunku wschód-zachód (tab. 4). Wartość współczynnika korelacji kanonicznej wynosi 0,72.

Weryfikacja modelu

W celu oceny skonstruowanego modelu wyznaczone relacje między regionalnym polem barycznym a elementem lokalnym wykorzystano do rekonstrukcji zmian średniego poziomu morza na polskim wybrzeżu w okresie 1951-2008. Zdolność modelu do odtwarzania warunków rzeczywistych oceniono na podstawie dwóch parametrów: współczynnika korelacji między serią zrekonstruowaną a serią obserwacyjną oraz ilości odtworzonej wariancji średniego poziomu morza (Busuioc i in. 2001, Miętus i Filipiak 2002). Przy rekonstrukcji wykorzystano maksymalną liczbę par map kanonicznych dla poszczególnych skal czasowych (rok i zima – 2. pary, lato – 4. pary). Oceny dokonano dla okresu zależnego 1971-1990 oraz wielolecia 1951-2008.

W skali roku dla okresu zależnego wartości współczynnika korelacji między serią obserwacyjną i zrekonstruowaną są bardzo zbliżone na wszystkich stacjach i wynoszą około 0,7 (tab. 6).

Tab. 6. Wartości współczynnika korelacji między serią obserwacyjną a serią zrekonstruowaną przez model oparty o maksymalną liczbę par map kanonicznych

Tab. 6. Values of correlation coefficients between observations and reconstruction based on canonical correlation pattern

Nazwa stacji	Rok		Zima		Lato	
	1971-1990	1951-2008	1971-1990	1951-2008	1971-1990	1951-2008
Świnoujście	0,61	0,58	0,66	0,62	0,53	0,54
Kołobrzeg	0,69	0,65	0,73	0,68	0,60	0,63
Ustka	0,72	0,68	0,76	0,70	0,57	0,57
Łeba	0,72	0,69	0,75	0,71	0,63	0,65
Władysławowo	0,72	0,70	0,76	0,71	0,62	0,63
Hel	0,72	0,69	0,75	0,72	0,56	0,58
Gdynia	0,72	0,70	0,75	0,71	0,58	0,62
Gdańsk Port Północny	0,71	0,68	0,75	0,70	0,60	0,60
Gdańsk ujście Wisły	0,67	0,59	0,71	0,59	0,56	0,39

Źródło: opracowanie własne

Jedynie w Świnoujściu korelacja jest nieco niższa (0,61). Nieco lepsze dopasowanie wartości rzeczywistych i odtworzonych zanotowano w sezonie zimowym, kiedy na wszystkich stacjach, poza Świnoujściem, współczynnik korelacji przekracza wartość 0,7, osiągając 0,76 w Ustce i we Władysławowie. Wyraźnie gorsza jest jakość zrekonstruowanej serii dla sezonu letniego, dla którego wartości współczynnika korelacji są zawarte w przedziale od 0,53 (Świnoujście) do 0,63 (Łeba). Porównując wartości dla materiału zależnego oraz okresu dłuższego (1951-2008) można zauważyć stosunkowo niewielkie różnice. Wartości współczynnika korelacji dla wielolecia 1951-2008 są niższe tylko o kilka setnych, a w przypadku sezonu letniego – nawet nieznacznie wyższe.

Skonstruowany model statystyczny odtwarza w skali roku około 50% wariancji średniego poziomu morza. Nieznacznie (o 2-3%) lepsze wyniki są charakterystyczne dla zimy, z kolei w sezonie letnim model odtwarza jedynie od 20% do 34% wariancji elementu. Wyraźnie najsłabsze wyniki uzyskano dla stacji w Świnoujściu oraz ujściu Wisły. Podobnie jak w przypadku współczynnika korelacji, różnice między okresem zależnym a wieloleciem 1951-2008 są stosunkowo niewielkie – z wyjątkiem ujścia Wisły nie przekraczają 10%.

Powyższe wyniki wskazują, że zaprezentowany model statystyczno-empiryczny w sposób satysfakcjonujący rekonstruuje krótkookresową zmienność średniego poziomu morza. W celu sprawdzenia użyteczności modelu do opracowania scenariuszy przyszłych zmian klimatu istotna jest także, jeśli nie ważniejsza, ocena zdolności modelu od odtwarzania zmienności długookresowej, tj. obecnie obserwowanych zmian. Wartości zaprezentowane w tab. 7 pokazują, że o ile kierunek odtwarzanych zmian jest zgodny z obserwowanym, to skala zmian jest wyraźnie niedoszacowana.

Tab. 7. Zmiana średniego poziomu morza (ΔH) w okresie 1951-2008 na podstawie serii obserwacyjnej (OBS) i zrekonstruowanej (REK)

Tab. 7. Change of the mean annual, winter and summer monthly sea level in period 1951-2008 along the Polish coast (in cm) based on observations (OBS) and reconstruction (REK)

Nazwa stacji	ΔH (cm)					
	Rok		Zima		Lato	
	OBS	REK	OBS	REK	OBS	REK
Świnoujście	9,8	3,1	10,3	2,7	8,8	1,7
Kołobrzeg	10,3	3,6	13,3	4,0	6,8	2,3
Ustka	10,7	3,8	14,0	4,8	9,5	2,3
Łeba	9,1	4,2	12,7	5,1	7,2	2,4
Władysławowo	13,7	4,1	18,6	5,4	10,1	2,9
Hel	10,4	4,1	13,9	5,4	6,9	3,1
Gdynia	13,5	4,1	16,8	5,3	10,5	3,0
Gdańsk Port Północny	16,1	4,1	20,7	5,3	12,7	3,0

Źródło: opracowanie własne

Wzrost średniego poziomu morza odtworzony przez model statystyczny jest generalnie 3-4 razy mniejszy od rzeczywistego. Fakt ten wskazuje na znaczną rolę czynników pozacyrkulacyjnych w kształtowaniu długookresowych zmian średniego poziomu morza wzdłuż polskiego wybrzeża.

Scenariusze przyszłych zmian

Stworzenie wiarygodnego scenariusza przyszłych zmian na bazie statystycznego downscalingu jest uzależnione od następujących warunków (Busuioc i in. 2001):

- silnego związku między zmiennymi, aby satysfakcjonująco wyjaśniać zmienność elementu lokalnego;
- stałego (niezmienny w czasie) związku między zmiennymi;
- dobrze symulowanego przez modele globalne predyktora (GCM).

Przedstawione związki, między regionalnym polem barycznym a średnim poziomem morza na polskim wybrzeżu, w sposób zadowalający wyjaśniają zmienność elementu lokalnego, zwłaszcza w ujęciu krótkookresowym. Stosunkowo niewielkie różnice w przypadku wartości współczynnika korelacji (tab. 6) i ilości wyjaśnianej wariancji między okresami 1971-1990 i 1951-2008 mogą świadczyć o dużej stałości związków prezentowanych przez mapy kanoniczne. Przy konstrukcji scenariuszy zmian klimatu, w oparciu o statystyczny downscaling, konieczne jest przyjęcie założenia, że zdefiniowane związki między predyktorem a zmienną objaśnianą nie ulegną zmianie w przyszłości (w warunkach zmieniającego się klimatu). Bardzo duży wpływ na jakość scenariuszy ma ponadto wiarygodność symulacji przyszłych zmian predyktora (w rozpatrywanym przypadku – pola SLP) dokonanych przez modele GCM.

Wstępne wyniki pokazują, iż w XXI w. należy spodziewać się nieznacznego wzrostu średniego poziomu morza na polskim wybrzeżu. Prognozuje się, że w latach 2011-2030 średni poziom morza, w zależności od stacji, będzie wyższy przeciętnie o 1,9-3,3 cm (w scenariuszu B1), 2,7-4,5 cm (A1B), 1,7-3,1 (A2), w stosunku do wartości z okresu referencyjnego 1971-1990 (tab. 8). W okresie 2011-2100 zgodnie ze scenariuszem B1 i A1B należy spodziewać się wzrostu średnich wartości o 1,2-1,7 cm (jedynie w ujściu Wisły tylko o około 0,5 cm). Zgodnie z założeniami scenariusza A2 wzrosną o 3,5-4,7 cm.

Większe rozbieżności, co do przyszłych zmian średniego poziomu morza, stwierdzono dla sezonu zimowego. Zgodnie ze scenariuszem B1 średnie anomalie dla okresu 2011-2030 wyniosą 2,8-3,9 cm, jednak do końca XXI w. zmniejszą się o około 1,5-1,7 cm. Zgodnie ze ścieżką emisyjną A1B średni poziom morza na polskim wybrzeżu w okresie 2011-2030 będzie wyższy o około 2 cm w stosunku do okresu 1971-1990, dla okresu 2011-2100 prognozowany jest wzrost o 2,4-3,2 cm. Scenariusz A2 z kolei pokazuje, iż dla okresu 2011-2030 średni poziom morza będzie nieznacznie (o około 1 cm) niższy w stosunku do okresu 1971-1990, jednak przez cały XXI w. nastąpi wzrost o 8,3 cm w Świnoujściu, 10,4 cm w Łebie, a w Gdańsku ujściu Wisły – nawet o 12 cm.

Tab. 8. Anomalie średniego poziomu morza ($H_{ŚR}$ – cm) w okresie 2011-2030 i 2081-2100 oparte na różnych scenariuszach emisji gazów cieplarnianych (B1, A1B, A2), w stosunku do okresu 1971-1990

Tab. 8. Anomalies of the mean annual, winter and summer monthly sea level ($H_{ŚR}$ in cm) in period 2011-2030 and 2081-2100 based on different IPCC ŚRES emissions scenarios, according to 1971-1990

	Scenariusz	Okres	Świnoujście	Kołobrzeg	Ustka	Łeba	Władysławowo	Hel	Gdynia	Gdańsk	Gdańsk ujście Wisły
ROK	B1	2011-2030	1,90	2,19	2,34	2,53	2,46	2,40	2,41	2,44	3,31
		2081-2100	3,09	3,58	3,82	4,14	4,05	3,99	3,99	4,02	4,21
	A1B	2011-2030	2,66	3,08	3,29	3,56	3,46	3,38	3,39	3,43	4,50
		2081-2100	3,21	3,72	3,97	4,30	4,21	4,14	4,14	4,17	4,36
	A2	2011-2030	1,67	1,93	2,06	2,23	2,16	2,11	2,12	2,15	3,05
		2081-2100	4,33	5,01	5,35	5,80	5,68	5,59	5,59	5,62	5,73
ZIMA	B1	2011-2030	2,75	3,10	3,37	3,55	3,55	3,52	3,52	3,52	3,88
		2081-2100	1,17	1,25	1,32	1,39	1,36	1,35	1,36	1,36	1,72
	A1B	2011-2030	2,00	2,01	2,06	2,17	2,09	2,07	2,10	2,10	3,03
		2081-2100	2,86	3,07	3,26	3,43	3,38	3,36	3,37	3,37	4,17
	A2	2011-2030	-0,97	-0,97	-0,98	-1,03	-0,99	-0,98	-1,00	-0,99	-1,49
		2081-2100	5,82	6,41	6,89	7,25	7,20	7,15	7,15	7,17	8,36
LATO	B1	2011-2030	8,52	10,74	12,44	12,28	12,08	11,36	11,21	11,62	12,04
		2081-2100	10,90	13,40	15,35	15,31	15,11	14,32	14,09	14,44	12,29
	A1B	2011-2030	9,89	12,33	14,21	14,18	13,80	12,89	12,74	13,20	13,20
		2081-2100	10,02	12,56	14,29	14,15	14,35	13,83	13,57	13,86	12,56
	A2	2011-2030	7,83	9,94	11,92	11,44	11,04	10,27	10,16	10,63	11,54
		2081-2100	10,60	13,06	14,94	14,89	14,76	14,03	13,80	14,13	12,12

Źródło: opracowanie własne

Interesująco przedstawiają się scenariusze zmian średniego poziomu morza w sezonie letnim. Wstępne wyniki pokazują, że dla wszystkich rozpatrywanych scenariuszy dla okresu 2011-2030 przewiduje się poziomy wyższe o ponad 10 cm w stosunku do okresu 1971-1990. Dodatnie anomalie przypuszczalnie będą utrzymywać się przez cały XXI w., z nielicznymi tylko przypadkami anomalii ujemnych. Ponadto w okresie 2011-2100 nastąpi nieznaczny wzrost średniego poziomu morza w sezonie letnim, wielkość zmiany uzależniona jest od scenariusza emisyjnego i wynosi do 2,5 cm (B1), do 2,8 cm (A1B), do 5,1 cm (A2). Największe wzrosty prognozowane są dla wschodniej części polskiego wybrzeża.

Należy pamiętać, iż przedstawiony model statystyczny opisuje relacje między średnim poziomem morza, a jednym predykatorem, tj. regionalnym polem barycznym. Przyczyną obecnie obserwowanego wzrostu poziomu morza w skali globalnej jest ocieplenie klimatu, skutkujące większym dopływem wody do oceanów, a zatem wzrostem objętości wody morskiej (IPCC 2007). Zmiany poziomu Morza Bałtyckiego z kolei spowodowane są głównie przez zmiany cyrkulacji atmosferycznej (Miętus 1999). Różnice między serią obserwacyjną a zrekonstruowaną na podstawie zmian pola SLP (tab. 7) świadczą jednak o tym, iż udział zmian cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu długookresowych zmian średniego poziomu morza w skali roku oraz zimy i lata jest ograniczony. W pewnym stopniu różnice te mogą wynikać także z niedoskonałości modelu statystycznego. Należy mieć na uwadze, iż pokrótce opisane przyszłe zmiany średniego poziomu morza są jedynie wynikiem spodziewanych zmian pola barycznego dla obszaru atlantycko-europejskiego. Biorąc pod uwagę, iż w skali roku i wybranych sezonów przedstawiony model statystyczny wyraźnie niedoszacowuje obecnego wzrostu poziomu morza. W przypadku prognozy przyszłych zmian należy uwzględnić także inne niż cyrkulacyjne czynniki, w tym rozszerzalność cieplną wody. IPCC (2007) szacuje, iż wzrost globalnego poziomu morza w stosunku do okresu 1980-1999 tylko w wyniku rozszerzalności cieplnej wody może do roku 2100 przekroczyć 0,3 m (wg scenariusza A2 i A1B).

Podsumowanie

Przeprowadzona analiza potwierdziła istnienie związku przyczynowego między zmiennością pola barycznego w rejonie Europy i północnego Atlantyku, a średnim poziomem morza wzdłuż polskiego wybrzeża. Konsekwencją wspomnianego związku jest nachylenie powierzchni morza wzdłuż polskiego wybrzeża Bałtyku z zachodu na wschód lub odwrotnie w zależności od tego czy cyrkulacja atmosferyczna sprzyja napływowi, czy też wypływowi wody z Bałtyku.

Model oparty na wyznaczonych związkach między polem regionalnym a lokalnym w sposób satysfakcjonujący odtwarza krótkookresową zmienność średniego poziomu morza. Wyraźnie niedoszacowany wzrost średniego poziomu morza w okresie 1951-2008 wskutek włączenia serii zrekonstruowanej, świadczy iż udział zmian pola barycznego w kształtowaniu długookresowych zmian średniego poziomu morza na polskim wybrzeżu jest ograniczony. Zaznacza się również przypuszczalnie znaczny udział innych czynników, tj. wzrost poziomu wszechoceanu (zwiększony dopływ wody wskutek topnienia lodowców i pokryw lodowych) oraz rozszerzalność cieplna wody w warunkach globalnego ocieplenia.

Wstępne wyniki w zakresie scenariuszy przyszłych zmian średniego poziomu morza na polskim wybrzeżu pokazują, iż symulowane przez model ECHAM-5, zmiany pola barycznego wpłyną na stosunkowo nieznaczny wzrost średniego poziomu morza.W okresie 2011-2030 cyrkulacja atmosferyczna przyczyni się do wzrostu poziomu morza w stosunku do okresu 1971-1990 o kilka centymetrów, a jedynie latem – o ponad 10 cm. Średni poziom morza, w wyniku zmian pola barycznego, w skali całego XXI w. wzrośnie nieznacznie (kilka cm). Silniejsze tendencje są przewidywane jedynie w ramach scenariusza emisyjnego A2 – do 10 cm w sezonie zimowym.

Badania zostały zrealizowane w ramach projektu KLIMAT „Wpływ zmian klimatu na społeczeństwo, środowisko i gospodarkę (zmiany, skutki i sposoby ich ograniczania, wnioski dla nauki, praktyki inżynierskiej i planowania gospodarczego)" nr POIG.01.03.01-14-011/08 w ramach Programu Operacyjnego Innowacyjna Gospodarka współfinansowanego ze środków Europejskiego Funduszu Rozwoju Regionalnego.

Literatura

Busuioc A., Chen D., Hellström C., 2001, Performance of statistical downscaling models in GCM validation and regional climate change estimates: application for Swedish precipitation. International Journal of Climatology, 21: 557-578.

IPCC, 2000, Emissions Scenarios. Cambridge University Press, UK, 570.

IPCC, 2007, Climate Change 2007. The Physical Science Basis, Cambridge University Press, UK, 996.

Jungclaus J.H., Keenlyside N., Botzet M., Haak H., Luo J.-J., Latif M., Marotzke J., Mikolajewicz U., Roeckner E., 2006, Ocean circulation and tropical variability in the coupled model ECHAM5/MPI-OM. Journal Climate, 19, 16: 3952-3972.

Kalnay et al., 1996, The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. Bulletin of the American Meteorological Society, 77: 437-471.

Meier M.H.E., Broman B., Kjellström E., 2004, Simulated sea level in past and future climates of the Baltic Sea. Climate Research, 27, 59-75.

Miętus M., 1999, Rola regionalnej cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu warunków klimatycznych i oceanograficznych w polskiej strefie brzegowej Morza Bałtyckiego. Materiały Badawcze IMGW, ser. Meteorologia, 29, 157.

Miętus M., 2000, Zmiany poziomu morza wzdłuż polskiego wybrzeża – przeszłość, teraźniejszość, przyszłość. Materiały konferencji naukowo-technicznej z okazji 50-lecia Instytutu Morskiego, Gdańsk: 71-80.

Miętus M., Filipiak J., 2002, Wpływ termiki powierzchniowej warstwy wody północnego Atlantyku na wielkoskalową cyrkulację atmosferyczną w rejonie Atlantyku i Europy oraz na warunki termiczne w Polsce w XX w. Materiały Badawcze IMGW, ser. Meteorologia, 35, 68.

Miętus M., 2007, 550-letnia symulacja naturalnych zmian poziomu morza. (W:) K. Piotrowicz, R. Twardosz (red.), Wahania klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych. Wyd. UJ, Kraków: 155-162.

Pruszak, Z., Zawadzka E., 2005, Vulnerability of Poland's Coast to Sea-Level Rise. Coastal Engineering Journal, 47, 2-3: 131-155.

Sadowski M., 2006, Ocena potencjalnych skutków społeczno-gospodarczych zmian klimatu w Polsce. Instytut Ochrony Środowiska, Raport WWF Polska, Warszawa.

Storch von H., Zwiers F., 2001, Statistical Analysis in Climate Research. Cambridge University Press, UK, 499.

Summary

The main aim of this work is to characterize the influence of regional atmospheric circulation on mean sea level along the Polish coast and by construction of the empirical-statistical model. Changes of the mean annual, winter and summer monthly sea level in period 1951-2008 along the Polish coast of the Baltic Sea were analyzed. Results of relationship between large-scale pressure field over Europe and North Atlantic and local sea level were used to estimate future changes of analyzed element during the 21st century.

Variability of mean sea level was reconstructed by means of canonical correlation patterns. Interannual variability remain in good agreement with in situ observations. In case of long-term trend (1951-2008) reconstructed sea level increase is 3-4 time smaller than observed changes. This fact proved that observed sea rise is conditioned not only by regional atmospheric circulation, but it can be also determined by global sea level rising tendency. The results show that during the 21st century we can expect slight increase of mean sea level, stronger in eastern part of Polish cost.

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 75-80

Wezbrania sztormowe w rejonie Gdańska w latach 1987-2006

Storm surges in the Gdańsk area in 1987-2006

Katarzyna J. Marosz

Instytut Oceanografii, Uniwersytet Gdański,
al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia, marosz@ocean.univ.gda.pl

Streszczenie: Wezbrania sztormowe na Zatoce Gdańskiej związane są z przejściem układów cyklonalnych, którym towarzyszą silne wiatry, szczególnie z sektora północnego. W artykule przeprowadzono m.in. analizę sezonową oraz czas trwania wznoszenia wezbrań sztormowych występujących w strefie przybrzeżnej w rejonie Gdańska. Wzrastający w ostatnich latach poziom morza jest coraz wyższy a to powoduje wzrost rzędnej odniesienia dla wezbrań, a następnie powodzi sztormowych. W dwudziestoleciu 1987-2006 zaobserwowano wzrost liczby wezbrań sztormowych w ciągu roku. Coraz częstsze występowanie zjawisk ekstremalnych, według ostatniego raportu IPCC, wiąże się z globalnymi zmianami klimatycznymi.

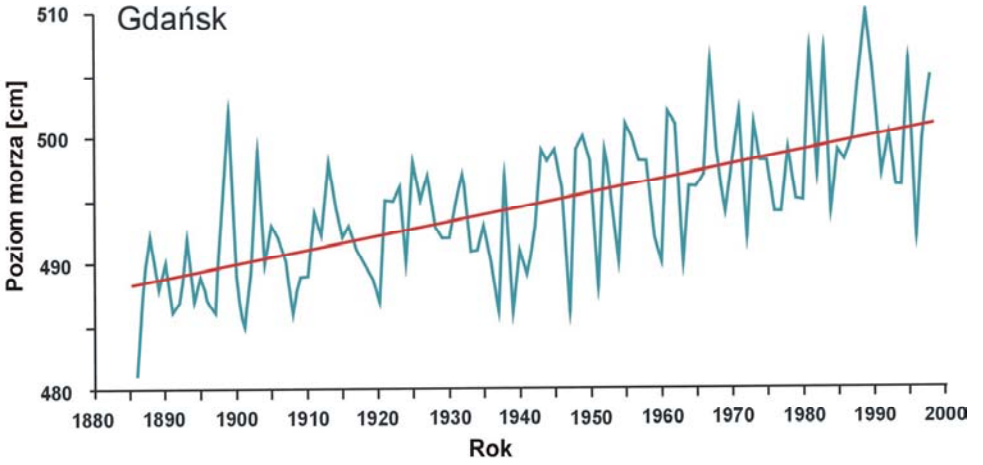
Słowa kluczowe: wezbrania sztormowe, Zatoka Gdańska

Key words: storm surges, Gulf of Gdańsk

Wstęp

Bezpośrednie sąsiedztwo Morza Bałtyckiego powoduje, że Gdańsk narażony jest nie tylko na wezbrania typowe dla miast położonych w głębi kraju (powodowane obfitymi opadami atmosferycznymi, roztopami albo zatorami lodowymi), ale również będące wynikiem oddziaływania morza. Wezbraniem sztormowym nazywamy wzrost poziomu morza, któremu towarzyszą silne wiatry związane z przejściem układów cyklonalnych. W przypadku Zatoki Gdańskiej są to głównie wiatry wiejące z sektora północnego. Jednym z kryteriów wyznaczenia wezbrań sztormowych, istotnym z punkty widzenia służb powodziowych i uwzględniającym batymetrię, jest osiągnięcie lub przekroczenie umownie przyjętego poziomu morza. W Polsce za poziom graniczny uznano 570 cm (Sztobryn i Stigge 2005), który w przypadku Gdańska jest równoznaczny z poziomem alarmowym. Wzrastający w ostatnich latach poziom morza powoduje

wzrost rzędnej odniesienia dla wezbrań i potencjalnie powodzi sztormowych. Dla okresu 1951-1990 tempo wzrostu poziomu morza wynosiło dla Gdańska 4,02 mm·rok^{-1}, podczas gdy w latach 1971-1990 aż 7,67 mm·rok^{-1} (Rotnicki i Borzyszkowska 2008). Wyraźne zmiany poziomu morza dla Gdańska dla serii czasowej 1880-2000 przedstawia rycina 1 (Miętus 2006).



Ryc. 1. Zmiany poziomu morza w Gdańsku w latach 1880-2000 (źródło: Miętus 2006)
Fig. 1. Changes of sea level in Gdańsk for years 1880-2000 (source: Miętus 2006)

Celem pracy jest analiza sezonowa oraz czasu trwania wznoszenia wezbrań sztormowych występujących w strefie przybrzeżnej w rejonie Gdańska.

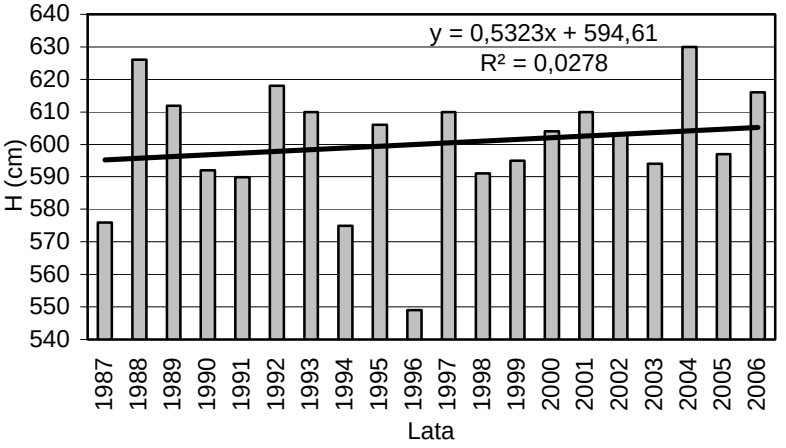
Dane dotyczące poziomów morza pochodzą z Dzienników Portowych Gdańska – Portu Północnego (54°23'59" N, 18°41'53" E) z Urzędu Morskiego w Gdyni. Zakres czasowy przeprowadzonej analizy obejmował lata 1987-2006. W okresie od 26 lutego do 13 września 1987 r. oraz od 05 sierpnia 1992 do 19 lutego 1993 r. wystąpiła luka w danych w dziennikach portowych. W pierwszym okresie 1987 nie występowały wezbrania sztormowe, natomiast w drugim dokonano uzupełnień danymi pochodzącymi z IMGW.

Wyniki i dyskusja

Gdańsk posiada najdłuższą, w analizowanym rejonie, serię danych dotyczącą poziomów morza, która sięga wczesnych lat XIX wieku. Początkowo wodowskaz był zlokalizowany w Gdańsku-Nowym Porcie, w 1987 r. został przeniesiony do Gdańska-Portu Północnego. Historyczny, absolutnie maksymalny poziom morza został odnotowany 16 grudnia 1843 r. (664 cm), co miało miejsce jeszcze przed regulacją ujściowego odcinka Wisły (Przekop Wisły oddano do użytku w 1895 r.). Kolejny maksymalny poziom morza jest związany z katastrofalnym sztormem ze stycznia 1914 r. – 656 cm (Majewski 1998).

W latach 90-tych XX wieku na Bałtyku miały miejsce co najmniej dwa katastrofalne w skutkach sztormy. W styczniu 1993 r. w trakcie sztormu dochodzącego do 9° w skali Beauforta zatonął prom „Jan Heweliusz", zginęło 55 osób. Było to największe wezbranie sztormowe tego roku – osiągnęło ono

poziom 610 cm. W listopadzie kolejnego roku podczas sztormu, kiedy wysokość fal dochodziła do 8 m zatonął prom „Estonia", zginęło ponad 800 osób. W analizowanym dwudziestoleciu zarejestrowano 11 lat z maksymalnymi rocznymi poziomami morza wyższymi od 600 cm. Maksymalny poziom morza – 630 cm spośród wszystkich przypadków odnotowano w listopadzie 2004 r. (ryc. 2).



Ryc. 2. Maksymalne roczne wartości poziomu wezbrań sztormowych w Gdańsku-Porcie Północnym w latach 1987-2006

Fig. 2. Annual maximum values of storm surges in Gdańsk-North Harbor (1987-2006)

W 1994 r. maksymalne wezbranie sztormowe wyniosło 575 cm i było najniższym spośród maksymalnych rocznych wezbrań w badanym okresie. Jedynie w roku 1996 nie odnotowano poziomu morza powyżej stanu ostrzegawczego (550 cm), a maksymalny roczny poziom wyniósł 549 cm. W latach 1987-2006 nastąpił wzrost wysokości maksymalnych rocznych wezbrań sztormowych o około 10 cm. Można tu jednak mówić jedynie o dodatniej tendencji, ponieważ trend nie jest istotny statystycznie.

W analizowanym dwudziestoleciu odnotowano w sumie 89 wezbrań sztormowych. Wezbrania nie występowały równomiernie w ciągu roku (tab. 1). Sezon sztormowy w Gdańsku występował od września do kwietnia, jednak od listopada do stycznia z największym nasileniem. W wiosenno-letnim półroczu (III-VIII) wystąpiło 20% zanotowanych wezbrań, okres od maja do września był od nich wolny. Najgroźniejszym miesiącem był styczeń, w którym wezbrania sztormowe stanowiły 21% wszystkich przypadków, 19% w listopadzie, a 18% w grudniu. W cyklu rocznym sztormy z poziomami morza w przedziale 570-580 cm, w omawianym okresie pojawiały się we wrześniu, a zanikały w marcu, z czego na ten miesiąc przypadało najwięcej, blisko 28% wszystkich przypadków. Poziomy morza od 580 do 600 cm występowały z miesięcznym przesunięciem, tj. od października do kwietnia. Największe ich nasilenie miało miejsce w styczniu (około 32%). W analizowanym okresie wielkie spiętrzenia sztormowe ≥ 600 cm były odnotowywane 15-krotnie (tab. 1), średnio co 16 miesięcy. W grudniu następowało obniżenie aktywności sztormowej (około

13% wszystkich przypadków ekstremalnych) względem miesiąca poprzedzającego (listopad – blisko 20% obserwacji) oraz następującego (styczeń około 33% wszystkich przypadków). W latach 1946-1976 wezbrania sztormowe tej wielkości występowały od października do marca (Jasińska 2002), czyli przez 6 miesięcy w ciągu roku. W dwudziestoleciu 1987-2006 wezbrania sztormowe ≥ 600 cm występowały również we wrześniu (1 przypadek) oraz w kwietniu (2 przypadki), przy czym nie zanotowano żadnego wezbrania w marcu.

Tab. 1. Liczba wezbrań sztormowych w Gdańsku-Porcie Północnym w latach 1987-2006
Tab. 1. Number of storm surges in Gdańsk-North Harbor (1987-2006)

Poziom morza H (cm)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I-XII
570 < H < 580	2	6	10	0	0	0	0	0	1	2	8	7	36
580 < H < 600	12	7	3	1	0	0	0	0	0	2	6	7	38
H ≥ 600	5	1	0	2	0	0	0	0	1	1	3	2	15
Razem	19	14	13	3	0	0	0	0	2	5	17	16	89

Źródło: opracowanie własne

W latach 1951-1990 w strefie Zatoki Gdańskiej zarejestrowano łącznie 82 wezbrań sztormowych (Dziadziuszko i Jednorał 1996), natomiast w badanym, o połowę krótszym okresie odnotowano 89 wezbrań. W czterdziestolecia 1951-1990 w styczniu odnotowano 19 wezbrań sztormowych (Dziadziuszko i Jednorał 1996). Tyle samo obserwacji zanotowano w dwudziestoleciu 1987-2006, co w skali lat 40 stanowi dwukrotny wzrost. Zatem, w tym drugim okresie nastąpił wzrost częstości występowania wezbrań sztormowych. W latach 1951-1990 zarejestrowano jedno wezbranie sztormowe w sierpniu (Dziadziuszko i Jednorał 1996), a w latach 1987-2006 – ani jednego. Natomiast w badanym dwudziestoleciu odnotowano aż 3 przypadki sztormu w kwietniu (w tym dwa powyżej 600 cm), podczas gdy kwiecień w okresie 1951-1990 był wolny od wezbrań sztormowych.

Ważnym parametrem opisującym wezbrania sztormowe jest czas trwania podnoszenia się poziomu morza. Typowy wzrost poziomu morza, który został wyznaczony w oparciu o wieloletnie obserwacje poziomów wody, dla Gdańska-Nowego Portu wynosi około 0,10 $m \cdot h^{-1}$, a maksymalny 0,22 $m \cdot h^{-1}$ (Jasińska 2002). W wieloleciu 1987-2006 (z wyłączeniem roku 1993 – brak informacji o czasie trwania wznoszenia oraz 1996 – brak wezbrań) przeciętny czas przyrostu poziomu morza wyniósł 0,04 $m \cdot h^{-1}$.

Tempo wzrostu poziomu morza podczas maksymalnego wezbrania sztormowego w roku 1990 wynosiło niespełna 0,02 $m \cdot h^{-1}$ i było najłagodniejszym pod tym względem w wieloleciu 1987-2006 (tab. 2). Z kolei w 1999 r. miało miejsce najgwałtowniejsze wezbranie spośród maksymalnych rocznych. Czas trwania wznoszenia się poziomu morza wyniósł zaledwie 6 godzin i był jednocześnie najkrótszym czasem spośród wszystkich przypadków, a tempo wzrostu osiągnęło 0,12 $m \cdot h^{-1}$ i był maksymalnym spośród wszystkich przypadków. W 1997 r. odnotowano najdłuższy czas trwania wznoszenia spośród maksymalnych rocznych wezbrań. Czas ten wynosił aż 38 godzin i był ponad

sześciokrotnie wolniejszy od najszybszego czasu trwania wznoszenia. Nie przełożyło się to jednak na tempo wzrostu (0,03 $m \cdot h^{-1}$).

Tab. 2. Zestawienie maksymalnych poziomów morza (H), czasów trwania wznoszenia (t) oraz wielkości wzrostu (ΔH) dla Gdańska-Portu Północnego

Tab. 2. List of maximum sea level (H), duration of rise (t) and scale of high (ΔH) for Gdańsk-North Harbor

Rok	1990	1994	1997	1999	2004
H (cm)	592	575	610	595	630
t (h)	28	26	38	6	29
ΔH (cm)	46	55	105	74	123

Źródło: opracowanie własne

W roku 2004 miało miejsce absolutnie maksymalne roczne wezbranie sztormowe w dwudziestoleciu 1987-2006 z ponad metrową amplitudą (1,23 m). Czas trwania wznoszenia wyniósł 29 godzin, a tempo wzrostu 0,04 $m \cdot h^{-1}$. Natomiast czas trwania wznoszenia minimalnego spośród maksymalnych rocznych wezbrań sztormowych w badanym okresie (1994 r.) wyniósł 26 godzin, przy tempie wzrostu 0,02 $m \cdot h^{-1}$.

Podsumowanie

Przy wzrastającym poziomie morza oraz osiadaniem części Gdańska, położonego na obszarze Żuław Gdańskich, w tempie około 3 $mm \cdot rok^{-1}$ (wschodnia część, wraz z Deltą Wisły, obniża się w tempie około 4 $mm \cdot rok^{-1}$) – Kowalczyk (2006), należy liczyć się ze wzrostem zagrożenia wezbraniami sztormowymi w tym rejonie. W badanym dwudziestoleciu 1987-2006 zaobserwowano dwukrotny wzrost częstości występowania wezbrań sztormowych w stosunku do wielolecia 1951-1990, jednak obserwowany trend nie jest istotny statystycznie. Przeprowadzona analiza sezonowa wykazała, że najniebezpieczniejszym miesiącem był styczeń, w którym odnotowano 21% wszystkich przypadków wezbrań sztormowych. Ponadto nastąpiło wydłużenie sezonu sztormowego o wrzesień oraz kwiecień w stosunku do lat 1946-1976, zatem okres sztormowy obejmuje 8 miesięcy w ciągu roku. W badanym okresie nastąpił również wzrost wartości maksymalnych rocznych wezbrań sztormowych o około 10 cm. Coraz częstsze występowanie zjawisk ekstremalnych według ostatniego raportu IPCC można wiązać z globalnymi zmianami klimatycznymi.

Literatura

Dziadziuszko Z., Jednorał T., 1996, Zagrożenia powodziowe powodowane spiętrzeniami sztormowymi u brzegu Bałtyku i Zalewu Wiślanego. Wiadomości IMGW, XIX, 3: 19-25.

Jasińska E., 2002, Hydrologia i hydrodynamika Martwej Wisły i Przekopu Wisły. Wyd. IBW PAN, Gdańsk.

Kowalczyk K., 2006, New model of the vertical crustal movements in the area of Poland. Geodesy and Cartography, XXXII, 4: 83-87.

Majewski A., 1998, Największe wezbrania wód u południowych brzegów Morza Bałtyckiego. Wiadomości IMGW, XXI, 2: 81-98.

Miętus M., 2006, Climate changes in the Southern Baltic area. Second International ASTRA Conference "Climate change adaptation and floodrisks in coastal areas", 26-28.10.2006, Polish Geological Institute (PGI), Gdańsk, Poland.

Rotnicki K., Borzyszkowska W., Accelerated sea-level rise and its cause on the polish coast of the Baltic Sea in the years 1951-1990. http://www.lgt.lt/geoin/files/Karol_Rotnicki.doc.

Sztobryn M., Stigge H.J., 2005, Storm surges along the southern Baltic Sea (western and central parts). Wyd. IMGW, Warszawa.

Summary

Storm surges in Gulf of Gdańsk are connected with moving cyclones with strong winds especially from northern sector. A seasonal and time duration of storm surges' rise analysis at foreshore zone in area of Gdańsk is a purpose of this article. Sea level, which was rising over the years, constitutes higher reference level for storm surges and floods. In two decades (1987-2006) there was the rise in the number of storm surges in a year. According to IPCC, extreme phenomenons occurred more frequently and this could be connected with global climate change.

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 81-90

Hydrologiczne i hydrochemiczne efekty sztormu na polskim wybrzeżu i w delcie Wisły w dniach 14-15 października 2009 roku

Hydrologic and hydrochemical effects of storm on the Polish seacoast and the Vistula River Delta in 14-15 October 2009

Roman Cieśliński[1], Łukasz Chromniak[2]

Katedra Hydrologii, Instytut Geografii, Uniwersytet Gdański,
ul. Bażyńskiego 4, 80-952 Gdańsk, [1] – georc@univ.gda.pl, [2] – lchromniak@o2.pl

Streszczenie: Celem pracy jest ustalenie hydrologicznych i hydrochemicznych efektów zjawisk ekstremalnych na przykładzie sztormu, jaki miał miejsce na polskim wybrzeżu południowego Bałtyku oraz w delcie Wisły w dniach 14-15 października 2009 r. Główne prace polegały na kwerendzie materiałów źródłowych w instytucjach państwowych, w tym z Biura Prognoz Hydrologicznych IMGW w Gdyni, bezpośrednio biorących udział w pracach związanych z obserwacją sztormu i zapobieganiu jego skutkom. W wyniku analizy uzyskanego materiału źródłowego oraz prac terenowych wykonanych w okresie trwania zjawiska ustalono, że efekty sztormu związane są przede wszystkim ze zmianami hydrologicznymi notowanymi na głównych obiektach hydrograficznych (zmiany poziomu wody, wielkości przepływów) i ich konsekwencji w postaci powodzi, podtopień, czy zniszczeń mechanicznych infrastruktury technicznej. Nie należy zapominać tu również o lokalnych warunkach hydrograficznych, które modelowały przemieszczanie się mas wodnych od strony morza. Z kolei zmiany hydrochemiczne, pomimo wystąpienia zjawiska intruzji wód morskich do głównych obiektów, są mniej zauważalne. Prawdopodobną przyczyną tego stanu rzeczy jest zbyt krótki okres wystąpienia zjawiska sztormu oraz nagromadzenie dużych mas wodnych w tych obiektach.

Słowa kluczowe: zjawiska ekstremalne, sztorm, wybrzeże Bałtyku, delta Wisły

Key words: extreme phenomena, storm, Baltic coast, Vistula delta

Wstęp

Obszar wybrzeża południowego Bałtyku to miejsce, gdzie obserwuje się różnego rodzaju procesy i zjawiska, które zaliczyć można do zjawisk

ekstremalnych (sztormy, powodzie, intruzje wód słonawych). Jak do tej pory na polskim wybrzeżu notowano stosunkowo niewielką ich liczbę. Jednakże w wyniku globalnych zmian klimatycznych na kuli ziemskiej odnotowuje się w ostatnich latach wzrost liczby tego typu zjawisk również na polskim wybrzeżu (Trapp 2001, Miętus i in. 2004, Miętus 2005). Dobrym tego potwierdzeniem jest wzrost liczby powodzi sztormowych na polskim wybrzeżu z 70. w latach 1950-1975, do 126. w latach 1975-2000 (materiały niepublikowane IMGW). Wśród zjawisk ekstremalnych wymienić należy przede wszystkim zjawiska atmosferyczne tj. gwałtowne i intensywne opady, silne wiatry, burze, czy notowane w strefie wybrzeża sztormy oraz ich konsekwencje hydrologiczne w postaci podniesienia się poziomu wody na morzu i w strefie lądowej, utrudnionego odpływu rzek do morza, zjawiska cofki i intruzji, a także powodzi deszczowych oraz sztormowych (Cieśliński i Drwal 2005, Kundzewicz i Jania 2007, Cieśliński 2009a). Szczególnie dobrze zjawiska ekstremalne widoczne są w strefie wybrzeża, co wynika z nakładania się procesów od strony zaplecza lądowego i akwenu morskiego, jakim jest Bałtyk, który dodatkowo stanowi główną bazę drenażu wód spływających z pojezierzy i pobrzeży południowego Bałtyku (Cieśliński i in. 2009). Również dynamika przebiegu tych zjawisk o wiele bardziej przewyższa te notowane w głębi lądu. Ciekawym obszarem pod względem wystąpienia zjawisk ekstremalnych jest delta Wisły, której istnienie związane jest z wymuszonym obiegiem wody wynikającym z licznie występujących tu obszarów depresyjnych (Drwal 2001). Zjawiska te powodują znaczne przeobrażenia rzeźby terenu, a także powierzchni. Powodują one również wysokie straty w gospodarce człowieka. Mogą one przemodelować stan przyrody, a nawet zagrażać życiu ludzkiemu. Dlatego też niezwykle istotne jest ustalenie przebiegu konkretnych zjawisk ekstremalnych, z określeniem sytuacji hydrometeorologicznej w trakcie jej przebiegu oraz konsekwencje, jakie zaistniały po wystąpieniu tego zjawiska.

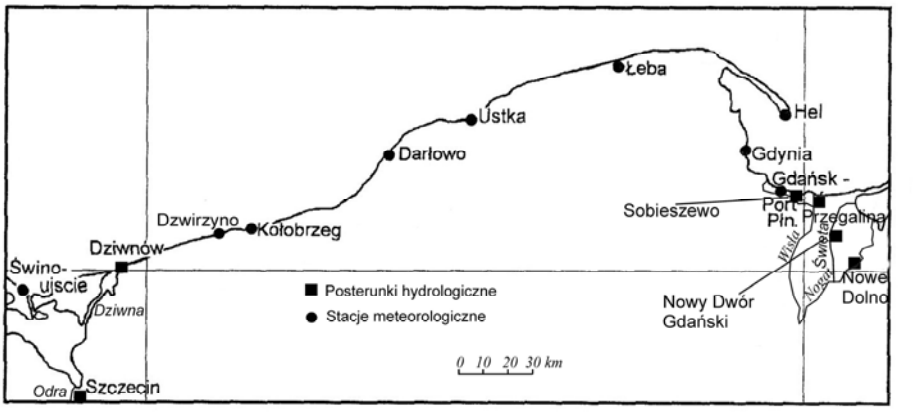
Celem niniejszej pracy jest zatem ustalenie hydrologicznych i hydrochemicznych efektów zjawiska sztormu w dniach 14-15 października 2009 r., jaki miał miejsce na polskim wybrzeżu południowego Bałtyku oraz w delcie Wisły.

Metody

Główne prace polegały na kwerendzie materiałów źródłowych w instytucjach państwowych bezpośrednio biorących udział w pracach związanych ze zjawiskiem sztormu. Wśród nich wymienić należy Biuro Prognoz Hydrologicznych IMGW w Gdyni, Sztab Antykryzysowy przy Urzędzie Wojewódzkim w Gdańsku, urzędy gminne, Straż Pożarną i Policję. W efekcie uzyskano dane nt. sytuacji anemobarycznej w okresie trwania sztormu, wahań poziomu wody na morzu i na głównych obiektach hydrograficznych na lądzie (ryc. 1), ustalenie skutków i strat przyrodniczych, gospodarczych oraz społecznych tegoż sztormu.

Dodatkowo wykorzystano w pracy dane dotyczące zasolenia i zmian poziomu wód jeziora Łebsko i Gardno, które uzyskano z sond samorejestrujących 6920V2 firmy YSI Sontek zamontowanych na tych obiektach. Pomiary tych wskaźników wykonywano z 1-godzinnym krokiem czasowym. Sondy zostały

zamontowane około 0,5 m pod bojami zakotwiczonymi w północno-zachodniej części jeziora Gardno, i w północno-wschodniej części jeziora Łebsko, na wysokości odpływu z jeziora do morza.



Ryc. 1. Lokalizacja posterunków hydrologicznych i stacji meteorologicznych wykorzystanych w pracy

Fig. 1. The location of hydrological and meteorological sites used in work

Również w trakcie badań terenowych wykonano dokumentację fotograficzną mającą na celu przedstawienie zjawiska sztormu, jak i jego skutków.

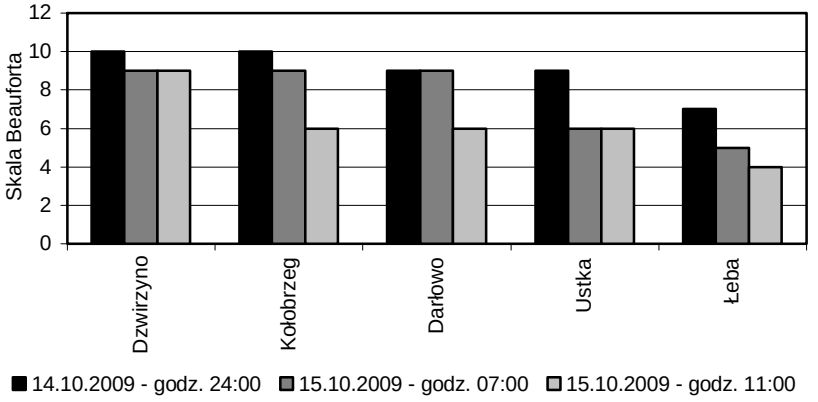
Warunki anemobaryczne

W dniu 14 października 2009 r. obszar Polski znajdował się na skraju pogłębiającego się niżu znad Białorusi i wyżu znad Morza Północnego. Wystąpiły intensywne przelotne opady deszczu towarzyszące porywom wiatru, lokalnie również deszcz ze śniegiem i gradem. Wiatr wiał z kierunków północnych, był dość silny i silny, w porywach od 75 do 90 $km \cdot h^{-1}$. W strefie nadmorskiej w porywach jego prędkość wyniosła od 110 do 130 $km \cdot h^{-1}$. Maksymalne prędkości osiągnął on w dniu 14 października o godzinie 24:00 (8-9, w porywach 10 stopni w skali Beauforta), a następnie obserwuje się jego słabnięcie, by około 11:00 dnia 15 października osiągnąć 4-5 w skali Beauforta (ryc. 2). Przez cały okres jego kierunek był niezmienny tj. północny i północno-wschodni.

Wahania poziomu wód morskich

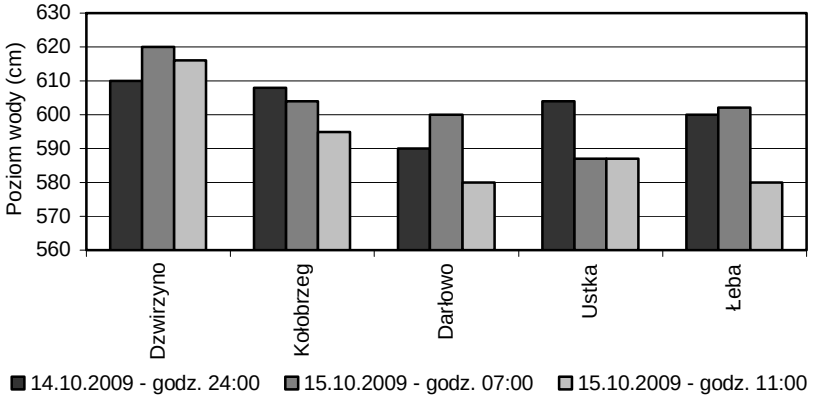
W wyniku silnego piętrzenia wiatrowego zaobserwowano u południowych wybrzeży Bałtyku gwałtowny wzrost poziomu wód. Stopień zagrożenia oceniono na 1 w 3-stopniowej skali (najwyższe zagrożenie). Zaobserwowano również silne wahania poziomu wody, z tendencją obniżania w miarę wygasania zjawiska sztormu. Na posterunkach w Dźwirzynie, Darłowie i Łebie zaobserwowano tendencję wzrostu poziomu wody pomiędzy pomiarem o godzinie 24:00 dnia 14 października 2009 r., a godziną 7:00 dnia 15 października 2009 r., odpowiednio dla Dźwirzyna z 610 na 620 cm, dla Darłowa z 590 na 600 cm i dla Łeby z 600 na 602 cm, by następnie

o godzinie 11:00 dnia 15 października 2009 r. obniżyć się odpowiednio do 616 cm, 580 cm i 580 cm (ryc. 2). Z kolei dla posterunków w Kołobrzegu i Ustce zanotowano tendencję stałego spadku. Dla Kołobrzegu poziom ten obniżył się z 608 cm na 595 cm, zaś dla Ustki z 604 cm na 587 cm (ryc. 3).



Ryc. 2. Prędkość wiatru w dniu 14 i 15 października 2009 r. na wybranych stacjach meteorologicznych

Fig. 2. Wind speeds on October 14th and 15th of 2009 at selected weather stations

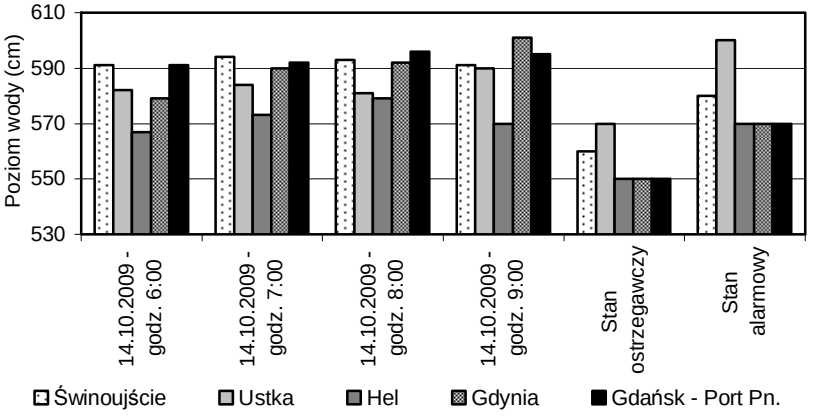


Ryc. 3. Zmiany poziomów wody w wybranych posterunkach hydrograficznych

Fig. 3. Changes in water levels at selected hydrometric sites

Rozpatrując natomiast zmiany krótkookresowe poziomu wody na Bałtyku (godziny 6:00-9:00 dnia 14 października 2009 r.) zauważyć można we wszystkich przypadkach, poza Ustką, wysoki poziom wody, przekraczający tak stany ostrzegawcze, jak i alarmowe. Natomiast w przypadku Ustki przekroczenia dotyczyły wyłącznie stanów ostrzegawczych (ryc. 4). Zmienność poziomów wody, dla tak krótkiego okresu czasu, wyniosła dla Świnoujścia 3 cm, zaś dla Gdyni 22 cm (ryc. 4). Analizując zmienność poziomów wody w poszczególnych godzinach zauważyć można, że jedynie dla posterunku Gdynia nastąpiła stała

tendencja wzrostowa. W pozostałych przypadkach wystąpiły po sobie niezbyt silne fluktuacje (ryc. 4).

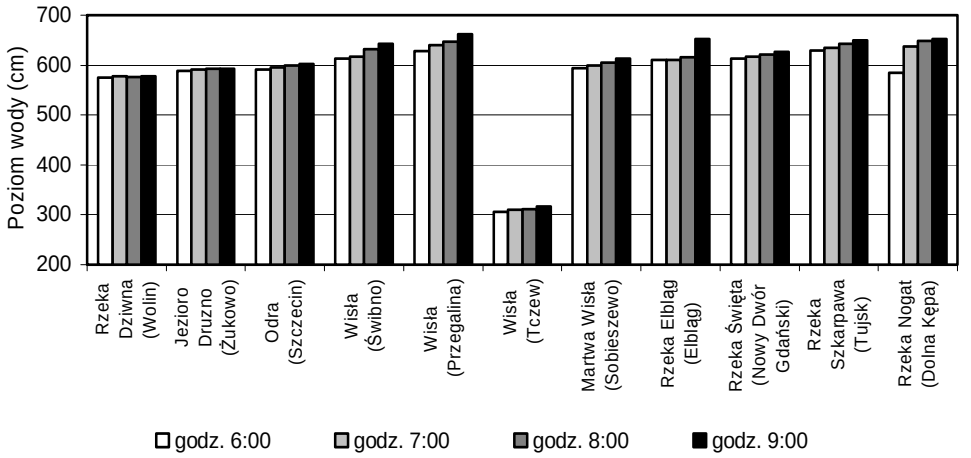


Ryc. 4. Krótkookresowe zmiany poziomu wody w wybranych posterunkach pomiarowych na Morzu Bałtyckim w odniesieniu do stanów ostrzegawczych i alarmowych

Fig. 4. Short-term changes in water levels at selected hydrometric sites on the Baltic Sea versus warning levels and alarm levels

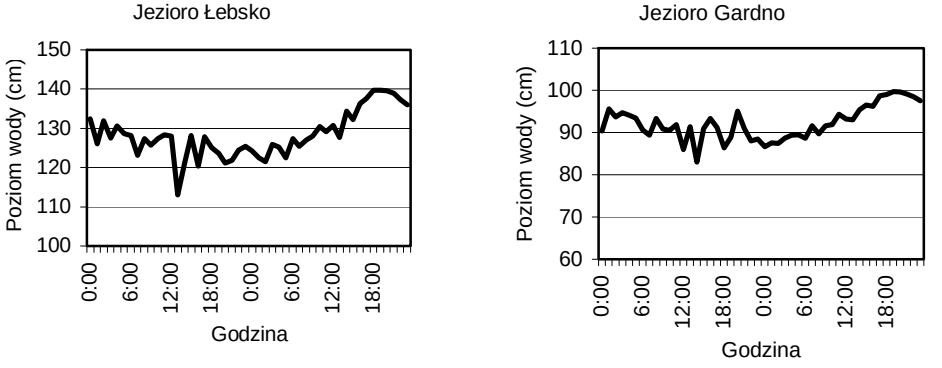
Wahania poziomu wody w strefie lądowej

W efekcie wystąpienia zjawiska sztormu nastąpiło gwałtowne wdzieranie się wód morskich w ujściowe odcinki rzek Przymorza. W tym czasie zanotowano zjawisko cofki, które mogło przemieścić się w głąb nie tylko rzek, ale i jezior mających poprzez te cieki połączenie z morzem. W przypadku wybranych rzek Przymorza i delty Wisły zaobserwowano w kilku przypadkach niewielkie wzrosty poziomów wody, z okresowymi fluktuacjami. Przykładem mogą być rzeki Dziwna, Odra, czy Święta (ryc. 5). Z kolei w kilku przypadkach, a w szczególności Wisły oraz rzek delty zanotowano w przeciągu kilku godzin gwałtowne wzrosty poziomów wody. Szczególnie dobrze sytuację tę widać na rzece Elbląg, gdzie w przeciągu zaledwie jednej godziny (z 8:00 na 9:00 dnia 14 października 2009 r.) poziom wzrósł z 616 cm na 652 cm, tj. o 36 cm (ryc. 5). W innych przypadkach wzrost bardziej równomierny wyniósł w godzinach 6:00-9:00 dnia 14 października 2009 r. w Nogacie 67 cm (od 585 cm do 652 cm), w Szkarpawie – 21 cm (od 629 cm do 650 cm), zaś w Wiśle w zależności od punktu pomiarowego od 30 cm (Świbno) do 34 cm (Przegalina) (ryc. 5). Zakres zmienności wahał się od 611 cm do 652 cm. Z kolei dla jezior przybrzeżnych nie zanotowano gwałtownych wahań poziomów wody. W przypadku jeziora Druzno wzrost poziomu wody w godzinach od 6:00 do 9:00 dnia 14 października 2009 r. wyniósł 4 cm (od 589 cm do 591 cm), zaś dla jezior Łebsko i Gardno w okresie 14-15 października 2009 r. (przy odczycie na sondach samorejestrujących co godzinę) zaobserwowano wahania na poziomie 27 cm dla jeziora Łebsko (zakres od 113 do 140 cm) i 17 cm dla jeziora Gardno (zakres od 83 do 100 cm) (ryc. 6).



Ryc. 5. Zmiany poziomu wody w wybranych obiektach lądowych polskiego wybrzeża w godzinach 6:00-9:00 dnia 14 października 2009 r.

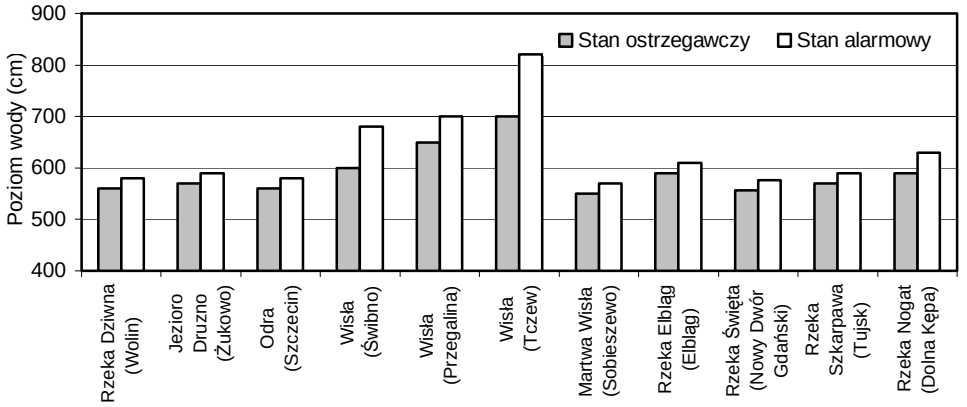
Fig. 5. Changes in water levels at selected sites along the Polish seacoast from 6:00 to 9:00 AM on October 14th of 2009



Ryc. 6. Zmiany poziomu wody w jeziorze Łebsko i Gardno w okresie 14-15 października 2009 r.

Fig. 6. Changes in water levels in lakes Łebsko and Gardno on October 14th-15th of 2009

Porównując uzyskane wyniki ze stanami ostrzegawczymi i alarmowymi (ryc. 7) zauważyć można, że jedynie dla Wisły na posterunkach w Tczewie i Przegalinie poza godziną 9:00 oraz dla Nogatu dla godziny 6:00 nie zanotowano przekroczenia ani stanów ostrzegawczych, ani alarmowych. Z kolei dla rzeki Dziwny, Wisły w miejscowości Świbno oraz Nogatu dla godziny 6:00 zanotowano jedynie przekroczenie stanów ostrzegawczych. Natomiast dla pozostałych obiektów hydrograficznych zaobserwowano przekroczenie stanów alarmowych we wszystkich analizowanych godzinach.



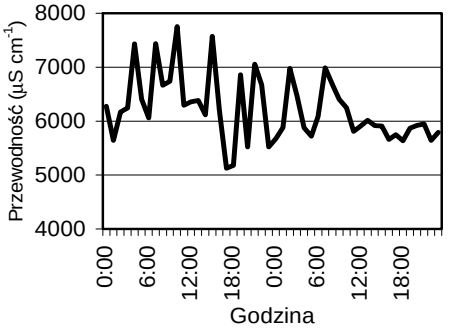
Ryc. 7. Stany ostrzegawcze i alarmowe dla wybranych obiektów lądowych polskiego wybrzeża

Fig. 7. Warning levels and alarm levels for selected sites along the Polish seacoast

Efekty hydrochemiczne

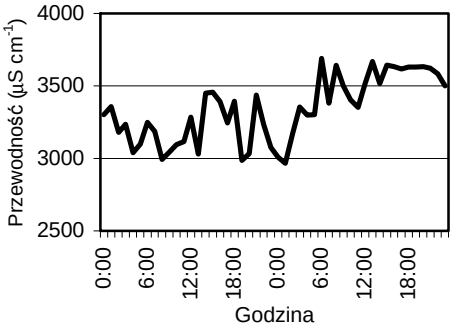
W okresie występowania zjawiska sztormu, poza efektami fizycznymi (zmiany poziomu wody, zmiany natężenia i kierunku przepływu, falowanie) zaobserwować można także efekty chemiczne. Krótkookresowe i gwałtowne przemieszczanie się masy wody morskiej powinno spowodować zmiany jakości wody, a przede wszystkim wzrost zasolenia. Dla celów niniejszej pracy porównano uzyskane wyniki zmienności wielkości przewodności właściwej w wodach jeziora Łebsko i Gardno w dniu 14 i 15 października 2009 r. W pierwszym z analizowanych jezior zanotowano zakres zmienności od 5123 $\mu S \cdot cm^{-1}$ do 7754 $\mu S \cdot cm^{-1}$, przy średniej na poziomie 6217 $\mu S \cdot cm^{-1}$. Zaobserwowano silne fluktuacje w pomiarach godzinnych, z tendencją wyższych wartości notowanych 14 października (średnia – 6403 $\mu S \cdot cm^{-1}$), niż 15 października (średnia – 6032 $\mu S \cdot cm^{-1}$). Jednocześnie większa stabilizacja wyników nastąpiła około godziny 12:00 dnia 15 października (ryc. 8). Jednakże porównując uzyskane wyniki z danymi dla lat 2008-2009 zauważyć można, że nie były one wcale ekstremalne, gdyż w latach 2008-2009 maksymalne wartości przewodności właściwej notowane na Łebsku przekraczały 12000 $\mu S \cdot cm^{-1}$ (Cieśliński 2009b). Były to jednak sytuacje wyjątkowe, gdyż średnia przewodność dla całego okresu badań wyniosła 5460,0 $\mu S \cdot cm^{-1}$. Prawdopodobną przyczyną nie osiągnięcia tak wysokich wartości maksymalnych, jak w latach 2008-2009 był zbyt krótki czas trwania sztormu, co przy dużej pojemności zbiornika spowodowało pewne rozcieńczenie wód morskich dopływających do jeziora.

Z kolei drugi ze zbiorników – jezioro Gardno charakteryzował się zmiennością przewodności właściwej w zakresie od 2967 $\mu S \cdot cm^{-1}$ do 3690 $\mu S \cdot cm^{-1}$, przy średniej – 3337 $\mu S \cdot cm^{-1}$. Podobnie jak dla jeziora Gardno zaobserwowano silne fluktuacje w pomiarach godzinnych, z tym, że tendencja była odwrotna i wyższe wartości notowano 15 października (średnia – 3470 $\mu S \cdot cm^{-1}$), niż 15 października (średnia – 3205 $\mu S \cdot cm^{-1}$).



Ryc. 8. Zmiany przewodności właściwej w wodach jeziora Łebsko w dniach 14-15 października 2009 r.

Fig. 8. Changes in specific conductivity in the waters of Lake Łebsko on October 14th-15th of 2009



Ryc. 9. Zmiany przewodności właściwej w wodach jeziora Gardno w dniach 14-15 października 2009 r.

Fig. 9. Changes in specific conductivity in the waters of Lake Gardno on October 14th-15th of 2009

Większa stabilizacja wyników nastąpiła dopiero około godziny 15:00 dnia 15 października (ryc. 9). Porównując podobnie jak to uczyniono z Łebskiem, uzyskane wyniki z danymi dla lat 2008-2009 zauważyć można, że nie były one również najwyższe. W latach 2008-2009 maksymalne wartości przewodności właściwej notowane na Gardnie przekraczały 11500 $\mu S \cdot cm^{-1}$ (Cieśliński 2009b). Były to także sytuacje wyjątkowe, gdyż średnia przewodność dla całego okresu badań wyniosła 2539 $\mu S \cdot cm^{-1}$. Przyczyną uzyskania nie najwyższych wartości, podobnie jak w latach 2008-2009, był zbyt krótki czas trwania sztormu. Istotne jest tu ułożenie odcinka ujściowego Łupawy, łączącej jezioro Gardno z morzem, względem linii brzegowej morza, a w efekcie kąta nadbiegu fali, który nie pokrywał się bezpośrednio z kierunkiem wiatru.

Skutki sztormu

W trakcie wystąpienia zjawiska sztormu dochodzi najczęściej do zalania powierzchni użytków zielonych i gruntów ornych, zniszczenia i uszkodzenia budynków mieszkalnych oraz użyteczności publicznej, zniszczenia i uszkodzenia mostów oraz dróg, zniszczenia i uszkodzenia wałów przeciwpowodziowych, budowli hydrotechnicznych, zabudowy brzegów rzek i potoków, przelania się wody przez wały brzegowe, przerw w wypływach statków z portów oraz zniszczenia lub uszkodzenia w liniach energetycznych.

W trakcie sztormu w dniach 14-15 października 2009 r. doszło, m.in. do przelania się wody przez wały w miejscowości Osłonka i Rybina (delta Wisły), podtopień w miejscowościach Rybina, Stegna, Sztutowo, i Krynica Morska (delta Wisły i Mierzeja Wiślana), wylanie się wody z koryta rzeki Tuga w miejscowości Nowy Dwór Gdański (uszkodzenie wału przeciwpowodziowego w 4 miejscach), Motławy w Gdańsku (zalanie dolnego bulwaru) (fot. 1) oraz rzeki Elbląg w mieście Elbląg (zalanie starówki) (fot. 2, fot. 3). Nastąpiły liczne przelania się wody przez koronę wałów rzek zlokalizowanych w delcie Wisły (np. rzeka Łaszka,

Wisła Królewiecka, Tuga). W tym czasie doszło do niszczenia przez fale morskie wydm i plaż na Mierzei Wiślanej i Półwyspie Helskim, a także uszkodzenie mola w Sopocie. Przekroczone zostały stany alarmowe na wielu rzekach np. na Wiśle Królewieckiej o 150 cm i Martwej Wiśle o 52 cm. Wystąpiły utrudnienia w dostawie energii elektrycznej, a w dalszej konsekwencji utrudnienia w funkcjonowaniu szybkiej kolei miejskiej w Trójmieście oraz komunikacji w Gdańsku i Gdyni.

W tym czasie około 50 000 mieszkańców województwa pomorskiego pozbawionych zostało prądu. W portach nastąpił zakaz wypływania wszelkich jednostek pływających, w tym promów. Na obszarach polderowych doszło do zalania pompowni i podtopień terenów przyległych (np. Sztutowska Kępa, Rybina). W miejscowości Kąty Rybackie nieprzejezdna była droga wojewódzka nr 501 – jedyna droga dojazdowa do Mierzei Wiślanej. Na Wyspie Nowakowskiej w gminie Elbląg, z powodu wysokiego stanu wód w rzece Elbląg, ewakuowano osiem rodzin z zagrożonych gospodarstw, ale przygotowanych do opuszczenia domów byli wszyscy mieszkańcy wyspy, tj. około 400 osób. Nieczynny był most pontonowy i zalana była droga. Wylaniem groziły rzeki Cieplicówka i kanał Jagielloński.

Podsumowanie

Polskie wybrzeże jest coraz częściej narażone na zjawiska ekstremalne, które nie ograniczają się wyłącznie do wąskiego pasa brzegowego, lecz mogą wpływać na obszary w głębi lądu. Tym bardziej jest to istotne, kiedy wpływają na życie człowieka oraz infrastrukturę techniczną, przynosząc znaczne straty dla gospodarki.

W wyniku analizy uzyskanego materiału źródłowego oraz prac terenowych, wykonanych w okresie trwania sztormu na Bałtyku południowym w dniach 14-15 października 2009 r. ustalono, że efekty zjawiska sztormu związane są przede wszystkim ze zmianami hydrologicznymi (zmiany poziomu wody, wielkości przepływów), występują one na głównych obiektach hydrograficznych a ich konsekwencją są powodzie, podtopienia, a także zniszczenia mechaniczne infrastruktury technicznej. Nie należy zapominać tu również o lokalnych warunkach hydrograficznych, które modelowały przemieszczanie się mas wodnych od strony morza. Z kolei zmiany hydrochemiczne, pomimo wystąpienia zjawiska intruzji wód morskich do głównych obiektów są mniej zauważalne. Prawdopodobną przyczyną tego stanu rzeczy jest zbyt krótki okres wystąpienia zjawiska sztormu oraz nagromadzenie dużych mas wodnych w tych obiektach.

Zjawiska ekstremalne występujące w strefie wybrzeża mogą mieć katastrofalne skutki wynikające z jednoczesnego nałożenia się wpływów ze strony morza, jak i lądu przy jednoczesnych intensywnych opadach atmosferycznych. W konsekwencji może dojść do powstania powodzi miejskich, których zasięg i skala mogą być niespotykane do tej pory. Ostatnia z powodzi, która nawiedziła Gdańsk w 2001 r., pomimo, że była tylko powodzią wywołaną opadami nawalnymi, która spowodowała katastrofalne skutki w środowisku oraz olbrzymie straty ekonomiczne (Cyberski 2003).

Literatura

Cieśliński R., 2009a, Differences in chloride concentration in the outlets of rivers and canals in the southern Baltic coastal region during normal and extreme weather conditions. Folia Geographica, ser. Geographica-Physica, XL: 105-116.

Cieśliński R., 2009b, The course and hydrological effects of the phenomenon of brackish waters intrusions on the Polish coast of the southern Baltic on the example of chosen lagoons. Estuaries and Coast, Department of Civil Engineering, Tohoku University (Japan), 1: 457-464.

Cieśliński R., Bogdanowicz R., Drwal J., 2009, The impact of seawater intrusions on water quality in small coastal freshwater basins. Technical Documents in Hydrology, International Hydrological Programme – VII**,** UNESCO, Paris, 84: 69-74.

Cieśliński R., Drwal J., 2005, Quasi-estuary processes and consequences for human activity, South Baltic, Estuarine. Coastal and Shelf Science, 62: 477-485.

Cyberski J., 2003, Powódź w Gdańsku 2001. Wyd. GTN, Gdańsk.

Drwal J., 2001, Środowisko delty Wisły w czasach historycznych. (W:) D.A. Dekański (red.), Żuławy i mierzeja moje miejsce na ziemi. Kolokwia Żuławskie, Oficyna Ferberiana, Gdańsk: 11-18.

Kundzewicz Z.W., Jania J., 2007, Extreme Hydro-meteorological Events and their Impacts from the Global down to the Regional Scale. Geographica Polonica, Polish Academy of Sciences, Institute of Geography and Spatial Organization, Warszawa, 80, 2: 9-25.

Miętus M., 2005, Ekstremalne zjawiska klimatyczne z perspektywy IPCC. (W:) E. Bogdanowicz i in. (red.), Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne. Wyd. PTGeof., IMGW: 19-31.

Miętus M., Filipiak J., Owczarek M., 2004, Klimat wybrzeża południowego Bałtyku. Stan obecny i perspektywy zmian. (W:) J. Cyberski (red.), Środowisko polskiej strefy południowego Bałtyku – stan i przewidywane zmiany w przededniu integracji europejskiej. Wyd. GTN, Gdańsk: 11-44.

Trapp J., 2001, Warunki klimatyczne. (W:) J. Czochański (red.), Opracowanie ekofizjograficzne do planu zagospodarowania przestrzennego województwa pomorskiego. Pomorskie Studia Regionalne, Urząd Marszałkowski Województwa Pomorskiego, Gdańsk: 65-77.

Summary

The purpose of the paper is to show the hydrologic and hydrochemical effects of extreme phenomena using the example of a storm that took place along the Polish seacoast and in the Vistula River Delta on October 14th-15th of 2009. The paper is based on primary sources obtained from government institutions involved with storm research including the IMGW Office for Hydrological Prognosis in Gdynia. Analysis of the aforementioned materials and field research during the storm have shown that the effects of the storm were primarily linked with hydrologic changes in key hydrographic entities (changes in water level and discharge) and associated events such as flooding and damage to mechanical infrastructure. Local hydrographic conditions were also a reflection of the movement of water from the sea. On the other hand, hydrochemical changes resulting from seawater intrusions were less perceptible. The two most likely reasons for this are the storm's relatively short duration and the large volume of water in the entities of interest.



Fot. 1. Zalanie dolnego bulwaru przez rzekę Motławę
Fhoto. 1. Flooding of the lower riverside road by the Motława River



Fot. 2. Zalanie starówki miasta Elbląg przez rzekę Elbląg
Photo. 2. Flooding of the Old City in Elbląg by the Elbląg River



Fot. 3. Wylanie się rzeki Elbląg z koryta w centrum miasta Elbląg
Photo. 3. Elbląg River flooding of the central part of the City of Elbląg

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 91-97

Zastosowanie Systemów Informacji Geograficznej (GIS) do oceny hydrograficznych uwarunkowań wielkości dostawy zanieczyszczeń w zlewniach młodoglacjalnych na przykładzie zlewni Borucinki

Application of Geographical Information System (GIS) to evaluate the hydrographic factors influencing the diversification of pollution loads in postglacial catchments. The Borucinka catchment case study

Robert Bogdanowicz, Alicja Olszewska, Jan Drwal, Ewa Woźniak

Katedra Hydrologii, Uniwersytet Gdański, georb@ug.edu.pl, ala.wu@wp.pl

Streszczenie: Analizując czynniki kształtujące migrację zanieczyszczeń pochodzenia obszarowego w zlewniach rzecznych, wykształconych na obszarach młodoglacjalnych, nie należy pomijać struktury hydrograficznej zlewni, związanej w szczególności z wydzieleniem obszarów nie włączonych do powierzchniowego formowania odpływu. Zasięg i przestrzenne rozmieszczenie obszarów bezodpływowych w obrębie zlewni powoduje, że cześć zanieczyszczeń wód nie dostaje się bezpośrednio do systemu rzecznego, lecz jest czasowo zatrzymywana w zagłębieniach ewapotranspiracyjnych lub chłonnych. W pracy zaprezentowane i porównane zostaną, oparte na Systemach Informacji Geograficznej, metody wyznaczania granic zlewni oraz obszarów bezodpływowych znajdujących się na obszarach młodoglacjalnych oraz metoda wyznaczania obszarów jednorodnych hydrologicznie. Wyznaczenie elementów struktury hydrograficznej, wyłączonych z powierzchniowego systemu odwadniania, oraz dalsze modelowanie procesów fizycznych, posłużą do oceny zróżnicowania wielkości dostawy zanieczyszczeń w badanej zlewni. Przeprowadzona analiza dotyczyć będzie położonej na Pojezierzu Kaszubskim zlewni rolniczej Borucinki (lewostronny dopływ Raduni), o powierzchni około 32 km^2. Ponad jej połowę zajmują powierzchnie zasilania pośredniego – czynnego i biernego. Jest ona przykładem typowej zlewni młodoglacjalnej, dlatego też wyniki przeprowadzonych w niej badań mogą być potraktowane jako reprezentatywne dla użytkowanych rolniczo obszarów objętych akumulacyjną działalnością lądolodów plejstoceńskich.

Słowa kluczowe: GIS, zanieczyszczenia obszarowe, ochrona wód, obszary młodoglacjalne
Key words: GIS, diffuse pollution, water protection, postglacial areas

Wstęp

Struktura hydrograficzna zlewni położonych na pojeziernych obszarach młodoglacjalnych stanowi jeden z podstawowych czynników kształtujących obieg wody oraz materii organicznej w zlewni. Podkreślić tu należy szczególnie rolę, jaką odgrywają obszary bezodpływowe, stale lub okresowo, wyłączone z powierzchniowego systemu odwadniania. Występowanie w obrębie zlewni obszarów bezodpływowych jest przyczyną czasowego zatrzymywania części zanieczyszczeń wód w zagłębieniach ewapotranspiracyjnych lub chłonnych.

Poniższa praca opiera się na wynikach badań prowadzonych w ramach projektu nt.: „Innowacyjne rozwiązania gospodarki ściekowo-osadowej dla terenów niezurbanizowanych (NORWET – projekt PL0271)", realizowanego przez Katedrę Hydrologii Uniwersytetu Gdańskiego przy współpracy z Politechniką Gdańską, Uniwersytetem Łódzkim i Norweskim Instytutem Badań Rolniczych i Środowiska, dofinansowanego ze środków Mechanizmu Finansowego EOG i Norweskiego Mechanizmu Finansowego.

Celem pracy jest prezentacja możliwości zastosowania, na obszarach akumulacji młodoglacjalnej, modelu matematycznego opartego na analizie procesów fizycznych oraz Systemach Informacji Geograficznej (Neitsch i in. 2004).

Charakterystyka obszaru badań

Obszar zlewni Borucinki, będącego składową systemu hydrograficznego rzeki Raduni, zamyka się w przekroju, w którym ciek uchodzi do Jeziora Raduńskiego Górnego (ryc. 1). Borucinka posiada jedynie dwa większe dopływy, które mają charakter okresowy. Jej długość, na odcinku od jeziora Szewionko do jeziora Raduńskiego Górnego, wynosi 6,6 km (Staszek 2003).

Wyznaczona na podstawie mapy topograficznej w skali 1: 10 000 granica zlewni Borucinki obejmuje powierzchnię 32,2 km^2 (Woźniak i in. 2009), zaś powierzchnia zlewni wygenerowana z numerycznego modelu wysokościowego terenu wynosi 33,6 km^2. Zróżnicowanie hipsometryczne na obszarze badanej zlewni jest duże, bowiem deniwelacje terenu przekraczają 100 m. Część północna zlewni to wysoczyzna, natomiast część południową stanowi powierzchnia sandrowa (Drwal i in. 1975). Część wysoczyznowa składa się z utworów gliniastych, i tu znajduje się tu najwyższe wzniesienie (266,8 m n.p.m.). W części sandrowej, składającej się z utworów piaszczystych oraz żwirowych osadów fluwioglacjanych (Jurys 1995), znajduje się najniższy punkt zlewni (161,6 m n.p.m.), położony przy ujściu rzeki do Jeziora Raduńskiego.

Na badanym obszarze największym zbiornikiem wodnym jest Jezioro Boruckie o powierzchni 11,6 ha. Jest to jedyny zbiornik w zlewni, którego powierzchnia przekracza 10 ha. Oprócz Jeziora Boruckiego na badanym obszarze występują dwa małe jeziora przepływowe: Glinno (6,4 ha) i Szewinko (2,9 ha) oraz liczne niewielkie (< 1 ha) zbiorniki i podmokłe zagłębienia o genezie wytopiskowej, stale bądź okresowo, które są wyłączone z powierzchniowego systemu odwadniania (ryc. 2).

Pod względem użytkowania terenu (tab. 1) w badanej zlewni przeważa zdecydowanie rolnicze wykorzystanie gruntów, dominują tutaj grunty orne,

również udział łąk i pastwisk jest znaczący. Stosunkowo niewielki jest natomiast udział lasów.

Tab. 1. Udział powierzchniowy poszczególnych typów użytkowania ziemi
Tab. 1. The proportion of different types of land use

Użytkowanie ziemi	Powierzchnia	
	(ha)	(%)
Tereny zabudowane	64,4	2,0
Wody powierzchniowe	57,9	1,8
Lasy	293	9,1
Zarośla, poręby	32,2	1,0
Łąki i pastwiska	618,2	19,2
Nieużytki, murawy	144,9	4,5
Grunty orne	2009,2	62,4

Źródło: Staszek (2003) (zmodyfikowane)

Opis modelu

Soil and Water Assessment Tool (SWAT) jest narzędziem GIS służącym do modelowania obiegu wody i materii w zlewni. Narzędzie to umożliwia przeprowadzanie długotrwałych symulacji wpływu użytkowania zlewni na jakość wód oraz dostawę ładunków zanieczyszczeń do poszczególnych zlewni cząstkowych. Narzędzie SWAT umożliwia również modelowanie hydrologiczne obejmujące transport rumowiska i substancji rozpuszczonych oraz obieg materii organicznej, bakterii i pestycydów (Winchell i in. 2008).

Wygenerowanie obrazu cieków z mapy topograficznej oraz określenie granic zlewni za pomocą narzędzi GIS stanowią pierwszy etap prac związanych z przestrzennym modelowaniem zlewni rzecznej.

Korzystając z narzędzia GIS, jakim jest SWAT, na podstawie poniżej opisanych map, wyznaczona została zlewnia rzeki Borucinki oraz jej 23 zlewnie cząstkowe. Profil zamykający zlewnię znajduje się w zlewni cząstkowej oznaczonej numerem 18 (ryc. 3).

Materiałami źródłowymi, jakie wykorzystane zostały do wydzielenia w zlewni Borucinki obszarów jednorodnych hydrologicznie (*Hydrological Response Units*), były trzy mapy: numeryczny model wysokościowy, mapa użytkowania terenu i mapa typów gleb. Obszary jednorodne hydrologicznie przedstawiają indywidualne zestawienia warunków użytkowania gruntów, poszczególnych typów gleb oraz nachylenia stoków (Winchell i in. 2008).

Podstawowym materiałem kartograficznym był numeryczny model terenu (*Digital Elevation Model* – DEM), czyli model wysokościowy o rozdzielczości 10 m x 10 m oraz mapa topograficzna w skali 1: 10 000, na podstawie której w programie ArcGIS wypreparowana została sieć hydrograficzna zlewni (ryc. 4).

W kolejnym etapie prac, metodą interpretacji hydrograficznej (Fac-Beneda 2006), przygotowana została warstwa pokrycia terenu. Wyznaczono ją na podstawie mapy użytkowania terenu i zdjęcia satelitarnego obszaru badań. Interpretacja zdjęć satelitarnych i map topograficznych w wersji cyfrowej w skali 1: 10 000 oraz przeprowadzenie kartowania hydrograficznego terenu (wiosna 2009 r.), pozwoliły przy użyciu programu ArcGIS na szczegółowe wypreparowanie warstwy użytkowania terenu zlewni. Za pomocą programu ArcGIS utworzona została również warstwa typów gleb, wyznaczonych na podstawie mapy glebowo-rolniczej w skali 1: 25 000.

Trzeci etap stanowiło przypisanie poszczególnym rodzajom użytkowania zlewni oraz typom gleb odpowiednich atrybutów, zaś na ich podstawie skategoryzowane zostały stopnie nachylenia stoków w odniesieniu do typów gleb, jakie je tworzą oraz pokrycia terenu. Następnie, za pomocą odpowiednich funkcji SWAT, wydzielone zostały obszary jednorodne hydrologicznie. Dzięki opcji zastosowanego narzędzia GIS, polegającej na możliwości wyznaczania obszarów jednorodnych, możliwe było modelowanie za jego pomocą na terenach młodoglacjalnych Pojezierza Kaszubskiego. Specyficzna struktura hydrograficzna tego obszaru, uwzględniająca obszary endoreiczne, może tu być analizowana. Niweluje to dodatkowo błędy, które pojawiać się mogą przy modelowaniu zlewni za pomocą narzędzi nie uwzględniających tych warunków.

W rezultacie rozpoczęcia prac nad modelowaniem zlewni przy wykorzystaniu narzędzi GIS, otrzymujemy obraz przestrzenny badanego obszaru – mapy tematyczne, na których wydzielone zostały poszczególne rodzaje powierzchni zlewni. Różnią się one między sobą funkcją, jaką pełnią w transporcie i akumulacji zanieczyszczeń na badanym obszarze.

Stworzenie mapy zagrożeń wód oraz skategoryzowanie powierzchni zlewni pod względem typów gleb, ukształtowania oraz użytkowania terenów umożliwia wyznaczenie na ich podstawie dróg migracji zanieczyszczeń w zlewni oraz analizę czynników kształtujących dostawę i transport zanieczyszczeń powierzchniowych.

Działalność jaką prowadzi człowiek w badanej zlewni, przekładająca się na wielkość dostawy substancji biogenicznych (fosforu i azotu), ma znaczący wpływ na jakość wód powierzchniowych, które stanowi jedną z głównych kategorii źródeł zanieczyszczeń wód (Bogdanowicz 2004). Jakość wód jest zwykle tym gorsza, im większa jest presja na środowisko naturalne ze strony człowieka. Dla badanej zlewni przyjęto, że stan czystości wód powierzchniowych podlega dużej presji, kiedy w zlewni pojawia się zabudowa osadnicza (charakteryzująca się nieuporządkowaną gospodarką ściekową). Mniejsza jest presja ze strony obszarów gruntów ornych, a najmniejszej – terenów zalesionych, łąk i podmokłości (Woźniak i in. 2009). Na obszarach użytkowanych rolniczo główne źródło pochodzenia azotu i fosforu stanowią nawozy mineralne i organiczne. Według badań eksperymentalnych, przeprowadzonych w różnych krajach europejskich, wielkość eksportu azotu całkowitego zlewni rolniczych określana jest na około 1000 kg $N \cdot km^{-2} \cdot rok^{-1}$, natomiast zlewni leśnych na około 190 kg $N \cdot km^{-2} \cdot rok^{-1}$. W przypadku fosforu ogólnego, maksymalne wartości eksportu stwierdzone w zlewisku Bałtyku zaobserwowano w zlewni Sundu (220 kg $P \cdot km^{-2} \cdot rok^{-1}$ (Bogdanowicz 2004). Ładunki jednostkowe substancji biogenicznych, obliczone w zlewni Borucinki w okresie wiosennym 2009 r., odpowiadały najniższym

wartościom spośród charakterystycznych dla zlewni rzek pojezierzy. Ładunki te byłyby jednak dwukrotnie wyższe, gdyby odnosić je wyłącznie do obszarów zasilania bezpośredniego (Woźniak i in. 2009). Stwierdzono również bardzo duże różnice pomiędzy poszczególnymi zlewniami cząstkowymi, wynoszące od 1,7 do 95,3 kg $P \cdot km^{-2} \cdot rok^{-1}$ w przypadku fosforu ogólnego, oraz 13,8-657,4 kg $N \cdot km^{-2} \cdot rok^{-1}$ w odniesieniu do ładunku azotu ogólnego. Najniższe wartości ładunków jednostkowych stwierdzono w zlewniach cząstkowych charakteryzujących się najwyższym udziałem obszarów bezodpływowych.

Dyskusja i wnioski

Narzędzie SWAT, w dotychczas przeprowadzanych analizach, doskonale sprawdzało się w zlewniach o powierzchniach wielokrotnie przekraczających powierzchnię badanej zlewni (Gassman i in. 2007). Próba adaptacji narzędzia SWAT do warunków małej zlewni, wielkości dorzecza Borucinki, położonej na obszarach akumulacji młodoglacjalnej wykazała, że w zależności od jakości i dokładności materiałów wejściowych, może być ono wykorzystywane do wyznaczania granic zlewni, oraz jej wewnętrznej struktury hydrograficznej. Obraz zlewni, jaki uzyskujemy przy wykorzystaniu tej metody, jest w dużym stopniu zgodny ze zdjęciem hydrograficznym wykonanym podczas kartowania terenu. Podstawowym materiałem źródłowym, jaki wykorzystujemy posługując się narzędziem SWAT, jest numeryczny model wysokościowy terenu (im dokładniejszy jest model wysokościowy, tym doskonalej wyznaczone są granice zlewni oraz zlewni cząstkowych). Przebieg granic zlewni Borucinki, wyznaczony na podstawie mapy topograficznej w skali 1: 10 000, niewiele odbiega od przebiegu granic zlewni wyznaczonych przy użyciu narzędzia SWAT na podstawie numerycznego modelu terenu (ryc. 3). Różnice te są tak nieznaczne, że w przypadku małego obszaru, jakim jest zlewnia Borucinki (32,2-33,6 km^2), można je potraktować jako mieszczące się w granicach błędu interpretacji.

Tab. 2. Powierzchnia zlewni włączonych i wyłączonych z powierzchniowego systemu odwadniania (na podstawie Woźniak i in. 2009)

Tab. 2. Catchment area included and excluded from the surface drainage system (based on Woźniak et al. 2009)

Charakterystyka	Powierzchnia	
	(km^2)	(%)
Tereny wyłączone z odwadniania powierzchniowego	17,1	53
Obszary bezodpływowe ewapotranspiracyjne	9,7	30
Obszary bezodpływowe chłonne	7,4	23
Tereny włączone do odwadniania powierzchniowego	15,1	47
Cała zlewnia	32,2	100

Źródło: opracowanie własne

Trudność wykorzystania narzędzi GIS, przy tworzenia map tematycznych służących ochronie wód na terenach młodoglacjalnych, wynika głównie

z występowania tam licznych obszarów bezodpływowych (ewapotranspiracyjnych bądź chłonnych), będących miejscami akumulacji ładunków zanieczyszczeń. Występujące w badanej zlewni obszary bezodpływowe, będące wyłączonymi systemu z odwadniania powierzchniowego, zajmują łącznie 17,1 km^2, co stanowi 53% powierzchni zlewni (tab. 2). Zasięg i przestrzenne rozmieszczenie obszarów bezodpływowych w obrębie zlewni powoduje, że cześć zanieczyszczeń wód nie dostaje się bezpośrednio do systemu rzecznego, lecz jest czasowo zatrzymywana w zagłębieniach ewapotranspiracyjnych lub chłonnych i jedynie w sposób pośredni (poprzez wody podziemne) może przedostawać się do odbiornika.

Struktura hydrograficzna zlewni istotnie wpływa na migrację zanieczyszczeń w zlewni, gdyż wielkość dostawy zanieczyszczeń do zlewni nie jest równa wielkości ładunków zanieczyszczeń określonych w przekroju ujściowym cieku.

Wyniki pierwszego etapu modelowania obiegu wody i materii w zlewni Borucinki, uzyskane przy użyciu programu ArcGIS oraz narzędzia SWAT, są w dużym stopniu zgodne z wynikami analizy przeprowadzonej w oparciu o kartowanie hydrograficzne. Istnieje zatem możliwość podjęcia kolejnych etapów modelowania zlewni. Służyć będą one m.in. określeniu przyczyn zmian jakości wód (w powiązaniu z lokalizacją głównych źródeł zanieczyszczeń) w poszczególnych obszarach jednorodnych hydrologicznie, stanowiących najmniejsze elementy struktury zlewni wyznaczane w modelu SWAT.

Literatura

Bogdanowicz R., 2004, Hydrologiczne uwarunkowania transportu wybranych związków azotu i fosforu Odrą i Wisłą oraz rzekami Przymorza do Bałtyku. Wyd. UG., Gdańsk.

Drwal J., Gołębiewski R., Lange W., 1975, Dorzecze Borucinki jako przykład zlewni reprezentatywnej Pojezierza Kaszubskiego. Zeszyty Naukowe Wydziału BiNoZ UG, Geografia, 5.

Fac-Beneda J., 2006, Hydrograficzne funkcje jednostek struktury hydrograficznej w zlewniach młodoglacjalnych. (W:) L. Krzysztofiak (red.), Funkcjonowanie i monitoring geokosystemów Polski w warunkach narastającej antropopresji. Zintegrowany monitoring środowiska przyrodniczego, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa.

Gassman P.W., Reyes M.R., Green C.H., Arnold J.G., 2007, The Soil and Water Assessment Tool: Historical Development, Applications, and Future Research Directions. Working Paper 07-WP 443, Center for Agricultural and Rural Development Iowa State University, Ames, Iowa, USA, www.card.iastate.edu.

Jurys L., 1995, Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 50 000, ark. Stężyca. PIG, Gdańsk.

Neitsch S.L., Arnold J.G., Kiniry J.R., Srinivasan R., Williams J.R., 2004, Soil and Water Assessment Tool. Input/Output File Documentation (version 2005), Grassland, Soil and Water Research Laboratory, Agricultural Reserch Service, Texas, USA.

Staszek W., 2003, Struktura funkcjonalna geosystemu młodoglacjalnego na przykładzie dorzecza Borucinki. Mps. pracy doktorskiej, Archiwum Katedry Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska, Uniwersytet Gdański, Gdańsk.

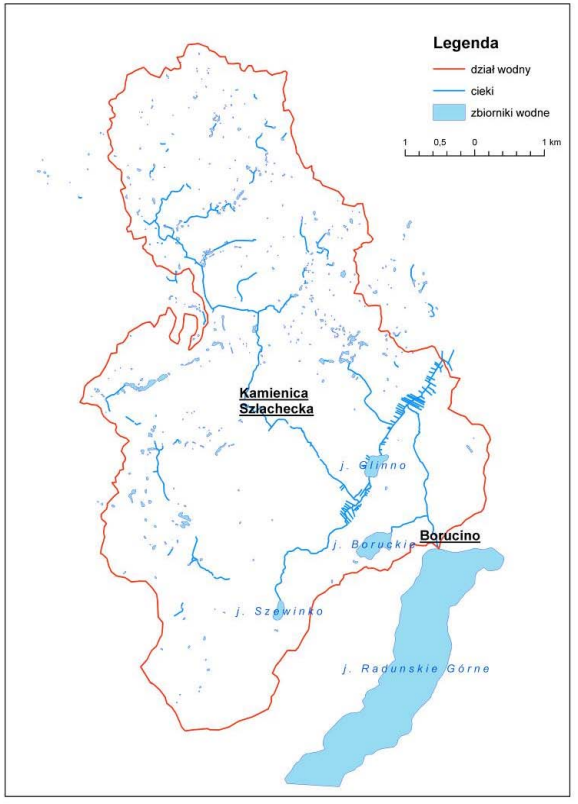
Winchell M., Srinivasan R., Di Luizio M., Arnold J., 2008, ArcSWAT 2.1 Interface for SWAT2005. User's Guide, Blackland Research Center Texas Agricultural Experiment Stadion, Texas, USA.

Woźniak E., Drwal J., Bogdanowicz R., Olszewska A., 2009, Hydrograficzne uwarunkowania transportu i akumulacji zanieczyszczeń wód w małej zlewni młodoglacjalnej. Monografie Komitetu Inżynierii Środowiska PAN, Gdańsk, 56.

Summary

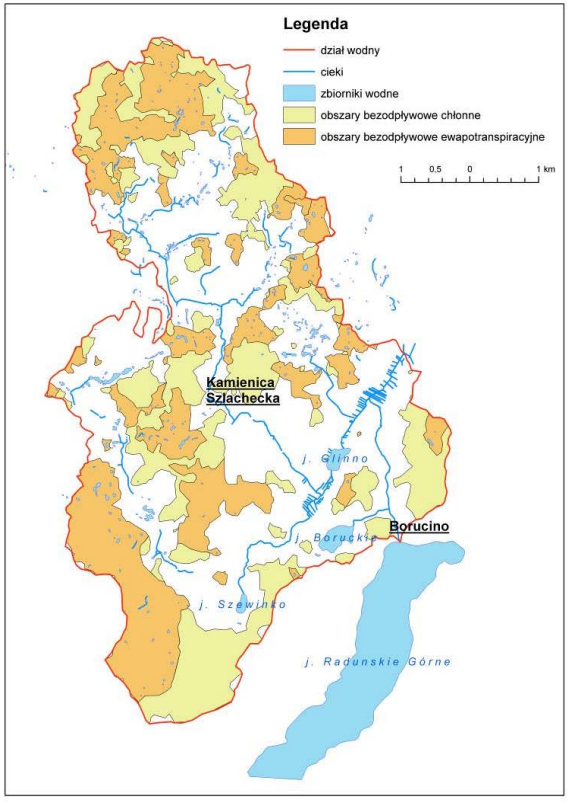
In previous studies *Soil and Water Assessment Tool* (SWAT) was the perfect matchmaker for the large-areas catchments. Trying to adapt SWAT model to the conditions of a small catchment, located in postglacial areas, it was demonstrated that depending on the quality and accuracy of input materials, it may be used to determine catchment boundaries and the internal hydrographic structure of the basin. The picture of the Borucinka river catchment which was delineated by the SWAT model is highly compatible with the hydrographic chart made during field mapping. The difficulty of using GIS tools on postglacial areas is mainly due to the occurrence of non-outlet areas. The spatial coverage of endorheic areas within the catchment means that part of water pollution is not getting directly to the river system, but is temporarily retained in the depression.

The hydrographic structure of the catchment significantly influences the migration of pollutants in the catchment. The volume of pollutants in the basin is not equal to the volume of pollutant loads measured in the outlet profile. There is the possibility of subsequent stages of basin modeling, which can be used to identify reasons for changes in water quality in each hydrological response units, which are the smallest elements of structure delineated by SWAT in the catchment model.



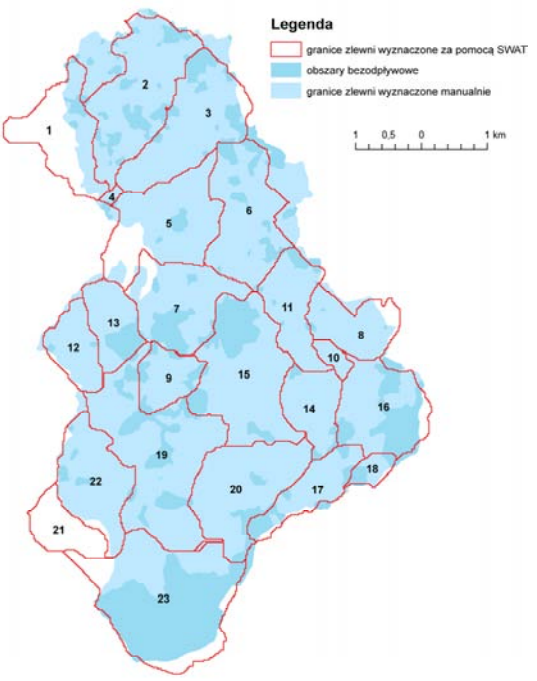
Ryc. 1. Lokalizacja zlewni Borucinki oraz jej sieć hydrograficzna

Fig. 1. Location and hydrography of the Borucinka river catchment



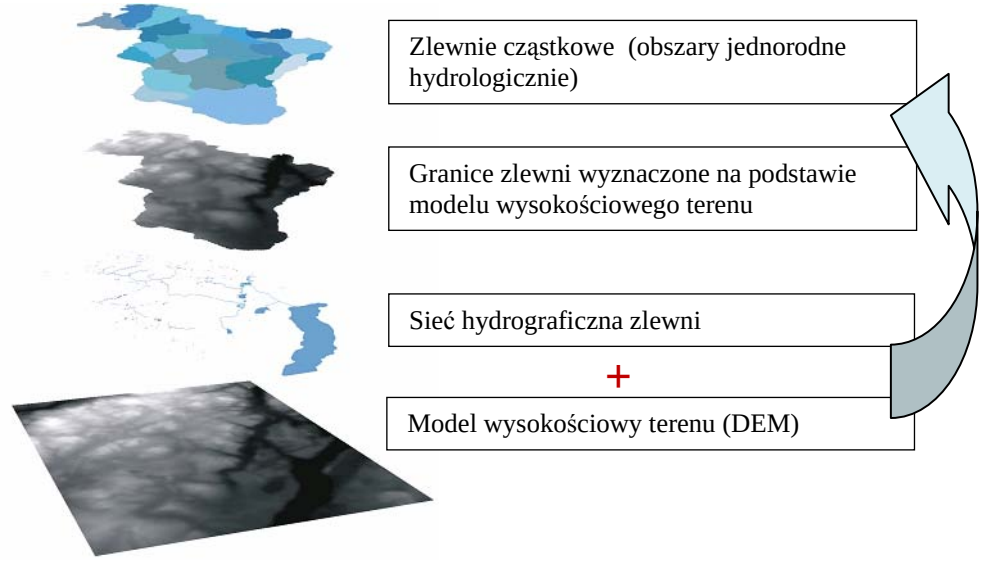
Ryc. 2. Występowanie obszarów bezodpływowych na obszarze zlewni Borucinki (na podstawie mapy topograficznej w skali 1: 10 000)

Fig. 2. The occurrence of non-outlet areas in the Borucinka river catchment (based on the topographic map in scale 1: 10 000)



Ryc. 3. Zlewnie cząstkowe (obszary jednorodne hydrologicznie) w zlewni Borucinki wyznaczone manualnie oraz za pomocą SWAT

Fig. 3. Sub-basins (Hydrological Response Units) of the Borucinka river catchment – set manually and using SWAT



Ryc. 4. Podstawowe materiały źródłowe wykorzystywane przy modelowaniu zlewni

Fig. 4. Basic source-materials used in catchment modeling

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 101-110

Ekstremalne zdarzenia meteorologiczne w rejencji opolskiej w pierwszej połowie XIX wieku

Extreme meteorological events in the Opole District in the first half of the 19th century

Stanisław W. Czaja

Katedra Geografii Fizycznej, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski,
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, stanislaw.czaja@us.edu.pl

Streszczenie: Przebieg obserwowanych współcześnie zjawisk pogodowych skłania do tezy, iż XIX stulecie oraz pierwsza połowa XX wieku były z uwagi na przebieg zjawisk pogodowych bardziej stabilne niż czasy współczesne. Jednak analiza obserwacji meteorologicznych, zawartych w zestawieniach sprawozdań gospodarczych, wykonywanych w rejencji opolskiej w latach 1816-1852, nie potwierdza tej tezy. Bogaty materiał obserwacyjny zawarty w sprawozdaniach pozwolił na ocenę warunków termicznych i występowania burz w rejonie Opola i jego obrzeży. Z analizy tych materiałów wynika, że:

1. Średnie roczne temperatury powietrza wykazywały tendencję ujemną, co może wynikać z faktu, że początek pomiarów temperatury powietrza przypadł na schyłek optimum klimatycznego mającego miejsce w końcu XVIII wieku.
2. Amplituda średnich rocznych temperatur powietrza w latach 1816-1852 wynosiła aż 6,5^{o}C, przy średniej rocznej 8,0^{o}C, średniej miesięcy zimowych -2,2^{o}C a miesięcy letnich 18,1^{o}C.
3. Występowanie burz było nierównomierne, zarówno w czasie, jak i przestrzeni. Najczęściej zjawisko to obserwowano w ciepłej porze roku – od maja do sierpnia, kiedy to wystąpiło 682 dni burzowych, co stanowiło nieco ponad 76% zanotowanych przypadków. Gwałtowny spadek liczby dni z burzą stwierdzono we wrześniu (zaledwie 28 dni) w obserwowanym wieloleciu. Najrzadziej występowały one w listopadzie, bowiem na przestrzeni 37 lat zanotowano zaledwie 4 dni burzowe.

Słowa kluczowe: historyczne zjawiska pogodowe, burze, temperatura powietrza

Key words: historical weather phenomena, storms, weather temperature

Wstęp

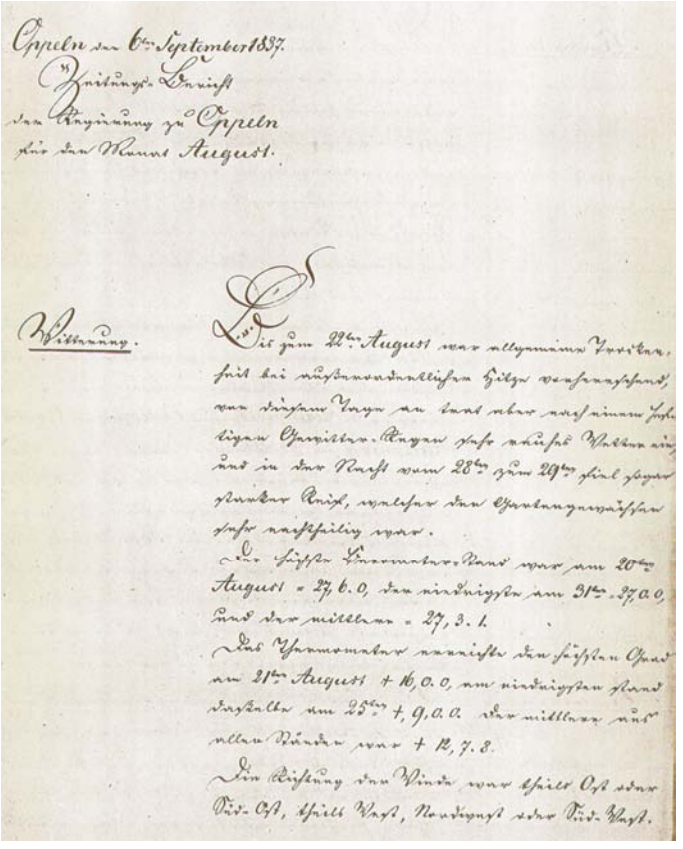
Przebieg obserwowanych współcześnie zjawisk pogodowych, takich jak: ulewy i deszcze nawalne, burze i silne wiatry, długotrwałe posuchy lub okresy wilgotne, a także mroźne i śnieżne lub suche i ciepłe zimy, skłania do formułowania tezy, iż XIX stulecie oraz pierwsza połowa XX wieku były z uwagi na przebieg zjawisk pogodowych bardziej stabilne niż czasy współczesne. Jednak analiza obserwacji meteorologicznych, zawartych w zestawieniach sprawozdań gospodarczych, wykonywanych w rejencji opolskiej w latach 1816-1852, nie potwierdza tej tezy.

Rekonstrukcja warunków hydrometeorologicznych do końca XIX wieku, a więc do czasu powszechnego wprowadzenia obserwacji instrumentalnych, jest bardzo trudna. Wiedzę o tych zjawiskach czerpiemy bowiem z materiałów rękopiśmiennych pochodzących z kronik (miejskich, rodzinnych, parafialnych), kalendarzy, pamiętników, dzienników, sprawozdań z podróży oraz sprawozdań gospodarczych. Zasadniczą wadą tych informacji jest ich niejednorodność, znaczna doza subiektywizmu w opisach oraz wyolbrzymianie faktów. Informacje w źródłach archiwalnych dotyczą najczęściej krótkiego okresu czasu, a także niejednokrotnie mało precyzyjnie lokalizują opisywane zjawisko w czasie i przestrzeni, co współczesnemu badaczowi utrudnia analizę.

Niezwykle rzadko zdarza się, aby dla dużych miast czy też regionów prowadzono przez kilkadziesiąt lat szczegółowe zapiski, w których znaczącą częścią są informacje o warunkach meteorologicznych i społeczno-gospodarczych skutkach tych zjawisk. Takie zapisy, w formie miesięcznych i dwumiesięcznych sprawozdań gospodarczych, prowadzono w dawnych rejencjach państwa pruskiego. Rejencja to jednostka administracyjna wprowadzona w latach 1815-1816 w Prusach jako szczebel pośredni pomiędzy prowincją a powiatem. W roku 1816 zaczęto w rejencji opolskiej regularnie obserwować i opisywać zjawiska meteorologiczne, hydrologiczne i ich gospodarcze skutki w postaci miesięcznych (od 1852 roku w dwumiesięcznych) sprawozdań gospodarczych. Powstawały one na podstawie sprawozdań landratów (naczelników administracji powiatowej w dawnych Prusach) oraz sprawozdań z poszczególnych gmin rejencji. Ostateczny tekst redagowano na podstawie wszystkich materiałów dostarczonych z terenu. Dodatkowo uzupełniano go w opis wpływu panujących warunków klimatycznych na gospodarkę, a w szczególności na rozwój upraw polowych i ogrodowych. Sprawozdania te przesyłano do stolicy Prus – Berlina.

Autorami poszczególnych części sprawozdań byli specjalnie do tego powołani urzędnicy, wykonujący powierzone zadanie przez wiele lat. Z czasem stawali się oni dobrymi fachowcami w tej dziedzinie. Opisy prowadzono według jednolitego schematu, przez co spełniają warunek jednorodności ciągu informacyjnego, co dodatkowo podnosi wartość tego źródła. Wykorzystane w opracowaniu źródła informacji uzyskano z Państwowego Archiwum Akt Tajnych w Berlinie. W czasie kilkumiesięcznej kwerendy przeglądnięto ponad 10 tys. stron materiałów archiwalnych pisanych ręcznie, niemieckim gotykiem. Zawierają one m. in. informacje o codziennych lub chwilowych warunkach pogodowych, ekstremalnych zjawiskach hydrometeorologicznych takich jak: powodzie, długotrwałe susze, burze, a także o czasie trwania zim, długości

zalegania pokrywy śnieżnej, zlodzenia rzek, terminach kwitnienia, dojrzewania i zbiorów płodów rolnych. Większość sprawozdań zawiera również dane dotyczące najwyższych i najniższych temperatur oraz najwyższego i najniższego ciśnienia atmosferycznego w miesiącu. Po dogłębnej analizie wszystkich udostępnionych materiałów uzyskano 1200 stron informacji o hydrologicznych i meteorologicznych warunkach wówczas panujących. Wymienione sprawozdania gospodarcze są podstawowym źródłem informacji o zjawiskach hydrologicznych i meteorologicznych na Górnym Śląsku w XIX wieku (ryc. 1).



Ryc. 1. Kopia notatek z obserwacji pogody pochodząca z „Zapisów gospodarczych rejencji opolskiej" z 1837 r.

Fig. 1. A copy of observation notes from „Economical Reports of the Opole District" from 1837

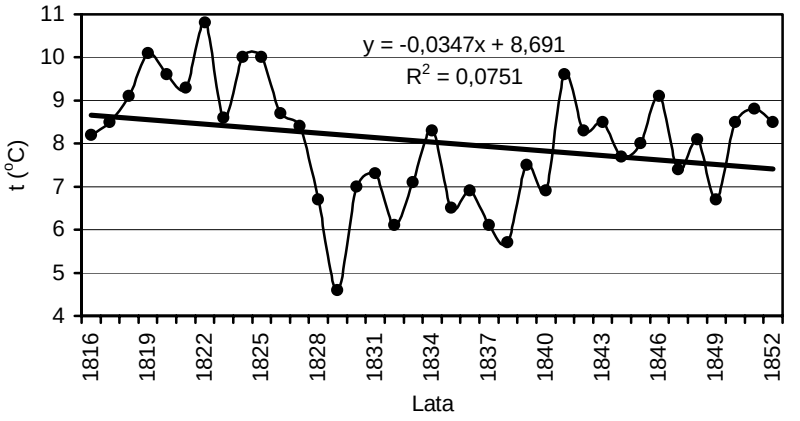
Obserwacje i pomiary temperatury powietrza

Autorzy sprawozdań gospodarczych prowadzili pomiary temperatury powietrza w poszczególnych gminach rejencji codziennie o godzinie: 6:00, 12:00 i 21:00. Z pomierzonych wartości wyznaczono minima i maksyma oraz obliczono wartości średnie miesięczne. Niestety, nie posiadamy informacji dotyczących usytuowania miejsc pomiaru, rodzaju termometrów i ich dokładności,

zabezpieczenia przed zwilżaniem, pokryciem rosą i szronem. Nie znamy więc rodzaju i wielkości błędów popełnianych przy odczytach temperatury.

Wieloletni przebieg średnich rocznych temperatur powietrza jest wynikiem tendencji i wielkości zmian tego parametru w poszczególnych miesiącach cyklu rocznego. Decydującą rolę w kształtowaniu średniej rocznej temperatury powietrza odgrywają wartości średnie tych miesięcy, w których wielkości i tendencje zmian są największe. Są to temperatury miesięcy zimowych (Trepińska i Kowanetz 1997). Obliczone dla wielolecia 1816-1852 średnie roczne temperatury w Opolu i sąsiadujących z miastem gminach, wykazywały tendencję ujemną, nie tylko w wartościach średnich rocznych, ale również średnich sezonowych i średnich miesięcznych. Może to wynikać z faktu, że prowadzenie pomiarów temperatury powietrza w rejonie Opola przypadło na lata wyraźnych spadków temperatury, które rozpoczęły się prawdopodobnie znacznie wcześniej (Długajczyk 2009). Podobne wyniki wskazał J. Boryczka i inni (1999) oraz H. Lorentz (2000), a także J. Trepińska i L. Kowanetz (1997), którzy wykazali, że zarówno w Warszawie jak i w Krakowie występowały ujemne tendencje średnich rocznych temperatur powietrza, aż do lat 90-tych XIX wieku.

Rok 1828 był najchłodniejszym w środkowej Europie na przestrzeni ostatnich 200-250 lat. Średnia roczna temperatura powietrza w Opolu wynosiła zaledwie 4,6ºC, przy średniej z wielolecia 1816-1852 wynoszącej 8,0ºC (ryc. 2).



Ryc. 2. Przebieg średnich rocznych temperatur powietrza w rejonie Opola w latach 1816-1852

Fig. 2. A course of average annual temperatures of the air in the Opole region in the years of 1816-1852

Podobnie niskie temperatury roczne zanotowano w innych miastach tej części Europy: w Krakowie 5,3ºC, w Warszawie 4,7ºC i w Pradze 7,4ºC (Boryczka i in. 1999, Brázdil 2000). Natomiast bardzo ciepłe lata wystąpiły w 1822 oraz 1824 i 1825 r., kiedy to w Opolu (podobnie jak w Pradze) średnie roczne temperatury powietrza wynosiły od 10,0ºC do 10,8ºC.

Obserwowany od końca XVIII wieku i niemal przez cały wiek XIX okres chłodu wystąpił w całej Europie. Były to lata absolutnego minimum aktywności

słonecznej, a jednocześnie bardzo dużej aktywności wulkanicznej. Na początku XIX wieku miały miejsce wybuchy wulkanów o niezwykle wysokich wskaźnikach zapylenia atmosfery – DVI (Dust Veil Index). Skutkiem wybuchu wulkanu Tambora w 1815 r. była emisja pyłów o wysokości DVI równej 3000, a wulkanu Cesequina w 1835 r. o wysokości DVI równej 4000. Wprowadzone do stratosfery pyły wulkaniczne oraz niska aktywność Słońca wywarły znaczący wpływ na wielkość promieniowania, a tym samym na temperaturę powietrza. W poszczególnych porach roku wielolecia 1816-1852 tendencja zmian temperatury powietrza w rejonie Opola charakteryzowała się również wyraźnie ujemnym trendem. Jedynie w miesiącach letnich notowano brak wyraźnej tendencji zmian.

Okresy wiosenne badanego wielolecia cechowały się największym spadkiem temperatur średnich, przy czym najwyższe wartości funkcji trendu wystąpiły w marcu, a nieco niższe w kwietniu (Długajczyk 2009). Najniższa średnia miesięczna w miesiącach wiosennych wystąpiła w kwietniu 1827 r. 2,8ºC, podobnie jak w Krakowie 3,4ºC oraz Pradze 5,0ºC (ryc. 3a).

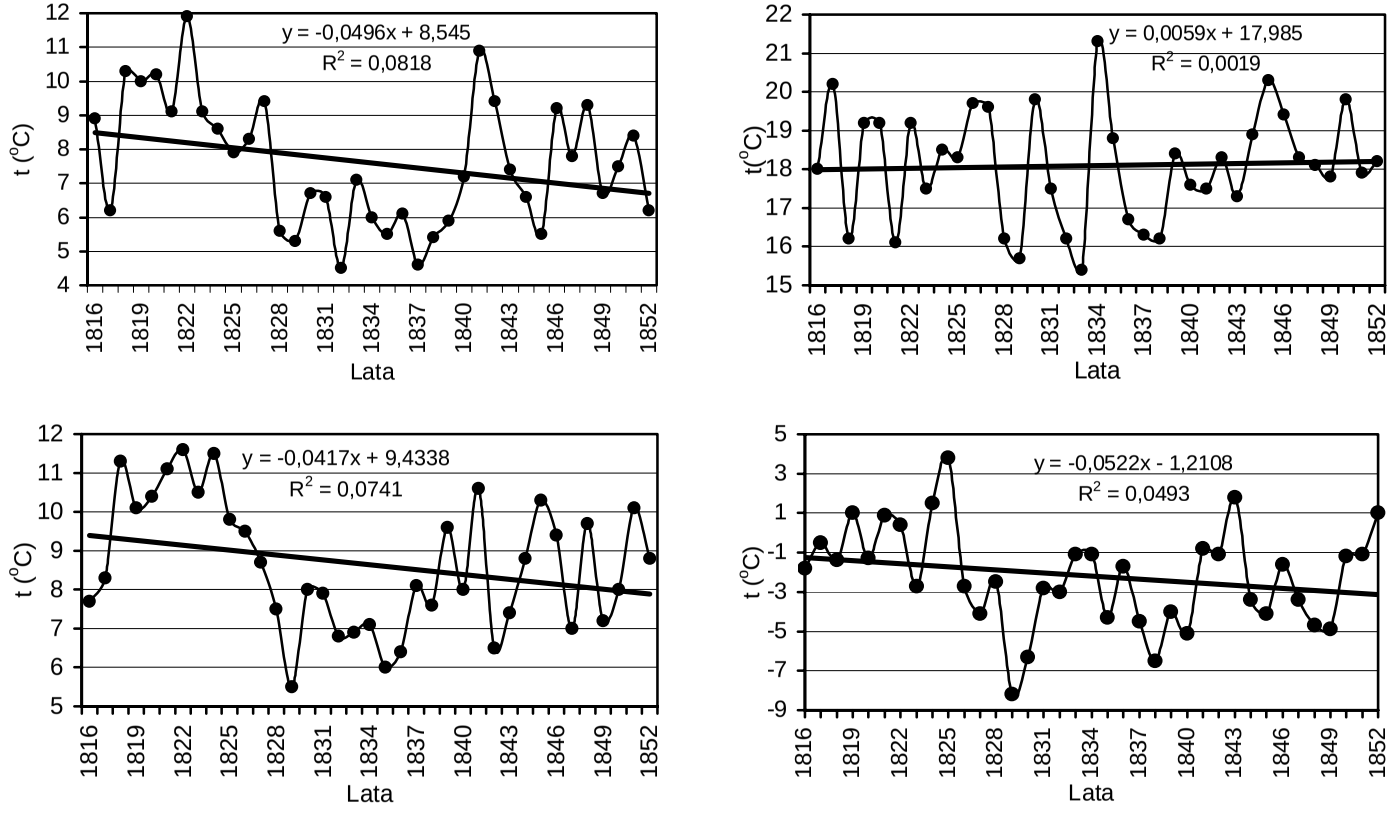
Obliczony dla miesięcy letnich trend temperatur średnich był nieznacznie dodatni i nieistotny statystycznie. Podobną tendencję przebiegu temperatur miesięcy letnich stwierdzono w Warszawie i Krakowie – z tym, że w Krakowie funkcja trendu miała znak ujemny. Najwyższa średnia temperatura lata, 21,3ºC wystąpiła w roku 1934, a najniższa wynosiła 15,4ºC w 1833 r. (ryc. 3b).

Przebieg średnich temperatur powietrza w miesiącach jesiennych w Opolu wykazuje tendencję spadkową mniejszą niż wiosną ale większą niż w miesiącach zimowych. Największy wpływ na jej przebieg miały średnie temperatury września. Najniższa średnia temperatura wystąpiła we wrześniu 1836 r. i wynosiła 9,4ºC. Podobnym ujemnym trendem przebiegu temperatur charakteryzował się październik. Najmniejszy spadek średnich miesięcznych temperatur zanotowany został w listopadzie. W omawianym wieloleciu tylko czterokrotnie notowano ujemną temperaturę powietrza: -0,3ºC w roku 1827, -2,63ºC w 1829 r., -2,5ºC w 1835 r. oraz -0,8ºC w 1842 r.(ryc. 3c).

W okresie zimowym stwierdzono duże zmiany średnich temperatur powietrza, w zakresie od 3,8ºC w roku 1825 do -8,6ºC w roku 1829 i ujemną tendencję przebiegu temperatur. Jednocześnie w pierwszym dziesięcioleciu obserwacji zimą występowały średnie temperatury od -2,7ºC do 3,8ºC, w tym aż pięć zim z temperaturami dodatnimi. W pozostałych okresach zimowych dominowały temperatury ujemne (ryc. 3d).

Występowanie burz

Burze zaliczane są do tych zjawisk pogodowych, które przez całe tysiąclecia budziły strach nie tylko z uwagi na towarzyszące im zdarzenia (grzmoty i wyładowania atmosferyczne), ale również na zagrożenia życia ludzi i powodowane straty gospodarcze. Były one obserwowane i opisywane głównie w aspekcie oceny gospodarczych skutków ich występowania, a w polskiej literaturze historycznej określane są jako jeden z rodzajów klęsk elementarnych. Spośród licznych opisów ich występowania dużą wartość mają prace historyków kultury gospodarczej.



Ryc. 3. Przebieg średnich sezonowych temperatur powietrza w rejonie Opola w latach 1816-1852: a – wiosna, b – lato , c – jesień, d – zima

Fig. 3. A course of average seasonal temperatures of the air in the Opole region in the years of 1816-1852: a – spring, b – summer, c – autumn, d – winter

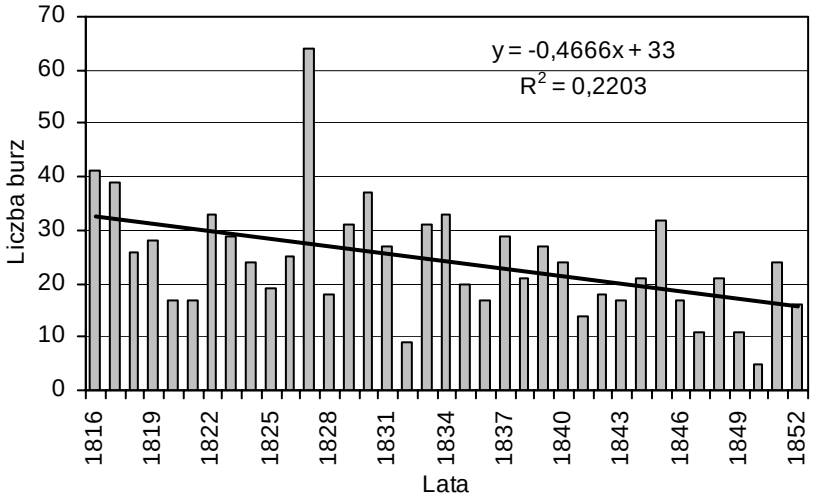
W latach 1932-1968 zebrali oni, uporządkowali i zweryfikowali rozproszone (w licznych źródłach historycznych) opisy występowania klęsk elementarnych i ich społeczno-gospodarczych skutków (Walawender 1932, Szewczuk 1939, Inglot 1968). Niezwykle cennym i szczegółowym źródłem informacji o zjawiskach pogodowych w rejonie Opola w okresie poprzedzającym pomiary instrumentalne na stacjach meteorologicznych są zapiski gospodarcze rejenci opolskiej, w których informacje o liczbie, charakterze i gospodarczych skutkach burz stanowią znaczącą część (Długajczyk 2009).

Komórki burzowe powstają w wyniku intensywnego wznoszenia się ciepłego i wilgotnego powietrza w troposferze wywołanego nagrzaniem powierzchni Ziemi (burze termiczne) lub wypieraniem do góry tej masy powietrza przez napływające powietrze chłodne (burze frontowe). Te pierwsze są zjawiskiem lokalnym. Wznoszenie się powietrza wspomagane jest przez prądy wstępujące, przede wszystkim na zboczach gór i występują w ciepłej porze roku. W czasie burz frontowych zachodzą bardzo gwałtowne zjawiska turbulencji, a front burzowy osiąga często długość kilkuset kilometrów. Mogą one występować we wszystkich miesiącach roku, a w okresie zimowym często towarzyszą im zawieje i zamiecie śnieżne. Badania klimatologiczne w zakresie występowania, przebiegu i fizyki burz miały miejsce dopiero w XX wieku (Dziwińska 1981, Boryczka i Stopa-Boryczka 2000, Bielec-Bąkowska 2003, Kolendowicz 2005). Celowa więc wydaje się analiza tego zjawiska dla okresu, kiedy informacje meteorologiczne były skąpe, niepełne i wątpliwe z uwagi na sposób pomiaru lub umiejętności obserwatorów.

Szczegółowy materiał obserwacyjny, pochodzący z zapisków zawartych w sprawozdaniach gospodarczych rejencji opolskiej z lat 1816-1852, pozwolił na analizę tego zjawiska występującego na zachodnich obrzeżach Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego. Mimo że obserwacje i opisy burz były prowadzone przez wielu obserwatorów, to byli oni odpowiednio przeszkoleni w tym zakresie i obserwacje wykonywano według jednolitego schematu. Można więc stwierdzić, że dane obserwacyjne spełniają warunek jednorodności ciągu informacyjnego. Liczba dni burzowych w poszczególnych latach analizowanego okresu zmieniała się w bardzo szerokim zakresie. Wyjątkowym był rok 1828, w którym zaobserwowano aż 64 dni burzowe. Natomiast w roku 1850 wystąpiło zaledwie 5 dni z burzą (ryc. 4). Średnia liczba dni z burzą wyniosła 24, co potwierdza wyniki uzyskane przez Z. Bielec-Bąkowską (2003), badającej przestrzenne występowanie burz w Polsce w latach 1949-1998. Z badań tych wynika, że w drugiej połowie XX wieku w Opolu występowało średnio 20 dni burzowych.

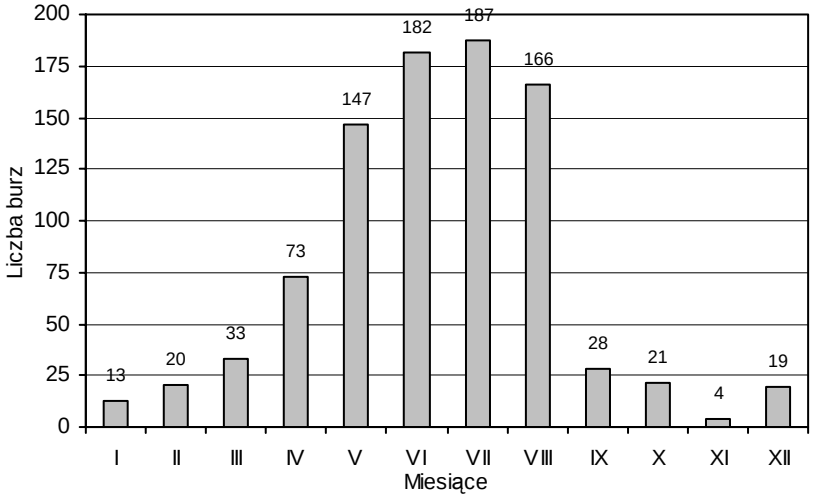
Wyznaczona linia trendu liczby dni burzowych w rejencji opolskiej w latach 1816-1852 wykazuje znaczącą tendencję ujemną. Zmniejszanie się liczby dni burzowych w tych latach może być związane z wyraźną tendencją spadku temperatury i coraz mniejszą średnią liczbą dni burzowych w okresie lata, kiedy dominują burze termiczne (Długajczyk 2009).

Z analizy liczby dni burzowych w poszczególnych miesiącach badanego wielolecia wynika, że największa ich liczba występuje w ciepłej porze roku, od maja do sierpnia. W przeciągu tych czterech miesięcy w rejencji opolskiej ogółem wystąpiły 682 dni burzowe (ryc. 5), co stanowiło nieco ponad 76% wszystkich zanotowanych przypadków.



Ryc. 4. Występowanie dni z burzą w rejonie Opola w latach 1816-1852

Fig. 4. Stormy days in the Opole region in the years of 1816-1852



Ryc. 5. Częstotliwość dni z burzą w rejonie Opola w poszczególnych miesiącach wielolecia 1816-1852

Fig. 5. Frequency of stormy days in the Opole region in particular months of the years 1816-1852

Począwszy od stycznia występuje tendencja wzrostowa z kulminacją w czerwcu, następnie liczba dni burzowych zmniejsza się, by we wrześniu wynieść jedynie 3,1% ogólnej liczby przypadków. Przez 37 lat zaobserwowano jedynie 4 dni burzowe w listopadzie. Taki czasowy rozkład występowania burz w poszczególnych miesiącach ma niewątpliwie związek z ogólną cyrkulacją atmosfery występującą w umiarkowanych szerokościach geograficznych.

W podobny sposób przedstawia się średni miesięczny rozkład występowania dni burzowych. Od stycznia do marca średnia liczba dni burzowych nie przekracza jednego dnia, podobnie jak od września do grudnia. Najmniej, bo zaledwie 0,11 dnia z burzą występuje w listopadzie. Znacznie wyższe wskaźniki charakterystyczne są dla miesięcy ciepłej pory roku. Już w kwietniu występowało średnio 1,97 dnia z burzą, a najwyższa średnia liczba dni burzowych występowała w czerwcu. Stwierdzone średnie liczby dni występowania burz na obszarze rejencji opolskiej w wieloleciu 1816-1871 tylko w nieznaczny sposób odbiegają od wartości charakterystycznych dla obszaru Polski wyliczonych dla lat 1949-1998 (Bielec-Bąkowska 2003). Roczny rozkład liczby dni z burzą potwierdza zależność stwierdzoną między innymi przez J. Wróbla (1985) oraz Z. Bielec-Bąkowską (2003) o przewadze analizowanych dni w okresie wiosennym nad liczbą dni okresu jesiennego.

Wnioski

Bogaty materiał obserwacyjny, obejmujący codzienne pomiary temperatury powietrza, ciśnienia atmosferycznego i obserwacje innych zjawisk pogodowych, pozwolił na ocenę warunków termicznych oraz występowania burz w pierwszej połowie XIX wieku w rejonie Opola i jego obrzeży. Z analizy tych materiałów wynika, że:

1. Średnie roczne temperatury powietrza wykazywały tendencję ujemną, co może wynikać z faktu, że początek pomiarów temperatury powietrza przypadł na schyłek optimum klimatycznego mającego miejsce w końcu XVIII wieku.
2. Amplituda średnich rocznych temperatur powietrza w latach 1816-1852 wynosiła aż 6,5^{o}C, przy średniej rocznej 8,0^{o}C, średniej miesięcy zimowych -2,2^{o}C a miesięcy letnich 18,1^{o}C.
3. Występowanie burz było nierównomierne, zarówno w czasie, jak i przestrzeni. Najczęściej zjawisko to obserwowano w ciepłej porze roku – od maja do sierpnia, kiedy to wystąpiły 682 dni burzowych, co stanowiło nieco ponad 76% zanotowanych przypadków. Gwałtowny spadek liczby dni z burzą stwierdzono we wrześniu (zaledwie 28 dni) w obserwowanym wieloleciu. Najrzadziej występowały one w listopadzie, bowiem na przestrzeni 37 lat zanotowano zaledwie 4 dni burzowe.

Literatura

Bielec-Bąkowska Z., 2003: Long-term variability of thunderstorm occurrence in Poland in the 20th century. Atmospheric Research, 67, 8: 35-52.

Boryczka J., Stopa-Boryczka M., 2000, Zmiany klimatu Polski w XVII-XXI wieku. Acta Universitalis Nicolai Copernici, Geografia, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, XXXI, 106.

Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Błażek E., Skrzypczak J., 1999, Cykliczne zmiany klimatu miast w Europie. Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, Warszawa.

Brázdil R., 2000, Historical climatology: definition, data, metods, results. Geografický časpis, 52.

Długajczyk A., 2009, Rekonstrukcja warunków hydrologicznych i meteorologicznych w rejencji opolskiej w XIX wieku na podstawie źródeł historycznych. Mps. pracy doktorskiej, Wydział Nauk o Ziemi UŚ, Sosnowiec.

Dziwiński R., 1981, Częstotliwość występowania i przestrzenny rozkład burz atmosferycznych na Wyżynie Śląskiej. Mps. pracy magisterskiej, Wydział Nauk o Ziemi UŚ, Sosnowiec.

Inglot S., 1968, Zjawiska klimatyczno-meteorologiczne na Śląsku od XVI do połowy XIX wieku. Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego, seria B.

Kolendowicz L., 2005, Wpływ cyrkulacji atmosferycznej oraz temperatury i wilgotności powietrza na występowanie dni z burzą na obszarze Polski. Wyd. Naukowe UAM, Poznań.

Lorentz H., 2000, Studia nad 220-letnią (1779-1998) serią temperatury powietrza w Warszawie oraz ocena jej wiekowych tendencji. Materiały Badawcze IMGW, ser. Meteorologia, 31.

Stopa-Boryczka M., 1970, Okresy burzowe w Polsce. Pr. Stud. Instytutu Geografii UW, Klimatologia, 4.

Szewczuk J., 1939, Kronika klęsk elementarnych w Galicji w latach 1722-1841. Lwów.

Trepińska J., Kowanetz L., 1997, Wieloletni przebieg średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w Krakowie 1792-1995. (W:) J. Trepińska (red.), Wahania klimatu w Krakowie (1792-1995). Instytut Geografii UJ, Kraków.

Walawender A., 1932, Kronika klęsk elementarnych w Polsce i w krajach sąsiednich w latach 1450-1586. Zjawiska meteorologiczne i pomiary, Lwów.

Wróbel S., 1985, Próba określenia związku między występowaniem burz a wybranymi warunkami meteorologicznymi. Przegląd Geofizyczny, 2: 187-197.

Summary

The course of weather phenomena being contemporarily observed makes us put forward a thesis claiming that the 19th century and the first half of the 20th century were, as far as the course of weather phenomena is concerned, more stable than the contemporary times. However, the analysis of meteorological observations, carried out in the Opole District in the years of 1816-1852, enclosed in the list of economical reports does not prove this thesis. Broad observation material enclosed in the reports made it possible to estimate thermal conditions and occurrence of storms in the area of Opole and its outskirts. The following results from the analysis of the materials:

1. Average annual weather temperatures showed minus tendency which may have resulted from the fact that the beginning of temperature measurements started at the end of climatic optimum which took place at the end of the 18th century.
2. The amplitude of annual temperatures of the air in the years of 1816-1852 was as high as 6.5°C, at the average annual one of 8.0°C, the average temperature in winter months of -2.2°C and in summer months of 18.1°C.
3. Storm occurrence was irregular in time as well as in space. It was most often observed in the warm season of the year – from May to August, when there were 682 stormy days which makes 76% of noted cases.

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 111-125

Kilka uwag o wieloletniej zmienności odpływów ekstremalnych w środkowej Polsce

Changes and perennial changeability of extreme runoffs in Central Poland

Paweł Jokiel

Katedra Hydrologii i Gospodarki Wodnej, Uniwersytet Łódzki,
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź, joker@geo.uni.lodz.pl

Streszczenie: Środkowa Polska należy do tych regionów kraju, które cechują się bardzo małymi zasobami wodnymi i chwiejnym uwilgotnieniem, przy czym dotyczy to zarówno skali sezonowej, jak i wieloletniej. Efektem chwiejnego uwilgotnienia jest zawsze napięty bilans wodny, a konsekwencją tego, różnorodne problemy nie tylko w racjonalnym gospodarowaniu wodą, ale także w utrzymaniu ładu ekologicznego i krajobrazowego.

Jednym z ważniejszych aspektów badań nad konsekwencjami, obserwowanego dziś, globalnego ocieplenia jest przewidywanie zmian, które mogą wystąpić w obrębie ekstremalnych zjawisk hydrologicznych, a w szczególności w odniesieniu do maksymalnych i minimalnych charakterystyk odpływu rzecznego. Dotychczasowe wyniki badań, jak i różnego rodzaju modele i scenariusze nie dają, jak dotąd, jednoznacznej odpowiedzi na pytanie: czy w wyniku obserwowanych zmian klimatu wzrośnie częstotliwość i skala hydrologicznych zjawisk ekstremalnych w Polsce? Prezentowane niżej opracowanie przedstawia kilka prawidłowości dostrzeżonych w sezonowym i wieloletnim biegu maksymalnych i minimalnych odpływów z 12 zlewni położonych w środkowej Polsce, jak również wyjaśnia kilka prawidłowości w ich zróżnicowaniu przestrzennym.

Z przeprowadzonej analizy jasno wynika, że zróżnicowanie skali przemian w układzie przestrzennym jest znacznie większe niż zmienność w układzie sezonowym. Może to wskazywać, iż obserwowane zmiany w badanych charakterystykach odpływu są, jak dotąd, głównie wynikiem antropogenicznych przeobrażeń w badanych zlewniach i zmian w sposobie gospodarowania wodą w tej części Polski. Czynnik wielkoskalowy, związany z globalnym ociepleniem i fluktuacjami klimatu Polski w drugiej połowie XX wieku, odgrywał w regionie rolę drugorzędną. Należy jednak wyraźnie podkreślić, że w środkowej Polsce, zarówno maksima, jak i minima odpływu z większości zlewni systematycznie wzrastały.

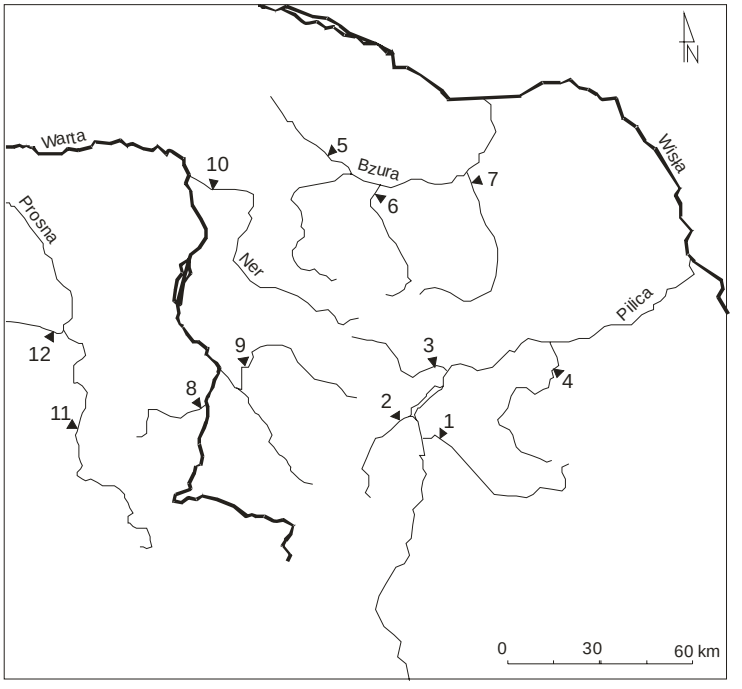
Słowa kluczowe: zmienność odpływu, środkowa Polska

Key words: runoff changeability, Central Poland

Ekstrema odpływu

Analizie poddano materiał hydrometryczny pochodzący z 12 wodowskazów zamykających autochtoniczne zlewnie położone w środkowej Polsce (ryc. 1, tab. 1). Podstawowym materiałem badawczym były codzienne przepływy (Q) tych rzek pochodzące z wielolecia 1951-2002. Dla celów porównawczych, natężenie przepływu wyrażone w ($m^3 \cdot s^{-1}$), zastąpiono odpływem jednostkowym (q), którego wymiarem są ($dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$). Wybrane, spośród tych danych, miesięczne wartości ekstremalne, utworzyły, dla każdej z badanych rzek, dwie macierze odpływów ekstremalnych (Wq_m i Nq_m).

Druga połowa XX w. charakteryzowała się, w środkowej Polsce, wyraźną zmiennością klimatyczną (Kożuchowski 2000, Wibig 2001, Jokiel 2008), co w dużej mierze wpływało na wiele charakterystyk odpływu (Bartnik i Jokiel 2001, Jokiel 2004). Okres do 1965 r. odznaczał się częstym występowaniem wezbrań i niżówek oraz odpływami nieco poniżej przeciętnej. W latach 1966-1983, dominującym zjawiskiem hydrologicznym były liczne i duże wezbrania oraz stosunkowo rzadkie i płytkie niżówki. Dodajmy, że odpływy średnie były wówczas wyższe od normy wieloletniej. Częste i głębokie niżówki, przy stosunkowo niskich odpływach średnich, były natomiast charakterystyczne dla lat 1983-1997. W późniejszym czasie (1997-2003), ponownie odnotowano wzrost częstości występowania wezbrań, a jednocześnie wyraźny wzrost odpływu i to zarówno w półroczu zimowym, jak i letnim (Jokiel 2004, Bartnik i Jokiel 2005).



Ryc. 1. Wybrane rzeki środkowej Polski (numery rzek jak w tab. 1)

Fig. 1. Selected rivers of Central Poland (rivers' numbers the same as in the tab. 1)

Tabela 1 zawiera charakterystyczne odpływy jednostkowe z wybranych zlewni środkowej Polski (SSq, WWq, NNq). Obliczony współczynnik zmienności dotyczy średnich miesięcznych odpływów jednostkowych z wielolecia (Cv w %), a w 2 ostatnich kolumnach przedstawiono też terminy (miesiące i lata) pojawienia się ekstremów odpływu.

Zróżnicowanie przestrzenne średnich odpływów miesięcznych jest dość duże i zawiera się w przedziale: 4,9 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ w zlewni Rawki (pominięto dane Ochni z uwagi na krótszą serię pomiarową) do 10,1 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ w zlewni Czarnej Malenieckiej. Stosunkowo wysokie odpływy średnie (powyżej 8 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$), wystąpiły w zlewniach dorzecza Pilicy: Czarnej Malenieckiej, Luciąży i Drzewiczki. Niskie odpływy średnie (poniżej 4 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$), były zaś charakterystyczne dla zlewni dopływów Bzury: Ochnia i Rawka.

Tab. 1. Odpływy charakterystyczne wybranych rzek środkowej Polski

Tab. 1 Characteristic outflows of selected rivers in Central Poland

Lp.	Rzeka	Wodowskaz	Pow. zlewni (km^2)	Seria danych	SSq ($dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$)	Cv (%)	WWq ($dm^3 s^{-1} \cdot km^{-2}$) data	NNq ($dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$) data
1.	Czarna Maleniecka	Dąbrowa	914	1951-2002	10,1	66	125 VIII,1972	0,33 VI, 1961
2.	Luciąża	Kłudzice	506	1961-2002	8,72	68	152 VI, 1966	0,55 VII, 1994
3.	Wolbórka	Zawada	616	1951-2002	6,85	63	86 V, 1962	0,24 VII, 1994
4.	Drzewiczka	Odrzywół	1004	1951-2002	8,14	60	178 II, 1967	0,59 V, 1959
5.	Ochnia	Kutno	465	1966-1990	4,80	144	104 I, 1982	0,02 VII,VIII,IX,1989; VIII,IX,1990
6.	Mroga	Bielawy	467	1961-2002	6,21	48	69 V, 1962	0,86 VIII,1995
7.	Rawka	Kęszyce	1191	1951-2002	4,89	44	81 V, 1962	0,32 IX, 1992
8.	Oleśnica	Niechmirów	592	1951-2002	5,83	89	118 I, 1953	0,32 VIII, 1992
9.	Grabia	Grabno	811	1951-2002	7,11	82	106 II, 1953	0,60 II,1954
10.	Ner	Dąbie	1712	1951-2002	6,96	63	50 III, 1979	0,41 VI, 1970
11.	Prosna	Mirków	1255	1951-2002	5,74	67	93 I, 1953	0,23 VIII, 1952
12.	Ołobok	Ołobok	447	1951-2002	5,01	92	72 VIII, 1985	0,01 IX, 1954

Źródło: opracowanie własne

Współczynnik zmienności Cv, zawierał się w przedziale: od 44% (Rawka), do 144% (Ochnia), przy średniej bliskiej 74% (tab. 1). Wartości najniższe były charakterystyczne dla prawostronnych dopływów Bzury: Mrogi i Rawki – znaczne zasoby wód podziemnych i duży udział podziemnego zasilania (Jokiel 1994), zaś najwyższe (Ochnia, Ołobok, Oleśnica), dla rzek o niskich opadach i małej retencji ich zlewni, w których dynamika odpływu zwiększana jest dodatkowo przez czynniki antropogeniczne (pobór dla nawodnień i gospodarka na stawach hodowlanych, zrzuty komunalne).

Najwyższe odpływy jednostkowe w wieloleciu 1951-2002, zawierały się pomiędzy: 50,2 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ (Ner) i 178,3 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ (Drzewiczka). Relatywnie wysokie WWq (powyżej 120 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ wystąpiły w zlewniach trzech dopływów Pilicy: Czarnej Malenieckiej, Luciąży i Drzewiczki. Zauważmy też, że za wyjątkiem Drzewiczki, w pozostałych rzekach badanej części dorzecza Pilicy, WWq odnotowano w miesiącach letnich (V, VI, VIII) – w czasie wezbrań opadowych. W przypadku wszystkich rzek dorzecza Warty, najwyższe odpływy jednostkowe wystąpiły zaś w miesiącach zimowych (I, II, III) i były skutkiem wezbrań roztopowych lub złożonych.

Zaznacza się także zbieżność w czasie i w przestrzeni wezbrań ekstremalnych. Dla przykładu, w 1953 r., najwyższe odpływy jednostkowe zanotowano w trakcie wezbrania zimowego (w styczniu lub w lutym). Dotyczyło to zlewni Oleśnicy i Grabi (dorzecze Warty) oraz sąsiadującej z nimi od wschodu – zlewni Prosny. Także w 2 rzekach dorzecza Bzury oraz w położonej na południu od nich Wolbórce, najwyższe odpływy jednostkowe miały miejsce w tym samym miesiącu (tym razem w kwietniu 1962 r.). Odpływy WWq, dla połowy z dwunastu wybranych zlewni, wystąpiły w półroczu zimowym (w styczniu, lutym i marcu). W pozostałych rzekach, absolutne maksima zdarzyły się w maju, czerwcu lub w sierpniu (półrocze ciepłe). Zwraca uwagę brak ekstremalnych wezbrań w lipcu.

Obliczone indeksy powodziowości Rodiera (równ.1) badanych rzek zawiera tab. 2. Ich wartości, w większości przypadków, nie przekraczają 2,0, a tylko w jednym są bliskie 2,5 (Drzewiczka). Średni indeks K, uzyskany dla rzek Polski, wynosi 1,93, a wartości ekstremalne mieszczą się w granicach: od 4,31 do 0,12 (Jokiel i Tomalski 2004). Biorąc pod uwagę fakt, że najwyższe liczebności indeksu K w całej Polsce znajdują się w przedziale: od 1,5 do 2,5 można powiedzieć, że badane rzeki sytuują się właśnie zakresie przedziału dominanty, charakteryzują się zatem stosunkowo małą powodziowością.

$$K = 10(1 - \frac{\log WWQ - 6}{\log A - 8})$$

Tab. 2. Indeksy powodziowości Rodiera

Tab. 2. Rodier's flood indices

	Rzeka (numer)											
	Cz. Mal. (1)	Luciąża (2)	Wolbór. (3)	Drzew. (4)	Ochnia (5)	Mroga (6)	Rawka (7)	Oleśnica (8)	Grabia (9)	Ner (10)	Prosna (11)	Ołobok (12)
K	2,17	2,23	1,79	2,50	1,91	1,57	1,84	2,05	2,01	1,47	1,98	1,60

Źródło: opracowanie własne

Otrzymane wartości NNq zawierały się w granicach: od poniżej 0,02 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ (zlewnia Ołoboku i Ochni) do 0,86 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ (zlewnia Mrogi). Najniższe odpływy w regionie występowały w półroczu letnim (sierpień – trzy razy; czerwiec, lipiec i wrzesień – po dwa razy. W Ochni i w Ołoboku najgłębsze

niżówki wystąpiły we wrześniu. Wyjątkiem jest Grabia, gdzie NNq zanotowano w lutym 1954 r.

Minimalny odpływ jednostkowy ze zlewni Ochni (0,02 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$), w wieloleciu 1966-1990, wystąpił aż pięciokrotnie. Trzy razy w 1989 r. (VII, VIII, IX) i dwa razy w 1990 r. (VIII, IX). Są to lata, które rozpoczynają, wyróżniony przez autora (2004), okres bardzo niskich odpływów jednostkowych w środkowej Polsce, trwający od 1986 do 1995 r. W tym czasie NNq zanotowano także w zlewniach dopływów Pilicy (Wolbórka, Luciąża), dopływów Bzury (Rawka, Mroga, Ochnia) oraz w zlewni Oleśnicy. W pozostałych (Drzewiczka, Czarna Maleniecka, Prosna, Ołobok i Grabia), absolutne minima wystąpiły w suchych latach 50-tych Tylko w Nerze minimum odpływu pojawiło się w okresie stosunkowo wilgotnym – 1970 r.

Wieloletnia zmienność ekstremalnych odpływów miesięcznych

Ważnym elementem reżimu rzecznego jest wieloletnia zmienność odpływów w jednoimiennych miesiącach, a w szczególności zmienność ekstremów. miesięcznych. Tabele 3 i 4 prezentują różne aspekty dyspersji, maksymalnych i minimalnych, miesięcznych odpływów jednostkowych w skali wielolecia 1951-2002. Wyróżniono współczynniki Cv większe od średniej dla danej zlewni.

Relatywnie małą zmiennością miesięcznych odpływów maksymalnych (Cv < 100%), odznaczały się: Mroga, Rawka, Prosna i Ner (tab. 3A).

Tab. 3. Współczynnik zmienności Cv (%) maksymalnego, miesięcznego odpływu jednostkowego wybranych rzek środkowej Polski, w wieloleciu 1951-2002

Tab. 3. Cv changeability index (%) of maximum monthly unit outflow of selected rivers in Central Poland, in years 1951-2002

M-c	A												B
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
	Cz. Mal.	Luciąża	Wolbór.	Drzew.	Ochnia	Mroga	Rawka	Oleśnica	Grabia	Ner	Prosna	Ołobok	Śr.
XI	67	117	126	76	147	68	48	107	104	54	69	73	88
XII	108	83	77	69	106	58	43	71	84	59	62	78	75
I	89	94	115	111	146	83	76	135	108	69	113	90	103
II	57	96	89	151	116	54	64	91	96	61	80	79	86
III	92	64	87	77	116	63	73	87	62	52	79	66	77
IV	124	76	96	92	144	57	74	68	93	51	64	69	84
V	134	95	150	105	212	114	157	80	109	70	65	115	117
VI	136	123	157	134	204	81	59	80	112	75	75	130	114
VII	141	178	117	132	175	120	108	205	161	92	109	178	143
VIII	80	142	128	150	203	99	67	160	152	111	144	230	139
IX	105	67	84	66	143	50	39	108	84	80	69	113	84
X	76	98	114	99	164	54	46	156	120	60	98	119	100
Śr.	101	103	112	105	156	75	71	112	107	69	85	112	

Źródło: opracowanie własne

Ta ostatnia, była też rzeką o najbardziej stabilnym odpływie maksymalnym. Zmienność maksimów miesięcznych zawierała się pomiędzy 51% w kwietniu, a 111% w sierpniu. Zatem, postępująca urbanizacja zlewni (wzrost udziału powierzchni słaboprzepuszczalnych) i zrzuty wód burzowych z kanalizacji miejskiej Łodzi nie doprowadziły w Nerze do istotnego wzrostu zmienności miesięcznych maksimów odpływu. Zdecydowanie najbardziej „nieprzewidywalna" pod względem odpływu była Ochnia. Zmienność jej maksimów miesięcznych w wieloleciu wyraźnie odbiegała od notowanej dla innych rzek.

Średni współczynnik zmienności maksymalnych odpływów miesięcznych w 12 badanych rzekach regionu wyniósł ok. 101%. Średnia zmienność w miesiącach półrocza chłodnego była w regionie mniejsza od 100% (za wyjątkiem stycznia), a w półroczu ciepłym wyższa od 100% (oprócz września) – tab. 3B. Największą zmiennością maksimów w wieloleciu odznaczał się w regionie lipiec, a najmniejszą – grudzień.

Z analiz jasno też wynika, że większa zmienność wieloletnia maksimów odpływu występuje w miesiącach półrocza ciepłego. Wyjątek stanowi Rawka, gdzie wartości Cv są mało zróżnicowane sezonowo. Szczególnie było to wyraźne w przypadku: Ołoboku, Ochni i Neru. Współczynniki zmienności, we wszystkich miesiącach półrocza chłodnego, były tu mniejsze od średniej, a niemal w każdym miesiącu ciepłym – większe.

Miesiącem półrocza chłodnego, którego wieloletnia zmienność odpływów maksymalnych była zwykle większa od średniej dla danej zlewni był styczeń. Dotyczyło to siedmiu z dwunastu zlewni (Wolbórki, Drzewiczki, Mrogi, Rawki, Oleśnicy, Grabi, Prosny). Zlewnie te na obszarze środkowej Polski tworzą pas, biegnący z północnego-wschodu na południowy-zachód. Miesiącami, których Cv tylko raz przekroczył średnią, były zaś: grudzień, luty i marzec. Sytuacja taka wystąpiła w przypadku trzech rzek (Czarna Maleniecka – XII, Drzewiczka – II, Rawka – III). Ich zlewnie położone są we wschodniej części środkowej Polski.

W półroczu ciepłym, współczynniki zmienności odpływów maksymalnych dużo częściej przekraczały średnią niż w zimowym (tab. 3A). Dla czterech z dwunastu wybranych rzek (Wolbórka, Ochnia, Grabia, Ner), zmienność odpływu maksymalnego przekroczyła średnią aż w pięciu miesiącach letnich. Zlewnia Ołoboku, jako jedyna, charakteryzowała się współczynnikiem zmienności przekraczającym średnią w całym półroczu ciepłym. Równocześnie, tylko w przypadku trzech rzek zmienność maksimów września była wyższa od przeciętnej.

Przeciętna zmienność wieloletnia minimów miesięcznych, w odniesieniu do całego zbioru rzek, była wyraźnie mniejsza od uzyskanej dla maksimów. Obliczone współczynniki średnie mieściły się pomiędzy: 30% w przypadku prawych dopływów Bzury (Mroga i Rawka), a 94% dla Ochnia (tab. 4A). Zakresy zmienności współczynników dla jednoimiennych miesięcy były także węższe. Przeciętny dla regionu współczynnik zmienności wieloletniej miesięcznych odpływów minimalnych wynosił 48%, przy czym najbardziej zmienne były minima lipca, a zwłaszcza sierpnia (we wszystkich rzekach zanotowano w tym miesiącu zmienność większą od średniej), a najmniej zmienne – października (we wszystkich rzekach Cv było mniejsze od przeciętnej) – tab. 4A i B. Przyczyny

tego są oczywiście złożone, ale w najprostszym ujęciu, sierpień jest w regionie miesiącem najgłębszych niżówek letnich, a jednocześnie okresem częstych wezbrań opadowych i bardzo zróżnicowanego parowania. W efekcie klimatyczny bilans wodny tego miesiąca jest niemal zawsze ujemny (KBW = -44 mm) i najmniejszy w roku (Jokiel 2004, 2008). Względna stabilność minimów w październiku jest zaś skutkiem małej zmienności miesięcznych opadów i parowania terenowego oraz dużego i trwałego w czasie zasilania podziemnego rzek.

Tab. 4. Współczynnik zmienności Cv (%) minimalnego, miesięcznego odpływu jednostkowego wybranych rzek środkowej Polski, w wieloleciu 1951-2002

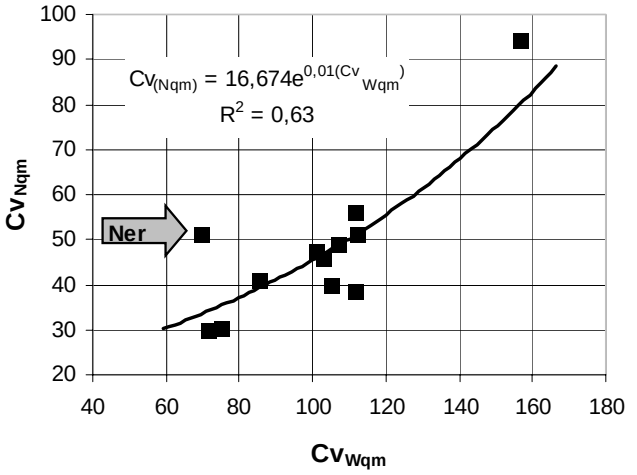
Tab. 4. Cv changeability index (%) of minimum monthly unit outflow of selected rivers in Central Poland, in years 1951-2002

M-c	A												B
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Śr.
	Cz. Mal.	Luciąża	Wolbór.	Drzew.	Ochnia	Mroga	Rawka	Oleśnica	Grabia	Ner	Prosna	Ołobok	
XI	48	35	33	39	86	27	29	60	50	38	40	47	44
XII	48	43	38	44	113	35	30	57	62	46	41	56	51
I	48	46	39	42	82	32	30	47	50	53	45	53	47
II	49	52	42	39	89	33	34	58	53	61	46	58	51
III	43	42	35	37	87	32	30	44	44	49	39	52	44
IV	43	41	35	30	118	29	26	40	47	49	36	61	46
V	43	47	39	37	67	29	30	46	55	29	38	61	43
VI	38	49	42	42	50	28	29	48	42	42	44	67	43
VII	50	55	43	45	135	29	31	55	44	89	43	61	57
VIII	57	63	51	41	124	35	34	61	52	58	47	58	57
IX	56	46	37	45	114	29	28	50	45	61	39	54	50
X	45	32	32	39	67	27	26	47	44	41	36	47	40
Śr.	47	46	39	40	94	30	30	51	49	51	41	56	

Źródło: opracowanie własne

Wyższe od przeciętnej współczynniki zmienności miesięcznych odpływów minimalnych, podobnie jak ich odpowiedniki w przypadku odpływów maksymalnych, częściej występowały w półroczu ciepłym niż chłodnym. Różnica była tu jednak mniej wyraźna (tab. 4A).

Najwyższa zmienność wieloletnia, miesięcznych odpływów minimalnych w półroczu chłodnym, występowała przeważnie w lutym – dziesięć spośród dwunastu wybranych rzek. Mała zmienność minimów dotyczyła zaś zwykle miesięcy wiosennych (III, IV). Przewagą „zimowej" zmienności minimów nad „letnią" charakteryzowały się: Czarna Maleniecka, Mroga i Grabia. Odwrotna sytuacja dotyczyła zaś: Luciąży, Wolbórki, Drzewiczki i Ołoboku. W pozostałych zlewniach różnice między półroczami nie były wyraźnie zaznaczone. Półrocze ciepłe, wyróżnia się także kumulacją wysokich Cv w mniejszej liczbie miesięcy (zwykle w czerwcu, lipcu i sierpniu).



Ryc. 2. Związek średnich współczynników zmienności wieloletniej miesięcznych odpływów maksymalnych Cv_{Wqm} i minimalnych Cv_{Nqm}

Fig. 2. Relation between mean perennial changeability indices of monthly maximum Cv_{Wqm} and minimum Cv_{Nqm} outflows

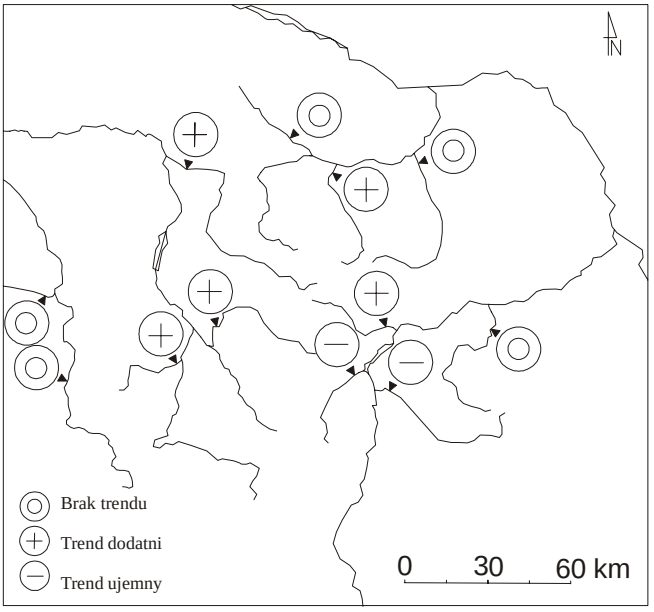
Z podanego na ryc. 2 równania jasno wynika, że zmienność miesięcznych odpływów maksymalnych jest, nieco więcej niż 2-krotnie, większa od zmienności miesięcznych odpływów minimalnych. Relacja ta jest dość mocno zachwiana w przypadku Neru, gdzie zmienność minimów jest wyraźnie „zbyt duża" w stosunku do zmienności maksimów.

Trendy odpływów ekstremalnych

Wieloletnia zmienność ekstremalnych odpływów jednostkowych w środkowej Polsce, jest kształtowana głównie przez fluktuacje i zmiany klimatycznych składowych bilansu wodnego, jak i wieloletnimi zmianami w wektorze quasistacjonarnych charakterystyk zlewni i sieci rzecznej wynikającymi z antropogenicznych zmian w ich zagospodarowaniu.

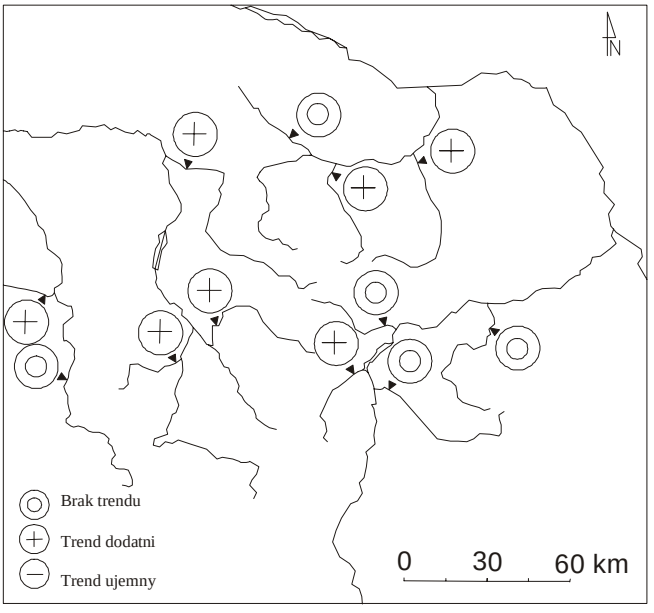
By ustalić w jakim kierunku zmierzają obserwowane zmiany w zakresie ekstremalnych odpływów jednostkowych wybranych rzek, wyznaczone zostały trendy maksimów i minimów rocznych Wq_r i Nq_r. Istotność trendów weryfikowano na poziomie $\alpha = 0,05$. Wyniki zamieszczono na ryc. 3 i 4.

W ciągu wielolecia 1951-2002, maksima roczne odpływ jednostkowego uległy największym zmianom w centralnej części środkowej Polski (ryc. 3). Trendy istotne statystycznie, zaobserwowano w przypadku siedmiu rzek. Ich zlewnie położone są w pasie, biegnącym z południowego-wschodu, ku północnemu-zachodowi. W przypadku pięciu rzek, maksymalne roczne odpływy jednostkowe istotnie wzrosły, a w przypadku 2 dopływów Pilicy – zmalały (Czarna Maleniecka, Luciąża). Wzrost maksimów dotknął rzek z centralnej i północno-zachodniej części regionu (dorzecze Warty oraz Wolbórka i Mroga).



Ryc. 3. Istotne trendy maksymalnych rocznych odpływów jednostkowych, z wielolecia 1951-2002, dla wybranych rzek środkowej Polski

Fig. 3. Significant trends of maximum annual unit outflows, in years 1951-2002, for selected rivers of central Poland



Ryc. 4. Istotne trendy minimalnych rocznych odpływów jednostkowych, z wielolecia 1951-2002, dla wybranych rzek środkowej Polski

Fig. 4. Significant trends of maximum annual unit outflows, in years 1951-2002, for selected rivers of central Poland

Również minimalne roczne odpływy jednostkowe wzrosły w dorzeczu Warty (poza Prosną). Wzrost zaznaczył się także w Mrodze, Rawce i w Luciąży. Warto podkreślić, że nie zanotowano tu ani jednego istotnego trendu malejącego (ryc. 4).

Podsumowując tę część wypada podkreślić, że środkowej Polsce, zarówno maksima, jak i minima odpływu zwykle wzrastały, choć nie zawsze równolegle. Tylko w przypadku dopływów Warty oraz Mrogi, wzrost dotyczył zarówno odpływów maksymalnych, jak i minimalnych. Natomiast w 3 rzekach nie odnotowano istotnych trendów w obu wektorach rocznych ekstremów odpływu (Prosna, Ochnia, Drzewiczka).

Obliczono również trendy dla miesięcznych maksimów i minimów odpływu (tab. 5). W obrębie 144 wektorów maksymalnych, miesięcznych odpływów jednostkowych pojawiły się 23 istotne trendy malejące (półrocze chłodne – 18; półrocze ciepłe – 5). Towarzyszyło im 11 trendów rosnących (3 – półrocze chłodne; 8 – półrocze ciepłe).

Tab. 5. Kierunki istotnych trendów ekstremów miesięcznych

Tab. 5. Significant trends of monthly extremes

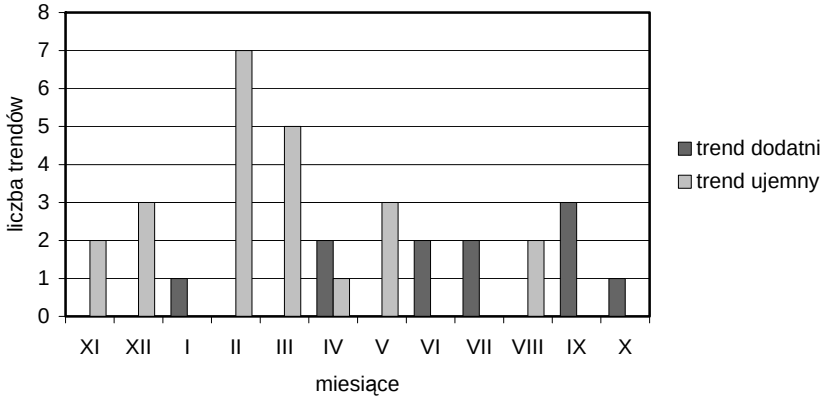
Rzeka	Nq/Wq	Miesiące											
		XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Czarna M. 1	Wqm	o	-	o	-	-	o	o	o	o	o	o	o
	Nqm	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Lubiąża 2	Wqm	-	-	o	-	-	o	-	o	o	o	o	o
	Nqm	-	o	+	o	o	o	-	-	-	-	-	o
Wolbórka 3	Wqm	o	o	o	-	-	o	o	+	o	o	o	o
	Nqm	+	+	+	+	+	+	o	o	o	o	o	+
Drzewiczka 4	Wqm	o	o	o	-	o	o	-	o	o	o	o	o
	Nqm	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
Ochnia 5	Wqm	o	o	o	-	o	-	o	o	o	o	o	o
	Nqm	o	o	o	-	-	-	-	-	o	o	o	o
Mroga 6	Wqm	-	-	o	-	-	o	-	o	o	-	o	o
	Nqm	-	-	o	o	-	o	-	-	-	-	-	-
Rawka 7	Wqm	o	o	o	-	-	o	o	o	o	-	o	o
	Nqm	o	o	o	o	o	o	-	o	-	-	-	o
Oleśnica 8	Wqm	o	o	o	o	o	o	o	o	+	o	o	o
	Nqm	o	o	o	o	o	o	-	o	o	o	o	o
Grabia 9	Wqm	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	+	o
	Nqm	+	o	+	+	+	o	o	o	o	o	o	o
Ner 10	Wqm	o	o	+	o	o	+	o	+	o	o	+	+
	Nqm	+	+	+	+	+	+	o	+	+	+	+	+
Prosna 11	Wqm	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o
	Nqm	+	+	+	+	+	+	o	+	+	o	+	+
Ołobok 12	Wqm	o	o	o	o	o	+	o	o	+	o	+	o
	Nqm	o	-	-	o	o	o	o	+	+	+	+	o

Źródło: opracowanie własne

Miesiącami, w których zanotowano tu relatywnie dużo trendów spadkowych były luty i marzec (tab. 5). W ujęciu przestrzennym, najwięcej trendów ujemnych wystąpiło w zlewniach dorzeczy Pilicy i Bzury i dotyczyło półrocza chłodnego. W dorzeczu Warty częstsze były zaś trendy rosnące, przy czym notowano je zwykle w miesiącach półrocza ciepłego. Do rzek odznaczających się najwyraźniej zaznaczonym trendem malejącym maksimów zaliczyć należy Luciążę i Mrogę. W ich przypadku, miesięczne odpływy maksymalne, zmniejszyły się istotnie w przypadku aż czterech miesięcy półrocza chłodnego (listopad, grudzień, luty, marzec). W trzech zlewniach (Oleśnicy, Grabi i Prosny), w półroczu chłodnym, nie odnotowano zaś żadnego istotnego trendu.

Przyczyną dominacji trendów ujemnych w odpływach maksymalnych półrocza chłodnego, są zmiany klimatyczne polegające na wzroście temperatury w miesiącach zimowych oraz na coraz częstszych jej przejściach przez próg „0°C". W konsekwencji, coraz częściej odnotowuje się w tej części Polski brak dużych, typowych dla początku wiosny, wezbrań roztopowych. Jednocześnie łagodne zimy, sprzyjają występowaniu kilku mniejszych epizodów roztopowych.

W półroczu ciepłym istotne trendy były nieliczne i z dominującym kierunkiem dodatnim (tab. 5). Istotny trend ujemny wystąpił pięciokrotnie, ale podobnie jak w półroczu chłodnym – dotyczył tylko dopływów Pilicy i Bzury. Miało to miejsce w maju oraz w sierpniu (ryc. 5).



Ryc. 5. Liczba trendów dodatnich i ujemnych w wektorach maksymalnych miesięcznych odpływów jednostkowych wybranych rzek środkowej Polski, w wieloleciu 1951-2002

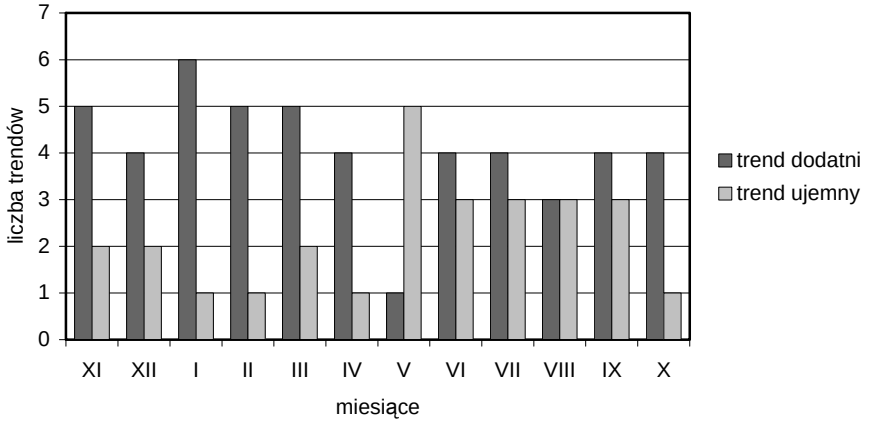
Fig. 5. Number of positive and negative trends in vectors of maximum monthly unit outflows of selected rivers in Central Poland, in years 1951-2002

Występowanie istotnego trendu dodatniego, dotyczyło zaś głównie dopływów Warty i Prosny. Swoistym wyjątkiem jest tu rosnący trend miesięcznych, odpływów maksymalnych Wolbórki, który zanotowano w czerwcu. W przypadku trzech rzek (Czarna Maleniecka, Ochnia i Prosna), odpływy maksymalne półrocza ciepłego nie uległy istotnej zmianie na przestrzeni wielolecia. Dodać też wypada, że w przypadku Prosny, maksima odpływu wszystkich miesięcy, nie wzrosły ani

nie zmalały, w ciągu badanego wielolecia.

Reasumując, warto podkreślić iż w rzekach środkowej Polski, w półroczu chłodnym, miesięczne odpływy maksymalne maleją, zaś w półroczu ciepłym – rosną. Różnice pojawiają się również w aspekcie przestrzennym. W dorzeczu Warty maksima miesięczne (zwłaszcza półrocza ciepłego) dość często rosły, zaś w dorzeczach Pilicy i Bzury (w szczególności w półroczu chłodnym) – przeważnie malały. Chociaż maj należy do półrocza letniego, a kwiecień do chłodnego, to liczebności kierunków istotnych trendów są w obu miesiącach odwrócone (ryc. 5).

W przypadku minimalnych odpływów miesięcznych, w badanym wieloleciu, wystąpiło dwukrotnie więcej trendów istotnych niż w wektorach odpływów maksymalnych.. Dominowały trendy dodatnie i było to widoczne w obu półroczach (ryc. 6). W 144 wektorach Nqm, zanotowano 49 istotnych trendów rosnących i 27 malejących (tab. 5). Cztery rzeki charakteryzowały się wzrostem minimalnego odpływu jednostkowego, we wszystkich miesiącach półrocza chłodnego (Czarna Maleniecka, Wolbórka, Ner, Prosna). Także w przypadku Grabi, wystąpił wzrost odpływów minimalnych aż w czterech miesiącach tego półrocza. Zmniejszanie się odpływów minimalnych w półroczu chłodnym, odnotowano w przypadku trzech rzek (Ochnia, Mroga, Ołobok. Trendy ujemne wystąpiły w nich co najmniej w jednym miesiącu półrocza zimowego. Drzewiczka, Rawka i Oleśnica nie wykazywały zaś żadnych istotnych tendencji zmian w minimalnym odpływie jednostkowym półrocza chłodnego w badanym wieloleciu.



Ryc. 6. Liczba trendów dodatnich i ujemnych w wektorach minimalnych miesięcznych odpływów jednostkowych wybranych rzek środkowej Polski, w wieloleciu 1951-2002

Fig. 6. Number of positive and negative trends in vectors of minimum monthly unit outflows of selected rivers in Central Poland, in years 1951-2002

W półroczu letnim, wystąpiła tylko nieznaczna przewaga liczby trendów dodatnich nad ujemnymi (ryc. 6). Podobnie jak w półroczu chłodnym, minima miesięczne wzrastały istotnie w Czarnej Malenieckiej, Nerze i w Prośnie. W grupie tej znalazł się również Ołobok, którego niskie odpływy miesięczne wzrastały

istotnie w 4 miesiącach letnich i jesiennych (tab. 5). Jednocześnie czerwiec, lipiec, sierpień i wrzesień, charakteryzowały się, w badanej grupie zlewni, podobną liczbą trendów o przeciwnych znakach, ale z niewielką przewagą dodatnich. Inaczej w maju i październiku. W pierwszym dominowały spadki minimów, w drugim pojawiła się istotna przewaga wzrostów (ryc. 6). Warto też zauważyć, że trendy malejące Nqm (w obu półroczach) pojawiły się głównie w dopływach Bzury (Ochnia, Mroga, Rawka) oraz w Luciąży.

Tabela 5 umożliwia również analizę zbieżności kierunków trendu, w odniesieniu do obu ekstremów, jak i w układzie sezonowym i przestrzennym. Spadek odpływów minimalnych i maksymalnych zanotowano równocześnie w Mrodze (5 miesięcy), Ochni i Luciąży (2 miesiące). Równoczesny wzrost obu odpływów charakterystycznych cechował zaś Ner (5 miesięcy) i Ołobok (2 miesiące). W przypadku lutego i marca (Czarna Maleniecka i Wolbórka) oraz grudnia, maksima miesięczne istotnie malały, a minima rosły.

Tab. 6. Waloryzacja skali i kierunków zmian wieloletnich w wektorach miesięcznych odpływów ekstremalnych (1951-2002)

Tab. 6. Scale indexation and trends of perennial changes in vectors of monthly extreme outflows (1951-2002)

M-c	A												B
	1 Cz. Mal.	2 Luciąża	3 Wolbór.	4 Drzew.	5 Ochnia	6 Mroga	7 Rawka	8 Oleśnica	9 Grabia	10 Ner	11 Prosna	12 Ołobok	Suma
XI	1	-2	1	0	0	-2	0	0	1	1	1	0	1
XII	0	-1	1	0	0	-2	0	0	0	1	1	-1	-1
I	1	1	1	0	0	0	0	0	1	2	1	-1	6
II	0	-1	0	-1	-2	-1	-1	0	1	1	1	0	-3
III	0	-1	0	0	-1	-2	-1	0	1	1	1	0	-2
IV	1	0	1	0	-2	0	0	0	0	2	1	1	4
V	1	-2	0	-1	-1	-2	-1	-1	0	0	0	0	-7
VI	1	-1	1	0	-1	-1	0	0	0	2	1	1	3
VII	1	-1	0	0	0	-1	-1	1	0	1	1	2	3
VIII	1	-1	0	0	0	-2	-2	0	0	1	0	1	-2
IX	1	-1	0	0	0	-1	-1	0	1	2	1	2	4
X	1	0	1	0	0	-1	0	0	0	2	1	0	4
Suma	9	-10	6	-2	-7	-15	-7	0	5	16	10	5	

Źródło: opracowanie własne

Próby waloryzacji skali i kierunków zmian wieloletnich, w odpływach ekstremalnych (maksymalnych i minimalnych) badanego zbioru zlewni, dokonano w oparciu o system punktowy. Jeżeli w danym miesiącu wystąpił 1 trend istotny, to w zależności od jego kierunku przyznawano 1 lub -1 punktu. Gdy w danym miesiącu zidentyfikowano dwa istotne trendy o tym samym kierunku, liczba punktów była równa sumie tych punktów (w przypadku 2 trendów o przeciwnych znakach – 0). W przypadku braku trendu przyznawano 0. Zatem teoretyczna liczba

punktów dla danego miesiąca mogła się zmieniać od -2 (dwa trendy malejące) do +2 (dwa trendy rosnące w przypadku obu ekstremów).

Sumy przyznanych punktów obliczono zarówno w układzie miesięcznym (tab. 6A), jak i dla poszczególnych zlewni (B). Największe zmiany ekstremów miesięcznych dotknęły Neru, Czarnej Malenieckiej i Prosny (częsty wzrost) oraz Mrogi i Luciąży (częsty spadek). Także w Ochni i Rawce ekstrema miesięczne dość często malały. Najmniejsze zmiany zanotowano zaś w Oleśnicy i w Drzewiczce (tab. 6).

W ujęciu sezonowym, najbardziej zmieniły się majowe ekstrema rzek środkowej Polski (często malały) i ekstrema styczniowe (często rosły). Z przeprowadzonej analizy jasno też wynika, że zróżnicowanie skali przemian w układzie przestrzennym jest znacznie większe niż w układzie sezonowym. Może to wskazywać, iż obserwowane zmiany w badanych charakterystykach odpływu są, jak dotąd, głównie wynikiem antropogenicznych przeobrażeń w zlewniach i zmian w sposobie gospodarowania wodą w tej części Polski. Czynnik wielkoskalowy (zmiany klimatu) odgrywa tu na razie drugorzędną rolę.

Literatura

Bartnik A., Jokiel P., 2001, Zmiany w sezonowym rozkładzie odpływu w Polsce środkowej w wieloleciu 1951-1998. Wiadomości IMGW, Warszawa, 2: 3-17.

Bartnik A., Jokiel P., 2005, Niektóre problemy zmian i zmienności rocznego hydrogramu przepływu rzeki na podstawie Pilicy w Przedborzu. Wiadomości IMGW, Warszawa, 2: 5-31.

Jokiel P., 2004, Zasoby wodne środkowej Polski na progu XXI wieku. Wyd. UŁ, Łódź.

Jokiel P., 2008, Zmiany, zmienność i ekstremalne sumy parowania terenowego i ewapotranspiracji potencjalnej w Łodzi w drugiej połowie XX wieku. (W:) P. Jokiel (red.), Zjawiska ekstremalne i zdarzenia nadzwyczajne w środkowej Polsce. Folia Geographica Physica, Wyd. UŁ, Łódź, 8: 63-88.

Jokiel P., Tomalski P., 2004, Odpływy maksymalne w rzekach Polski. Czasopismo Geograficzne, Wrocław, 1-2: 83-97.

Kożuchowski K. (red), 2000, Pory roku w Polsce. Wyd. UŁ, Łódź.

Wibig J.,2001, Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na rozkład przestrzenny anomalii temperatury i opadów w Europie. Wyd. UŁ, Łódź.

Summary

Central Poland belongs to these country regions, which are characterized by very small water resources and changeable moistness, this opinion concerns not only seasonal but also multi annual scale. The consequence of inconstant moistness is always the tight water balance, and as a result different problems, not only with rational water management, but also in maintaining ecological and landscape order.

One of the most important aspects of the investigations carried out on consequences of today observed global warming is predicting changes, which may occur with extreme hydrological phenomena, especially with reference to maximum and minimum characteristics of rivers' outflow. Until now, the research findings, various models and forecasts do not answer the questions whether as a result of observed climate changes

the frequency of hydrological extreme phenomena in Poland increased and if their scale would be broadened.

The presented article depicts few regularities identified within seasonal and multi annual scale for maximum and minimum outflows from 12 basins in central Poland. Moreover, it explains some rules in their spatial diversification. Due to the analysis it can be derived that the differentiation of the magnitudes of changes in spatial context is much bigger than in seasonal context. It may indicate that the observed changes within investigated outflow characteristics are heretofore mainly the implications of anthropogenic transformations in studied drainage basins and changes in way of management of water in this regions. Broad-scaled factor, related to global warming and climate fluctuations in Poland in 2nd part of the XXth century, played in this area a subsidiary role. However, it should be explicitly underlined that in central Poland, both runoff maxima and runoff minima of majority of basins systematically increased.

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 127-136

Krótkoterminowe zmiany natężenia przepływu w małej rzece miejskiej na przykładzie Sokołówki (Łódź)

Short-term changes of discharge in small urban river on the example of the Sokołówka river (Łódź)

Adam Bartnik, Przemysław Tomalski

Katedra Hydrologii i Gospodarki Wodnej, Uniwersytet Łódzki,
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź, abartnik@geo.uni.lodz.pl, thomal77@poczta.onet.pl

Streszczenie: W artykule przedstawiono analizę krótkoterminowych zmian natężenia przepływu w zlewni Cokołówki, odwadniającej północną część Łodzi. Do dalszych analiz wybrano dane z dwóch przekrojów pomiarowych. Jeden zamyka zlewnię o charakterze typowo miejskim (przy ul Folwarcznej), zaś drugi, położony w dolnej części rzeki obejmuje również tereny użytkowane rolniczo. Badania częstości pojawiania się wzrostów i spadków przepływu dowiodły, iż w przypadku zlewni miejskiej zdecydowanie dominują okresy braku zmian natężenia przepływu (niemalże 90% pomiarów). W pozostałych przypadkach – 7 % to spadki, a tylko nieco ponad 4 % stanowią znaczące wzrosty przepływu. W przekroju pomiarowym zamykającym zlewnię z udziałem obszaru rolniczego, zmiany przepływu (zarówno wzrosty jak i spadki) stanowią już ponad 75 % wszystkich pomiarów, przy czym oba typy zmian występują równie często. Autorzy zaproponowali także nowe, bazujące na 15-minutowych zmianach natężenia przepływu, miary charakteryzujące fale wezbraniowe. Analiza wykazała, że są one słabo skorelowane z wcześniej wykorzystywanymi parametrami bazującymi na danych o kroku dobowym. Miary wskazują także wyraźnie na zdecydowanie różny charakter fal wezbraniowych w wybranych przekrojach pomiarowych.

Słowa kluczowe: zmiany krótkoterminowe, przepływ, hydrologia miejska

Key words: short-term changes, discharge, urban hydrology

Wprowadzenie

Współczesne badania hydrologiczne, zwłaszcza te dotyczące rzek, wymagają szczegółowych ciągów pomiarowych. W przypadku natężenia przepływu, najczęściej stosowane są dane o kroku dobowym, co jest wynikiem

ustalania na podstawie pomiarów stanów wody obserwowanych z taką częstotliwością. Częstsze odczyty uzyskać można z zapisów limnigraficznych. W tym przypadku należy jednak mieć świadomość błędów popełnianych przy wykorzystaniu związku stan wody – natężenie przepływu. Wynikają one przede wszystkim z samego uproszczenia zagadnienia (przepływ zależny nie tylko od stanu wody). W przypadku przejścia fali wezbraniowej mamy dodatkowo do czynienia ze zmianami spadku zwierciadła wody skutkującymi zjawiskiem histerezy krzywej natężenia przepływu (Byczkowski 1996). Z tego powodu, a także względów technicznych, szeregi o kroku krótszym niż dobowy nie były dotychczas zbyt często analizowane.

W ostatnich latach pojawiły się urządzenia umożliwiające ciągłe pomiary prędkości i głębokości płynącej wody, a zatem i przepływu. Bazują one na efekcie Dopplera i są coraz szerzej stosowane do ciągłego monitoringu ilościowego w zlewniach eksperymentalnych. Ich zastosowanie stwarza możliwość opisu zmian krótkoterminowych natężenia przepływu. Celem niniejszego artykułu jest wstępna analiza szeregów czasowych natężenia przepływu o kroku 15-minutowym uzyskanych z tego typu urządzeń, zainstalowanych w zlewni Sokołówki.

Teren i metody badań

Od roku 2006, Katedra Hydrologii i Gospodarki Wodnej Uniwersytetu Łódzkiego, prowadzi badania w zlewni Sokołówki, będącej lewym dopływem Bzury. Obejmuje ona północną część Łodzi i niemal w całości zawiera się w granicach administracyjnych miasta (ryc. 1). Zlewnia Sokołówki jest w znacznym stopniu zurbanizowana – w jej górnej części znajduje się kilka osiedli domów jednorodzinnych, zaś środkową część zajmują tereny przemysłowe (Bartnik i in. 2008). Początkowy fragment koryta Sokołówki przykryty jest betonowymi płytami i włączony w system kanalizacji deszczowej. Obszary zabudowane zajmują ogółem 47% powierzchni zlewni, lasy i parki 19%, a użytki rolne, skupione na obrzeżach miasta, w dolnej części zlewni – 23%. Wśród osadów budujących górną i środkową część zlewni dominują gliny zwałowe, zaś w dolnej przeważają piaski wodnolodowcowe. Aż 71% utworów powierzchniowych charakteryzuje się bardzo dobrymi parametrami filtracyjnymi. Zaznaczyć jednak należy, że na obszarze miasta serie osadowe często są przykryte warstwą „narzutu antropogenicznego" (gruz, szlaka, ziemia z wykopów itp.) ograniczającego ich naturalną przepuszczalność.

Dane wykorzystane w niniejszym artykule pochodzą z zainstalowanych w zlewni Sokołówki przepływomierzy firmy Teledyne ISCO (model 2150) wykorzystujących efekt Dopplera (Szejba i in. 2009). Do dalszych prac wybrano szeregi pomiarów natężenia przepływu o kroku 15-minutowym, pochodzące z dwóch przekrojów pomiarowych i obejmujące rok hydrologiczny 2009. Jeden z nich zamyka zlewnię o charakterze typowo miejskim (posterunek w Parku A. Mickiewicza przy ulicy Folwarcznej – $A = 5{,}72$ km^2), drugi (położony niżej) obejmuje także część dorzecza użytkowaną rolniczo-podmiejską (Sokołów, $A = 19{,}21$ km^2). Ich lokalizacja przedstawiona została na ryc. 1.

Zmiany krótkoterminowe

W obu przekrojach badawczych szeregi pomiarowe (liczebność każdego > 35 000) cechuje duża zmienność natężenia przepływu związana z funkcjonowaniem w zlewni kanalizacji deszczowej. Jednakże, w przypadku przekroju położonego w dolnym odcinku cieku, odpływ w skali roku wykazuje znacznie większą stabilność (C_v = 0,96). W górnej części dochodzi niejednokrotnie do całkowitego zaniku przepływu, a odpływ rzeczny jest kształtowany głównie przez gwałtowne epizody wezbraniowe (C_v = 5,91).

Szeregi natężenia przepływu zostały przeliczone na ciągi różnic pomiędzy kolejnymi ich wyrazami (uzyskano szeregi zmian natężenia przepływu z pomiaru na pomiar) i poddane dalszej analizie. Zmiany mniejsze niż 1 $dm^3 \cdot s^{-1}$ traktowano jako przypadkowe i wyeliminowano z dalszych badań. Analiza bezwładności dowiodła braku istnienia w badanych szeregach czerwonego szumu (współczynnik autokorelacji przy k = 1 wynosi -0,46 dla przekroju zamykającego zlewnię podmiejską oraz 0,31 dla zlewni miejskiej).

Analiza częstości pojawiania się wzrostów i spadków przepływu (tab. 1) dowiodła, iż w przypadku zlewni miejskiej (Folwarczna) zdecydowanie dominują okresy braku zmian natężenia przepływu (niemalże 90% pomiarów).

Tab. 1. Podstawowe parametry 15-minutowych zmian natężenia przepływu

Tab. 1. Basic parameters of 15-minute changes of discharge

Parametr	Folwarczna	Sokołów
L (%)	88,36	23,69
L_i (%)	4,31	37,75
I_{av} ($m^3 \cdot s^{-1}$)	0,018	0,008
I_{max} ($m^3 \cdot s^{-1}$)	1,411	0,201
Iq_{max} ($dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$)	246,7	10,5
L_d (%)	7,33	38,56
D_{av} ($m^3 \cdot s^{-1}$)	0,012	0,007
D_{max} ($m^3 \cdot s^{-1}$)	0,515	0,151
Dq_{max} ($dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$)	90,0	7,9

Źródło: opracowanie własne

L – udział procentowy 15-minutowych pomiarów bez zmiany natężenia przepływu; L_i – udział procentowy 15-minutowych pomiarów ze wzrostem natężenia przepływu; I_{av} – średni 15-minutowy wzrost natężenia przepływu; I_{max} – maksymalny 15-minutowy wzrost przepływu; Iq_{max} – maksymalny 15-minutowy wzrost odpływu jednostkowego; L_d – udział procentowy 15-minutowych pomiarów ze spadkiem natężenia przepływu; D_{av} – średni 15-minutowy spadek natężenia przepływu; D_{max} – maksymalny 15-minutowy spadek przepływu; Dq_{max} – maksymalny 15-minutowy spadek odpływu jednostkowego

L – percentage participation of 15-minute measurements without change of discharge; L_i – percentage participation of 15-minute measurements with increase of discharge; I_{av} – average 15-minute increase of discharge; I_{max} – maximum 15-minute increase of discharge; Iq_{max} – maximum 15-minute increase of specific discharge; L_d – percentage participation of 15-minute measurements with decrease of discharge; D_{av} – average 15-minute decrease of discharge; D_{max} – maximum 15-minute decrease of discharge; Dq_{max} – maximum 15-minute decrease of specific discharge

W pozostałych przypadkach – 7 % to spadki, a tylko nieco ponad 4 % stanowią wzrosty. Te ostatnie mogą być jednak znaczące (nawet do 1,4 $m^3 \cdot s^{-1}$ – co oznacza wzrost odpływu jednostkowego w ciągu 15 min. o ok. 247 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$) – tab. 1. Wynika to z funkcjonowania tego odcinka rzeki głównie jako kolektora zbiorczego dla wód opadowych odprowadzanych z ulic. Uszczelnienie koryta na znacznych odcinkach powoduje prawie całkowite odcięcie cieku od zasilania wodami podziemnymi. W efekcie przepływ w okresie bezopadowym jest minimalny lub całkowicie zanika. Pojawienie się nawet niewielkiego opadu powoduje natomiast błyskawiczną reakcję w postaci wzrostu lub pojawienia się przepływu.

W przekroju pomiarowym zamykającym zlewnię podmiejską (Sokołów) zmiany przepływu (zarówno wzrosty jak i spadki) stanowią już ponad 75 % wszystkich pomiarów, przy czym oba typy zmian występują równie często. Maksymalne zanotowane wzrosty natężenia przepływu nieznacznie przekraczają tu 0,2 $m^3 \cdot s^{-1}$ (co oznacza wzrosty już tylko o 10,5 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ w ciągu 15 minut), a więc znacznie mniejsze niż w górnej części zlewni (tab. 1). Związane jest to w głównej mierze ze zjawiskiem wyrównywania odpływu rzecznego przez zbiorniki przepływowe (pomiędzy omawianymi profilami istnieją obecnie 3 stawy, projektowane są kolejne) oraz drenaż liniowy płytkich, wód gruntowych przez dolny, nie zabudowany odcinek koryta cieku.

Zmiany krótkoterminowe w trakcie wezbrań

Do dalszej analizy, z szeregów czasowych natężenia przepływu wybrane zostały tylko okresy wezbraniowe w roku hydrologicznym 2009. Dla górnej, miejskiej części zlewni okresów takich było 125, podczas gdy dla przekroju zamykającego zlewnię – 103. Aby scharakteryzować każdy z nich obliczono podstawowe charakterystyki fal wezbraniowych (objętość odpływu wezbraniowego i całkowitego, przepływ kulminacyjny, przepływ średni, czas propagacji i recesji fali wezbraniowej). Wielkości te zestawiono z 15-minutowymi zmianami przepływu w trakcie wezbrań (liczba okresów 15-minutowych ze wzrostem przepływu, liczba okresów 15-minutowych ze spadkiem przepływu, maksymalny 15-minutowy wzrost przepływu, maksymalny 15-minutowy spadek przepływu) (tab. 2).

Czas propagacji fali wezbraniowej w obu przekrojach kontrolnych silnie zależy od liczby okresów 15-minutowych z wzrostem natężenia przepływu. Analogicznie czasy recesji pozostają w silnej współzmienności z 15-minutowymi okresami ze spadkiem natężenia przepływu. Maksymalne 15-minutowe spadki i wzrosty natężenia przepływu są współzmienne ze średnim i kulminacyjnym przepływem w przypadku zlewni typowo miejskiej (Folwarczna). Ma na to wpływ bardzo krótki czas formowania się fali, kiedy to następują szybkie zmiany aktualnego przepływu. W dolnej części rzeki (Sokołów) zależność nie jest już tak wyraźna ze względu na modyfikację fali wezbraniowej przez stawy przepływowe oraz generalnie większą retencję. Przepływ maksymalny może być zatem wysoki, ale przybór wody w cieku nie musi odbywać się gwałtownie. Szczególnie wyraźnie widać to w przypadku współzmienności liczby okresów

15-minutowych ze wzrostem lub spadkiem natężenia przepływu i objętościami odpływu (bezpośredniego i całkowitego). Wyższe współczynniki korelacji tych charakterystyk występują w przypadku Sokołowa, a więc w dolnej części zlewni.

Tab. 2. Współczynniki korelacji (R) między charakterystykami wezbrań w zlewni Sokołówki w roku hydrologicznym 2009

Tab. 2. Correlation coefficients (R) between characteristics of floods in the Sokołówka drainage basin in the year 2009

Parametr	Folwarczna				Sokołów			
	l_i	l_d	i_{max}	d_{max}	l_i	l_d	i_{max}	d_{max}
V_p	0,43	0,59	0,55	0,61	0,82*	0,82*	0,47	0,58
V_t	0,48	0,60	0,53	0,58	0,85*	0,82*	0,47	0,58
Q_k	-0,06	0,11	0,96*	0,93*	0,32	0,30	0,33	0,46
Q_{av}	-0,01	0,10	0,81*	0,82*	0,30	0,29	0,30	0,45
t_p	0,90*	0,76*	-0,17	-0,18	0,87*	0,85*	0,17	0,21
t_r	0,91*	0,85*	-0,03	-0,07	0,75*	0,77*	0,30	0,40

Źródło: opracowanie własne

V_p – objętość odpływu bezpośredniego, V_t – objętość odpływu całkowitego, Q_k – przepływ kulminacyjny, Q_{av} – przepływ średni wezbrania, t_p – czas propagacji fali, t_r – czas recesji fali, l_i – liczba okresów 15-minutowych ze wzrostem natężenia przepływu, l_d – liczba okresów 15-minutowych ze spadkiem natężenia przepływu, i_{max} – maksymalny 15-minutowy wzrost natężenia przepływu, d_{max} – maksymalny 15-minutowy spadek natężenia przepływu, * – zależności o współczynniku determinacji $R^2 > 0,5$

V_p – volume of the direct runoff, V_t – volume of the total runoff, Q_k – crest discharge, Q_{av} – average discharge of flood, t_p – time of propagation of wave, t_r – time of recession of wave, l_i – number of 15-minute periods with increase of discharge, l_d – number of 15-minute periods with decrease of discharge, i_{max} – maximum 15-minute increase of discharge, d_{max} – maximum 15-minute decrease of discharge, * – correlations with coefficient of determination $R^2 > 0,5$

Poza powyższymi zależnościami, obliczone zostały parametry fal opisane przez A. Ciepielowskiego (1987). Pierwszym z nich jest współczynnik smukłości. Posiada on postać:

$$\alpha = \frac{t_o}{t_s} \qquad (1)$$

gdzie: α – współczynnik smukłości fali, t_0 – czas opadania fali, t_5 – czas wznoszenia fali.

Drugi parametr to tzw. współczynnik kształtu (Stachy 1984):

$$\psi = \frac{2}{1+\alpha} \qquad (2)$$

gdzie: ψ – współczynnik kształtu fali; pozostałe oznaczenia jak wyżej.

Obie miary można obliczyć posiadając standardowe, dobowe dane natężenia przepływu. Postanowiono zatem skonfrontować je z nowymi charakterystykami

bazującymi na szeregach 15-minutowych pomiarów natężenia przepływu. Pierwszym z proponowanych przez autorów jest współczynnik symetrii fali wezbraniowej:

$$s = \frac{l_i}{l_d} \qquad (3)$$

gdzie: s – współczynnik symetrii fali wezbraniowej, l_i – liczba okresów 15-minutowych z wzrostem natężenia przepływu, l_d – liczba okresów 15-minutowych ze spadkiem natężenia przepływu.

Drugą charakterystykę nazwano współczynnikiem równomierności:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^{n} dQ_i}{\sum_{j=1}^{m} dQ_d} \qquad (4)$$

gdzie: r – współczynnik równomierności fali, dQ_i – 15-minutowy wzrost natężenia przepływu, dQ_d – 15-minutowy spadek natężenia przepływu.

Tab. 3. Współczynniki korelacji (R) między charakterystykami fal wezbraniowych w badanych przekrojach pomiarowych

Tab. 3. Correlation coefficients (R) between characteristics of flood waves in examined measurement sections

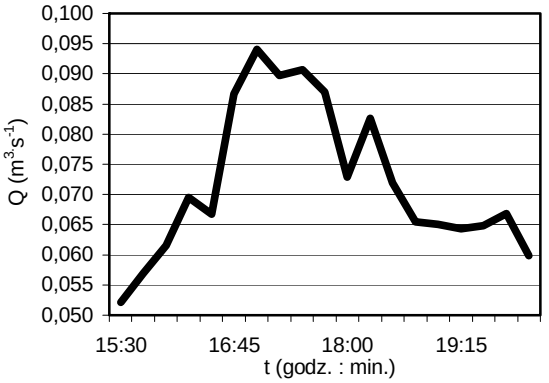
	Folwarczna		Sokołów	
	s	*r*	*s*	*r*
α	-0,23	0,07	-0,42	-0,12
ψ	0,46	-0,002	0,47	0,16

Źródło: opracowanie własne

s – współczynnik symetrii fali wezbraniowej, *r* – współczynnik równomierności fali, α – współczynnik smukłości fali, ψ – współczynnik kształtu fali

s – coefficient of symmetry of flood wave, *r* – coefficient of uniformity of flood wave, α – coefficient of slenderness of flood wave, ψ – coefficient of shape of flood wave

Analiza wykazała, że nowo proponowane miary są słabo skorelowane z wcześniej obliczonymi charakterystykami (tab. 3). Relatywnie największy związek wykazał, w obu przekrojach pomiarowych, współczynnik kształtu fali (2) i współczynnik symetrii fali wezbraniowej (3). W obu przypadkach zależność ta nie jest silna, a współczynnik korelacji *R* nie przekracza 0,5. Zwraca również uwagę nieistotna współzmienność współczynników symetrii (4) i smukłości (1), mimo że oba opierają się w zasadzie na czasie propagacji i recesji fali wezbraniowej. Prawdopodobną przyczyną jest możliwość istnienia w gałęzi propagacji krótkich okresów ze spadkami natężenia przepływu oraz okresów z jego wzrostem w czasie recesji fali. Przypadek taki zilustrowany został na ryc. 2.

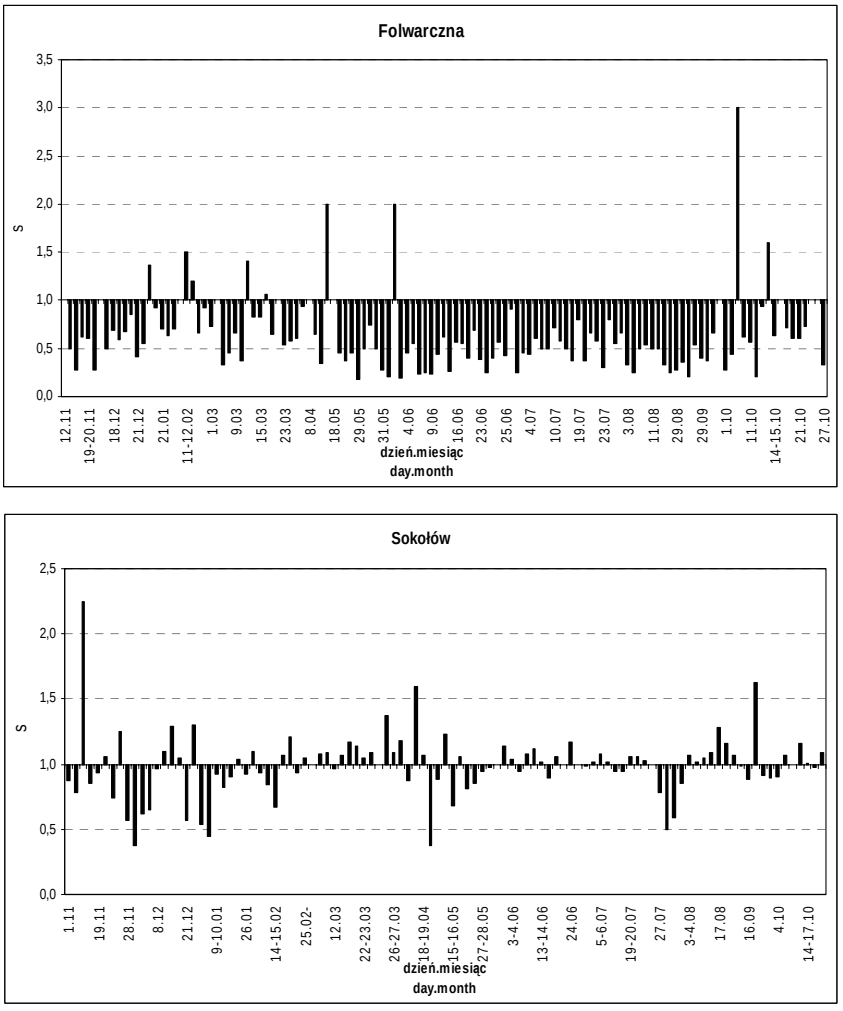


Ryc. 2. Hydrogram natężenia przepływu (Q) w przekroju kontrolnym Sokołów w trakcie wezbrania w dniu 14.03.2009 r.

Fig. 2. Hydrograph of discharge (Q) in Sokołów measurement section during flood in 14.03.2009

Interesujące wydaje się też porównanie zmienności charakterystyk fal wezbraniowych w trakcie roku hydrologicznego w dwu analizowanych przekrojach pomiarowych. W przypadku współczynnika symetrii fali wezbraniowej (*s*) daje się zauważyć wyraźne różnice między częścią zlewni typowo miejską, a zlewnią zawierającą także tereny mniej intensywnie użytkowane (ryc. 3). W górnej części, w której zasilanie zależy w dużej mierze od systemu kanalizacji burzowej zaznacza się wyraźna asymetria fal wezbraniowych. Duży udział skanalizowanych powierzchni nieprzepuszczalnych powoduje, że dominują tu szybkie formy odpływu. Koncentracja fali wezbraniowej następuje bardzo szybko, w związku z tym gałąź propagacji jest krótka, a możliwe maksymalne wzrosty natężenia przepływu są znaczne (tab. 1). Gałąź recesji jest wyraźnie dłuższa ze względu na dobieg po przekroju kontrolnego wody z bardziej oddalonych obszarów. Przekrój kontrolny w dolnej części zlewni cechuje się relatywnie bardziej symetrycznymi, ale także zróżnicowanymi w czasie wskaźnikami symetrii fali wezbraniowej. Niewątpliwy wpływ ma tutaj transformacja fali, przemieszczającej się z górnej części zlewni, przez stawy przepływowe. Większy jest także udział powierzchni nie uszczelnionych i nie objętych systemem kanalizacji burzowej, a co za tym idzie zwiększają się możliwości powstawania wolniejszych niż powierzchniowa form odpływu.

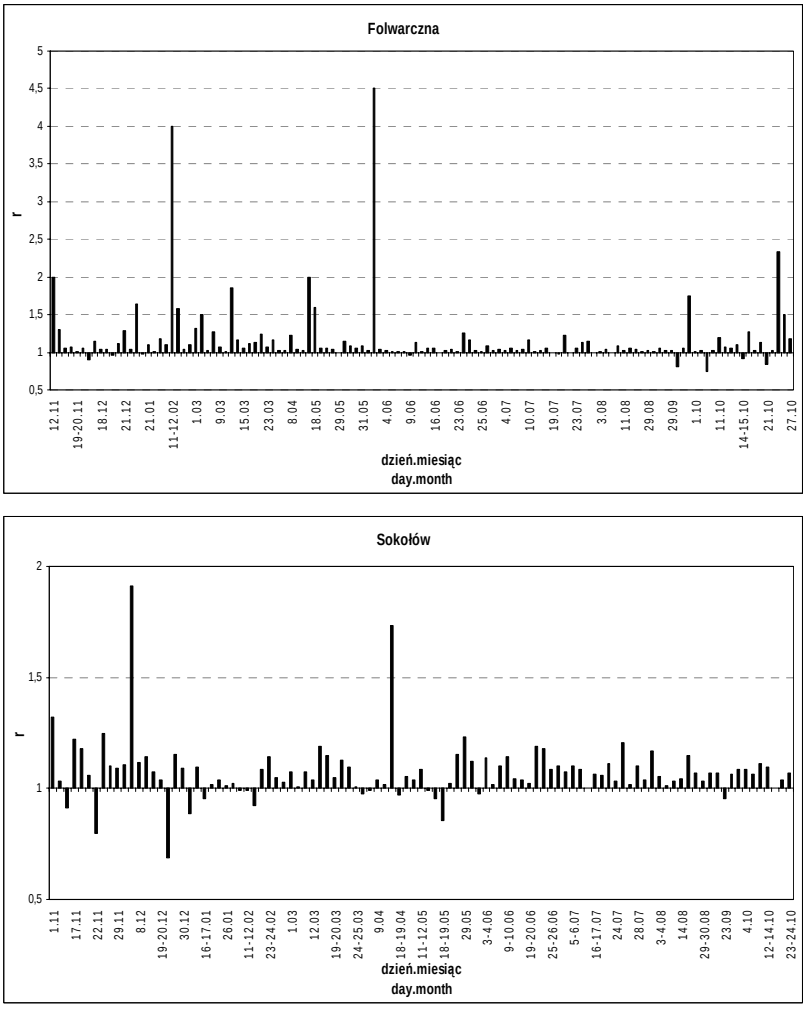
W przypadku współczynnika równomierności fali wezbraniowej (*r*) również zaznaczają się różnice pomiędzy przekrojami pomiarowymi w górnej i dolnej części zlewni (ryc. 4). Przy ulicy Folwarcznej (górna typowo miejska część zlewni) relatywnie częściej są one zbliżone do jedności. Oznacza to, że natężenie przepływu przed i po przejściu fali wezbraniowej jest bardzo podobne. Wysoki odsetek powierzchni nieprzepuszczalnych oraz odcięcie koryta od zasilania wodami podziemnymi poprzez jego uszczelnienie spowodowało, że w odcinku tym po wystąpieniu opadu prawie w ogóle nie zaznacza się wzrost udziału stabilnych form odpływu.



Ryc. 3. Współczynniki symetrii fal wezbraniowych (s) w zlewni Sokołówki, w roku 2009

Fig. 3. Coefficients of symmetry of flood waves (s) in Sokołówka drainage basin in the year 2009

Jednocześnie, czasami pojawiają się tu bardzo wysokie współczynniki równomierności. Mają one miejsce wówczas, gdy w krótkim odstępie czasu występują dwa epizody wezbraniowe. Opisana wcześniej asymetria fali powoduje, że koncentruje się ona bardzo szybko, natomiast recesja jest rozłożona w czasie. W przypadku stosunkowo szybkiego wystąpienia impulsu zasilającego, nowe wezbranie zaczyna formować się w czasie gdy pierwsze jeszcze się nie zakończyło. W dolnym przekroju kontrolnym efekt ten zaznacza się zdecydowanie słabiej. Wynika to z transformacji odpływu przez stawy przepływowe oraz większych możliwości retencyjnych zlewni. W efekcie, krótko po sobie występujące impulsy opadowe generują najczęściej jedno, relatywnie dłużej trwające wezbranie.



Ryc. 4. Współczynniki równomierności fal wezbraniowych (r) w zlewni Sokołówki, w roku 2009

Fig. 4. Coefficients of uniformity of flood waves (r) in Sokołówka drainage basin in the year 2009

Podsumowanie

Dane pomiarowe uzyskiwane dzięki przepływomierzom dopplerowskim otwierają nową „ścieżkę badawczą" dotyczącą krótkoterminowych wahań odpływu i ich przyczyn. Będzie ona przydatna zwłaszcza w przypadku małych cieków, w których proces formowania się fal wezbraniowych przebiega bardzo szybko. Uzyskane szeregi czasowe natężenia przepływu Sokołówki cechuje duża zmienność związana z funkcjonowaniem w zlewni kanalizacji deszczowej. Objęte dalszymi analizami, szeregi różnic przepływów wykazują się brakiem istnienia bezwładności, co może świadczyć o przypadkowości (losowości) w realizacji

procesu. Krótkoterminowe zmiany natężenia przepływu w zlewni Sokołówki silnie natomiast zależą od charakteru odwadnianego terenu.

Zaproponowane w opracowaniu nowe charakterystyki fal wezbraniowych są słabo skorelowane ze stosowanymi do tej pory. Ponadto, uwzględniają one wahania odpływu, jakie towarzyszą procesom propagacji i recesji fal, a także oddają charakter zmian w przypadku istnienia wielu kulminacji podczas jednego epizodu wezbraniowego. Obserwowana niemal we wszystkich przypadkach asymetria fal, skutkuje często nakładaniem się na siebie kolejnych wezbrań. Zjawisko to jest szczególnie silne w przypadku zlewni o większych możliwościach retencyjnych. Przedstawione przez autorów opracowanie jest tylko wstępną próbą ujęcia tematu. Proponowane tu charakterystyki wezbrań niewątpliwie należy poddać dyskusji oraz, niewykluczonej, modyfikacji.

Literatura

Bartnik A., Moniewski P., Tomalski P., 2008, Rola naturalnych i antropogenicznych elementów obiegu wody w zlewni miejskiej (Sokołówka) i podmiejskiej (Dzierżązna). (W:) S. Bródka (red.), Problemy Ekologii Krajobrazu. Wyd. Bogucki, Warszawa – Poznań, XXII: 39-48.

Byczkowski A., 1996, Hydrologia, t. II. Wyd. SGGW, Warszawa.

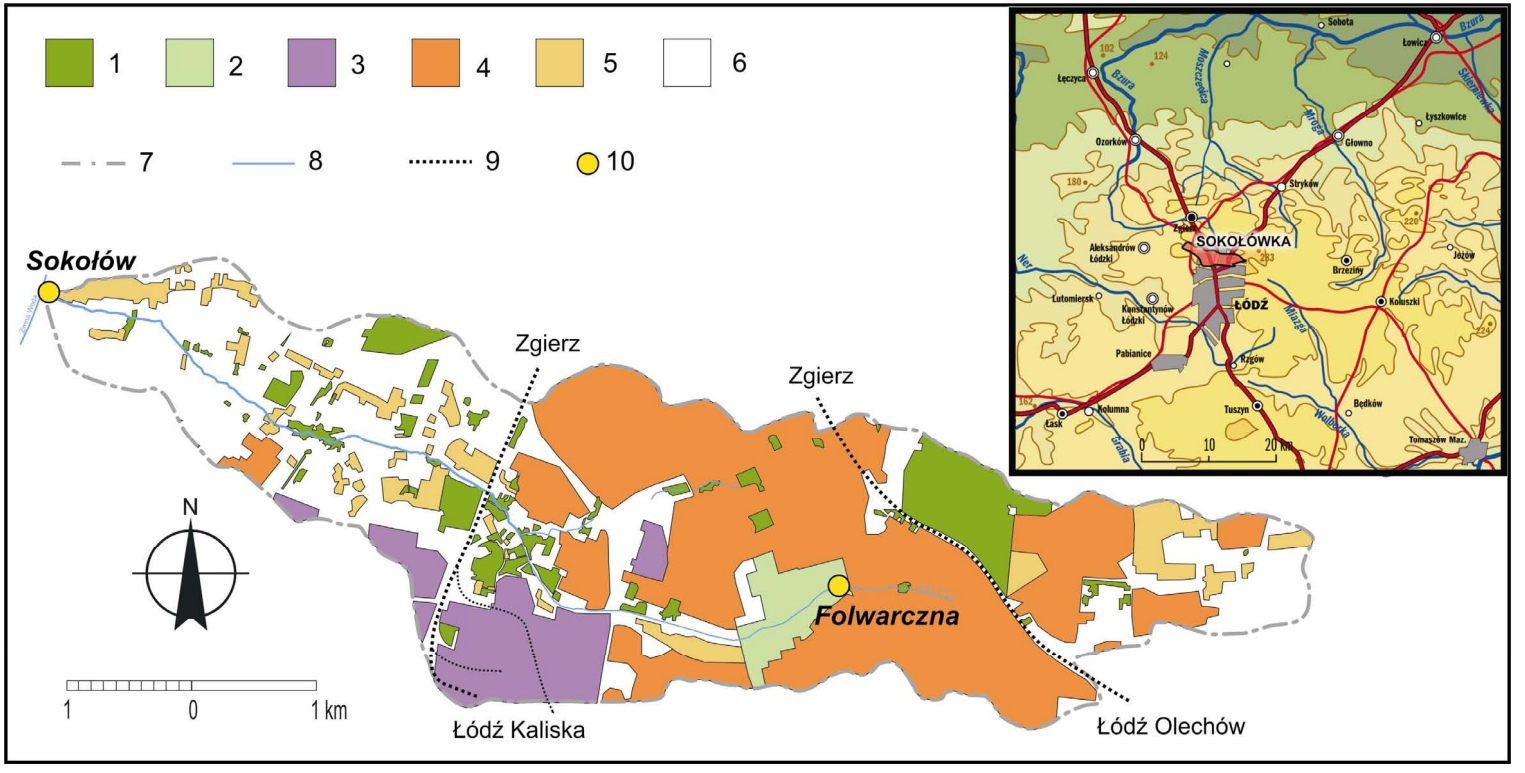
Ciepielowski A., 1987, Badanie związków pomiędzy podstawowymi parametrami fal wezbraniowych w wybranych profilach rzek. Wyd. SGGW, Warszawa.

Stachy J., 1984, Zasady obliczania maksymalnych rocznych przepływów o określonym prawdopodobieństwie występowania dla rzek polskich. Wyd. IMGW, Warszawa.

Szejba D., Bajkowski S., Pietraszek Z., 2009, Badanie stabilności charakterystyk pomiarowych przepływomierza modułowego ISCO 2150. Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych, 540: 109-116.

Summary

The article shows the analyses of short-term changes of discharge in Sokołówka drainage basin which drains the north part of Łódź. Data from the two measurement sections were chosen for the research. One of them is located in the part of the drainage basin with typically urban conditions (Folwarczna st.). The second is located in the bottom part of the drainage basin and includes also arable lands (Sokołów). The research on frequency of appearing the increases and decreases of discharge proved that in the urban drainage basin the periods without changes of discharge were dominant (almost 90% of measurement). There were decreases of discharge (7%) and increases of discharge (4%) in the rest of cases. In the bottom of the drainage basin the changes of discharge were dominant (over 75% of cases). Increases and decreases were of similar frequency in this measurement section. The authors also proposed new parameters of flood waves based on 15-minute data of discharge. Analyses showed that these characteristics were not in correlation with the parameters based on one-day data which were used before. The new parameters showed also different character of flood waves in urban and suburban measurement sections.



Ryc. 1. Lokalizacja zlewni Sokołówki, użytkowanie terenu i położenie posterunków pomiarowych natężenia przepływu

1 – lasy; 2 – parki; 3 – obszary przemysłowe; 4 – obszary o zwartej zabudowie mieszkalnej; 5 – obszary o luźnej zabudowie mieszkalnej; 6 – nieużytki, łąki i pola uprawne; 7 – dział wodny; 8 – rzeki; 9 – linie kolejowe; 10 – przekroje pomiarowe

Fig. 1. Location of the Sokołówka drainage basin, usage of the area and measurement points of discharge

1 – forests; 2 – parks; 3 – industrial areas; 4 – densely built-up area; 5 – open-ended built-up area; 6 – barrens, meadows and arable lands; 7 – watershed; 8 – rivers; 9 – railway; 10 – measurement

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 137-149

Spłukiwanie gleby na użytkowanych rolniczo stokach młodoglacjalnych na przykładzie Pojezierza Suwalskiego

Slope wash on cultivated slopes in last-glacial area on example of the Suwałki Lakeland

Ewa Smolska

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

Streszczenie: Na wybranych stokach Pojezierza Suwalskiego (Polska NE) prowadzono monitoring erozji gleby przez 8 lat. Międzyżłobinową erozję mierzono za pomocą zmodyfikowanych chwytaczy Słupika. Erozję żłobinową określono poprzez pomiary żłobin i akumulacji u podstawy stoków. Na podstawie pomiarów obliczono objętość żłobin i zakumulowanego osadu. Średnia roczna erozja międzyżłobinowa wierzchowinowych części pagórków wyniosła od 24 kg·ha^{-1} do 400 kg·ha^{-1}, w wypukłych i prostych fragmentach stoków wyniosła od 40 do 7256 kg·ha^{-1}. Dolne, wklęsłe części stoków stanowiły strefę depozycji dla erodowanej gleby. Wielkość akumulacji kształtowała się od 36 do 150 kg·ha^{-1}, a lokalnie na stokach piaszczystych osiągała prawie 12 000 kg·ha^{-1}. Erozja żłobinowa występowała na stokach dłuższych niż 100 m, z piaszczysto-gliniastą lub gliniasto-piaszczysta glebą. Zazwyczaj żłobiny rozwijały się wzdłuż bruzd powstałych podczas uprawy stoków. Efektywność erozji żłobinowej była wielokrotnie większa niż międzyżłobinowej i wynosiła od 500-12940 kg·ha^{-1} średnio rocznie. Depozycja u podstawy stoku wynosiła od 70 do 9250 kg·ha^{-1}. W wyniku obu procesów następowała akumulacja w dolnej części badanych stoków i tylko niewielka część erodowanej gleby była wynoszona na dno doliny. Podczas silnych opadów (22.06.1999 – 37,7 mm) straty gleby były większe wraz z długością stoku. Erozja w wyniku spłukiwania powierzchniowego osiągnęła 16 500 kg·ha^{-1}, a w wyniku spłukiwania żłobinowego 31 098 kg·ha^{-1}. Podczas tego opadu z dolnego wklęsłego segmentu stoku zostało odprowadzone 35-75% koluwiów, akumulowanych przez 5 lat o przeciętnym natężeniu opadów.

Słowa kluczowe: spłukiwanie powierzchniowe, tereny rolnicze, Pojezierze Suwalskie
Key words: slope wash, agriculture areas, Suwałki Lakeland

Wprowadzenie

Wśród obszarów nizinnych, pojezierza są w większym stopniu zagrożone erozją gleby ze względu na urozmaiconą rzeźbę, przede wszystkim znaczny udział stoków o nachyleniach powyżej 9° i ich rolnicze użytkowanie (Niewiadomski 1964, Niewiadomski i Skrodzki 1964, Chudecki, Niedźwiecki 1983, Uggla i in. 1968, 1998, Koćmit i in. 2006). W erozji stoków podkreśla się znaczenie krótkotrwałych opadów burzowych występujących w czerwcu i lipcu (Uggla i in. 1962, 1968, Niewiadomski 1968, 1998, Smolska i in. 1995, Smolska 2002).

Podczas opadów o przeciętnym natężeniu większe znaczenie w przebiegu erozji mają warunki lokalne na stoku. Dopiero podczas opadów o dużym natężeniu zostają przekroczone wartości progowe, a erozja zależy głównie od intensywności i wydajności opadu, spływ wzrasta od strefy wododziałowej ku dołowi stoku, dostarczając materiału do den dolin i koryt rzecznych (Carson i Kirbky 1972, Selby 1982, Froehlich 1992, Teisseyre 1994, Bryan 2000). Szczególne znaczenie w badaniach spłukiwania ma poznanie roli zdarzeń o ponad przeciętnym natężeniu. Porównanie przeciętnych wartości strat glebowych z ekstremalnymi, jakie występują podczas opadów o dużym i bardzo dużym natężeniu ukazuje rzeczywisty przebieg procesów denudacyjnych i zagrożenie erozją wodną stoków użytkowanych rolniczo (Boardman 2006). Zdarzenia ekstremalne, częściej pojawiają się w Polsce południowej, gdzie ich katastrofalne skutki były opisywane (m. in. Ciupa 1996, 2001, Starkel 1997, Rodzik i in. 1998, Święchowicz 2008), natomiast sporadycznie w obszarach młodoglacjalnych (Kostrzewski i in. 1989, Koćmit i in. 2006).

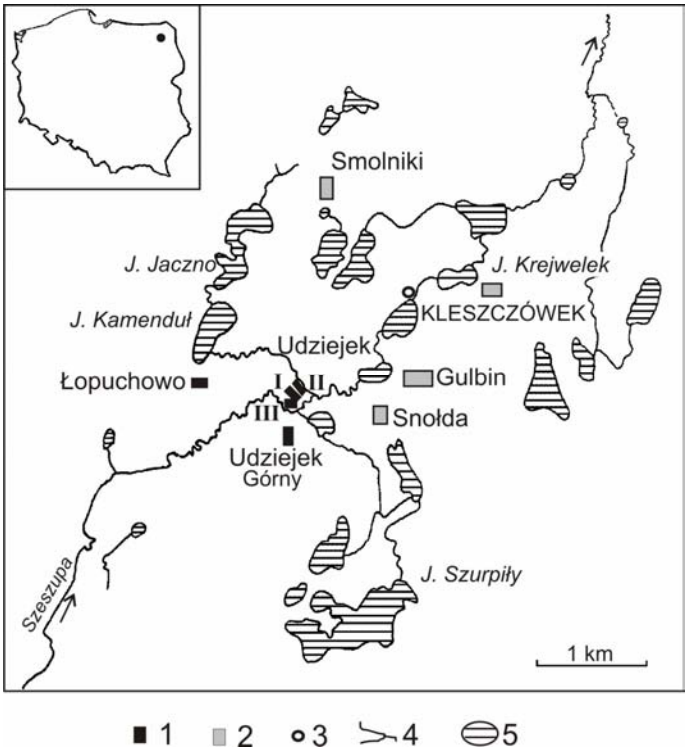
Celem badań prowadzonych w latach 1987-1989 i 1998-1999 było rozpoznanie natężenia erozji gleby na wybranych stokach Pojezierza Suwalskiego (Smolska 2002, 2005). Monitoring erozji gleby kontynuowano w latach 2007-2009. Celem niniejszego opracowania jest analiza przebiegu procesu spłukiwania podczas zdarzeń o różnym natężeniu i ich roli w erozji i redepozycji gleby na podstawie 8-letniego okresu badań.

Obszar badań

Pojezierze Suwalskie charakteryzuje się zróżnicowaną rzeźbą, typową dla obszarów ostatniego zlodowacenia. Położone jest ono na zapleczu fazy pomorskiej stadiału leszczyńsko-pomorskiego (Ber 2000). Przeważają tu powierzchnie pagórkowatej i falistej moreny dennej. Występują wzgórza i pagórki moren czołowych oraz martwego lodu. Do innych charakterystycznych form należą rozległe obniżenia o genezie egzaracyjno-wytopiskowej z formami deglacjacji arealnej w ich dnach. Licznie występują również rynny.

Deniwelacje zwykle nie są duże i wynoszą 15-30 m, jedynie lokalnie przekraczają 50 m. Przeważają nachylenia stoków od 6 do 18°. Stoki mają kształt wypukło-wklęsły lub prosty. Lokalnie są urozmaicone suchymi nieckowatymi dolinami oraz wąwozami.

Do badań erozji gleby wybrano stoki charakterystyczne dla tego obszaru, położone w zlewni górnej Szeszupy (ryc. 1). Szczegółowy opis badanych stoków zawierają wcześniejsze opracowania (Smolska i in. 1995, Smolska 2002). Wybrane ich cechy przedstawiono w tabeli 1.



Ryc. 1. Lokalizacja stoków objętych monitoringiem erozji gleby

1 – stoki, na których prowadzono pomiary erozji rozproszonej, 2 – pomiary erozji żłobinowej, 3 – posterunek opadowy, 4 – rzeki, 5 – jeziora

Fig. 1. Location of soil erosion monitored slopes

1 – slopes of sheet wash measurements, 2 – slopes of rill wash measurements, 3 – raingauge, 4 – rivers, 5 – lakes

Pomiary spłukiwania rozproszonego prowadzono na krótkich stokach, o długości od kilkudziesięciu do nieco ponad 100 m i wysokości do 15 m. Ponieważ podczas kartowania prowadzonego w zlewni górnej Szeszupy nie zaobserwowano formowania się żłobin na stokach krótkich (Smolska i in. 1995) do pomiarów spłukiwania żłobinowego wybrano stoki dłuższe (175-280 m) i o większych deniwelacjach (45-70 m), jak stoki zagłębienia Szeszupy.

Metody badań

Pomiary rozproszonej erozji gleby były prowadzone z zastosowaniem zmodyfikowanych chwytaczy – worków Słupika (Słupik 1973, Smolska 1993) (fot. 1). Stanowiska pomiarowe zostały rozmieszczone według metody Gerlacha (1976), tzn. w miejscach zmiany kształtu i nachylenia stoku w taki sposób, aby każdy łapacz zbierał erodowaną glebę wraz ze spływającą wodą z pasa stoku od działu wodnego do miejsca jego położenia (fot. 2). W zależności od kształtu stoku pomiary prowadzono na 3 lub 4 stanowiskach, przy czym ostatnie z nich było usytuowane u podstawy stoku. Każde stanowisko składało się z 3 łapaczy

o szerokości wlotu 50 cm. Łapacze były opróżniane co 4-6 tygodni oraz dodatkowo po intensywnych ulewach.

Tab. 1. Wybrane cechy badanych stoków i wartości spłukiwania

Tab. 1. Selected characteristics slopes

Spłukiwanie	Stok	Długość (m)	Wysokość (m)	Spadek (°)	Litologia	Średnia roczna erozja/akumulacja (+) (kg·ha^{-1})		Maksymalne wartości erozji (kg·ha^{-1})	
						Fragment stoku		Fragment stoku	
						wypukły i prosty	wklęsły	wypukły i prosty	wklęsły
Rozproszone	Udziejek I	67	15	2-6	Glina piaszczysta	49,4	+17,1	38,9	550,1
	Udziejek II	46	11	4-22	Glina	23,7	+69,8	29,6	121,3
	Udziejek III	27	8	2-4	Glina piaszczysta	850,0	+980,5	1600,0	1265,8
	Udziejek Górny	105	10	3-7	Piasek	390,0	+79,4	488,9	819,2
	Łopuchowo	66	12	3-11	Piasek	7255,6	+720,7	10 320,0	16 512,5
Żłobinowe	Smolniki	280	45	4-17	Piasek i glina	3775,0	+150,5	4729,5	+550,2
	Krejwelek	155	32	3-12	Piasek gliniasty	2356,9	+9247,9	31 097,7	18 742,3
	Snołda	120	27	2-10	Piasek gliniasty	470,2	+2044,4	9611,6	6805,0
	Gulbin	175	45	4-15	Glina piaszczysta	601,5	+3624,4	6458,1	8922,5

Źródło: opracowanie własne

Wielkość erozji żłobinowej została ustalona na podstawie pomiarów objętości żłobin. Podobnie określono ilość materiału akumulowanego jako objętość stożków i pokryw u podstawy stoków. Pomiary wykonywano sezonowo, uwzględniając zmienność warunków pogodowych, zwykle 4-krotnie w ciągu roku.

Łącznie pomiary erozji rozproszonej za pomocą chwytaczy prowadzono na 4 stokach użytkowanych jako grunt orny: Łopuchowo, Udziejek I, II, Udziejek Górny. Stoki Krejwelek, Snołda i Gulbin, Smolniki objęte zostały monitoringiem erozji żłobinowej. Na dwóch spośród wymienionych stoków prowadzono pomiary zarówno erozji rozproszonej jak i żłobinowej.

Klimat badanego obszaru i warunki pogodowe okresu badań

Umiarkowany klimat Pojezierza Suwalskiego charakteryzuje się cechami kontynentalnymi (Stopa-Boryczka, Martyn 1985). Średnia roczna temperatura powietrza wynosi 6,1°C, średnia roczna suma opadu 576 mm. Analiza opadów dobowych wskazuje, że opady powyżej 30 mm występują raz na 2-3 lata, a opady powyżej 70 mm raz na 50 lat (Stopa-Boryczka, Martyn 1985). Intensywność opadów jest tu niewielka i należy do jednych z najniższych w Polsce (Banasik,

Górski 1993). Roztopy na Pojezierzu Suwalskim również nie przebiegają gwałtownie, są zwykle typu adwekcyjnego.

Okresy badań były stosunkowo ciepłe w porównaniu do wielolecia 1951-1965 analizowanego przez Stopę-Boryczkę i Martyn (1985). Średnia roczna temperatura wahała się od 6,8°C do 7,5°C (ryc. 2). Warunki opadowe nie odbiegały istotnie od wieloletnich. Średnia roczna suma opadów w latach 1987-2006 wyniosła 592,9 mm. Dla okresu objętego pomiarami w poszczególnych latach opady wyniosły od 452,5 (2008) do 717 mm (1987).

Ulewę o wydajności 35,7 mm zarejestrowaną w dniu 22.06.1999 r. niewątpliwie należy uznać za zdarzenie wyjątkowe ze względu na dużą jak na Suwalszczyznę intensywność opadu, wynoszącą średnio 0,5 $mm \cdot min^{-1}$. Erozyjność tej ulewy obliczona wg formuły Browna i Fostera (1987) wynosiła 351 $MJ\ mm \cdot ha^{-1} \cdot h^{-1}$ i była najwyższa w 8-letnim okresie badań.

Wyniki badań

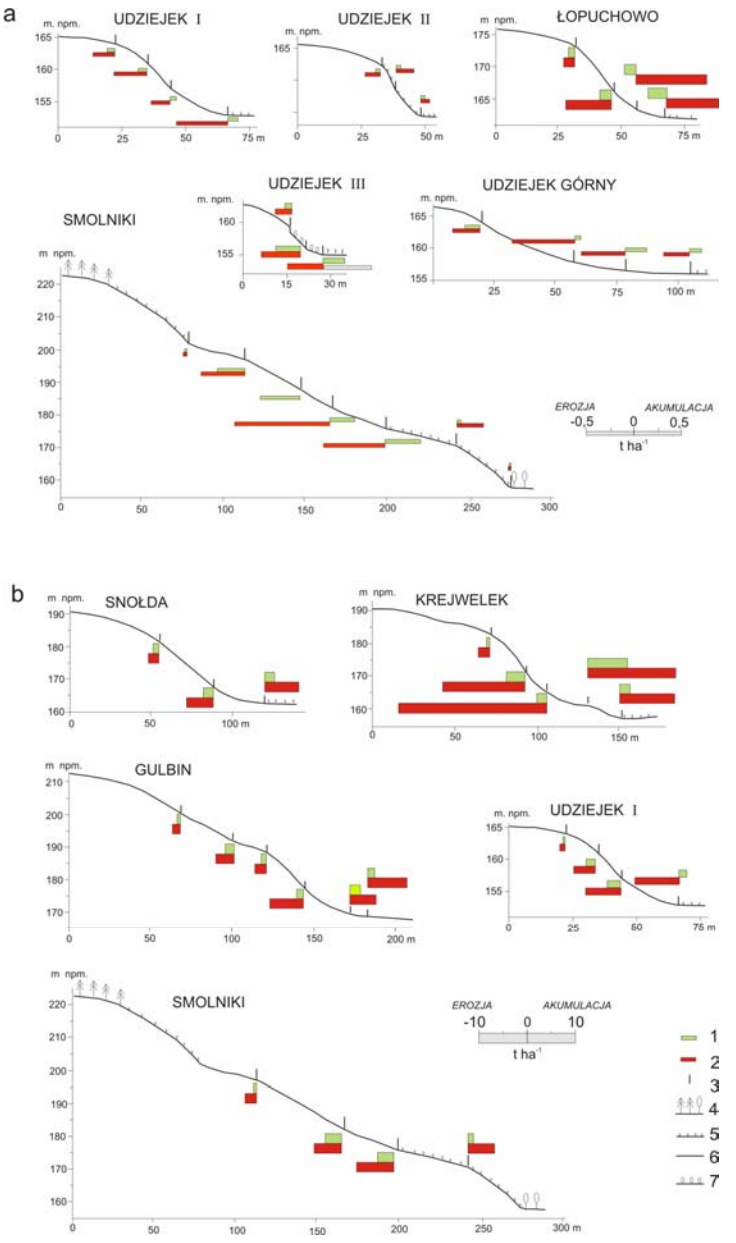
Spłukiwanie rozproszone

Podczas opadów o przeciętnym natężeniu w wyniku spłukiwania rozproszonego następowała erozja górnej i środkowej części krótkich stoków, depozycja miała miejsce w dolnej części stoków zarówno prostych jak i wypukło-wklęsłych (na części wklęsłej). Poza stok wynoszona była niewielka ilość materiału i składana u jego podnóża. Na taki przebieg procesu wskazuje wiele badań z pojezierzy (Niewiadomski 1964, 1968, Klimczak 1993, Niewiarowski i in. 1993, Szpikowski 1998, 2002). Natężenie erozji w części wierzchowinowej wynosiło od 24 $kg \cdot ha^{-1}$ do 400 $kg \cdot ha^{-1}$, w wypukłej i środkowej od ok. 40 $kg \cdot ha^{-1}$ do ponad 7256 $kg \cdot ha^{-1}$ (ryc. 2a). Akumulacja na wklęsłej części stoków średnio rocznie wynosiła od 36 do 150 $kg \cdot ha^{-1}$, a w przypadku piaszczystego pagórka kemowego prawie 12 $t \cdot ha^{-1}$.

Cechą charakterystyczną badanych stoków był krótki transport materiału wzdłuż stoku. Jego depozycja wielokrotnie następowała bezpośrednio poniżej strefy erozji, już w środkowej części stoku. Główną strefę depozycji stanowiły wklęsłe fragmenty stoków. Górne, wododziałowe fragmenty stoków podlegały stałej niewielkiej erozji, fragmenty wypukłe wyraźnie większej. Natomiast w pozostałych częściach stoków przebieg procesu był zróżnicowany w zależności od intensywności opadu, stopnia rozwoju okrywy roślinnej, wilgotności gruntu (Smolska 2005, 2007).

Zróżnicowanie w przebiegu spłukiwania dobrze widać na przykładzie krótkiego, gliniasto-piaszczystego stoku Udziejek I podczas opadów o różnej wydajności i intensywności. Erozja w górnej części stoku oraz depozycja w środkowej i dolnej jego części występowała podczas krótkotrwałych opadów burzowych (30 min.) o znacznym natężeniu, ale małej wydajności, poniżej 30 mm. Podczas krótkotrwałych opadów burzowych występuje silny rozbryzg. Pomimo, że natężenie opadu przekracza zdolności infiltracyjne podłoża, jego krótkotrwałość sprawia, że znaczna ilość wody opadowej zostaje zretencjonowana przez powierzchniową warstwę gleby (Gil i Słupik 1972, Froehlich i Słupik 1980, Słupik 1981, Bryan 2000, Parsons i Stone 2006). Spływ powierzchniowy ustaje wówczas

w początkowej fazie jego formowania się lub nieco później (Froehlich 1982, Parsons et al. 1998, Gil 1999).



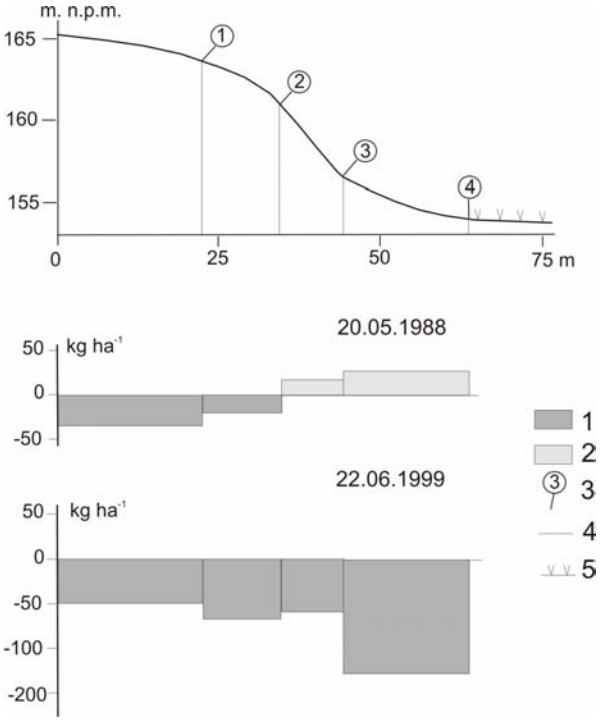
Ryc. 2. Wartości spłukiwania rozproszonego (a) i żłobinowego (b) na badanych stokach

1 – średnie roczne wartości erozji lub akumulacji, 2 – wartości ekstremalne, 3 – stanowiska pomiarowe, 4 – las, 5 – łąki i pastwiska, 6 – grunty orne, zajęte pod uprawę zbóż i okopowych, 7 – uprawa warzyw

Fig. 2. Values of interrill (a) and rill (b) wash on monitored slopes

1 – mean annual values for erosion or accumulation, 2 - extreme values, 3 – measurement stands, 4 – forest, 5 – meadows and pastures, 6 – arable land, cereals and row crops, 7 – vegetables

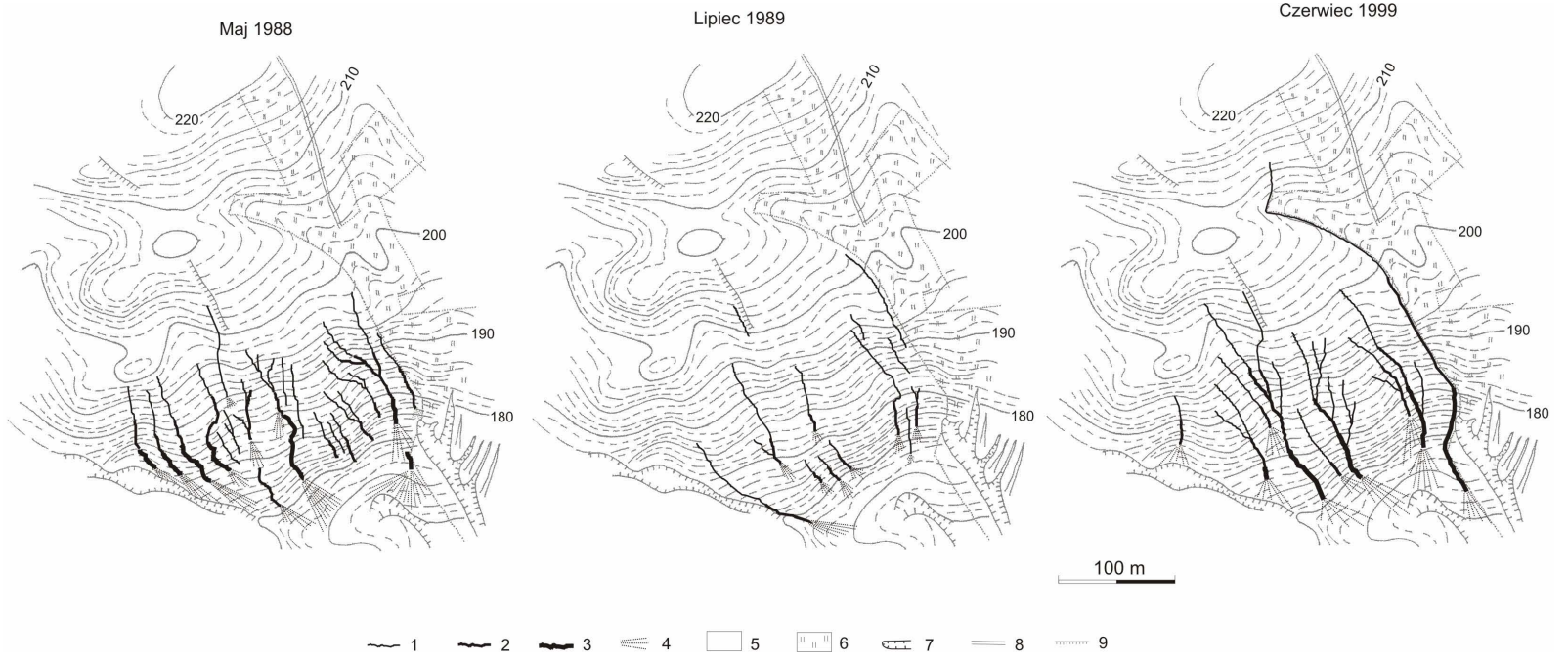
Na badanych stokach prawdopodobnie w wyniku rozbryzgu uruchomiona została znacznie większa ilość materiału niż możliwości transportowe spływu. Transport miał charakter pulsacyjny, a depozycja następowała bezpośrednio poniżej strefy najsilniejszej erozji tj. poniżej odcinka wypukłego (ryc. 3 – 20.05.1998). Tego typu opady występują każdego roku, ich efektywność morfologiczna jest największa, gdy stoki nie są dobrze chronione przez roślinność. W okresie badań takie opady zdecydowanie przeważały, jednak ich występowanie w lipcu lub sierpniu, tj. w pełni sezonu wegetacyjnego skutkowało znacznie mniejszą erozją gleby. Erodowany materiał prawie w całości ulegał depozycji na wklęsłym fragmencie stoku – pomiar u podstawy stoku mieścił się w granicach błędu.



Ryc. 3. Spłukiwanie gleby podczas wybranych opadów na stoku Udziejek I
1 – erozja, 2 – akumulacja, 3 – stanowiska pomiarowe, 4 – grunt orny, 5 – łąka

Fig. 3. Slope wash during chosen rainfalls along profile of Udziejek I slope
1 – erosion, 3 – accumulation, 3 – measurement stands, 4 – arable land, 5 – meadow

Opad o podobnym natężeniu lecz o większej wydajności, przekraczającej 30 mm oraz trwający dłużej spowodował erozję na całej długości piaszczysto-gliniastego stoku Udziejek I (ryc. 4 – 22.06.1999). Tylko podczas tego zdarzenia w całym 8-letnim okresie badań zarówno spływ jak i straty gleby osiągały większe rozmiary wraz z długością stoku.



Ryc. 4. Rozwój sieci żłobin na stoku Gulbin w wybranych sezonach wiosenno-letnich

1 – żłobiny o głębokości do 10 cm, 2 – żłobiny o głębokości 10-20 cm, 3 – żłobiny o głębokości powyżej 20 cm, 4 – stożki

Fig. 4. Development of rills and fans on Gulbin slopes during chosen spring and summer seasons

1 – rills up to 10 cm deep, 2 – rills of 10-20 cm deep, 3 – rills deeper than 20 cm, 4 fans

Erozja w górnej i środkowej części stoku osiągnęła wartości średnie roczne. W dolnej części stoku nastąpił spływ warstwowy, w wyniku którego poza podstawę stoku wyniesione zostało prawie 75% masy materiału zgromadzonego na dolnej, wklęsłej jego części w ciągu 5 lat o przeciętnym natężeniu opadów. Omówiona ulewa była zdarzeniem ekstremalnym w okresie badań. Na stokach piaszczystych o dobrej i bardzo dobrej przepuszczalności jak w Udziejku Górnym czy Łopuchowie zanotowano wówczas największe straty gleby (odpowiednio 819 i 16 513 $kg \cdot ha^{-1}$). Przebieg redepozycji gleby był podobny, lecz transferowi poza stok uległa mniejsza ilość deluwiów (ok. 40%) gromadzonych w ich dolnej części (ryc. 2a).

Spłukiwanie bruzdowe

Na wielu stokach, szczególnie piaszczysto-gliniastych, dłuższych niż 100 m obserwowano powstawanie płytkich żłobin, których przebieg najczęściej był uwarunkowany kierunkiem uprawy, materiał w postaci niewielkich stożków u wylotów żłobin gromadził się jeszcze w obrębie stoku (fot. 3). Żłobiny o głębokości do 20-30 cm, a lokalnie do 50 cm powstawały okresowo, zwykle po ulewach o znacznym natężeniu. W okresie badań nie zaobserwowano powstawania głębokich rozcięć, które zaliczane są do efemerycznej erozji wąwozowej (Kirbky 1978, Govers i in. 1996, Święchowicz 2008). Podczas krótkotrwałych opadów o niewielkiej wydajności 8-15 mm, rozwijały się jedynie pojedyncze żłobiny, wraz ze wzrostem natężenia opadu tworzyła się sieć żłobin o gęstości do 180 $m \cdot 100\ m^2$. Powstawały głównie wiosną po roztopach lub w maju i czerwcu po opadach o znacznym natężeniu, przy słabo rozwiniętej szacie roślinnej. W pełni sezonu wegetacyjnego nowe żłobiny nie powstawały nawet podczas opadów o dużym natężeniu, co najwyżej dalszemu rozwojowi ulegały już istniejące formy. U podnóży stoków u wylotów żłobin formowały się zazwyczaj niewielkie stożki, tylko okresowo łączyły się one w pokrywy akumulacyjne (fot. 4). Średnia miąższość deponowanych osadów nie była duża i kształtowała się w granicach 2-3 cm, miejscami osiągała 5-7 cm, sporadycznie więcej. Przykład sieci żłobin na stoku w okolicy jeziora Gulbin ukazuje rycina 4.

Efektywność erozji żłobinowej była wielokrotnie wyższa w porównaniu do spłukiwania rozproszonego, natomiast obszar jej występowania był stosunkowo niewielki. Erozja osiągnęła 500-12 940 $kg \cdot ha^{-1}$ średnio rocznie, a akumulacja u podstawy stoków wynosiła od 70 do 9250 $kg \cdot ha^{-1}$ (ryc 2b).

Znaczenie zdarzeń ekstremalnych w redystrybucji gleby

Na znaczenie zdarzeń ekstremalnych w obszarze młodo glacjalnym zwracano uwagę podkreślając ich rolę we współczesnej ewolucji stoków (Kostrzewski i in. 1989, 2008, Koćmit i in. 2006, Smolska 2007). Pod względem natężenia i transferu zwietrzelin ulewa ekstremalna jaka wystąpiła 22.06.1999 r. miała decydujący wpływ na rozmiary całkowitych strat gleby okresu badań i strat na jednostkę powierzchni. Jej znaczenie w redepozycji gleby na stokach użytkowanych jako grunt orny wyraźnie widać porównując średnie roczne wartości strat glebowych badanych stoków i strat przypadających na ulewę o największym natężeniu w okresie badań (tab. 1). Podczas tego zdarzenia straty gleby z górnej

i środkowej części stoków wyniosły od 30 do 10 000 kg·ha^{-1} gleby w wyniku erozji międzyżłobinowej i do 30 000 kg·ha^{-1} w wyniku erozji żłobinowej.

Badania pokryw koluwialnych wskazują, że największą miąższość osiągają one w dolnej, wklęsłej części stoków (Smolska 2005). W okresie badań odcinek wklęsły stoku stanowił wyraźną barierę w transferze materiału poza stok, określaną jako topograficzna (m.in. Froehlich 1992, Teisseyre 1994, Govers i in. 1996, Święchowicz 2000). Także wcześniejsze pomiary wskazały, że akumulacji w dolnej części stoku ulegała prawie cała masa erodowanej gleby z górnej i środkowej ich części (Smolska 2005). Podczas analizowanego ekstremalnego deszczu erozja objęła również dolne, wklęsłe, agradacyjne segmenty stoków. Straty gleby wskazują, ż wyniesione zostało wówczas od 35% do prawie 75 % masy deluwiów gromadzonych w ciągu 5 lat (ryc. 2, tab. 1).

Wynoszenie materiału poza podstawę stoku, odbywające się sporadycznie podczas zdarzeń ekstremalnych, wyraźnie zmienia przebieg redystrybucji gleby na stokach Pojezierza Suwalskiego i przyczynia się do zachowania ich stromości. Tylko wtedy intensywnej erozji ulegają całe stoki, a szczególnie intensywnej ich środkowa i dolna część. Materiał ze stoku dostarczany jest do den dolin i zagłębień, a rolę bariery ograniczającej transport materiału glebowego na większe odległości od stoku przejmuje roślinność den dolin i zagłębień.

Podsumowanie

Monitoring międzyżłobinowej i żłobinowej erozji gleby na stokach użytkowanych rolniczo prowadzony przez 8 lat wyraźnie wskazał na zróżnicowany mechanizm procesu w zależności od intensywności i wydajności opadów. Średnie roczne wartości erozji rozproszonej kształtują się w zakresie od 25-400 kg·ha^{-1} na łagodnie nachylonych stokach do 7000 kg·ha^{-1} na stokach o nachyleniu ponad 9°. Wartości erozji żłobinowej kształtują się w zakresie od 500 do 13000 kg·ha^{-1} średnio rocznie. Przeprowadzone pomiary wskazują, że spłukiwanie gleby na stokach użytkowanych rolniczo w urozmaiconej rzeźbie młodoglacjalnej ma istotne znaczenie we współczesnym przekształcaniu stoków.

Dla Pojezierza Suwalskiego charakterystyczne są krótkotrwałe opady burzowe, których wydajność rzadko przekracza 20 mm. Efektem takich opadów jest erozja górnej i środkowej części stoków i depozycja prawie całej erodowanej masy gleby na wklęsłym segmencie stoku. Dopiero podczas ponad 35 mm ulewy o średniej intensywności 0,5 mm·min^{-1}, notowano erozję rozproszoną wzdłuż całych stoków krótkich oraz rozwój sieci żłobin na stokach dłuższych (ponad 100 m). Tego typu ekstremalne zdarzenie miało szczególne znaczenie w redystrybucji gleby na stokach użytkowanych rolniczo. Wyniesione zostało wówczas do 75% masy deluwiów zgromadzonych na wklęsłych segmentach stoków w ciągu 5 lat o przeciętnym natężeniu opadów.

Literatura

Ber A., 2000, Plejstocen Polski północno-wschodniej w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 170.

Boardman J., 2006, Soil erosion science: Reflections on the limitations of current approaches. Catena 68: 73-86.

Brown L.C., Foster G.R., 1987, Storm erosivity using idealized intensity distributions. Transactions of the ASAE, 30: 379-386.

Bryan R.B., 2000, Soil erodobility and processes of water erosion on hillslope. Geomorphology, 32: 385-415.

Carson M.A., Kirbky M.J., 1972, Hillslope form and process. University Press, Cambridge, UK.

Chudecki Z., Niedźwiecki E., 1983, Nasilanie się erozji wodnej na obszarach słabo urzeźbionych Pomorza Zachodniego. Zeszyty Problemowe Postępu Nauk Rolniczych, 272: 7-18.

Ciupa T., 1996, Wpływ nawalnego opadu deszczu w dniu 15 września 1995 roku na przekształcenie rzeźby lessowej w górnej części zlewni Nidzicy (Wyżyna Miechowska). Kielce, Prace Instytutu Geografii WSP, 1: 185-195.

Ciupa T., 2001, Zmiany w rzeźbie lessowej Wyżyny Miechowskiej wywołane nawalnymi opadami deszczu w latach 1995 i 2000. Folia Universitatis Agriculturae Stetinensis, Agricultura (87), 217: 27-32.

Froehlich W., 1982, Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej. Prace Geograficzne Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, 143.

Froehlich W., 1992, Mechanizm erozji i transportu fluwialnego w zlewniach beskidzkich. Prace Geograficzne Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, 143: 171-189.

Froehlich W., Słupik J., 1980, Importance of splash in erosion process within a small flysch catchment basin. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 14: 77-112.

Gerlach T., 1976, Współczesny rozwój stoków w polskich Karpatach. Prace Geograficzne Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, 122.

Gil E.. 1999, Obieg wody i spłukiwanie na fliszowych stokach użytkowanych rolniczo w latach 1980-1990. Zeszyty Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, 60.

Gil E., Słupik J., 1972, The influence of the plant cover and land use on the surface runoff and wash down during heavy rain. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 6: 181-190.

Govers G., Quine, T.A., Desmet, P.J.J., Walling D.E., 1996, The relative contribution of soil tillage and overland flow erosion to soil redistribution on agricultural land. Earth Surface Processes Landforms, 21: 929-946.

Kirbky M.J., 1978 (red.), Hillslope hydrology. Willey & Sons, Chichester, UK.

Klimczak R., 1993, Spłukiwanie na obszarach o zróżnicowanym użytkowaniu – przebieg i rola we współczesnym środowisku morfogenetycznym (zlewnia Młyńskiego Potoku, Pomorze Zachodnie). Zeszyty Naukowe PAN „Człowiek i środowisko", 6: 61-77.

Koćmit A., Podlasiński,M., Roy M., Tomaszewicz T., Chudecka J., 2006, Water erosion in the catchment basin of the Jeleni Brook, Journal of Water and Land Development, 10: 121-131.

Kostrzewski A., Klimczak R., Stach A., Zwoliński Z., 1989, Morphologic effects of heavy rainfall (24 May 1983) over relief features of scarpland in the middle Parsęta valley, West Pomerania, Poland. Quaestiones Geographicae, Special Issue 2: 101-110

Niewiadomski W., Skrodzki M., 1964, Nasilenie spływów i zmywów a system rolniczego zagospodarowania stoku. Zeszyty Naukowe WSR Olsztyn, nr 17, z. 2: 269-291.

Niewiadomski W., 1964, System gospodarki w zlewni mazurskiej w świetle 10-letnich badań WSR w Olsztynie. Zeszyty Naukowe AR Olsztyn, 17, 2:171-192.

Niewiadomski W., 1968, Badania nad erozją gleb na północy Polski (okres 1950-1976). (W:) S. Ziemnicki (red.), Procesy erozyjne i problem ochrony gleby w Polsce. Wyd. WSR Lublin, nr 2: 29-49.

Niewiarowski W., Celmer T., Marciniak K., Pietrucień C., Proszek P., Sinkiewicz M., 1992, Przebieg współczesnych procesów denudacyjnych na młodoglacjalnej wysoczyźnie morenowej intensywnie użytkowanej rolniczo, na przykładzie okolic Koniczynki, na północny wschód od Torunia. Prace Geograficzne Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, 155: 47-67.

Parsons A.J., Stone P.M., 2006, Effects of intra-storm variations in rainfall intensity on interrill runoff and erosion. Catena, 67: 68-78.

Parsons A., Stromberg S.G., Greener M., 1998, Sediment transport competence of rain-impact overland flow. Earth Surface Processse and Landforms, 23: 365-375.

Rodzik J., Janicki G., Zagórski P., Zgłobicki W., 1998, Deszcze nawalne na Wyżynie Lubelskiej i ich wpływ na rzeźbę obszarów lessowych. Dokumentacja Geograficzna, 11: 45-68.

Selby M.J., 1982, Hillslope materials and processes. Oxford University Press, Oxford, UK.

Słupik J., 1973, Zróżnicowanie spływu powierzchniowego na fliszowych stokach górskich. Dokumentacja Geograficzna Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, 2.

Słupik J., 1981, Rola stoku w kształtowaniu odpływu w karpatach fliszowych. Prace Geograficzne Instytutu Geografii PAN, 142.

Smolska E., 1993, Rola spłukiwania w dostawie materiału do transportu fluwialnego w obszarze młodoglacjalnym (na przykładzie górnej Szeszupy. Zeszyty Naukowe PAN „Człowiek i środowisko", 6: 159-165.

Smolska E., 2002, The intensity of soil erosion in agricultural areas in North-Eastern Poland. Landform Analysis, 3: 25-33.

Smolska E., 2005, Znaczenie spłukiwania w modelowaniu stoków młodoglacjalnych. Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa.

Smolska E., 2007, Extreme rainfalls and their impact on slopes – evaluation based on soil erosion measurements (as exemplified by Suwałki Lakeland, Poland). Geographia Polonica, 80, 2: 151-163.

Smolska E., Mazurek Z., Wójcik J., 1995, Dynamika procesów geomorfologicznych na stoku pojeziernym jak czynnik środowiskotwórczy. Zeszyty Naukowe PAN „Człowiek i środowisko", 12: 205-220.

Starkel L., 1998 (red.), Geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis lokalnych ulew. Dokumentacja Geograficzna, 11.

Stopa-Boryczka M., Martyn D., 1985, Klimat. (W:) Województwo Suwalskie – studia i materiały 1, Oddział Badań Naukowych, Białystok, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Warszawa: 81-118.

Szpikowski J., 1998, Wielkość i mechanizm erozji wodnej gleb na stokach użytkowanych rolniczo w zlewni młodoglacjalnej (Górna Parsęta, Chwalimski Potok). Bibliotheca Fragmenta Agronomica, 4A: 113-124.

Szpikowski J., 2002, Contemporary processes of soil erosion and the transformation of the morphology of slopes in agricultural use in the postglacial catchment of the Chwalimski Potok (upper Parseta, Drawskie Lakeland). Quaestiones Geographicae 22, 79-90.

Kostrzewski A., Zwoloński Z., Andrzejewski L., Florek W., Mazurek M., Niewierowski W., Podgórski Z., Rachlewicz G., Smolska E., Stach A., Szmańda J., Szpikowski J., 2008, Współczesn ewolucja rzeźby młodoglacjalnej Niżu Polskiego. (W:) L. Starkel, i in. (red.), Współczesne przemiany rzeźby Polski, Kraków: 271-325.

Święchowicz J., 2000, The influence of the plant cover and land use on slope-channel decoupling in foothill catchment: a case study from the Carpatian foothill, southern Poland. Earth Surface Processes and Landforms, 27: 463-479.

Święchowicz J., 2008, Soil erosion on cultivated foothill slopes during extreme rainfall events in Wiśnicz Foothills of southern Poland. Folia Geographica, ser. geographica-physica, 39: 80-93.

Teisseyre A.K., 1994, Spływ stokowy i współczesne osady deluwialne w lessowym rejonie Henrykowa na Dolnym Śląsku. Acta Universitatis Wratislaviensi, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 63.

Uggla H., Mirowski Z., Garbarczyk S., Nożyński A., Rytelewski J., Solarski H., 1968, Procesy erozji wodnej w terenach pagórkowatych północno-wschodniej części Polski. Roczniki Gleboznawcze, 28 (2): 415-447.

Uggla H., Solarski H., Rytelewski J., Mirowski Z., Nożyński A., Grabarczyk S., 1998, Problematyka erozji wodnej gleb północno-wschodniej Polski. Bibliotheca Fragmenta Agronomia, 4B: 179-197.

Summary

On selected slopes of the Suwałki Lakeland (NE Poland) carried out monitoring of soil erosion during 8 years. Interrill erosion was measurement with use of modified Słupik's run-off collectors. Rill erosion was determined by measuring of rills and accumulation at the footslopes. This allowed to calculate volume of rills and accumulation. Mean annual interrill erosion equals from 24 kg·ha^{-1} to 400 kg·ha^{-1} at the top of hills and from 40 kg·ha^{-1} to 7256 kg·ha^{-1} in the convex and middle-uniform segments of slopes. Lower concave segments of slopes acted as deposition zones for eroded soil. Amounts of accumulation were from 36 to 150 kg·ha^{-1} per year, locally to almost 12 000 kg·ha^{-1} on sandy slopes. Rill erosion occurred on longer than 100 m slopes with sandy loamy and loamy sandy soils. Usually rills developed along furrows produces by agricultural cultivation. The effectiveness of rill erosion was several times greater than interrill erosion and amounts from 500 up to 13 000 kg·ha^{-1} per year. Deposition at footslope was from 70 to 9250 kg·ha^{-1}. In both processes, accumulation occurred on the lower part of study slopes and only a little amount of eroded soil was exported to the valley bottom. During heavy rainfall (22.06.1999 – 37,7 mm) soil loss increased along with length of slopes. Erosion reached 16 500 kg·ha^{-1} due to sheet wash and 31 100 kg·ha^{-1} due to rill wash. During this rainfall, the lower, concave segments of slopes lost 35-75% of colluvium accumulated for 5 years of average precipitation.



Fot. 1. Chwytacz do pomiaru strat gleby w wyniku erozji rozproszonej
Photo 1. Run-off collector for soil loss due to interrill erosion



Fot. 2. Sposób rozmieszczenia chwytaczy na przykładzie stoku Udziejek I
Photo 2. Pattern of run-off collectors on Udziejek I slope



Fot. 3. Stożki u wylotu żłobin, tworzące strefę akumulacji w dolnej części stoku w okolicy Kleszczówka

Photo 3. Fans at mouth of rills, which create accumulation zones in the lower segment of slope near Kleszczówek vicinity



Fot. 4. Pokrywa akumulacyjna u podnóża stoku nad Jez. Krejwelek

Photo 4. Accumulation cover at the foothill near Krejwelek Lake

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 151-158

Zmiany powierzchni jezior na tle zmian lesistości w środkowym i dolnym dorzeczu Warty od końca XIX wieku

Percentage of the area covered by forest and change surface lakes in the middle and lower Warta River Basin from the end 19th century

Mariusz Ptak

Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego,
ul. Dzięgielowa 27, 61-680 Poznań, marp114@wp.pl

Streszczenie: Obecność obszarów leśnych, stanowiących najbardziej naturalne formy środowiska jest cenna pod kątem zmian hydrograficznych. Dzięki cechom takim jak: zwiększenie retencji, zwiększenie opadów w ich sąsiedztwie, hamowanie dopływu materii i zanieczyszczeń do rzek i jezior stanowią najbardziej korzystne „tło" dla obiegu wody i jej jakości. W pracy przeanalizowano wpływ terenów leśnych na zanik jezior. Wyznaczono związek pomiędzy zmianą lesistości i udziałem obszarów leśnych na to zjawisko. Związek ten jest odwrotnie proporcjonalny – wzrostowi lesistości towarzyszy zmniejszenie zaniku powierzchni jezior. Także obszary o większym odsetku lasów cechuje zmniejszenie zaniku jezior. Ustalono, iż powyższe zależności można wyjaśnić odpowiednio w 2,3 i 2,8%.

Słowa kluczowe: dorzecze Warty, zmiana powierzchni jezior, lesistość

Key words: Warta River Basin, change of lake surfaces, forest area

Środowisko przyrodnicze podlega ciągłym zmianom – zarówno na wskutek procesów naturalnych jak i sztucznych (wywołanych przez człowieka). Intensywność oraz ich siła jest różna w zależności od komponentów środowiskowych, które im podlegają. Ogólnie można jednak stwierdzić, iż ostatnie tysiąc lat, a w szczególności koniec tego okresu (liczony od XIX wieku) to nasilenie oddziaływań antropogenicznych. Postępujący permanentnie wzrost ludności, wymuszał działania mające na celu zapewnienie odpowiednich warunków życia, dla coraz większej liczby mieszkańców regionu, kraju itd.

Oddziaływanie takie dotyczy również hydrosfery w sposób bezpośredni (budowa urządzeń hydrotechnicznych, odwadnianie terenów podmokłych itd.) jak

i pośredni (wzrost aktywności turystycznej wokół zbiorników wodnych, wylesienia itd.). Wpływ bezpośredniej ingerencji w stosunki wodne jest zauważalny natychmiastowo, poprzez przeprowadzenie prac hydrotechnicznych np. ustawienie zastawki powoduje wzrost powierzchni zbiornika wodnego, lub zbudowanie systemu melioracyjnego wpływa w krótkim okresie na osuszenie danego terenu.

Trudniejsza do wychwycenia, wiążąca się niekiedy z wieloletnim i dłuższym ciągiem obserwacyjnym, jest ocena działań nie mających (teoretycznie) wpływać na stosunki wodne. Przykładem takiego postępowania może być proces wylesienia. Kładąc w swym pierwszym etapie nacisk głównie na zdobycie budulca, a w późniejszym okresie na pozyskiwanie nowych obszarów pod uprawy rolne i osadnictwo.

Badania nad funkcją jaką las pełni w obiegu wody, zostały ukierunkowane dwutorowo. Po pierwsze jest to analiza porównawcza zlewni z różnym odsetkiem lesistości. Literatura z tego zakresu jest dość bogata, a przykładami takich prac mogą być opracowania m.in. J. Lambora (1956), S. Białoboka (1971), M. Gutry-Koryckiej (1984), i innych. W drugim przypadku skoncentrowano się na zobrazowaniu wpływu zmian lesistości w dorzeczach. W polskiej literaturze, tematykę tę podejmowali m.in. K. Dębski (1951), R. Soja (1980), T. Wilgat (1984) i inni.

W opracowaniu uwzględniono oba te podejścia, analizując zmianę powierzchni jezior w odniesieniu do zmian lesistości oraz na tle udziału terenów leśnych na danym obszarze. Użytkom leśnym w ujęciu hydrograficznym przypisuje się głównie: zwiększenie retencji, wyrównanie odpływu ze zlewni oraz wzrost opadu.

Celem pracy jest próba odpowiedzi na pytanie czy tereny leśne wpływają, a jeśli tak to w jakim stopniu, na zmiany powierzchni jezior w dolnym i środkowym dorzeczu Warty.

Obszar ten jest bardzo ciekawy pod kątem analizy hydrograficznej. Zajmuje on łącznie ok. 10% kraju (ryc. 1). Jako młodoglacjalny region, jest on „żywy" w różnych komponentach środowiska przyrodniczego. Występuje tu gęsta sieć rzeczna, duża liczba jezior oraz obszarów bezodpływowych, nie uczestniczących jeszcze w powierzchniowym obiegu wody. Dorzecze to zawdzięcza swą rozmaitość obecności ostatniego lądolodu. Również warunki klimatyczne, a dokładniej suma opadu przyjmuje szerokie spektrum wartości. Średnie sumy roczne wahają się od blisko 700 mm w obszarach morenowych, do najniższych w kraju (ok. 500 mm) we wschodniej części regionu (okolice Barcina). Ciekawie prezentuje się również na tle innych regionów pod kątem gospodarczym. Przeszłość historyczna w zaborze pruskim spowodowała dość duży postęp w różnych dziedzinach gospodarki, w tym również kulturze agrarnej. Zauważalny jest silny kontrast w stosunku do zaboru rosyjskiego.

Pozyskanie danych podzielono na dwa etapy: uzyskanie zmian powierzchni jezior oraz obliczenie zmian w odsetku terenów leśnych.

Ocenę zmian powierzchni jezior dokonano poprzez wykorzystanie analizy badawczej, jaką stanowi kartograficzna metoda badania zmian środowiska przyrodniczego. Definicję powyższego sposobu definiuje K. Saliszczew (1998). Polega ona na włączeniu do procesu badania rzeczywistości, ogniwa pośredniego

jakim jest mapa (traktowana jako model badanych zjawisk). Mapę można wtedy traktować dwojako: jako narzędzie badania oraz jako przedmiot w postaci modelu zastępującego rzeczywistość, której bezpośrednie badanie jest niemożliwe lub utrudnione.



Ryc. 1. Środkowe i dolne dorzecze Warty

Fig. 1. The middle and lower Warta River Basin

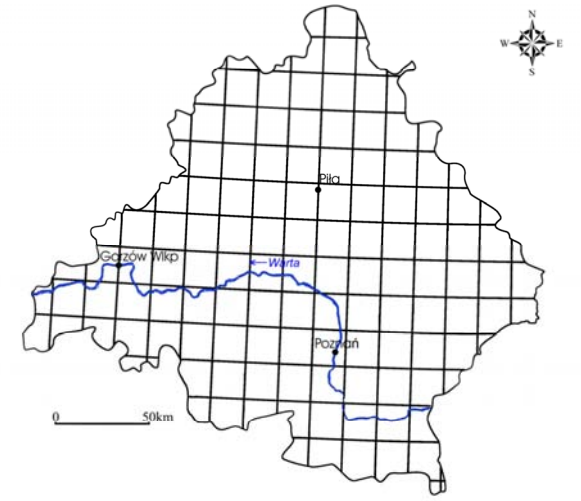
Pozyskanie danych podzielono na dwa etapy: uzyskanie zmian powierzchni jezior oraz obliczenie zmian w odsetku terenów leśnych.

Ocenę zmian powierzchni jezior dokonano poprzez wykorzystanie analizy badawczej, jaką stanowi kartograficzna metoda badania zmian środowiska przyrodniczego. Definicję powyższego sposobu definiuje K. Saliszczew (1998). Polega ona na włączeniu do procesu badania rzeczywistości, ogniwa pośredniego jakim jest mapa (traktowana jako model badanych zjawisk). Mapę można wtedy traktować dwojako: jako narzędzie badania oraz jako przedmiot w postaci modelu zastępującego rzeczywistość, której bezpośrednie badanie jest niemożliwe lub utrudnione.

Zgodnie z tym założeniem wyznaczono dwa przekroje czasowe, w których „uchwycono" powierzchnię jezior i lasów znajdujących się w obrębie tego obszaru. Stanowią je: rok 1890 – dane uzyskane w pruskich map topograficznych Messtischblätter w skali 1: 25 000 oraz rok 2000 – dane uzyskane z map topograficznych w skali 1: 50 000. Edycja materiałów kartograficznych dla obu przekrojów, ze względu na wielkość prezentowanego obszaru miała miejsce w blisko dwudziestoletnim przedziale, lecz dla ujednolicenia opracowania i formułowania wniosków przyjęto powyższe daty.

Analizę zmian powierzchni jezior, lesistości jak i związku pomiędzy tymi dwoma wielkościami dokonano w polach podstawowych. Obszar środkowego i dolnego dorzecza Warty podzielony został na 105 takich wydzieleń. Stanowią je arkusze map topograficznych w skali 1: 50 000 o powierzchni równej 327 km^2. W momencie gdy powierzchnia pokrywająca dorzecze przez dany arkusz jest

mniejsza niż pięćdziesiąt procent, zostawał on wciągnięty do sąsiedniego – o całkowitej powierzchni. T. Bartkowski (1974) stwierdza, iż zastosowanie pól geometrycznych otwiera pole do mechanicznej przeróbki materiałów kartograficznych i do wyznaczenia powierzchni jednorodnych lub kompleksowych. W analizie hydrograficznej, co zauważa A. Choiński (1988) podejście takie jest stosowane rzadko. Autor ten, posłużył się taką metodą dla wyznaczenia wpływu elementów obiegu wody i środowiska na zmienność przepływów. Podział dorzecza Warty na pola podstawowe obrazuje rycina 2.



Ryc. 2. Schemat podziału środkowego i dolnego dorzecza Warty na pola podstawowe

Fig. 2. An outline of the partition of the middle and lower Warta River Basin into elementary units

Przyjmując powierzchnię jezior z roku 1890 jako 100%, możliwe było określenie ich zmian w wyznaczonym przedziale. Łącznie w pierwszym okresie było 2066 jezior o powierzchni równej lub większej od 1 ha. Ich łączna powierzchnia wynosiła 62 054,9 ha. W roku 2000 było już tylko 1744 jezior o powierzchni 55 365,5 ha. Tak więc, w przeciągu 110 lat nastąpił spadek liczby jezior o 15,6% oraz zanik powierzchni wynoszący 10,8%. Pojawiły się ponadto 54 nowe jeziora, o łącznej powierzchni 250 ha.

Średnia roczna wartość ubytku powierzchni jezior dla analizowanego okresu, wynosi 0,09%. Przestrzenny rozkład stref zmian powierzchni jezior przedstawia rycina 3.

Drugą z analizowanych wielkości jest odsetek obszarów leśnych w dolnym i środkowym dorzeczu Warty. Na przestrzeni 110 lat nastąpił wzrost powierzchni leśnych na prezentowanym obszarze z 26,4 do 31,9%. Aktualny procent zalesienia środkowego i dolnego dorzecza Warty jest wyższy od obecnej lesistości kraju, która wynosi ok. 28% (Sikorska 2006). Błaszczyk (1974) lesistość Wielkopolski pod koniec XIX wieku określa na około 20%. Opracowanie to nie uwzględnia jednak północnej i zachodniej dorzecza Warty, znajdującej się poza granicami administracyjne Wielkopolski. Wzrost lesistości jest wynikiem nasadzeń (na ogół

szybko rosnących drzewostanów), na wcześniej użytkowanych rolniczo glebach o niskiej klasie bonitacyjnej.

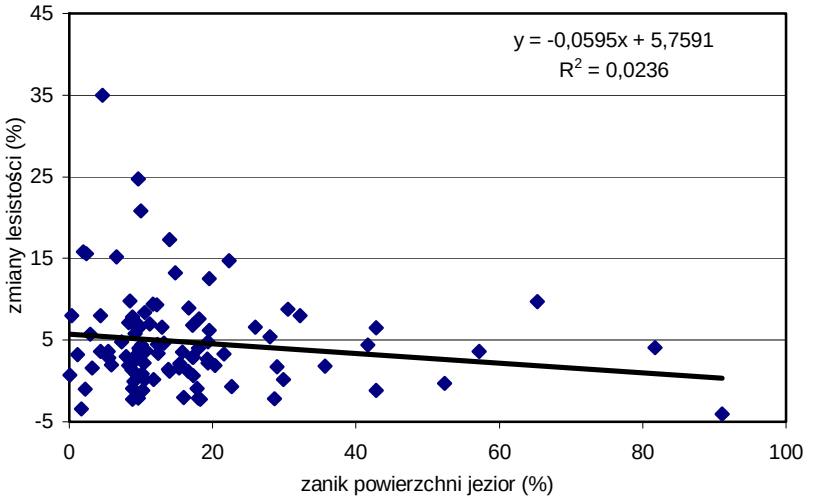
Rozkład terenów leśnych nie jest równomierny. Można poprowadzić oś na linii NE- SW. Prezentuje to rycina 4.

Bardziej zasobna w tereny leśne jest część północno- zachodnia. Przetrwanie wielkoobszarowych kompleksów leśnych należy wiązać z litologią oraz z orografią. Tereny mało atrakcyjne pod kątem wykorzystania rolniczego, a więc międzyrzeczne warciańsko- noteckie, sandr nowotomyski, sandr Drawy, sandr Gwdy porastają rozległe bory i lasy. Największy kompleks stanowi Puszcza Nadnotecka o powierzchni ok. 120 tys. ha, wśród pozostałych można wymienić ponadto: Puszczę Gorzowską, Puszczę Drawską oraz Bory Krajeńskie. Dominują monokultury leśne – głównie sztuczne nasadzenia borów sosnowych. W obszarach podmokłych występują łęgi. Tak więc, uwzględniając rozmieszczenie lasów największą stabilnością pod kątem zmian powierzchni, powinny charakteryzować jeziora w północnej i zachodniej części środkowego i dolnego dorzecza Warty.

Zanik jezior następuje poprzez wypełnienie misy jeziornej i/lub obniżenie zwierciadła wody. W tak ujętym zagadnieniu, obecność lasu zmniejsza ilość materii docierającej do zbiornika oraz stabilizuje poziom wód. Obszary leśne poprzez zwarty system korzeniowy zmniejszają odpływ cząstek gleby, docierający poprzez spływ powierzchniowy do rzek i jezior. Proces ten odbywa się intensywnie na terenach użytkowanych rolniczo, gdzie erozja gruntów jest wynikiem prac agrotechnicznych. Ekosystemy leśne, poza ograniczeniem dopływu substancji stałych zmniejszają również dostawę związków chemicznych powodujących silną degradację wód jeziornych. Dla 185 jezior możliwe było przypisanie klas czystości wód jeziornych (Choiński 2007) z okresu 1994-1998. Z tej grupy, tylko trzy akweny posiadają wody w najwyższej klasie czystości. Są to jeziora: Wapieńskie, Krzemno oraz Marta. Wszystkie te zbiorniki położone są wśród terenów leśnych, co świadczy o roli lasu jako bariery przed zanieczyszczeniami. Na stan czystości wód danego zbiornika ma charakter użytkowania jego zlewni, a lasy niwelują niekorzystne dla jezior jego skutki.

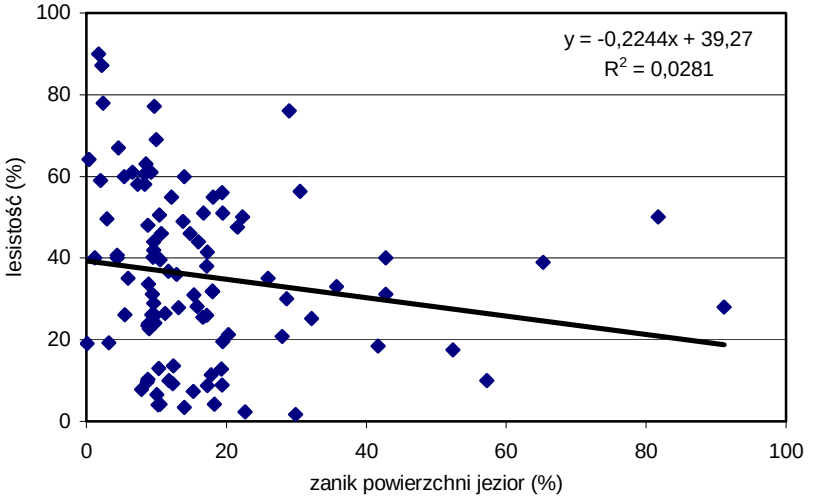
Las zmniejszając wielkość odpływu powierzchniowego na rzecz infiltracji a w dalszej kolejności zasilania podziemnego wpływa na wahania poziomu wody w jeziorach. Równie istotny jest fakt, iż na obszarach tych nie prowadzi się szeroko zakrojonych prac hydrotechnicznych, skutkujących obniżeniem poziomu wód gruntowych.

W celu określenia związku pomiędzy zmianą powierzchni jezior a zmianą lesistości i zmianą powierzchni jezior a udziałem obszarów leśnych w obrębie pól podstawowych, obliczono współczynniki korelacji oraz parametry równań regresji prostoliniowej (ryc. 5, 6). Określone współczynniki korelacji, poza siłą współzależności pomiędzy zmianą lesistości oraz udziałem terenów leśnych a zanikiem jezior, pokazują również kierunek tych oddziaływań. Uzyskane wartość wynoszą: w pierwszym przypadku $r = -0,15$ i drugim $r = -0,16$. Tak więc odpowiednio wzrostowi wartości y (wzrostowi powierzchni leśnych) towarzyszy zmniejszenie wartości x (zmniejszenie zaniku jezior).



Ryc. 5. Związek między zanikiem powierzchni jezior (%) i zmianami lesistości w środkowym i dolnym dorzeczu Warty, w okresie 1890-2000

Fig. 5. The decrease in the lake surface and change in percentage of the area covered by forest



Ryc. 6. Związek między zanikiem powierzchni jezior (%) i udziałem terenów leśnych w środkowym i dolnym dorzeczu Warty, w okresie 1890-2000

Fig. 6. The decrease in the lake surface and percentage of the area covered by forest

Dokładność oszacowania regresji liniowej, można ocenić przy pomocy współczynnika determinacji R^2. Na jego podstawie istnieje możliwość określenia, jaką część zmienności zmiennej objaśnianej (zanik powierzchni jezior) da się wytłumaczyć przez wielkość wielkości objaśniającej (zmiany w lesistości oraz odsetek terenów leśnych). W pierwszym przypadku, współczynnik determinacji

wyniósł $R^2 = 0,0236$, zaś w drugim $R^2 = 0,0281$. Oznacza to, że zmniejszenie zaniku powierzchni jezior w 2,3% wyjaśnione jest przez wzrost powierzchni lasów. Spadek zaniku powierzchni jezior w 2,8% wyjaśnione jest przez obecność terenów leśnych.

W świetle powszechnej opinii prezentującej pozytywną rolę lasu na wszystkie elementy obiegu wody, zależność pomiędzy zanikiem powierzchni jezior a zmianą lesistości oraz udziałem lasów w polach podstawowych jest niska. Jednak istotne jest potwierdzenie w sposób matematyczny, iż obecność lasów w sąsiedztwie jezior ma wpływ na spowolnienie ich zaniku.

Reasumując, stwierdzić należy iż wzrost użytków leśnych jest odwrotnie proporcjonalny do zaniku powierzchni jezior. Sytuacja analogiczna ma miejsce dla udziału lasów w polu podstawowym – im jest on większy tym zanik powierzchni zbiorników wodnych jest mniejszy. Uzyskane wielkości współczynnika korelacji nie są wysokie, co świadczy o złożoności procesu jakim jest zanik jezior, na który składa się wiele czynników naturalnych i antropogenicznych jak i cechy samych mis jeziornych.

Lokalizacja jezior wśród terenów zalesionych, tj. w warunkach obiegu wody zbliżonych do naturalnych ma wpływ na ich dłuższą „żywotność". Z tego względu należy dążyć do nowych nasadzeń (o ile jest to możliwe) oraz prowadzenia szczególnej gospodarki leśnej w sąsiedztwie akwenów wodnych. Działania takie przyczynią się do dłuższego funkcjonowania jezior w środowisku oraz wszystkich korzyści z tym związanych.

Literatura

Bartkowski T., 1974, Zastosowanie geografii fizycznej. Wyd. PWN, Warszawa.

Białobok S., 1971, Wzrost lesistości i zadrzewienia a bilans wodny. Las Polski, 12, 45, 10.

Błaszczyk H., 1974, Rozwój lesistości Wielkopolski. Kronika Wielkopolski.

Choiński A., 1988, Zróżnicowanie i uwarunkowania zmienności przepływów rzek polskich. Wyd. Naukowe UAM, Poznań.

Choiński A., 2007, Limnologia fizyczna Polski. Wyd. Naukowe UAM, Poznań.

Dębski K., 1951, Wpływ lasu na stosunki hydrologiczne. Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej, II, 4, 5.

Gutry-Korycka M., 1984, Analiza i modele struktury hydrologicznej Polski. Rozprawy UW, Wyd. UW, Warszawa.

Lambor J., 1956, Wpływ intensyfikacji rolnictwa w Wielkopolsce na przepływ wody w rzece Warcie. Prace i Studia Komitetu Gospodarki Wodnej PAN, 1.

Saliszczew K.A.,1998, Kartografia ogólna. Wyd. PWN, Warszawa.

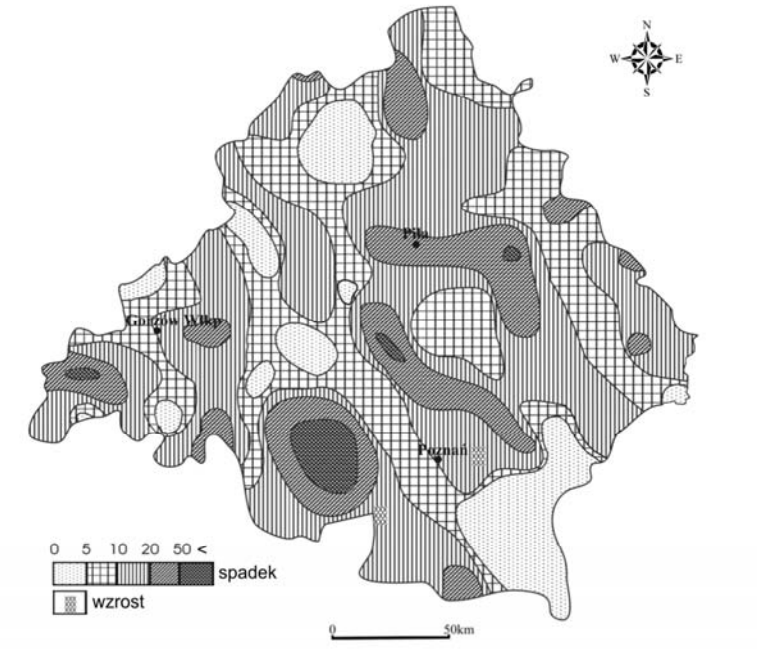
Sikorska E., 2006, Geografia lasów Polski. Wyd. AR, Kraków.

Soja R., 1980, Tendencje zmian odpływu ze zlewni Ropy w latach 1951-1970. Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych, 235.

Wilgat T., 1984, Zmiany stosunków wodnych pod wpływem gospodarki. Geografia Polski, Środowisko Geograficzne. Wyd. PWN, Warszawa.

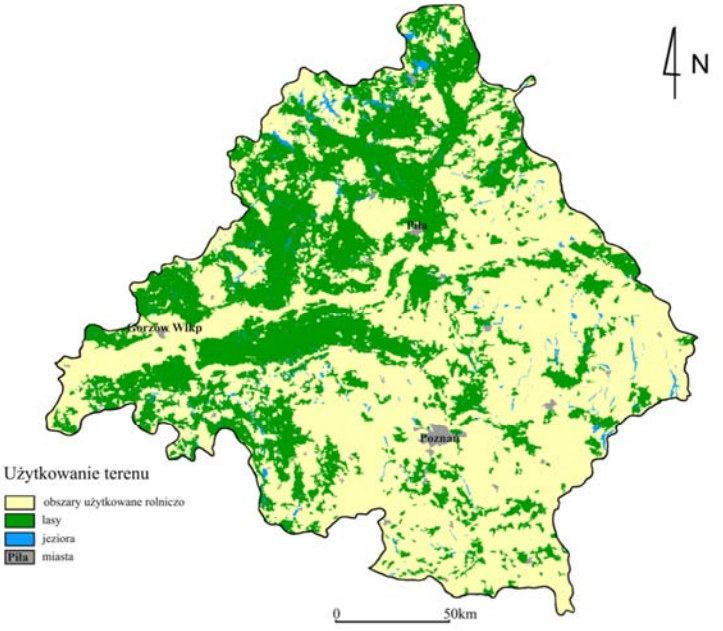
Summary

The study presents an influence of forest on changes in the lake surface in the middle and lower Warta River Basin between 1890 and 2000. These changes are a cosequence of natural processes - climate oscillations and sedimetation- and human impact, such as e.g. drainage and changes in the course of rivers. At present, forests are the most natural environment being extremely important for hydrology. Their occurence is followed by the increasing precipation and retention of water, and protects water bodies from the matter supply and pollution. Due to the presence of wood and an increase in its area the decrase in the lake sufrace is reduced. Based on correlation anaysis, this situation can be adequately in 2.8 and 2.3%.



Ryc. 3. Zanik powierzchni jezior (%) w latach 1890-2000

Fig. 3. The decrease in the lake surface (%) between 1890 and 2000



Ryc. 4. Użytkowanie terenu w dolnym i środkowym dorzeczu Warty – na podstawie map topograficznych 1: 50 000

Fig. 4. Land use in the middle and lower Warta River Basin – based on topographic maps in scale 1: 50 000

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 159-167

Ocena stanu zanieczyszczenia Cu, Zn, Pb i Cd osadów dennych Jeziora Niepruszewskiego

Assessment of Cu, Zn, Pb and Cd contamination of bottom sediments in Lake Niepruszewskie

Adam Choiński[1], Jean B. Diatta[2], Agnieszka E. Ławniczak[3]

[1] Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej, Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska, UAM w Poznaniu, ul. Dzięgielowa 27, 61-680 Poznań, choinski@amu.edu.pl

[2] Katedra Chemii Rolnej i Biogeochemii Środowiska, Uniwersytet Przyrodniczy w Poznaniu, ul. Wojska Polskiego 71f, 60-625 Poznań, jeandiatta63@yahoo.com

[3] Katedra Ekologii i Ochrony Środowiska, Uniwersytet Przyrodniczy w Poznaniu, ul. Piątkowska 94C, 60-649 Poznań, lawnic@up.poznan.pl

Streszczenie: W pracy przedstawiono wyniki badań zawartości metali ciężkich w osadach dennych polimiktycznego Jeziora Niepruszewskiego. Akwen te charakteryzuje się niewielką głębokością średnią, silnie wydłużoną linią brzegową, typową dla większości nizinnych jezior rynnowych, oraz rolniczym charakterem zlewni. W jeziorze pobrano 18 próbek osadów, w których oznaczono zawartość metali ciężkich: Cu, Zn, Pb i Cd, odczyn i konduktywność. W celu oceny stanu zanieczyszczenia osadów dennych metalami ciężkimi obliczono indeks geoakumulacji, współczynnik zanieczyszczenia oraz stopnień ich zanieczyszczenia. Wyniki badań wykazały, iż średnia zawartość Cu i Zn nie przekroczyła wartości tła geochemicznego (TG) i tła geochemicznego dla Polski (TDP). Zawartości Pb wykazały, że 61% i 33% próbek osadów przekroczyło wartości TG i TDP a w przypadku Cd, średnio 64%. Zatem kadm jest jednym z głównych metali zanieczyszczających osady Jeziora Niepruszewskiego. Natomiast miedź wraz z cynkiem najsłabiej uczestniczyły w zanieczyszczeniu osadów badanego akwenu (średni udział ok. 10,9%), o czym też świadczą ujemne wartości indeksów geoakumulacji.

Słowa kluczowe: metale ciężkie, osady denne, jezioro polimiktyczne

Key words: heavy metals, bottom sediments, polymictic lake

Wstęp

Jeziora jako ekosystemy wodne zlokalizowane są w obniżeniach terenu, stąd też stanowią naturalny odbiornik zanieczyszczeń pochodzących z obszaru zlewni.

Jednym z istotnych wskaźników przemian zachodzących w ekosystemie jeziornym są osady denne. Naturalny skład chemiczny osadów jeziornych zależy od szeregu czynników takich jak np. od budowy geologicznej zlewni, cech morfometrycznych misy, charakteru przepływowości i związanego z tym tempem wymiany wód, od klimatu i jego zmian (Choiński i in. 1999).

Zanieczyszczenie jezior metalami ciężkimi zależy w dużej mierze od stopnia zurbanizowania terenu, intensywności użytkowania jezior, produkcji rolnej oraz emisji gazów i pyłów (McBride 1989). Niezależnie od źródła, migrujące do wód pierwiastki deponowane są przede wszystkim w osadach dennych (Quevauviller 2001). Badaniami objęto Jezioro Niepruszewskie, które można sądzić zatraciło znamiona naturalności. Świadczyć o tym może skład osadów dennych, który przy znacznym stopniu degradacji, będzie odbiegać od naturalnego tła geochemicznego.

Celem niniejszej pracy jest określenie stanu zanieczyszczenia osadów metalami ciężkimi metodą geochemiczną (Diatta i in. 2003).

Obszar badań

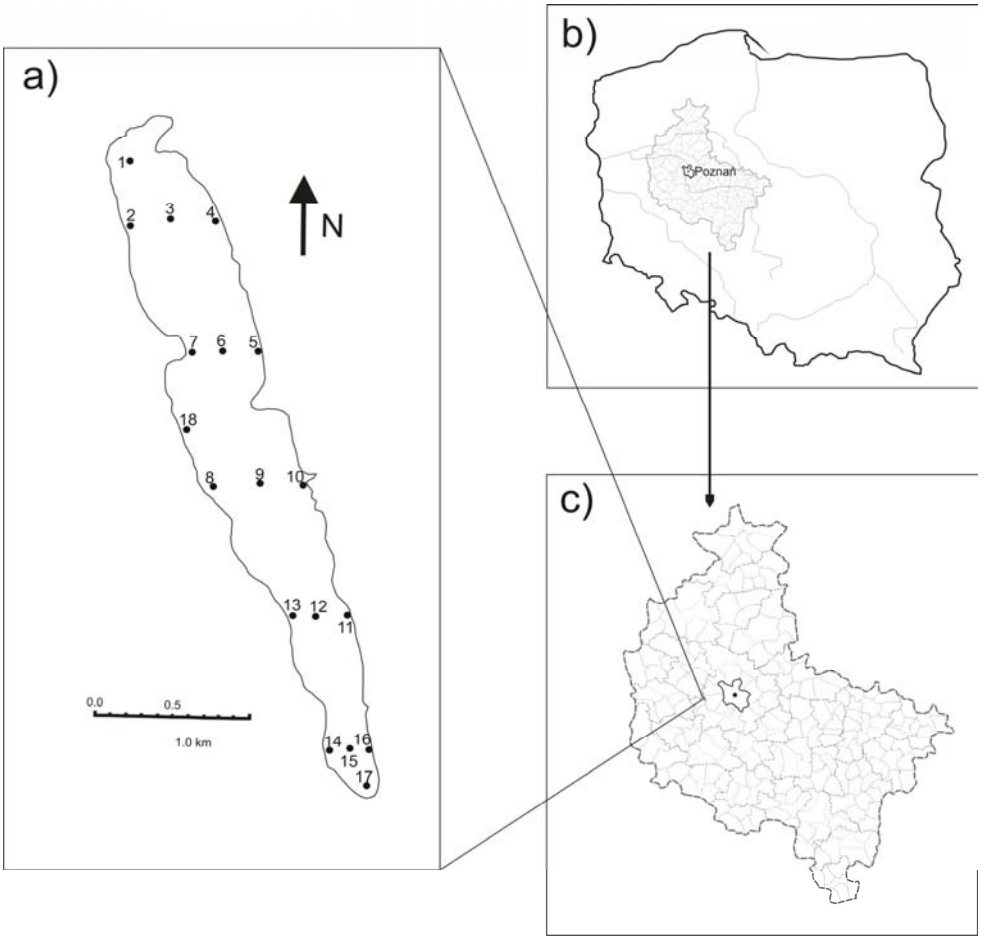
Badaniami objęto polimiktyczne Jezioro Niepruszewskie, położone w biegu rzeki Samicy Stęszewskiej. Jezioro to jest zlokalizowane 25 km na zachód od Poznania (52º22,7' N, 16º37,2' E), na granicy gmin Niepruszewo i Dopiewo. Akwen ten, o długości 4920 m i szerokości 500 m, charakteryzuje się wydłużonym kształtem o kierunku północno-południowym. Cechy morfometryczne akwenu są niekorzystne. Jest to zbiornik o powierzchni 253,2 ha, średniej głębokości 2,9 m i maksymalnej 4,8 m. Zlewnia jeziora stanowi górną część zlewni rzeki Samicy Stęszewskiej, o typowo rolniczym charakterze użytkowania. Zlewnię tę zaklasyfikowano jako obszar szczególnie narażony na zanieczyszczenie wód azotanami pochodzenia rolniczego (Rozporządzenie ... 2003).

Metody badań

Próbki osadów dennych pobrano transektowo. W każdym transekcie wyznaczono po 3 punkty badawcze: jeden zlokalizowany w centralnej części akwenu i dwa w strefie granicznej toń jeziora-strefa litoralna (ryc. 1). Próby pobierano dragą własnej konstrukcji ze stropowej warstwy osadów, a zatem reprezentują depozycję z ostatnich lat.

Łącznie zebrano 18 próbek osadów dennych, w których oznaczono zawartość miedzi (Cu), cynku (Zn), ołowiu (Pb), kadmu (Cd) przy użyciu roztworu 6 mol $HCl \cdot dm^{-3}$ (Ciesielski i in. 1996, Kashem i in. 2007). Koncentrację oznaczonych metali przyjęto jako całkowite z uwagi na charakter osadów oraz bardzo wysokie właściwości rozpuszczenia. W próbach oznaczono również pH w roztworze 0,01 mol $CaCl_2$ (Polska Norma … 1994). Ponadto osady poddano analizie w kierunku oceny przewodności elektrycznej (EC) (Rhoades 1996).

Do oceny stopnia zanieczyszczenia poszczególnych ekosystemów metalami ciężkimi stosuje się różne metody. Opierają się one między innymi na stężeniu metali ciężkich ekstrahowanych przy zastosowaniu specyficznych testów chemicznych lub przygotowaniu testów roślinnych, których zadaniem jest potwierdzenie lub nie, poziomu metali ciężkich oznaczonych w testach chemicznych (Kabata-Pendias i in. 1993, Reimann i in. 2000).



Ryc. 1. Rozmieszczenie punktów badawczych na Jeziorze Niepruszewskim (a) na tle Polski (b) i Wielkopolski (c)

Fig. 1. Location of the sampling sites in Lake Niepruszewskie (a) in the Wielkopolska region (c) of Poland (b)

Zastosowanie wskaźników do oceny stanu zanieczyszczenia osadów metalami ciężkimi wydaje się być celową metodą geochemiczną (Diatta i in. 2003). W niniejszej pracy zastosowane będą następujące wskaźniki: indeks geoakumulacyjny (I_{geo}), współczynniki zanieczyszczenia (C_f) oraz stopień zanieczyszczenia ($C_{deg.}$).

A. Indeks geoakumulacji (Igeo)

Pozwala dokonać oceny zanieczyszczenia porównując ilości metali ciężkich w osadów z ilościami tzw. przedindustrialnymi, zazwyczaj w osadach dennych (Müller 1969):

$$I_{geo} = \log_{10} \frac{C_n}{1{,}5\, B_n}$$

gdzie: C_n to stężenie danego metalu w osadzie dennym, B_n to tło geochemiczne (przyjęto zawartość w skorupie ziemskiej): Cu – 39; Zn – 67; Pb – 17 i Cd – 0,10 mg·kg^{-1} (Taylor i McLennan 1995). Wartość 1,5 wyraża naturalne wahania w zawartości danego metalu w środowisku, z małym wpływem antropogenicznym.

Wyróżnia się sześć klas indeksu (Müller 1981):

Klasa	Wartość indeksu	Jakość osadu
0	$I_{geo} \leq 0$	Praktycznie niezanieczyszczony osad
1	$0 < I_{geo} < 1$	Niezanieczyszczony do umiarkowanie zanieczyszczonego
2	$1 < I_{geo} < 2$	Umiarkowanie zanieczyszczony
3	$2 < I_{geo} < 3$	Umiarkowanie do silnie zanieczyszczonego
4	$3 < I_{geo} < 4$	Silnie zanieczyszczony
5	$4 < I_{geo} < 5$	Silnie do ekstremalnie zanieczyszczonego
6	$5 < I_{geo}$	Ekstremalnie zanieczyszczony

B. Współczynnik zanieczyszczenia (C_f^i) oraz stopień zanieczyszczenia (Cdeg)

Stan zanieczyszczenia osadów oceniono za pomocą wyżej przedstawionych parametrów (Håkanson 1980), obliczonych następująco:

$$C_f^i = \frac{C_{0-1}^i}{C_n^i}$$

gdzie: C_{0-1}^i wyraża zawartość metalu w osadzie dennym, a C_n^i to tło geochemiczne: Cu – 39; Zn – 67; Pb – 17 and Cd – 0,10 mg·kg^{-1} (Taylor i McLennan 1995).

Cztery kategorie zasugerowano (Håkanson 1980):

Współczynnik zanieczyszczenia	Opis stanu
$C_f^i < 1$	Niski współczynnik zanieczyszczenia
$1 \leq C_f^i < 3$	Umiarkowany współczynnik zanieczyszczenia
$3 \leq C_f^i < 6$	Znaczny współczynnik zanieczyszczenia
$6 \leq C_f^i$	Bardzo wysoki współczynnik zanieczyszczenia

Suma poszczególnych współczynników C_f^i wyraża stopień zanieczyszczenia (C_{deg}) ekosystemu, który można opisać jak poniżej:

Stopień zanieczyszczenia	Opis
$C_{deg} < 8$	Niski stopień zanieczyszczenia
$8 \leq C_{deg} < 16$	Umiarkowany stopień zanieczyszczenia
$16 \leq C_{deg} < 32$	Znaczny stopień zanieczyszczenia
$32 \leq C_{deg}$	Bardzo wysoki stopień zanieczyszczenia

Wyniki i dyskusja

Osady z Jeziora Niepruszewskiego charakteryzowały się odczynem obojętnym oraz względnie niskim stopniem zasolenia wyrażonego wartościami przewodności elektrycznej (EC), (tab. 1).

Tab. 1. Zawartości metali ciężkich w osadach dennych Jeziora Niepruszewskiego (n = 18)
Tab. 1. Heavy metal concentrations in the bottom sediment of Niepruszewskie Lake (n = 18)

Parametr	pH ($CaCl_2$)	EC	Cu	Zn	Pb	Cd
		$\mu S \cdot cm^{-1}$	$mg \cdot kg^{-1}$			
Min.	6,50	85,0	1,58	1,80	0,53	0,03
Max.	6,90	716,0	19,27	52,90	51,12	3,43
Średnia	6,75	384,0	8,95	22,23	24,71	1,48
[a]SD	0,16	229,1	5,62	16,81	19,25	1,25
[b]TG			39,00	67,00	17,00	0,10
[c]TDP			17,50	75,00	40,00	0,65

Źródło: opracowanie własne

[a] – odchylenie Standardowe, [b] – tło geochemiczne (Taylor i McLennan 1995), [c] – tło geochemiczne dla Polski (Kabata-Pendias i Pendias 1995), n – liczba prób

Ten stan odzwierciedla chemiczne właściwości jezior, których osady zawierają wymywane pierwiastki o charakterze alkalicznym np. wapnia, magnezu i potasu, a niekiedy sodu, wymywane z dużej części z ich zlewni.

Tak wysoki odczyn jest kontrolowany przez wolne jony Ca, Mg, K i Na, oraz ich węglanowe formy w osadach. Zawartość metali ciężkich (tab. 1) jest zróżnicowana. W przypadku Cu i Zn, ich średnia zawartość nie przekracza wartości tła geochemicznego (TG) i tła geochemicznego dla Polski (TDP), o czym świadczą zakresy dla Cu – 1,58-19,27 $mg \cdot kg^{-1}$ oraz Zn 1,80-52,90 $mg \cdot kg^{-1}$. Sytuacja wygląda nieco inaczej dla Pb i Cd. Zawartości Pb wskazują, że 61 i 33% próbek osadów przekroczyło odpowiednio wartości TG i TDP, a w przypadku Cd, średnio 64%. Można zatem przyjąć, że Cd stanowi jednym z głównych metali zanieczyszczających osady tego zbiornika.

Indeksy geoakumulacji metali ciężkich

Indeksy geoakumulacji dla poszczególnych przestawione w tabeli 2 wykazują zróżnicowania w zależności od danego metalu ciężkiego. Indeksy obliczone dla miedzi (Cu-I_{geo}) w oparciu o TG i TDP wahały się w przedziałach od -1,37 do -0,48 oraz od -1,22 do -0,13, co jednoznacznie wskazuje na brak zanieczyszczenia Jeziora Niepruszewskiego tym metalem. Średnie wartości są ujemne i tym samym potwierdzają warunek $I_{geo} \leq 0$ opisany jako „praktycznie niezanieczyszczony osad", czyli klasa 0. Jezioro Niepruszewskie można uznać również za niezanieczyszczone cynkiem ze względu na ujemne wartości indeksów geoakumulacji (Zn-I_{geo}) mieszczących się w przedziałach od -1,75 do -0,28 (dla TG) oraz od -1,80 do -0,33 (w przypadku BLP). Uzyskane wartości $I_{geo} \leq 0$ dla Zn (średnio -0,76) zdecydowanie przemawiają za tym stanem rzeczy. Należy zaznaczyć, iż opisany stan zanieczyszczenia jest częściowo związany ze znacznie wyższymi wartościami TG i TDP w porównaniu do tych przyjętych dla Cu.

W odróżnieniu od miedzi i cynku, ołów jest z natury toksyczny dla organizmów żywych. Naturalne procesy (sorpcja, wytrącanie) stwarzające odpowiednie warunki „ujścia" dla Pb jednocześnie kontrolują jego chemiczne przemiany w osadach. Z tego wynika, że ruchliwość Pb może być związana także z tempem jego akumulacji w osadach. Obliczone indeksy geoakumulacji wahały się w szerokich granicach zależnie od przyjętej wartości tła. Dla Pb-I_{geo} obliczonego w oparciu o TG, osady denne należy uważać za niezanieczyszczone do umiarkowanie zanieczyszczonych ($0 < I_{geo} < 1$), z uwagi na występujący zakres od -1,68 do +0,30 (średnia -0,33).

Tab. 2. Indeksy geoakumulacji dla poszczególnych metali ciężkich w osadach dennych Jeziora Niepruszewskiego (obliczone dla wartości TG i TGP)*

Tab. 2. Geoacumulation indices of analyzed heavy metals in the sediments of Lake Niepruszewskie

Metal	Indeks geoakumulacji (zakres)		Średnia ± SD
$^{x}Cu_a$	I_{geo}	-1,57 -0,48	-0,91 ± 0,32
$^{y}Cu_b$		-1,22 -0,13	-0,57 ± 0,32
Zn_a		-1,75 -0,28	-0,84 ± 0,47
Zn_b		-1,80 -0,33	-0,89 ± 0,47
Pb_a		-1,68 +0,30	-0,33 ± 0,70
Pb_b		-2,05 -0,07	-0,70 ± 0,70
Cd_a		-0,70 +1,36	+0,57 ± 0,82
Cd_b		-1,54 +0,55	-0,24 ± 0,73

Źródło: opracowanie własne

* – szczegóły w tab. 1; x i y oraz indeksy dolne a i b odnoszą się odpowiednio do TG i TGP

Ze wszystkich badanych metali ciężkich średnia zawartość kadmu przekroczyła wartości obu poziomów tła geochemicznego, co świadczy o podwyższonym stanie zanieczyszczenia tym pierwiastkiem (tab. 1 i tab. 2).

Potwierdzają to obliczone indeksy geoakumulacji (Cd-I_{geo}), które łącznie dla TG i TDP wahają się od -1,54 do +1,36 (średnia +0,33). Zatem w oparciu o wartość średniej oraz górną wartość zaznaczonego zakresu, Jezioro Niepruszewskie jest zdecydowanie umiarkowanie zanieczyszczone kadmem (zakres $0 < I_{geo} < 1$ oraz $1 < I_{geo} < 2$). Należy podkreślić, że obliczone indeksy geochemiczne przy użyciu wartości tła geochemicznego TG i TDP ujawniły kierunek zanieczyszczenia, który różnił się tylko wymiarem. Jest to ważne w badaniach, przy których różnorodność metod ocen stanu zanieczyszczenia doprowadza często do rozbieżnych wniosków.

Udział Cu, Zn, Pb i Cd w ogólnym zanieczyszczeniu osadów dennych

Całościowej oceny stanu zanieczyszczenia badanego jeziora dokonano na podstawie danych opisujących stopień zanieczyszczenia (C_{deg}) (tab. 3).

Tab. 3. Współczynniki i stopnie zanieczyszczenia dla poszczególnych metali ciężkich w osadach dennych Jeziora Niepruszewskiego (obliczone dla wartości TG i TGP)*, (n = 18)

Tab. 3. Indices and the degree of contamination for analyzed heavy metals in the sediments of Lake Niepruszewskie (values calculate for TG and TGP)

Metal	Współczynnik zanieczyszczenia (zakres)		Średnia ± SD	Udział (%) C_f^i w $C_{\deg}$
$^{x}Cu_a$	C_f^i	0,04 - 0,49	0,23 ± 0,14	1,36
$^{y}Cu_b$		0,09 - 1,10	0,51 ± 0,32	13,75
Zn_a		0,13 - 0,79	0,33 ± 0,25	1,95
Zn_b		0,02 - 0,71	0,30 ± 0,22	8,09
Pb_a		0,03 - 3,01	1,45 ± 1,13	8,58
Pb_b		0,01 - 1,28	0,62 ± 0,48	16,71
Cd_a		0,30 - 34,30	14,87 ± 12,46	88,04
Cd_b		0,05 - 5,28	2,29 ± 1,92	61,73
Stopień zanieczyszczenia (a) [$C_{\deg} = \Sigma(C_f^{Cu,Zn,Pb,Cd})$]		0,51 - 38,45	16,89 ± 13,93	–
Stopień zanieczyszczenia (b)		0,31 - 8,23	3,71 ± 2,89	

Źródło: opracowanie własne

* – szczegóły w tab. 1; x i y oraz indeksy dolne a i b odnoszą się odpowiednio do TG i TGP

Szczegółową ocenę przeprowadzono za pomocą współczynników zanieczyszczenia (C_f^i), których wartości średnich pozwoliły na zaklasyfikowanie osadów według danych tła geochemicznego.

Mogą być wydzielone trzy klasy (Håkanson 1980): niski współczynnik zanieczyszczenia dla Cu i Zn; umiarkowany dla Pb i Cd oraz bardzo wysoki dla Cd w przypadku TG. W dalszej części pracy, przyjęto wartość TDP do przeprowadzenia oceny stanu zanieczyszczenia osadów Jeziora Niepruszewskiego ze względu na fakt, iż opracowano ją szczególnie dla warunków polskich. Stan zanieczyszczenia oceniany ponownie za pomocą TDP potwierdza wartości

indeksów I_{geo}. Ponadto średni stopień zanieczyszczenia (C_{deg}) osadów wynosi 3,71, które według klasyfikacji Håkanson (1980), wyraża zdecydowanie niski stopień zanieczyszczenia ($C_{\deg} < 8$).

Udział kadmu i ołowiu w ogólnym zarysie zanieczyszczenia osadów dennych jest największy i wynosi odpowiednio 61,7 i 16,7%. Miedź wraz z cynkiem uczestniczyły w zanieczyszczeniu osadów Jeziora Niepruszewskiego średnio w granicach 10,9%.

Wnioski i stwierdzenia

Ocena stanu zanieczyszczenia osadów dennych przy użyciu indeksu geoakumulacji, współczynnika zanieczyszczenia oraz stopnia zanieczyszczenia wykazała, że są one różnie zanieczyszczone Cu, Zn, Pb i Cd. W przypadku Cu i Zn, ich średnia zawartość nie przekracza wartości tła geochemicznego (TG) i tła geochemicznego dla Polski (TDP), o czym świadczą zakresy dla Cu – 1,58-19,27 $mg \cdot kg^{-1}$ oraz Zn 1,80-52-90 $mg \cdot kg^{-1}$. Zawartości Pb wskazują, że 61 i 33% próbek osadów przekroczyło odpowiednio wartości TG i TDP a w przypadku Cd, średnio 64%. Średni stopień zanieczyszczenia (C_{deg}) osadów wynosi 3,71 i wyraża zdecydowanie niski stopień zanieczyszczenia ($C_{\deg} < 8$). Udział kadmu i ołowiu w ogólnym zarysie zanieczyszczenia osadów dennych Jeziora Niepruszewskiego jest największy, natomiast miedź wraz z cynkiem najsłabiej uczestniczyły w zanieczyszczeniu tych osadów.

Literatura

Ciesielski H., Lebourg A., Priox N., Sterckemen T., 1996, Intérét de différents réactif d'extraction chimique pour l'évaluation de la disponibilité des métaux en traces du sol. Agronomie (Agriculture et Environment), 16: 201-215.

Choiński A., Grzebisz W., Skowron R., 1999, Chemizm osadów dennych jeziora Hańcza. (W:) A. Choiński, J. Jańczak (red.), Naturalne i antropogeniczne przemiany jezior. Materiały konferencyjne, Wyd. IMGW, Warszawa: 27-33.

Diatta J.B., Grzebisz W., Apolinarska K., 2003, A study of soil pollution by heavy metals in the city of Poznań (Poland) using Dandelion (*Taraxacum officinale*) as a bioindicator. EJPAU, 6(2): 1-9 (http:/www.ejpau.media.pl).

Håkanson L., 1980, An ecological risk index for aquatic pollution control. A sedimentological approach. Water Research, 14: 975-1001.

Kabata-Pendias A., Motowicka-Terelak, Piotrowska M., Terelak H., Witek T., 1993, Ocena stopnia zanieczyszczenia gleb i roślin metalami ciężkimi i siarką. Instytut Uprawy Nawożenia i Gleboznawstwa, P-53, Puławy: 5-14.

Kashem M.A., Singh B.R., Kondo T., Imamul Huq S.M., Kawai S., 2007, Comparison of extractability of Cd, Cu, Pb and Zn with sequential extraction in contaminated and non-contaminated soils. International Journal of Environmental Science and Technology, 4(2): 169-176.

McBride M.B., 1989, Reactions controlling heavy metal solubility in soils. Advances in Soil Science, 10: 1-56.

Müller G., 1969, Index of geoaccumulation in sediments of the Rine River. Geojournal, 2: 108-118.

Müller G., 1981, Die Schwermetallbelastung der Sedimenten des Neckars und Seiner Nebenflusse. Chemiker-Zeitung, 6: 157-164.

Quevauviller P., 2001, Harmonisation, standardisation for soil and sediment fractionation studies, and usefulness in assessment and risk management. Journal of Soils and Sediment, 1(3): 175-180.

Polska Norma Polski Komitet Normalizacyjny. ref. PrPN-ISO 10390. 1994. Jakość Gleby i oznaczanie pH.

Reimann C., Siewers U., Tarvainen T., Bityukova L. Eriksson J., Gilucis A., 2000, Baltic soil survey: Total concentrations of major and selected elements in arable soils from 10 countries around the Baltic Sea. Science of the Total Environment, 257: 155-170.

Rhoades J.D., 1996, Salinity: Electrical conductivity and total dissolved solids. P. 417-435. (In:) D.L. Sparks et al. (eds.), Methods of soil analysis. Ser. 5. SSSA, Madison, WI, USA, 5: 417-435.

Rozporządzenie Dyrektora Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej w Poznaniu z dnia 2 grudnia 2003 roku w sprawie określenia wód wrażliwych na zanieczyszczenia związkami azotu ze źródeł rolniczych oraz obszarów szczególnie narażonych, z których odpływ azotu ze źródeł rolniczych do tych wód należy ograniczyć. Dz. U. Nr 192, poz. 3568.

Taylor S.R., McLennan S.M., 1995, The geochemical evolution of the continental crust. Reviews of Geophysics, 33: 241-265.

Summary

The heavy metal pollutions in the bottom sediments were analyzed in a polymictic lake, located in Central-Western Poland. The study was conducted in the Lake Niepruszewskie, typical for lowland lakes, which is characterised by low mean depth, an elongated shape, and agricultural use of catchment area. In total 18 sediment samples were taken. Heavy metals: Cu, Zn, Pb and Cd; pH and conductivity were analyzed. Geoacumulation index, index of pollution, and the pollution percentage of each parameter were calculated in order to achieve a comprehensive assessment of sediment pollutions in Lake Niepruszewskie. Results have shown that the average concentrations of Cu and Zn did not exceed geochemical background values (TG) and biogeochemical background values for Poland (TDP). Lead concentrations were accelerated and almost 61% and 33% sediment samples exceeded geochemical background values TG and TDP. However the most polluting metal was cadmium, which averaged 64% samples indicated high Cd concentrations. The smallest share was observed for copper and zinc (around 10,9%) and negative index values of geoacumulations.

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 169-177

Litodynamiczna interpretacja warunków akumulacji osadów dennych Zbiornika Włocławskiego

Lithodynamical interpretation of Włocławek reservoir bottom deposits sedimentological condition

Piotr J. Gierszewski[1], Jacek B. Szmańda[2]

[1] Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, Polska Akademia Nauk, ul. Kopernika 87-100 Toruń, Piotr.Gierszewski@geopan.torun.pl

[2] Instytut Geografii, Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce, j.szmanda@ujk.edu.pl

Streszczenie: W opracowaniu zamieszczono wyniki wieloletnich badań sedymentologicznych osadów dennych Zbiornika Włocławskiego. W ujęciu modelowym wskazano na główne czynniki decydujące o rozkładzie osadów na dnie zbiornika. Przedstawiono ich najważniejsze cechy litologiczne. Na podstawie analizy rozmieszenia próbek osadów na diagramie zależności C/M wyznaczono strefy zróżnicowanej akumulacji osadów dennych pod względem energii środowiska depozycyjnego. W oparciu o analizy krzywych kumulacyjnych uziarnienia wskazano na najważniejszy rodzaj transportu osadów (saltację, przerywaną suspensję) w jakim znajdują się ziarna transportowane w zbiorniku tuż przed ich depozycją. Badania te w połączeniu z wykonaną wcześniej analizą stref hydrodynamicznych (erozji, transportu i akumulacji) wskazują na powszechnie występującą redepozycję osadów w zbiorniku, która wynika z jego cech przepływowych, warunkowanych szybką wymianą wody i dużą miksją spowodowaną falowaniem.

Słowa kluczowe: zbiornik zaporowy, osady denne**,** hydrauliczne warunki sedymentacji, interpretacja litodynamiczna

Key words: dammed reservoir, bottom deposits, hydraulic condition of sedimention, lithodynamic interpretation

Wprowadzenie

Sedymentacja osadów dennych w zbiornikach wodnych zachodzi przy udziale procesów pierwotnych, polegających na wprowadzaniu rumowiska rzecznego i produktów abrazji do zbiornika, oraz procesów wtórnych

odpowiadających za redystrybucję zdeponowanych wcześniej osadów (Shotbolt i in. 2005). Skala procesów redystrybucyjnych zależy od cech uziarnienia, podatności na ścinanie i sił kohezyjnych osadu. Udział procesów wtórnych w kształtowaniu uziarnienia osadów może dochodzić nawet do 85% (Evans 1994). W zależności od budowy litologicznej i ukształtowania powierzchni dna zbiorników wyróżnia się w nich trzy główne strefy: erozji, transportacji i akumulacji materiału klastycznego (Hakanson i Jansson 1983). W zbiornikach zaporowych oprócz typowego dla jezior zróżnicowania stref litodynamicznych, zależnego od głębokości i odległości od brzegu, występuje również zróżnicowanie środowisk sedymentacyjnych w profilu podłużnym. Zróżnicowanie to jest funkcją zmniejszania się prędkości przepływu rzecznego i wzrostu głębokości w kierunku zapory. Cechy rozkładu osadów dennych w Zbiorniku Włocławskim przedstawiono w formie modelowej na rycinach 1, 2 i 3.

Badania osadów dennych Zbiornika Włocławskiego oraz warunków ich sedymentacji prowadzone były przez Banacha (1985, 1988, 1994) oraz autorów tego opracowania (Gierszewski i in. 2005, 2006, 2007a, b, Szmańda i in. 2005). Celem tej pracy jest litodynamiczna interpretacja warunków depozycji osadów dennych w Zbiorniku Włocławskim na podstawie szczegółowych analiz uziarnienia.

Obszar badań

Zbiornik Włocławski jest największym pod względem powierzchni (70 km^2) i drugim, co do objętości ($376 \cdot 10^6$ m^3) zbiornikiem zaporowym w Polsce. Jest on klasycznym przykładem nizinnego zbiornika typu dolinnego. Niewielkie głębokości (maksymalna 13 m, średnia 5,5 m) oraz znaczna długość (55 km) i szerokość w części środkowej (średnio 2 km) powodują, że jest on typowym akwenem polimiktycznym. Charakteryzuje się on szybką wymianą wody, o czym świadczy długość średniego czasu retencji wynosząca 5,2 doby. Znaczna przepływność zbiornika oraz częste i intensywne mieszanie wody przez wiatr powoduje, że Zbiornik Włocławski charakteryzuje się wyjątkowo dużą dynamiką środowiska wodnego. Północne brzegi zbiornika zbudowane są z trzeciorzędowych iłów i piasków pokrytych plejstoceńskimi osadami glacjalnymi i fluwioglacjalnymi. Natomiast brzegi południowe budują plejstoceńskie piaski glacjalne oraz późnoglacjalne i holoceńskie osady eoliczne (ryc. 4). Średnia prędkość płynięcia wody w zbiorniku zmniejsza się od około 0,7 $m \cdot s^{-1}$ w cofce zbiornika do mniej niż 0,1 $m \cdot s^{-1}$ przy zaporze.

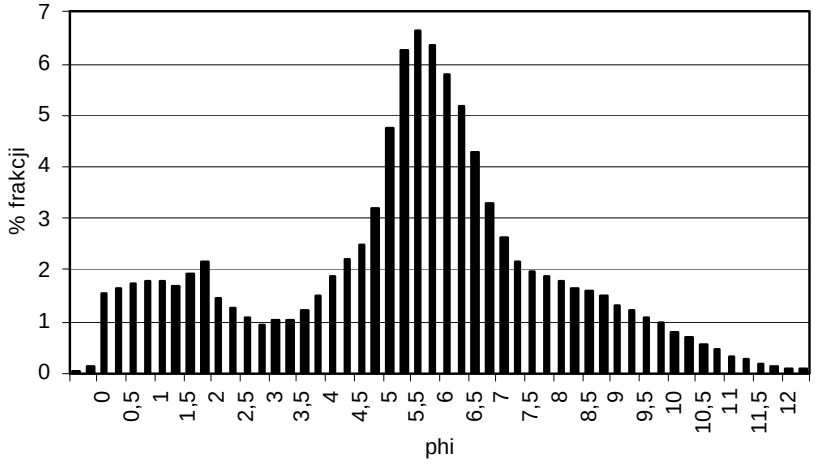
Metody badań

Skład granulometryczny osadów dennych Zbiornika Włocławskiego określony został na podstawie analizy przeszło 400 prób pobranych z głębokości 5-7 cm od powierzchni dna. Lokalizacja punktów poboru prób obejmowała wszystkie strefy hydrodynamiczne zbiornika z wyjątkiem górnej części delty. Pomiar wielkości ziaren wykonano na laserowym mierniku wielkości cząstek „Analysette 22". Procentowy udział poszczególnych frakcji w osadach określono w przedziałach, co 0,25 phi. Typ osadu zdefiniowano w oparciu o skalę Uddena-Wenthwortha. Interpretację wyników analiz uziarnienia oparto na wykresach

(histogramach) częstości. Związki pomiędzy teksturą osadu a warunkami hydraulicznymi związanymi ze sposobem depozycji ziaren interpretowano na podstawie diagramu C/M R. Passegi i R. Byramjee (1969). Interpretację udziału i rozmiarów ziaren deponowanych z trakcyji, saltacji i w zawiesiny oparto na analizie krzywych kumulacyjnych wg poglądów A. Mossa (1962, 1963) i G. Vishera (1961).

Uziarnienie minerogenicznych osadów dennych

Dno profundalnej części Zbiornika Włocławskiego zbudowane jest głównie z osadów mułkowych. Dominacja osadów mułkowych znajduje wyraz w przeciętnym udziale procentowym frakcji mułkowej, który wynosi 67%. Przeciętny udział frakcji piaszczystej wynosi 25,9%, a ilastej zaledwie 7,1%. Na podstawie analiz uziarnienia badanych próbek osadów wykonano histogram częstości oparty na wartościach przeciętnych udziału procentowego frakcji w przedziałach co 0,25 phi (ryc. 5). Jego analiza wykazała, że w osadach dennych Zbiornika Włocławskiego wyróżnić można dwie frakcje podstawowe. Frakcję mułkową, której moda występuje w przedziale 5-5,25 phi (0,02-0,03 mm), a jej udział wynosi 6,29% oraz frakcję piaszczystą z modą w przedziale 1,5-1,75 phi (0,03-0,035 mm), której udział wynosi 2,17%. Należy zauważyć, że w zakresie frakcji 2-4 phi (0,25-0,063 mm) zaznacza się niedobór ziaren, których przeciętny udział spada do wartości 0,95% w przedziale 2,5-2,75 phi (0,15-0,18 mm).



Ryc. 5. Histogram przeciętnego udziału frakcji w przedziałach co 0,25 phi w osadach dennych

Fig. 5. Histogram of grain size average frequency distribution in 0,25 phi fractional intervals of bottom deposits

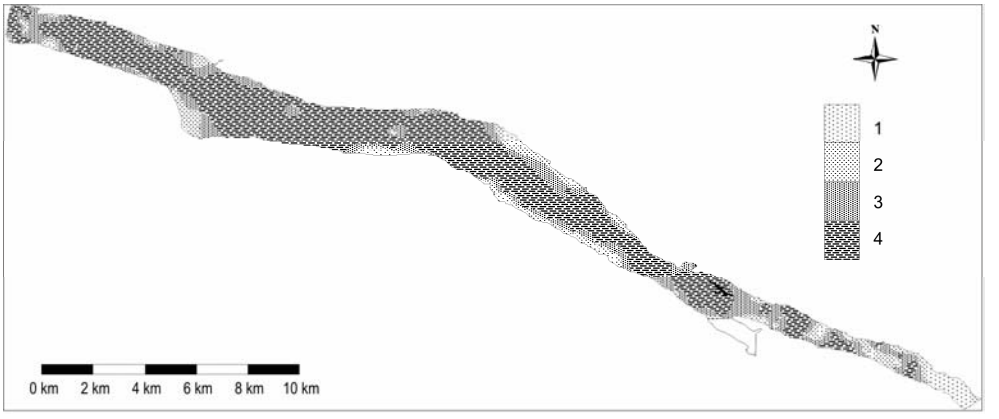
Środowiska depozycyjne

Pod pojęciem środowisko depozycyjne w Zbiorniku Włocławskim rozumiane są warunki hydrauliczne akumulacji osadów interpretowane na

podstawie oceny ich cech uziarnienia. Na podstawie tych cech w oparciu o metody analiz litodynamicznych określono sposób sedymentacji (depozycja z trakcji, saltacji lub zawiesiny) oraz energię przepływu, a także strefy hydrodynamiczne charakteryzujące się przewagą procesów erozji, transportu lub akumulacji. Ponieważ warunki depozycji osadów w zbiorniku łączą w sobie cechy typowe dla środowiska rzecznego i jeziornego w interpretacji litodynamicznej posłużono się modelami i wzorami stosowanymi w literaturze do oceny dynamiki tych dwóch środowisk.

Rodzaje warunków hydrodynamicznych sedymentacji wyznaczone z diagramu C/M

Litodynamiczna analiza osadów występujących na dnie Zbiornika Włocławskiego na podstawie diagramu C/M według propozycji R. Passegi, R. Byramjee (1969), umożliwiła wyznaczenie charakterystycznych typów hydraulicznych warunków sedymentacji, w których akumulacja osadu odbywa się przy określonej energii przepływu i związanego z nim ruchu rumowiska (ryc. 6). Ich rozkład był już prezentowany (Gierszewski, Szmańda 2007a, b) i nawiązuje on do schematu (ryc. 2) zaproponowanego przez Banacha (1988, 1994), w którym wyznaczone są strefy akumulacji rzecznej, w górnej części i jeziornej w dolnej części zbiornika. W tej pracy uzupełniamy dane o informacje dotyczące udziału procentowego badanych próbek w poszczególnych polach diagramu C/M R. Passegi, R. Byramjee (tab. 1). Jak wynika z powyższego w znacznej części misy zbiornika panują jeziorne, niskoenergetyczne warunki środowiska depozycyjnego, w których akumulacja osadu odbywa się z zawiesiny.



Ryc. 6. Typy hydraulicznych warunków sedymentacji osadów na dnie Zbiornika Włocławskiego i ich występowanie

1 – środowisko bardzo wysokoenergetyczne z przewagą trakcji, 2 – środowisko wysokoenergetyczne, trakcyjno-saltacyjne, 3 – środowisko umiarkowanie-energetyczne, zawiesina gradacyjna, 4 – środowisko niskowysokoenergetyczne, zawiesina jednorodna

Fig. 6. Types of hydraulic conditions of sedimentation on the Włocławek reservoir bottom surface

1 – very high energetic environment with domination of traction, 2 – high energetic environment, traction and saltation, 3 – moderate energetic environment, graded suspension, 4 – low energetic environment, uniform suspension

Tab. 1. Udział próbek według typów hydraulicznych warunków sedymentacji osadów dennych

Tab. 1. Content of samples according to hydraulic conditions of sedimentation environments of bottom deposits

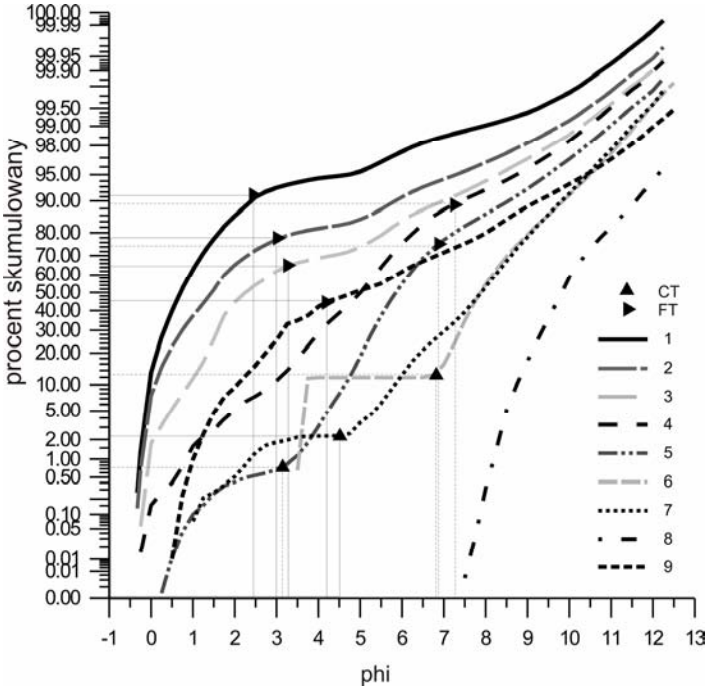
Litodynamika	Pole na diagramie C/M	Udział procentowy
Środowisko o wysokiej energii, Rumowisko przemieszczane w wyniku trakcji	I, III	12
Środowisko o dużej energii, rumowisko toczone z udziałem saltacji	IV	8
Środowisko o umiarkowanej energii, zawiesina gradacyjna	V	3
Środowisko o niskiej energii, zawiesina jednorodna	VI, VII	54
Środowisko o najniższej energii zawiesina jednorodna typu pelagicznego	VIII	24

Źródło: opracowanie własne

Depozycja ziaren mineralnych na podstawie analizy krzywych kumulacyjnych

W interpretacji związków między uziarnieniem osadów a procesami transportu często stosowaną metodą jest analiza krzywych kumulacyjnych. Zastosowanie w konstrukcji wykresów skali prawdopodobieństwa na osi pionowej pozwala na porównanie rozkładu uziarnienia badanej próby z rozkładem normalnym. Na wykonanych w ten sposób wykresach linie składają się z segmentów różniących się między sobą nachyleniem. W modelach zaproponowanych przez A. Mossa (1962,1963) i G. Vishera (1961) na podstawie kształtu krzywych kumulacyjnych w osadach rzecznych wyróżnić można trzy populacje ziaren: A – ziarna transportowane w saltacji, B – ziarna transportowane w zawieszeniu i C – ziarna transportowane przez wleczenie lub toczenie. W osadach prądowych najbardziej stromy przebieg, wskazujący na najlepsze wysortowanie, ma odcinek krzywej związany z ziarnami transportowanymi w saltacji, czyli z populacją A. Odcinki B i C są zwykle gorzej wysortowane, mają w związku z tym przebieg zbliżony do poziomego i nie zawsze są reprezentowane w poszczególnych próbach (Mycielska-Dowgiałło 2007). Punkt załamania oddzielający ziarna transportowane w trakcji od ziaren transportowanych w saltacji oznaczono skrótem CT (ryc. 7), a punkt oddzielający ziarna transportowane w saltacji od ziaren transportowanych w zawiesinie oznaczono literami FT. Wartości średnicy ziaren w tych punktach świadczą o sile oraz dynamice prądu, w jakim deponowany był osad, a także związane są ze zmianami lepkości i temperatury wody (Kaniecki, 1976, Mycielska-Dowgiałło, 2007).

W interpretacji krzywych kumulacyjnych posłużono się wykresami sporządzonymi na podstawie przeciętnych częstości wyznaczonych dla 9. typów osadów (ryc. 7).



Ryc. 7. Uśrednione krzywe kumulacyjne typów osadów dennych

CT – punkt inflesji rozdzielający ziarna transportowanych trakcyjnie i saltacyjnie, FT – punkt inflesji rozdzielający ziarna transportowanych saltacyjnie i w suspensji, 1 – piaski, 2 – piaski mułkowe, 3 - piaski mułkowo-ilaste, 4 – mułki piaszczyste, 5 – mułki, 6 – mułki ilasto-piaszczyste, 7 – mułki ilaste, 8 – iły, 9 – diamiktony

Fig. 7. Average cumulative curves of deposits types

CT – traction to saltation truncation point, FT – saltation to suspension truncation point, 1 – sands, 2 – silty sands, 3 – clayey-silty sands, 4 – sandy silts, 5 – silts, 6 – clayey-sandy silts, 7 – clayey silts, 8 – clays, 9 – diamictions

Tab. 2. Wielkość i udział ziaren według rodzajów transportu

Tab. 2. Grain size and fraction content according to transport types

Typ osadu	Rozmiar ziarna (phi) w punkcie załamania		Udział procentowy ziaren wg depozycji z:		
	CT	FT	trakcji	saltacji	zawiesiny
Piasek	-	2,4	-	91,5	8,5
Piasek mułkowy	-	3,0	-	79,0	21,0
Piasek mułkowo-ilasty	-	3,3	-	67,5	32,5
Mułek piaszczysty	-	7,3	-	89,5	10,5
Mułek	3,2	6,8	0,8	77,0	22,2
Mułek ilasto-piaszczysty	6,7	-	11,5	88,5	-
Mułek ilasty	4,5	-	2,4	97,6	-
Ił	-	-	-	100,0	-
Diamikton	-	4,2	48,0	52,0	-

Źródło: opracowanie własne

W przypadku piasków, piasków mułkowych, mułków piaszczysto-ilastych, mułków piaszczystych i diamiktonów piaszczystych wyznaczono tylko punkt załamania rozdzielający osady transportowane w saltacji od osadów transportowanych w zawiesinie, a w związku z tym udział ziaren transportowanych w saltacji i zawiesinie (tab. 2). W mułkach wyznaczono punkt załamania oddzielający ziarna transportowane trakcyjnie, saltacyjnie i w zawiesinie, określając udział tych trzech populacji ziaren. W mułkach ilasto-piaszczystych i mułkach ilastych wyznaczono tylko punkt załamania oddzielający ziarna transportowane trakcyjnie i saltacyjnie oraz udział tych dwóch populacji ziaren. W iłach nie wyznaczono żadnego punktu załamania, co oznacza, że stwierdzono tu tylko populację ziaren transportowanych saltacyjnie.

Wnioski

Głównym typem osadu akumulowanego na dnie Zbiornika Włocławskiego są mułki. W oparciu o badania rozmieszczenia próbek na diagramie C/M metodą R. Passegi i R. Byramjee (1969) frakcja mułkowa jest transportowana głównie w formie zawiesiny jednorodnej. Deponowana w zbiorniku zawiesina podlega częstej krótkookresowej resuspensji i redepozycji. Wynika to z dominacji warunków transportowych panujących na jego dnie. Zasięg strefy transportowej wyznaczono (Gierszewski i Szmańda 2007a, b) metodami zaproponowanymi przez J. Baranieckiego i R. Racinowskiego (1989, 1996) oraz R. Thomasa i in. (1972) i P. Sly i in. (1983). O redystrybucji osadów może także świadczyć dominujący udział depozycji z saltacji, niezależny od wielkości ziarna, co wykazała analiza krzywych kumulacyjnych metodą Mossa i Vishera. Należy podkreślić, że wyniki interpretacji krzywych kumulacyjnych pod kątem rodzajów depozycji osadów stoją w sprzeczności z wynikami analizy warunków depozycyjnych określanych z diagramiu C/M. Natomiast wnioski wynikające z rozmieszczenia i udziału stref erozji, transportu i depozycji osadów (Gierszewski i Szmańda 2007a, b) wskazują na ich zbieżność z wynikami analiz transportu ziaren tuż przed ich depozycją w oparciu o krzywe kumulacyjne. Potwierdzają one typowe cechy przepływowe Zbiornika Włocławskiego, charakterystyczne dla środowiska rzecznego o niskoenergetycznych przepływach, w których redepozycja osadów dennych odgrywa decydujące znaczenie w transporcie osadów, na co zwracał uwagę m.in. R. Evans (1994).

Literatura

Banach M., 1985, Osady denne – wskaźnik hydrodynamiki Zbiornika Włocławskiego. Przegląd Geograficzny, 57, 4: 487-497.

Banach M., 1988, Główne procesy a osady strefy brzegowej zbiornika Włocławek. Przegląd Geograficzny, 60, 3: 267-299.

Banach M., 1994, Morfodynamika strefy brzegowej Zbiornika Włocławskiego. Prace Geograficzne IGiPZ PAN, Wrocław – Warszawa – Kraków.

Baraniecki J., Racinowski R., 1989, Wykorzystanie parametrów uziarnienia rumowiska z dolnej części spływu strefy potoku przyboju do określania tendencji rozwojowych brzegu morskiego wyspy Wolin. (W:) Brzeg Morski 1, Zeszyt prac zebranych, Studia i Materiały Oceanologiczne, Ossolineum, 55: 107-129.

Baraniecki, J., Racinowski, R. 1996, The application of graining parameters of the rubble from the lower part of the back-swash of the shore stream zone to the determination of evolution tendencies of the Wolin Island coast. (W:) Z. Meyer (red.), Lithodynamics of Seashore. Polish Academy of Sciences, Technical University of Szczecin: 27-38.

Evans R.D., 1994, Empirical evidence of the importance of sediment resuspension in lakes. Hydrobiologia, 284, 1: 5-12.

Gierszewski P., Szmańda J., Luc M., 2005, Cechy litologiczne i rozkład osadów dennych Zbiornika Włocławskiego. (W:) A. Kotarba i in. (red.), VII Zjazd Geomorfologów Polskich nt. Współczesna ewolucja rzeźby Polski, Kraków 19-22.09.2005: 147-152.

Gierszewski P., Szmańda J.B., 2007, Grain size composition and sedimentological environments in the Wloclawek reservoir bottom deposits deposits (Vistula river, central Poland). Proceedings of the Tenth Internetional Symposium on River Sedimentation, Effects of River Sediments and Channel Processes on Social, Economic and Environmental Safety, August 2007, Moscow, Russia, 5, 1-14: 100-108.

Gierszewski P., Szmańda J.B., 2007, Interpretacja środowisk sedymentacyjnych zbiornika włocławskiego na podstawie badań uziarnienia osadów dennych. (W:) E. Smolska, D. Giriat (red.), Rekonstrukcja dynamiki procesów geomorfologicznych – formy rzeźby i osady. Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Komitet Badań Czwartorzędu PAN, Warszawa: 165-176.

Gierszewski P., Szmańda J.B., Luc M., 2006, Distribution of the Bottom Deposits and Acumulation Dinamicsin the Wloclawek Reservoir (Central Poland). WSEAS Transactions on Environment and Development, 5, 2: 543-549.

Hakanson L., Jansson M., 1983, Principles of Lake Sedimentology. Springer Verlang, Berlin.

Kaniecki A., 1976, Dynamika rzeki w świetle osadów trzech wybranych odcinków Prosny. Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej, Poznań, 17.

Moss A.J., 1962, The physical nature of common sandy and pebble deposits. Part I. American Journal of Science, 260, 5: 337-373.

Moss A.J., 1963, The physical nature of common sandy and pebble deposits. Part II. American Journal of Science, 261, 4: 297-343.

Mycielska-Dowgiałło E., 2007, Metody badań cech teksturalnych osadów klastycznych i wartość interpretacyjna wyników. (W:) E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), Badania cech teksturalnych osadów czwartorzędowych i wybrane metody oznaczania ich wieku. Wyd. Szkoły Wyższej Przymierza Rodzin, Warszawa.

Passega R., Byramjee R., 1969, Grain size image of clastic deposits. Sedimentology, 13: 830-847.

Shotbolt L.A., Thomas A.D., Hutchinson S.M., 2005, The use of reservoir sediments as environmental archives of catchment inputs and atmospheric pollution. Progress in Physical Geography, 29, 3: 337-361.

Sly P.G, Thomas R.L., Pelletier B.R., 1983, Interpretation of moment measures derived from water-lain sediments. Sedimentology, 30: 219-233.

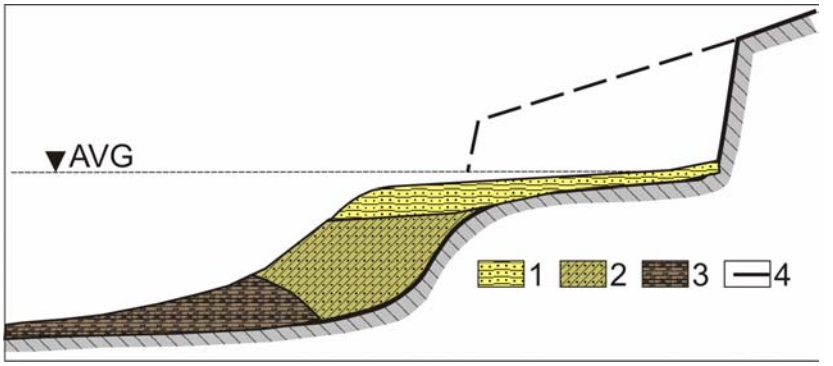
Szmańda J.B., Gierszewski P., Luc M., 2006, Accumulation models of bottom sediments in Wloclawek Reservoir (Central Poland). Proceedings of the IASME/WSEAS International Conference on Energy, Environment, Ecosystems & Sustainable Development, July 11-13 2006, Greece: 493-498.

Thomas R.L., Kemp L.W., Lewis C.F.M., 1972, Distribution, composition and characteristics of the surficial sediments of Lake Ontario. Journal of Sedimentary Petrology, 42, 1: 66-84.

Visher G.S., 1969, Grain-size distributions and depositional processes. Journal of Sedimentary Petrology, 39: 1074-1106.

Summary

The paper presents distribution of the hydraulic condition of sedimentation of the biggest damming water reservoir in Poland based on the grain size analysis. Bottom deposits litohological spatial distribution has a mosaic structure. The assessment of selected parameters in the reservoir and their impact on the sediments distribution were the main scope of the conducted research (fig. 1, 2, 3, 4). There were considered the following features: distance from the dam (along the river coarse), distance from the bank and its lithology, lake's dept. The distribution of the deposits is locally also determined by a geological structure and hydroelectric power station operation. The results of grain size composition analyses shows that silt is the main fraction in the bottom deposits (fig. 5). Hydrodyraulic condition of sedimentation analyses based on C/M R. Passega and R. Byramjee (1969) diagram proved that accumulation of sediments are mainly from the uniform suspension (tab. 1, fig. 6). However, traction and saltation are dominant depositional processes in the upper path of the reservoir (river zone) and in the lithoral zone of lake part of the reservoir. Cumulative curves of grain size distribution analyses based on A. Moss (1962, 1963) and G.S. Visher (1969) methods shows that independent on the particle size, dominant type of transport is saltation (intermitted suspension) (tab. 2, fig. 7). The redistribution and the resuspension are two main sedimentation processes of the Włocławek reservoir bottom deposits.

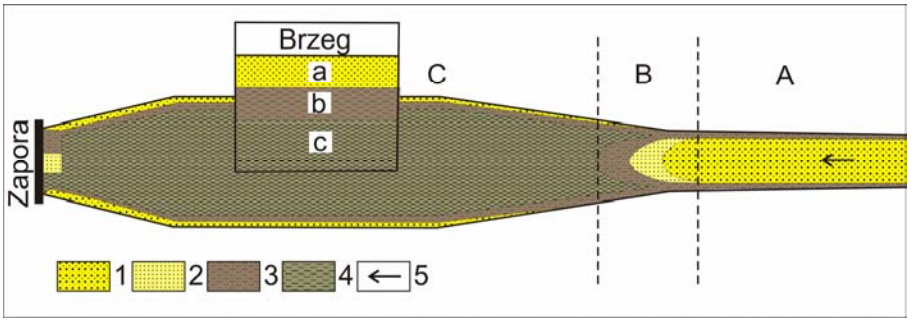


Ryc. 1. Przekrój osadów akumulowanych w strefie brzegowej Zbiornika Włocławskiego (za Banachem 1988, 1994, zmodyfikowany)

1 – przekątnie płasko nisko-kątowo i poziomo warstwowane piaski różnoziarniste, 2 – przekątnie płasko wysoko-kątowo warstwowane piaski z domieszką mułków, 3 – masywne i warstwowane poziomo mułki i piaski mułkowe, 4 – pierwotne nachylenie zbocza, avg – średni poziom wody z wielolecia

Fig. 1. Cross-section of deposits accumulation near the water bank zone in the Włocławek Reservoir (after Banach 1988, 1994, modified)

1 – low-angular cross-bedded and horizontal bedded varigrained sands, 2 – high-angular cross-bedded sands with admixture of silts, 3 – massive and horizontal laminated silts and silty-sands, 4 – original outline of slope, avg – mean water level from the multiyear period



Ryc. 2. Schemat depozycji osadów w zbiorniku nizinnym, dolinnym i przepływowym na przykładzie Zbiornika Włocławskiego (za Banachem 1988, 1994, zmodyfikowany)

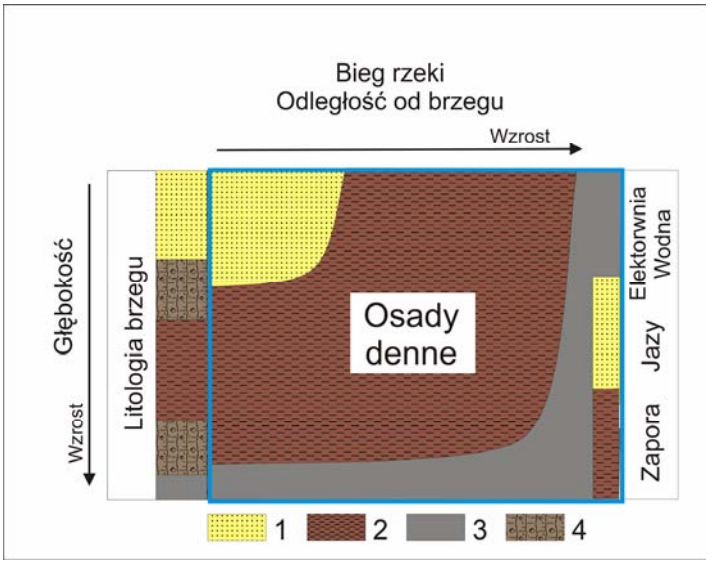
1 – gruboziarniste piaski, 2 – drobnoziarniste piaski, 3 – piaski mułkowe, 4 – mułki i iły, 5 – kierunek przepływu

Hydro- i litodynamiczne strefy zbiornika: A – strefa akumulacji rzecznej, B – strefa akumulacji deltowej, C – strefa akumulacji jeziornej, a – strefa przybrzeżna litoralna, b – strefa przybrzeżna sublitoralna o wysokim nachyleniu dna, c – strefa głębokowodna profoundalna

Fig. 2. Model of accumulation of bottom deposits in a lowland, valley and overflow reservoir on the example of the Włocławek Reservoir (after Banach 1994, modified)

1 – coarse-grained sands, 2 – fine-grained sands, 3 - silty sands, 4 – silts and clays, 5 – direction of water flow

Hydro- and lithodynamic zones in the reservoir: A – river accumulation zone, B – delta accumulation zone, C – lake accumulation zone, a – water bank platform (lithoral) zone, b – water bank platform slope (sub-lithoral) zone, c – deep-water accumulation (profoundal) zone

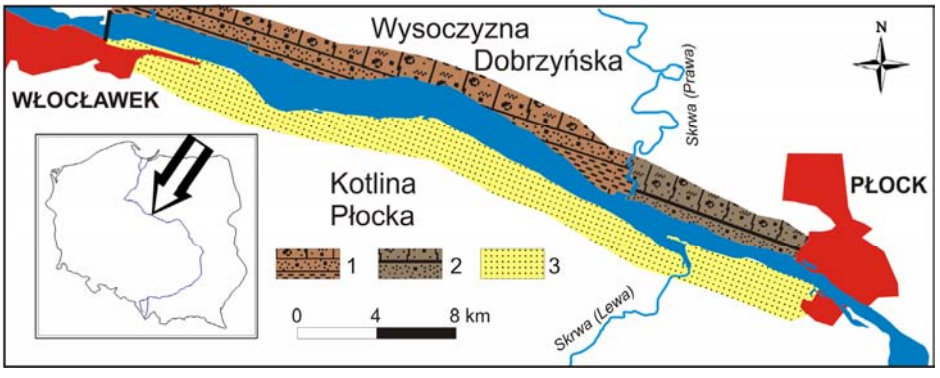


Ryc. 3. Model jakościowy znaczenia i wpływu wybranych czynników na rozkład osadów dennych z Zbiorniku Włocławskim (za Gierszewski i in. 2005, 2006, zmodyfikowany)

1 – piasek, 2 – mułek, 3 – ił, 4 – glina

Fig. 3. Qualitative model of significance and influence of selected parameters in the bottom deposits accumulation in the Włocławek Reservoir (after Gierszewski i in. 2005, 2006, modified)

1 – sand, 3 – silt, 3 – clay, 4 – till



Ryc. 4. Położenie i litologia brzegu Zbiornika Włocławskiego

Litologia brzegu: 1 – trzeciorzędowe iły i piaski pokryte plejstoceńskimi glinami, fluwioglacjalnymi mułkami i piaskami, 2 – plejstoceńskie gliny oraz fluwioglacjalne mułki i piaski, 3 – późnoglacjalne i holoceńskie piaski fluwialne i eoliczne

Fig. 4. Location and bank lithology of the Włocławek Reservoir

Bank lithology; 1 – Tertiary clay and sands covered by Pleistocene tills, fluvioglacial silts and sands, 2 – Pleistocene tills and fluvioglacial silts and sands, 3 – Late Glacial and Holocene fluvial and aeolian sands

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 179-192

Analiza częstości średnich rocznych stanów wód podziemnych na Nizinie Wielkopolskiej w latach 1961-2000

Analysis of the frequency of mean annual groundwater levels in the Wielkopolska Lowland in the period 1961-2000

Renata Graf

Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej, Instytut Geografii Fizycznej
i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza,
ul. Dzięgielowa 27, 61-680 Poznań, rengraf@amu.edu.pl

Streszczenie: W pracy przeprowadzono analizę częstości występowania średnich rocznych stanów wód podziemnych w wieloleciu 1961-2000 dla 63 posterunków obserwacyjnych IMGW zlokalizowanych w granicach Niziny Wielkopolskiej oraz w najbliższym jej sąsiedztwie. Celem było określenie typów rozkładów analizowanej zmiennej oraz ocena stopnia ich podobieństwa. Jako kryterium grupowania studni, uwzględniono stopień izolacji poziomu wodonośnego od powierzchni („piaski odkryte", „piaski izolowane"), lokalizację przestrzenną (położenie wysoczyznowe lub dolinne) oraz średnią z wielolecia głębokość zwierciadła wód podziemnych. Dla 76% analizowanych studni stwierdzono typ rozkładu częstości stanów wód prawostronnie asymetryczny, a dla 16% posterunków pomiarowych, zlokalizowanych głównie w górnej części dorzecza Noteci, rozkład częstości lewostronnie asymetryczny. Rozkłady symetryczne określono tylko dla 8% studni. Oznacza to, że najczęściej w badanym okresie 1961-2000 pojawiały się lata, w których położenie zwierciadła wód podziemnych kształtowało się powyżej wartości przeciętnej z wielolecia. W miarę wzrostu głębokości zwierciadła wód podziemnych przewagę zyskują rozkłady bimodalne lub wielomodalne. Określone typy rozkładu częstości obrazują wielokierunkowy wpływ czynników zarówno quasi- naturalnych, jak i antropogenicznych na zmienność zwierciadła wód podziemnych oraz rytm ich wahań, z których jedne oddziałują w sposób stały (np. litologia), inne natomiast w sposób okresowy i zazwyczaj w zakresie strefy stanów wysokich lub niskich. Ustalone prawidłowości wieloletnich wahań zwierciadła płytkich wód podziemnych mogą mieć istotne znaczenie dla opracowania prognoz hydrologicznych i hydrogeologicznych.

Słowa kluczowe: wody podziemne, rozkład częstości stanów, stan modalny, współczynnik skośności, Nizina Wielkopolska

Key words: groundwater, distribution of water level frequency**,** modal value, skewness, Wielkopolska Lowland

Wprowadzenie

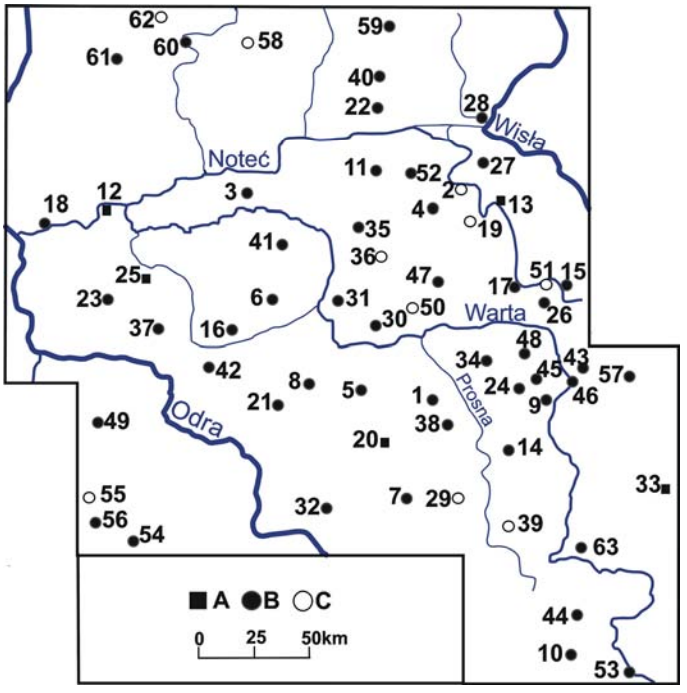
Istotne znaczenie dla opracowania prognoz hydrologicznych i hydrogeologicznych posiadają informacje dotyczące prawidłowości wieloletnich i sezonowych wahań zwierciadła płytkich wód podziemnych, znajdujących się w zasięgu strefy potamicznej zlewni o zróżnicowanych warunkach środowiskowych i różnym stopniu wykształcenia sieci drenażu powierzchniowego. W tym zakresie najczęściej rozpatruje się miary charakteryzujące zmienność zwierciadła wód podziemnych np. amplitudę wahań czy częstość stanów wód. Ponadto określa się przebieg wahań zwierciadła wody np. terminy występowania stanów charakterystycznych w określonym czasie (Konoplancew i Siemionow 1979, Chełmicki 1991). Charakterystyki te pozwalają ocenić wpływ warunków klimatycznych oraz sezonowości procesów zasilania i odpływu na zmienność czasową dynamiki zwierciadła wód podziemnych. Z kolei analizy przestrzenne wybranych charakterystyk reżimu wód podziemnych odniesione do różnych skal opracowań stanowią podstawę do oceny prawidłowości regionalnych lub lokalnych. Uwzględniają one najczęściej warunki występowania i krążenia wód podziemnych: hydrogeologiczne, geomorfologiczne oraz związek wód podziemnych z siecią hydrograficzną obszaru. Elementem istotnie modyfikującym, często również maskującym, oddziaływanie czynników naturalnych na kształtowanie się cech reżimu wód podziemnych są czynniki antropogeniczne np ujęcia wód podziemnych i eksploatacja surowców lub jej zaprzestanie (Buczyński i Staśko 2004, Buczyński i in. 2005), melioracje lub procesy urbanizacyjne.

Cel, zakres i metoda badań

Celem pracy było określenie typów rozkładów częstości stanów wód podziemnych oraz ocena stopnia ich podobieństwa w zakresie charakteru rozkładu analizowanej zmiennej. Wyniki pomiarów stanów wody podawane są jako głębokość do zwierciadła od znaku mierniczego (cm), którym jest zazwyczaj krawędź cembrowiny studni. Jako kryterium wyboru i grupowania posterunków uwzględniono: stopień izolacji poziomu wodonośnego od powierzchni (np. „piaski odkryte", „piaski izolowane"), lokalizację morfologiczną (strefa wysoczyznowa, sandrowa lub dolinna) oraz średnią głębokość wód podziemnych (tab. 1). Wyodrębniono zatem następujące typy posterunków: „piaski izolowane" (Pi) w strefie wysoczyznowej (W) (Pi/W = 33), „piaski odkryte" (Po) w strefie wysoczynowej sandrowej (W, S) (Po/W,S = 23), „piaski odkryte" w strefie dolinnej (D) (Po/D = 6) oraz „piaski wypełniające struktury szczelinowe" (Psz = 1), reprezentowane przez jeden posterunek pominięty w dalszej analizie. Większość posterunków wód podziemnych zlokalizowanych na terenie nizinnym reprezentuje typ wysoczyznowy moren płaskich słabo przepuszczalnych, a w dalszej kolejności dobrze przepuszczalnych (Rapacki 2002). W pracy przeprowadzono analizę częstości występowania średnich rocznych stanów wód podziemnych w wieloleciu 1961-2000 dla 63 posterunków obserwacyjnych wód gruntowych IMGW zlokalizowanych w zasięgu Niziny Wielkopolskiej oraz w jej najbliższym sąsiedztwie (ryc. 1). Te ostatnie pozwoliły rozszerzyć analizę na tereny o odmiennych cechach środowiskowych, jak np. zlewnia górnej Warty

poniżej Działoszyna czy zlewnia górnej Prosny, położone w pasie wyżyn. Z kolei na północy zasięg informacji rozszerzono o kilka posterunków zlokalizowanych na Pojezierzu Pomorskim.

W większości posterunków, kryterium jednorodności w odniesieniu do długości serii obserwacyjnej (40 lat) zostało spełnione, z wyjątkiem kilku szeregów z brakującymi danymi. Uzupełnianie brakujących wartości przeprowadzono wykorzystując interpolację wielomianową, umożliwiającą przybliżanie funkcji wielomianem stopnia n, przyjmującym w n + 1 punktach wartości takie same jak przybliżana funkcja. Dla każdego posterunku określono stacjonarność szeregów czasowych oraz zgodność ich rozkładu z rozkładem normalnym. Pojęcie stacjonarności jest tu interpretowane jako jednorodność własności szeregu czasowego, czyli niezmienność ze względu na przesunięcie wzdłuż osi czasu np. średniej i wariancji.



Ryc. 1. Lokalizacja posterunków obserwacyjnych IMGW uwzględnionych w pracy (numeracja posterunków zgodna z tab. 1.)

Typy rozkładów częstości średnich stanów wód podziemnych (1961-2000): A – rozkład symetryczny (S), B – rozkład prawostronnie asymetryczny (Ap), C – rozkład lewostronnie asymetryczny (Al)

Fig. 1. Locations of IMGW observation stations considered in the paper (station numeration consistent with tab. 1)

Types of the distribution of the frequency of mean groundwater levels (1961-2000): A – symmetrical distribution (S), B – distribution with right-handed asymmetry (Ap), C – distribution with left-handed asymmetry (Al)

Częstość interpretowano jako liczebność (frekwencję) pomiarów stanów wód mieszczących się w 10-centymetrowych przedziałach klasowych, których

liczba uzależniona była od wielkości amplitudy wieloletniej, interpretowanej jako różnica między wysokim (WSW) i niskim (NSW) średnim rocznym stanem w okresie obserwacji (za Chełmicki 1991). Część obliczeń wstępnych została przeprowadzona w ramach wcześniejszych badań stanów wód podziemnych prowadzonych w dorzeczu Odry (Szemraj 2005).

Dla każdego posterunku, w celu określenia struktury zbioru danych, wykorzystano następujące charakterystyki wod podziemnych: stan średni (SSW), dominantę (Mo), wariancję (W), odchylenie standardowe (σ), współczynnik zmienności (Vz), współczynnik skośności (Vs) i współczynnik koncentracji – kurtozę (k) – tab. 2. Podstawę wydzielania typu rozkładu częstości stanów wód podziemnych stanowiła relacja między stanem średnim z wielolecia 1961-2000, a dominantą (SSW – Mo). W celu oceny kierunku i siły asymetrii rozkładu częstości stanów wód podziemnych wykorzystano współczynnik skośności (Vs). Jego ujemna wartość oznacza rozkład lewostronnie asymetryczny (Al), natomiast dodatnia - rozkład prawostronnie asymetryczny (Ap).

Ze względu na kształt rozkładu częstości (frekwencji) w badanej zbiorowości wydzielono szeregi jednomodalne oraz dwumodalne i wielomodalne. Umownie, za względnie jednorodny przyjęto szereg liczbowy, którego rozkład empiryczny charakteryzuje się jednym wyraźnym maksimum (dominantą), umiarkowanym zróżnicowaniem wartości średniej i środkowej oraz nieznaczną asymetrią lub jej brakiem. Natomiast szereg wielomodalny, w którym różnica między miarami średnią i środkową jest wyraźna, określono jako niejednorodny.

Obszar badań

Nizina Wielkopolska stanowi region ograniczony od południa Niziną Śląską, od północy Pojezierzem Pomorskim, od wschodu Niziną Mazowiecką, natomiast od zachodu Pojezierzem Brandenburskim (Krygowski 1961). Rzeźba obszaru jest efektem morfogenezy glacjalnej i holoceńskiej, gdzie przewagę zyskują wysoczyzny morenowe faliste i pagórkowate genetycznie nawiązujące do zlodowaceń: Odry w południowej części regionu oraz Wisły (faza poznańska i leszczyńska) w pozostałej jego części. W litologii przypowierzchniowej dominują utwory czwartorzędowe związane z działalnością lądolodu i wód lodowcowych w okresach glacjalnych oraz wód rzecznych w interglacjałach. Na powierzchni terenu, w zagłębieniach bezodpływowych, dolinach cieków oraz strefach przyjeziornych występują utwory rzeczne (mady) oraz organiczne (torfy i namuły).

Żurawski (1968) wydzielił na Nizinie Wielkopolskiej cztery zasadnicze strefy wód podziemnych pierwszego poziomu wodonośnego: dolinną, wysoczyznową, wydmową i zboczową o zróżnicowanym typie zasilania, warunkach geologiczno-geomorfologicznych, litologicznych i infiltracyjnych. Płytkie wody podziemne tworzą w regionie najczęściej poziom gruntowy w utworach piaszczysto-żwirowych teras dolinnych i pradolinnych (0-2 m) i równin sandrowych (2-5 m) oraz poziom międzyglinowy górny (Dąbrowski 1990) w strefie: wysoczyzny morenowej gliniastej (5-10 m), pagórków moren czołowych i starszych struktur glacitektonicznych (poniżej 10 m).

Ukształtowanie terenu wpływa na rozkład przestrzenny rocznych sum opadów atmosferycznych, które wykazują zróżnicowanie od ponad 650 mm

w południowej i północnej części regionu, do wartości w granicach 500-550 mm w części środkowej. Najniższe opady występują w centralnej Wielkopolsce, obejmując strefę od Pojezierza Poznańskiego do Kujaw (Woś 1994). W układzie hydrograficznym obszar Niziny Wielkopolskiej należy do dorzecza Odry, a odwadniany jest w przewadze przez Wartę i jej dopływy (ryc. 1). Strefy bezpośrednio sąsiadujące z regionem badań wchodzą w skład zlewni dopływów Odry (Barycz, Bóbr, Ina, Myśla, Pliszka) i Wisły (Brda, Bzura, Zgłowiączka)

Niedobór opadów i duże straty na parowanie, notowane w środkowej części Niziny Wielkopolskiej, wpływają na powstawanie dużych deficytów wodnych. O niekorzystnej strukturze bilansu wodnego obszaru świadczy również wartość średniego odpływu jednostkowego, który kształtuje się poniżej q= 3,0 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ i zaliczany jest do jednych z najniższych w Polsce. Duży stopień zagrożenia występowania suszy oraz stwierdzony na wytypowanym obszarze wzrost częstości ich pojawiania, wpływają na zmniejszanie rezerw wodnych, odczuwalne wyraźnie w warunkach niedoboru opadów (Kowalczak i in. 2007).

Wyniki badań

Stacjonarność szeregu obserwacyjnego stanów wód podziemnych wykazano dla 27 posterunków obserwacyjnych (tab. 1). W jej ocenie wykorzystano rozszerzony test Dickey'a-Fullera ADF (Dickey i Fuller 1981), w którym stacjonarność szeregu została przyjęta w przypadku, gdy wartość krytyczna testu (p-value) była niższa od przyjętego poziomu istotności 0,05. W tych przypadkach, szeregi stacjonarne można uznać za jednorodne, wykluczając oddziaływanie czynników często zakłócających własności statystyczne ciągu pomiarowego (np. czynnik antropogeniczny).

U. Somorowska (2001) podkreśla znaczenie zmienności średnich rocznych stanów wód podziemnych w wieloleciu w identyfikacji sekwencji lat suchych i wilgotnych, nawiązujących do rytmu zasilania opadem atmosferycznym. Zakres zmienności średnich rocznych stanów wód podziemnych dla wielolecia 1961-2000 przedstawiono dla każdego posterunku obserwacyjnego oraz grupy studni z określonego typu (ryc. 2).

W grupie studni „piaski odkryte" stref wysoczyznowej i sandrowej (Po/W,S = 23) średni stan z wielolecia kształtował się w granicach od 102 cm (Siemkowice) do 525 cm (Żarczyn), po wyłączeniu wartości skrajnej uzyskanej w posterunku dodatkowym Brzeźnik (SSW = 974 cm), w studniach w położeniu dolinnym (Po/D = 6) wynosił od 182 do 326 cm, natomiast dla studni reprezentujących „piaski izolowane" w położeniu wysoczyznowym (Pi/W = 33) od 137 do 746 cm (ryc. 2). Podobne prawidłowości w zakresie kształtowania średnich stanów wód podziemnych w nawiązaniu do warunków geomorfologicznych i litologicznych określił dla Niziny Wielkopolskiej M. Żurawski (1968). Według M. Gutry-Koryckiej (1984) i W. Chełmickiego (1991) zwierciadło płytkich wód podziemnych w Polsce występuje przeciętnie na głębokości 250 cm, natomiast dla niżowej części dorzecza Warty głębokość występowania wód gruntowych została określona na 200 cm (Rapacki 2002). Amplituda wieloletnia stanów (ryc. 2) osiągnęła w omawianym regionie w skrajnych przypadkach wartości od 50 cm (Ruszów) do 870 cm (Kołodziejewo).

Tab. 1. Wyniki testowania stacjonarności szeregu czasowego (Test ADF – p-value) oraz rozkładu normalnego (Test Shapiro-Wilka) średnich rocznych stanów wód podziemnych w posterunkach IMGW

Tab. 1. Results of testing of stationary time series (Test ADF – p-value) and of normal distribution (Test Shapiro-Wilka) of mean annual groundwater levels for station of IMGW

Lp.	Posterunek	Typ studni	Test ADF – p-value				Test Shapiro-Wilka	
			Rząd auto-korelacji	Bez wyrazu wolnego	Z wyrazem wolnym	Test z trendem liniowym	Wartość testu	p-value
1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*8*	*9*
1.	Baranów	Po(W, S)	1	0,4460	0,0011*	0,0077*	0,9502	0,0772
2.	Barcin	Po (D)	2	0,7741	0,0705	0,1878	0,9140	0,0096**
3.	Biała	Pi (W)	1	0,4364	0,0361*	0,0188*	0,9664	0,2753
4.	Biskupin	Pi (W)	1	0,6290	0,0001*	0,0025*	0,9275	0,0133**
5.	Borek	Pi (W)	1	0,4776	0,0326	0,1350	0,9302	0,0164**
6.	Buk	Po(W,S)	5	0,4042	0,1202	0,1733	0,9555	0,1259
7.	Cieszyn	Pi (W)	1	0,4392	0,0001*	0,0008*	0,9238	0,0051**
8.	Czerwona Wieś	Pi (W)	1	0,6532	0,0103	0,0565	0,9676	0,3023
9.	Dobra	Pi (W)	0	0,5071	0,0067*	0,0299*	0,9730	0,4626
10.	Droniowice	Po (W,S)	5	0,5887	0,5541	0,7693	0,9516	0,0864
11.	Gołańcz	Pi (W)	1	0,5433	0,0118*	0,0461*	0,8994	0,0018**
12.	Gorzów Wlk.	Po (D)	1	0,4657	0,0180	0,0695	0,9616	0,1898
13.	Inowrocław	Psz	1	0,5742	0,0283	0,0550	0,9870	0,9244
14.	Iwanowice	Po (W,S)	1	0,5158	0,0222	0,1158	0,9413	0,041**
15.	Izbica Kuj.	Pi (W)	1	0,4870	0,0022*	0,0014*	0,9326	0,019**
16.	Jabłonna	Pi (W)	2	0,1008	0,0000*	0,0001*	0,8272	0,000**
17.	Kalina	Po (W,S)	2	0,6787	0,1948	0,1214	0,9612	0,1845
18.	Kamień Wielki	Pi (W)	1	0,6835	0,0001*	0,0027*	0,9691	0,2801
19.	Kołodziejewo	Pi (W)	2	0,2227	0,0217	0,1002	0,9697	0,3679
20.	Krotoszyn	Pi (W)	1	0,4425	0,0012*	0,0092*	0,9812	0,6315
21.	Leszno-Antoniny	Pi (W)	5	0,4685	0,3155	0,7465	0,9162	0,0022**
22.	Liszkowo	Pi (W)	3	0,1358	0,1293	0,3064	0,8980	0,0008**
23.	Łagów	Po (W,S)	1	0,6585	0,0001*	0,0017*	0,9587	0,1517
24.	Malanów	Pi (W)	1	0,6576	0,0000*	0,0000*	0,9501	0,0763
25.	Międzyrzecz	Po (D)	1	0,6176	0,0284	0,1009	0,9747	0,4988
26.	Mostki	Pi (W)	6	0,9154	0,7408	0,7289	0,9640	0,2292
27.	N. Wieś Wielka	Po(W, S)	2	0,5308	0,1874	0,3543	0,9666	0,2791
28.	Osielsko	Po (W,S)	1	0,3477	0,0007*	0,0053*	0,9371	0,0103**
29.	Ostrzeszów	Pi (W)	0	0,4487	0,0001*	0,0005*	0,9171	0,0019**
30.	Pławce	Po (W,S)	2	0,3574	0,0184*	0,0177*	0,9170	0,0062**
31.	Poznań Szcz.	Pi (W)	1	0,3884	0,0313*	0,0394*	0,9240	0,0103**
32.	Prusie	Po (W,S)	2	0,4783	0,1694	0,5794	0,9489	0,0818
33.	Szydłów	Pi (W)	1	0,6168	0,0007*	0,0012*	0,9840	0,8334
34.	Rychwał	Pi (W)	1	0,7299	0,0275*	0,0358*	0,9466	0,0578
35.	Skoki	Po (D)	1	0,6097	0,0050*	0,0300*	0,9272	0,0131**
36.	Skrzetuszewo	Pi (W)	2	0,8019	0,0504	0,2374	0,9593	0,2176
37.	Smardzewo	Pi (W)	1	0,6049	0,0011	0,0033	0,9366	0,0267**
38.	Sobótka	Pi (W)	1	0,5883	0,0150	0,0052	0,9706	0,3768
39.	Sokolniki	Pi (W)	1	0,5244	0,0444	0,1921	0,9688	0,3285
40.	Sypniewo	Po (W,S)	1	0,7517	0,2180	0,5835	0,9475	0,0623

1	2	3	4	5	6	7	8	9
41.	Szamotuły	Po (D)	1	0,5143	0,0001	0,0027	0,9659	0,2158
42.	Świętno	Po (W,S)	1	0,5756	0,0332	0,0117	0,9758	0,5367
43.	Świnice	Pi (W)	8	0,8424	0,7986	0,4347	0,9414	0,0385**
44.	Truskolasy	Po (W,S)	2	0,6078	0,4143	0,8260	0,9831	0,8023
45.	Turkowice	Po (W,S)	3	0,7086	0,2478	0,2648	0,8985	0,0020**
46.	Uniejów	Pi (W)	2	0,4300	0,1713	0,0794	0,9717	0,4069
47.	Witkowo	Pi (W)	1	0,6105	0,0001*	0,0021*	0,9410	0,0373**
48.	Władysławów	Po (W,S)	1	0,7389	0,0262	0,1176	0,9481	0,0991
49.	Włostów	Po (W,S)	1	0,6960	0,0150*	0,0266*	0,9352	0,0216**
50.	Września	Pi (W)	1	0,6511	0,0066	0,0282	0,9634	0,2180
51.	Zaryń	Po (W,S)	2	0,7335	0,1701	0,0845	0,9775	0,5962
52.	Żarczyn	Pi (W)	1	0,5125	0,0139*	0,0411*	0,9494	0,0722
53.	Żarki	Po (W,S)	2	0,5522	0,3246	0,6943	0,9302	0,0163**
54.	Brzeźnik	Po (W,S)	5	0,5369	0,0250	0,1090	0,9039	0,0011**
55.	Ruszów	Po (D)	1	0,7145	0,0004	0,0042	0,9731	0,3593
56.	Węgliniec	Po (W,S)	1	0,7047	0,0001*	0,0012*	0,9508	0,0808
57.	Bibianów	Po (W,S)	4	0,4463	0,3393	0,6127	0,9525	0,0433**
58.	Broczyno	Pi (W)	3	0,6826	0,4684	0,6646	0,9763	0,5563
59.	Człuchów	Pi (W)	4	0,0714	0,4868	0,6339	0,9518	0,0878
60.	Drawsko Pom.	Po (W,S)	1	0,4353	0,0978	0,0006*	0,9416	0,0358**
61.	Lisowo	Pi (W)	1	0,6165	0,0110	0,0614	0,9787	0,7328
62.	Łobez	Pi (W)	2	0,5516	0,1768	0,4564	0,9708	0,2956
63.	Siemkowice	Po (W,S)	3	0,1572	0,1451	0,1947	0,9480	0,0647

Źródło: opracowanie własne

Numeracja posterunków zgodna z ryc. 1 (* szereg czasowy stacjonarny, ** brak rozkładu normalnego przy poziomie istotności 0,05

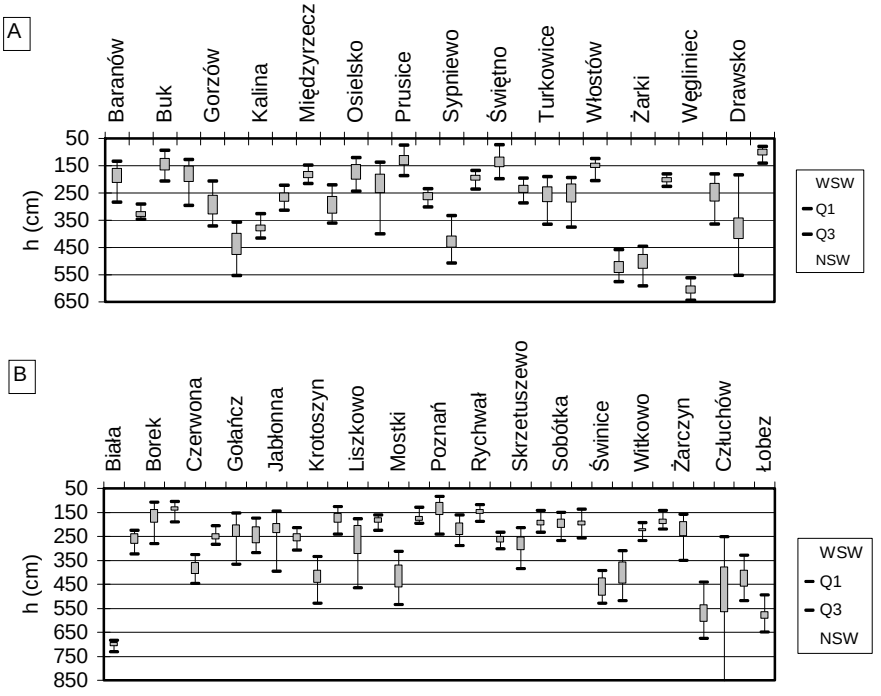
Station numeration consistent with fig. 1 (* stationary time series**,** ** lack of normal distribution, significance 0.05)

W 47 posterunkach amplituda wahań stanów wód podziemny kształtowała się do 200 centymetrów. Największy zakres wahań średnich rocznych stanów wód podziemnych, w skrajnych przypadkach do 800 cm, a przeciętnie do 250 cm, zaobserwowano w studniach reprezentujących „piaski izolowane" (Pi/W). W studniach reprezentujących typ „piasków odkrytych" w strefie wysoczyznowej i sandrowej zakres wahań wynosi 100-200 cm, natomiast dla studni w położeniu dolinnym, około 100 cm.

Autokorelacja stanów wód podziemnych w czasie (tab. 1) wskazuje na związek wartości zmiennej z wartością z roku poprzedzającego oraz z okresu sprzed kilku lat. Autokorelację pierwszego rzędu (R = 1) otrzymano dla 36 posterunków wód podziemnych, dla których współczynnik autokorelacji wynosi od 0,35 do 0,75. Oznacza to, że stany wód podziemnych w danym roku kształtują się pod wpływem stanów wód z roku poprzedniego. Stwierdzono również autokorelację obserwacji oddalonych o kilka okresów (lat) np. autokorelację rzędu 2-, 3-, a nawet 8-ego. P. Tomalski (2007) badając szeregi minimów rocznych stanów wód podziemnych w środkowej Polsce w latach 1951-2000, wskazał na ich dużą inercję, natomiast mniejszą inercję stwierdził w odniesieniu do szeregów maksymalnych stanów wód podziemnych.

Dominanta (Mo) w rozpatrywanym okresie osiąga w przewadze wartości z zakresu 100– 200 cm (tab. 2). Największa liczba lat ze stanem wód podziemnych

w przedziale dominanty (Mo) wynosiła 16 (Barcin) i 15 (Cieszyn, Sokolniki, Szamotuły), co w odniesieniu do omawianego okresu stanowi 40% i 38% wszystkich spostrzeżeń. Z kolei najmniejsza liczba wystąpień wynosiła Mo = 3 (Brzeźnik) i Mo = 4 (Kołodziejewo, Mostki, Uniejów, Człuchów, Drawsko Pomorskie), co stanowi 8% i 10% wystąpień w ciągu 40 lat.



Ryc. 2. Zróżnicowanie wybranych charakterystyk statystycznych szeregów obserwacyjnych stanów wód podziemnych w posterunkach IMGW: A – piaski odkryte, B – piaski izolowane

WSW i NSW – najwyższy i najniższy średni roczny stan wody (cm), Q1 i Q3 –kwartyle 1 i 3

Fig. 2. Differences of selected statistical characteristics for observation series of the groundwater table for station of IMGW: A – exposed sand, B – isolating sand

WSW and NSW maksimum and minimum of mean annual groundwater levels (cm), Q1 and Q3 – Quartile 1 and 3

Analiza współczynnika skośności (Vs) przeprowadzona w odniesieniu do 63 posterunków obserwacyjnych, pozwoliła wytypować grupy studni o danym typie rozkładu szeregu pomiarowego (tab. 2). Szeregi wieloletnich rocznych stanów wód podziemnych 48 studni (76%) mają rozkład prawostronnie asymetryczny (Ap), co oznacza, że najczęściej w badanym okresie 1961-2000 roczne stan wód podziemnych kształtowały się powyżej wartości przeciętnej z wielolecia. W 10 studniach (16%) szeregi wieloletnich rocznych stanów wód podziemnych wykazały rozkład lewostronnie asymetryczny (Al). Ten typ rozkładu wskazujący na dominację lat, w których roczny stan wód podziemnych częściej kształtował się poniżej stanu przeciętnego z wielolecia, zarejestrowano w 6 studniach z grupy „piaski izolowane" w strefie wysoczyznowej (Pi/W) oraz 4 studniach reprezentujących „piaski odkryte" strefy wysoczyznowej sandrowej (2)

i dolinnej (2) (tab. 2). Rozkład symetryczny, stanowiący wskaźnik zrównoważonych wahań zwierciadła w wieloleciu, wykazuje 8% posterunków reprezentujących różny poziom izolacji poziomu wodonośnego od powierzchni terenu. Są to dwie studnie w położeniu dolinnym (Po/D) oraz dwie z grupy „piaski izolowane" w położeniu wysoczyznowym. Współczynnik skośności (Vs) dla rozkładu symetrycznego jest zbliżony do zera, osiągając wartości w przedziale od -0,0069 do 0,09 (tab. 2).

Tab. 2. Charakterystyka zmiennych zwierciadła wód podziemnych dla posterunków obserwacyjnych IMGW

Tab. 2. Characteristic of the variables of the groundwater table for observation stations of IMGW

Lp.	Posterunek obserwacyjny	W (cm)	Σ (cm)	Vz	Vs	K	LLMo	Sym*
1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*8*	*9*
1.	Baranów	1572	40	0,21	0,6134	-0,3707	7	Ap
2.	Barcin	210	15	0,05	-0,8158	-0,2005	16	Al.
3.	Biała	125	11	0,02	0,4962	0,0211	14	Ap
4.	Biskupin	784	28	0,11	0,5421	-0,8023	7	Ap
5.	Borek	1836	43	0,25	0,8615	0,0726	7	Ap
6.	Buk	984	31	0,21	0,3731	-0,8344	7	Ap
7.	Cieszyn	336	18	0,13	0,9418	0,8512	15	Ap
8.	Czerwona Wieś	1069	33	0,09	0,2023	-0,9403	6	Ap
9.	Dobra	289	17	0,07	0,1744	-0,0110	14	Ap
10.	Droniowice	1888	43	0,23	0,7635	0,3210	9	Ap
11.	Gołańcz	2748	52	0,22	0,9502	-0,0025	9	Ap
12.	Gorzów Wlk.	1875	43	0,15	0,0492	-1,0923	5	S
13.	Inowrocław	4975	71	0,16	0,0494	-0,6036	5	S
14.	Iwanowice	2880	54	0,12	0,4363	-0,9588	5	Ap
15.	Izbica Kujawska	1817	43	0,18	0,2157	-1,2440	9	Ap
16.	Jabłonna	2642	51	0,23	1,7435	3,5098	8	Ap
17.	Kalina	369	19	0,05	0,2548	-0,4326	11	Ap
18.	Kamień Wielki	551	23	0,09	0,3307	-0,7053	7	Ap
19.	Kołodziejewo	40314	201	0,27	-0,4188	-0,2564	4	Al.
20.	Krotoszyn	2189	47	0,11	0,0929	-0,4851	6	S
21.	Leszno-Antoniny	767	28	0,16	0,9343	0,2291	8	Ap
22.	Liszkowo	6051	78	0,28	1,1427	1,0268	8	Ap
23.	Łagów	501	22	0,08	0,4244	-0,5192	10	Ap
24.	Malanów	237	15	0,08	0,4835	-0,3617	11	Ap
25.	Międzyrzecz	321	18	0,09	-0,0069	-0,5656	11	S
26.	Mostki	3608	60	0,14	0,2367	-0,9690	4	Ap
27.	N. Wieś Wielka	1216	35	0,12	0,2269	-0,8311	6	Ap
28.	Osielsko	1144	34	0,19	0,8251	0,3738	8	Ap
29.	Ostrzeszów	258	16	0,09	-0,9980	0,4831	10	Al.
30.	Pławce	3670	61	0,27	1,0762	1,2279	6	Ap
31.	P-ń Szczepankowo	1559	39	0,28	0,7925	-0,1127	6	Ap
32.	Prusice	984	31	0,24	0,2383	-0,6795	10	Ap
33.	Szydłów	1189	34	0,15	0,0495	-0,2070	8	S
34.	Rychwał	242	16	0,11	0,3441	-0,7676	13	Ap
35.	Skoki	366	19	0,07	0,7034	-0,3962	11	Ap
36.	Skrzetuszewo	2189	47	0,17	-0,4710	0,4291	5	Al.
37.	Smardzewo	425	21	0,11	0,8218	0,1561	9	Ap
38.	Sobótka	755	27	0,14	0,1124	0,2696	7	Ap

1	2	3	4	5	6	7	8	9
39.	Sokolniki	671	26	0,10	-0,1062	0,1245	15	Al.
40.	Sypniewo	1454	38	0,09	0,7098	-0,1204	6	Ap
41.	Szamotuły	249	16	0,08	0,3511	-0,6641	15	Ap
42.	Świętno	906	30	0,23	0,2215	-0,3676	7	Ap
43.	Świnice	1636	40	0,09	0,1048	-1,3056	6	Ap
44.	Truskolasy	490	22	0,09	0,2753	-0,3983	8	Ap
45.	Turkowice	1943	44	0,17	0,9122	0,1420	7	Ap
46.	Uniejów	3097	56	0,14	0,2047	-0,8980	4	Ap
47.	Witkowo	199	14	0,06	0,7776	1,8675	14	Ap
48.	Władysławów	217	47	0,18	0,5406	-0,2230	5	Ap
49.	Włostów	334	18	0,12	0,9117	0,5696	10	Ap
50.	Września	326	18	0,09	-0,5184	0,1528	11	Al.
51.	Zaryń	735	27	0,05	-0,1812	-0,3868	7	Al.
52.	Żarczyn	2256	47	0,21	0,6328	-0,1371	5	Ap
53.	Żarki	1443	38	0,07	0,7119	-0,4621	6	Ap
54.	Brzeźnik	7844	88	0,09	0,7304	-0,5666	3	Ap
55.	Ruszów	120	11	0,05	-0,4216	-0,1476	14	Al.
56.	Węgliniec	439	21	0,03	0,3671	-0,5358	12	Ap
57.	Bibianów	2297	48	0,19	0,5596	-0,3277	6	Ap
58.	Broczyno	2879	54	0,09	-0,3381	-0,0361	5	Al.
59.	Człuchów	20995	145	0,30	0,6710	-0,1578	4	Ap
60.	Drawsko Pomor.	4571	68	0,17	0,7230	-0,1457	4	Ap
61.	Lisowo	2308	48	0,11	0,1447	-0,7056	7	Ap
62.	Łobez	1289	36	0,06	-0,1600	0,2843	7	Al.
63.	Siemkowice	214	15	0,15	0,5038	-0,5175	10	Ap

Źródło: opracowanie własne

LLMo – Liczba lat ze stanem wód podziemnych w przedziale dominanty, Sym – Symetria rozkładu

* Objaśnienia zgodne z ryc. 1

* Explanations consistent with fig. 1

W studniach, w których zwierciadło wód podziemnych kształtuje się najczęściej do głębokości 200 cm, wykazano przewagę prawostronnie asymetrycznych rozkładów szeregów czasowych stanów wód. Przy wzroście głębokości wód podziemnych (poniżej 500 cm), w „piaskach odkrytych" (Po/W, S) przewagę zyskują rozkłady wielomodalne częstości stanów wód, a w studniach reprezentujących „piaski izolowane" w położeniu wysoczyznowym (Pi/W) dominują rozkłady lewostronnie asymetryczne.

Dyskusja wyników

Szeregi wieloletnich rocznych stanów wód podziemnych (1961-2000) w posterunkach obserwacyjnych zlokalizowanych na Nizinie Wielkopolskiej wykazały cechy rozkładu symetrycznego oraz prawo- i lewostronnie asymetrycznego (ryc. 1, ryc. 2, tab. 2).

W analizowanych studniach dominuje rozkład prawostronnie asymetryczny częstości stanów wód podziemnych, który został zidentyfikowany w 48 studniach, w tym 24 reprezentujących „piaski odkryte" w strefie wysoczyznowej sandrowej (22) i dolinnej (2). Współczynnik skośności w typie rozkładów prawostronnie asymetrycznych osiąga wartości w granicach 0,22 (Świętno) – 1,07 (Pławce) (tab. 2). Wysoka wartość współczynnika skośności (Vs > 1) świadczy o silnej

asymetrii rozkładu szeregu obserwacyjnego. Ten typ rozkładu według A. Konoplancewa i S. Siemionowa (1979) odpowiada cechom wód podziemnych występujących stosunkowo płytko. Wielkość wpływu ekstremalnych wartości stanów wód podziemnych na stan średni w badanym wieloleciu wskazują wartości współczynnika zmienności. Prawostronnie asymetryczny typ rozkładu reprezentują posterunki, dla których współczynnik zmienności stanów wód w analizowanym okresie osiąga wartości mniejsze od Vz = 0,25, natomiast w przypadku studni, w których szereg pomiarowy stanów wód podziemnych wykazuje rozkład lewostronnie asymetryczny, parametr ten (Vz) kształtuje się w granicach od 0,05 do 0,18 (tab. 2).

Charakter rozkładu badanej zmiennej odzwierciedla wpływ warunków quasi-naturalnych i antropogenicznych na kształtowanie reżimu wód podziemnych, z których jedne oddziałują w sposób stały (np. litologia) a inne okresowo i to zazwyczaj w zakresie strefy stanów wysokich lub niskich.

M. Gutry-Korycka (1984) badając strukturę hydrologiczną Polski określiła cechy rozkładu głębokości występowania wód gruntowych, który zbliżony jest do normalnego z dość wyraźną wielomodalnością. Zdaniem Autorki stany wód podziemnych w okresie normalnym, przy średnim stanie, który wynosi 250 cm, stanowią odzwierciedlenie wpływu czynników zewnętrznych – klimatycznych, natomiast w mniejszym stopniu lokalnych warunków terenowych, np. cech podłoża. Rozkład częstości stanów wód podziemnych nawiązuje generalnie do rozkładu opadów atmosferycznych, który wykazuje cechy asymetrii ze skłonnością prawostronną (Gutry-Korycka 1984). Również zdaniem A. Konoplancewa i S. Siemionowa (1979) rozkład rocznych wartości opadów jest asymetryczny, stąd nie należy oczekiwać rozkładu normalnego stanów średnich rocznych i maksymalnych wód podziemnych, które znajdują się w warunkach ścisłego kontaktu z powierzchnią terenu i siecią hydrograficzną. Rozkład normalny jest rozkładem ciągłym opisywanym przez wartość średniej arytmetycznej oraz odchylenia standardowego. Chełmicki (1991) uznał, że odchylenie standardowe od stanu średniego w przypadku istnienia wieloletniej tendencji (trendu) zwierciadła wód podziemnych jest wynikiem występowania zarówno zmienności, jak i wieloletniego trendu.

W testowaniu normalności rozkładu szeregów pomiarowych stanów wód podziemnych w analizowanych posterunkach wykorzystano test Shapiro-Wilka, oceniający zgodność rozkładu empirycznego z teoretycznym. W 39 posterunkach stwierdzono, że badane serie pomiarowe mają rozkład zbliżony do normalnego przy poziomie istotności 0,05 (tab. 1). Takiej zgodności nie stwierdzono w przypadku 24 posterunków obserwacyjnych wód podziemnych, reprezentujących w połowie „piaski izolowane”(Pi/W) i „piaski odkryte” (Po/W,S i Po/D)(ryc. 2). W większości posterunków kurtoza (k), stanowiąca miarę skupienia poszczególnych obserwacji wokół średniej, osiągnęła wartości ujemne (tab.2), co świadczy o małej ich koncentracji. Ujemne wartości współczynnika koncentracji wskazują na spłaszczenie rozkładu szeregów obserwacyjnych w stosunku do rozkładu normalnego.

W badanym regionie zarejestrowano niewielką liczbę posterunków (5 studni), w których rozkład częstości stanów wód podziemnych jest symetryczny (ryc. 1, tab. 2), co świadczy o wpływie sumujących się czynników niezależnych na

zmiany rozpatrywanej cechy. Symetrię rozkładu wykazują posterunki reprezentujące zarówno „piaski odkryte" w położeniu dolinnym, jak też „piaski izolowane" w strefie wysoczyznowej, dla których obliczone współczynniki skośności (Vs) kształtują się poniżej wartości 0,1.

Bilansowanie się wpływu czynników kształtujących stan średni wód podziemnych w wieloleciu uzależnione jest w dużym stopniu od własności strefy aeracji, która reguluje dopływ wód infiltrujących do poziomu wodonośnego, a wahania w jej zakresie są równoważone przez procesy odpływu podziemnego i parowania. Taka sytuacja dotyczy najczęściej obszarów wododziałowych i wyższych teras dolinnych. Ustalenie się stanu równowagi między procesami zasilania i strat wód podziemnych z systemu wodonośnego w omawianym 40-leciu, jest prawdopodobnie utrudnione wskutek maskującego oddziaływania czynników antropogenicznych. Ich wpływ może przyczynić się do wzrostu amplitud wieloletnich zwierciadła wód podziemnych, a przez to do wzrostu częstości występowania rozkładów asymetrycznych analizowanej cechy.

Ze względu na zakres przestrzenny opracowania trudno wskazać grupę studni reprezentujących antropogeniczny typ reżimu wód podziemnych, z wyodrębnieniem charakteru oddziaływań, np. eksploatacyjny, kopalniany czy melioracyjny (odwadniany, nawadniany). Większość posterunków, w których określono rozkłady częstości średnich stanów wód podziemnych lewostronnie asymetryczne, a więc z dominacją stanów średnich rocznych poniżej stanu średniego z wielolecia, zlokalizowanych jest głównie w górnej części dorzecza Noteci. Obszar ten zaliczany jest do stref silnie przekształconych pod wpływem zabiegów melioracyjnych w dolinach rzecznych, czego efektem jest między innymi gęsta sieć rowów i kanałów odwadniających oraz obniżenie zwierciadła wód podziemnych na terenach zdrenowanych. Stąd też w tym rejonie należy spodziewać się tendencji do ciągłego obniżania zwierciadła wód podziemnych, a tym samym wzrostu częstości stanów z zakresu strefy stanów niskich.

Potwierdzeniem niejednorodności szeregów obserwacyjnych w studniach tej strefy (Barcin, Kołodziejewo, Zaryń) są wyniki testu ADF (tab. 1), badającego ich stacjonarność, które w tym przypadku mogą wskazywać na oddziaływanie czynnika antropogenicznego zakłócającego własności statystyczne ciągów pomiarowych (ryc. 2).

Wskaźnikiem wahań zrównoważonych jest równomierne odchylenie średnich rocznych stanów wód podziemnych od wartości przeciętnej z wielolecia. Rozkłady częstości średnich stanów wód podziemnych powinny odznaczać się większą jednorodnością, aniżeli rozkłady częstości stanów wysokich i niskich (Konoplancew i Siemionow 1979). Dominacja rozkładów asymetrycznych w badanym 40-leciu w posterunkach rozpatrywanego regionu związana jest z dość znacznym zróżnicowaniem odchyleń stanów średnich rocznych (od ± kilku cm do ponad ± 100 cm w kolejnych latach) od wartości przeciętnej z wielolecia. Odchylenie standardowe stanowi od około 2% (Biała) do około 30% (Kołodziejewo, Liszkowo) zmienności (ryc. 2, tab. 2), co oznacza, że w kolejnych latach, równowaga między czynnikami związanymi z zasilaniem i sczerpywaniem poziomów wodonośnych była zachwiana. W posterunkach pomiarowych reprezentujących „piaski izolowane" w położeniu wysoczyznowym oraz „ piaski odkryte" w strefie dolinnej, zasilanie wód podziemnych może być w większym

stopniu zrównoważone drenażem. Natomiast na terenach równinnych (np. sandry), reprezentowanych przez typ studni „piaski odkryte", intensywne zasilanie wód podziemnych, związane ze sprzyjającymi warunkami infiltracji opadów atmosferycznych, może być równoważone w większym stopniu procesem parowania, co dotyczy zwłaszcza obszarów umiarkowanie drenowanych przez sieć hydrograficzną.

Podsumowanie

Przeprowadzona analiza wykazała dość dużą zmienność (Vz = 0,05-0,30) średnich rocznych stanów wód podziemnych w zakresie ich głębokości 100-300 cm, niezależnie od stopnia izolacji poziomu wodonośnego od powierzchni („piaski odkryte", „piaski izolowane"). W miarę wzrostu głębokości występowania wód podziemnych zmniejsza się dyspersja stanów rocznych wokół wartości średniej z wielolecia. Ponadto stwierdzono zmniejszenie liczby lat ze stanem wód podziemnych w przedziale dominanty (Mo) wraz ze wzrostem amplitudy wieloletniej. Największą ich frekwencję (10-16) w badanym 40-leciu obserwowano na posterunkach, w których amplituda wieloletnia stanów wód podziemnych kształtowała się do 100 cm.

Analiza przestrzenna typów rozkładu częstości stanów wód podziemnych stanowiła podstawę do określenia charakteru podobieństwa reżimu płytkich wód podziemnych w rejonach o podobnych i zróżnicowanych uwarunkowaniach środowiskowych. Nie zarejestrowano znaczącego wpływu stopnia izolacji poziomu wodonośnego od powierzchni na cechy rozkładu częstości średnich stanów wód podziemnych w wieloleciu 1961-2000. Zauważalny jest natomiast związek wartości amplitud średnich stanów wód podziemnych oraz ich odchylenia od wartości przeciętnej z wielolecia na charakter rozkładu częstości stanów wód oraz przedział dominanty (Mo).

Określone prawidłowości wahań średnich rocznych stanów wód podziemnych na Nizinie Wielkopolskiej oraz charakterystyki rozkładu ich częstości mogą znaleźć zastosowanie do obliczeń prawdopodobieństwa gwarancji oraz powtarzalności wartości średnich i ekstremalnych (Tomalski 2007). Mają one duże znaczenie dla opracowania informacji oraz prognoz hydrologicznych i hydrogeologicznych.

Literatura

Buczyński S., Staśko S., 2004, Zmiany i tendencje zachodzące w gospodarce wodami podziemnymi na terenie Dolnego Śląska na przykładzie zlewni Bystrzycy. Geologiczne i środowiskowe problemy gospodarowania i ochrony doliny górnej i środkowej Odry, Wrocław: 165-176.

Buczyński S., Staśko S., Tarka R., 2005, Dynamika stanów wód podziemnych na przedpolu Sudetów na przykładzie stacji w Zebrzydowie. Współczesne Problemy Hydrogeologii, Toruń, 12: 71-76.

Chełmicki W., 1991, Reżim płytkich wód podziemnych w Polsce. Rozprawy Habilitacyjne UJ, Kraków, 218: 136.

Dickey D.A., Fuller W.A., 1981, Likelihood ratio statistics for autoregressive time series with a unit root. Econometrica, 49: 1057-1072.

Dąbrowski S., 1990, Hydrogeologia i warunki ochrony wód podziemnych Wielkopolskiej Doliny Kopalnej. Wyd. SGGW-AR, Warszawa: 56.

Gutry-Korycka M., 1984, Analiza i modele struktury hydrologicznej Polski. Rozprawy UW, Wyd. UW, Warszawa: 213.

Konoplancew A.A., Siemionow S.M., 1979, Prognozowanie i kartograficzne odwzorowanie reżimu wód gruntowych. Wyd. Geologiczne, Warszawa: 235.

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. Wyd. UAM, Poznań: 70-91.

Krygowski B., 1961, Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej, cz. I. Geomorfologia. PTPN, Wyd. Matematyczno-Przyrodnicze, Komitet Fizjograficzny, Poznań.

Rapacki L., 2002, Obserwacje poziomu i jakości wód gruntowych na terenie działania oddziału IMGW w Poznaniu w latach 1946-2001. Wiadomości IMGW, 25 (4): 75-82.

Somorowska U., 2001, Wieloletni rytm zmian opadów, stanów wód podziemnych i przepływów w małej zlewni nizinnej. Przegląd Geofizyczny 46, 3: 97-107.

Szemraj R., 2005, Częstość występowania średnich stanów wód podziemnych w dorzeczu Odry i rzek Przymorza Zachodniego w latach 1961-2000. Archiwum Zakładu Hydrologii i Gospodarki Wodnej UAM, Poznań.

Tomalski P., 2007, Ekstremalne stany wód podziemnych w środkowej Polsce w wieloleciu 1951-2000. Acta Universitatis Lodziensis, Folia Geographica Physica, 8: 131-150.

Woś A., 1994, Klimat Niziny Wielkopolskiej. Wyd. UAM, Poznań.

Żurawski M., 1968, Próba wydzielenia stref pierwszego poziomu wód podziemnych na Nizinie Wielkopolskiej. PTPN, Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej, Poznań, 6 (2): 105.

Summary

This paper analyses the frequency of occurrence of mean annual groundwater levels in the period of 1961-2000 for 63 observation stations of IMGW located throughout the Wielkopolska Lowland. The goal was to determine the distribution types of the analysed variable and their level of similarity. The criteria considered in well classification are: degree of isolation of the groundwater body ("exposed sand", "isolating sand"), spatial location (upland or lowland) and the mean long-term groundwater table depth. For 76% of the wells analysed there was observed an type of the distribution of water level occurrence, with right-handed asymmetry dominance and for 16% of measurement stations, located mainly in the upper part of the Noteć basin, was registered the distribution of the frequency of mean water levels with left-handed asymmetry. Symmetrical distributions were determined only for 8% of the wells. With the increase in the depth of the groundwater table, bimodal or multimodal ones are more frequent. Certain occurrence distribution types illustrate a collective influence of both quasi-natural, as well as artificial factors on the variability of the groundwater table and the rhythm of its fluctuations, some of which act in a continuous manner (e.g. the lithological composition of rocks), and others periodically and usually within the range of high or low levels. The established regularities of long-term fluctuations of shallow groundwater table can be of great significance for the preparation of hydrological and hydrogeological prognoses.

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 193-202

Sezonowość wahań płytkich wód podziemnych w środkowej Polsce w świetle miar Markhama

Seasonal fluctuations of shallow groundwater level in central Poland in the light of Markham's parameters

Przemysław Tomalski

Katedra Hydrologii i Gospodarki Wodnej, Uniwersytet Łódzki,
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź, thomal77@poczta.onet.pl

Streszczenie: W artykule przedstawiono wyniki badań nad sezonowymi wahaniami zwierciadła wody podziemnej w środkowej Polsce. Prowadzono je na próbie 41 piezometrów posiadających ciągłą, jednorodną oraz conajmniej 30 letnią serię pomiarów, pochodzącą z okresu 1951-2000. Do opisu sezonowej składowej dynamiki wypełnienia poziomów wodonośnych posłużyły dwie miary zaproponowane przez Markhama: indeks sezonowości oraz pora koncentracji. W badanej grupie poziomów, indeks sezonowości charakteryzuje się bardzo skośnym ujemnie rozkładem empirycznym. Oznacza to, że w badanej próbie dominują poziomy o bardzo słabo zaznaczonym rocznym rytmie wahań. Pora koncentracji rzędnej zwierciadła wody podziemnej dla większości badanych poziomów wodonośnych przypada w chłodnej połowie roku. Szczególnie uprzywilejowane są tu luty i marzec. Potwierdza to ważny udział półrocza zimowego w procesie formowania się zasobów wód podziemnych w tej części Polski. Dla ponad 25% poziomów wodonośnych pora koncentracji wypada jednak w okresie wczesnego lata (VI, VII). Analiza przebiegu średnich miesięcznych z wielolecia wysokości zwierciadła wody podziemnej wskazuje, że są to w większości poziomy, w których po wiosennym wezbraniu spowodowanym roztopami śniegu zaznacza się dodatkowo spowolnienie wiosenno-letniej fazy opadania zwierciadła, wywoływane wzmożonym zasilaniem opadowym w okresie letnim.

Słowa kluczowe: sezonowość, wody podziemne, środkowa Polska

Key words: seasonality, groundwaters, central Poland

Wprowadzenie

Sezonowym wahaniom, których rytm wynika z ruchu obiegowego Ziemi wokół Słońca, podlega wiele charakterystyk hydrometeorologicznych. Roczne

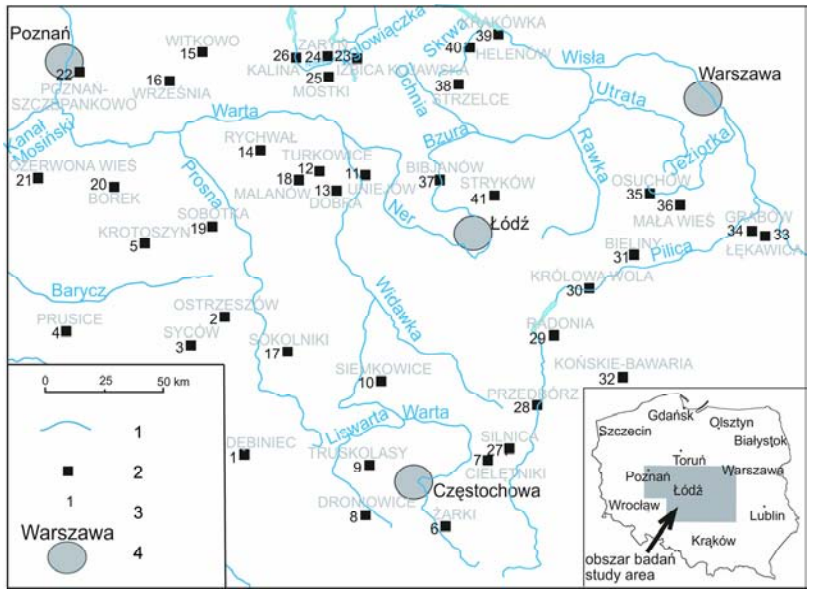
wahania położenia zwierciadła wody podziemnej są pochodną sezonowego zróżnicowania alimentacji poziomów wodonośnych oraz możliwości ich drenażu przez cieki. Miarami stosowanymi do określania zmienności rocznej były: odchylenie standardowe średnich z wielolecia miesięcznych głębokości do wody podziemnej (Paszczyk 1973, Synowska i Pietrygowa 1979, Pietrygowa 1989), średnia z odchyleń standardowych miesięcznych głębokości do wody podziemnej (Chełmicki 1991) oraz amplituda średnich z wielolecia głębokości do wody podziemnej (Chełmicki 1991, Tomalski 2002). W celu wykrycia istnienia rytmów rocznych zmian położenia zwierciadła w poziomach wodonośnych zastosowano również analizę periodogramów (Buczyński i in. 2005, Yakimova 2005). W literaturze rosyjskiej (Konoplancew i Siemionow 1979) spotkać można również miary pośrednio odnoszące się do sezonowości wahań wypełnienia zbiorników takie jak: amplituda wiosennego wzniosu zwierciadła czy amplituda letniego spadku zwierciadła.

Obszar badań i metoda pracy

Wytypowane posterunki pomiarowe wód podziemnych znajdują się na terenie szeroko rozumianej środkowej Polski. Obejmuje on zlewnie rzek II rzędu: Warty po Poznań, Skrwy (Lewej), Bzury, Jeziorki, Pilicy oraz niewielkie fragmenty zlewni sąsiednich. Tak zakreślony obszar badań nie ma statusu regionu w sensie regionu fizycznogeograficznego, hydrograficznego, hydrogeologicznego czy też historycznego. Granice wyznaczono w taki sposób, by obejmował on, charakterystyczną dla środkowej Polski, mozaikę krajobrazów oraz warunków fizycznogeograficznych i hydrogeologicznych. Z tak zdefiniowanego obszaru do dalszych analiz wytypowanych zostało 41 serii pomiarowych pochodzących z piezometrów obserwowanych przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej w okresie 1951-2000. Posiadają one ciągłe, co najmniej trzydziestoletnie tygodniowe pomiary głębokości do zwierciadła wody podziemnej. Ich jednorodność statystyczna sprawdzona została nieparametrycznym testem serii oraz parametrycznym testem F-Snedecora. Rozmieszczenie przestrzenne badanych poziomów wodonośnych przedstawia rycina 1.

Dwie charakterystyki (indeks sezonowości i pora koncentracji) zaproponowane przez Ch. Markhama (1970) były stosowane już w Polsce do analiz sezonowej zmiennosci opadów (Kożuchowski i Wibig 1988), odpływu (Jokiel i Bartnik 2001, Tomaszewski 2001, Bartnik 2005) czy podstawowych właściwości fizykochemicznych wód (Stolarska 2008). W literaturze przedmiotu nie podejmowano jednak prób zastosowania tych miar sezonowości w badaniach hydrogeologicznych. Celem niniejszego opracowania stała się więc próba wykorzystania tych charakterystyk w odniesieniu do dynamiki wód podziemnych.

Aby wyznaczyć charakterystyki Markhama w pierwszej kolejności przeliczono głębokości do zwierciadła wody podziemnej na jego bezwzględne wysokości nad poziomem morza (rzędne). W ten sposób wartości największe odpowiadać będą najwyższemu położeniu zwierciadła wody podziemnej. Na ich podstawie obliczono wartości średnie miesięczne z wielolecia.



Ryc. 1. Lokalizacja studni ujmujących badane poziomy wodonośne

1 – rzeki, 2 – studnie, 3 – numery posterunków pomiarowych zgodne z załącznikiem 1, 4 – ważniejsze miasta

Fig. 1. Location of piezometers draining examined aquifers

1 – rivers, 2 – wells, 3 – numbers of measurement piezometers in accordance with appendix 1, 4 – main cities

Procedura Ch. Markhama składa się z dwóch części. Średnie miesięczne (dla jednoimiennych miesięcy) wyrażane są w postaci wektorowej. Długość wektora jest proporcjonalna do każdej ze średnich ($\vec{r}$), zaś kąt jego nachylenia (α) odzwierciadla (w mierze kątowej) położenie środka danego miesiąca od początku roku hydrologicznego. Obliczono go z formuły:

$$\alpha_i = \frac{360 \cdot L}{365} \qquad (^o)$$

gdzie: α_i – kąt nachylenia wektora $\vec{r}$; L – liczba dni między początkiem roku hydrologicznego, a środkiem danego miesiąca.

Posiadając dwanaście wektorów $\vec{r}$ o znanym kącie nachylenia α policzono ich wypadkową, czyli wektor $\vec{R}$ o module $|\vec{R}|$ i kierunku (ω) Indeks sezonowości (IS) Markhama obliczono ze wzoru:

$$IS = \frac{|\vec{R}|}{\sum_{i=1}^{12} |\vec{r}_i|} \cdot 100\%$$

gdzie: IS – indeks sezonowości; $\vec{R}$ – długość wektora wypadkowego z wektorów $\vec{r}$; $\vec{r}_i$ – wektor odpowiadający średniemu położeniu rzędnej zwierciadła wody podziemnej w i-tym miesiącu roku hydrologicznego.

Indeks zawiera się w przedziale od 0 do 100%. Przy interpretacji wyników należy zwrócić uwagę na fakt, że wartość 0 pojawić się może w dwóch przypadkach: kiedy występuje równomierne rozłożenie badanej cechy we wszystkich miesiącach (długość wektorów jest taka sama) lub wówczas, gdy zjawisko koncentruje się w dwu przeciwstawnych miesiącach (przesuniętych względem siebie o pół roku).

Drugą miarą Ch. Markhama jest wskaźnik pory koncentracji (PK). Został on zdefiniowany jako kąt (ω) obliczany z formuły:

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

gdzie: PK – pora koncentracji; pozostałe oznaczenia jak wyżej

Jest on wyrażany w dobach względem początku roku (też hydrologicznego). Przy interpretacji wyników należy zwrócić uwagę na fakt, że wskazuje on tylko na termin koncentracji zjawiska i nie należy go utożsamiać z okresem występowania najwyższych stanów zwierciadła wody podziemnej.

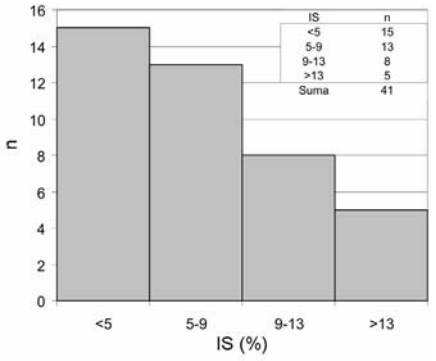
Indeks sezonowości

Wartości indeksu sezonowości (IS) obliczonego przy pomocy formuły 2 dla wszystkich piezometrów, przedstawione zostały w załączniku 1 i zobrazowane na rycinie 2. Badając strukturę próbki przyjęto, że szerokość przedziału klasowego odpowiadać będzie wielkości odchylenia standardowego, a wartość średnia znajdzie się dokładnie w środku jednego z przedziałów. W badanej grupie poziomów, indeks sezonowości charakteryzuje się rozkładem empirycznym bardzo skośnym ujemnie (ryc. 2). Oznacza to, że w badanej próbie dominują poziomy o bardzo słabo zaznaczonym rocznym rytmie wahań. Ekstrema zanotowano dla poziomów wodonośnych ujmowanych przez studnie w: Królowej Woli (minimum: 1,3%) oraz w Osuchowie (maksimum: 15,6%). Przeciętna dla całej próby wynosi 7,1%. Wnioskować więc można, że zbiorniki wody podziemnej w środkowej Polsce cechują się słabo bądź bardzo słabo zaznaczonym rocznym rytmem zmian rzędnej zwierciadła. Analiza porównawcza wskazuje, że sezonowość ta jest zdecydowanie niższa od sezonowości sum opadów, dla których wartości IS wahały się w granicach 12-33% (Kożuchowski i Wibig 1988), odpływu całkowitego (IS na poziomie nieco ponad 20%; Jokiel i Bartnik 2001), czy podziemnego – IS z zakresu 10-20% (Tomaszewski 2001). Oznacza to, że zasoby wód podziemnych stanowią najbardziej równomiernie rozłożony w czasie składnik bilansu wodnego, stabilizujący warunki wilgotnościowe na badanym obszarze (retencja wód podziemnych).

Pora koncentracji

Pory koncentracji rzędnej zwierciadła wody podziemnej dla poszczególnych poziomów wodonośnych przedstawiono w załączniku 1. Oprócz kolejnego dnia,

licząc od początku roku hydrologicznego, w którym ona przypada wskazano tam również miesiąc jej wystąpienia. Diagram częstości w odniesieniu do pory koncentracji (PK) rzędnej zwierciadła wody podziemnej w badanej grupie poziomów wodonośnych przedstawiono w nieco innej konwencji niż analogiczny wykres dla indeksu sezonowości i zastosowano szerokość przedziału klasowego równą 1 miesiąc (ryc. 3).

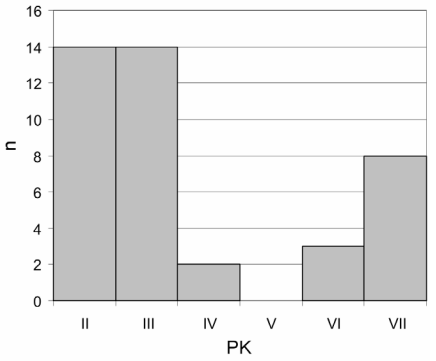


Ryc. 2. Struktura badanych poziomów wodonośnych w świetle indeksu sezonowości (IS) rzędnej zwierciadła wody podziemnej

n – liczba piezometrów

Fig. 2. Structure of examined aquifers in the light of index of seasonality (IS) of groundwater table

n – number of piezometers



Ryc. 3. Struktura badanych poziomów wodonośnych w świetle pory koncentracji (PK) rzędnej zwierciadła wody podziemnej

n – liczba piezometrów

Fig. 3. Structure of examined aquifers in the light of time of concentration (PK) of groundwater table

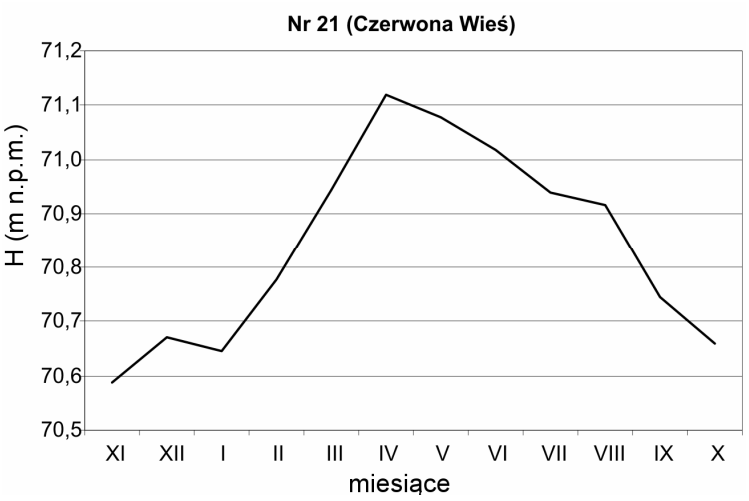
n – number of piezometers

Pora koncentracji rzędnej zwierciadła wody podziemnej dla większości badanych poziomów wodonośnych przypada w chłodnej połowie roku. Szczególnie uprzywilejowane są tu luty i marzec. Potwierdza to ważny udział półrocza zimowego w procesie formowania się zasobów wód podziemnych w tej części Polski.

W ponad 25% poziomów wodonośnych pora koncentracji wypada jednak w okresie wczesnego lata (VI, VII). Analiza przebiegu średnich miesięcznych z wielolecia wysokości zwierciadła wody podziemnej wskazuje, że są to w większości poziomy, w których po wiosennym wezbraniu spowodowanym roztopami śniegu zaznacza się dodatkowo spowolnienie wiosenno-letniej fazy opadania zwierciadła wywoływane wzmożonym zasilaniem opadowym w okresie letnim (ryc. 4).

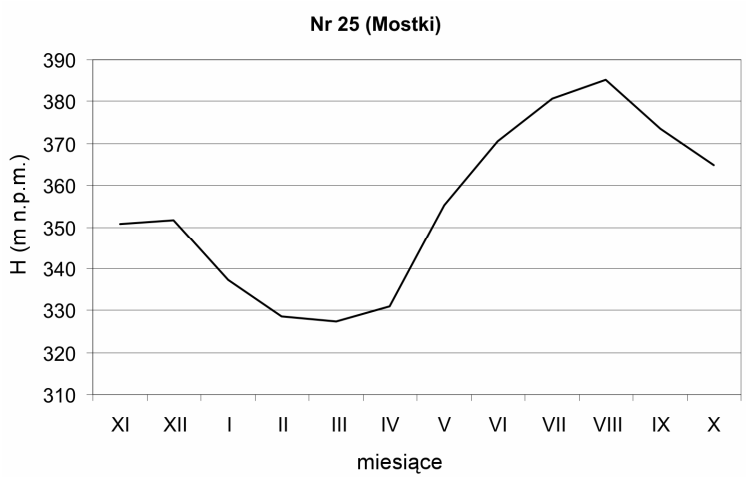
Dwa okresy względnie licznego występowania pory koncentracji rozdzielone są miesiącami wiosennymi (IV, V), w których PK zdarza się sporadycznie (jedynie dwa przypadki). Mała liczba poziomów wodonośnych cechujących się taką własnością wynika z nietypowego, dla obszaru środkowej Polski, przebiegu średnich z wielolecia miesięcznych stanów zwierciadła wody

podziemnej. W obu przypadkach jego najwyższe położenia przypadają na sierpień. Występuje tu także drugorzędne maksimum w okresie zimowym (ryc. 5).



Ryc. 4. Średnie miesięczne rzędne zwierciadła wody podziemnej (H) w poziomie wodonośnym ujmowanym przez studnię w Czerwonej Wsi (nr 21)

Fig. 4. Monthly averages of groudwater table ordinate (H) in aquifer drained by well located in Czerwona Wieś



Ryc. 5. Średnie miesięczne rzędne zwierciadła wody podziemnej (H) w poziomie wodonośnym ujmowanym przez studnię w Mostkach (nr 25)

Fig. 5. Monthly averages of groudwater table ordinate (H) in aquifer drained by well located in Mostki

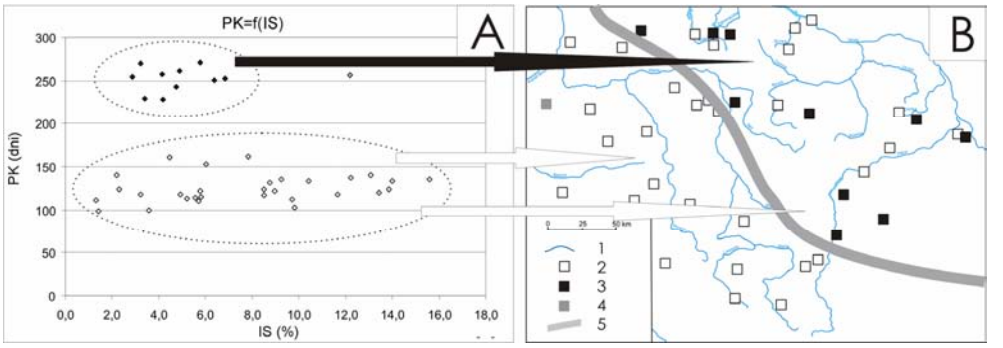
Pora koncentracji stanów zwierciadła wody podziemnej różni się nieco od wartości PK szacowanych dla innych charakterystyk hydroklimatycznych. Dla opadów przypada ona na lipiec (Kożuchowski i Wibig 1988). Odpływy całkowite z obszaru środkowej Polski koncentrują się natomiast w początkach

marca (Jokiel i Bartnik 2001). W przypadku odpływu podziemnego PK na tym obszarze występuje od stycznia do marca, jednak najczęściej w lutym (Tomaszewski 2001). Zauważyć jednak można, że większość poziomów posiada porę koncentracji rzędnych zwierciadła wody podziemnej w analogicznym okresie co odpływy (całkowity i podziemny). Wynika to zapewne z faktu istnienia związków hydraulicznych między wodami podziemnymi i rzecznymi. W opinii autora, można ostrożnie postawić tezę, że poziomy wodonośne o porze koncentracji w lutym i marcu pozostają w równowadze drenowania, natomiast te o PK z okresu lata – w równowadze infiltracyjnej bądź przesączania (zgodność pór koncentracji rzędnych zwierciadła wody podziemnej i sum opadów). Taka interpretacja stoi jednak w sprzeczności z zaproponowanym przez H. Więckowską (1960) rozkładem przestrzennym tej cechy poziomów wodonośnych. Przedstawiony przez Autorkę podział sugeruje dominację na badanym obszarze wód podziemnych w równowadze infiltracyjnej i w równowadze przesączania, podczas gdy w badanej próbie typy te stanowią tylko nieco ponad 25%. Różnicę tę należy zapewne tłumaczyć istotnym wpływem warunków lokalnych na kształtowanie się zasobów w skali pojedynczych zbiorników wód podziemnych. Jest on nie do uchwycenia przy generalizacji warunków występowania wód podziemnych na obszarze całego kraju.

Związek indeksu sezonowości i pory koncentracji

Analizując wykres przedstawiający indeksy sezonowości w funkcji pór koncentracji rzędnej zwierciadła wody podziemnej (ryc. 6A) można dostrzec pewną prawidłowość. W zbiornikach wodonośnych, w których pora koncentracji przypada na wiosnę występuje zdecydowanie większa zmienność możliwych indeksów sezonowości. Gdy pora koncentracji w poziomie wodonośnym przypada w okresie letnim, wówczas ma on stosunkowo niski indeks sezonowości. Wyjątkiem od tej reguły jest zbiornik wody podziemnej ujmowany przez studnię w Czerwonej Wsi (nr 21), który posiada wysoki indeks sezonowości przy porze koncentracji przypadającej na lipiec.

Analizując rozmieszczenie w przestrzeni piezometrów o pewnym podobieństwie w zakresie pory koncentracji i indeksu sezonowości można zauważyć, dwa dość wyraźnie zaznaczone obszary (ryc. 6B). W części południowo-zachodniej występują tylko poziomy o wczesnej porze koncentracji, ale o bardzo zróżnicowanym IS. Część północno-wschodnia jest pod tym względem zdecydowanie bardziej różnorodna. Występują tu zarówno poziomy o niskim indeksie sezonowości, jak i spora grupa poziomów o wczesnowiosennej porze koncentracji i dość zróżnicowanym indeksie sezonowości. Należy tu zaznaczyć, że podział ten jest bardzo podobny do wydzieleń zaprezentowanych wcześniej przez autora (2002), a dotyczących wieloletnich fluktuacji położenia zwierciadła wody podziemnej i G. Jeża (1986), który wyróżnił dziedziny synchronicznych zmian położenia zwierciadła wody podziemnej. Wydaje się więc, że obszary te różnią się nie tylko pod względem zmienności sezonowej, ale także rytmów o dłuższych okresach.



Ryc. 6. Pora koncentracji rzędnej zwierciadła wody podziemnej w środkowej Polsce

A – Pora koncentracji rzędnej zwierciadła wody podziemnej (PK) w funkcji indeksu sezonowości Markhama (IS) w badanych poziomach wodonośnych;
B – Zróżnicowanie przestrzenne pory koncentracji rzędnej zwierciadła wody podziemnej w środkowej Polsce: 1 – rzeki; 2 – poziomy wodonośne o porze koncentracji rzędnej zwierciadła wody podziemnej w okresie II-IV i zróżnicowanym indeksie Markhama; 3 – poziomy wodonośne o porze koncentracji rzędnej zwierciadła wody podziemnej w okresie VI-VIII i niskim indeksie sezonowości Markhama; 4 – poziom wodonośny w Czerwonej Wsi (pora koncentracji w okresie letnim i relatywnie wysoki IS); 5 – granica między wyróżnionymi obszarami

Fig. 6. Time of concentration of groundwater table ordinate in central Poland

A – Time of concentration of groundwater table ordinate (PK) in association with Markham's index of seasonality (IS) in examined aquifers;
B – Spatial variability of time of concentration of groundwater table ordinate in central Poland: 1 – rivers; 2 – aquifers with time of concentration of groundwater table ordinate in II-IV and different Markham's index of seasonality; 3 – aquifers with time of concentration of groundwater table ordinate in VI-VIII and low Markham's index of seasonality; 4 – aquifer in Czerwona Wieś (time of concentration of groundwater table ordinate in summer and relatively high value of IS); 5 – border line between specified areas

Literatura

Bartnik A., 2005, Odpływ niski w Polsce. Acta Geographica Lodziensia, 91: 121.

Buczyński S., Staśko S., Tarka R., 2005, Dynamika stanów wód podziemnych na przedpolu Sudetów na przykładzie stacji w Zebrzydowie. Współczesne Problemy Hydrogeologii, Toruń, XII: 71-76.

Chełmicki W., 1991, Reżim płytkich wód podziemnych w Polsce. Rozprawy Habilitacyjne, Wyd. UJ, Kraków, 218: 136.

Dynowska I., Pietrygowa Z., 1979, Wahania stanów wód gruntowych w dorzeczu górnej Wisły. Folia Geographica, Series Geogr.-Phys., XII: 103-120.

Jeż G., 1986, Próba oceny wieloletniej zmienności zwierciadła wód podziemnych w regionie łódzkim. Mat. Konf. Ogólnopolskiej Konferencji Hydrograficznej,15-17.09.1986 r., Wyd. UAM, Poznań: 131-136.

Jokiel P., Bartnik A., 2001, Zmiany w sezonowym rozkładzie odpływu w środkowej Polsce w wieloleciu 1951-1998. Wiadomości IMGW, XXIV, 2: 3-17.

Konoplancew A.A., Siemionow S.M., 1979, Prognozowanie i kartograficzne odwzorowanie reżimu wód gruntowych. Wyd. Geologiczne, Warszawa.

Kożuchowski K., Wibig, 1988, Kontynentalizm pluwialny w Polsce: zróżnicowanie geograficzne i zmiany wieloletnie. Acta Geographica Lodzensia, 55.

Markham Ch.G., 1970, Seasonality in the Precipitation in The United States. Annals of the Association of American Geographers, 3: 593-597.

Paszczyk J., 1973, Analiza wahań zwierciadła wód podziemnych w obszarze wschodnim Polski. Przegląd Geograficzny, XLV, 3: 599-610.

Pietrygowa Z., 1989, Wody gruntowe doliny Wisły między Oświęcimiem, a Sandomierzem (wahania stanów). Studia Ośrodka Dokumentacji Fizjograficznej, XVII: 101-134.

Stolarska M., 2008, Sezonowe zmiany zasobów i podstawowych właściwości fizykochemicznych wód małej zlewni nizinnej. Acta Geographica Lodziensia, 94.

Tomalski P., 2002, Dynamika stanów wód podziemnych w środkowej Polsce w wieloleciu 1951-1998. Mps. pracy magisterskiej, Archiwum Katedry Hydrologii i Gospodarki Wodnej UŁ, Łódź.

Tomaszewski E., 2001, Sezonowe zmiany odpływu podziemnego w Polsce w latach 1971-1990. Acta Geographica Lodziensia, 79.

Więckowska H., 1960, Strefowość geograficzna pierwszego horyzontu wód podziemnych. Przegląd Geograficzny, XXXII, 1-2: 35-61.

Yakimova S.V., 2005, Regularities in the Formation of Groundwater Level Regime in Moscow Region. Water Resources, 32, 4: 359-364.

Summary

The article shows the results of research of seasonal fluctuations of groundwater table in central Poland. It was conducted in 41 piezometers which had continuous, statistically uniformed and at least 30 years long time series of measurements in the period between 1951 and 2000. To describe seasonal component of groundwater dynamics, two characteristics were chosen: index of seasonality and time of concentration. There was strongly negative skew in the index of seasonality distribution. It means that these aquifers mostly had weak rhythms of seasonal fluctuation in examined probe. Time of concentration of groundwater table mostly occurred in the cold half-year (especially in February and March). It confirms that this season had a major significance in the process of supplying of the aquifers in this region. In over 25% of aquifers the time of concentration occurred in early summer (June and July). Analyses of monthly averages of groundwater table in these aquifers in the research period showed that these were mostly aquifers which had second culmination of groundwater table in summer (caused by precipitation) in addition to major culmination after spring dissolves.

Zał. 1. Charakterystyki zmienności sezonowej położenia zwierciadła wody podziemnej w badanych poziomach wodonośnych

App. 1. Characteristics of seasonality of groundwater table in examined aquifers

Nr	Studnia	IS (%)	PK (dni)	PK (miesiąc)
1	Dębiniec	9,7	102	II
2	Ostrzeszów	14,0	134	III
3	Syców	9,7	113	II
4	Prusice	5,8	115	II
5	Krotoszyn	5,2	113	II
6	Żarki	6,0	153	III
7	Cielętniki	3,6	100	II
8	Droniowice	10,4	134	III
9	Truskolasy	1,4	99	II
10	Siemkowice	4,5	161	IV
11	Uniejów	4,7	243	VI
12	Turkowice	4,9	118	II
13	Dobra	5,8	122	III
14	Rychwał	8,7	132	III
15	Witkowo	3,2	270	VII
16	Września	12,2	138	III
17	Sokolniki	2,3	124	III
18	Malanów	9,0	122	III
19	Sobótka	11,7	118	II
20	Borek	8,5	117	II
21	Czerwona Wieś	12,2	256	VII
22	Poznań-Szczep.	13,4	120	II
23	Izbica Kujawska	4,1	257	VII
24	Zaryń	6,8	253	VII
25	Mostki	7,8	162	IV
26	Kalina	5,7	110	II
27	Silnica	9,3	136	III
28	Przedbórz	2,9	255	VII
29	Radonia	4,2	228	VI
30	Królowa Wola	1,3	111	II
31	Bieliny	8,5	124	III
32	Końskie-Bawaria	5,8	271	VII
33	Łękawica	4,9	261	VII
34	Grabów	13,1	140	III
35	Osuchów	15,6	136	III
36	Mała Wieś	6,4	251	VII
37	Bibianów	5,6	114	II
38	Strzelce	2,2	141	III
39	Krakówka	13,8	124	III
40	Helenów	3,2	118	II
41	Stryków	3,4	230	VI

Źródło: opracowanie własne

IS – indeks sezonowości Markham'a rzędnej zwierciadła wody podziemnej; PK – pora koncentracji rzędnej zwierciadła wody podziemnej

IS – Markham's index of seasonality of groundwater table; PK – time of concentration of groundwater table

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 205-215

Zależność między sumą opadu atmosferycznego a powierzchnią terenu objętą jego zasięgiem i czasem trwania na Wyżynie Kieleckiej

Depth-Area-Duration relationship for Kielce Upland

Roman Suligowski

Instytut Geografii, Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach,
ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce, rsulig@ujk.edu.pl

Streszczenie: Znajomość relacji między wysokością opadu atmosferycznego, powierzchnią terenu objętą jego zasięgiem i czasem trwania jest wykorzystywana do celów projektowych, w ramach hydrologii stosowanej. W pracy przedstawiono analizę tego związku na obszarze Wyżyny Kieleckiej, w odniesieniu do sum 1-, 2- i 3-dobowych. Zastosowano metodykę bazującą na analizie rozkładu przestrzennego intensywnych opadów, które były przyczyną regionalnych i lokalnych powodzi w zlewniach odwadniających Wyżynę Kielecką, w ostatnim półwieczu. Miały one miejsce w dniach: 4-5.VI.1962, 25-26.VI.1966, 17-19.VII.1970, 20-22.VIII.1972, 30.VI.-1.VII.1990, 5-9.VII.1997, 18-20.VII.1997, 13.VII.1998, 21-23.VI.1999, 26-29.VII.2000, 23-24.VII.2001. Wyodrębniono dwadzieścia okresów z sumami 1-dobowymi opadów, pięć z 2-dobowymi oraz cztery z sumami 3-dobowymi. Na podstawie informacji o opadach zarejestrowanych deszczomierzami na kilkudziesięciu posterunkach opadowych, wykonano mapy izohiet w wymienionych okresach, a następnie obliczono średnie sumy obszarowe opadu. W końcowym etapie ustalono, dla obszarów położonych na Wyżynie Kieleckiej, o powierzchni nie przekraczającej 2000 km^2, wartości procentowe średniej obszarowej redukcji opadów rejestrowanych w punkcie. Przedstawiono je w formie graficznej oraz tabelarycznej. Obliczone współczynniki redukcyjne opadu mogą być wykorzystane m.in. w transformacji maksymalnego wiarygodnego opadu punktowego na obszar.

Słowa kluczowe: suma opadu atmosferycznego – zasięg – czas trwania, Wyżyna Kielecka
Key words: Depth – Area – Duration relationship, Kielce Upland

Wprowadzenie

Istotną rolę w praktyce inżynierskiej odgrywa znajomość maksymalnej wysokości opadu atmosferycznego, o danym czasie trwania, odnosząca się do konkretnej zlewni rzecznej. Jest ona wykorzystywana w studiach projektowych

budowli i urządzeń hydrotechnicznych piętrzących wodę oraz w badaniach modelowych, szczególnie typu opad-odpływ. Z tego powodu, konieczna jest analiza zależności między wysokością opadu i jego zasięgiem a czasem trwania. Prezentuje się ją najczęściej graficznie, w postaci tzw. krzywych obszarowej redukcji opadu. Problem redukcji obszarowej opadu zaobserwowanego w punkcie (na posterunku opadowym) nie był przedmiotem wielu opracowań naukowych, co wynikało głównie z rzadkiej sieci posterunków pomiarowych. Współczynniki redukcyjne opadu obliczone dla obszaru Stanów Zjednoczonych (US Weather Bureau 1957) i Wielkiej Brytanii (Natural ... 1975) są dotąd stosowane w innych krajach świata.

Wyznaczanie redukcji obszarowej opadu odbywa się na podstawie analizy rozkładu przestrzennego wartości maksymalnych rocznych opadów o określonym prawdopodobieństwie przewyższenia (m.in. Rodriquez-Iturbe i Mejia 1974, Myers i Zehr 1980, Omolayo 1993, Sivapalan i Blöschl 1998, Asquith i Famiglietti 2000), bądź analizy zasięgu przestrzennego, konkretnego, głównie katastrofalnego w skutkach zdarzenia opadowego (Manual ... 1969, Mohammadi i Mahdavi 2009). To pierwsze rozwiązanie jest znacznie częściej stosowane, mimo że wymaga zestawienia długich, wieloletnich serii obserwacyjnych. Efektem prowadzonych działań są nomogramy do odczytywania wartości współczynnika redukcji opadu w funkcji czasu trwania i wielkości obszaru, ewentualnie jego stabelaryzowane wartości (Lambor 1971, Natural ... 1975).

Analizę obszarowego zasięgu opadów w krótkich, godzinowych przedziałach czasu na obszarze Polski uniemożliwia rzadka sieć stacji wyposażonych w pluwiografy oraz zbyt krótki okres radarowych obserwacji opadów ulewnych i nawalnych. Wykorzystane są w tej sytuacji tabelaryczne zestawienia zasięgu opadu opracowane na podstawie tablic Spechta, uzupełnione danymi z górzystych i pagórkowatych obszarów Polski przez J. Lambora (Lambor 1971).

Celem pracy jest przedstawienie, w przedziałach 1-, 2- oraz 3-dobowych, zależności między sumą opadu i wielkością powierzchni terenu na obszarze Wyżyny Kieleckiej.

Metoda i dane

W pracy zastosowano metodykę wyznaczania zależności między sumą opadu i powierzchnią terenu a czasem trwania, opartą na analizie jego rozkładu przestrzennego w okresach intensywnych opadów, będących bezpośrednią przyczyną regionalnych i lokalnych powodzi, które wystąpiły w ostatnim półwieczu, w zlewniach Wyżyny Kieleckiej. Miały one miejsce w dniach: 4-5.VI.1962, 25-26.VI.1966, 17-19.VII.1970, 20-22.VIII.1972, 30.VI.-1.VII.1990, 5-9.VII.1997, 18-20.VII.1997, 13.VII.1998, 21-23.VI.1999, 26-29.VII.2000, 23-24.VII.2001 (Suligowski 2009). W efekcie, w wymienionych okresach powodziowych, wyodrębniono dwadzieścia okresów z sumami 1-dobowymi opadu, pięć – z sumami 2-dobowymi oraz cztery z 3-dobowymi. Na podstawie sum opadów zarejestrowanych deszczomierzami zlokalizowanymi na kilkudziesięciu posterunkach opadowych (ryc. 1), wykonano mapy izohiet w wymienionych okresach. Następnie, po splanimetrowaniu powierzchni ograniczonych izoliniami,

obliczono średnie obszarowe sumy opadu w poszczególnych okresach. Średni opad na obszarze ograniczonym izohietami (d) jest ilorazem sumowanej objętości opadu (V) między kolejnymi izoliniamii powierzchni objętej opadem (A). Objętości opadu (ΔV) w strefach zawartych między poszczególnymi izohietami (P_n) obliczone zostały zgodnie z formułami:

$$\Delta V_{(Pmax,\ Pnmax)} = (P_n + (P_{max}-P_n)/3) \cdot A_n;$$
$$\Delta V_{(Pn,\ Pn-1)} = ((P_n + P_{n-1})/2) \cdot |A_n - A_{n-1}|;$$
$$\Delta V_{(Pnmin,\ Pmin)} = (P_n + (P_n - P_{min})/3) \cdot A_n;$$

gdzie: V – objętość opadu (m^3), P_n – wartość izohiety (mm), P_{min} i P_{max}– minimalna i maksymalna suma opadu punktowego (mm), A – powierzchnia między izohietami (km^2).

Dla okresów, w których obliczono najwyższe średnie sumy obszarowe opadów 1-, 2- i 3-dobowych, określono zależność regresyjną opisującą związek między sumą opadu i jego zasięgiem przestrzennym.

Obszar badań

Wyżyna Kielecka jest makroregionem fizycznogeograficznym wchodzącym w skład Wyżyny Małopolskiej. Powierzchnia tego obszaru wynosi 6,8 tys. km^2 (Kondracki 2002). Od zachodu graniczy z Wyżyną Przedborską (makroregion wchodzący w skład Wyżyny Małopolskiej), od południa z makroregionem Niecki Nidziańskiej (Wyżyna Małopolska), od północy ze Wzniesieniami Południowomazowieckimi (Niziny Środkowopolskie). Wschodnią granicę Wyżyny Kieleckiej wyznacza dolina Wisły, tworząca Małopolski Przełom (Wyżyna Lubelska) oraz fragment Niziny Nadwiślańskiej (Kotlina Sandomierska) (ryc. 1).

Analizowany teren charakteryzuje się urozmaiconą rzeźbą terenu w postaci średnich i niskich garbów wyżynnych, a miejscami zrównanych przedgórzy, otaczających wznoszące się do 611 m n.p.m. w centralnej części – Góry Świętokrzyskie. Jest on odwadniany przez sieć rzeczną, o charakterystycznym odśrodkowym układzie, wchodzącą w skład zlewni: Kamiennej, Czarnej Nidy, Opatówki, Koprzywianki, Czarnej Staszowskiej, Czarnej Malenieckiej, Radomki i Iłżanki (ryc. 1).

Średnia roczna suma opadu w wieloleciu 1961-2000 na Wyżynie Kieleckiej przekraczała 620 mm. W środkowej części Gór Świętokrzyskich rejestrowano średnio rocznie ponad 800 mm opadu (Święty Krzyż – 826 mm). Po stronie południowo-wschodniej tych Gór obserwowano niższe sumy opadów (Staszów – 543 mm), niezależnie od wysokości stacji n.p.m., co wskazuje na występowanie tam zjawiska cienia opadowego. Podobnie niskie średnie sumy roczne rejestrowane były na Przedgórzu Iłżeckim (Osówka – 528 mm). Wyniki te potwierdzają indywidualizm pluwialny Gór Świętokrzyskich stwierdzony przez K. Kłysika (1981), J. Olszewskiego (1992), G. Żarnowieckiego (1991) i innych autorów.



Ryc. 1. Obszar badań wraz z lokalizacją punktów pomiaru opadu

1 – posterunek opadowy, 2 – rzeki, 3 – granice Wyżyny Kieleckiej, 4 – mezoregion fizycznogeograficzny

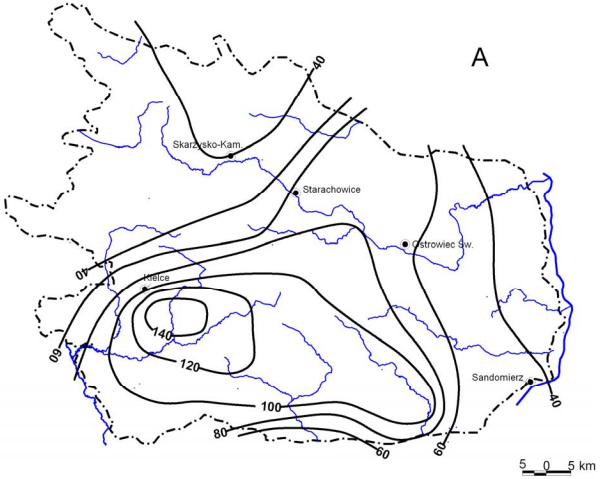
Fig. 1. Study area along with a rainfall sites location

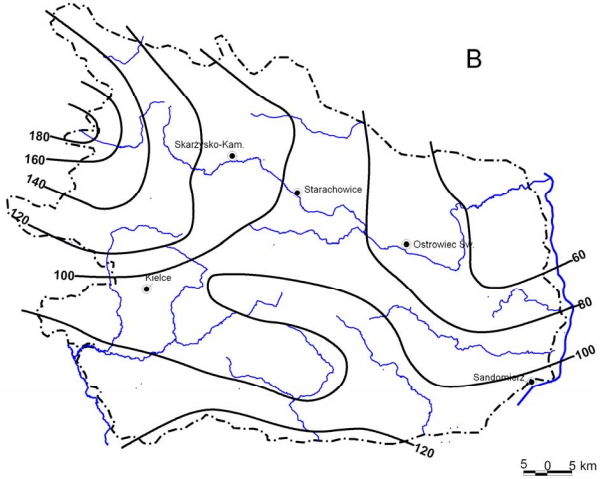
1 – raingauge, 2 – rivers, 3 – Kielce Upland boundaries, 4 – physico-geographical mesoregion

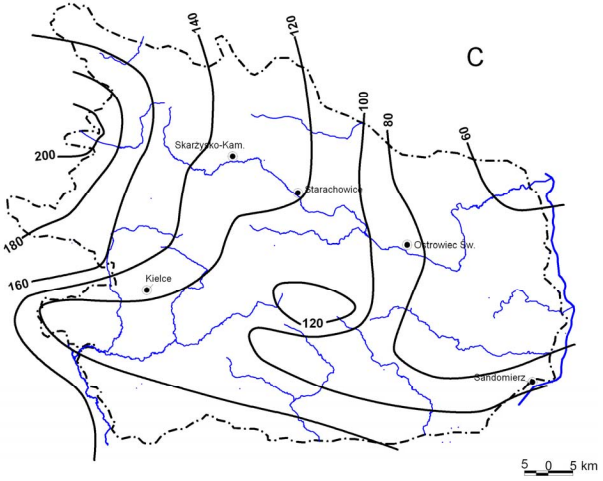
Wyniki

Rozkład przestrzenny opadów na Wyżynie Kieleckiej w poszczególnych dobach kolejnych okresów opadowych ilustrowano na mapach. Na rycinie 2 przedstawiono mapy izohiet w okresach najwyższych w historii tego obszaru sum 1-, 2-, 3-dobowych opadu.

Maksymalną sumę dobową opadu na Wyżynie zarejestrowano w dniu 24.VII.2001 r. (Kielce-Suków – 155,2 mm). Intensywne opady, które wystąpiły w godzinach wieczornych i nocnych, były związane z przebiegającym południkowo przez Wyżynę Małopolską odcinkiem ciepłym rozległego frontu europejskiego. Nad obszar południowo-wschodniej Polski następował wówczas intensywny spływ górą ciepłego powietrza zwrotnikowego znad Europy Wschodniej. W masie tej o stratyfikacji termicznej chwiejnej tworzyły się licznie komórki burzowe. Podczas omawianej doby spadło lokalnie dwukrotnie więcej deszczu niż przeciętnie w miesiącu. Strefa najwyższych opadów (ponad 120 mm·doba^{-1}) objęła wówczas najwyższe pasma Gór Świętokrzyskich oraz okolice Kielc. Niskie wartości opadu wystąpiły we wschodniej, północno-wschodniej i północnej części obszaru – Wyżynie Sandomierskiej i Przedgórzu Iłżeckiemu (nie przekroczyły 80 mm·doba^{-1}) (Suligowski 2009). Opad ten spowodował powodzie, szczególnie dotkliwe w zlewniach Czarnej Nidy i Świśliny (Ciupa 2002).







Ryc. 2. Rozkład przestrzenny opadów atmosferycznych na Wyżynie Kieleckiej w okresach maksymalnych sum:

A – 1-dobowych (24.VII.2001 r.),
B – 2-dobowych (17-18.VII.1970 r.),
C – 3-dobowych (17-19.VII.1970 r.).

1 – główne miasta, 2 – rzeki, 3 – granice Wyżyny, 4 – izohiety

Fig. 2. Isohyetal maps of the 1-, 2-, 3-days rainfall in the Kielce Upland during the periods of maximum total rainfalls:

A – 24 July 2001,
B – 17-18 July 1970,
C – 17-19 July 1970.

1 – major cities, 2 – rivers, 3 – Upland boundaries, 4 – isohyets

W tabeli 1 zestawiono wyniki obliczeń średniej obszarowej sumy dobowej opadu na Wyżynie Kieleckiej, w dniu 24.VII. 2001 r.

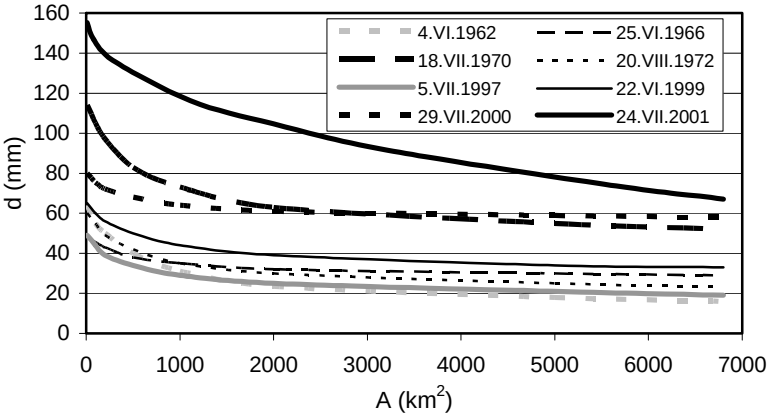
Tab. 1. Obliczenia średniej sumy opadu na Wyżynie Kieleckiej, 24. VII. 2001 r.

Tab. 1. Average total rainfall calculations in the Kielce Upland, 24 July 2001

Suma opadu P (mm)	Powierzchnia objęta opadem A (km^2)	Skumulowana powierzchnia objęta opadem ΣA (km^2)	Objętość opadu V (mln m^3)	Skumulowana objętość opadu ΣV (mln m^3)	Średnia suma obszarowa opadu d (mm)
140-155,2	82	82	12,0	12,0	146,7
120-140	200	282	26,0	38,0	134,8
100-120	830	1112	91,3	129,3	116,3
80-100	880	1992	79,2	208,5	104,7
60-80	1230	3222	86,1	294,6	91,4
40-60	2433	5655	121,7	416,3	73,6
32-40	1145	6800	39,7	456,0	67,1

Źródło: opracowanie własne

Podczas analizowanej doby opadowej, na każdy metr kwadratowy obszaru o powierzchni ok. 100 km^2 spadło 145 dm^3 wody, a ok. 100 dm^3 wody na 1 m^2 powierzchni o wielkości ok. 2000 km^2. Obliczona objętość skumulowana opadu na Wyżynie w tym czasie przekroczyła 450 mln m^3 (tab. 1). Wysokie wartości średniej obszarowej sumy 1-dobowej opadu wystąpiły także 18.VII.1970 r. oraz 29.VII.2000 r. W pozostałych okresach powodziowych na Wyżynie Kieleckiej rejestrowano znacznie niższe wartości sum opadu. Średnie sumy obszarowe opadów obejmujące cały analizowany region zmieniały się w zakresie od 16,1 mm do 67,1 mm (ryc. 3).



Ryc. 3. Krzywe obszarowej redukcji maksymalnych 1-dobowych sum opadu (mm) obserwowanych na Wyżynie Kieleckiej w okresach powodziowych

Fig. 3. Areal reduction curves of the maximum diurnal rainfall totals (mm) in the Kielce Upland during the floods

Tab. 2. Ekstremalne sumy opadów 2- i 3-dobowych na posterunkach opadowych oraz średnie sumy obszarowe (d) na Wyżynie Kieleckiej w okresach powodziowych

Tab. 2. Extreme 2- and 3-day rainfall totals and the area average rainfall in the Kielce Upland during floods periods

Okres		Opad punktowy P (mm) (posterunek)		Średnia obszarowa suma opadu d (mm)
		maksimum	minimum	
2 doby	4-5.VI.1962	93,8 (Bodzentyn)	9,3 (Chmielnik)	52,3
	25-26.VI.1966	78,3 (Sandomierz)	16,8 (Opoczno)	37,4
	17-18.VII.1970	200,9 (Końskie)	50,9 (Solec n. Wisłą)	109,2
	30.VI.-1.VII.1990	91,6 (Końskie)	8,9 (Małogoszcz)	39,5
	23-24.VII.2001	163,9 (Kielce-Suków)	28,0 (Małogoszcz)	83,2
3 doby	17-19.VII.1970	220,9 (Końskie)	59,3 (Solec n. Wisłą)	125,3
	20-22.VIII.1972	123,5 (Końskie)	24,9 (Solec n. Wisłą)	67,5
	18-20.VII.1997	119,4 (Sadków)	41,4 (Starachowice)	70,3
	21-23.VI.1999	114,3 (Małogoszcz)	26,8 (Klimontów)	62,1

Źródło: opracowanie własne

Najwyższą sumę 2-dobową opadu odnotowano na Wyżynie Kieleckiej 17-18.VII. 1970 r. (na posterunku w Końskich – 200,9 mm). Na mapie (ryc. 2) widoczny jest wyraźny ośrodek z wysokimi sumami opadów w tym okresie w zachodniej części analizowanego regionu. Rozkład sum opadów trwających 3 doby jest podobny. Jego maksymalna suma na Wyżynie Kieleckiej została zarejestrowana w dniach 17-19 VII. i wyniosła 220,9 mm. Opady w tych dniach, trwające praktycznie nieprzerwanie przez kilkadziesiąt godzin, spowodowały powodzie, które objęły zlewnie górnej Kamiennej, Czarnej Nidy oraz Czarnej Malenieckiej. Okres ten poprzedziło przejście przez obszar Polski dwóch frontów atmosferycznych (15-16.VII.), zablokowanych przez wyż wschodnioeuropejski. W efekcie doszło do ich połączenia w jedną strefę frontalną o charakterze quasi-stacjonarnym, w obrębie której tworzyły się zafalowania. Szczególną rolę odegrał ośrodek niżowy z centrum nad Niziną Węgierską, przemieszczający się wolno w kierunku północno-wschodnim. Niż ten, w godzinach popołudniowych 18.VII. pogłębił się i połączył w jedno centrum zalegające nad południowo-wschodnią Polską. Sterował on napływem ciepłego i bardzo wilgotnego powietrza znad Morza Czarnego. Naślizg tej masy na klin chłodnej masy powietrza spowodował powstanie rozbudowanego systemu chmur warstwowych. Znacznej intensywności

opadów na Wyżynie Kieleckiej sprzyjała wilgotno-chwiejna stratyfikacja powietrza i bardzo silne wiatry północne (dochodzące do 20 $m \cdot s^{-1}$ na poziomie 850 hPa) wpływające na formowanie chmur konwekcyjnych, wymuszanych również orografią w strefie Gór Świętokrzyskich (Mycielska i Michalczewski 1972, Suligowski 2009).

Średnie sumy opadów wielodobowych na obszarze obejmującym całą Wyżynę Kielecką, w analizowanych okresach powodziowych, wynosiły od 37,4 mm do 109,2 mm (2-dobowe), od 62,1 mm do 125,3 mm (3-dobowe) (tab. 2).

Dla obszarów położonych na Wyżynie Kieleckiej, o powierzchni nie przekraczającej 2000 km^2, ustalono wartości procentowe średniej obszarowej redukcji opadów rejestrowanych w punkcie (ryc. 4, tab. 3). Relację tę opisano matematycznie, w postaci:

$$d=100 \cdot \exp(a \cdot A^b)$$

gdzie: d – średnia obszarowa suma opadu (% opadu punktowego), A – powierzchnia terenu objęta opadem (km^2), a, b – współczynniki regresji.

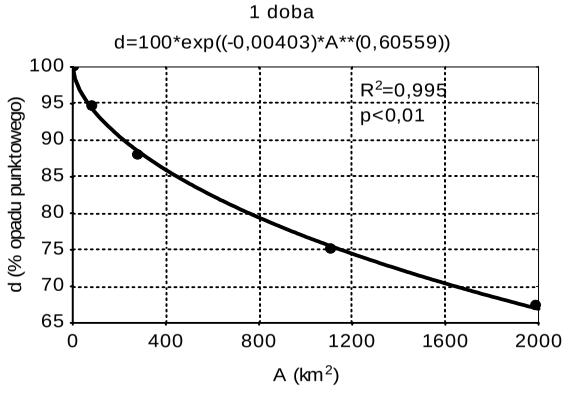
Tab. 3. Współczynniki redukcyjne opadów w procentach opadu punktowego na Wyżynie Kieleckiej

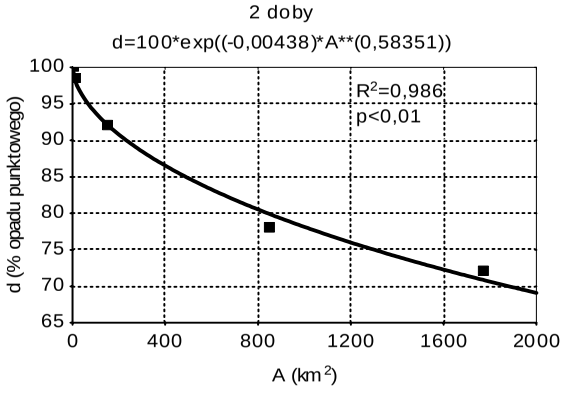
Tab. 3. Areal reduction factors (percentage of the point rainfall) in the Kielce Upland

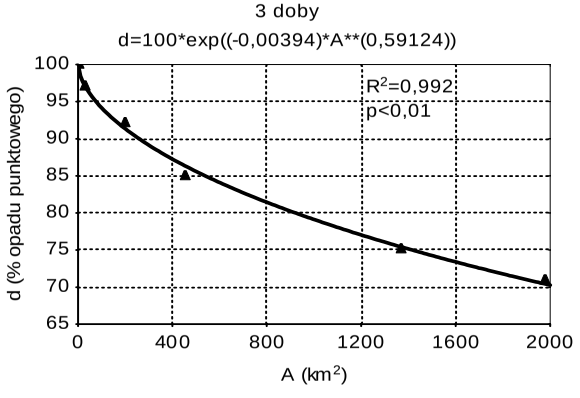
Powierzchnia (km^2)	Współczynnik redukcyjny opadu punktowego (%)		
	1 doba	2 doby	3 doby
10	98,3	98,4	98,5
25	97,2	97,3	97,4
50	95,8	95,8	96,1
75	94,6	94,7	95,1
100	93,7	93,8	94,2
250	89,2	89,6	90,2
500	84,1	84,8	85,6
750	80,1	81,2	82,1
1000	76,8	78,1	79,1
1250	73,9	75,5	76,6
1500	71,3	73,2	74,3
1750	69,0	71,0	72,2
2000	66,9	69,1	70,3

Źródło: opracowanie własne

Zwiększenie długości czasu trwania opadu (od 1 doby do 3 dób) wpływa na wzrost współczynnika redukcji opadu. Obliczona redukcja 1-dobowego opadu punktowego na obszar o powierzchni 2000 km^2 wynosi 66,9%, 2-dobowego – 69,1%, zaś trwającego 3-doby – 70,3% (tab. 3).







Ryc. 4. Związek między sumą 1-, 2-, 3-dobową opadu i powierzchnią terenu na Wyżynie Kieleckiej

Fig. 4. Depth-area-duration relationship for 1- to 3-days' rainfalls in the Kielce Upland

Podsumowanie

Przeprowadzona analiza pozwoliła na ustalenie zależności między sumami 1-, 2-, 3-dobowymi opadu i powierzchniami terenu objętymi jego zasięgami w okresach, w których wystąpiły powodzie opadowe w zlewniach rzecznych odwadniających Wyżyną Kielecką. Zaproponowane równania regresji, wraz z wyznaczonymi parametrami związku między sumą opadu, wielkością powierzchni terenu i czasem trwania na Wyżynie Kieleckiej pozwalają na wyznaczenie współczynników redukcyjnych opadu punktowego dla dowolnej wielkości powierzchni. Mogą być one wykorzystane m.in. do celów projektowych, związanych z obliczeniami średniego opadu w zlewniach cząstkowych odwadniających Wyżynę Kielecką oraz w transformacji obszarowej maksymalnego wiarygodnego opadu.

W pracy uzyskano znacznie niższe wartości współczynników redukcyjnych opadu niż stosowane w innych krajach świata. W celu redukcji obliczonych opadów punktowych o określonym prawdopodobieństwie przekroczenia konieczne jest zastosowanie innych współczynników, ustalonych na podstawie analizy rozkładu przestrzennego wartości maksymalnych rocznych opadów o określonym prawdopodobieństwie przewyższenia.

Praca finansowana ze środków na naukę w latach 2007-2009 jako projekt badawczy N306 056 32/3608.

Literatura

Asquith W.H., Famiglietti J.S., 2000, Precipitation areal-reduction factor estimation using an annual-maxima centered approach. Journal of Hydrology, 230: 55-69.

Ciupa T., 2002, Przyrodnicze i antropogeniczne uwarunkowania oraz skutki powodzi w zlewni rzeki Świśliny w lipcu 2001 r. (Góry Świętokrzyskie). (W:) P. Szwarczewski, E. Smolska (red.), Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym. Wyd. UW, Warszawa: 29-34.

Kłysik K., 1981, Główne cechy klimatu lokalnego Gór Świętokrzyskich. Problemy Zagospodarowania Ziem Górskich, 22.

Kondracki J., 2002, Geografia regionalna Polski. Wyd. PWN, Warszawa.

Lambor J., 1971, Hydrologia inżynierska. Wyd. Arkady, Warszawa.

Manual for depth-area-duration analysis of storm precipitation, 1969, World Meteorological Organization (WMO), 237.

Mohammadi S.E., Mahdavi M., 2009, Investigation of Depth-Area-Duration curves for Kurdistan Province. World Applied Sciences Journal, 6 (12): 1705-1713.

Mycielska H., Michalczewski J., 1972, Powódź w lipcu 1970 roku, Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa.

Myers V.A., Zehr R.M., 1980, A methodology for point-to-area rainfall frequency ratios. NOAA Tech. Report NWS, 24.

Natural Environmental Research Council, 1975, Flood Studies Report, Meteorological studies, London, II.

Olszewski J.L., 1992, Indywidualizm klimatyczny Gór Świętokrzyskich. Rocznik Świętokrzyski, KTN, Kielce, 19.

Omolayo A.S., 1993, On the transposition of areal reduction factors for rainfall frequency estimation. Journal of Hydrology, 145: 191-205.

Rodriquez-Iturbe, I., Mejia, J.M., 1974b, On the transformation of point rainfall to areal rainfall. Water Resources Research, 10 (4): 729-735.

Sivapalan M., Bloschl G., 1998, Transformation of point rainfall to areal rainfall – Intensity – duration – frequency curves. Journal of Hydrology, 204: 150-167.

Srikanthan R., 1995, A review of the methods for estimating areal reduction factors for design rainfalls. Report 95/3, Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology, Melbourne, Australia.

Suligowski R., 2009, Meteorologiczne przyczyny pojawiania się powodzi opadowych na Wyżynie Kieleckiej w okresie 1961-2007. (W:) R. Bogdanowicz, J. Fac-Beneda (red.), Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych. Fundacja Rozwoju UG, Gdańsk: 312-324.

US Weather Bureau, 1957, Rainfall intensity–frequency regime. Technical Paper, Washington DC, USA, 29.

Żarnowiecki G., 1991, Opady atmosferyczne Wyżyny Środkowomałopolskiej. Studia Kieleckie, Kielce, 2/70.

Summary

Determining Depth-Area-Duration (DAD) relationship in the catchments is one of the applied researches in hydrology. DAD curves exhibit the depth and the area covered by the rainfall with a particular duration. DAD analysis is widely used in characterization of precipitation extremes for specification of so-called design storms. In this study the DAD curves for the Kielce Upland were prepared and investigated. To obtain the rainfall rate for time durations of 1-, 2-, 3-days, the daily rainfall data from the raingauges were studied first and the rainfall data for durations of one to four days were extracted afterward. 20 events were then selected for the four time durations according to the rule of extensive rainfalls. In order to determine the average of maximum rainfall totals for different durations for each flood in the Kielce Upland catchments in period 1961-2007, calculations were performed using isohyetal maps. The initial DAD curves were then prepared using those calculations. Since the maximum rainfall is needed, the initial DAD curves for each duration were combined to obtain a final DAD curve, which is basically the envelope depth-area curve for the corresponding duration. This procedure was performed for all four time durations and ultimately four final DAD curves, one per each time duration, were produced.

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 217-221

Krzywa całkowa odchyleń opadów dobowych od średniego opadu dobowego

Accumulated departures from mean daily rainfall over a year

Henryk T. Mitosek

Instytut Geografii, Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach,
ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce, hmitosek@gmail.com

Streszczenie. W pracy przedstawia się możliwość wykorzystania krzywej całkowej skumulowanych odchyleń opadów dobowych od średniego opadu dobowego wyznaczonego w oparciu o średni opad roczny oraz średnie opady miesięczne, do oceny niedoboru opadów.

Słowa kluczowe: susza, skumulowane odchylenia, opady w Puławach

Key words: drought, accumulated departures, rainfalls at Puławy

Uwagi wstępne

Susza stanowi długotrwały okres bez opadów lub ich niedoboru względem średnich wartości z wielolecia. Wyróżnia się m.in. następujące rodzaje susz, a mianowicie:

1. *suszę atmosferyczną*, kiedy przez co najmniej przez 20 dni nie występują opady;
2. *suszę glebową*, gdy mają miejsce niedobory wody gruntowej, a w ich konsekwencji występują straty w rolnictwie;
3. *suszę hydrologiczną*, kiedy uwidacznia się zmniejszenie przepływu poniżej średniego niskiego przepływu z wielolecia.

Susza jest tutaj rozważana jako okres, w którym opad jest zdecydowanie niższy od klimatycznie oczekiwanej wielkości, czyli opadu normalnego[1] lub opadu

[1] Normalny opad roczny jest wartością środkową (medianą) uporządkowanego ciągu sum rocznych opadu punktowego z długiego okresu lat (Lambor 1971)

średniego z wielolecia. Wystąpienie suszy powoduje zamieranie wegetacji roślin, a w konsekwencji wystąpienie ogromnych strat w rolnictwie. W Wielkiej Brytanii, gdzie występują regularne opady przez cały rok, przyczyny braków zostały ilościowo dokładnie określone poprzez byłą *British Rainfall Organization* (Holland 1961) jako:

a) *susza absolutna* będąca okresem składającym się z co najmniej 15 kolejnych dni, w których żaden z opadów nie jest większy od 0,3 mm;
b) *susza częściowa* będąca okresem o co najmniej 29 dniach, w których średni opad dobowy nie przekracza 0,3 mm.

Takie kryteria zostały przyjęte w Wielkiej Brytanii i są używane przez inżynierów rolników i gospodarki wodnej przy badaniu zapisów dobowych opadów na stacjach. Wyznacza się wykresy skumulowanych odchyleń opadów dobowych w analizowanym roku od średniego opadu dobowego, który został określony na podstawie średniej rocznej wysokości opadu z wielolecia. Wykresy tego typu – publikowane w rocznikach *British Rainfall Organization* za lata 1961-1968 dla wybranych stacji opadowych (Show 1985) – orzekają o wielkościach deficytów w sensie omawianych skumulowanych odchyleń opadów dobowych.

Charakterystyka danych

Dane, które stanowią empiryczną bazę opracowania, są dobowymi wysokościami opadów w Puławach za lata 1919-1995, co stanowi 77 lat obserwacji. W oparciu o będące w dyspozycji dane wyznaczono normalny opad roczny na poziomie 571,5 mm i średnią roczną wysokość opadu – 571 mm. Wymienione roczne wysokości opadu bardzo niewiele się różnią. Dlatego też w dalszych rozważaniach będziemy się posługiwać wysokościami średnimi, co zapewni bilansowanie się uzyskiwanych wyników w rocznych przedziałach czasu. Rozkład średnich miesięcznych wysokości opadów w Puławach (1919-1995) został przedstawiony na ryc. 1.

Na podstawie dostępnych danych określono charakterystyczne wysokości opadów rocznych:

a) minimalny na poziomie 329,9 mm, który wystąpił w 1942 r.;
b) średni – 571,5 mm z 1940 r.;
c) maksymalny – 792,3 mm z 1966 r.

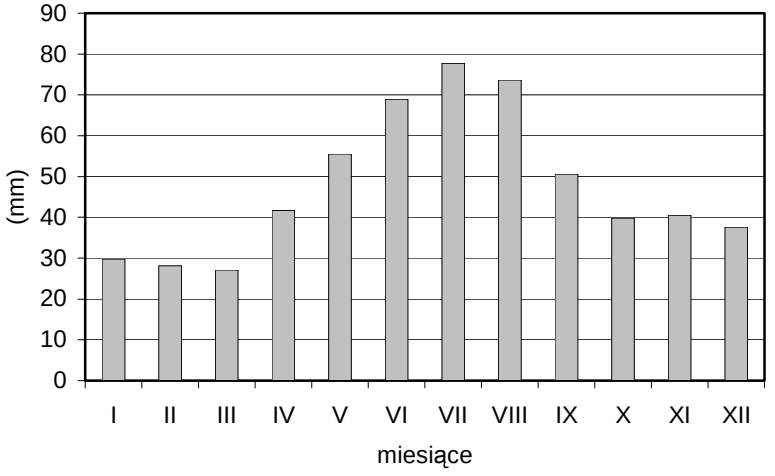
Proponowana analiza

Na wstępie powtórzono analizę przeprowadzaną przez British *Rainfall Organization* (Show 1985). W tym celu, w oparciu o średni opad roczny (571 mm) określono średnią dobową wysokość opadu – uwzględniano przy tym ilość dni, które występują w latach zwyczajnych czy też przestępnych. Następnie dla chronologicznie uporządkowanych dobowych ciągów wysokości opadów, które wystąpiły w latach charakterystycznych 1942, 1940[2] i 1966, o odpowiednio,

[2] Był to rok przestępny

minimalnej, średniej i maksymalnej wysokości opadu rocznego, wyznaczono skumulowane odchylenia opadów dobowych od średniego opadu dobowego.

Rozkład dobowych wysokości opadów w cyklu rocznym nie jest jednostajny (prostokątny), co potwierdza rozkład średnich miesięcznych wysokości opadów przedstawiony na ryc. 1. W związku z tym – w drugim kroku – dla kolejnych miesięcy określono średnią dobową wysokość opadu w oparciu o ich średnie miesięczne wysokości z wielolecia. Uwzględniono przy tym, czy miesiąc luty analizowanego roku był zwyczajny czy też przestępny. Następnie, podobnie jak w pierwszym kroku, dla chronologicznie uporządkowanych dobowych ciągów wysokości opadów, które wystąpiły w latach charakterystycznych 1942, 1940 i 1966 wyznaczono skumulowane odchylenia opadów dobowych od średniego opadu dobowego dla kolejnych miesięcy.

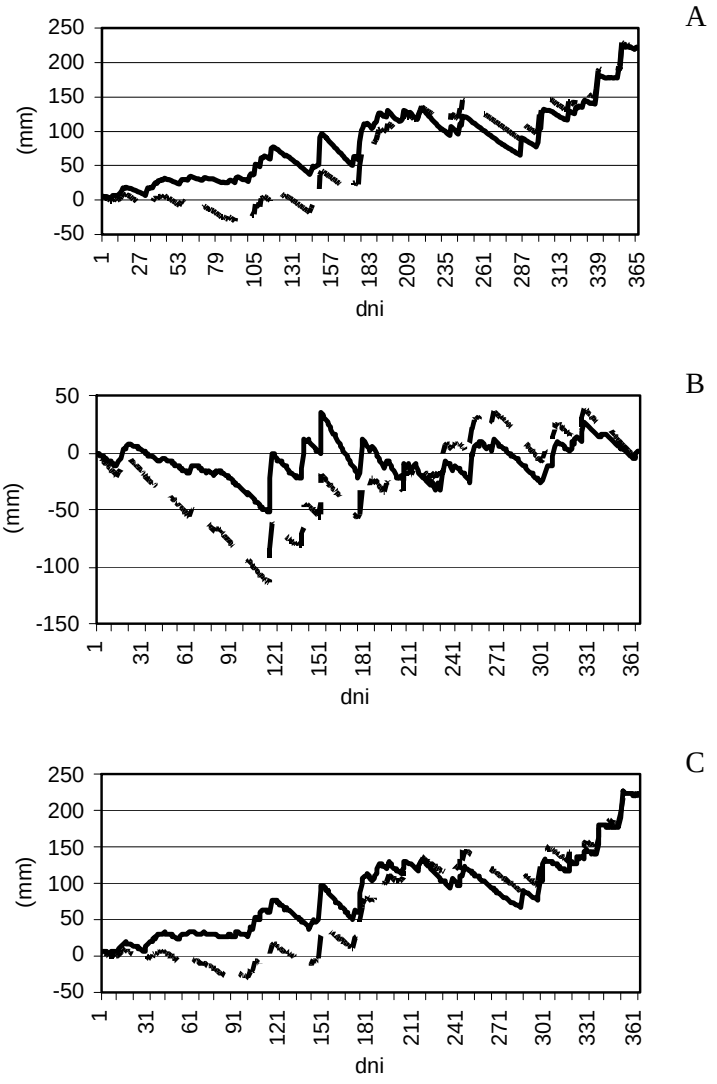


Ryc. 1. Rozkład średnich miesięcznych wysokości opadów w Puławach (1919-1995)
Fig. 1. Distribution of mean monthly rainfalls at Puławy (1919-1995)

Wyznaczone skumulowane odchylenia opadów dobowych od odpowiedniego średniego opadu dobowego dla analizowanych lat zostały przedstawione na ryc. 2A-C, gdzie linia ciągłą oznaczano przebiegi względem wartości średniej rocznej, a linia przerywaną – wartości średnich miesięcznych.

Ponieważ roczna suma opadów średnich miesięcznych jest identyczna ze średnim opadem rocznym, to tym samym, w obu rozpatrywanych przypadkach, ostatnie wartości odchyleń są identyczne. W przypadku przebiegu skumulowanych odchyleń opadów dobowych od średnich dobowych z wielkości miesięcznych uzyskuje się lepsze dopasowanie, które charakteryzuje stan deficytów od przebiegu odchyleń od średniej dobowej dla roku.

W roku 1942 wystąpił deficyt opadu w wysokości 241,1 mm względem roku średniego (ryc. 2A); w roku 1940, który był rokiem średnim deficyt był zerowy (ryc. 2B); zaś w roku 1966 miał miejsce nadmiar opadu w wielkości 221,3 mm względem roku średniego (ryc. 2C).



Ryc 2. Skumulowane odchylenia opadów dobowych w roku 1942 (A), 1940 (B) i 1966 (C), od średniego opadu dobowego dla roku (linia ciągła) oraz dla kolejnych miesięcy (linia przerywana)

Fig. 2. Cumulative departure from mean daily rainfall for year 1942 (A), 1940 (B) and 1966 (C) (solid line) and for successive months (dotted line)

Przy okazji zwrócono uwagę, że publikowane pomiary wysokości opadu należy traktować jako indeksy opadu atmosferycznego. Jest to spowodowane używanymi przyrządami pomiarowymi (w Polsce deszczomierz Hellmanna), m.in. wysokością ich posadowienia w stosunku do poziomu gruntu. W związku z tym pojawiła się koncepcja wprowadzenia poprawki korygującej publikowane indeksy opadu atmosferycznego. Okazało się, że w praktyce nie można mówić o tego rodzaju poprawce w przypadku pojedynczego zdarzenia opadowego.

S. Kowalczyk i J. Ujda (1987), w oparciu o kilkuletnie (1972-1979) pomiary opadów, przy użyciu różnego typu przyrządów na sześciu polskich stacjach meteorologicznych, zaproponowali procentowe poprawki dla miesięcznych i rocznych sum opadów zmierzonych deszczomierzem Hellmanna na standardowej wysokości 1 m. Wysokie, 20% wartości poprawki w zimie (grudzień-luty), są spowodowane wywiewaniem śniegu z deszczomierza, natomiast w letnim okresie opadów o dużej intensywności (czerwiec-wrzesień) wielkość poprawki spada do 6-8%. Dla całego roku poprawka ta wynosi 13%.

Wnioski

Przedstawiona w pracy metodyka, może stanowić pożyteczne narzędzie monitorowania wielkości deficytu opadów realizowanego w czasie rzeczywistym. Dla stacji, dla której prowadzi się monitorowanie znany jest rozkład średnich miesięcznych wysokości opadów (podobny do rozkładu z ryc. 1). Należy tylko przygotować prosty program komputerowy, którego realizacją będą skumulowane odchylenia opadów dobowych od średniego opadu dla kolejnych miesięcy. W rezultacie uzyska się wgląd w bieżący stan deficytów opadu dla terenu stacji, który można transponować na okalający stację obszar.

Literatura

Holland D.J., 1967, Rain intensity frequency relationships in Britain. British Rainfall 1961.

Kowalczyk S., Ujda J., 1987, Pomiary porównawcze opadów atmosferycznych. Materiały badawcze IMGW, ser. Meteorologia, 14.

Lambor J., 1971, Hydrologia inżynierska. Wyd. Arkady, Warszawa.

Rodda J.C., 1973, A study of magnitude, frequency and distribution of intense rainfall in United Kingdom. British Rainfall 1966.

Shaw E.M., 1985, Hydrology in Practice. Chapman & Hall, London, UK.

Summary

In this study, one presents how to use cumulative departures from mean daily rainfall which has been calculated from (a) annual mean rainfall as well as (b) from mean monthly ones to estimate rainfalls' deficits.

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 223-230

Hydrograficzne aspekty wyznaczenia granic Kieleckiego Obszaru Chronionego Krajobrazu

Hydrographic aspects of the Kielce Protected Landscape Area boundaries

Artur Kasprzyk

Instytut Geografii, Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach,
ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce, artur.kasprzyk@ujk.edu.pl

Streszczenie: W pracy przedstawiono znaczenie elementów hydrograficznych przy wyznaczaniu Kieleckiego Obszaru Chronionego Krajobrazu (KOChK). Określenie obszarów chronionych w strefie miejskiej oparto na Ustawie o ochronie przyrody, uwzględniając również projekty studiów uwarunkowań i miejscowe plany zagospodarowania przestrzennego. Rzeki płynące w przekształconych dolinach wykorzystane zostały jako osie, wzdłuż których położone są pozostałe obszary chronione. Dla zapewnienia bezpieczeństwa życia mieszkańców oraz mając na uwadze ewentualne finansowe roszczenia w określaniu KOChK uwzględniono tereny zalewane wielkimi wodami. Podczas prac nad wyznaczaniem obszarów chronionego krajobrazu starano się utrzymać równowagę, z jednej strony uwzględniając duży obszar ochronny, a z drugiej strony nie hamując możliwości rozwoju terenów zurbanizowanych.

Słowa kluczowe: obszar chronionego krajobrazu, tereny zalewowe, Kielce

Key words: protected landscape area, floodplains, Kielce

Wprowadzenie

W planowaniu przestrzennym miast konieczne jest uwzględnienie ochrony obszarów cennych ze względu na wyróżniający się krajobraz o zróżnicowanych ekosystemach, wartościowych ze względu na możliwość zaspokajania potrzeb związanych z turystyką i wypoczynkiem lub pełniących funkcję korytarzy ekologicznych, czyli obszarów umożliwiających swobodną migrację roślin i zwierząt. Wyznaczenie takich obszarów, w granicach miasta i nadanie im statusu prawnego obszarów chronionego krajobrazu, zwiększa znacznie jakość życia jego mieszkańców.

Podstawą prawną do tworzenia obszarów chronionego krajobrazu jest Ustawa z dnia 16 kwietnia 2004 r. o ochronie przyrody (art. 23 i 24). Ich wyznaczanie następuje w drodze uchwały sejmiku województwa, która określa jego nazwę, położenie, obszar, sprawującego nadzór, a także reguluje ustalenia dotyczące czynnej ochrony ekosystemów oraz określa zakazy właściwe dla danego obszaru wynikające z potrzeb jego ochrony. Do określenia granic tej formy ochrony przyrody, oprócz bezpośredniego uwzględnienia terenów cennych przyrodniczo, należy wziąć pod uwagę projekty studiów uwarunkowań i kierunków zagospodarowania przestrzennego oraz miejscowe plany zagospodarowania przestrzennego. Tak określony dokument powinien być brany pod uwagę przy sporządzaniu kolejnych szczegółowych projektów i planów zagospodarowania przestrzennego.

Z inicjatywą powołania obszaru chronionego krajobrazu na terenie Kielc wystąpił Wydział Ochrony Środowiska Urzędu Miasta Kielc. Koncepcja utworzenia KOChK powstała z uwagi na wysokie walory krajobrazowe, przyrodnicze, historyczno-kulturowe i rekreacyjno-wypoczynkowe, jakimi charakteryzuje się miasto. Na te walory składają się:

- ustanowione formy ochrony przyrody;
- tereny o wysokich wartościach geobotanicznych;
- tereny leśne i zróżnicowane systemy terenów zieleni;
- otoczone zielenią doliny rzeczne, w dużym stopniu w stanie nieprzekształconym;
- chronione wartości krajobrazu (bogata strukturalnie rzeźba terenu, atrakcyjne ciągi i punkty widokowe);
- istniejące i planowane zbiorniki wód powierzchniowych;
- chronione zbiorniki wód podziemnych;
- zasoby dziedzictwa kulturowego;
- tereny i obiekty wypoczynku i rekreacji.

Na obszarze Kielc, Uchwałą Nr LXVI/1262 Rady Miejskiej z dnia 27 lipca 2006 r., ustanowiono Kielecki Obszar Chronionego Krajobrazu (KOChK) o łącznej powierzchni 3550 ha. W 2009 r. przeprowadzono aktualizację przebiegu granic KOChK mającą na celu pełne dostosowanie dokumentu do aktualnych miejscowych planów zagospodarowania przestrzennego oraz opracowywanego Studium Uwarunkowań i Kierunków Zagospodarowania Przestrzennego miasta Kielc. W pracach tych wykorzystano również dostępne dokumentacje przyrodnicze, ekofizjograficzne i hydrograficzne. Aktualizacja przebiegu granic Kieleckiego Obszaru Chronionego Krajobrazu została wprowadzona Uchwałą Nr XXXIX/921 Rady Miejskiej z dnia 23 lipca 2009 r.

Powyższa uchwała wprowadza na obszarze KOChK następujące strefy krajobrazowe (ryc. 1):

A – tereny dolin rzecznych i cieków wodnych, narażone na zalewanie wielkimi wodami oraz pełniące funkcje korytarzy ekologicznych pomiędzy obszarami chronionymi;

B – tereny ekosystemów leśnych, muraw i zarośli kserotermicznych, zieleni miejskiej, cmentarzy i ogrodów działkowych;

C – tereny rolne, tereny istniejącej i planowanej zabudowy, rekreacji, sportu i wypoczynku wraz z zielenią towarzyszącą;

P – parki.

Elementy hydrograficzne uwzględnione w wyznaczaniu Kieleckiego Obszaru Chronionego Krajobrazu

Zapis prawny wynikający z Ustawy o ochronie przyrody mówiący o zakazie „lokalizowania obiektów budowlanych w pasie szerokości 100 m od linii brzegów rzek, jezior i innych zbiorników wodnych, z wyjątkiem urządzeń wodnych oraz obiektów służących prowadzeniu racjonalnej gospodarki rolnej" nie zawsze miał zastosowanie ze względu na fakt już istniejącej zabudowy głównie w centralnej części miasta. Nowo wyznaczane obszary chronione już to ograniczenie uwzględniają.

Z uwagi na rozkład przestrzenny poszczególnych obszarów chronionego krajobrazu, połączono je w strefy nadając im nazwy topograficzne (tab. 1, ryc. 2) nawiązujące do ukształtowania powierzchni.

Tab. 1. Powierzchnie poszczególnych stref krajobrazowych

Tab. 1. The areas of the different landscape zones

Strefa KOChK	Powierzchnia strefy (ha)				
	A	B	C	P	Razem
Dolina Silnicy	150,4	458,3	278,6	112,7	1000
Dolina Bobrzy	170,4	79,9	480,5	0,3	731,1
Dolina Sufragańca	274,3	378,3	233,7	9,9	896,3
Dolina Lubrzanki	153,1	194,1	525,1	0,0	872,2
Grzbiet Szydłówkowski	38,9	139,9	170,1	7,6	356,5
Kielce	787,1	1 250,4	1 688,0	130,5	3 856,1

Źródło: opracowanie własne

Bardzo istotnym elementem, który został uwzględniony w tworzeniu i aktualizacji granic KOChK był aspekt hydrograficzny. Oprócz istnienia rzek i zbiorników wodnych (ryc. 3) zasadne było uwzględnienie fauny i flory tych obiektów (Jaśkowski i in. 2009). Nadanie nazw większości wydzielonych stref sugeruje o znaczeniu rzek i ich dolin w tworzeniu obszarów chronionego krajobrazu. Tereny położone w obrębie dolin rzecznych, pełniących również funkcje korytarzy ekologicznych (strefa A), stanowią oś, wzdłuż której położone są pozostałe obszary chronione i obejmują one około 20% KOChK.

Dolina Bobrzy

Obszar obejmuje zachodnie części miasta (rejon Dobromyśla, Zalesia i Białogonu) funkcjonalnie związane z doliną rzeki Bobrzy oraz z ujściami jej lewobrzeżnych dopływów: Sufragańca i Silnicy. W części południowej graniczy i powiązany jest z ustanowionym Chęcińsko-Kieleckim Parkiem Krajobrazowym, zaś w części wschodniej – z ekslawą parku Karczówka – Szczukowskie Górki. Na południe od tego obszaru występują projektowane tereny: Wzgórza Chęcińsko-Kieleckie i Dolina Bobrzy, wchodzące w skład Natury 2000.

W tej części KOChK wysokie walory przyrodniczo-krajobrazowe reprezentuje strefa łąkowo-wodna, obejmująca fito- i zoocenozy terenów otwartych związanych z doliną Bobrzy oraz strefa leśna ciągnąca się wzdłuż doliny. Charakteryzuje się ona zróżnicowaniem siedlisk roślinnych (torfowiskowe, łąkowe, szuwarowe, bagienne, wodne, zaroślowe), w których spotyka się wiele gatunków prawnie chronionych (licznych jak na obszar miejski). Cenne gatunki roślin występują na oczkach wodnych i starorzeczach między stawami w Białogonie a Szczukowskimi Górkami, na których wykształciły się płaty roślinności wodnej i bagiennej, a zwłaszcza malowniczy i piękny zespół „lilii wodnej" z obecnością rzadkich gatunków rdestnic, wywłucznika, grążela żółtego i grzybienia białego. Strefa łąkowo-wodno-leśna pełni funkcję korytarza ekologicznego i zalicza się do najbardziej interesujących obiektów przyrodniczych miasta. Ponadto występują tu gatunki entomofauny wodnej i malakofauny.

Dolina Sufragańca

Teren ten jest położony w północno-zachodniej części miasta, funkcjonalnie związanej z doliną Sufragańca i jej lewobrzeżnego dopływu Sufragańczyka. Pierwszy rozciąga się wzdłuż dolin od Gruchawki, przez Niewachlów do rejonu Szczukowskich Górek i Czarnowa Rządowego, zaś w skład drugiego, wchodzą tereny północnych stoków gór Dalni i Grabiny. W części południowej obydwa tereny graniczą z ustanowionym Chęcińsko-Kieleckim Parkiem Krajobrazowym (eksklawa Parku Karczówka – Szczukowskie Górki). Wzdłuż granicy administracyjnej miasta teren powiązany jest przyrodniczo i krajobrazowo z Podkieleckim Obszarem Chronionego Krajobrazu. W rejonie Gruchawki i Niewachlowa dolina Sufragańczyka wraz z zalesionym wzgórzem Buk stanowi fragment KOChK o wysokich walorach przyrody. Obejmuje on tereny występowania naturalnych lasów i otwartych wilgotnych łąk, którym towarzyszą lasy sosnowo-jodłowe, a w miejscach bardziej wilgotnych na dnie doliny – lasy olchowe o charakterze łęgów i niskich grądów. Występują tu również zróżnicowane siedliska roślinności szuwarowej, bagiennej, wodnej i zaroślowej. W wymienionych siedliskach występuje wiele gatunków roślin chronionych i rzadkich (ciemiężyca zielona, lilia złotogłów, tojad dzióbaty, mieczyk dachówkowaty, rosiczka okrągłolistna, widłaki i inne). Doliny Sufragańczyka i Sufragańca zachowały charakter cennych ekologicznych stref łąkowo-wodnych, pełniących ważną funkcje korytarza ekologicznego, gdzie wraz z przylegającymi strefami leśnymi stanowią w dużym stopniu nie przekształcony fragment przyrodniczo-krajobrazowy miasta.

Dolina Silnicy

Obszar ten przecina centrum miasta i funkcjonalnie związany jest z doliną Silnicy. Pod względem fizycznogeograficznym obejmuje część Gór Świętokrzyskich, reprezentowanych przez fragmenty twardzielcowych pasm zbudowanych z węglanowych skał dewońskich. Rzeka wypływająca z Pasma Masłowskiego (Góra Sosnowica), płynie na południe przez miasto doliną strukturalną utworzoną na wychodniach skał mało odpornych (łupki lub mało odporne wapienie). Przecina ona odcinkami dolin przełomowych wzniesienia Pasma Masłowskiego oraz zachodnią część Grzbietu Szydłówkowskiego i Pasmo Kadzielniańskie. Od miejsca przecięcia Pasma Kadzielniańskiego skręca na zachód i płynie przez Dolinę Białogońską, gdzie koło Białogonu uchodzi do rzeki Bobrzy. Na tym obszarze wysokie wartości przyrodniczo-krajobrazowe reprezentuje strefa łąkowo-wodna obejmująca fito- i zoocenozy terenów otwartych związanych z górną i dolną częścią doliny rzeki Silnicy oraz strefa leśna i zadrzewiona ciągnąca się wzdłuż doliny wraz z parkami miejskimi i ogrodami działkowymi. Wymienione ciągi częściowo wypełnia strefa zurbanizowana obejmująca zwartą zabudowę miasta. Szata roślinna jest zróżnicowana, miejscami o dużych walorach przyrodniczych. Wzdłuż Silnicy występują trzy odcinki charakterystyczne pod względem stanu zachowania roślinności. W odcinku górnym od północnej granicy administracyjnej miasta do zalewu na Szydłówku (najmniej przekształconym przez człowieka) wykształciły się różnorodne zbiorowiska leśne, torfowiskowe i wilgotnych łąk. Dno doliny oprócz formacji leśnych (lasy olchowe) zajmują otwarte zbiorowiska wilgotnych łąk oraz fragmenty torfowisk, z wieloma gatunkami roślin chronionych. Odcinek doliny Silnicy między zalewem a ulicą Solną stanowi najmniej atrakcyjny fragment rzeki, z uwagi na przebieg przez zurbanizowany obszar miasta. Wody rzeki w tym rejonie zasilane są ściekami, co powoduje, że ten odcinek jest w dużym stopniu pozbawiona życia biologicznego. Występująca szata roślinna ma charakter synantropijny. Na pozostałym odcinku aż do Białogonu, dolina Silnicy charakteryzuje się różnym stanem przekształceń przez człowieka. Miejscami ma ona charakter synantropijny z udziałem zbiorowisk łąkowych. Wszystkie wymienione tereny są cenne dla lęgów ptaków, w tym wodno-błotnych (zalew, staw miejski z parkiem) oraz tworzą dogodne warunki miejsc bytowania, rozmnażania i rozwoju płazów, gadów, drobnych ssaków, entomofauny wodnej i malakofauny.

Dolina Lubrzanki

Obejmuje trzy oddzielne, wschodnie i południowe tereny miasta związane bezpośrednio z doliną rzeki lub położone w obrębie jej zlewni. Najważniejszy, rozległy mało przekształcony fragment krajobrazowy miasta rozciąga się od Wietrzni przez Zagórze, Nowy Folwark, Domaszowice, po Cedro-Mazur i Mójczę. W części wschodniej obejmuje on dolinę Lubrzanki wraz ze zbiornikiem wód powierzchniowych „Mójcza", która graniczy i jest powiązana z ustanowionym Podkieleckim Obszarem Chronionego Krajobrazu. Na Lubrzance w rejonie zbiornika „Mójcza" projektowany jest zbiornik wodny, którego powierzchnia będzie przekraczać 100 ha. Co najmniej 50% powierzchni zbiornika będzie leżeć na granicach Kielc na obszarze Kieleckiego Obszaru Chronionego Krajobrazu.

Dolina Lubrzanki wraz z przylegającym kompleksem leśnym stanowi krajobraz okalający fragment wschodniej granicy Kielc. Spotyka się tutaj roślinność łąkową, wodną, szuwarową, bagienną i zaroślową. Podobna roślinność występuje w dolinie Zagórki wpadającej do Lubrzanki. Występująca tu roślinność charakteryzuje się bogactwem florystycznym oraz występowaniem gatunków roślin chronionych i zagrożonych wyginięciem. Układ dolin zachował charakter cennej ekologicznie strefy łąkowo-wodnej, pełniącej ważną funkcję korytarza ekologicznego.

Przy określaniu wyżej wymienionych stref wzięto pod uwagę położenie na obszarze miasta obiektów hydrograficznych, ukształtowanie powierzchni bezpośrednio nawiązujące do tych obiektów oraz ograniczenia wynikające z już istniejącej zabudowy. Z tym też wiążą się główne zagrożenia dla tych stref wynikające z intensywnej urbanizacji terenów miejskich, silnie napierającej w kierunku den dolin rzecznych. Również bardzo uciążliwe jest oddziaływanie komunikacji, a szczególnie głównych dróg zarówno kolejowych jak i samochodowych, z czym wiążą się problemy zanieczyszczeń, a także istnienie barier utrudniających funkcjonowanie korytarzy ekologicznych (Jaśkowski i in. 2009).

Podczas wyznaczania granic Kieleckiego Obszaru Chronionego Krajobrazu duże znaczenie miało uwzględnienie terenów zalewowych. Przeprowadzone wcześniej badania analizowanego obszaru, pomimo braku kontroli hydrometrycznej do 1993 r., pozwoliły na oszacowanie zasięgu terenów zalewowych o prawdopodobieństwie 1 i 10% (Kupczyk 1998, Ciupa i Biernat 1999). Teoretycznie wyznaczone obszary zalewowe w zlewniach Silnicy i Sufragańca zostały pozytywnie zweryfikowane w sposób naturalny w czasie powodzi w lipcu 1997 oraz 2001 r. W tym czasie miały miejsce wezbrania o prawdopodobieństwie przekroczenia około 1%. Wyznaczone kierunki działań zmniejszające zagrożenie powodziowe w tym i potencjalne straty materialne zostały uwzględniane przy tworzeniu planów miejscowych zagospodarowania terenu jak i również przy wyznaczaniu obszarów chronionego krajobrazu (ryc. 3) (Biernat i Ciupa 2004). Zasięg obszarowy terenów zalewowych 10, 1 oraz 0,5% został uwzględniony w KOChK, jest objęty strefą A.

Istotną funkcją KOChK w części zachodniej miasta, oprócz ochrony wód powierzchniowych w zlewniach Bobrzy i Silnicy jest ochrona Głównego Zbiornika Wód Podziemnych GZWP – Kielce, jak i strefy ochrony pośredniej dla komunalnego ujęcia wody w Białogonie zaopatrującego znaczną część miasta w wodę (ryc. 3). Obszar ten, choć podlega szczególnej ochronie, nie w całości został zaliczony do strefy A. Zadecydowały o tym inne przesłanki wydzielania stref ochronnych oraz fakt, iż w dużej części teren ten jest już prawnie chroniony w obrębie Chęcińsko-Kieleckiego Parku Krajobrazowego.

Z uwagi na fakt prawidłowego i długookresowego funkcjonowania Kieleckiego Obszaru Chronionego Krajobrazu, przy jego tworzeniu zostały wykorzystane miejscowe plany zagospodarowania przestrzennego, dzięki czemu możliwe było uwzględnienie perspektywicznych przekształceń. Do obszarów chronionych zaliczono min. planowane zbiorniki wodne (ryc. 3). Istotne znaczenie miało również uwzględnienie terenów przeznaczonych pod zabudowę stanowiących elementy ograniczające KOChK jak i perspektywiczne określenie

przebiegu tras komunikacyjnych będących nowymi barierami korytarzy ekologicznych.

Podsumowanie

Przy wyznaczaniu granic Kieleckiego Obszaru Chronionego Krajobrazu, mając na uwadze zaspokojenie jak i zwiększenie jakości życia mieszkańców miasta, uwzględniono obszary o wysokich walorach przyrodniczych, krajobrazowych i kulturowych. Istotne znaczenie tak określonych terenów miało zaliczenie do nich obszarów dolinnych rzek przepływających przez Kielce przy uwzględnieniu ochrony wód powierzchniowych jak i elementów florystyczno-faunistycznych. Obszar chronionego krajobrazu objął swym zasięgiem również zbiorniki wodne naturalne i sztuczne, istniejące oraz planowane a także strefę wynikającą z konieczności ochrony komunalnego ujęcia wody. Dla zapewnienia bezpieczeństwa życia mieszkańców oraz mając na uwadze ewentualne finansowe roszczenia w określaniu KOChK uwzględniono tereny zalewane tzw. wielkimi wodami. Przy określaniu obszarów chronionego krajobrazu starano się sprostać wymogom zasad ochrony krajobrazu, z drugiej zaś strony wyjść naprzeciw zapotrzebowaniom urbanistycznym.

Literatura

Biernat T., Ciupa T., 2004, Zagrożenia powodziowe na terenie Kielc i wyznaczanie obszarów zalewowych. (W:) I. Jażdżewska (red.), Zróżnicowanie warunków życia ludności w mieście. XVII konwersatorium wiedzy o mieście. Wyd. UŁ, Łódź.

Ciupa T., Biernat T., 1999, Wyznaczanie obszarów zalewowych w zlewniach niekontrolowanych w odniesieniu do przestrzennego zagospodarowania den dolin rzecznych na przykładzie Silnicy i Sufragańca (Góry Świętokrzyskie). (W:) A. Kostrzewski (red.), Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych. Wyd. UAM, Poznań.

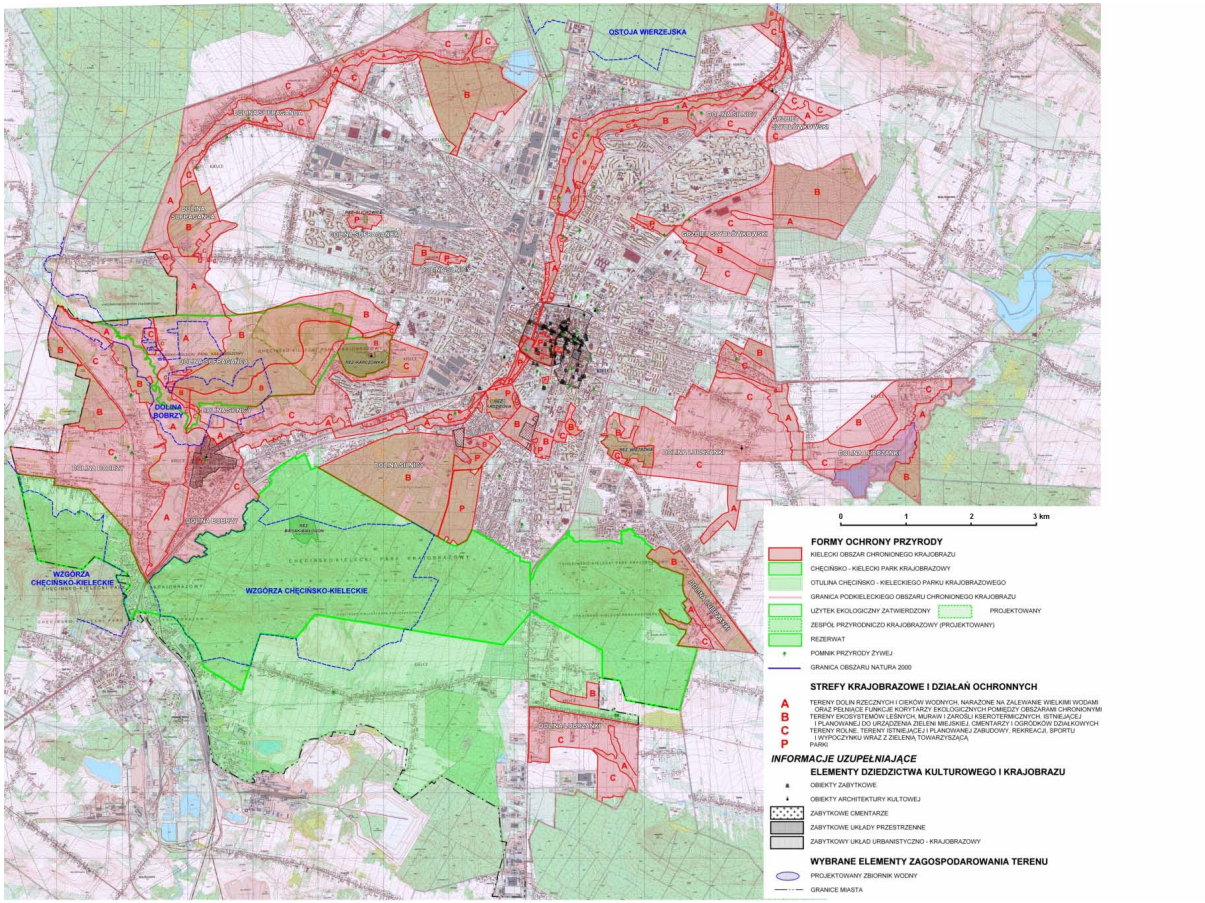
Jaśkowski B., Kasprzyk A., Stachurska E., Stachurski M., Rogalska J., Rogalska R., Świątek E., Zawada K., 2009, Dokumentacja aktualizacji opisu położenia i granic Kieleckiego Obszaru Chronionego Krajobrazu określonych uchwałą Rady Miejskiej w Kielcach z dnia 27 lipca 2006 r. w sprawie ustanowienia Kieleckiego Obszaru Chronionego Krajobrazu z uwzględnieniem studium uwarunkowań i kierunków zagospodarowania przestrzennego miasta Kielc oraz technologii GIS. Wydział Ochrony Środowiska, Urząd Miasta w Kielcach.

Kupczyk E., 1998, Studium Ekohydrologiczne rzek Silnicy i Syfragańca w aspekcie planowania przestrzennego. (W:) E. Kupczyk (red.), Problemy ochrony przestrzeni dolin rzecznych Silnicy i Sufragańca. Wyd. KTN, Kielce.

Studium uwarunkowań i kierunków zagospodarowania przestrzennego Miasta Kielce uchwalone Uchwałą Nr 580/2000 Rady Miejskiej w Kielcach z dnia 26 października 2000 r. wraz ze zmianami. 2000-2008, Zarząd Miasta Kielce – Prezydent Miasta Kielce.

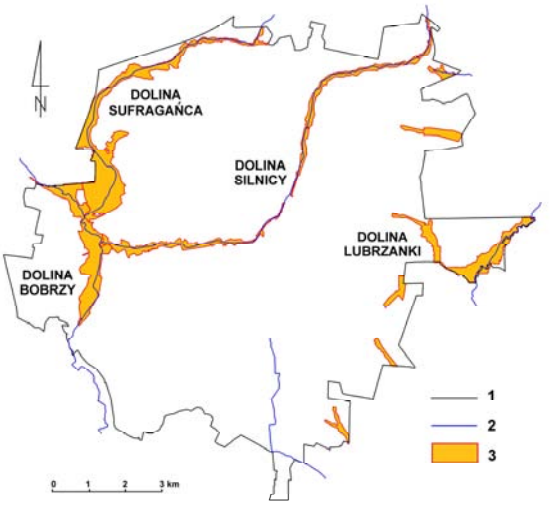
Summary

The paper presents the important hydrographic components in determining of the Kielce Protected Landscape Area boundaries. Identification of protected areas in the municipal area is based on the Nature Conservation Act. It also includes a draft study plan and local zoning plans. Rivers flowing in more or less transformed valleys have been used as a kind of axes, around which there are located other protected areas. In determining of the Kielce Protected Landscape Area boundaries there were taken into account residents' safety and the compensation issues arising from the decanting area river waters. While these works were carried out there was taken into consideration a kind of balance between a large area of protection and development opportunities of urban areas.



Ryc. 1. Zaktualizowana mapa Kieleckiego Obszaru Chronionego Krajobrazu wraz ze strefami działań ochronnych

Fig. 1. An updated map of the Kielce Protected Landscape Area and protective action zone

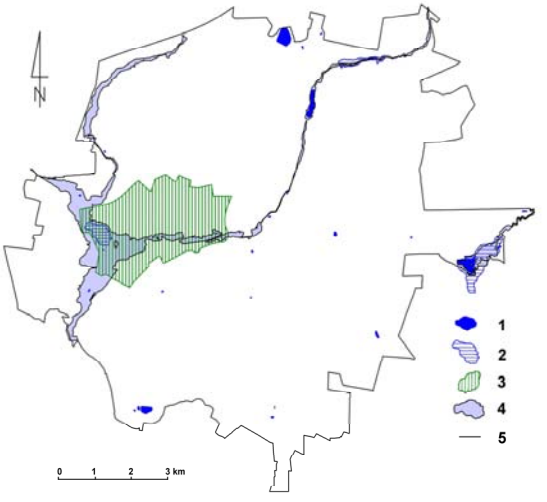


Ryc. 2. Rozkład przestrzenny strefy A na obszarze Kielc

1 – granice miasta, 2 – rzeki, 3 – strefa A Kieleckiego Obszaru Chronionego Krajobrazu

Fig. 2. Spatial distribution of the zone A in Kielce

1 – Kielce boundaries, 2 – rivers, 3 – Kielce Protected Landscape Area (zone A)



Ryc. 3. Elementy hydrograficzne uwzględnione przy wyznaczaniu Kieleckiego Obszaru Chronionego Krajobrazu

1 – istniejące zbiorniki wodne, 2 – planowane zbiorniki wodne, 3 – strefa ochronna ujęcia wód podziemnych, 4 – tereny zalewowe wodami o prawdopodobieństwie przewyższenia 1%, 5 – granice miasta

Fig. 3. Hydrographic components taken into account in determining Kielce Protected Landscape Area

1 – existing water reservoirs, 2 – planned water reservoirs, 3 – protective zone of the groundwater intake, 4 – 100-year floodplains, 5 – town boundaries

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 231-241

Wykorzystanie Systemów Informacji Geograficznej do badań przemian powierzchniowej sieci hydrograficznej w XIX i XX wieku na przykładzie bytomskiego rejonu złożowego

Use of the Geographical Information System to researches of surface hydrographic network changes in 19th and 20th century on the Bytom deposit area example

Alicja Pradela[1], Maksymilian Solarski[2]

[1] Ul. Stolarzowicka 78B/38, 41-908 Bytom, alicjapradela@wp.pl

[2] Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, maxsolarski@poczta.fm

Streszczenie: W opracowaniu przedstawiono możliwości zastosowania narzędzi GIS do badań przemian sieci hydrograficznej. W analizie wykorzystano informacje z okresu ostatnich 200 lat, a wszystkie prace wykonano na bazie dostępnych materiałów analogowych. Zaprezentowane zostały trzy przykładowe metody przedstawienia zmian parametrów sieci hydrograficznej. Przeprowadzone badania pozwoliły stwierdzić, że archiwalne materiały kartograficzne stanowią solidną i wiarygodną podstawę do przeprowadzania analiz przestrzennych. Materiały te można porównywać z danymi współczesnymi, a otrzymane wyniki umożliwiają wnioskowanie o wpływie analizowanych czynników na zmiany sieci hydrograficznej.

Słowa kluczowe: analizy przestrzenne, materiały kartograficzne, Systemy Informacji Geograficznej, sieć hydrograficzna

Key words: spatial analysis, cartographic materials, Geographical Information System, hydrographic network

Wprowadzenie

Przestrzeń geograficzną od kilku tysięcy lat opisywano posługując się symbolem, a tworzone mapy służyły głównie do orientacji w terenie. Współcześnie, sposobem opisu przestrzeni są przede wszystkim komputerowe systemy informacji geograficznej (ang. *Geographical Information System* – GIS) (Gotlib i in. 2007). Umożliwiają one gromadzenie danych geograficznych, ich

analizę, zapis w logicznej strukturze oraz wszechstronną wizualizację. W obrębie szeroko pojętych zagadnień geograficznych systemy geoinformacyjne stanowią doskonałe narzędzie do badań środowiska geograficznego, pozwalają bowiem na graficzne, liczbowe oraz statystyczne wyrażenie jego cech (Urbański 2008). Szczególnie cenne są badania przedstawiające nie tylko współczesny jego stan, ale obrazujące wieloletnie przemiany. Duże znaczenie w nurcie geografii historycznej mają badania przemian sieci hydrograficznej, zachodzących głównie w obrębie obszarów silnie zurbanizowanych i uprzemysłowionych. Pozwalają one na poznanie wpływu człowieka, bezpośredniego lub pośredniego, a także prognozowanie dalszych zmian na danym obszarze lub metodą analogii na obszarach o podobnych cechach środowiska przyrodniczego. Materiał wyjściowy do badań stanowić mogą różnorodne opracowania, poczynając od danych archiwalnych aż po dane współczesne, często tworzone z bardzo dużą dokładnością i częstotliwością. Zastosowanie w analizie jednego typu materiałów źródłowych pozwala na przedstawienie stanu środowiska w określonym czasie, przeprowadzenie badań w oparciu o dane z różnych okresów czasu pozwala z kolei na ukazanie krótko- lub długoterminowych zmian. Analizy przemian sięgać mogą nawet XVIII wieku, jak bowiem wynika z badań A. Kanieckiego (1996), materiały kartograficzne powstające w tym okresie cechują się na tyle dużą dokładnością i dobrą kartometrycznością, iż można je porównywać z materiałami współczesnymi. Celem opracowania jest przedstawienie możliwości wykorzystania narzędzi GIS do przeprowadzenia, na bazie dostępnych materiałów analogowych, badań przemian sieci hydrograficznej. Materiały analogowe w tym przypadku utożsamiane są z mapami topograficznymi z różnych okresów czasu, opracowanymi w różnych odwzorowaniach kartograficznych, ale mającymi podobną dokładność prezentacji danych.

Zakres i metodyka badań

W opracowaniu przedstawiono trzy metody podejścia do badań przemian sieci hydrograficznej:

- utworzenie mapy zmian wybranego elementu sieci hydrograficznej prezentującej jego przemiany w ujęciu całościowym, a więc w odniesieniu do wszystkich czynników,
- wskazanie przemian sieci hydrograficznej wynikających z odwodnienia terenu na skutek wgłębnej eksploatacji surowców i zależność tego procesu od zróżnicowania przestrzennego powierzchniowych utworów geologicznych,
- określenie zmian struktury sieci hydrograficznej spowodowanych zaistniałą w wyniku wgłębnej eksploatacji surowców modyfikacją stosunków wysokościowych terenu.

Do realizacji tych metod założono, że:

- sieć hydrograficzna podlega przemianom pod wpływem szeroko pojętej antropopresji,
- wgłębna eksploatacja surowców powoduje powstanie leja depresji,

prowadząc do zaniku powierzchniowej sieci hydrograficznej na obszarach odwodnionych przykrytych utworami przepuszczalnymi, nie powoduje natomiast tego zjawiska na obszarach pokrytych utworami słaboprzepuszczalnymi,

- przeobrażenia rzeźby terenu powodują zmiany cech przestrzennych powierzchniowej sieci hydrograficznej.

Obszarem modelowym wykorzystanym do prezentacji wybranych metod jest bytomski rejon złożowy. Teren badań został arbitralnie ograniczony większymi ciekami: Szarlejką na północy, Potokiem Rokitnickim na zachodzie, Bytomką na południu oraz Brynicą na wschodzie. Wyznaczony rejon objął więc swoim zasięgiem nie tylko większą część Bytomia, ale również fragment terenu Zabrza, Piekar Śląskich, Chorzowa i Siemianowic Śląskich, osiągając powierzchnię 11 520 ha. Wybór obszaru badań podyktowany był przede wszystkim faktem, iż jest on jednym z najbardziej przekształconych (głównie na skutek działalności górniczej) rejonów Polski. Dla tego terenu istnieje ponadto bogaty zasób archiwalnych i współczesnych materiałów kartograficznych. Do zobrazowania elementów sieci hydrograficznej w poszczególnych cięciach czasowych oraz do utworzenia cyfrowych modeli powierzchni terenu posłużono się mapami:

1. Preussische Ur-Messtischblätter z roku 1823, w skali 1: 25 000,
2. Messtischblätter z roku 1883, w skali 1: 25 000,
3. Mapą Topograficzną Polski z lat 1986-1988, w skali 1: 25 000, uaktualnioną Mapą Topograficzną Polski z roku 1994, w skali 1: 10 000.

Na podstawie Karte des Oberschlesien Erzbergbaues w skali 1: 10 000 (1911-1912) określono rzędną wysokości wyrobisk kopalń cynku i ołowiu, natomiast w oparciu o Szczegółową Mapę Geologiczną Polski w skali 1: 50 000 (1955-1960) utworzono wektorową mapę geologicznych utworów powierzchniowych. Współczesny lej depresji przedstawiono w oparciu o Mapę Hydrogeologiczną Polski w skali 1: 50 000 (1997-1998).

Pierwszym etapem badań było opracowanie warstw wektorowych na podstawie materiałów kartograficznych. W tym celu mapy skalibrowane zostały metodą afiniczną (na podstawie nieregularnie rozmieszczonych punktów), a następnie zwektoryzowane. W efekcie uzyskano warstwy prezentujące sieć hydrograficzną (warstwę cieków i warstwę zbiorników) w każdym z obranych cięć czasowych oraz warstwy tematyczne: punkty z rzędną wysokości wyrobisk kopalń cynkowo-ołowiowych, mapę geologiczną utworów powierzchniowych, a także cyfrowe modele terenu dla końca XX wieku oraz dla przełomu XIX i XX wieku. Ten ostatni okres potraktowano jako model wejściowy zakładając, że od początku XIX do przełomu XIX i XX wieku miały miejsce stosunkowo niewielkie przeobrażenia rzeźby.

Mapa zmian wybranego elementu sieci hydrograficznej

Mapa zmian jest kartogramem przedstawiającym tendencje przemian wybranego parametru, w określonym czasie. Istotne jest, aby analizowane parametry były danymi względnymi, odnoszącymi wartość obranej cechy do powierzchni pola odniesienia. Opracowanie mapy należy rozpocząć od

przygotowania siatki bazowej kartogramu złożonej z pól podstawowych o odpowiednio dobranej powierzchni i kształcie. W omawianym przypadku, do zobrazowania metody, jako pole podstawowe obrano heksagon o powierzchni 25 hektarów. Skonstruowaną siatkę przycięto do granic badanego obszaru, co wyeliminowało błędy związane z niedokładnością danych wyjściowych poza obszarem badań. Siatka ta stanowiła bazę do wykonywania wszelkich obliczeń związanych z badanym elementem środowiska. W przykładzie uwzględniono dwa parametry dotyczące sieci hydrograficznej: gęstość sieci rzecznej oraz jeziorność obszaru. Parametry te obliczono na podstawie następujących wzorów (Bajkiewicz-Grabowska i Magnuszewski 2002):

$$D = \frac{\sum l}{P}(km \cdot km^{-2}), \quad J_o = \frac{\sum F_o}{P} \cdot 100\,(\%)$$

gdzie: D – gęstość sieci rzecznej (km·km^{-2}),

l – długość wszystkich cieków (km),

P – powierzchnia pola podstawowego,

J_o – wskaźnik jeziorności (%),

F_o – powierzchnia zbiorników wodnych.

Aby uzyskać podstawę do analizy graficznej zmian danego komponentu utworzono bazę danych dla każdego cięcia czasowego. W tym celu każdemu z pól podstawowych w przygotowanej siatce nadano wartość obliczanego parametru. Po opracowaniu baz danych dla każdego z analizowanych kroków czasowych niezbędne było złączenie poszczególnych danych w jedną bazę w taki sposób, aby każdemu polu podstawowemu odpowiadał jeden wiersz bazy prezentujący wartość parametru w następujących po sobie krokach czasowych. Utworzony plik wyeksportowano do formatu xls, aby dalsze operacje przeprowadzić w arkuszu kalkulacyjnym *Excel.* Dla każdego rekordu analizowanej bazy, poprzez zastosowanie funkcji statystycznej *Nachylenie,* obliczono wartość nachylenia linii regresji liniowej, która dostosowana jest do zbioru punktów danych w wartościach Y i X. Zmodyfikowane w ten sposób dane wczytano do aplikacji GIS i stosując proste zapytanie *SQL* wyodrębniono następujące grupy:

- cecha nie występowała (wartości analizowanego parametru we wszystkich przypadkach wynosiły 0),
- cecha występowała w jednym cięciu czasowym (parametr wystąpił tylko raz).

Na podstawie współczynnika nachylenia sklasyfikowano pozostałe 3 grupy:

- cecha wykazywała tendencję zbliżoną do stałej (gdy współczynnik nachylenia mieścił się w przedziale od -0,05 do 0,05),
- cecha wykazywała tendencję rosnącą (gdy współczynnik nachylenia był dodatni),
- cecha wykazywała tendencję malejącą (gdy współczynnik nachylenia był ujemny).

Tak opracowana baza danych umożliwiła wykonanie na podstawie obranej siatki

podstawowej, mapy indywidualnych kategorii, a w efekcie graficzne przedstawienie rejonów, gdzie omawiany parametr wykazywał określoną tendencję – mapę zmian (ryc. 1). Przeprowadzona analiza pozwoliła stwierdzić, iż jeziorność była parametrem, który cechował się dużą dynamiką zmian. W obrębie 217 pól podstawowych (41%), odnotowano występowanie zbiorników wodnych jedynie podczas jednego cięcia czasowego. Tendencja rosnąca jeziorności, miała miejsce w przypadku 64 pól podstawowych, co stanowiło 12% i występowała głównie w centralnej części obszaru (teren eksploatacji węgla kamiennego) (ryc. 1). Charakterystyczny przebieg zmian jeziorności ma związek przede wszystkim ze specyfiką tego elementu środowiska wodnego w obrębie bytomskiego rejonu złożowego. Zdecydowana większość akwenów cechuje się tu bowiem małą powierzchnią i objętością (zbiorniki w zapadliskach, nieckach osiadania), co w efekcie prowadzi do szybkiego, naturalnego ich zaniku. Duża liczba zbiorników jest również likwidowana, szczególnie jeśli tworzą się w miejscach przeznaczonych pod zabudowę. Drugi z analizowanych parametrów – gęstość sieci rzecznej, cechowała natomiast ciągłość przemian (tendencja wzrastająca lub malejąca). W obrębie 86 pól podstawowych (16%) odnotowano wzrost tego parametru. Proces ten występował głównie w zalesionej, zachodniej części bytomskiego rejonu złożowego i związany był z utworzeniem sieci rowów odwadniających oraz z odnawianiem się cieków po tym jak nastąpiło podniesienie się zwierciadła wód podziemnych (gdy wstrzymano odwadnianie wyrobisk rud cynku i ołowiu). Na terenach zabudowanych natomiast, występował stały spadek gęstości sieci rzecznej (75 pól podstawowych – 14%), związany z likwidacją, zanikiem lub regulacją cieków (ryc. 1).

Wyznaczenie zasięgu odwodnienia górotworu oraz określenie jego wpływu na powierzchniową sieć hydrograficzną

Do przeprowadzenia analizy wykorzystano cyfrowy model terenu przygotowany dla bytomskiego rejonu złożowego reprezentatywny dla każdego z cięć czasowych oraz dane punktowe reprezentujące rzędną wysokości wyrobisk kopalń rud cynku i ołowiu. Każdemu z punktów przyporządkowano wysokość terenu, po czym obliczono jego głębokość. Następnie dla każdego z nich wyznaczono wartości zasięgów lejów depresji przy zastosowaniu wzorów zaproponowanych przez H. Bujwid (1966):

$$R = 3000s\sqrt{k}$$

gdzie:

R – zasięg leja depresji,

s – depresja w otworze badawczo – eksploatacyjnym (m), przy czym za współczynnik s przyjęta została głębokość wyrobisk w danym punkcie,

k – współczynników filtracji ($m \cdot s^{-1}$), uśredniony współczynnik k dla zbiornika Bytom ($1{,}8 \cdot 10^{-4}\ m \cdot s^{-1}$) przyjęto za A. Kowalczykiem i in. (1996).

Następnie dla każdego z punktów wyznaczono osobny zasięg leja zgodny

z dokonanymi obliczeniami. Na okręgach prezentujących zasięgi lejów depresji opisano punkty o wartości wysokości terenu dla punktu wyjściowego. Po utworzeniu warstwy punktowej prezentujących zasięgi lejów depresji wyodrębniono jedynie punkty wskazujące na zewnętrzny zasięg wszystkich lejów po ich nałożeniu na siebie. Na ich podstawie oraz na podstawie punktów określających rzędną wyrobisk utworzono siatkę rastrową (model) imitującą przybliżony kształt zwierciadła wód podziemnych. Dane zinterpolowane zostały metodą naturalnego sąsiedztwa i obcięte powstałym we wcześniejszym etapie regionem obrazującym leje depresji. Przy zastosowaniu prostej algebry map powstały raster został przecięty z modelem terenu. Wykonano działanie: Grid1/Grid2, gdzie Grid1 prezentował model zwierciadła wód podziemnych, Grid2 natomiast model terenu. Wartości powyżej w rastrze wynikowym wskazywały na obszary gdzie model zwierciadła wód podziemnych „wychodzi" ponad model terenu. Obszary te zostały wybrane przy zastosowaniu zapytania wyodrębniającego rejony spełniające warunek Grid1/Grid2 <= 1. Z tak powstałego rastra utworzono warstwę wektorową, przedstawiającą hipotetyczny zasięg leja depresji. Procedurę przeprowadzono dla początku XIX w. i przełomu XIX i XX w., lej współczesny wyznaczono natomiast w oparciu o Mapę Hydrogeologiczną Polski (1997-1998). Otrzymane zasięgi lejów depresji przecięto następnie z wektorową mapa geologiczną utworów czwartorzędowych wyodrębniając obszary: odwodnione i nieodwodnione przykryte utworami słaboprzepuszczalnymi oraz odwodnione i nieodwodnione przykryte utworami przepuszczalnymi. Następnie dla każdego z wyodrębnionych obszarów obliczono jeziorność i gęstość sieci rzecznej w analizowanych cięciach czasowych. Wynikiem prac była czasoprzestrzenna baza danych prezentująca parametry sieci hydrograficznej w obrębie danej kategorii terenu. Zmiany parametrów dla obszarów o poszczególnych kategoriach przedstawione zostały na wykresie liniowym (ryc. 2). Przeprowadzona analiza wykazała, iż w ciągu badanego okresu na terenach nieodwodnionych miał miejsce wzrost gęstości sieci rzecznej, natomiast na odwodnionych spadek (ryc. 2). W przypadku obszarów nieodwodnionych wystąpiło zróżnicowanie w przemianach gęstości sieci rzecznej, które zależne było od rodzaju utworów geologicznych występujących na powierzchni. Na terenach pokrytych utworami przepuszczalnymi wystąpił nieznaczny spadek zagęszczenia sieci hydrograficznej (z 1,77 do 1,72 $km \cdot km^{-2}$), który wiązać można z regulacją rzek. Natomiast obszary pokryte utworami słaboprzepuszczalnymi cechował duży wzrost gęstości sieci rzecznej (z 0,35 do 0,88 $km \cdot km^{-2}$), wynikający z utworzenia licznych sztucznych cieków (głównie rowów melioracyjnych). Proces spadku zagęszczenia sieci rzecznej na obszarach odwodnionych, wiązać należy z dominującymi rodzajami działalności w ich obrębie. Rozpowszechniona na dużą skalę eksploatacja górnicza (górnictwo węgla kamiennego, rud cynku i ołowiu) oraz postępująca urbanizacja, doprowadziły bowiem do likwidacji cieków lub ich samoistnego zaniku w wyniku infiltracji. Mniejsza tendencja spadkowa w obrębie terenów pokrytych utworami przepuszczalnymi natomiast, związana jest z faktem, że w wielu przypadkach koryta cieków zostały uszczelnione (np. poprzez wybetonowanie). Zabiegi te miały na celu uniemożliwienie infiltracji wód rzecznych w podłoże i ochronę kopalń przed zalaniem. Jeziorność w obrębie poszczególnych kategorii terenów wykazywała tendencję rosnąca (ryc. 2). Największy wzrost tego parametru odnotowano na obszarach nieodwodnionych (z 0,03% do 2,1%) i odwodnionych (0,1% do 1,7%)

pokrytych utworami słaboprzepuszczalnymi. Najmniejszy wystąpił natomiast na terenach odwodnionych (0,3% do 1,2%) i nieodwodnionych (1,2% do 2,3%), pokrytych utworami przepuszczalnymi. Wynika z tego, że powstawanie zbiorników wodnych wykazuje małą zależność od odwodnienia obszaru, jest natomiast silnie skorelowane z rodzajem utworów geologicznych występujących na powierzchni.

Określenie zmian struktury sieci hydrograficznej spowodowanych modyfikacją stosunków wysokościowych terenu

Wgłębne wydobycie surowców prowadzono w rejonie bytomskim przez ostatnie 200 lat. Eksploatowano w ten sposób rudy metali nieżelaznych oraz węgiel kamienny. Pośrednim efektem tego procesu było i jest powstawanie odkształceń rzeźby terenu, w postaci form negatywnych (niecki osiadania, zapadliska) oraz pozytywnych (hałdy, zwałowiska). Formy te mają istotny wpływ na strukturę powierzchniowej sieci hydrograficznej. Aby liczbowo i graficznie przedstawić zmiany rzeźby, które nastąpiły od początku XIX w. do końca XX w. zastosowano modele terenu reprezentatywne dla tychże cięć czasowych. Następnie przy pomocy prostej algebry map wykonano mapę zmian rzeźby. W tym celu odjęto od modelu dla początku XIX wieku model współczesny. W wyniku tego zabiegu powstała mapa, w obrębie której rejony o wartościach ujemnych prezentowały antropogeniczne pozytywne formy rzeźby terenu, o wartościach dodatnich obszary podlegające osiadaniom, zaś obszary o wartościach niewiele różnych od 0 przedstawiały brak zmian rzeźby (rozbieżności od 0 wynikały przede wszystkim z błędów kalibracji map archiwalnych oraz niedokładności w przedstawiania na nich rzeźby terenu). Z powstałej mapy rastrowej wygenerowano następnie mapę izoliniową, liczbowo prezentującą modyfikacje wysokości terenu, które powstały w okresie od początku XIX w. do końca wieku XX. Na podstawie mapy izoliniowej utworzone zostały obszary wykazujące następujące cechy: zwiększenie wysokości o 15 m i więcej, o 10 m i więcej, o 5 m i więcej; zmniejszenie wysokości o 5 m i więcej, o 10 m i więcej, o 15 m i więcej, o 20 m i więcej, o 25 m i więcej, zmniejszenie wysokości o 30 m i więcej oraz brak zmian wysokości.

Obszary te przecięte zostały następnie z warstwami wektorowymi prezentującymi sieć hydrograficzną w poszczególnych cięciach czasowych. Uzyskane wyniki przedstawiono w wersji graficznej (ryc. 3). Dla każdego z obszarów obliczona została jeziorność oraz gęstość sieci rzecznej. Wykonane obliczenia złączono następnie w bazę danych prezentującą zmiany parametrów dla poszczególnych cięć czasowych w określonych przedziałach wysokościowych. Przy zastosowaniu arkusza kalkulacyjnego *Excel* dla każdego z powstałych rekordów stosując funkcję *Nachylenie* wskazano tendencję zmian obydwu obliczonych parametrów. Wyniki zaklasyfikowane zostały do trzech grup:

- tendencja wzrastająca (współczynnik nachylenia dodatni),
- tendencja stała (współczynnik nachylenia zawierający się w przedziale od -0,005 do 0,005),
- tendencja malejąca (współczynnik nachylenia ujemny).

Stosując wybór *SQL*, każdemu z parametrów w obrębie poszczególnych rekordów, nadano kolejno wartość 1 (trend rosnący), 0 (trend stały) oraz -1 (trend

malejący), wartość tą roboczo nazwano współczynnik zmian. Następnie dla każdego z rekordów wartości te zostały zsumowane (sumaryczny współczynnik zmian). W efekcie wykonanych obliczeń uzyskano zestawienie zaprezentowane w tabeli 1. Po dokonaniu analizy otrzymanych wyników, stwierdzono iż:

- sumaryczny współczynnik zmian wynoszący 2 lub -2 określa obszary o wzroście lub spadku zagęszczenia sieci hydrograficznej,
- sumaryczny współczynnik zmian wynoszący 1 lub -1 wskazuje na obszary gdzie zachodziła zmiana jednego z parametrów,
- sumaryczny współczynnik zmian wynoszący 0 oznacza brak zmian zagęszczenia sieci hydrograficznej.

Tab. 1. Czasoprzestrzenna baza danych dotycząca zmian parametrów sieci hydrograficznej na obszarach o określonych modyfikacjach wysokościowych

Tab. 1. Time-spatial data base concerning changes of the hydrographic grid parameters on the areas of specified height modification

Kategoria obszaru		Gęstość sieci rzecznej					Jeziorność					Sumaryczny współczynnik zmian	Tendencja zmian zagęszczenia sieci hydrograficznej
		Początek XIX wieku	Przełom XIX i XX wieku	Koniec XX wieku	Nachylenie	współczynnik zmian	Początek XIX wieku	Przełom XIX i XX wieku	Koniec XX wieku	Nachylenie	Współczynnik zmian		
Brak zmian wysokości		0,91	1,00	1,24	0,164	1	0,38	0,44	1,09	0,357	1	2	wzrost zagęszczenia sieci hydrograficznej
Zmniejszenie wysokości o:	5 m i więcej	0,41	0,34	0,43	0,015	1	0,28	0,19	1,53	0,622	1	2	wzrost zagęszczenia sieci hydrograficznej
	10 m i więcej	0,30	0,39	0,54	0,121	1	0,23	0,24	1,65	0,709	1	2	wzrost zagęszczenia sieci hydrograficznej
	15 m i więcej	0,05	0,20	0,43	0,193	1	0,03	0,1	1,17	0,571	1	2	wzrost zagęszczenia sieci hydrograficznej
	20 m i więcej	0,05	0,10	0,75	0,352	1	0,06	0,08	2,03	0,986	1	2	wzrost zagęszczenia sieci hydrograficznej
	25 m i więcej	0,06	0,00	1,23	0,584	1	0,00	0,07	8,29	4,145	1	2	wzrost zagęszczenia sieci hydrograficznej
	30 m i więcej	0,00	0,00	2,57	1,286	1	0,00	0,01	25,83	12,914	1	2	wzrost zagęszczenia sieci hydrograficznej
Zwiększenie wysokości o:	5 m i więcej	1,26	0,66	0,91	-0,172	-1	0,36	0,89	0,90	0,271	1	0	zmiana jednego z parametrów
	10 m i więcej	1,20	1,43	1,32	0,056	1	0,78	1,17	0,77	-0,006	-1	0	zmiana jednego z parametrów
	15 m i więcej	2,64	1,4	0,98	-0,828	-1	1,57	0,00	0,13	-0,719	-1	-2	spadek zagęszczenia sieci hydrograficznej.

Źródło: opracowanie na podstawie ryc. 3

Wyniki zostały przedstawione w wersji graficznej (ryc. 3). Przeprowadzona analiza wykazała, że wzrost zagęszczenia obiektów hydrograficznych wystąpił na

obszarach podlegających osiadaniom oraz w obrębie tych, które nie ulegały zmianom wysokościowym. Na terenach, w obrębie których odnotowano zwiększenie wysokości (hałdy, nasypy) nie występowały zmiany zagęszczenia zjawisk hydrograficznych lub parametr ten wykazywał tendencję malejącą (ryc. 3). Największe przemiany odnotowano na terenach, które obniżyły wysokość o ponad 30 m. Zmiany te nastąpiły w przypadku gęstości sieci rzecznej (współczynnik nachylenia 1,286) i jeziorności (współczynnik nachylenia 12,914) (tab. 1). Obszary te utożsamiać należy z nieckami osiadania, a rosnącą tendencję zagęszczenia sieci hydrograficznej z powstawaniem podmokłości i zalewisk, oraz rowów odwadniających je.

Podsumowanie

Zaproponowane metody pozwoliły na zaprezentowanie możliwości zastosowania systemów informacji geograficznej do badań przemian sieci hydrograficznej w długim okresie czasu. Analizy przeprowadzone zostały w oparciu o różnorodne, dostępne, materiały analogowe. Na podstawie przeprowadzonych badań sformułowano następujące wnioski:

- analogowe materiały kartograficzne z różnych okresów czasu, cechujące się podobną skalą i dokładnością, są solidną i wiarygodną podstawą do przeprowadzania analiz czasoprzestrzennych,
- zastosowane w każdym przykładzie analizy przestrzenne dały porównywalne wyniki pozwalające na rozpatrzenie czasoprzestrzennych przemian sieci hydrograficznej,
- najlepsze wyniki osiągnięto pracując na danych względnych (odniesionych do jednostki powierzchni) bowiem nie zawsze liczebność elementu jest wprost proporcjonalna do jego rozprzestrzenienia,
- narzędzia GIS umożliwiają precyzyjne oraz wielowymiarowe przedstawienie zmian sieci hydrograficznej w powiązaniu z różnymi czynnikami determinującymi owe zmiany,
- korelacja powstałych map z innymi warstwami wektorowymi lub obrazami rastrowymi pozwala wnioskować o cechach obszarów, w obrębie których dany parametr sieci hydrograficznej zmieniał się w określony sposób.

Literatura

Bajkiewicz-Grabowska E., Magnuszewski A., 2002, Przewodnik do ćwiczeń z hydrologii ogólnej. Wyd. PWN, Warszawa.

Bujwid H., 1966, Graficzna metoda wyznaczania maksymalnej wydajności studni, powierzchni filtra, dopuszczalnej prędkości wlotowej na filtrze i zasięgu leja depresyjnego. Przegląd Geologiczny, 14, 1: 18-19.

Gotlib D., Iwaniak A., Olszewski R., 2007, GIS. Obszary zastosowań. Wyd. PWN, Warszawa.

Kaniecki A., 1996, Problemy metodyczne związane z badaniem przemian stosunków wodnych na obszarach zurbanizowanych. (W:) A.T. Jankowski, A. Kaniecki (red.), Dziejowe przemiany stosunków wodnych na obszarach zurbanizowanych. Komisja

Hydrograficzna, PTG, Wydział Nauk o Ziemi UŚ, Instytut Geografii Fizycznej UAM, Sosnowiec: 54-66.

Kowalczyk A., Kropka J., Różkowski A., Rubin K., 1996, Rozpoznanie, zagospodarowanie i zasoby wód podziemnych wybranych zbiorników triasu górnośląskiego. Przegląd Geologiczny, 44, 8: 827-839.

Urbański J., 2008, GIS w badaniach przyrodniczych. Wyd. UG, Gdańsk, 252.

Spis materiałów kartograficznych:

Karte des Oberschlesien Erzbergbaues Herausgegeben von dem Königlichen Oberbergamt za Breslau un den Jahren. 1911-1912: skala 1: 10 000, Bearbeitet vom Kgl. Oberbergamtsmarkscheider Brück, Berlin, Archiwum Zabytkowej Kopalni Srebra w Tarnowskich Górach, arkusze: 10 Repten 11 Trockenberg; 14 Stollarzowitz; 15a Miechowitz – Dombrowa; 15b Miechowitz – Dombrowa; 16 a Scharley; 16 b Scharley; 19 Borsigwerk; 20a Karf; 20b Karf; 21a Beuthen; 21b Beuthen; 22 Sect. Gross Dombrowka; 24 Königshütte; 25 Laurahütte.

Mapa hydrogeologiczna Polski, 1997-1998: skala 1: 50 000, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, arkusze: M-34-50-D (nr 910) Bytom (aut. J. Kropka, A. Kowalczyk, K. Rubin); M-34-51-C (nr 911) Wojkowice (aut. J. Wagner, A. Chmura, A. Siemiński); M-34-62-B (nr 942) Zabrze (aut. A. Chmura, J. Wagner); M-34-63-A (nr 943) Katowice (aut. A. Chmura, J, Wagner).

Mapa topograficzna Polski, 1986-1988: skala 1: 25 000, Główny Geodeta Kraju, Warszawa, arkusze: 531.21 Ruda Śląska; 521.43 Piekary Śląskie; 531.22 Sosnowiec; 521.44 Psary.

Mapa topograficzna Polski, 1994: skala 1: 10 000, Główny Geodeta Kraju, Warszawa, arkusze: M-34-63-A-A-1 Siemianowice Śląskie; M-34-50-D-C-1 Wieszowa; M-34-50-D-C-2 Bytom – Stolarzowice; M-34-50-D-C-3 Zabrze – Mikulczyce; M-34-50-D-C-4 Bytom – Miechowice; M-34-50-D-D-1 Bytom – Radzionków; M-34-50-D-D-2 Piekary Śląskie; M-34-50-D-D-3 Bytom – Centrum; M-34-50-D-D-4 Piekary Śląskie-Brzozowice Kamień; M-34-62-B-A-2 Ruda Śląska – Ruda; M-34-62-B-B-2 Chorzów.

Mapa wyrobisk górniczych Kopalni Orzeł Biały, 1998: skala 1: 5000, 1: 1000, Archiwum Zabytkowej Kopalni Srebra w Tarnowskich Górach.

Mapa wyrobisk górniczych Kopalni Waryński, 1957: skala 1: 5000, Archiwum Zabytkowej Kopalni Srebra w Tarnowskich Górach.

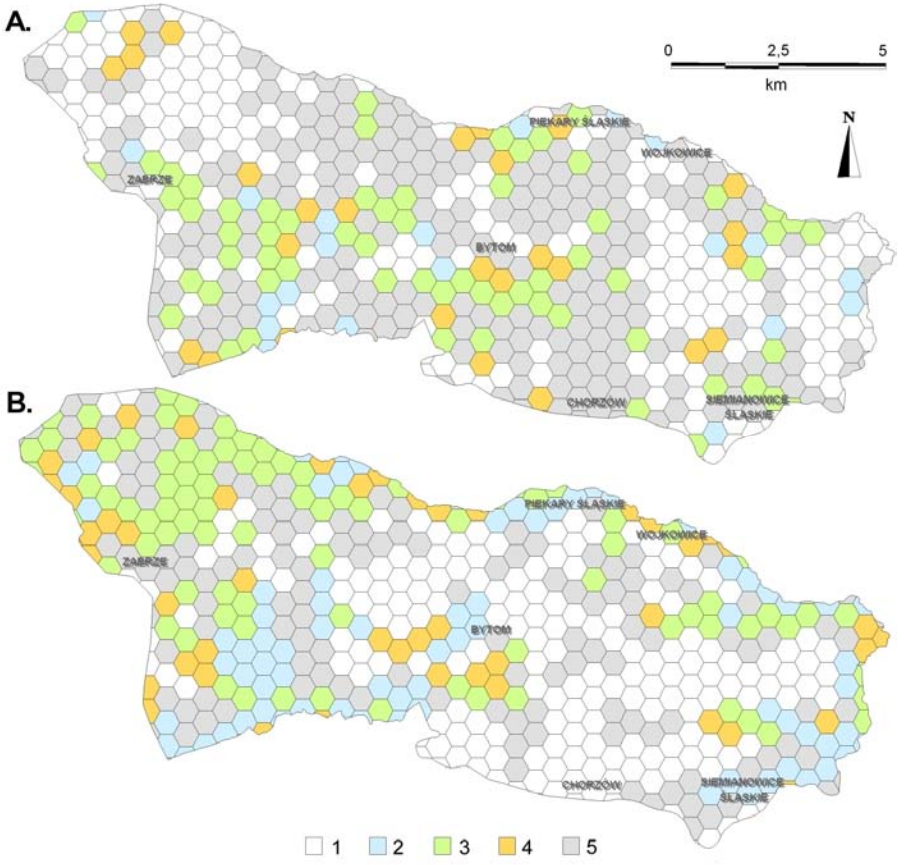
Messtischblätter, Herausgegeben von der Preußischen Landesaufnahme, 1883: skala 1: 25 000, Reichsamt für Landesaufnahme, arkusze: 3309 Beuthen (Bytom), Berlin; 3308 Hindenburg (Zabrze), Berlin; 3310 Laurahütte (Siemianowice), Berlin.

Preussische Ur-Messtischblätter, 1823, skala 1: 25 000, arkusze: 3309 Beuthen (Bytom); 3308 Hindenburg (Zabrze); 3310 Laurahütte (Siemianowice).

Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski. 1955-1960: skala 1: 50 000, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, arkusze: M-34-50-D (nr 910) Bytom (aut. S. Biernat); M-34-51-C (nr 911) Wojkowice (aut. S. Biernat); M-34-62-B (nr 942) Zabrze (aut. J. Wyczółkowski); M-34-63-A (nr 943) Katowice (aut. S. Biernat, M. Krysowska).

Summary

Possibilities of use of GIS tools to examine surface hydrographic network changes are presented. A period of the last 200 years was chosen for the analysis, and works were made on the basis of available analog materials. Three exemplary methods to present hydrographical network parameter changes in relation to different factors were presented. Researches conducted enabled to state that archival cartographic materials are solid and reliable basis to conduct spatial analysis. This materials can be compared with contemporary data, and the results obtain enable an influence of the analyzed factors on the hydrographic network changes.



Ryc. 1. Mapy zmian jeziorności (A) i gęstości sieci rzecznej (B)

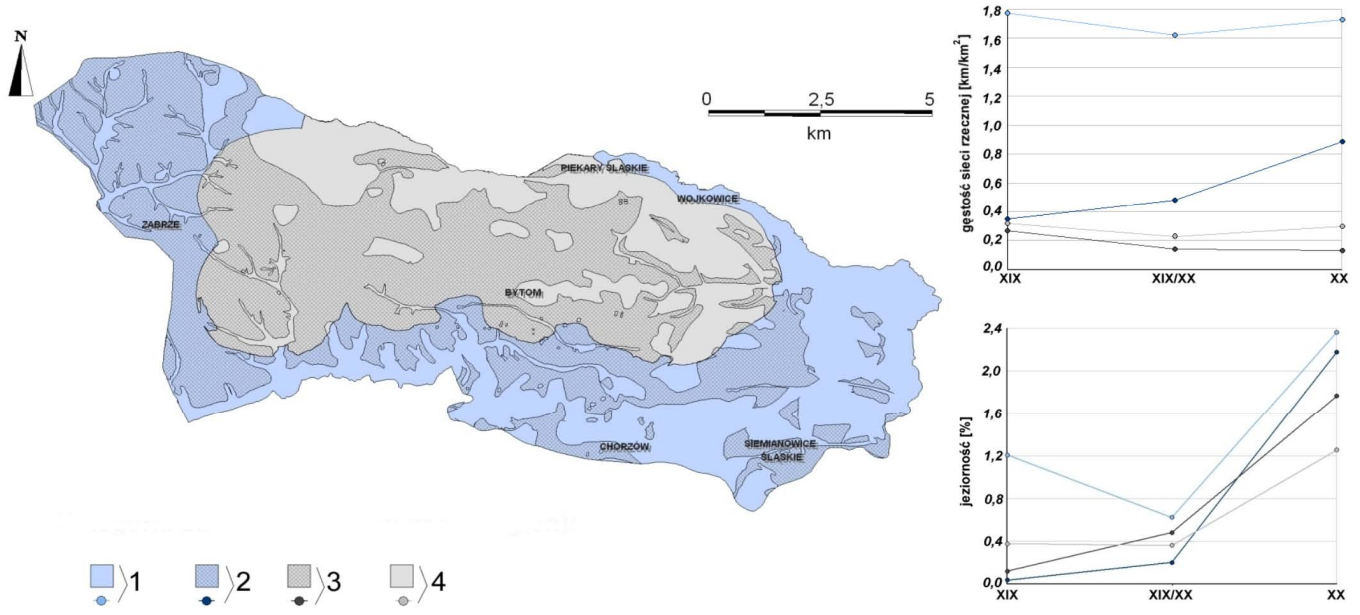
1 – cecha nie występowała, 2 – cecha wykazywała tendencję malejącą, 3 – cecha wykazywała tendencję rosnącą, 4 – cecha wykazywała tendencję zbliżoną do stałej, 5 – cecha występowała w jednym cięciu czasowym

Źródło: opracowanie na podstawie: Preussische Ur-Messtischblätter (1823), Messtischblätter (1883), Mapa Topograficzna Polski (1986-1988), Mapa Topograficzna Polski (1994)

Fig. 1. A maps of density changes of lakes density changes (A) and the river density (B)

1 – characteristic was not present, 2 – characteristic displayed decreasing tendency, 3 – characteristic displayed growing tendency, 4 – characteristic displayed comparable to constant tendency, 5 – characteristic was present at a specific moment of time

Source: made on the basis of Preussische Ur-Messtischblätter (1823), Messtischblätter (1883), Topographic Map of Poland (1986 -1988), Topographic Map of Poland (1994)



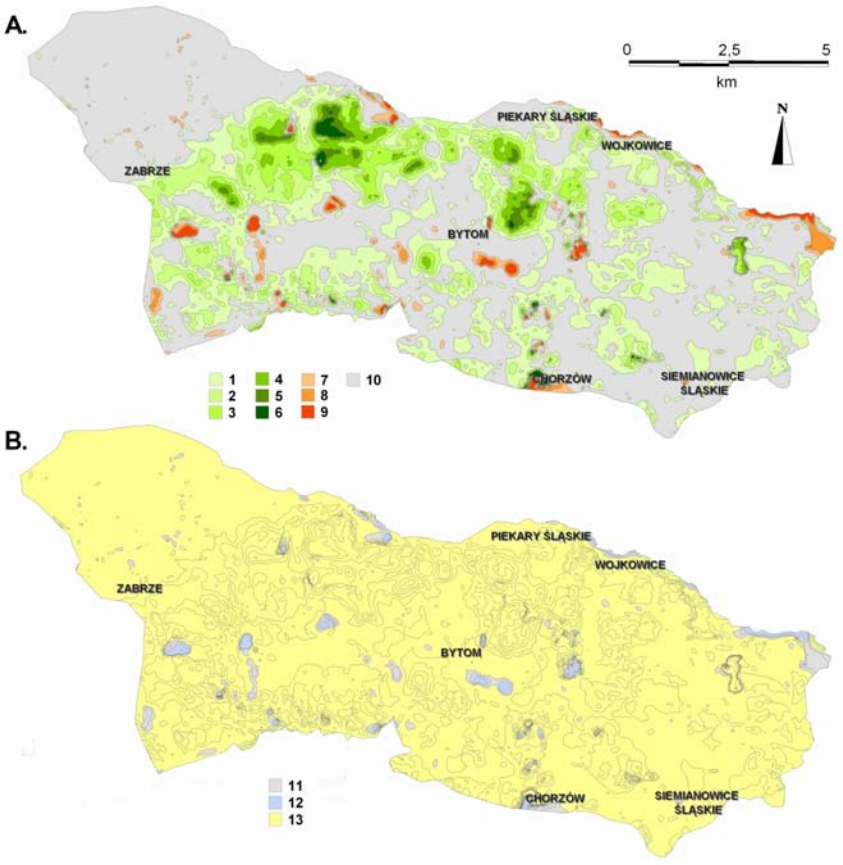
Ryc. 2. Rozmieszczenie przestrzenne obszarów prezentujących określone kategorie oraz zmiany parametrów sieci hydrograficznej w poszczególnych kategoriach

1 – obszary nieodwodnione pokryte utworami przepuszczalnymi, 2 – obszary nieodwodnione pokryte utworami słaboprzepuszczalnymi, 3 – obszary odwodnione pokryte utworami słaboprzepuszczalnymi, 4 – obszary odwodnione pokryte utworami przepuszczalnymi

Źródło: opracowanie na podstawie Messtischblätter (1883), Mapa Topograficzna Polski (1986-1988), Mapa Topograficzna Polski (1994), Karte des Oberschlesien Erzbergbaues (1911-12), Mapa Wyrobisk Górniczych Kopalni Waryński (1957), Mapa Wyrobisk Górniczych Kopalni Orzeł Biały (1998), Mapa Hydrogeologiczna Polski (1997-1998), Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski (1955-1960)

Fig. 2. Spatial location of the regions showing definite categories and hydrographic web parameters changes in individual categories:

1 – non dehydrated regions covered with aquifuge formation, 2 – non dehydrated regions covered with not aquifuge formation, 3 – dehydrated regions covered with not aquifuge formation, 4 – dehydrated regions covered with aquifuge formation



Ryc. 3. Mapa zmian rzeźby terenu (A) oraz mapa tendencji zmian zagęszczenia sieci hydrograficznej w obrębie obszarów o określonych kategoriach zmian rzeźby (B)

1 – zmniejszenie wysokości o 5 m i więcej, 2 – zmniejszenie wysokości o 10 m i więcej, 3 – zmniejszenie wysokości o 15 m i więcej, 4 – zmniejszenie wysokości o 20 m i więcej, 5 – zmniejszenie wysokości o 25 m i więcej, 6 – zmniejszenie wysokości o 30 m i więcej, 7 – zwiększenie wysokości o 5 m i więcej, 8 – zwiększenie wysokości o 10 m i więcej, 9 – zwiększenie wysokości o 15 m i więcej, 10 – brak zmian wysokości, 11 – brak zmian zagęszczenia sieci hydrograficznej, 12 – spadek zagęszczenia sieci hydrograficznej, 13 – wzrost zagęszczenia sieci hydrograficznej

Źródło: opracowanie na podstawie: Preussische Ur-Messtischblätter (1823), Messtischblätter (1883) Mapa Topograficzna Polski (1986-1988), Mapa Topograficzna Polski (1994)

Fig. 3. A map of land relief changes (A) and tendency map of hydrographic network densification within regions with definite land relief changes:

1 – altitude decrease about 5 m and more, 2 – altitude decrease about 10 m and more, 3 – altitude decrease about 15 m and more, 4 – altitude decrease about 20 m and more, 5 – altitude decrease about 25 m and more, 6 – altitude decrease about 30 m and more, 7 – altitude increase about 5 m and more, 8 – altitude increase about 10 m and more, 9 – altitude increase about 15 m and more, 10 – no altitude changes, 11 – no hydrographic network densification changes, 12 – hydrographic network densification decrease, 13 – hydrographic network densification increase

Source: made on the basis of Preussische Ur-Messtischblätter (1823), Messtischblätter (1883), Topographic Map of Poland (1986-1988), Topographic Map of Poland (1994)

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 243-252

Przebieg zjawisk lodowych w wybranych antropogenicznych zbiornikach wodnych Wyżyny Katowickiej

Ice phenomena in chosen anthropogenic water reservoirs of Katowicka Upland

Michał Piątek[1], Maksymilian Solarski[1], Mariusz Rzętała[1], Alicja Pradela[2]

[1] Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski,
mikael.piatek@wp.pl, maxsolarski@poczta.fm, mariusz.rzetala@us.edu.pl
[2] Ul. Stolarzowicka 78B/38, 41-908 Bytom, alicjapradela@wp.pl

Streszczenie: Antropogeniczne zbiorniki wodne są specyficznym i jednym z najbardziej dynamicznie zmieniających się elementów sieci hydrograficznej. Pomimo iż uformowały się one w misach będących efektem działalności człowieka, to od momentu powstania ulegają takim samym procesom jak jeziora naturalne. Obecnie często odgrywają rolę zbliżoną do naturalnych ekosystemów i są użytkowane rekreacyjnie przez cały rok. Ze względu na bezpieczeństwo użytkowania zbiorników bardzo ważne jest, aby poznać prawidłowości w kształtowaniu zjawisk lodowych na całej powierzchni zbiornika. Do najważniejszych należą zmiany miąższości pokrywy lodowej w czasie i jej zróżnicowanie w obrębie całej powierzchni zbiornika. W artykule autorzy zwrócili uwagę na prawidłowości w funkcjonowaniu pokrywy lodowej w sezonie zimowym 2008/09 na sześciu wybranych antropogenicznych zbiornikach wodnych Wyżyny Katowickiej.

Słowa kluczowe: zjawiska lodowe, Wyżyna Katowicka, antropogeniczne zbiorniki wodne
Key words: ice phenomena, Katowicka Upland, anthropogenic water reservoirs

Wprowadzenie

Antropogeniczne zbiorniki wodne stanowią specyficzny i jeden z najbardziej dynamicznie zmieniających się elementów krajobrazu Wyżyny Katowickiej. Mimo tego, iż utworzyły się one w misach będących wynikiem działalności człowieka, to od momentu powstania podlegają takim samym procesom jak jeziora naturalne (Molenda 2005). Obecnie spełniają one rolę zbliżoną do ekosystemów naturalnych i są w wielu przypadkach wykorzystywane rekreacyjnie przez cały rok. Ze względu na bezpieczeństwo użytkowania zbiorników niezwykle istotne staje się więc

poznanie prawidłowości przebiegu zjawisk lodowych w ich obrębie. Występowanie zjawisk lodowych, przez które rozumie się obecność lodu w wodzie bez względu na jego strukturę, formę i czas trwania, zależne jest głównie od uwarunkowań przyrodniczych (Choiński 2007). Najważniejsze z nich to: warunki atmosferyczne, morfometria misy zbiornika oraz jej położenie. Przebieg zlodzenia może być modyfikowany także przez czynniki antropogeniczne (Grześ 1974, Rzętała 2008, Rzężała i in. 2009). Problematyka przebiegu zjawisk lodowych w antropogenicznych zbiornikach wodnych była dotychczas stosunkowo rzadko poruszana w polskiej literaturze limnologicznej. Problemem tym w regionie górnośląskim zajmowali się A. Jaguś i M. Rzętała (2000, 2003, 2008), M.A. Rzętała (2003), M. Ruman i M. Rzętała (2005), B. Strugała (2006), M. Rzętała (2008), A. Jankowski i in. (2009), R. Machowski i M. Ruman (2009) oraz M. Rzętała i in. (2009).

Cel i metody badań

Celem badań było określenie czasowego i przestrzennego przebiegu zjawisk lodowych, zachodzących w obrębie antropogenicznych zbiorników wodnych. Aby zrealizować założony cel wykonano szereg pomiarów i obserwacji terenowych. Pomiary służące określeniu czasowej zmienności zlodzenia wykonywane były dwa razy w tygodniu od 20 listopada do 23 marca w sezonie zimowym 2008/2009. W okresie zamarzania zbiorników oraz ablacji, pomiary prowadzone były częściej, w odstępach 2-3 dniowych. W celu określenia miąższości pokrywy lodowej reprezentatywnej dla całego akwenu, grubość lodu mierzono w pięciu punktach, rozmieszczonych w miarę równomiernie w obrębie badanych zbiorników. Pomierzone wartości były następnie uśredniane. Podczas badań określano strukturę pokrywy lodowej oraz śnieżnej i wody zalegających na tafli lodu w poszczególnych etapach zlodzenia. Przeprowadzone badania terenowe uzupełniono dokumentacją fotograficzną.

W dniu 18 stycznia na zbiorniku Brantka wykonano dodatkowe badania zróżnicowania grubości pokrywy lodowej w obrębie całej powierzchni akwenu. W tym celu nawiercono i pomierzono grubość lodu w 33 otworach. Współrzędne geograficzne otworów określone zostały przy pomocy odbiornika GPS'a. Średnią miąższość lodu podczas badanego okresu przedstawiono w postaci wykresu liniowego na tle dobowych sum opadów i średniej dobowej temperatury powietrza, pochodzących ze stacji meteorologicznej w Sosnowcu. Natomiast dane przestrzenne poddane zostały analizie w oprogramowaniu VerticalMapper (MapInfo Professional 7.0). W pierwszym etapie, na podstawie pomiarów terenowych, opracowano mapę zróżnicowania miąższości pokrywy lodowej. Następnie dokonano interpolacji, czego efektem było wygenerowanie izopachyt (linii równiej miąższości lodu). Powstała w ten sposób mapa izoliniowa przedstawiona została na tle współczesnego zasięgu zbiornika (2008 r.).

Charakterystyka badanych zbiorników

Do badań zjawisk lodowych wytypowano sześć antropogenicznych zbiorników wodnych (ryc. 1), położonych w obrębie mezoregionu Wyżyna Katowicka, stanowiącego jeden z subregionów Wyżyny Śląskiej (Kondracki 2000).

Badane zbiorniki zlokalizowane są na terenie trzech miast, tj. Bytomia, Czeladzi i Siemianowic Śląskich (Dualis i Hibszer 2008). Największy z nich, zbiornik Brantka, który położony jest w centralnej części Bytomia i ma obecnie powierzchnię ponad 20 ha (tab. 1). Jest to rozległe zalewisko powstałe w niecce osiadania, które zasilane jest poprzez wody opadowe, podsiąk wód gruntowych oraz z kanalizacji (ryc. 2A).

Podobną genezę ma, położony na terenie Siemianowic Śląskich, zbiornik Haldex. Pełni on funkcję osadnika wód technologicznych pochodzących z zakładów przemysłowych spółki węglowej Haldex. Ma on powierzchnię 1,5 ha (tab. 1). Trzy z badanych zbiorników (Rzęsa I, Rzęsa II, Przetok) utworzyły się w niewielkich zagłębieniach powstałych w wyniku powierzchniowego wydobycia piasku. Zbiorniki Rzęsa I i Rzęsa II zostały utworzone w wyniku przegrodzenia wałem ziemnym większego zbiornika powyrobiskowego Rzęsa.

Tab. 1. Wybrane parametry morfometryczne, morfogenetyczne i fizyko-chemiczne badanych zbiorników

Tab. 1. Chosen morphometric, morphogenetic and physico-chemical parameters of researched water reservoirs

Nazwa zbiornika	Górnik	Haldex	Rzęsa I	Rzęsa II	Przetok	Brantka
Lokalizacja	Siemianowice Śląskie	Siemianowice Śląskie	Siemianowice Śląskie	Siemianowice Śląskie	Czeladź	Bytom
Geneza misy zbiornika	misa sztuczna	niecka osiadania	wyrobisko	wyrobisko	wyrobisko	niecka osiadania
Powierzchnia zbiornika (ha)	0,7	1,5	1,7	1,2	1,5	21,3
Długość maksymalna (m)	120	174	234	142	254	981
Szerokość maksymalna (m)	102	128	125	114	82	362
Przewodność ($\mu S \cdot cm^{-1}$)	472	1500	1417	1163	969	1257
pH	7,42	7,41	7,13	7,07	7,62	6,39
Natlenienie (%)	101,3	88,8	91,1	98,4	75,9	80,9
Zaw. tlenu ($mg \cdot dm^{-3}$)	14,6	12,3	12,0	13,5	10,9	11,2

Źródło: opracowanie własne

Zbiornik Rzęsa II zasilany jest przez cały rok ze studni głębinowej. Najmniejszym z analizowanych akwenów, a jednocześnie funkcjonującym najdłużej, bowiem od lat 90-tych XIX w., jest zbiornik Górnik, również zlokalizowany w Siemianowicach Śląskich. Początkowo stanowił on element założenia parkowego należącego do rodziny von Rheinbaben. Pierwotnie zasilany był on poprzez dopływ wód z Zakładów Górniczych Rozalia. Po zaprzestaniu

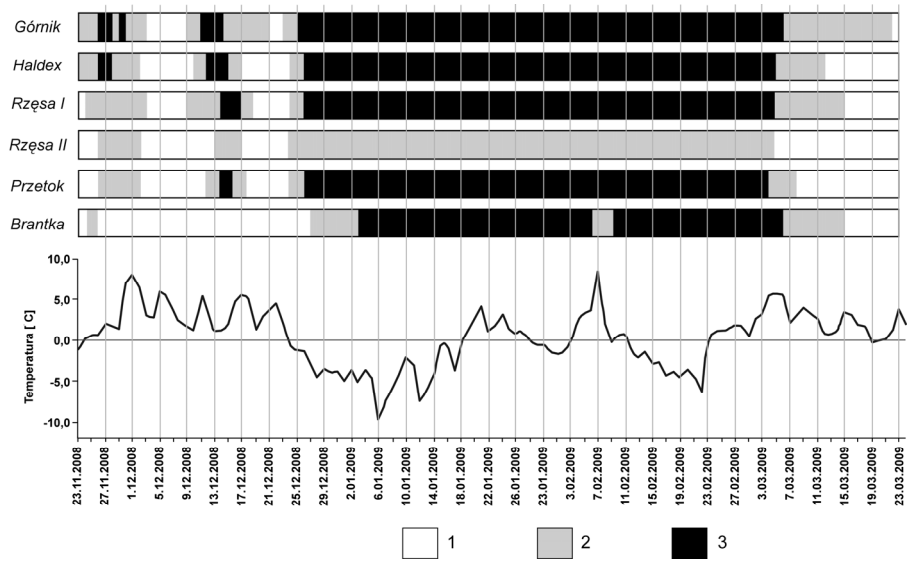
dostaw wód kopalnianych zbiornik zaczął stopniowo zanikać, lecz duża wartość przyrodnicza tworzonego przez niego ekosystemu była przyczyną podjęcia decyzji o jego rewitalizacji. W związku z przeprowadzonymi pracami, dno zbiornika uszczelnione zostało folią, a z położonej w pobliżu studni głębinowej Michałkowice doprowadzono rurociąg okresowo zasilający akwen.

Wyniki badań

Zamarzanie wód zbiornika ma miejsce, gdy średnia dobowa temperatura powietrza spada poniżej 0°C, a przypowierzchniowa warstwa wód limnicznych stopniowo wychładza się do temperatury krzepnięcia (Grześ 1974, Choiński, 2007). W przypadku zbiorników objętych badaniami proces ten przebiegał stosunkowo szybko, bowiem już po upływie jednej, dwóch dób od momentu, gdy zanotowano ujemną średnią dobową temperaturę powietrza, wystąpił lód w strefie brzegowej. Należy jednak nadmienić, iż pomimo zbliżonych parametrów morfometrycznych (z wyjątkiem zbiornika Brantka) różnica w rozpoczęciu procesu zamarzania w przypadku poszczególnych zbiorników wyniosła aż trzy doby. Lód brzegowy najwcześniej, bowiem już 23.11.2008 r., pojawił się na akwenach Górnik i Haldex, 24.11.2008 r. na Brantce, a 25.11.2008 r. na zbiorniku Rzęsa I. Najpóźniej, bowiem dopiero po trzech dobach (26.11.2008 r.) zjawiska lodowe rozpoczęły się na zbiornikach Rzęsa II i Przetok, co wiązać należy z dostawą do nich cieplejszych wód. Efektem kilkudniowego utrzymywania się stosunkowo niskiej temperatury powietrza, a szczególnie nocnych przymrozków, był stopniowy rozwój pokrywy lodowej postępujący od strefy brzegowej w kierunku toni. W tym okresie najmniejsze zbiorniki, Haldex i Górnik, całkowicie pokryły się lodem. Zwarta pokrywa lodowa na tych akwenach utrzymała się zaledwie dwie doby. W przypadku pozostałych zbiorników zasięg zjawisk lodowych ograniczony był jedynie do strefy brzegowej. Wzrost średniej dobowej temperatury powietrza jaki notowano od 28.11.2008 r. spowodował całkowity zanik zjawisk lodowych na wszystkich zbiornikach. Po upływie kilku dni ponownie odnotowano rozwój lodu brzegowego. Sytuacja taka miała miejsce, mimo iż średnia dobowa temperatura powietrza była wyższa od 0°C a jedynie nocą występowały niewielkie przymrozki (nie przekraczające -2°C). Na zbiornikach: Haldex, Górnik, Rzęsa I i Przetok ponownie uformowała się zwarta pokrywa lodowa o miąższości do około 2 cm. Niewielką część zbiornika Rzęsa II zajął lód brzegowy, natomiast w przypadku akwenu Brantka nie notowano żadnych przejawów zlodzenia. W czasie następnych trzech dni, począwszy od 15.12.2008 r., postępował proces ablacji, prowadzący do całkowitego zaniku zjawisk lodowych. Kolejny etap rozwoju zlodzenia rozpoczął się 23.12.2008 r. Niemal równocześnie lód brzegowy pojawił na wszystkich badanych małych zbiornikach. W przypadku akwenu Brantka rozpoczęcie procesu zamarzania miało miejsce dopiero 26.12.2008 r., a więc podczas drugiego dnia z ujemną średnią dobową temperaturą powietrza. Zwarta pokrywa lodowa na zbiornikach Haldex, Górnik, Przetok i Rzęsa I uformowała się po upływie dwóch dni od momentu wystąpienia lodu w strefie brzegowej. W przypadku zbiornika Brantka, proces ten trwał zdecydowanie dłużej, bowiem aż 8 dni. Jedynie na zbiorniku Rzęsa II nie odnotowano utworzenia się zwartej pokrywy lodowej przez cały okres trwania ujemnych temperatur powietrza. Sytuacja taka niewątpliwie

wiąże się z faktem, iż akwen ten jest stale zasilany wodami ze studni głębinowej. We właściwym etapie zlodzenia odnotowano maksymalne miąższości pokrywy lodowej. Wartość najwyższa – 28 cm – wystąpiła na zbiorniku Brantka, na pozostałych natomiast nie przekroczyła 20 cm, oscylując pomiędzy 15 cm (Rzęsa II) a 18 cm (Haldex, Przetok). W przypadku poszczególnych zbiorników odnotowano kilkudniową (do 7 dni) różnicę pomiędzy czasem wystąpienia maksymalnej miąższości pokrywy lodowej. Najwcześniej, bowiem już 17.01.2009 r., wartość maksymalna wystąpiła na zbiornikach Rzęsa I, Rzęsa II, Górnik i Haldex, 06.02.2009 r. na zbiorniku Przetok, natomiast najpóźniej, 24.02.2009 r., na zbiorniku Brantka (ryc. 4). Całkowite lub częściowe (w przypadku zbiornika Rzęsa II) zlodzenie zbiorników utrzymywało się do przełomu lutego i marca. Jako pierwszy, już 04.03.2009 r., podczas dziewiątego dnia z odnotowaną dodatnią średnią dobową temperaturą powietrza, zaczął odmarzać zbiornik Przetok. Ablacja nastąpiła w tym przypadku z kilkudniowym opóźnieniem, bowiem podczas pierwszych siedmiu dni występowania średniej dobowej dodatniej temperatury nocą wciąż miały miejsce spadki temperatury poniżej 0°C. Istotne znaczenie miała również zalegająca na zbiornikach pokrywa śnieżna o dużym albedo, co spowolniało proces ogrzewania wód limnicznych poprzez promienie słoneczne. Jako kolejne, 05.03.2009 r., odmarzać zaczęły zbiorniki Rzęsa I i Haldex, w tym samym dniu nastąpił również całkowity zanik zjawisk lodowych na zbiorniku Rzęsa II. Na zbiorniku Górnik ablacja rozpoczęła się 05.03.2009 r., najpóźniej natomiast na Brantce, – 06.03.2009 r. Najwcześniej (oprócz częściowo zlodzonego zbiornika Rzęsa II), 08.03, a więc po czterech dniach od momentu rozpadu pokrywy zwartej zjawiska lodowe ustąpiły na akwenie Przetok. Następnie odmarzały kolejno: Haldex (09.03), Rzęsa I i Brantka (15.03) i Górnik (20.03).

Badania przeprowadzone 18 stycznia na zbiorniku Brantka pozwoliły na określenie prawidłowości przestrzennego zróżnicowania miąższości pokrywy lodowej w obrębie całego zbiornika. Największe wartości w tym czasie (około 19 cm) zanotowano w miejscach, gdzie lód pojawił się najwcześniej (29.12.2008 r.), a więc w strefie brzegowej północnej części zbiornika. Pomiary batymetryczne wykazały, iż rejon ten jest stosunkowo płytki, a głębokość wody nie przekracza 1 metra. Najcieńsza pokrywa lodowa (około 14 cm) występowała w miejscach, gdzie lód pojawił się najpóźniej (około 3.01.2009 r.), w obrębie rejonów o największej głębokości. Mniejsze grubości lodu odnotowano także w miejscach, gdzie do zbiornika uchodzą niewielkie cieki, dostarczające wody o temperaturze około 1°C. Przeprowadzone badania pozwoliły stwierdzić, iż maksymalna różnica miąższości pokrywy lodowej na zbiorniku Brantka wyniosła 5 cm. Wartość ta świadczy o tym, że akwen zasilany jest naturalnie, nie występują tu zrzuty wód podgrzanych (zanieczyszczenia termiczne) lub silnie zmineralizowanych. Na podstawie obserwacji prowadzonych na zbiorniku Brantka określono również pionową strukturę pokrywy lodowej. Początek rozwoju zjawisk lodowych warunkowany był ujemną średnią dobową temperaturą powietrza, która doprowadziła do silnego wychłodzenia powierzchniowej warstwy wody.

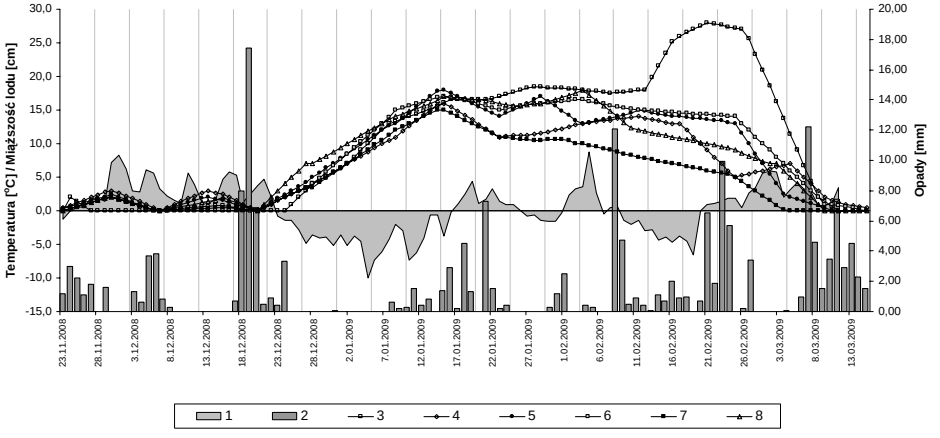


Ryc. 3. Przebieg zjawisk lodowych na badanych zbiornikach w sezonie zimowym 2008/2009

1 – brak zjawisk lodowych, 2 – częściowa pokrywa lodowa, 3 – zwarta pokrywa lodowa

Fig. 3. Ice phenomena on the researched water reservoirs in winter season 2008/2009

1 – absence of ice phenomena, 2 – partial ice cover, 3 – ice cover



Ryc. 4. Zmiany miąższości pokrywy lodowej w obrębie badanych antropogenicznych zbiorników wodnych na tle średniej dobowej temperatury i dobowych sum opadów

1 – średnia dobowa temperatura powietrza, 2 – dobowa suma opadów; 3-8 – miąższość pokrywy lodowej na powierzchni zbiorników wodnych (3 – Brantka, 4 – Górnik, 5 - Haldex, 6 – Rzęsa I, 7 – Rzęsa II, 8 – Przetok)

Fig. 4. The changes of ice thickness in the researched anthropogenic water reservoirs on the background of the average daily temperature and daily sums of precipitation

1 – average 24 hours air temperature, 1 – 24 hours sums of atmospheric precipitation, 3-8 – thickness of ice cover on the surface on the water reservoirs (3 – Brantka , 4 – Górnik, 5 - Haldex, 6 – Rzęsa I, 7 – Rzęsa II, 8 – Przetok)

Przy niemal bezwietrznej pogodzie, proces ten spowodował powstawanie kryształów lodu o horyzontalnej orientacji osi optycznej, a w konsekwencji tworzenie twardego i przezroczystego lodu krystalicznego (Grześ 1974). Utrzymująca się w kolejnych dniach temperatura ujemna powodowała powolny wzrost miąższości warstwy lodu krystalicznego od spągu (ryc. 5). Proces ten trwał do 18.01.2009 r. Zmiana warunków pogodowych (temperatura powyżej 0°C za dnia przy jednoczesnym występowaniu nocnych przymrozków) przyczyniła się do stopniowego zahamowania spągowego przyrostu pokrywy lodowej i rozpoczęcia etapu przyrostu stropowego. Zdecydowany wzrost temperatury podczas dnia spowodował częściowe roztopienie zalegającego na akwenie śniegu, co doprowadziło do utworzenia kilkucentymetrowej warstwy wody na powierzchni lodu krystalicznego. Na skutek wystąpienia bardzo niskiej temperatury podczas nocy warstwa ta przekształciła się następnie w lód przezroczysty, powodując stropowy przyrost miąższości lodu krystalicznego. W kolejnych dniach znaczenie w kształtowaniu zjawisk lodowych miało występowanie dużych dobowych amplitud temperatury oraz zaleganie na powierzchni lodu kilkunastocentymetrowej warstwy śniegu (pokrywa śnieżna utrzymywała się od 9 stycznia). Temperatura dodatnia za dnia powodowała bowiem topnienie śniegu i przesiąkanie wodą śniegu zalegającego bezpośrednio na powierzchni lodu. Nocne spadki temperatury poniżej 0°C powodowały z kolei zamarzanie utworzonej warstwy i przyrost miąższości pokrywy lodowej. W efekcie na lodzie krystalicznym powstawał mętny, nieprzezroczysty lód wodno-śnieżny (ryc. 5). Lód ten charakteryzował się zdecydowanie mniejszą odpornością mechaniczną i większą podatnością na zmiany temperatury powietrza niż lód krystaliczny.

Warstwowa struktura pokrywy lodowej miała zasadniczy wpływ na przebieg procesu ablacji. W początkowym jej etapie postępowało bowiem szybkie topnienie warstwy powierzchniowej utworzonej z mętnego lodu, a następnie wolniejszy zanik lodu krystalicznego

Zjawiska lodowe trwały najdłużej, bowiem 116 dni, na zbiorniku Górnik. Na nim odnotowano również najdłuższy (76 dni) okres funkcjonowania zwartej pokrywy lodowej, co stanowiło 69% ogólnego czasu występowania zjawisk lodowych. Spośród zbiorników zamarzających całkowicie, tym który charakteryzował się najkrótszym czasem występowania zjawisk lodowych był zbiornik Przetok. W jego przypadku bowiem, od momentu pojawienia się zjawisk lodowych, do ich całkowitego zaniku upłynęło 102 dni. Zbiornik Brantka cechował się tym, że całkowite zlodzenie wystąpiło tam najpóźniej i trwało najkrócej, bowiem jedynie 58 dni (52% czasu występowania zjawisk lodowych).

Podsumowanie

Przeprowadzone badania pozwoliły stwierdzić, że:

- Poszczególne fazy zlodzenia w obrębie badanych akwenów zależne były przede wszystkim od warunków atmosferycznych, topografii terenu, parametrów morfometrycznych akwenów oraz sposobu zasilania zbiorników.
- Utworzenie przez człowieka zbiorników wodnych miało istotny wpływ na

kształtowanie zjawisk lodowych w ich obrębie.

- W trakcie sezonu badawczego miał miejsce stały wzrost udziału lodu mętnego, co związane było ze znacznymi wahaniami średniej dobowej temperatury powietrza, powodującymi rekrystalizację stropowej warstwy lodu krystalicznego, bądź zamarzaniem nasiąkniętej wodą warstwy śniegu.
- Na wszystkich badanych zbiornikach odnotowano występowanie różnych form zlodzenia: lód brzegowy, zwarta pokrywa lodowa, lód dwuwarstwowy, nalodzia brzegowe i śryż.
- Zjawiska lodowe na wszystkich badanych zbiornikach kształtowały się przez większość czasu ich występowania przy udziale pokrywy śnieżnej, która stanowiła swoistą warstwę izolującą pokrywę lodową i wody limniczne od promieniowania słonecznego, tym samym opóźniając proces ablacji.
- W przypadku analizowanych zbiorników poznanie prawidłowości przebiegu zjawisk lodowych wydaje się być szczególnie istotne ze względu na ich rekreacyjne wykorzystanie w sezonie zimowym. Akweny te użytkowane są bowiem jako łowiska rejestrowane lub dzikie i stanowią szczególnie atrakcyjne obiekty dla amatorów wędkarstwa podlodowego. Ważne jest więc wskazanie metod i wypracowanie modelu postępowania zmierzającego do zwiększenia bezpieczeństwa ich użytkowania.
- Rekreacyjne wykorzystanie zbiorników z pokrywą lodową, za wyjątkiem zbiornika Rzęsa I, było w pełni bezpieczne od 9 do 24 stycznia. W tym okresie bowiem miąższość lodu krystalicznego była większa od 10 cm, zaś średnia dobowa temperatura powietrza nie wzrastała powyżej 0°C.
- Poznanie prawidłowości w kształtowaniu zjawisk lodowych umożliwi również podjęcie działań mających na celu poprawę stanu ekologicznego antropogenicznych zbiorników wodnych oraz ochrony życia biologicznego w ich obrębie.

Praca finansowana ze środków na naukę w latach 2008-2010 jako projekt badawczy nr N N306 424134.

Literatura

Choiński A., 2007, Limnologia fizyczna Polski. Wyd. Naukowe UAM, Poznań, 547.

Dulias R., Hibszer A. (red.), 2008, Górnośląski Związek Metropolitalny. Zarys geograficzny. Polskie Towarzystwo Geograficzne – Oddział Katowicki, Sosnowiec: 71-81.

Grześ M., 1974, Badania nad termika i zlodzeniem jeziora Gopło. Dokumentacja Geograficzna, Instytut Geografii PAN, Warszawa, 3, 56.

Jaguś A., Rzętała M., 2000: Zbiornik Poraj. Charakterystyka fizycznogeograficzna. Wydział Nauk o Ziemi UŚ, Sosnowiec, 82.

Jaguś A., Rzętała M., 2003, Zbiornik Kozłowa Góra – funkcjonowanie i ochrona na tle charakterystyki geograficznej i limnologicznej. Komisja Hydrologiczna PTG, Warszawa, 156.

Jaguś A., Rzętała M., 2008, Znaczenie zbiorników wodnych w kształtowaniu krajobrazu (na przykładzie kaskady jezior Pogorii). Wyd. Akademii Techniczno-Humanistycznej, Wydział Nauk o Materiałach i Środowisku, Wydział Nauk o Ziemi UŚ, Bielsko-Biała – Sosnowiec, 152.

Jankowski A.T., Machowski R., Piątek M., Ruman M., Rzętała M., Rzętała M.A., Solarski M., 2009, Cechy charakterystyczne zlodzenia zbiorników wodnych w regionie górnośląskim. (W:) W. Marszalewski (red.), Anthropogenic and natural transformations of lakes. Polskie Towarzystwo Limnologiczne, Toruń, 3: 103-108.

Kondracki J., 2000, Geografia regionalna Polski. Wyd. PWN, Warszawa, 440.

Machowski R., Ruman M., 2009, Przebieg zjawisk lodowych zbiornikach Czechowice. (W:) A.T. Jankowski i in. (red.), Przeobrażenia stosunków wodnych w warunkach zmieniającego się środowiska. Wyd. Wydziału Nauk o Ziemi UŚ, PTG, RZGW, Gliwice – Sosnowiec: 187-197.

Molenda T., 2005, O niektórych specyficznych właściwościach fizyczno – chemicznych wód zbiorników antropogenicznych. (W:) A.T. Jankowski, M. Rzętała (red.), Jeziora i sztuczne zbiorniki wodne-procesy przyrodnicze oraz znaczenie społeczno-gospodarcze. Wyd. Wydziału Nauk o Ziemi UŚ, Polskie Towarzystwo Limnologiczne, Oddział Katowicki PTG, Sosnowiec: 161-168.

Ruman M., Rzętała M., 2005, Zróżnicowanie pokrywy lodowej zbiorników zaporowych Turawa i Kozłowa Góra w latach hydrologicznych 1975-1996. (W:) A.T. Jankowski, M. Rzętała (red.), Jeziora i sztuczne zbiorniki wodne-procesy przyrodnicze oraz znaczenie społeczno-gospodarcze. Wyd. Wydziału Nauk o Ziemi UŚ, Polskie Towarzystwo Limnologiczne, Oddział Katowicki PTG, Sosnowiec: 189-196.

Rzętała M., 2008, Funkcjonowanie zbiorników wodnych oraz przebieg procesów limnicznych w warunkach zróżnicowanej antropopresji na przykładzie regionu górnośląskiego. Prace Naukowe UŚ w Katowicach, Wyd. UŚ, Katowice, 2643, 172.

Rzętała M., Jaguś A., Rzętała M.A., 2009, Zlodzenie zbiorników wodnych w warunkach antropopresji miejsko-przemysłowej (na przykładzie regionu górnośląskiego). (W:) A.T. Jankowski i in. (red.), Przeobrażenia stosunków wodnych w warunkach zmieniającego się środowiska. Wyd. Wydziału Nauk o Ziemi UŚ, PTG, RZGW, Gliwice – Sosnowiec: 245-253.

Rzętała M.A., 2003, Procesy brzegowe i osady denne wybranych zbiorników wodnych w warunkach zróżnicowanej antropopresji (na przykładzie Wyżyny Śląskiej i jej obrzeży). Prace Naukowe UŚ w Katowicach, Wyd. UŚ, Katowice, 2169, 147.

Strugała B., 2006, Zróżnicowanie pokrywy lodowej wybranych zbiorników wodnych w Świętochłowicach w 2006 roku. (W:) R. Machowski, M. Ruman (red.), Z badań nad wpływem antropopresji na środowisko. Studenckie Koło Naukowe Geografów UŚ, Wyd. Wydziału Nauk o Ziemi UŚ, Sosnowiec, 7: 98-101.

www.zumi.pl

Summary

Anthropogenic water reservoirs a specific and one of the most dynamically changing elements of the hydrographic network. In spite of the fact that they formed in basins which are an effect of the human activity, from the moment of their formation, they are subject to the same processes like the natural lakes. Nowadays they play a role which is similar to the natural ecosystems and they are used as recreational areas all year around. Due to use

safety of the reservoirs it is very important to learn about regularities in the course of the ice phenomena within the whole area. Changes of the ice thickness in time and its diversification in its entire area belong to the most important regularities. In this article authors of the article made an attempt to determine regularities in functioning of the ice cover at the six chosen anthropogenic water reservoirs of Katowicka Upland in 2008/09 winter season.

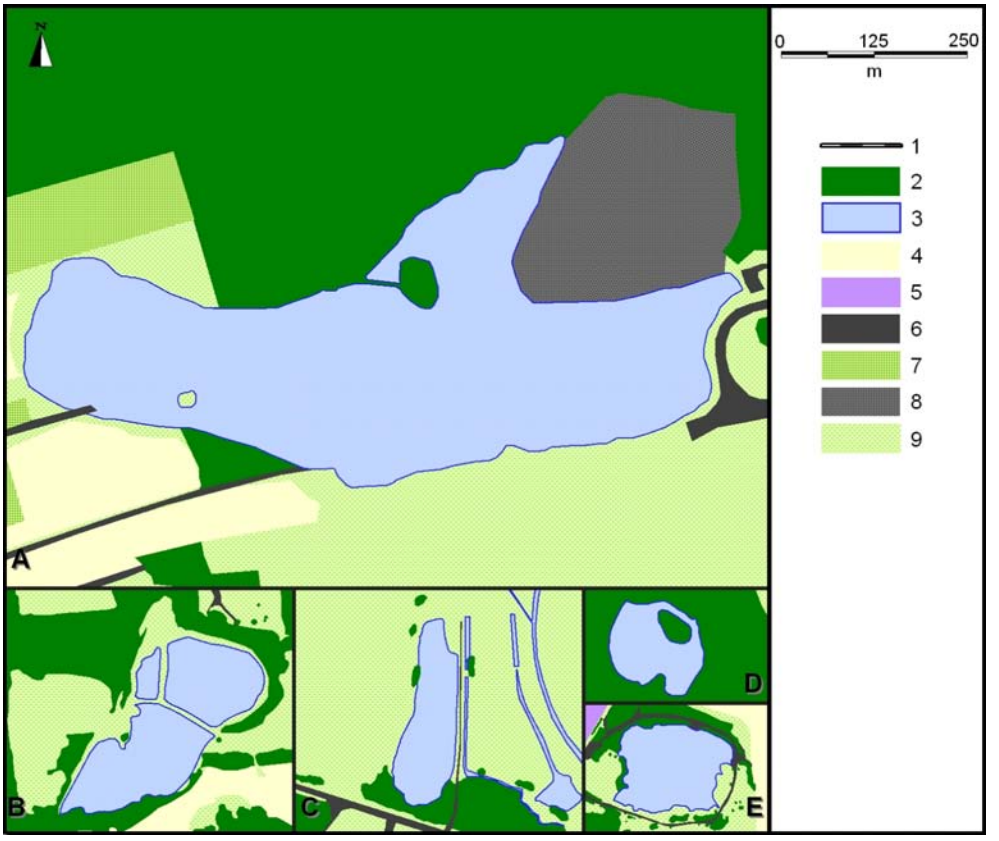


Ryc. 1. Położenie badanych antropogenicznych zbiorników wodnych

1 – badane zbiorniki, 2 – granice prowincji, 3 – granice mezoregionów, 4 – granice makroregionów, 5 – Wyżyna Krakowsko-Częstochowska, 6 –Wyżyna Śląska, 7 – Kotlina Oświęcimska, 8 – Nizina Śląska

Fig. 1. Location of researched anthropogenic water reservoirs

1 – researched water reservoirs, 2 – border of provinces, 3 – border of mesoregions, 4 – border of macroregions, 5 – Krakowsko-Częstochowska Upland, 6 –Silesian Upland, 7 – Oświęcim Basin, 8 – Silesian Lowland



Ryc. 2. Użytkowanie terenu w otoczeniu badanych zbiorników

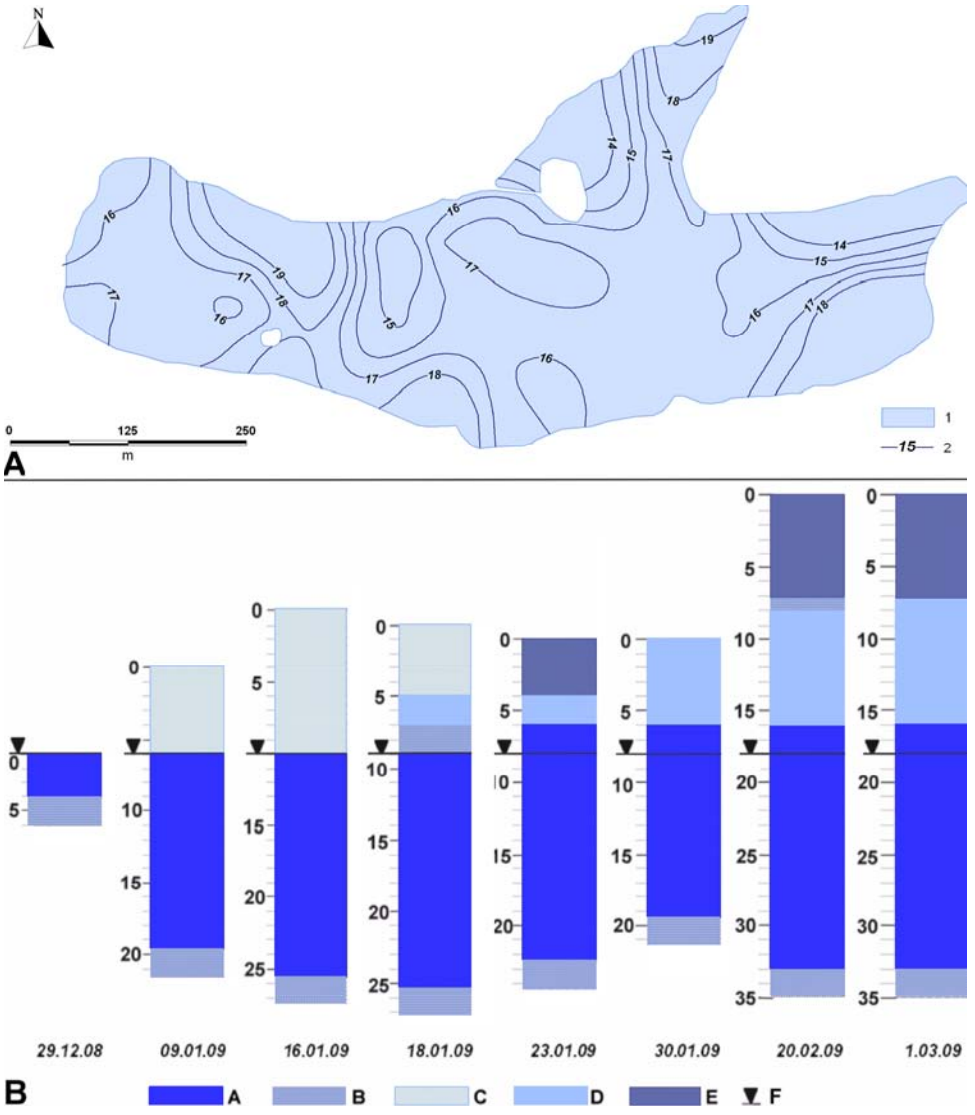
A – Brantka, B – Rzęsa I i Rzęsa II, C – Przetok, D – Górnik, E – Haldex, 1 – linie kolejowe, 2 – lasy i zadrzewienia, 3 – cieki, rowy i zbiorniki wodne, 4 – pola uprawne i łąki, 5 – tereny przemysłowe, 6 – drogi i ścieżki, 7 – ogródki działkowe, 8 – zwałowiska, 9 – nieużytki

Źródło: opracowanie na podstawie www.zumi.pl

Fig. 2. Land use in the surroundings of the researched reservoirs

A – Brantka, B – Rzęsa I i Rzęsa II, C – Przetok, D – Górnik, E – Haldex , 1 – railway tracks, 2 – woods and afforested area, 3 – watercourses, ditches and water reservoirs, 4 – fields and meadows, 5 – industrial areas, 6 – roads and pass ways, 6 – allotment gardens, 8 – dumps, 9 – barren land

Source: made on the basis of www.zumi.pl



Ryc. 5. Zróżnicowanie miąższości pokrywy lodowej w obrębie badanego antropogenicznego zbiornika wodnego w dniu 18.01.2009 r. (A) oraz zmiany struktury warstwowej pokrywy lodowej (B)

1 – obszar zbiornika; 2 – izopachyty (cm), A – lód krystaliczny, B – woda, C – śnieg, D – lód mętny, E – przemarznięty śnieg, F – wysokość stropu pokrywy lodowej na początku zlodzenia

Fig. 5. Differentiation of ice thickness within the researched anthropogenic water reservoir on day 18.01.2009 (A) and layer structure of the ice cover changes (B)

1 – the water reservoir area, 2 – isopachytes (cm), A- crystal ice, B – water, C – snow, D – opaque ice, E – frozen snow, F – height of the upper part of the ice cover at the beginning stage

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 253-259

Wstępne badania właściwości fizyczno-chemicznych wód jezior w Lasach Golejowskich koło Staszowa (Niecka Połaniecka)

Preliminary studies of the physico-chemical properties of lake waters in Golejowskie Forests (Połaniecka Basin)

Artur Zieliński

Instytut Geografii, Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach,
ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce, artur.zielinski@ujk.edu.pl

Streszczenie: W Lasach Golejowskich koło Staszowa, położonych w północno-wschodniej części Niecki Połanieckiej, występuje duże nagromadzenie małych jezior i oczek wodnych, które poddano badaniom. Wyniki przeprowadzonych pomiarów właściwości fizyczno-chemicznych wody jezior wykazują duże zróżnicowanie pomierzonych parametrów, pomimo że jeziora występują w terenie o podobnej budowie geologicznej. Różnice zbadanych cech wynikają z dużej odmienności topoklimatycznej, głębokości jezior i oczek wodnych oraz wpływu antropopresji.

Słowa kluczowe: jeziora, Lasy Golejowskie, Niecka Połaniecka, właściwości fizyczno-chemiczne wody

Key words: lakes, Golejowskie Forests, Połaniecka Basin, physico-chemical properties of water

Wprowadzenie

Region świętokrzyski nie należy do obszarów o dużej liczbie jezior, szczególnie takich o powierzchni powyżej 1 ha (Choiński 1995). Jednak w niektórych miejscach na tym terenie mogą one liczniej występować. Zwrócili na ten fakt uwagę B. Jaśkowski i R. Sołtysik (2000, 2003) podając, że nagromadzenie jezior w Regionie Świętokrzyskim dało im podstawę do nazwania tego obszaru występowania jezior „Pojezierzem Świętokrzyskim", oczywiście nie w sensie regionalnym, lecz jedynie tylko jako określenie obszaru występowania większej liczby naturalnych zbiorników wodnych o bardzo specyficznej, jednolitej genezie.

W północno-wschodniej części Niecki Połanieckiej, która jest subregionem

Niecki Nidziańskiej, dość powszechnie występują zjawiska krasu zakrytego, które reprodukowane są w osadach czwartorzędowych (Zieliński 2008b). Specyfika geologiczno-hydrologiczna w rejonie Staszowa warunkuje mechanizmy odkształceń powierzchni terenu przez osiadanie typu zapadania w wyniku rozpuszczania i ubytku mas (Walczowski 1965, 1968, Szczepanek 1971, Liszkowski 1979), co w konsekwencji doprowadziło do powstania na analizowanym obszarze wielu zapadlisk. Obecnie obniżenia te wypełnione są wodą i tworzą dość liczne jeziora i oczka wodne (ryc. 1), (Zieliński 2007abc, 2008a, Zieliński i Łoziński 2007a,b). Celem badań było wstępne określenie podstawowych właściwości fizyczno-chemicznych wód w krasowych jeziorach położonych w Lasach Golejowskich, także podjęcie próby wyjaśnienia przyczyn ich zróżnicowania.

Badaniami objęto 24 jeziora i oczka wodne, w których zbadano podstawowe właściwości fizyczno-chemiczne wody powierzchniowej. Pomiary przeprowadzano w taki sposób, aby wszystkie obiekty zbadać w ciągu jednego dnia i w możliwie jak najbardziej podobnych warunkach. Do badań wykorzystano przyrząd U-10 firmy Horiba, którym w terenie oznaczono: pH, konduktywność w $mS \cdot cm^{-1}$, turbulencję (mętność), zawartość tlenu w $mg \cdot dm^{-3}$, zasolenie w % (może być rozumiane jako określenie pewnego stopienia mineralizacji wody) i temperaturę w °C. Pomiary te prowadzono w strefie brzegowej na głębokości 20 cm. Jedynie na Dużym Stawie dodatkowo wykonywano pomiary wody powierzchniowej z pomostu basenu kąpielowego – przy powierzchni i głębokości 1 m.

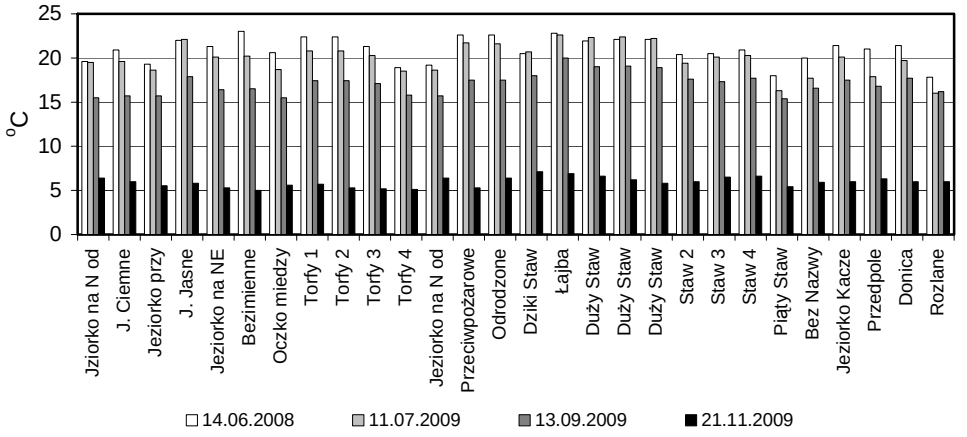
Teren badań

W kompleksie Lasów Golejowskich jeziora występują w kilku skupiskach oddalonych od siebie maksymalnie do 3 km. Największy z nich tj. Duży Staw ma powierzchnię 3,6 ha, a pozostałe pomimo niewielkiej powierzchni posiadają stosunkowo duże głębokości, kóre mogą nawet przekraczać 8 m. W pracy zwrócono uwagę na trzy ich zgrupowania: w rejonie Dużego Stawu, Jasnego Stawu (fot. 1) oraz Jeziorka Torfy. Przedmiotem badań były także dwa inne jeziora, tj. Odrodzone i Przeciwpożarowe, leżące w pewnym odizolowaniu pomiędzy wyżej wymienionymi zgrupowaniami. Dodatkowo badaniami objęto Dziki Staw (fot. 2) leżący kilka kilometrów na południe od Staszowa. Ma on powierzchnię 2,6 ha, niewielką głębokość (do 2,5 m) i jest drugim co do powierzchni jeziorem na opisywanym terenie. Dziki Staw, wraz z otaczającym go leśną otuliną, jest rezerwatem przyrody. Pomiary prowadzono także na jeziorze Łajba, które leży w sąsiedztwie północnej granicy miasta Staszów (fot. 3). Warto także podkreślić, że część z nich występująca w wyżej przedstawionych skupiskach jest ze sobą połączona i odwadniana kanałami. Każde wyżej wymienione skupisko jezior odwadniane jest w innym kierunku. Skupisko jezior w wokół Dużego Stawu jest odwadniane w kierunku południowo-zachodnim, jeziora wokół Jasnego Stawu – we wschodnim, a skupisko rejonu Jeziorka Torfy – w zachodnim. Natomiast Jeziorka Odrodzone i Przeciwpożarowe są natomiast bezodpływowe.

Wyniki

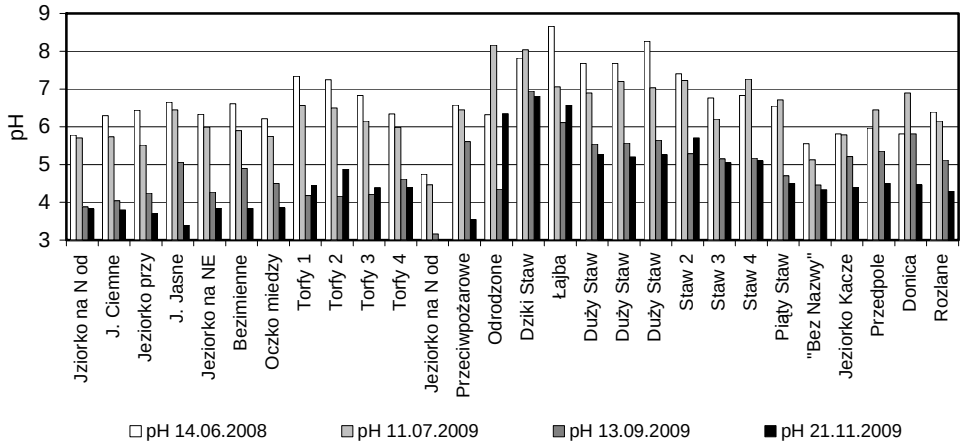
Wyniki przeprowadzonych badań wskazują duże zróżnicowanie oznaczanych parametrów, pomimo że występują w terenie o podobnej budowie geologicznej. Na powierzchni terenu występują tam głównie piaski fluwioglacjalne i gliny morenowe. Prawie wszystkie jeziora, za wyjątkiem jeziora Łajba położone są na terenie otwartym, wśród łąk (fot. 3), położone są w otoczeniu zbiorowisk leśnych (fot. 1, 2). Dominują tam sosny (83%), dęby (11%) i olsza (4%). Biorąc pod uwagę obecność i dominację zbiorowisk torfotwórczych, jeziorka można też zasadniczo podzielić na trzy grupy: z wyłącznym udziałem roślinności zbiorowisk torfowisk niskich, torfowisk przejściowych i torfowisk wysokich. Według R. Ochyry (1985) np. Duży Staw, Drugi Staw, Trzeci Staw i Czwarty Staw (fot. 4) jak również i jezioro Torfy są pod oddziaływaniem roślinności zbiorowisk torfowisk niskich. Natomiast jeziora: Ciemne, Przeciwpożarowe, Odrodzone czy Kacze są pod wpływem roślinności zbiorowisk torfowisk przejściowych. Natomiast jeziora Donica i Piąty Staw są pod wpływem roślinności zbiorowisk torfowisk wysokich.

Mimo, że pod względem geograficzno-przyrodniczym opisywany teren nie jest bardzo zróżnicowany, to zaobserwowano dość duże różnice w temperaturze powierzchniowej wody dochodzące podczas niektórych serii pomiarowych nawet do 5^0C i to w obiektach niezbyt odległych od siebie. Dla przykładu, temperatura wody powierzchniowej w jeziorach w dniu 14.06.2008 r. wynosiła od 17,8 do 23°C (ryc. 2).



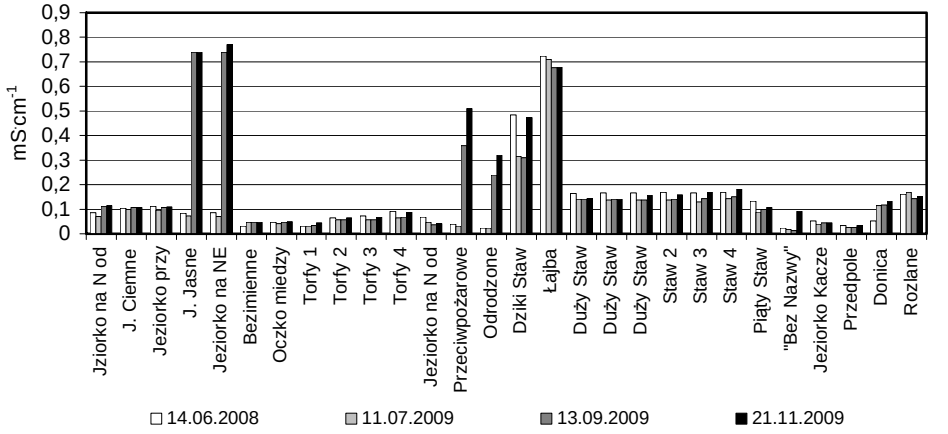
Ryc. 2. Temperatura wody powierzchniowej w wybranych jeziorach okolic Staszowa
Fig. 2. Temperature of surface waters in selected lakes near Staszów

Duże zróżnicowanie wykazuje także pH wody (ryc. 3). Najniższe pH wynoszące 3,0 (21.11.2009 r.) stwierdzono w bezodpływowym oczku wodnym o niewielkiej powierzchni i głębokości, leżącym w rejonie jeziora Torfowego. Najbardziej zasadową wodę miało jezioro Łajba (pH 8,66). Jego wody miały też największą przewodność wynoszącą 0,72 $mS \cdot cm^{-1}$ (ryc. 4), co można tłumaczyć większym wpływem antropopresji.



Ryc. 3. Odczyn (pH) powierzchniowej warstwy wody w wybranych jeziorkach okolic Staszowa

Fig. 3. PH of surface waters in selected lakes near Staszów



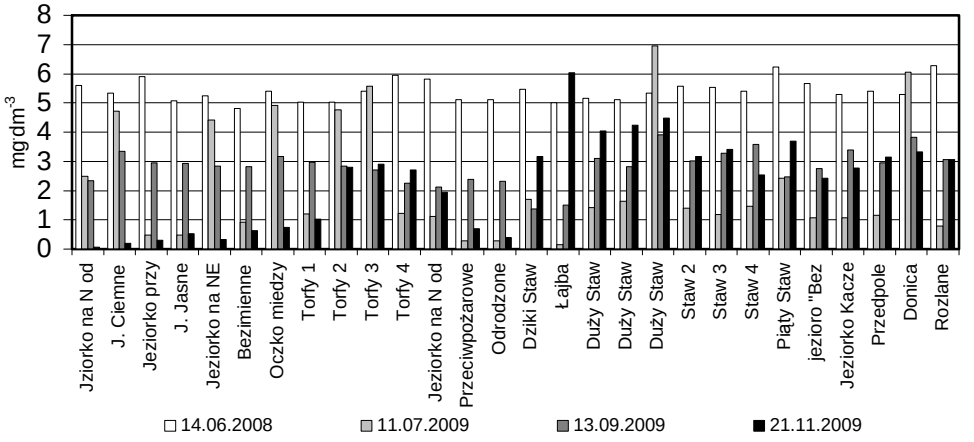
Ryc. 4. Konduktywność wody powierzchniowej w wybranych jeziorach okolic Staszowa

Fig. 4. Conductivity of surface waters in selected lakes near Staszów

Na jej zróżnicowanie miała z pewnością wpływ powierzchnia jeziorek i ich głębokość. Najchłodniejsza woda była w jeziorkach o niewielkich powierzchniach i stosunkowo dużych głębokościach jak również w jeziorkach położonych w głębokich lejach krasowych, co z pewnością utrudnia nagrzewanie wody przez bezpośrednie promieniowanie słoneczne.

Skrajnie niską przewodność 0,014 mS·cm^{-1} (13.09.2009 r.) miało małe jezioro nazwane Bez Nazwy, leżące kilkanaście metrów na wschód od jeziora Kaczego. Równie niską przewodność (0,023 mS·cm^{-1}) zarejestrowano kilkakrotnie w bezodpływowym jeziorze Odrodzone, które położone jest z dala od uczęszczanych duktów leśnych. Zawartość tlenu w badanych zbiornikach wodnych wynosiła od 0,07 (na północ od jeziora Jasnego, 21.11.2009 r.) do 6,95 mg·dm^{-3} na

Dużym Stawie (ryc. 5). Wysoką wartość tlenu w wodzie na głębokości 1 m w dniu 11.07.2009 r. można wyjaśnić wykorzystywaniem tego jeziora jako kąpieliska i poboru wody z pomostu. Podobnie można zinterpretować zwiększoną zawartość tlenu w wodzie powierzchniowej w niektórych innych jeziorach, które także są wykorzystywane do kąpieli. Duże znaczenie mają także lokalnie występujące ruchy powietrza związane z różnicą temperatury wody i otoczenia. Wiatry potrafią bardzo dynamicznie przemieszczać na jeziorze pływającą „wyspę" (fot. 5 i 6). W związku z powyższym odgrywają one istotną rolę w napowietrzaniu nawet śródleśnych jezior. Turbulencja (mętność wody) badanych jezior wynosiła od 15 do 118. Parametr zwany zasoleniem, z uwagi na określoną czułość przyrządu, zarejestrowano tylko w dwóch jeziorkach. W Dzikim Stawie wynosiło ono od 0,02 do 0,03%, a w Łajbie tylko 0,01%. Na kształtowania wartości „zasolenia" z pewnością wpływ miała antropopresja. Do Dzikiego Stawu mogą docierać zanieczyszczenia z terenów po eksploatacji siarki, natomiast do Łajby – zanieczyszczenia wypłukiwane z gleby pobliskiego wzniesienia oraz z ruchliwej drogi ze Staszowa w kierunku Opatowa. Odmienne od pozostałych są też osady denne tych jezior. Posiadają obojętny lub zasadowy odczyn i zawierają od 3 do 8% węglanów (Zieliński 2010).



Ryc. 5. Zawartość tlenu w wodzie powierzchniowej w wybranych jeziorach okolic Staszowa
Fig. 5. Oxygen contect of surface waters in selected lakes near Staszów

Podsumowanie

Przedstawione wyniki badań zostały zgromadzone podczas kilku sesji pomiarowych wskazują na dość znaczne zróżnicowanie parametrów fizyczno-chemicznych wody w badanych jeziorkach w rejonie Staszowa.

Pełniejsza analiza właściwości wody będzie możliwa po uzyskaniu dłuższego szeregu cykli serii pomiarowych w wytypowanych reprezentatywnych jeziorach. Jednak na podstawie uzyskanych wyników można stwierdzić, że gromadzące się wody w zapadliskach krasowych nie mają kontaktu ze skałami węglanowymi. Jeziora występują w obniżeniach, które reprodukowane są w niekrasowiejących osadach czwartorzędowych.

Literatura

Choiński A., 1995, Katalog jezior Polski. Cz. 3: Jeziora Wielkopolsko-kujawskie i jeziora na południe od linii zasięgu zlodowacenia bałtyckiego. Wyd. UAM, Poznań: 1-149.

Jaśkowski B., Sołtysik R., 2000, Geneza i wiek Pojezierza Świętokrzyskiego oraz walory przyrodniczo-krajobrazowe jego elementów wodno-torfowiskowo-wydmowych. (W:) Problemy ochrony i użytkowania obszarów wiejskich o dużych walorach przyrodniczych. Wyd. UMCS, Lublin: 137-142.

Jaśkowski B., Sołtysik R., 2003, The origin and age of the lakes of the Świętokrzyski Lake District. Limnological Review, Kielce, 3: 101-106.

Liszkowski J., 1979, Typy morfogenetyczne oraz mechanizmy rozwoju powierzchniowych form krasu zakrytego w Polsce. Biuletyn Geologiczny Wydziału Geologii UW, Warszawa, 23: 155-168.

Ochyra, R. 1985: Roślinność lejków krasowcyh w okolicach Staszowa na Wyżynie Małopolskiej. Monographiae Botanicae, 66: 1-136.

Szczepanek K., 1971, Kras staszowski w świetle badań paleobotanicznych (The Staszów karst in the light of palaeobotanical studiem). Acta Palaeobotanica, XII, 2: 63-120.

Walczowski A., 1965, Kras zakryty w okolicach Staszowa. Kwartalnik Geologiczny, 2: 458-459.

Walczowski A., 1968, Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1: 50 000, Arkusz Staszów (M34-55A) (z 19 tablicami). Wyd. Geologiczne, Warszawa: 90.

Zieliński A., 2007a, Charakterystyka morfometryczna wybranych lejów krasowych w okolicy Dużego Stawu (Lasy Golejowskie). Morphometric characteristics of selected karst sink-holes in the area of the Duży Staw (golejowskie Forests). (W:) E. Smolska, D. Giriat (red.), Rekonstrukcja dynamiki procesów geomorfologicznych – formy rzeźby i osady. Wydział Geografii i Studiów Regionalnych,Wyd. UW, Komitet Badań Czwartorzędu PAN, Warszawa: 457-463.

Zieliński A., 2007b, Osobliwości przyrodnicze i charakterystyka morfometryczna systemu jeziorek Dużego Stawu w okolicach Staszowa. (W:) A. Kostrzewski (red.), Monitoring funkcjonowania i przemian geosystemów jeziornych. Ogólnopolska Konferencja Naukowa nt. Funkcjonowanie geosystemów jeziornych, Wyd. UAM, Poznań: 65-67.

Zieliński A., 2007c, Przeobrażenia środowiska na przykładzie jeziorek pochodzenia krasowego w okolicach Staszowa. Environmental transformation on the example of the little lakes karst in the Staszów region. (W:) E. Solska, P. Szwarczewski (red.), Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym. VI Warsztaty Terenowe, Sejny – Suwałki 14-16.06.2007, 4: 157-159.

Zieliński A., Łoziński Ł., 2007a, Charakterystyka morfometryczna jeziorek krasowych „Kacze" i „Bez Nazwy" w rejonie Staszowa. (W:) A. Zieliński (red.), Przeobrażenia środowiska w południowo-wschodniej części regionu świętokrzyskiego. Nauki geograficzne w badaniach regionalnych. Wyd. Instytutu Geografii AŚ w Kielcach, Oddział Kielecki PTG, Kielce, 7: 113-121.

Zieliński A., Łoziński Ł., 2007b, Parametry morfometryczne jeziorek krasowych „Donica", „Przedpole" i „Rozlany Staw" w rejonie Staszowa. (W:) A. Zieliński (red.), Przeobrażenia środowiska w południowo-wschodniej części regionu świętokrzyskiego. Nauki geograficzne w badaniach regionalnych. Wyd. Instytutu Geografii AŚ w Kielcach, Oddział Kielecki PTG, Kielce, 7: 101-112.

Zieliński A., 2008a, Charakterystyka morfometryczna krasowego Jeziorka Jasnego i jeziorka bezimiennego znajdujących się w Lasach Golejowskich koło Staszowa. (W:) Współczesne problemy badawcze geografii polskiej – geografia fizyczna. Dokumentacja Geograficzna, PAN IGiPZ, PTG, Warszawa, 37: 56-61.

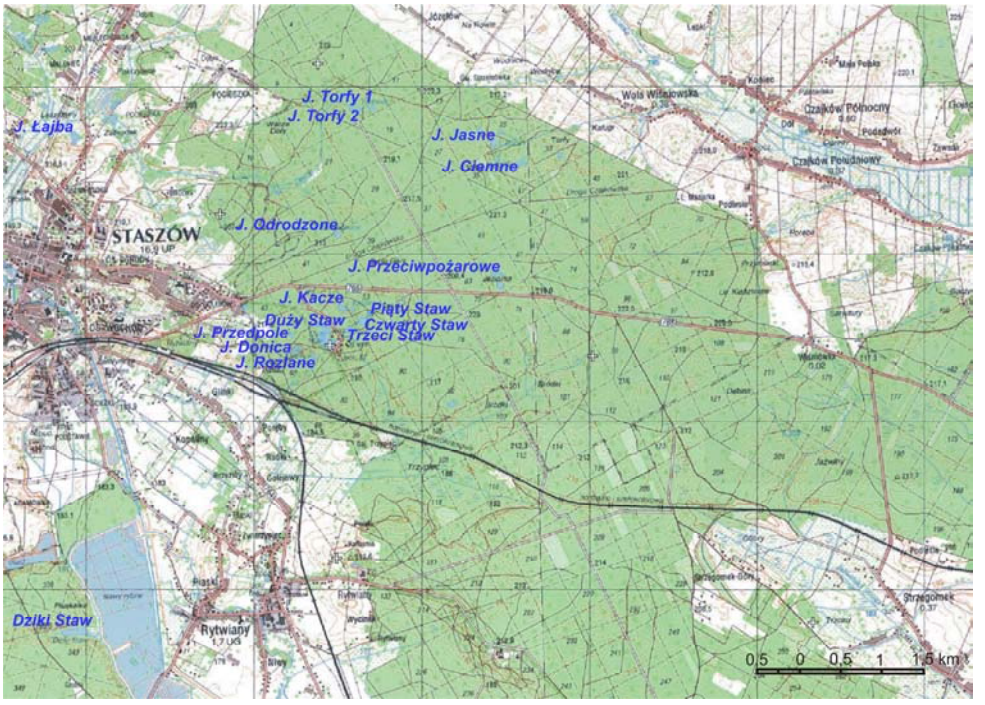
Zieliński A., 2008b, Zapadliska krasowe reprodukowane w osadach czwartorzędowych w rejonie Jasnego Stawu (Lasy Golejowskie koło Staszowa). (W:) A. Kostrzewski (red.), V Seminarium nt. Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, Instytut Paleogeografii i Geoekologii UAM, Poznań 20-21.11.2008: 143-144.

Zieliński A., 2010, Wstępna analiza utworów organogenicznych wybranych jeziorek i torfowiska występujących w Lasach Golejowskich koło Staszowa. (W:) M. Ludwikowska-Kędzia, A. Zieliński (red.), Badania interdyscyplinarne – przeszłość, teraźniejszość i przyszłość nauk przyrodniczych. Instytut Geografii, UJK, Kielce: 163-164.

Summary

In Golejowskie Forests near Staszów (north-east part of Połaniecka's Basin) there is a large accumulation of small and very small lakes and ponds, which has been investigated.

Results of taken measurements of the physico-chemical properties of lake waters, show a large variations of measured parameters, although lakes occur in the region with similar geological construction. Differences of studied properties occur due to a large topoclimatical dissimilarity, different depth of the lakes and ponds and influence of anthropression.



Ryc. 1. Lokalizacja badanych jezior okolic Staszowa (Na podstawie mapy topograficznej w skali 1: 50 000, arkusze Staszów i Osiek)

Fig. 1. Location of examined lakes near Staszów (At the base of the topographical map drawn to a scale 1: 50 000, sheet Staszów and Osiek)



Fot. 1. Jezioro Jasne – jedno z wielu jezior występujących w Lasach Golejowskich koło Staszowa (fot. A. Zieliński)

Fot. 1. Jasne Lake – one of the many lakes located at the Golejowskie Forests near Staszów (fot. A. Zieliński)



Fot. 2. Jezioro Dziki Staw, wraz najbliższym otoczeniem stanowi rezerwat przyrody (fot. A. Zieliński)

Fot. 2. Dziki Staw Lake with the nearest surroundings is a nature reserve (fot. A. Zieliński, 14.06.2008)



Fot. 3. Jezioro Łajba jako jedyne z opisywanych położone jest poza obszarem leśnym (fot. A. Zieliński)

Fot. 3. Łajba Lake as the only one described is located outside the forest area (fot. A. Zieliński, 13.09.2009)



Fot. 4. Czwarty Staw jest najgłębszym jeziorem w Lasach Golejowskich. Ponad 50% powierzchni tego jeziora ma głębokość powyżej 5 m (fot. A. Zieliński)

Fot. 4. Czwarty Staw Lake is the deepest lake in Golejowskie Forests. More than 50% of its area has a depth above 5m (fot. A. Zieliński)



Fot. 5. Ruchoma wysepka na jeziorze Torfy 1 (Torfowe 1),(fot. A. Zieliński)

Fig. 5. Moving island on the Torfy 1 lake (Torfowe 1), (fot. A. Zieliński)



Fot. 6. Pływająca ruchoma wyspa na jeziorze Donica (fot. A. Zieliński)

Fig. 6. Swimming and moving island on the Donica lake (fot. A. Zieliński)

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 261-272

Roczny cykl odpływu i transportu fluwialnego w zlewni zurbanizowanej i leśno-rolniczej na przykładzie Silnicy i Sufragańca (Góry Świętokrzyskie)

Annual runoff and fluvial transport cycle in urban and woodland-agricultural catchments – Silnica and Sufraganiec river case study (Świętokrzyskie Mountains)

Tadeusz Ciupa

Instytut Geografii, Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach,
ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce, tciupa@ujk.edu.pl

Streszczenie: W pracy przedstawiono wpływ zagospodarowania terenu na kształtowanie odpływu i transportu fluwialnego w cyklu rocznym w małych zlewniach wyżynnych, tj. zurbanizowanej zlewni Silnicy (49,40 km^2) i leśno-rolniczej Sufragańca (62,01 km^2) (Kielce). Reżim odpływu badanych rzek kształtuje się podobnie, bowiem jedno maksimum średniego miesięcznego odpływu *S*(*Sq*) przypada na wiosnę (marzec i kwiecień) a drugie na lato (czerwiec i lipiec). Maksymalny odpływ jednostkowy *WWq* – prawie we wszystkich zlewniach wystąpił w lipcu, a jedynie w zlewni leśnej zamkniętej przekrojem w Grzeszynie – w kwietniu. Wyróżniają się zlewnie zurbanizowane (Pakosz i Białogon), gdzie maksymalne *WWq* odpływy jednostkowe były wówczas zdecydowanie najwyższe (odpowiednio: 422,7 i 343,2 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$), przekraczając porównywalne wartości u ujścia Sufragańca o 71 i 39%. Jeszcze większy kontrast w tym względzie zachodzi między tymi dwoma zlewniami, a wspomnianą już wyżej zlewnią leśną (odpowiednio: 415 i 337%). Średnia miesięczna koncentracja zawiesiny w przekrojach zamykających górne, najbardziej zalesione części zlewni utrzymywała się przez cały rok na niewysokim poziomie, z kulminacjami w marcu (10,4 $mg \cdot dm^{-3}$) i w czerwcu (7,4 $mg \cdot dm^{-3}$). Zupełnie inny przebieg koncentracja ta wykazywała w przekrojach Pakosz i Białogon, zamykających zlewnie zurbanizowane, gdzie najwyższe średnie miesięczne wartości stwierdzono w lutym (odpowiednio: 62,3 i 60,5 $mg \cdot dm^{-3}$) oraz w czerwcu i lipcu (34,4 i 31,8 $mg \cdot dm^{-3}$). Kulminacje wskaźnika denudacji chemicznej wystąpiły w obu zlewniach wiosną, a drugorzędne w lipcu. W zlewniach leśnych, rolniczych i podmiejskich wiosenna kulminacja roztopowa miała miejsce w marcu (2,01-5,37$\cdot 10^3$ $mg \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$), natomiast w zlewniach zurbanizowanych w kwietniu (6,41-8,10$\cdot 10^3$ $mg \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$) oraz równorzędna w lutym. W kwietniu spowodowana była ona głównie wysokimi opadami, jakie wystąpiły po wiosennych roztopach, a w lutym podczas roztopów – zanieczyszczeniami komunikacyjnymi.

Wykazano, że w zlewniach zurbanizowanych, w stosunku do zlewni leśnych, rolniczych i podmiejskich w kształtowaniu odpływu wyraźnie wzrastała rola letnich wezbrań opadowych, a transportu fluwialnego – roztopowych.

Słowa kluczowe: roczny cykl odpływu, roczny cykl transportu fluwialnego, zlewnia zurbanizowana, zlewnia rolniczo-leśna, Kielce

Key words: annual runoff cycle, annual fluvial transport cycle, urban catchment, woodland-agricultural catchment, Kielce

Wprowadzenie

Jedna z ważniejszych charakterystyk obiegu materii w zlewniach rzecznych oparta jest na analizie rocznego cyklu odpływu i transportu fluwialnego, w tym materiału rozpuszczonego i zawiesiny. W zlewniach naturalnych, lub zbliżonych do takich, cykl ten wyraźnie nawiązuje do występowania zjawisk klimatycznych, natomiast w zlewniach przekształconych – jest on modyfikowany lub warunkowany antropogeniczne (por. m.in. Dynowska 1971, Czaja 1981, 1999, 2002, Jankowski 1986, 1998, Ciupa 2009).

Znaczenie różnych form użytkowania zlewni w kształtowaniu procesów krążenia wody, wraz z przeglądem literatury, zawierają liczne prace zbiorowe m.in. pod redakcją I. Dynowskiej (1988, 1993), A. Jankowskiego i A. Kanieckiego (1996), T. Ciupy i in. (2002), M. Gutry-Koryckiej i in. (2003) oraz Z. Michalczyka (2007). Istnieje również bogata literatura ukazująca wpływ poszczególnych rodzajów zagospodarowania terenu na odpływ rzeczny, w tym gospodarki leśnej – m.in. M. Gutry-Koryckiej (1993a) i rolnej – R. Soji (2002), M. Gutry-Koryckiej (1993b) i Z. Michalczyka (1986). Zmiany obiegu wody w zlewniach podmiejskich, wraz z bogatym wykazem literatury, zostały przedstawione m.in. w pracach Z. Michalczyka i M. Łosia (1996) oraz P. Jokiela (2002a,b). Wielokrotnie wskazywano na rolę terenów uprzemysłowionych i zurbanizowanych w kształtowaniu odpływu (m.in. Soczyńska 1974, Hollis 1975, Jankowski 1986, 1998, Czaja 1986, 1999, 2002, Nowicka 2002, Akan i Houghtalen 2003). W zlewniach Gór Świętokrzyskich, przyrodnicze i antropogeniczne uwarunkowania odpływu rzecznego były również przedmiotem wielu badań (m.in. Burchard i Maksymiuk 1974, Burchard 1978, Kupczyk i in. 1994, 1998, Ciupa 2009, Suligowski i in. 2009).

Dynamika i mechanizm transportu materiału rozpuszczonego oraz zawiesiny w cyklu rocznym, na podstawie szczegółowych badań stacjonarnych w zlewniach rolniczych, były analizowane m.in. przez W. Froehlicha (1975, 1982), T. Biernata (1985), T. Ciupę (1991), C. Rzepę (1992), E. Smolską (1992, 1996), A. Kostrzewskiego i in. (1994). Z kolei wpływ obszaru zurbanizowanego na transport materiału rozpuszczonego wykazali m.in. A. Jankowski (1984), A. Jaguś i M. Rzętała (1997), a zawiesiny – D. Walling (1974), E. Nelson i D. Booth (2002). W regionie świętokrzyskim roczny cykl transportu fluwialnego na terenach miejskich był przedmiotem badań T. Ciupy (2005, 2006, 2009).

Cel, teren i metody badań

Celem pracy jest przedstawienie wpływu zagospodarowania małych zlewni na kształtowanie odpływu i transportu materiału rozpuszczonego oraz zawiesiny na przykładzie rzeki Silnicy – przepływającej przez centrum Kielc i Sufragańca – odwadniającego zlewnię leśno-rolniczą, z rosnącym w dół udziałem terenów zurbanizowanych.

Badania prowadzono w zlewniach rzek Sufragańca i Silnicy, które są lewobrzeżnymi dopływami Bobrzy (A = 307,5 km^2, IV rząd) w dorzeczu Nidy (ryc. 1). Sąsiadujące ze sobą zlewnie, posiadają podobną powierzchnię, budowę geologiczną, rzeźbę terenu, natomiast bardzo się różnią się użytkowaniem ziemi. Powierzchnia zurbanizowanej zlewni Silnicy wynosi 49,40 km^2, a leśno-rolniczej Sufragańca – 62,01 km^2. W ich obrębie wydzielono zlewnie cząstkowe o różnym sposobie użytkowania (ryc. 1, 2). W górnej części zlewni Silnicy, po przekrój Dąbrowa, lasy zajmują 72,9% ogólnej powierzchni zlewni. W kolejno, niżej położonych zlewniach cząstkowych: Piaski, Jesionowa i Pakosz zmniejsza się udział lasów, a wzrasta powierzchnia terenów uszczelnionych (drogi, utwardzone parkingi, zabudowania itp.). Powierzchnie te są nieprzepuszczalne i słabo przepuszczalne oraz charakteryzują się bardzo małą retencyjnością i szorstkością. Zatem z powierzchni tych woda, wraz ze zgromadzonymi substancjami, pochodzenia naturalnego i antropogenicznego, spływa z dużą łatwością. Między przekrojami Piaski i Jesionowa znajduje się zbiornik retencyjny o powierzchni 10,5 ha i pojemności 170 tys. m^3. Po przekrój Pakosz, położony poniżej centrum Kielc, udział terenów uszczelnionych wynosi 30,2%. W dół zlewni, aż do przekroju Białogon, wzrasta nieco powierzchnia lasów i łąk, a tereny uszczelnione zmniejszają się do 27,6%. W zlewni Sufragańca, wraz z przyrostem powierzchni, zmniejsza się udział lasów. Po Grzeszyn udział ten wynosi 65,5%, a po Pietraszki (ujściowy odcinek rzeki) – już tylko 46,7%. Jednocześnie, w tym samym kierunku, zwiększa sie udział terenów uszczelnionych (odpowiednio od 1,7% do 6,7%).

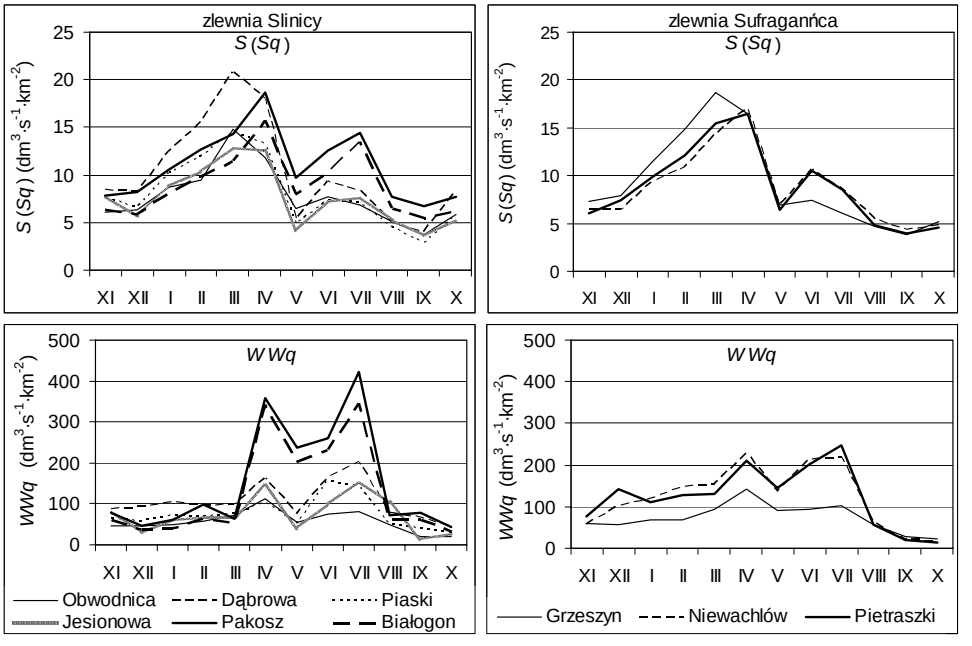
W latach hydrologicznych 1998-2001, w ośmiu przekrojach hydrometrycznych (Silnica – 5, Sufraganiec – 3) codziennie o godzinie 7:00 (ryc. 2) prowadzono obserwacje stanów wody oraz pobierano próby w celu określenia koncentracji zawiesiny i materiału rozpuszczonego. Koncentrację zawiesiny określano metodą sączkową, a materiału rozpuszczonego – metodą konduktometryczną. W przekrojach tych, oraz w przekroju Obwodnica – zamykającym zalesioną górną część zlewni Silnicy, wykonywano również okresowe pomiary m.in. natężenia przepływu, koncentracji zawiesiny i materiału rozpuszczonego (190 serii pomiarowych).

Wyniki

Odpływ jednostkowy

Roczny rytm odpływu jednostkowego w zlewni rzeki Silnicy i Sufragańca charakteryzował się tym, że od stycznia do kwietnia, we wszystkich analizowanych przekrojach rzek, był on większy od średniego rocznego (SSq). Największe jego wartości wystąpiły w górnych – najbardziej zalesionych częściach obu zlewni, w okresie wezbrań roztopowych w marcu (odpowiednio: 18,7-20,8 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$),

a w częściach środkowych i dolnych, o zmniejszonej retencyjności powierzchniowej (Pakosz, Białogon, Niewachlów i Pietraszki) – w kwietniu (16,4-18,7 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$) (ryc. 3). W kwietniu, po wiosennych roztopach i utrzymującej się dużej wilgotności podłoża, doszło do wysokich opadów atmosferycznych, których średnia suma była wyższa o 14,8 mm od przeciętnej z wielolecia 1954-2003. Należy podkreślić, że w marcu – w przekrojach zamykających zlewnie zurbanizowane (Białogon, Pakosz) – zanotowano stosunkowo niskie średnie odpływy jednostkowe (odpowiednio: 11,5 i 14,3 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$). Był to efekt wcześniejszego topnienia pokrywy śnieżnej w obrębie dróg, parkingów, terenów zabudowanych itd., a także zwiększonego tu parowania (Ciupa 2009). W półroczu letnim, w większości zlewni, drugie maksimum analizowanego odpływu S(Sq) wystąpiło w czerwcu, a w zurbanizowanych – w lipcu. Wówczas średnie sumy opadów były bardzo wysokie i przekroczyły średnie wartości z wielolecia 1954-2003 (w czerwcu o 15,9 mm, a w lipcu o 39,8 mm). W lipcu, przy w pełni rozwiniętej szacie roślinnej, w zlewniach niezurbanizowanych uwidoczniła się wyraźnie rola intercepcji. W większości zlewni cząstkowych najniższy odpływ jednostkowy był we wrześniu ze względu na niskie opady (48,4 mm) i stosunkowo jeszcze wysokie temperatury powietrza (12,4°C), a zatem i parowanie. W okresie badań wyjątkowo niskie średnie odpływy jednostkowe S(Sq) wystąpiły w maju, pomimo że średnia suma opadu była wówczas wyższa o 5,4 mm od średniej wysokości z wielolecia. Temperatura powietrza była wtedy wyższa od średniej z wielolecia aż o 1,6°C, co spowodowało wzrost parowania. Minimum odpływu występowało we wrześniu i w maju.



Ryc. 3. Średni miesięczny *S*(*Sq*) i maksymalny (*WWq*) odpływ jednostkowy w zlewni Silnicy i Sufragańca w latach 1998-2003

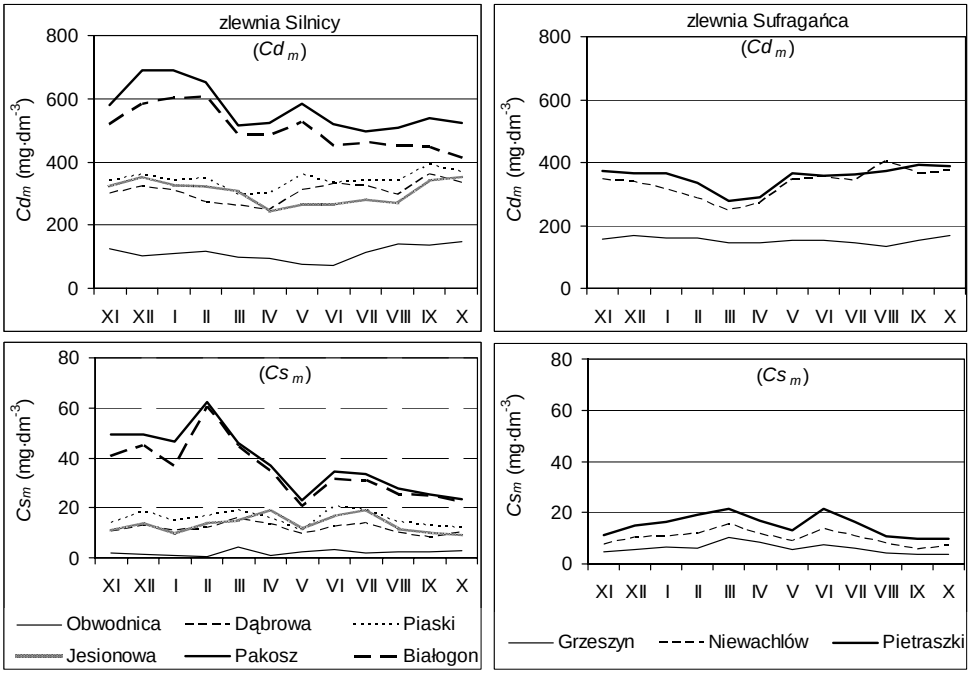
Fig. 3. Average monthly (*S*(*Sq*) and maximum (*WWq*) specific runoff in the Silnica and Sufraganiec river catchments from 1998 to 2003

Maksymalny obserwowany odpływ jednostkowy prawie we wszystkich zlewniach wystąpił w lipcu. Wyróżniały się tu zlewnie zurbanizowane (po przekrój Pakosz: 422,7 i Białogon: 343,2 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$), gdzie odpływ jednostkowy był wówczas zdecydowanie najwyższy, przekraczając wartość odpływu u ujścia Sufragańca odpowiednio o 71 i 39%. Jeszcze większy kontrast zachodził między tymi dwiema zlewniami zurbanizowanymi a wspomnianą już wyżej zlewnią leśną – po przekrój Grzeszyn (odpowiednio: 415 i 337%) (ryc. 3).

Podobny reżim odpływu, jednak bez tak wysokiej kulminacji letniej, stwierdzono w innych rzekach Gór Świętokrzyskich (por. Kupczyk i in. 1994). Reżim odpływu badanych rzek można określić jako złożony, z dwoma maksimami w ciągu roku, przy czym wyraźnie odróżniają się tu zlewnie leśne, rolnicze i podmiejskie od zurbanizowanych.

Koncentracja materiału rozpuszczonego i zawiesiny

Średnia miesięczna koncentracja materiału rozpuszczonego w przekrojach Obwodnica i Grzeszyn, zamykających zlewnie w znacznym stopniu zalesione, z małą gęstością dróg i zabudowy, utrzymywała się przez cały rok na podobnym niewysokim poziomie (odpowiednio: 146-73 i 169-134 $mg \cdot dm^{-3}$). W pozostałych – najwyższe wartości występowały w miesiącach zimowych, a najniższe wiosną i latem.



Ryc. 4. Średnia miesięczna koncentracja materiału rozpuszczonego (Cd_m) i zawiesiny (Cs_m) w przekrojach pomiarowych Silnicy i Sufragańca w latach 1998-2001

Fig. 4. Average monthly total dissolved solid concentration (Cd_m) and suspended sediment concentration (Cs_m) at hydrometric cross sections of the Silnica and Sufraganiec rivers from 1998 to 2001

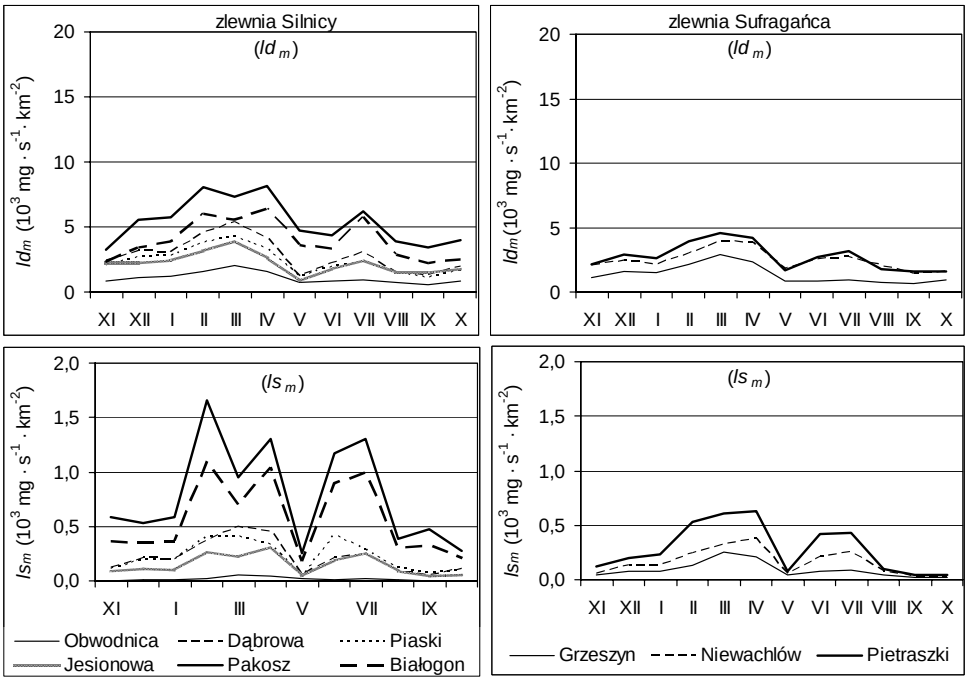
Najwyraźniej zaznaczyło się to w przekrojach zamykających zlewnie o największym stopniu zurbanizowania, tj. Pakosz (692-497 $mg \cdot dm^{-3}$) i Białogon (608-413 $mg \cdot dm^{-3}$). Znajdują się tam największe powierzchnie dróg, chodników i parkingów objęte zimowym utrzymaniem, przy wykorzystaniu piasku z chlorkiem sodu (ryc. 4).

W cyklu rocznym średnia miesięczna koncentracja zawiesiny wykazywała również duże zróżnicowanie w badanych rzekach (ryc. 4). W przekrojach Obwodnica i Grzeszyn koncentracje utrzymywały się przez cały rok na niewysokim poziomie, z niewielkimi kulminacjami w marcu (odpowiednio: 4,3 i 10,4 $mg \cdot dm^{-3}$) i w czerwcu (3,2 i 7,4 $mg \cdot dm^{-3}$). W zlewniach rolniczych i podmiejskich stwierdzono wyższe koncentracje, ale podobną dynamikę transportu. Zupełnie inny przebieg w ciągu roku miała koncentracja zawiesiny w przekrojach zamykających zlewnie zurbanizowane. Wysokie średnie miesięczne koncentracje zawiesiny stwierdzono głównie w miesiącach zimowych, z kulminacją w lutym (Pakosz 62,3 $mg \cdot dm^{-3}$ i Białogon 60,5 $mg \cdot dm^{-3}$). Druga niższa kulminacja wystąpiła w czerwcu (odpowiednio: 34,4 i 31,8 $mg \cdot dm^{-3}$).

Wskaźnik chemicznej (ld) i mechanicznej (ls) denudacji jednostkowej

W celu porównania transportowanych ładunków materiału rozpuszczonego i zawiesiny ze zlewni o różnej powierzchni zastosowano wskaźnik chemicznej (ld) i mechanicznej (ls) denudacji jednostkowej ($mg \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$). Pozwoliło to porównać wielkość wynoszonych ładunków ze zlewni o zróżnicowanych powierzchniach i uwarunkowaniach geograficznych. Przestrzenne zróżnicowanie natężenia denudacji ujmuje on jednak w sposób uproszczony nawet wówczas, gdy badania prowadzone były w kilku zlewniach cząstkowych (Froehlich 1975, 1982, Ciupa 1991, Świeca 1998, Mazurek 2000, Rodzik i in. 2008).

Sezonowe i przestrzenne zróżnicowanie wskaźnika chemicznej denudacji jednostkowej w badanych zlewniach rzecznych jest odzwierciedleniem zmiennej wydajności źródeł zasilania i dostawy materiału rozpuszczonego. W cyklu rocznym, w obu zlewniach, kulminacje wskaźnika wystąpiły wiosną i latem (ryc. 5). W zlewniach cząstkowych leśnych, rolniczych i podmiejskich wiosenna kulminacja roztopowa występowała w marcu ($2{,}01\text{-}5{,}37 \cdot 10^3$ $mg \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$), natomiast – w zurbanizowanych w kwietniu ($6{,}41\text{-}8{,}10 \cdot 10^3$ $mg \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$) oraz równorzędna w lutym. W kwietniu spowodowana była głównie wysokimi opadami po wiosennych roztopach, a w lutym podczas roztopów śródzimowych – związana z wysokimi koncentracjami materiału rozpuszczonego pochodzącego z zanieczyszczeń komunikacyjnych. Natomiast drugorzędna kulminacja – w lipcu. Skrajne wartości osiągnęła w zlewniach leśnych (Obwodnica – $0{,}93 \cdot 10^3$ $mg \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ i Grzeszyn – $0{,}98 \cdot 10^3$ $mg \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$) i zurbanizowanych (Pakosz – $6{,}22 \cdot 10^3$ $mg \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ i Białogon – $5{,}78 \cdot 10^3$ $mg \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$). Wskaźnik ten wykazywał większe zróżnicowanie latem niż wiosną, a było to głównie efektem przyspieszonego odpływu w zlewniach zurbanizowanych. Wyrazem graficznym przestrzennej i sezonowej zmienności wskaźnika ld, a pośrednio i źródeł zasilania w porównawczych zlewniach Sufragańca i Silnicy, jest znacząco różna odległość pomiędzy skrajnie położonymi wykresami liniowymi odnoszącymi się do zlewni cząstkowych (ryc. 5).



Ryc. 5. Średnia miesięczna wartość chemicznej (ld_m) i mechanicznej denudacji jednostkowej (ls_m) w zlewni Silnicy i Sufragańca w latach 1998-2001

Fig. 5. Average monthly values of specific chemical denudation (ld_m) and specific mechanical denudation (ls_m) in the Silnica and Sufraganiec river catchments from 1998 to 2001

Miesięczny wskaźnik mechanicznej denudacji jednostkowej był, podobnie jak wyżej przedstawiony odpływ i koncentracja zawiesiny, uwarunkowany przestrzennym zróżnicowaniem między badanymi zlewniami. W zlewniach zurbanizowanych wskaźnik ten był przez cały rok znacznie wyższy niż w pozostałych, osiągając maksymalne wartości w lutym (odpowiednio: $1{,}66 \cdot 10^3$ i $1{,}09 \cdot 10^3$ mg·s^{-1}·km^{-2}) i w kwietniu ($1{,}31 \cdot 10^3$ i $1{,}04 \cdot 10^3$ mg·s^{-1}·km^{-2}). Drugorzędna kulminacja wystąpiła w czerwcu i lipcu ($1{,}30 \cdot 10^3$ i $0{,}99 \cdot 10^3$ mg·s^{-1}·km^{-2}) (ryc. 5).

Podsumowanie

W rocznym cyklu odpływu rzeki Silnicy – przepływającej przez centrum Kielc i Sufragańca – odwadniającego zlewnię rolniczo-leśną, z rosnącym w dół udziałem terenów zurbanizowanych występują dwie kulminacje. Pierwsze maksimum średniego miesięcznego odpływu jednostkowego S(Sq) przypadało na wiosnę (marzec i kwiecień), a drugie na lato (czerwiec i lipiec). Wiosną największe jego wartości wystąpiły w górnych najbardziej zalesionych częściach obu zlewni (Dąbrowa: 20,8 i Grzeszyn: 18,7 dm^3·s^{-1}·km^{-2}), a w częściach środkowych i dolnych – o zmniejszonej retencyjności powierzchniowej (Pakosz, Białogon, Niewachlów i Pietraszki) – w kwietniu (16,4-18,7 dm^3·s^{-1}·km^{-2}). Był to hydrologiczny efekt wcześniejszego topnienia pokrywy śnieżnej na obszarze

zurbanizowanym (w obrębie dróg, parkingów, terenów zabudowanych itd.), a także zwiększonego tu parowania. Drugie zaś maksimum w większości zlewni wystąpiło w czerwcu, a jedynie w segmentach zurbanizowanych – w lipcu. Zdecydowanie wyróżniały się tu zlewnie zurbanizowane (po przekrój Pakosz: 422,7 i i Białogon: 343,2 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$), gdzie odpływ jednostkowy był wówczas najwyższy, przekraczając wartość odpływu, np. u ujścia Sufragańca odpowiednio o 71 i 39%. Jeszcze większy kontrast zachodził między tymi dwoma zlewniami zurbanizowanymi a wspomnianą już wyżej zlewnią leśną (odpowiednio: 415 i 337%)

Średnia miesięczna koncentracja materiału rozpuszczonego była największa zimą w przekrojach zamykających zlewnie zurbanizowane, tj. Pakosz (692-497 $mg \cdot dm^{-3}$) i Białogon (608-413 $mg \cdot dm^{-3}$), a najmniejsza wówczas – w leśnych (Obwodnica: 146-73 i Grzeszyn: 169-134 $mg \cdot dm^{-3}$). W cyklu rocznym, w przekrojach zlokalizowanych poniżej obszaru miasta, największe koncentracje występowały zimą, w pozostałych – jesienią. Podobny układ przestrzenny wykazywał przebieg koncentracji zawiesiny (odpowiednio: zurbanizowane – 62,3 i 60,5 $mg \cdot dm^{-3}$ i leśne – 4,3 i 10,4 $mg \cdot dm^{-3}$). Jest to fluwialny efekt skokowego wzrostu dostawy materiału rozpuszczonego i zawiesiny z obszarów zurbanizowanych w stosunku do terenów leśnych i rolniczych. W tym pierwszym przypadku, duża masa tego materiału pochodziła z różnego rodzaju zanieczyszczeń wytwarzanych przez miasto. Szczególnie było to widoczne zimą, kiedy to powierzchnie dróg, chodników i parkingów – objęte zimowym utrzymaniem z wykorzystaniem piasku z chlorkiem sodu, były dominującym obszarem zasilania koryt rzecznych w materiał rozpuszczony i zawiesinę.

W okresie roztopów i wiosennych opadów wielkość wskaźnika mechanicznej denudacji jednostkowej w badanych zlewniach była uzależniona głównie od dostawy do koryt rzecznych sedymentu pochodzącego z dróg, natomiast latem – od wysokiego odpływu.

W zlewniach zurbanizowanych, w stosunku do zlewni leśnych, rolniczych i podmiejskich wyraźnie wzrastała rola letnich wezbrań opadowych w kształtowaniu odpływu, a roztopowych – transportu fluwialnego.

Literatura

Akan A.O., Houghtalen R.J., 2003, Urban hydrology, hydraulics, and stormwater quality. engineering applications and computer modeling. Hoboken, Wiley, New Jersey, USA.

Biernat T., 1985, Areas supplying weathered material and the mechanism of transportation of the suspended material in the Łososina catchment area (Holy Cross Mountain, central Poland). Quaest. Geogr. Spec. Issue, 1: 61-73.

Burchard J., 1978, Obieg wody w dorzeczu Bobrzy. Acta Geographica Lodziensia, 40.

Burchard J., Maksymiuk Z., 1974, Warunki spływu wód powierzchniowych w środkowej części Gór Świętokrzyskich. Zeszyty Naukowe UŁ, Ser. 2, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, 63: 133-135.

Ciupa T., 1991, Współczesny transport fluwialny w zlewni Białej Nidy. Wyd. WSP, Kielce.

Ciupa T., 2005, Wpływ użytkowania na transport zawiesiny w małych zlewniach na przykładzie Silnicy i Sufragańca (Kielce). (W:) A. Kotarba i in. (red.), Współczesna ewolucja rzeźby Polski. Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków: 77-84.

Ciupa T., 2006, Wpływ użytkowania na transport materiału rozpuszczonego w małych zlewniach na przykładzie Silnicy i Sufragańca (Kielce). (W:) A. Kostrzewski, J. Czerniawska (red.), Przemiany środowiska geograficznego Polski północno-zachodniej. Wyd. Naukowe Bogucki, Poznań: 51-54.

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

Ciupa T., Kupczyk E., Suligowski R. (red.), 2002, Obieg wody w zmieniającym się środowisku. Kielce, Prace Instytutu Geografii AŚ, Kielce, 7.

Czaja S., 1981, Wpływ użytkowania ziemi na reżim odpływu potoków Smolak i Gabałika. W: Geographia. Studia et Dissertationes, Wyd. UŚ, Katowice, 5: 43-54.

Czaja S., 1986, Wpływ gospodarczej działalności człowieka na reżim odpływu Brynicy. (W:) A. Kaniecki (red.), 1986, Hydrologia regionalna i procesy hydrologiczne w zlewniach, Materiały konferencyjne. Wyd. UAM, Poznań: 53-56.

Czaja S., 1999, Zmiany stosunków wodnych w warunkach silnej antropopresji (na przykładzie konurbacji katowickiej). Prace Naukowe UŚ, Katowice, 1782.

Czaja S., 2002, Zmiany struktury i reżimu odpływu rzecznego na obszarach górniczo-przemysłowo-miejskich. (W:) T. Ciupa i in. (red.), Obieg wody w zmieniającym się środowisku. Prace Instytutu Geografii AŚ, Kielce, 7: 65-76.

Dynowska I. (red.), 1988, Antropogeniczne uwarunkowania zmian odpływu i reżimu rzek w różnych regionach Polski. Dokumentacja Geograficzna Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, 4.

Dynowska I. (red.), 1993, Przemiany stosunków wodnych w Polsce w wyniku procesów naturalnych i antropogenicznych. Wyd. UJ, Kraków.

Dynowska I., 1971, Typy reżimów rzecznych w Polsce. Zeszyty Naukowe UJ, Kraków, 268, Prace Geograficzne, 28.

Froehlich W., 1975, Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nawojowskiej. Prace Geograficzne Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, 114.

Froehlich W., 1982, Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin w górskiej zlewni fliszowej. Prace Geograficzne Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, 143.

Gutry-Korycka M., 1993a, Wpływ gospodarki leśnej. (W:) I. Dynowska (red.), Przemiany stosunków wodnych w Polsce w wyniku procesów naturalnych i antropogenicznych. Wyd. UJ, Kraków: 299-305.

Gutry-Korycka M., 1993b, Wpływ gospodarki rolnej. (W:) I. Dynowska (red.), Przemiany stosunków wodnych w Polsce w wyniku procesów naturalnych i antropogenicznych. Wyd. UJ, Kraków: 306-313.

Gutry-Korycka M., 2003, Możliwości modelowania odpływu ze zlewni zurbanizowanych i uprzemysławianych. (W:) T. Szczypek, M. Rzętała (red.), Człowiek i woda. PTG, Katowice – Sosnowiec: 38-53.

Gutry-Korycka M., Nowicka B., Soczyńska U. (red.), 2003, Rola retencji zlewni w kształtowaniu wezbrań opadowych. Wyd. UW, Warszawa.

Hollis G.E., 1975, The effects of urbanization on floods of different recurrence interval. Water Resources Research, 11 (3): 431-435.

Jaguś A., Rzętała M., 1997, Przestrzenne zróżnicowanie wielkości jednostkowego spływu jonów Cl^-, SO_4^{2-}, NO_3^-, $P0_4^{3-}$ ze zlewni Przemszy w nawiązaniu do stopnia zagospodarowania jej powierzchni. Kształtowanie Środowiska Geograficznego i Ochrona Przyrody na Obszarach Uprzemysłowionych i Zurbanizowanych. Wyd. UŚ, Katowice – Sosnowiec, 24: 26-34.

Jankowski A.T., 1984, Wpływ procesów urbanizacyjnych i industrialnych na zmiany jakościowo-ilościowe odpływu rzeki Nacyny. (W:) Materiały Ogólnopolskiego Sympozjum Naukowego „Problematyka hydrologiczna i meteorologiczna małych zlewni rzecznych", PTGeof., Wrocław: 67-69.

Jankowski A.T., 1986, Antropogeniczne zmiany stosunków wodnych na obszarze uprzemysłowianym i urbanizowanym (na przykładzie Rybnickiego Okręgu Węglowego). Prace Naukowe UŚ, Katowice, 868.

Jankowski A.T., 1998, Antropogeniczne uwarunkowania obiegu wody na terenie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. (W:) A Magnuszewski, U. Soczyńska (red.), Hydrologia u progu XXI wieku. Konferencja Hydrologiczna, Mądralin k. Warszawy, 24-27.09.1996. Komisja Hydrologiczna PTG, Warszawa: 139-156.

Jankowski A.T., Kaniecki A. (red.), 1996, Dziejowe przemiany stosunków wodnych na obszarach zurbanizowanych. Instytut Geografii Fizycznej UAM, Poznań, Wydział Nauk o Ziemi UŚ – Sosnowiec, PTG – Warszawa.

Jokiel P., 2002a, Woda na zapleczu wielkiego miasta. Możliwości wykorzystania i problemy ochrony zasobów i obiektów wodnych w małej zlewni strefy podmiejskiej Łodzi. Wyd. UŁ, Łódź.

Jokiel P., 2002b, Zagospodarowanie terenu i jego rola w obiegu wody na przykładzie małej zlewni w strefie podmiejskiej Łodzi. (W:) T. Ciupa i in. (red.), Obieg wody w zmieniającym się środowisku. Kielce, Prace Instytutu Geografii AŚ, Kielce, 7: 77-86.

Kostrzewski A., Mazurek M., Zwoliński Z., 1994, Dynamika transportu fluwialnego górnej Parsęty jako odbicie funkcjonowania systemu zlewni. Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Poznań.

Kupczyk E., Biernat T., Ciupa T., 1998, Przyrodnicze podstawy naturalnej regeneracji rzeki antropogenicznie przekształconej. (W:) A. Magnuszewski, U. Soczyńska (red.), Hydrologia u progu XXI wieku. Konferencja Hydrologiczna, Mądralin k. Warszawy, 24-27.09.1996, Komisja Hydrologiczna PTG, Warszawa: 167-180.

Kupczyk E., Biernat T., Ciupa T., Kasprzyk A., Suligowski R., 1994, Zasoby wodne dorzecza Nidy. Wyd. WSP, Kielce.

Michalczyk Z. (red.), 2007, Obieg wody w środowisku naturalnym i przekształconym. Wyd. UMCS, Lublin.

Michalczyk Z., 1986, Warunki występowania i krążenia wód na obszarze Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Wyd. UMCS, Lublin.

Michalczyk Z., Łoś M.J., 1996, Przemiany stosunków wodnych w okolicy Lublina. (W:) A.T. Jankowski, A. Kaniecki (red.), Dziejowe przemiany stosunków wodnych na obszarach zurbanizowanych. Wyd. UAM, Poznań: 96-107.

Nelson E.J., Booth D.B., 2002, Sediment sources in an urbanizing, mixed land-use watershed. Journal of Hydrology, 264: 51-68.

Nowicka B., 2002, Wpływ urbanizacji na warunki odpływu. Kielce, Prace Instytutu Geografii AŚ, Kielce, 7: 77-86.

Rodzik J., Ciupa T., Janicki G., Kociuba W., Tyc A., Zgłobicki W., 2008, Współczesne przemiany rzeźby Wyżyn Polskich. (W:) L. Starkel i in. (red.), Współczesne przemiany rzeźby Polski. Wyd. UJ, Kraków: 165-228.

Rzepa C., 1992, Wpływ denudacji na chemizm wód Czarnej Nidy w Górach Świętokrzyskich. Wyd. KTN, Kielce.

Smolska E., 1992, Współczesne procesy fluwialne Pojezierza Suwalskiego (na przykładzie górnej Szeszupy) – wstępne wyniki badań. (W:) A. Kotarba (red.), System denudacyjny Polski. Prace Geograficzne Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, 155: 85-102.

Smolska E., 1996, Funkcjonowanie systemu korytowego w obszarze młodoglacjalnym na przykładzie górnej Szeszupy (Pojezierze Suwalskie). Wyd. UW, Warszawa.

Soczyńska U., 1974, Hydrologiczne skutki urbanizacji. Wiadomości Meteorologii i Gospodarki Wodnej, 22, 4: 11-22.

Soja R., 2002, Hydrologiczne aspekty antropopresji w polskich Karpatach. Prace Geograficzne Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Warszawa, 186.

Suligowski R., Kupczyk E., Kasprzyk A., Koślacz R., 2009, Woda w środowisku przyrodniczym województwa świętokrzyskiego. Instytut Geografii UJK, Kielce.

Świeca A., 1998, Wpływ czynników antropogenicznych na rzeczny odpływ roztworów i zawiesin na międzyrzeczu Wisły i Bugu. Rozprawy Habilitacyjne, Wyd. UMCS, Lublin, 61.

Van Sicle D., 1962, The effect of urban development on storm runoff. The Texas Engineer, 32, 12.

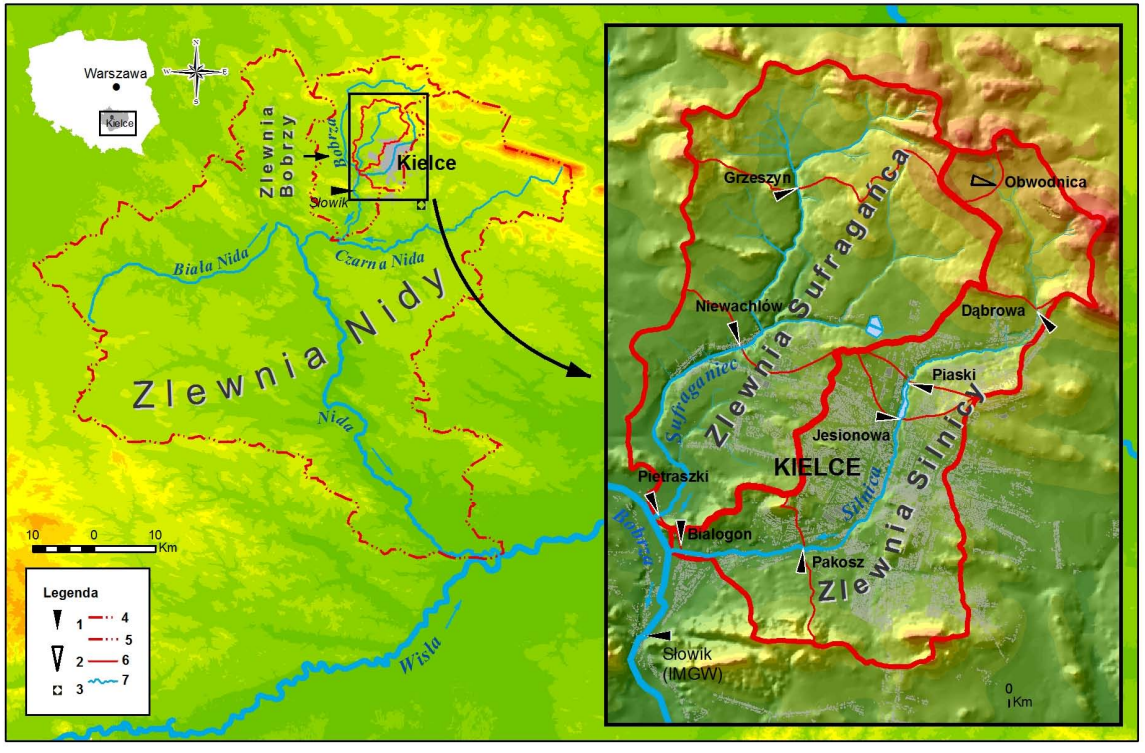
Walling D.E., 1974, Suspended sediment and solute yields from a small catchment prior to urbanization. Institute of British Geographers, 6: 169-192.

Summary

The paper describes the influence of land management on runoff and fluvial transport for an annual cycle in small upland catchments. The two catchments of interest are located in or near the Kielce metropolitan area in Poland: 1) the urban Silnica River catchment (49.40 km^2); 2) the woodland-agricultural Sufraganiec River catchment (62.01 km^2). The Silnica and Sufraganiec runoff regimes are quite similar, with one monthly average maximum specific runoff S (Sq) in the spring (March and April) and another in the summer (June and July). The maximum monthly average W (Wq) specific runoff was detected in July in almost all the catchments, except the woodland catchment where it was detected in April at the Grzeszyn hydrometric site. The urban Pakosz and Białogon catchments were found to experience the highest average monthly runoff rates, 422.7 and 343.2 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, respectively. The two rates were 71% and 39% higher than corresponding rates at the mouth of the Sufraganiec River. The difference is even larger when the above rates are compared to the woodland catchment mentioned earlier (415% and 337%, respectively). The average monthly concentration of suspended matter detected at upstream hydrometric sites in heavily wooded areas remained relatively low throughout the year, with peaks in March (10.4 $mg \cdot dm^{-3}$) and in June (7.4 $mg \cdot dm^{-3}$). Suspended matter concentrations changed in a very different manner at the urban Pakosz and Białogon hydrometric sites, with the highest monthly averages being recorded in February (62.3 and 60.5 $mg \cdot dm^{-3}$,

respetively), June, and July (34.4 and 31.8 $mg \cdot dm^{-3}$, respectively). Maximum rates of chemical denudation occurred in both catchments in the spring, with secondary maxima in July. The spring snowmelt maximum occurred in March in woodland, agricultural, and suburban catchments ($2.01 \cdot 10^3$ $mg \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, $5.37 \cdot 10^3$ $mg \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$), while in urban catchments in April ($6.41 \cdot 10^3$ $mg \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, 8.10 10^3 $mg \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$). A secondary maximum was recorded in February. The April maximum was prompted primarily by high precipitation, which followed the spring snowmelt, while the February maximum was prompted by road pollution following snowmelt.

It has been shown that in urban catchments, summer precipitation-driven floods are more important in shaping runoff and snowmelt-driven floods are more important in shaping fluvial transport than in woodland, agricultural, and suburban catchments.

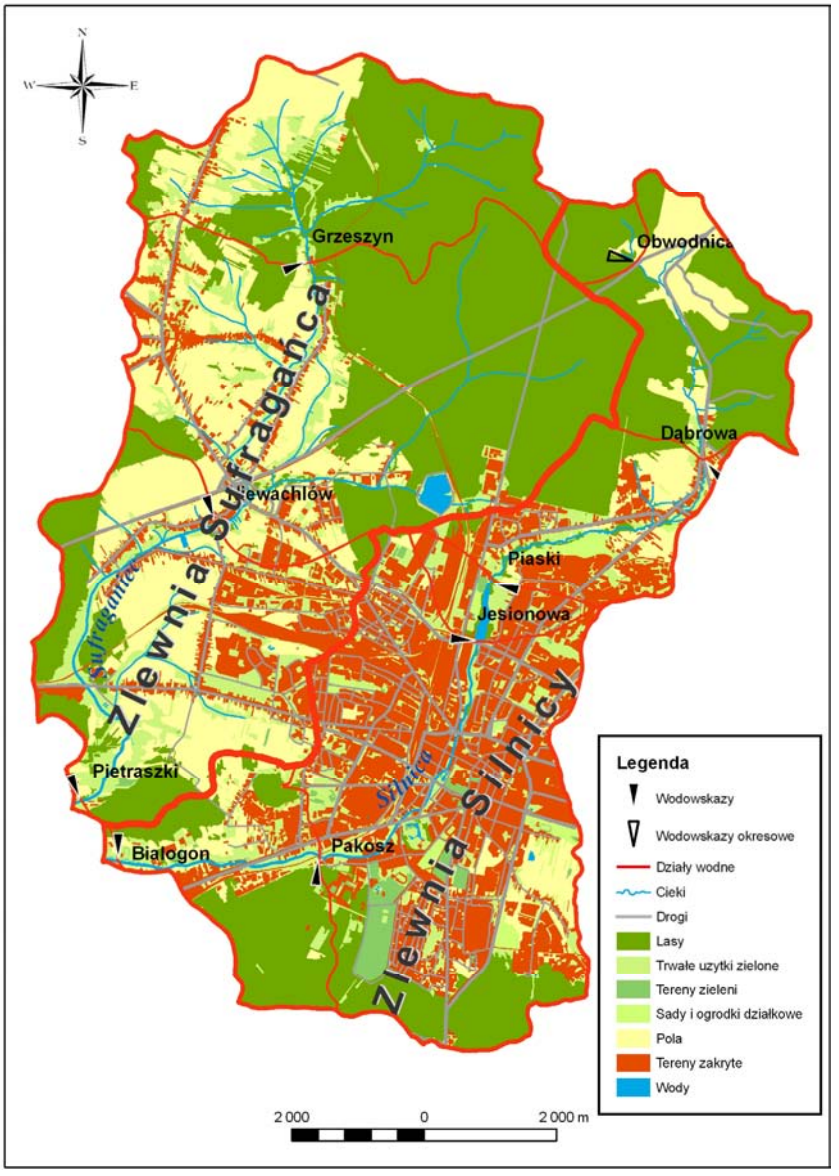


Ryc. 1. Położenie zlewni Sufragańca i Silnicy

1 – wodowskaz, 2 – wodowskaz okresowy, 3 – stacja meteorologiczna Kielce-Suków, 4 – dział wodny II rzędu, 5 – dział wodny III rzędu, 6 – dział wodny IV rzędu i wyższe, 7 – cieki

Fig. 1. Location of the Sufraganiec and Silnica river catchments

1 – water gauge, 2 – seasonal water gauge, 3 – Kielce-Suków weather station, 4 – second-order drainage divide, 5 – third-order drainage divide, 6 – fourth-order drainage divide, 7 – streams



Ryc. 2. Mapa użytkowania zlewni Sufragańca i Silnicy

1 – wodowskaz, 2 – wodowskaz okresowy, 3 – działy wodne, 4 – cieki, 5 – drogi utwardzone, 6 – zbiorniki wodne, 7 – lasy, 8 – trwałe użytki zielone, 9 – tereny zieleni, 10 – sady i ogródki działkowe, 11 – grunty orne, 12 – tereny uszczelnione (budynki, drogi, parkingi itd.)

Na podstawie Topograficznej Bazy Danych

Fig. 2. Sufraganiec and Silnica river basin land use map

1 – water gauge, 2 – seasonal water gauge, 3 – drainage divides, 4 – water courses, 5 – paved roads, 6 – water reservoirs, 7 – forests, 8 – permanent grassland, 9 – green areas, 10 – orchards and private gardens, 11 – arable land, 12 – impermeable areas (buildings, roads, parking lots, etc…)

Based on the Topographic Data Base

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 273-280

Prawdopodobieństwo wystąpienia niżówek w zlewniach rzek województwa świętokrzyskiego

Low flows probability of occurrence in the Świętokrzyskie Province river catchment

Artur Kasprzyk

Instytut Geografii, Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach,
ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce, artur.kasprzyk@ujk.edu.pl

Streszczenie: Analiza niżówek w rzekach województwa świętokrzyskiego, została przeprowadzona w zakresie czasu trwania i wielkości deficytu odpływu. Obliczono prawdopodobieństwo występowania niżówek o określonej wielkości deficytu odpływu i zadanym czasie trwania dla wytypowanych zlewni. Podstawą obliczeń były przepływy dobowe z okresu 1966-1995. Zostały potwierdzone wnioski wyciągnięte z charakterystyki i częstości występowania niżówek. Analiza pozwoliła również na wytypowanie obszarów szczególnie podatnych na niedobory zasilania atmosferycznego. Najbardziej narażone na występowanie przepływów niżówkowych były zlewnie rzek południowo-zachodniej części województwa. Rzadziej i z mniejszą intensywnością niżówki będą występowały w centralnej części analizowanego obszaru. Przedłużające się okresy bezopadowe decydowały o czasie trwania niżówek, natomiast o jej intensywności decydują cechy zlewni powierzchniowej i podziemnej. Duże znaczenie ma tu: litologia, wodonośność i możliwości retencyjne zlewni. Na występowanie i kształtowanie niżówek istotny wpływ miały również zagospodarowanie obszaru zlewni, wyrażone sposobem użytkowania i stopniem przekształceń antropogenicznych.

Słowa kluczowe: niżówka, deficyt odpływu, czas trwania niżówki, rozkład prawdopodobieństwa

Key words: low flow, runoff deficit, low flow duration, probability distribution

Wprowadzenie

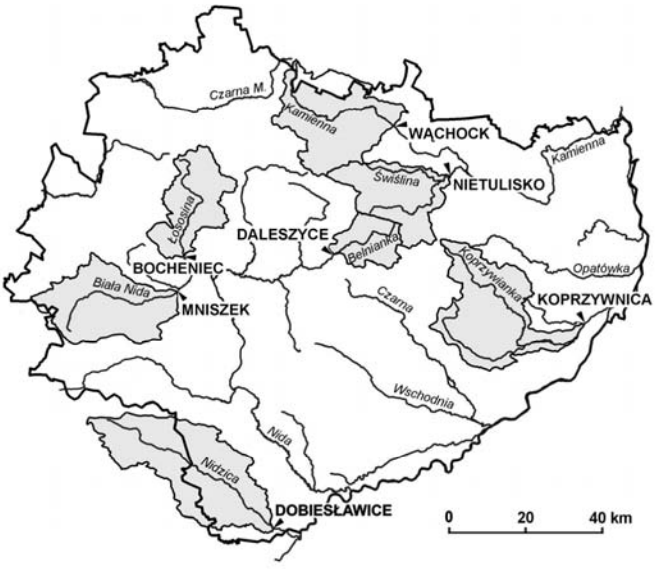
Poznanie przepływów ekstremalnych, występujących w rzekach, posiada duże znaczenie gospodarcze. Badania prowadzone w tym zakresie głównie dotyczą przepływów maksymalnych, wykorzystywanych w budownictwie wodnym,

studiach planistycznych oraz bezpośrednio związanych z możliwościami wystąpienia powodzi. W znacznie mniejszym stopniu w centrum zainteresowania naukowców są stawiane przepływy niskie. Skutki występowania przepływów niżówkowych, wywołanych przedłużającymi się okresami bezopadowymi, mogą mieć tak jak powodzie charakter katastrofalny. Poznanie zjawiska suszy hydrologicznej, głównie na obszarach deficytowych powinno mieć większe znaczenie, a rezultaty badań szerzej wykorzystywane w gospodarowaniu wodą na danym obszarze.

Celem opracowania jest charakterystyka niżówek w wybranych zlewniach rzek województwa świętokrzyskiego, głównie w zakresie określenia prawdopodobieństwa ich wystąpienia.

Obszar i metoda badań

Analizę oparto o materiał hydrometryczny rzek kontrolowanych z obszaru województwa świętokrzyskiego. Przy wyborze zlewni, mając na uwadze przeprowadzenie analiz porównawczych, uwzględniono wielkość zlewni, jakość materiału hydrometrycznego w postaci przepływów dobowych oraz zbieżność okresu pomiarowego. Wybrano 7 zlewni średniej wielkości, położonych w różnych częściach województwa (ryc. 1), a za podstawowy okres pomiarowy przyjęto wielolecie 1966-1995 (tab. 1). W przypadku Belnianki, wielolecie jest niepełne (pomiary rozpoczęto tam w 1971 r.), lecz mimo to włączono ją do analizy. Kierowano się w tym przypadku faktem, sporadycznego występowania przepływów niskich w brakujących latach. Włączenie Belnianki do analizy rozszerzyło zakres obszarowy opracowania.



Ryc. 1 Położenie zlewni badawczych na tle sieci hydrograficznej województwa świętokrzyskiego

Fig. 1 Research catchments location of on the background of the świętokrzyskie province hydrographic network

W analizie statystycznej za niżówkę przyjęto okres, w którym przepływy były równe lub niższe od założonej wartości progowej przepływu. Wartość przepływu progowego określona została na podstawie krzywej sum czasów trwania przepływów dobowych (wraz z wyższymi) z wielolecia na poziomie przepływu siedemdziesięcioprocentowego (Q70%). W celu eliminacji nieistotnych epizodów przepływów niskich przyjęto dodatkowo kryteria czasowe 10 dni dla najkrótszej niżówki oraz 5 dni dla minimalnego odstępu między kolejnymi okresami niżówkowymi. Wykorzystując doświadczenia i wnioski z wcześniejszych badań przeprowadzonych na tym obszarze (Kasprzyk 2009), do opisu niżówek wykorzystano czas trwania oraz wielkość deficytu odpływu (rozumianego jako objętość odpływu poniżej założonego przepływu progowego). Charakterystyki zostały określone dla jednostkowych epizodów niżówkowych, poszczególnych lat jak i całego wielolecia. Obliczenia przeprowadzono programem na IBM PC „Niżówka 2000" (Jakubowski i Radczuk 2003).

Tab. 1. Zestawienie zlewni badawczych w województwie świętokrzyskim

Tab. 1. List of the catchments in the świętokrzyskie province

Kod	Rzeka	Wodowskaz	Okres obserwacji	Powierzchnia (km^2)
11210	Nidzica	Dobiesławice	1966-1995	643
11700	Biała Nida	Mniszek	1966-1995	439
11740	Łososina	Bocheniec	1966-1995	300
11750	Belnianka	Daleszyce	1971-1995	154
12090	Koprzywianka	Koprzywnica	1966-1995	498
12720	Kamienna	Wąchock	1966-1995	472
12770	Świślina	Nietulisko	1966-1995	405

Źródło: opracowanie własne

Wyniki

Na obszarze województwa świętokrzyskiego nie ma dużego zróżnicowania warunków klimatycznych, a tym samym pojawiające się niżówki mają podobny przebieg określony terminami ich występowania. We wszystkich analizowanych zlewniach dominują niżówki letnie (Kasprzyk 1998). Występujące tu długotrwałe okresy niżówkowe wywołane są małym zasilaniem w stosunku do możliwości ewaporacji, a więc spowodowane deficytem opadów prawie wszystkich miesiącach półrocza letniego, stanowiąc 60-70% wszystkich epizodów niżówkowych (Suligowski i in. 2009). Większa liczba przypadków niżówek zimowych jest charakterystyczna dla rzek południowo wschodnich np. Białej Nidy. W pozostałych zlewniach susze hydrologiczne w półroczu zimowym są sporadyczne a ich występowanie związane jest najczęściej z przedłużającymi się okresami niżówek przechodzącymi z miesięcy półrocza letniego na zimowe (por. Ciupa 1991, Kupczyk i in. 1994).

Zróżnicowanie podłoże oraz różna zdolność retencyjna zlewni powoduje odmienność reakcji zlewni na czas trwania niżówek i wielkość deficytów odpływu.

Średni czas trwania niżówek waha się w granicach od 38 do 122 dni, natomiast maksymalny od 6 do ponad 12 miesięcy (tab. 2). Najdłuższe niżówki są charakterystyczne dla zlewni położonych w południowo-zachodniej części województwa. Na tym obszarze utwory powierzchniowe cechujące się średnią i dobrą przepuszczalnością. Zalegają na uszczelinionych skałach węglanowych dających dobre warunki do retencjonowania wody. Przy niskim zasilaniu wody opadowe nie docierają do warstw wodonośnych, co skutkuje długotrwającymi przepływami niżówkowymi. Analizując wielkość deficytu odpływu i intensywność niżówki (wielkość deficytu odpływu w przeliczeniu na jeden dzień niżówkowy) można wysunąć podobne wnioski. W województwie świętokrzyskim występuje prosta zależność – w rzekach o najdłuższych niżówkach występują również największe deficyty odpływu, wyjątkiem jest tu Kamienna po profil w Wąchocku (tab. 2). O ile w przypadku zlewni południowo-zachodnich województwa o wielkości deficytu odpływu decyduje podłoże, to w zlewni Kamiennej, położonej w północnej części analizowanego obszaru, prawdopodobnie jest to związane z występowaniem dużych powierzchni leśnych.

Tab. 2. Charakterystyki niżówek w zlewniach województwa świętokrzyskiego w latach 1966-1995

Tab. 2. Low flows characteristics in the świętokrzyskie province catchments

Rzeka	Wodowskaz	Średnia liczba niżówek w roku	Długość niżówki (w dniach)		Intensywność niżówki ($m^3 \cdot d^{-1}$)	
			max.	śr.	max.	śr.
Nidzica	Dobiesławice	1	373	122	50	29
Biała Nida	Mniszek	2	258	52	59	30
Łososina	Bocheniec	2	172	55	39	19
Belnianka	Daleszyce*	3	170	38	12	7
Koprzywianka	Koprzywnica	2	173	51	32	17
Kamienna	Wąchock	2	198	56	54	27
Świślina	Nietulisko	2	179	51	27	18

Źródło: opracowanie własne

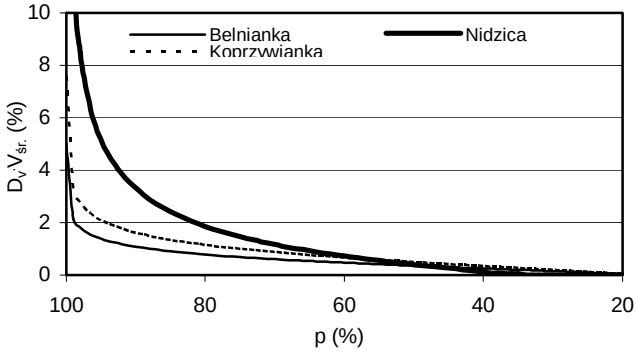
* – 1971-1995

Długie niżówki o największych deficytach odpływu oraz największej intensywności zanotowano w zlewni Białej Nidy po profil w Mniszku (tab. 2). Fakt ten można wytłumaczyć nałożeniem się uwarunkowań litologicznych podłoża z gospodarką stawową. W przedłużających się okresach bezopadowych, zatrzymywanie wody dla potrzeb funkcjonowania stawów w znacznym stopniu przyczynia się do obniżenia przepływu wody w rzece, dając tym samym długie niżówki o największej intensywności. Najniższe deficyty są charakterystyczne dla rzek centralnej części Gór Świętokrzyskich (Belnianka), gdzie występują najwyższe opady na analizowanym obszarze. Na tym terenie występują również liczne źródła łagodzące skutki niedoboru letnich opadów. Intensywność niżówek w półroczu zimowym w porównaniu z okresem letnim jest tu większa, co świadczy

o roli akumulacji opadów w postaci pokrywy śnieżnej w kształtowaniu przepływów.

Do określenia prawdopodobieństwa wystąpienia niżówek, o określonej wielkości odpływu i zadanym czasie trwania, zastosowano dyskretno-ciągły typ rozkładu, opisany równaniem Teodorovic&Zelenhasic (za Czamara i in. 1997) oraz program obliczeniowy *NIŻÓWKA 2000* autorstwa W. Jakubowskiego (2003). Zmienną dyskretną były zdarzenia wystąpienia niżówki (opisywane rozkładami Poissona i Pascala), ciągłą – funkcja gęstości prawdopodobieństwa deficytów odpływu i czasu trwania niżówki (rozkłady Gamma, Weibulla, logarytmiczno-normalny, Johnsona, podwójny wykładniczy i uogólniony Pareto). Testowano zgodność rozkładu rzeczywistego z teoretycznym (test χ^2) wybierając rozkład o najlepszym dopasowaniu. Obliczeń dokonano odrębnie dla wydzielonych niżówek okresu letniego oraz łącznie dla całego roku. W przypadku deficytu odpływu dokonano standaryzacji średnim odpływem rocznym, natomiast prawdopodobny czas trwania przedstawiono w wartościach bezwzględnych.

Prawdopodobieństwo wystąpienia niżówek, o określonej wielkości deficytu odpływu, było zróżnicowane. Wartości kwantyli nieprzekroczenia na poziomie 80% wahają się w granicach od 0,78 do 1,85% średniego odpływu rocznego, na poziomie 90% od 1,08 do 3,31, natomiast przy wartości 99% od 2,14 do 11,68. Wartości skrajne dotyczyły dwóch rzek: minimalne – Belnianki, natomiast maksymalne – Nidzicy. Charakterystyki hydrologiczne dla pozostałych rzek zawierały się w powyższych przedziałach (ryc. 2).



Ryc. 2. Rozkład prawdopodobieństwa wielkości deficytu względnego niżówek $Dv \cdot Vśr.^{-1}$ (deficyt niżówki/średni odpływ roczny) wybranych zlewni województwa świętokrzyskiego

Fig. 2. Probability distribution of the extreme low flows runoff deficit (runoff deficit volume / mean annual runoff volume) for selected catchments in the świętokrzyskie province

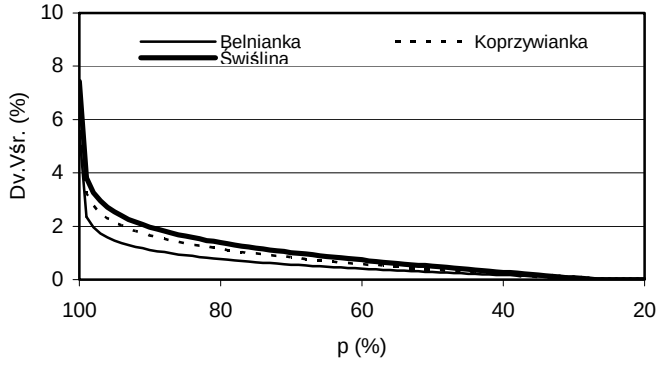
Rozkład prawdopodobieństwa deficytów odpływu rzeki Nidzicy był bardzo zbliżony do pozostałych do poziomu około 50%. Niżówki o mniejszych deficytach były tu krótsze, lecz występowały znacznie częściej. Na łagodzenie skutków krótkotrwałych susz atmosferycznych miała tu wpływ duża pojemność retencyjna rozległej doliny Nidzicy (obecnie w dużym stopniu zmeliorowana). W dłuższym

okresie niedoboru opadu zasilanie z głębszych warstw były ograniczone, bowiem w podłożu zlewni przeważają utwory o niskiej i średniej wodonośności.

W przypadku prawdopodobieństwa wystąpienia niżówek letnich, o określonej wielkości deficytu, otrzymano podobny – choć o niższych wartościach rozkład kwantyli. Zakres ich występowania był również mniejszy niż w nalizowanych niżówkach całego roku. Najniższe wartości kwantyli w obu okresach uzyskano w przypadku Belnianki, potwierdza to wcześniejsze spostrzeżenia o występowaniu w centralnej części Gór Świętokrzyskich najmniejszych deficytów odpływu. Wartość kwantyla na poziomie 90% wynosiła 1,11 a na poziomie 99% –2,34% średniego odpływu rocznego (ryc. 3). Uzyskane zbliżone wartości dla Belnianki, w okresie letnim i całorocznym, świadczyły o dużej przewadze niżówek letnich nad zimowymi.

Rozkład prawdopodobieństwa czasu trwania niżówek sugeruje, że wybrane do analizy zlewnie Belnianki i Nidzicy, stanowią skrajne reakcje zlewni świętokrzyskich na niedobory opadów. Podobnie, jak w przypadku deficytów odpływu, obliczone kwantyle wyznaczają wartości graniczne, w obrębie których występują wartości pozostałych zlewni.

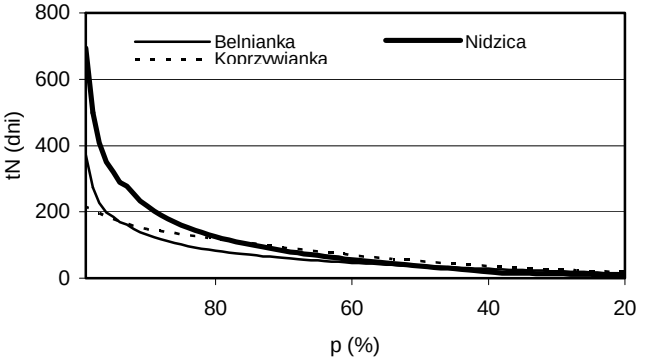
Dla większości zlewni, raz na sto lat, prawdopodobne jest wystąpienie niżówki trwającej około roku. Najwyższe wartości uzyskano w przypadku Nidzicy: na poziomie 95% wartość kwantyla 320 dni, a na poziomie 99% aż 694 dni. W analizowanych przypadkach współczynnik determinacji na poziomie istotności 0,05 wyniósł od 0,2 do 0,6. Stąd wyniki należy traktować z pewną ostrożnością, traktując je jako przybliżenie.



Ryc. 3. Rozkład prawdopodobieństwa wielkości deficytu względnego niżówek letnich Dv·Vśr.$^{-1}$ (deficyt niżówki/średni odpływ roczny) wybranych zlewni

Fig. 3. Probability distribution of the extreme summer low flows runoff deficit (runoff deficit volume / mean annual runoff volume) for selected catchments

Odmienny rozkład prawdopodobieństwa czasu trwania niżówek otrzymano dla Koprzywianki (ryc. 4). Prawdopodobieństwo wystąpienia krótszych niżówek było duże, największe ze wszystkich analizowanych zlewni (75%), przy określonych deficytach odpływu kształtujących się na średnim poziomie dla regionu. Obszar zlewni charakteryzuje się najniższymi w regionie opadami okresu letniego i najwyższymi wartościami parowania potencjalnego.



Ryc. 4. Rozkład prawdopodobieństwa czasu trwania niżówek dla wybranych zlewni województwa świętokrzyskiego

Fig. 4. Probability distribution of the low flow duration for selected catchments in the świętokrzyskie province

Sczerpywanie zasobów wód powierzchniowych i płytkiej retencji w okresie wegetacyjnym było w związku tym bardzo intensywne. Podatność na wystąpienie niżówek jest szczególnie duża w północnej części zlewni. Przyczyną tego są większe spadki terenu, wpływające na szybki spływ powierzchniowy po letnich opadach deszczu, niska wodonośność jak i zalegające na powierzchni pokrywy lessowe (Suligowski i in. 2009).

Podsumowanie

Analiza niżówek w rzekach województwa świętokrzyskiego, przeprowadzona w zakresie czasu trwania i wielkości deficytu odpływu, pozwala na wytypowanie obszarów szczególnie podatnych na niedobory zasilania atmosferycznego. Obliczone prawdopodobieństwo występowania niżówek, o określonej wielkości deficytu odpływu i zadanym czasie trwania, potwierdza wnioski wyciągnięte z charakterystyki i częstości występowania niżówek na analizowanym obszarze. Najbardziej narażone na występowanie przepływów niżówkowych są zlewnie rzek południowo-zachodniej części województwa (Nidzica, Biała Nida). Rzadziej i z mniejszą intensywnością niżówki będą występować w centralnej części analizowanego obszaru (zlewnia Belnianki). Przedłużające się okresy bezopadowe decydują o czasie trwania niżówek, natomiast o jej intensywności decydują cechy zlewni powierzchniowej i podziemnej. Duże znaczenie ma tu: litologia, wodonośność i możliwości retencyjne zlewni. Na występowanie i kształtowanie niżówek istotny wpływ ma również zagospodarowanie obszaru zlewni, wyrażone sposobem użytkowania i stopniem przekształceń antropogenicznych.

Literatura

Ciupa T., 1991, Współczesny transport fluwialny w zlewni Białej Nidy. Wyd. WSP, Kielce.

Czamara W., Jakubowski W., Radczuk L., 1997, Probabilistic analysis of extreme low flows in selected catchments in Poland. IAHS Publication, 246.

Jakubowski W., 2003, Niżówka 2000. Podręcznik użytkownika. Akademia Rolnicza, Wrocław.

Jakubowski W., Radczuk L., 2003, Niżówka 2003 – Rozkład prawdopodobieństwa wielkości niżówek maksymalnych – program na IBM PC.

Kasprzyk A., 1998, Fizycznogeograficzne uwarunkowania susz hydrologicznych w Polsce. Mps. pracy doktorskiej, Archiwum Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa.

Kasprzyk A., 2009, Zróżnicowanie niżówek na obszarze Międzyrzecza Pilicy i Wisły. (W:) R. Bogdanowicz, J. Fac-Beneda (red.), Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych. Fundacja Rozwoju UG, Gdańsk: 274-279.

Kupczyk E., Biernat T., Ciupa T., Kasprzyk A., Suligowski R., 1994, Zasoby wodne dorzecza Nidy. Wyd. WSP, Kielce.

Suligowski R., Kupczyk E., Kasprzyk A., Koślacz R., 2009, Woda w środowisku przyrodniczym i jej zagospodarowanie w województwie świętokrzyskim. Wyd. UJK, Kielce.

Summary

Low flows analysis in the rivers of the Świętokrzyskie Province has been carried out relating to the duration and the runoff deficit. Probability of occurrence of the low flows deficit runoff for a given duration for selected catchments was calculated. The basis for calculating were the daily discharges from the period 1966-1995. The analysis also enabled the selection of areas particularly vulnerable to deficiency precipitation. The catchments in the south-western part of the Świętokrzyskie Province are the most vulnerable to the low flows. Less frequently and with less intensity low flows are present in the central part of the analysed area. Prolonged no-precipitation periods influence the duration of low flows, while its intensity determined by the characteristics of the surface and underground catchment. There are important here: lithology, water capacity and catchment retention capabilities. The occurrence and development of low flows is significantly influence by the landuse in the catchment area and the degree of anthropogenic transformation.

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 273-283

Charakterystyka hydrologiczna źródeł w Baszkach koło Lublina

Hydrological characteristics of springs in Baszki in the Lublin area

Zdzisław Michalczyk, Stanisław Chmiel, Sławomir Głowacki,
Joanna Sposób, Beata Zielińska

Zakład Hydrografii, INoZ UMCS, ul. Akademicka 19, 20-033 Lublin,
hydrografia@poczta.umcs.lublin.pl

Streszczenie: W sąsiedztwie Lublina istnieją w dolinach rzecznych duże źródła o dość regularnej wydajności. Na podstawie powtarzanych pomiarów wydajności, wykonywanych z różną częstością w latach 1990-2009, opracowano charakterystykę hydrologiczną 4 źródeł znajdujących się w Baszkach k. Lublina, w dolnej części zlewni Ciemięgi. W opracowaniu przeanalizowano zmiany wydajności źródeł i cech fizykochemicznych wody, a także zwrócono uwagę na zmiany relacji wydajności między poszczególnymi wypływami i cech wody, które zachodziły w okresie dwudziestu lat. W latach 1990-2003 notowano wzrost ilości wypływającej wody ze źródeł, co związane było z ogólnym zwiększaniem się zasobów wód podziemnych regionu kredy lubelskiej. W źródłach Baszki II oraz Łagiewniki był to wzrost powolny, a w źródle Baszki I znacznie szybszy. Natomiast po 2003 r. wydajności źródeł systematycznie obniżały się. Inny rytm stwierdzono w źródle Baszki III, w którym wydajności w całym okresie badań sukcesywnie zmniejszały się. Przekształceniu uległy również cechy fizykochemiczne wypływającej w nim wody, co jest zapewne związane zamianami obszaru zasilania źródła. Średnia łączna wydajność źródeł w latach 1990-2009 wynosiła 79,3 $dm^3 \cdot s^{-1}$, a skrajne wartości osiągnęły 38,8 i 117,6 $dm^3 \cdot s^{-1}$.

Słowa kluczowe: źródła, zmiany wydajności, jakość wody, Wyżyna Lubelska

Key words: springs, changes of yield, water quality, Lublin Upland

Wprowadzenie

Obszar Lubelszczyzny, przede wszystkim Roztocze i Wyżyna Lubelska, znane są z występowania licznych źródeł osiągających duże wydajności. Odgrywały one istotną rolę w rozwoju regionu, stąd badania źródeł na obszarze lubelskim mają już ponad stuletnią tradycję. Pierwsze publikowane informacje

dotyczyły zarówno wypływów wód żelazistych istniejących w okolicy Lublina (Doborzyński 1896), jak też zwykłych wód podziemnych (Krisztafowicz 1902). Źródła – rozumiane jako naturalne, samoczynne, skoncentrowane wypływy wody podziemnej – charakteryzujące się na Lubelszczyźnie wodą o bardzo wysokiej jakości, stanowiły podstawę zaopatrzenia ludności w wodę do picia oraz były wykorzystywane na potrzeby gospodarcze. Nisze źródlane przedstawiają dużą wartość krajobrazową, a stabilna ilość wypływającej wody decyduje o zasobności wodnej rzek wyżynnych w okresach przepływów niżówkowych.

Badania hydrograficzne prowadzone w Zakładzie Hydrografii UMCS od 1953 r. doprowadziły do dobrego rozpoznania rozmieszczenia źródeł na obszarze Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Dane o występowaniu i wydajności źródeł zbierano podczas kartowania hydrograficznego, a następnie prowadzono okresowe pomiary w wybranych obiektach. Podsumowanie wyników badań regionalnych zawarte jest w opracowaniach E. Rederowej (1971), Z. Michalczyka (1986, 1993, 1996a, b, 2001). Ponadto powstało wiele publikacji dotyczących dynamiki zmian wydajności w pojedynczych obiektach lub w grupie największych źródeł regionu. Od 1990 r., w ramach badań Zakładu Hydrografii, wykonywane były (z różną częstością) pomiary wydajności źródeł w Baszkach nad dolną Ciemięgą (dopływ Bystrzycy).

Celem pracy jest charakterystyka hydrologiczna i analiza zmian cech hydrochemicznych wód źródeł w latach 1990-2009.

Warunki hydrogeologiczne występowania źródeł

Dorzecze Ciemięgi o powierzchni 157,1 km^2 położone jest w bezpośrednim sąsiedztwie Lublina, w północno-wschodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego, subregionu Wyżyny Lubelskiej (Jahn 1956). Ma wydłużony kształt, gdyż jego rozciągłość równoleżnikowa wynosi 30 km, a szerokość zmienia się od 3 do 10 km. Ciemięga bierze początek w Motyczu Leśnym na wysokości 226 m n.p.m., a uchodzi do Bystrzycy w Sobianowicach (160 m n.p.m.) (ryc. 1). W całym swoim biegu przyjmuje tylko jeden niewielki dopływ, zasilający rzekę w górnym biegu (Michalczyk i Reder 1993).

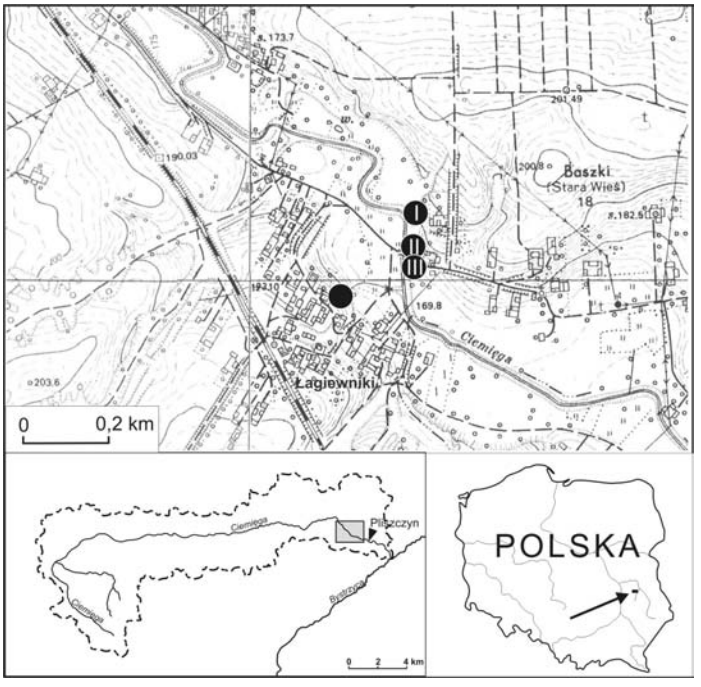
Podstawowe znaczenie dla występowania i krążenia wody mają skały piętra kredowego wykształcone w postaci margli i opok górnego mastrychtu. Są to osady węglanowe zróżnicowane litologicznie, wykazujące zmienny stopień spękania, osiągające miąższość 350 m. Na powierzchni terenu są one widoczne w niszach źródliskowych oraz w dnach głęboko wciętych wąwozów, a także na zboczach doliny Bystrzycy i Ciemięgi w okolicy Sobianowic. W strefie obszarów wierzchowinowych, na osadach kredy zalegają cienką warstwą paleoceńskie gezy i wapienie margliste, lokalnie przykryte piaskami oraz mułkami kwarcowymi oligocenu (Harasimiuk i Henkiel 1982). Serię skał kredy i paleocenu przykrywają osady czwartorzędowe reprezentowane przez piaski i piaski gliniaste ze żwirami, na których zalegają osady lessu, osiągające na wierzchowinach i zboczach dolin od kilku do 25 m. Erozyjną dolinę Ciemięgi wypełnia seria piaszczysto-ilastych aluwiów o miąższości do 10 m, a w jej dnie znajdują się utwory holoceńskie w postaci torfów, namułów i mad (Harasimiuk i Henkiel 1982).

W rzeźbie terenu dolnej części dorzecza wyróżniają się: obszary wierzchowinowe pokryte lessem, głęboko wcięta dolina rzeczna i sieć suchych dolin, krawędzie oraz wąwozy rozcinające aż do spągu osady eoliczne. Z uwagi na żyzne gleby wytworzone z lessów, w strukturze użytkowania ziemi dominują grunty orne. Łąki zajmują tylko wąskie dno doliny, a lasy strome zbocza wąwozów.

Wody podziemne występują w szczelinowo-porowych skałach górnej kredy. Swobodne zwierciadło wody występuje w strefie doliny rzecznej na niewielkich głębokościach, a na wierzchowinach miąższość warstwy suchej wzrasta do 40 m. Układ hydroizohips wskazuje na tektoniczne uwarunkowania przepływu wody. Wysokość położenia źródeł i rzędna zwierciadła wody podziemnej nawiązuje do ukształtowania dna doliny Ciemięgi stanowiącej lokalną bazę drenażu (Michalczyk i Turczyński 1988).

Charakterystyka źródeł

Rozmieszczenie źródeł w dorzeczu Ciemięgi jest bardzo nierównomierne. Na zarejestrowanych 41 źródeł, w środkowym biegu rzeki występuje 26, ale ich wydajność sporadycznie przekracza 1 $dm^3 \cdot s^{-1}$ (Michalczyk i Reder 1993, Michalczyk i in. 1997). Z 15 źródeł znajdujących się w dolnym biegi rzeki, największe znaczenie dla formowania się przepływu podziemnego i zasobów wodnych Ciemięgi mają trzy źródła w Baszkach i jedno w Pliszczynie (ryc. 1). Są to źródła drenujące kredowo-paleoceński poziom wodonośny, a ich wydajność wynosi od 10 do 60 $dm^3 s \cdot^{-1}$.



Ryc. 1. Położenie źródeł w Baszkach

Fig. 1. Position of springs in Baszki

W miejscowości Baszki na odcinku o długości około 100 m zarejestrowano 3 źródła, położone na wysokości około 172 m n.p.m.; poszczególne wypływy oznaczono numerami zgodnie z biegiem rzeki (ryc. 1). Trzy źródła w Baszkach znajdują się pod lewym zboczem doliny, natomiast czwarte, w Łagiewnikach, jest usytuowane pod zboczem prawym (ryc. 1). W każdej z niewielkich nisz funkcjonuje kilka miejsc wypływu o różnej intensywności. Źródła Baszki I, II i III znajdują się blisko koryta Ciemięgi, w miejscu podcięcia zbocza doliny przez rzekę. W czasie wysokich wezbrań Ciemięgi nisze źródlane zalewane są wodami rzecznymi. Oprócz wspomnianych dużych źródeł, na skraju linii wody i w dnie rzeki, istnieją małe wypływy przykorytowe, widoczne zwłaszcza przy niskich stanach wody.

Najatrakcyjniejsze krajobrazowo jest źródło Baszki I (ryc. 1). Przemawiają za tym: malownicze położenie podzboczowe, intensywne procesy erozyjne zachodzące w niszy i jej otoczeniu oraz duża objętość wypływającej ze szczelin wody. Od wiosny 1996 r. w niszy źródlanej obserwuje się wzmożone zjawisko erozji wstecznej, nasilające się w czasie bardzo wysokich wezbrań i podczas spływu wód roztopowych. Sprzyja temu położenie w miejscu gdzie rzeka gwałtownie zmienia swój kierunek z W-E na N-S. W analizowanym okresie intensywne procesy erozyjne, najsilniej zachodzące w czasie dużych wezbrań, spowodowały cofnięcie miejsca wypływu o około 2 m, co doprowadziło do odsłonięcia rozwartych szczelin.

Źródło Baszki II (ryc. 1) ma najsłabiej wykształconą niszę znajdującą się w sąsiedztwie nasypu drogowego. Woda z wypływów szczelinowych tworzy wąski strumień o długości kilku metrów uchodzący do Ciemięgi.

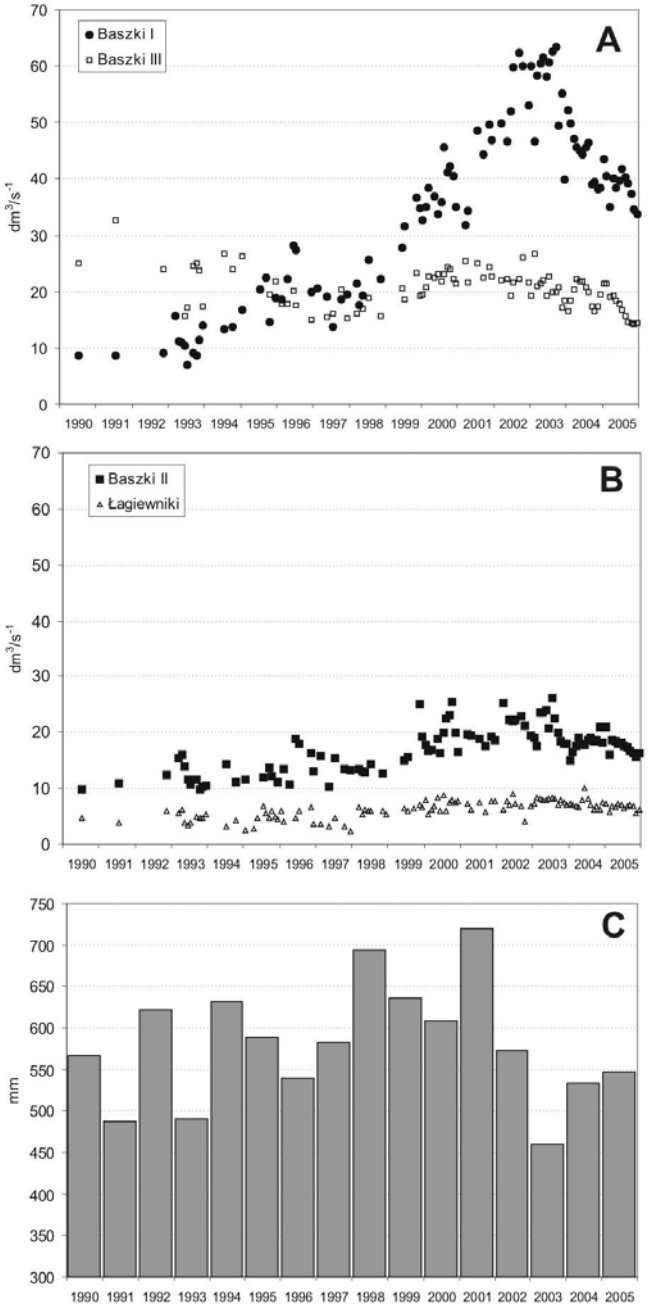
Po drugiej stronie nasypu drogowego funkcjonuje źródło Baszki III (ryc. 1). Ma ono najlepiej wykształconą niszę o szerokości ok. 6-7 metrów. W jej obrębie obserwuje się zarówno wypływy szczelinowe (u podnóża zbocza), jak i niewielkie wypływy pulsujące w dnie. Pod koniec lat 90-tych XX w. w trakcie prac drogowych, doszło do zasypania części wypływów w niszy. Przez całe wieki, wody tego źródła wykorzystywane były na potrzeby konsumpcyjne i gospodarcze przez okolicznych mieszkańców. Dla ułatwienia poboru wody jedno z miejsc wypływu obudowano betonowym kręgiem.

Źródło w Łagiewnikach położone jest u podnóża prawego stromego zbocza doliny. Woda wydobywa się przez otwór z ocembrowanego kręgu i skoncentrowanym strumieniem, o długości około 50 m, uchodzi do rzeki. W jego dnie są liczne wypływy pulsujące, z widocznym rytmicznie wyrzucanym piaskiem. Wody źródła wykorzystywane są przez pobliskie gospodarstwa, a w jego bezpośrednim sąsiedztwie wybudowano niewielki staw hodowlany.

Zmiany wydajności źródeł i ich rola w zasilaniu Ciemięgi

Źródła w Baszkach należą do najwydajniejszych wypływów w dorzeczu Ciemięgi. Czynnikami decydującymi o ich dużej wydajności są: położenie w dnie doliny założonej w strefie głównych dyslokacji tektonicznych o zwiększonych możliwościach przepływu wody oraz właściwości hydrogeologiczne spękanych skał kredowych. Strefa spękań strukturalnych (Harasimiuk i Henkiel 1982),

prostopadła do doliny Bystrzycy, zbiera wody podziemne z górotworu kredowego, które wydostają się na powierzchnię.



Ryc. 2. Wyniki pomiarów wydajności źródeł (A, B) oraz roczna suma opadu (C) w okresie 1990-2005

Fig. 2. Results of spring yield measurements (A, B) and annual sums of precipitation (C) in the period 1990-2005

Powtarzane pomiary źródeł rozpoczęto w 1990 r. W pierwszych latach wykonywano pojedyncze pomiary wydajności, a w okresie 2000-2005 prowadzono je niemal w każdym miesiącu (tab. 1, ryc. 2). Obliczone ze wszystkich (około 100 pomiarów) średnie wydajności źródeł w Baszkach mieściły się w granicach 17-38 $dm^3 \cdot s^{-1}$, przy skrajnych wartościach 7,1 i 63,5 $dm^3 \cdot s^{-1}$. Wydajność źródła w Łagiewnikach zmieniała się od 2,3 do 10 $dm^3 \cdot s^{-1}$, przy średniej wartości 6,2 $dm^3 \cdot s^{-1}$. Łącznie, obliczona średnia wydajność czterech źródeł osiągała 79,3 $dm^3 \cdot s^{-1}$. Współczynnik nieregularności wydajności całego zespołu źródeł ma wartość 3,0, co wskazuje na stabilne zasilanie Ciemięgi wodami podziemnymi. Natomiast w poszczególnych źródłach współczynnik ten miał wartość: 2,6 w Baszki III, 2,7 Baszki II, 4,3 w Łagiewnikach i 8,9 Baszki I. Wyższa wieloletnia zmienność wydajności źródła Baszki I wynika z przejęcia części wód podziemnych dopływających pierwotnie do źródła Baszki III, szczególnie w okresach wysokich stanów wód podziemnych 2000-2003.

Tab. 1. Średnia wydajność źródeł i sumy opadów atmosferycznych w latach 1990-2009

Tab. 1. Average spring yield and sum of precipitation in 1990-2009

Rok	Liczba pomiarów	Średnia wydajność źródeł ($dm^3 \cdot s^{-1}$)					Opad (mm)
		Baszki I	Baszki II	Baszki III	Łagiewniki	Razem	
1990	1	8,6	9,8	25,0	4,8	48,2	567
1991	1	8,7	10,8	32,7	3,9	56,1	488
1992	1	9,2	12,4	24,0	6,0	49,6	621
1993	7	9,9	12,0	21,3	4,6	47,8	491
1994	3	13,1	10,6	21,7	4,8	50,2	632
1995	5	18,6	12,1	22,1	4,7	57,5	588
1996	6	23,1	15,7	17,4	5,2	61,4	540
1997	5	18,3	13,6	16,4	3,4	51,7	583
1998	5	21,3	13,2	16,8	5,9	57,2	694
1999	4	32,7	18,7	20,5	6,5	78,4	636
2000	11	37,9	19,4	22,3	7,1	86,7	608
2001	6	42,6	18,9	23,6	7,0	92,1	720
2002	7	54,8	22,1	22,2	6,9	106,0	572
2003	12	56,4	20,9	20,8	7,8	105,9	460
2004	12	44,3	18,1	19,4	7,3	89,1	533
2005	12	38,7	17,4	17,3	6,6	80,0	547
2006	1	38,4	17,2	14	6,8	76,4	565
2007	1	36,0	14,2	12,8	6,4	69,4	663
2008	1	46,0	17,7	16,2	5,4	85,3	643
2009	1	38,0	16,2	19,7	8,4	82,3	657
Wartość	Średnia	37,7	17,0	20,1	6,2	79,3	590
	Minimalna	7,1	9,8	12,8	2,3	38,8	460
	Maksymalna	63,5	26,0	32,7	10	117,6	720

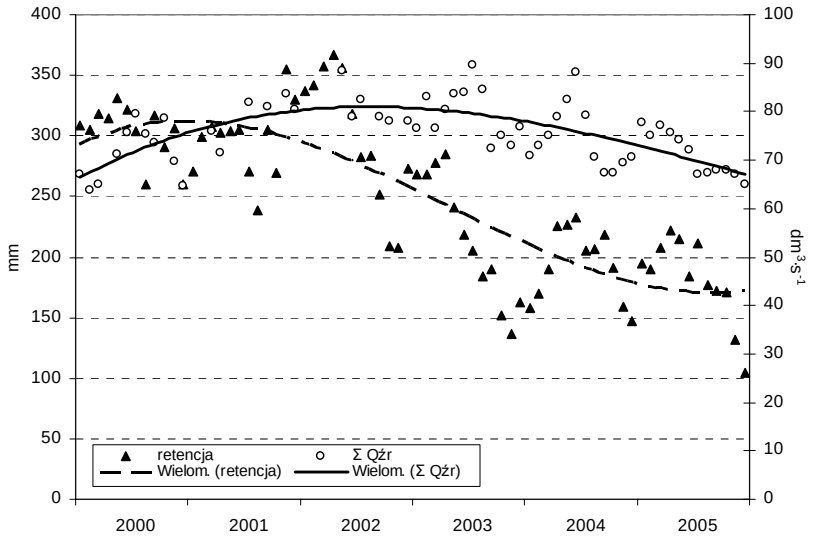
Źródło: opracowanie własne

Zebrany materiał pomiarowy wskazuje na zdecydowanie wieloletni rytm zmian wydajności źródeł, na który nałożone są zmiany sezonowe. Reżim wydajności źródeł nawiązuje do pojawiania się okresów wysokich i niskich opadów atmosferycznych (ryc. 2), a stabilizacja wydajności dokonuje się w długim okresie – nawiązującym do regionalnej zasobności wód piętra kredowego. W rytmie miesięcznym, najwyższe wydajności pojawiają się zwykle w okresie późnej wiosny, po uzupełnianiu zasobów wód podziemnych w półroczu zimowym. Są to wody lokalnego krążenia, spływające do doliny Ciemięgi z przyległych obszarów wierzchowinowych.

Najwyższe wydajności źródeł zarejestrowano w latach 2002-2003, po serii lat (1998-2001) z wysokimi opadami atmosferycznymi (ryc. 2), natomiast najniższe stwierdzono w latach 1990-1993 i w 1997 r., po okresach niskiego zasilania atmosferycznego w poprzedzającym okresie. W latach 1990-2003 notowano wzrost wydajności źródeł, co związane było z ogólnym zwiększaniem się zasobów wód podziemnych, zjawiskiem stwierdzanym w skali regionalnej. W źródłach Baszki II oraz Łagiewniki był to wzrost powolny, natomiast w źródle Baszki I – znacznie szybszy. Po 2003 r. stwierdzono spadek wydajności źródeł, z tym że ilość wypływającej wody była zdecydowanie wyższa niż w pierwszych latach pomiarów. Inny rytm zmian stwierdzono w źródle Baszki III, którego wydajność w końcowym okresie pomiarów była niższa niż w początkowym (tab. 1).

Wieloletnie pomiary hydrologiczne i meteorologiczne posłużyły do określenia miesięcznych i rocznych wartości składowych bilansu wodnego dorzecza Ciemięgi. Sumę opadu, liczono jako wartość średnią z obserwacji na posterunkach opadowych w Czesławicach, Krasieninie i Lublinie. Wielkość ewapotranspiracji obliczona została metodą Konstantinowa – na podstawie średniej temperatury powietrza i prężności pary wodnej na stacji meteorologicznej UMCS w Lublinie. Wartości wskaźnika odpływu określono na podstawie codziennych przepływów Ciemięgi w profilu wodowskazowym w Pliszczynie (ryc. 1). Na podstawie wartości opadu, parowania i odpływu obliczano miesięczne względne stany retencji. Stany te sumowano (zgodnie ze znakiem) od 1995 r. Na rycinie 3 zamieszczono miesięczne względne stany retencji i sumaryczną wydajność 4 źródeł w latach 2000-2005, w których wykonywane były comiesięczne pomiary wydajności. Na rycinie 3 zamieszczono również przebiegi linii trendu (funkcja wykładnicza 4 stopnia) stanu retencji i sum wydajności źródeł. Układ obu linii wskazuje na przesunięcie czasowe pomiędzy okresami wysokiego i niskiego zasilania, a zmianami wydatku źródeł (ryc. 3). Przedstawiony materiał wskazuje na opóźnioną reakcję źródeł na zasilanie, co wynika z dużych zdolności retencyjnych kredowego zbiornika wód podziemnych.

Źródła położone są w niewielkiej odległości i drenują główny kredowo-paleoceński poziom wodonośny, zatem powinny wykazywać podobny rytm wydajności. Stwierdza się to w źródłach Baszki II i Łagiewniki (ryc. 2), natomiast odmienny rytm wydajności wykazują źródła Baszki I i III (ryc. 2). W latach 2008 i 2009 sumaryczna wydajność źródeł była nieco wyższa od wartości średniej z wielolecia (tab. 1).



Ryc.3. Miesięczne stany retencji i sumaryczna wydajność źródeł w okresie 2000-2005
Fig. 3. Monthly values of retention and total yield of springs in the period 2000-2005

Udział wód źródlanych w przepływie Ciemięgi zmienia się sezonowo, co jest uzależnione od ogólnej zasobności wodnej, szczególnie wód poziomu czwartorzędowego górnej części dorzecza. W dolnym biegu Ciemięgi zasilanie źródlane w decydujący sposób przyczynia się do zwiększenia jej zasobów oraz wpływa na poprawę stanu jakości wody rzecznej. W okresach bezopadowych źródła mogą dostarczać ponad 60% całego przepływu rzeki, który nie przekracza wtedy 200 $dm^3 \cdot s^{-1}$ (Michalczyk i in. 2007).

Właściwości fizykochemiczne wód źródlanych

W składzie fizykochemicznym wód źródlanych na badanym obszarze dominują produkty dysocjacji minerałów węglanowych: kalcytu i dolomitu. Wody te należą wg klasyfikacji Szczukariewa-Prikłońskiego do wód dwujonowych typu HCO_3-Ca, bądź trzyjonowych typu HCO_3-Ca-Mg (tab. 2). W strefie aeracji zlewni źródła w Łagiewnikach występują zwarte i miąższe pokrywy lessów. Wody infiltrujące przez te utwory charakteryzują się wysoką zawartością magnezu. Stabilny charakter zasilania wpływa także na niskie wahania wydajności źródła Łagiewniki oraz małe zmiany wskaźników fizykochemicznych.

W przypadku źródeł w Baszkach obserwowano wysoką dynamikę zmian wydajności źródeł, zarówno sezonową, jak i wieloletnią. Wskazuje to na znacznie mniejszy udział obszarów lessowych w infiltracji tych wód, o której można wnioskować na podstawie niższej zawartości jonów magnezu w wodach źródeł. W strefie zasilania źródeł w Baszkach, poza lessami, istotną rolę w infiltracji wód odgrywają lessy piaszczyste, piaski oraz zwietrzałe gliny. Utwory te cechują się znacznie lepszymi warunkami przepływu wód, a poprzez to również wpływają na kształtowanie ich składu fizykochemicznego; zwłaszcza o charakterze antropogenicznym.

Tab. 2. Wybrane wskaźniki fizykochemiczne wód źródeł w roku 1996 i 2004 (wartości uśrednione z 3 pomiarów: wiosna, lato i jesień)

Tab. 2. Selected physico-chemical properties of the spring waters in 1996 and 2004 (average values counted from three measurements: spring, summer and autumn season)

Wskaźnik		Baszki I		Baszki II		Baszki III		Łagiewniki	
		1996	2004	1996	2004	1996	2004	1996	2004
Odczyn	pH	7,24	7,16	7,30	7,33	7,30	7,35	7,08	7,06
Przewodność właściwa	$\mu S \cdot cm^{-1}$	485	602	478	455	465	492	674	688
Zasadowość	$mval \cdot dm^{-3} \cdot s^{-1}$	4,67	5,79	4,44	3,85	4,31	3,80	6,68	6,50
Chlorki	$mg\ Cl \cdot dm^{-3} \cdot s^{-1}$	16,0	16,8	16,2	22,7	17,2	24,5	14,6	17,6
Siarczany	$mg\ SO_4 \cdot dm^{-3} \cdot s^{-1}$	20,2	27,1	22,5	27,0	19,5	31,6	17,5	22,4
Azotany	$mg\ NO_3 \cdot dm^{-3} \cdot s^{-1}$	5,3	9,6	5,2	10,9	7,1	21,6	8,6	14,1
Fosforany	$mg\ PO_4 \cdot dm^{-3} \cdot s^{-1}$	0,36	0,49	0,37	0,41	0,33	0,40	0,29	0,35
Wapń	$mg\ Ca \cdot dm^{-3} \cdot s^{-1}$	90,2	104,2	88,5	84,9	86,5	90,4	112,5	109,6
Magnez	$mg\ Mg \cdot dm^{-3} \cdot s^{-1}$	12,3	17,4	11,4	9,3	10,6	9,5	20,8	22,2
Sód	$mg\ Na \cdot dm^{-3} \cdot s^{-1}$	3,9	5,6	3,6	3,8	4,1	4,2	7,5	8,4
Potas	$mg\ K \cdot dm^{-3} \cdot s^{-1}$	0,9	1,8	0,8	1,0	1,1	1,7	1,4	1,6
Typ hydrochemiczny wody		HCO_3-Ca	HCO_3-Ca-Mg	HCO_3-Ca	HCO_3-Ca	HCO_3-Ca	HCO_3-Ca	HCO_3-Ca-Mg	HCO_3-Ca-Mg

Źródło: opracowanie własne

Zmianom wydajności źródeł w Baszkach na przełomie XX i XXI wieku towarzyszyły także zmiany ich składu fizyko-chemicznego. W 2004 r. nastąpił znaczny wzrost zawartości węglanów wapnia i magnezu w źródle Baszki I, w stosunku do roku 1996, oraz ich spadek w źródłach Baszki II i Baszki III. Przypuszczalnie, uaktywnienie nowych szczelin z wypływami w niszy źródła Baszki I, spowodowało zmiany obszaru drenażu poszczególnych źródeł w Baszkach - zasięgu ich zlewni poziemnych. W przypadku źródła Baszki I obszar ten znacznie się powiększył, a wzrost zawartości magnezu w tych wodach świadczyć może o włączeniu do drenażu obszarów z pokrywą lessów. Spadek zawartości magnezu w wodach źródeł Baszki II i Baszki III, może natomiast świadczyć o zmniejszeniu lessowej części obszaru zasilania tych źródeł.

W ciągu kilkunastu lat nastąpił 2-3 krotny wzrost stężenia azotanów. Świadczy to o dużej presji antropogenicznej na środowiska wodne. Problemem

badawczym pozostaje ocena stabilności stwierdzonych zmian hydrochemicznych w wodach źródeł Baszki I, II i III.

Podsumowanie

W bezpośrednim sąsiedztwie Lublina, mimo wysokiego poboru wody w mieście, istnieją w dolinach rzecznych duże źródła o dość regularnej wydajności. W dolinie Ciemięgi są to obiekty bardzo atrakcyjne pod względem naukowym i przyrodniczym, dostarczające do rzeki wody o naturalnym składzie chemicznym. Średnie wydajności źródeł w Baszkach w latach 1990-2009 wynosiły: I – 37,7 $dm^3 \cdot s^{-1}$, II – 17,0 $dm^3 \cdot s^{-1}$, III – 20,1 $dm^3 \cdot s^{-1}$, a w Łagiewnikach 6,2 $dm^3 \cdot s^{-1}$. Zmiany wydajności źródeł następują w rytmie wieloletnim, na który nałożone są wahania sezonowe. Wydajność źródeł zdecydowanie nawiązuje do pojawiania się okresów wysokich i niskich opadów atmosferycznych, decydujących o zasobności wód pietra kredowego. Zmiany wydajności i składu chemicznego źródeł w badanym okresie wskazują również na możliwe okresowe przesunięcia zasięgu stref drenażu źródeł w Baszkach.

Literatura

Doborzyński S., 1896, Przyczynek do wyjaśnienia sposobu powstania źródeł żelazistych w okolicach Lublina. Pamiętnik Fizjograficzny, Warszawa, XIV, 2: 13-15.

Harasimiuk M., Henkiel A., 1982, Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1: 50 000, ark. Lublin. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Jahn A., 1956, Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. Prace Geograficzne. IG PAN, Warszawa, 7.

Krisztafowicz N.I., 1902, Gidro-geołogiczeskoje opisanie teritorii goroda Lublina i jego okresnostiej. Warszawa.

Michalczyk Z., 1986, Warunki występowania i krążenia wód na obszarze Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Wyd. UMCS, Lublin.

Michalczyk Z. (red.), 1993, Źródła zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. Wyd. UMCS, Lublin.

Michalczyk Z. (red.), 1996a, Źródła Roztocza. Monografia hydrograficzna. Wyd. UMCS, Lublin.

Michalczyk Z. (red.), 1996b, Źródła województwa lubelskiego. Wydajność i parametry fizykochemiczne w 1996 roku. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Lublin.

Michalczyk Z. (red.), 2001, Źródła Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Wyd. UMCS, Lublin.

Michalczyk Z., Chmiel S., Głowacki S., Zielińska B., 1997, Ocena zasobów wodnych dorzecza Ciemięgi. (W:) Efekty proekologicznego zagospodarowania zlewni rzeki Ciemięgi. Wyd. LFOŚN, IMiBR AR, Lublin: 21-36.

Michalczyk Z., Głowacki S., Zielińska B., 2007, Zasoby wodne dorzecza Ciemięgi. (W:) Z. Michalczyk (red.), Obieg wody w środowisku naturalnym i przekształconym. Badania hydrograficzne w poznawaniu środowiska. Wyd. UMCS, Lublin, VIII: 372-384.

Michalczyk Z., Reder E., 1993, Dorzecze Ciemięgi. (W:) Z. Michalczyk (red.), Źródła zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. Badania hydrograficzne w poznawaniu środowiska. Wyd. UMCS, Lublin, II: 143-151.

Michalczyk Z., Turczyński M., 1988, Charakterystyka hydrologiczna dorzecza Ciemięgi. (W:) Badania hydrograficzne w poznawaniu środowiska. Wyd. UMCS, Lublin, I: 83-92.

Rederowa E., 1971, Występowanie źródeł na Wyżynie Lubelskiej i w obszarach przyległych. Przegląd Geograficzny, Warszawa, XLIII, 3: 355-360.

Summary

In the river valleys of the Lublin area several springs of fairly regular yield have been registered. A hydrological characteristics of four springs in Baszki in the lower catchment of the Ciemięga River has been provided on the basis of various frequency measurements in the years 1990-2009. Changes of spring yield and physico-chemical properties of spring waters have been analyzed in the paper, as well as relationships between particular outflows and properties of water for the last two decades. In the period 1990-2003, increase of spring yield was noticed, what can be interrelated to total increasing tendency of groundwater resources in the Lublin Cretaceous region. In the Baszki II and Łagiewniki springs it has been slow increase; however in the Baszki I spring increase of yield was much faster. Since 2003 regular decreasing of yield has been observed. Contrary tendency was observed in the Baszki III spring, where yield was decreasing during period of researches. Physico-chemical properties of spring waters also have been changed, what can be related to changes of drainage area of the spring. The average total yield of springs in the years 1990-2009 was 79.3 $dm^3 \cdot s^{-1}$, and extreme values reached 38.8 $dm^3 \cdot s^{-1}$ and 117.6 $dm^3 \cdot s^{-1}$.

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 287-294

Gradienty opadowe w polskich Tatrach i Karkonoszach

Precipitation gradients in the Polish Tatra Mts. and the Polish Karkonosze Mts.

Janina Bożena Trepińska

Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński,
ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków, j.trepinska@geo.uj.edu.pl

Streszczenie: W opracowaniu przedstawiona jest zależność wartości miesięcznych sum opadów atmosferycznych od wysokości nad poziomem morza w profilu pionowym najwyższej części Karpat – Tatr, a także Sudetów – Karkonoszy. Gradienty sum miesięcznych opadów zostały wyliczone z dokładnością do 5 mm·100 m^{-1}. W Tatrach, w miesiącach letnich wartości gradientów są większe od 10 do 20 mm·100 m^{-1} wysokości, a w zimowych gradienty są mniejsze, od 5 do 10 mm·100 m^{-1} wysokości. Zwraca uwagę zmiana wartości gradientów w piętrze hipsometrycznym 1500-1600 m n.p.m., charakterystyczna dla gór strefy umiarkowanej. Wyliczenie pionowych gradientów opadowych w Karkonoszach utrudnia urozmaicona rzeźba terenu.

Słowa kluczowe: gradient opadowy, sumy miesięczne, sumy roczne, wzrost opadów, wartości szacunkowe

Key words: precipitation gradient, monthly totals, annual totals, increasing of precipitation, estimated values

Wprowadzenie i cel opracowania

Pojęcie „gradient” jest dość często używane w meteorologii, rzadziej w klimatologii. W matematyce oznacza operatora, który przyporządkowuje funkcji wektor, określający kierunek i szybkość zmiany funkcji w danym punkcie. W klimatologii gradient oznacza zmianę wartości elementu meteorologicznego na jednostkę odległości, najczęściej na 100 m lub 100 km. W pionowym przekroju atmosfery wyznaczenie zmiany ciągłego elementu meteorologicznego, np. ciśnienia czy temperatury nie jest zadaniem skomplikowanym. Wyliczenie wartości gradientu elementu nieciągłego, jakim jest opad atmosferyczny nie jest proste, tym bardziej w obszarach górskich. Opad odznacza się dużą zmiennością

natężenia w krótkim czasie i w niewielkiej odległości, szczególnie na stokach i szczytach, w obszarach o bardzo urozmaiconej rzeźbie. Dochodzi tu jeszcze kilka innych czynników, powodujących zakłócenia w przedostawaniu się kropli deszczu czy płatków śniegu do deszczomierzy. Należą do nich efekty dynamiczne, takie jak unoszenie kropel i płatków przez wiatr, wskutek zawirowań powietrza wokół deszczomierzy, wywiewanie śniegu z deszczomierzy, a także parowanie wody deszczowej w zbiorniku deszczomierza. Według różnych autorów faktyczna ilość wody opadowej jest większa o ok. 15-20% od zmierzonej. Wyniki wyznaczania zmiany wydajności opadów w piętrach wysokościowych mogą być zatem traktowane tylko jako przybliżone. Silna zależność od rozmieszczenia punktów pomiarowych, w dość dobrze zagospodarowanych pod względem pomiarów meteorologicznych Tatrach i Sudetach, potwierdza uwarunkowania wyliczeń.

Celem opracowania jest próba wyznaczenia wartości, o jaką wzrasta czy spada miesięczna suma opadów atmosferycznych w profilu pionowym północnego skłonu Tatr i Karkonoszy, czyli wartości pionowych gradientów opadowych.

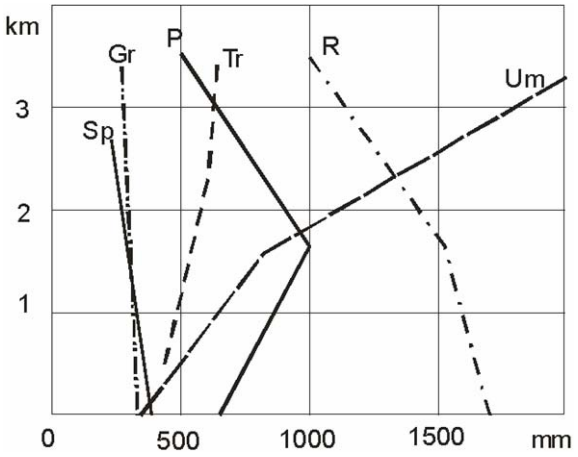
Wyliczono wartości gradientów opadowych przedstawiono zostaną w profilu wysokościowym. Wykreślenie izohiet na mapie bardzo zróżnicowanego morfologicznie obszaru jest zadaniem trudnym m.in. wskutek nierównomiernego rozmieszczenia punktów pomiarowych opadów. W analizie wykorzystano sumy opadów pochodzące z sześciu punktów pomiarowych położonych w Tatrach (Zakopane – 830 m n.p.m., Łysa Polana – 971 m n.p.m., Kuźnice – 1000 m n.p.m., Hala Gąsienicowa – 1520 m n.p.m., Kasprowy Wierch – 1991 m n.p.m., Łomnica – 2635 m n.p.m.) oraz w Karkonoszach (Karpacz Górny (Bierutowice) – 860 m n.p.m., Budniki – 900 m n.p.m., Przełęcz Okraj – 1050 m n.p.m., Hala Szrenicka – 1195 m n.p.m., Śnieżne Kotły – 1490 m n.p.m., Śnieżka – 1602 m n.p.m.). Dane zaczerpnięto z obszernej monografii Klimat Tatr (1974), pracy M. Hessa (1965) oraz monografii Karkonoszy (Kwiatkowski i Hołdys 1985).

Metoda obliczania wartości gradientów pionowych z pomiarów opadów jest prosta, „tradycyjna". Z pewnością zastosowanie bardziej nowoczesnych i jednocześnie bardziej wyrafinowanych metod, np. analiz GIS przyniosłoby dokładniejsze i bardziej efektowne wyniki odnoszące się do powierzchni zajmowanych przez poszczególne piętra wysokościowe. Jednakże brak wystarczającej liczby punktów pomiarowych nie daje podstaw do zastosowania tych metod na dużym obszarze, obejmującym Tatry i Karkonosze.

Zmienność opadów atmosferycznych w górach świata

Zmianę wielkości opadów w górach w różnych strefach klimatycznych przedstawiają m.in.: diagram F . Lauschera (Barry 1992, Trepińska 2002) oraz tabela 7.3. w pracy E. Linacre'a (1992). Wymieniony diagram prezentuje schematycznie zmienność sum rocznych opadów w zależności od wysokości n.p.m. i strefy klimatycznej (ryc. 1). Wynika z niego, że w górach strefy umiarkowanej sumy opadu rosną dość wyraźnie do wysokości ok. 1500 m n.p.m., powyżej ich wzrost jest mniejszy. Modele rozkładu przestrzennego opadów tworzone na podstawie danych pomiarowych odnoszą się prawie zawsze do badanego pasma górskiego. Są zatem modelami w mezoskali, a zatem uproszczony wykres Lauschera (ryc. 1) – będący wypadkową wielu opracowań, można

traktować wyłącznie jako pierwsze, grubsze przybliżenie zmiany opadów wraz z wysokością n.p.m.



Ryc. 1. Diagram Lauschera (Barry 1992, Trepińska 2002)

Oś pozioma – roczne sumy opadów, oś pionowa – wysokośc n.p.m. Sp – Spitsbergen, Gr - Grenlandia, Tr – strefa podzwrotnikowa sucha, P – strefa podzwrotnikowa, Um – strefa umiarkowana, R – strefa równikowa

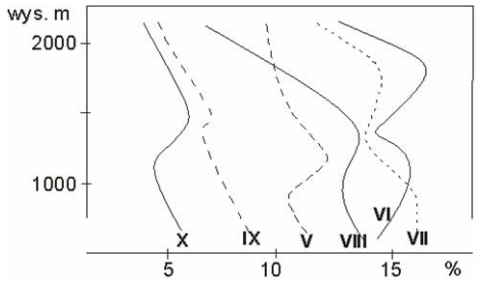
Fig. 1. Lauschers' diagram (Barry 1992, Trepińska 2002)

Horizontal axis – annual totals of precipitation, vertical axis – altitude. Sp – Spitsbergen Gr – Greenland, Tr – dry subtropical zone, P – subtropical zone, Um – temperate zone, R – equatorial belt

Wnioskowanie o wielkości gradientu opadowego z tego wykresu byłoby zatem zbyt dużym uproszczeniem w odniesieniu do jednego tylko pasma górskiego. W rozpatrywanym profilu opadowym w Tatrach okazało się, że wzrost sum opadów do poziomu 1500-1600 m n.p.m. jest dość wyraźny, ale powyżej – sumy opadów zwiększają się wolniej.

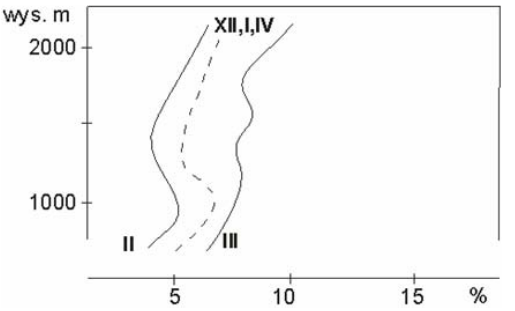
W Karkonoszach, znacznie niższych od Tatr, sumy opadów również rosną z wysokością, ale wzrost ten jest bardzo nierównomierny i różny w poszczególnych miesiącach Wyliczenie miesięcznych gradientów pionowych opadów w piętrach hipsometrycznych okazało się trudniejsze, można jedynie stwierdzić, że w wyższych piętrach klimatycznych widoczne jest charakterystyczne zmniejszanie się z opadów wysokością n.p.m.

Karpaty i Sudety są położone w strefie klimatu umiarkowanego, z kontynentalnym typem rozkładu opadów w ciągu roku. Dość istotne znaczenie dla wielkości zasilania pięter górskich w opady w ciągu roku i możliwością spływu wód opadowych oraz roztopowych, ma procentowy udział sum miesięcznych opadów w sumie rocznej. Wartości takiego udziału w sumie rocznej w Tatrach są inne w miesiącach ciepłych (ryc. 2) i w miesiącach chłodnych (ryc. 3). Wynika to zarówno z większej ilości opadów w postaci ciekłej i w postaci stałej, jak i z bardzo urozmaiconej rzeźby oraz różnej ekspozycji stoków – wyraźnie różnicujących wydajność opadów.



Ryc. 2. Procentowy udział sum opadów miesięcznych w sumie rocznej w sezonie ciepłym w Tatrach Polskich (oś pozioma). Wysokość n.p.m – oś pionowa

Fig. 2. The percentage part of monthly totals precipitation in annual total in the warm season in the Polish Tatra Mts. (horizontal axis). Altitude – vertical axis



Ryc. 3. Procentowy udział sum opadów miesięcznych w sumie rocznej w sezonie chłodnym w Tatrach Polskich (oś pozioma). Wysokość n.p.m – oś pionowa

Fig. 3. The percentage part of monthly totals precipitation in annual total in the cool season in the Polish Tatra Mts. (horizontal axis). Altitude – vertical axis

Profile opadowe i pionowe gradienty opadów w Tatrach i Karkonoszach

Suma opadów w górach zależy od trzech głównych czynników, działających w zupełnie różnej skali (Barry 1992). Są to:

1. skala synoptyczna, która odnosi się do układów ciśnienia atmosferycznego, w zasięgu których znajduje się rozpatrywany obszar górski;
2. lokalny pionowy ruch strumieni powietrza, czyli warunki terenowe – układ dolin, grzbietów, kąt nachylenia stoków, które mają zasadniczy wpływ na proces konwekcji i zjawisko inwersji opadowej;
3. procesy mikrofizyczne w chmurach i proces parowania spadających kropli opadowych.

Od tych czynników zależą: wodność chmur, intensywność opadów, wymuszenie procesów konwekcji orograficznej, prędkość wiatru w profilu pionowym. Na przykład, intensywne opady są związane często z ciepłym wycinkiem frontu atmosferycznego, z adwekcją powietrza z południowego zachodu na wysokości 500 hPa (Barry 1992). Stoki otrzymują więcej opadów, a efekty seeder-feeder, czyli wzbogacanie opadu z chmur frontowych przez dołączenie się do nich odrębnych chmur orograficznych (Barry i Chorley 1987, Trepińska 2002), był obserwowany w Sudetach. Oczywiście nie można pomijać typów czasowego rozkładu opadów w ciągu roku, o których już była wzmianka powyżej. Opady są silnie modyfikowane przez orografię i sezonowe zmiany stanów termodynamicznych w atmosferze, co powoduje ich dużą zmienność w czasie i w przestrzeni (Migała 2005). Efekty lokalne w postaci cieni opadowych są przyczyną dużych różnic w pomiarach opadów nawet w niewielkich odległościach od siebie, na takiej samej wysokości n.p.m.

Rozkład opadów atmosferycznych w Karpatach, w szczególności w polskiej części Tatr został przedstawiony w licznych opracowaniach, przykładowo:

w obszernej monografii „Klimat Tatr" wydanej w języku słowackim przez Słowacką Akademię Nauk (1974), pracy M. Hessa (1965), a także w rozdziale „Klimat" w karpackiej monografii (Obrębska-Starklowa i in. 1995). Z kolei podstawą badań rozkładu przestrzennego opadów atmosferycznych w Karkonoszach w tym opracowaniu były wyniki zawarte w publikacji opracowanej przez J. Kwiatkowskiego i T. Hołdysa (1985) oraz pracy K. Migały (2005).

Wartości liczbowe pionowych gradientów opadowych w polskich Tatrach zamieszczone są w tab. 1. W większości pięter hipsometrycznych brak jest punktów pomiarowych opadów, dlatego wartości te wynikają z oszacowania wielkości gradientu.

Tab. 1. Wartości gradientów opadowych w polskich Tatrach (mm·100 m^{-1} wys.)
Tab. 1. Values of precipitation gradient in the Polish Tatra Mts. (mm·100 m^{-1} alt)

Wysokość m n.p.m.	Miesiące												Rok
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
800-900	10	5	10	5	5	10	20	20	15	5	5	0	110
900-1000	10	5	5	5	5	20	20	25	15	5	5	0	120
1000-1100	5	5	5	10	5	20	20	25	15	5	5	5	125
1100-1200	5	5	5	10	5	15	25	20	15	10	5	5	125
1200-1300	5	10	5	10	5	15	25	10	10	10	5	10	120
1300-1400	5	10	5	10	5	15	25	10	0	10	5	10	130
1400-1500	5	10	15	10	5	5	5	0	-5	10	15	10	95
1500-1600	5	10	15	5	5	-5	-15	-5	-5	10	15	10	45
1600-1700	5	5	5	5	5	-5	-25	-10	-10	5	10	10	0
1700-1800	5	5	0	0	5	-10	-25	-10	-10	0	10	5	-25
1800-1900	5	5	0	0	5	-10	-20	-15	-10	0	5	5	-30
1900-2000	5	5	0	0	5	-10	-20	-15	-10	-5	0	5	-40
2000-2100	5	-5	-5	-5	5	-10	-15	-15	-5	-10	-10	5	-65
2100-2200	0	-5	-5	0	5	-10	-15	-15	-5	-10	-15	-5	-70
2200-2300	0	-5	-5	-5	-5	-10	-10	-15	-5	-10	-15	10	-65
2300-2400	0	-5	-5	-5	5	-10	-10	-15	-5	-10	-15	10	-65
2400-2500	0	0	-5	-5	10	-15	-5	-10	-5	-10	-25	10	-85
2500-2600	0	0	-5	-5	15	-15	-5	-10	-5	-10	-25	10	-85

Źródło: opracowanie własne

Bardzo charakterystyczny w miesiącach letnich jest wzrost opadów do piętra wysokościowego 1400-1500 m. n.p.m. Również dodatnie gradienty opadowe zaznaczają się w miesiącach od października do maja, w strefie piętra hipsometrycznego 1900-2000 m n.p.m. Sumy roczne opadów i ich przyrost dochodzi do 130 mm·100 m^{-1} wysokości, ale powyżej 1500 m n.p.m. wartość ta zmienia się. W piętrze wysokościowym 1600-1700 m n.p.m. przyrost ten wynosi 0 mm·100 m^{-1}, a powyżej – gradient ma wartość ujemną, co oznacza zmniejszanie

się sum rocznych opadów. Należy tu podkreślić, że od wysokości 1900-2000 m (Obserwatorium na Kasprowym Wierchu – 1991 m n.p.m.), do 2600-2700 m n.p.m. (Obserwatorium na Łomnicy – 2635 m n.p.m.) wartości zostały wyliczone wyłącznie z tych dwóch punktów. Zestawione wartości w tab. 1 są podane z dokładnością do 5 mm na 100 m wysokości. Większa dokładność przekroczyłaby już błąd oszacowania wielkości sum opadów w piętrach hipsometrycznych określonych co 100 m. Wartości dodatnie oznaczają przyrost sumy opadów z wysokością, wartości ujemne – spadek.

W Karkonoszach wyznaczenie gradientów opadowych napotkało na trudności z powodu bardzo nierównomiernej lokalizacji punktów pomiarowych opadów. Próba wyliczenia gradientów opadowych w poszczególnych piętrach hipsometrycznych dała w wyniku pewien chaos w profilu wysokościowym, zatem zrezygnowano z przedstawienia tych wartości, gdyż założenia uchwycenia pewnego porządku przestrzennego w rozkładzie opadów nie zostało spełnione.

Przebieg wartości miesięcznych i rocznych sum opadów w profilu wysokościowym Tatr i Karkonoszy, wyliczonych na podstawie danych z powyżej przedstawionych publikacji, zobrazowany jest na ryc. 4-7.

Bardziej wyraźny jest profil opadowy na wyższych poziomach hipsometrycznych. Zwraca uwagę, że zarówno Tatrach (ryc. 4-5), jak i w Karkonoszach występujące tam opady wyraźnie maleją (ryc. 6-7). Potwierdza to znane z literatury zjawisko inwersji opadowej w obszarach górskich (Barry 1992, Obrębska-Starklowa i in. 1995). W Tatrach zwrot w wysokości opadów występuje na wysokości 1500-1700 m n.p.m. (tab. 1), zaś w Karkonoszach poziom ten jest dość trudny do wyznaczenia, gdyż w rozkładzie pionowym opadów nie wystepuja wyraźne prawidłowości. Jak podają autorzy monografii (Kwiatkowski i Hołdys 1985) poważnym źródłem przychodu wody z atmosfery są osady, szczególnie w wyższych piętrach górskich. Wielkość przychodu wody z osadów jest związana z częstością ukształtowania się podstawy chmury w danym piętrze hipsometrycznym, na poziomie gruntu, gdzie utworzą się osady jak rosa, szron, a szczególnie obfita w górach sadź. Podobny jest mechanizm tworzenia się hydrometeorów w Tatrach. W Sudetach są one bardzo obfite ze względu na częsty napływ bardzo wilgotnych mas powietrza i dużą wodność chmur. Szacuje się, że opady na poziomie gruntu są większe o ok. 25% od zmierzonych przez deszczomierze.

W Karpatach Polskich, a szczególnie w Tatrach średni pionowy gradient opadowy g_o sumy rocznej mieści się w granicach 90-110 mm·100 m^{-1} do pasa wysokości 1600-1700 m n.p.m., a powyżej – w granicach 65-75 mm·100 m^{-1} wysokości. W tym drugim ma on wartości ze znakiem ujemnym (od -65 do -75 mm·100 m^{-1}). Wyliczenia te wykonano na podstawie tab. 1 i od razu trzeba zaznaczyć, że wartości te są bardzo zróżnicowane, chociaż ich przyrosty i spadki wykazują pewne prawidłowości.

W Tatrach roczne sumy opadów wykazują duże zróżnicowanie w zależności od ekspozycji stoków. Inne badania wykazały, że na stokach eksponowanych na północny zachód w pasach wysokościowych 600-900 m n.p.m. wzrost wysokości opadów wynosi 160 mm, między 900-1300 m n.p.m. sumy opadów zwiększają się równomiernie od 70 do 40 mm. Natomiast na stokach o ekspozycji południowo-

wschodniej, w niższych pasach wysokościowych (600-1000 m) wzrost sum rocznych opadów wynosi 100-115 mm·100 m^{-1}, a powyżej 1000 m n.p.m. – już tylko 70 mm·100 m^{-1} (Klimat Tatr 1974). Zakładano tu wzrost opadów z wysokością – większy w niższych pasach, słabszy powyżej 1000 m n.p.m. Nie ma tu jednak odniesienia do badań, w których wykazywano spadek opadów z wysokością i ustalenia się poziomu inwersji opadowej.

Wnioski

Badania opadów atmosferycznych w górach muszą mieć solidną podstawę pomiarową, o którą w warunkach urozmaiconej rzeźby terenu jest bardzo trudno. Tatry i Karkonosze, chociaż dość dobrze rozpoznane pod względem klimatycznym, mogą zaskakiwać ogromnym zróżnicowaniem warunków opadowych. Podjęte próby określenia wartości gradientów opadowych przedstawione w tab. 1 nie są zadowalające, są tylko przybliżeniem. Próba wykorzystania danych opadowych w postaci miesięcznych i rocznych sum opadów atmosferycznych, ze stacji meteorologicznych i posterunków opadowych położonych na wysokości od 740 do 2635 m n.p.m. w Tatrach i na wysokości od 700 do 1602 m n.p.m. w Karkonoszach mogła dać tylko dość ogólny obraz. Określenie ilości wody opadowej z opadów ciekłych, śniegu, gradu i osadów wydaje się zaniżone, a zróżnicowanie w poszczególnych pasach hipsometrycznych – większe niż przyjmowane dotychczas. Otrzymane w tym opracowaniu wyniki, nieco odbiegające od znanych z literatury, uświadamiają konieczność zagęszczenia sieci pomiarowej, co jest możliwe przy zastosowaniu automatycznej techniki pomiarowej. Tworzone obecnie regionalne modele klimatyczne RCM (*Regional Climate Model*) np. na stronie www.ietu.katowice.pl/airclimet/airclim_cecilia_kjr mające rozdzielczość przestrzenną 50 km, a więc i tak dużo mniejszą niż GCM (*Global Climate Model*) nadal wydają się niewystarczające, szczególnie do omawianych w tym opracowaniu obszarów górskich. Są one jednak, ze względu na dostępność, nadal znakomitym polem badawczym, także w zakresie rozkładu i wydajności opadów atmosferycznych.

Literatura

Barry R.G., 1992, Mountain Weather & Climate. Routledge, London, UK.

Barry R.G., Chorley R.J., 1987, Atmosphere, Weather and Climate. Routledge, London, UK.

Hess M., 1965, Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich. Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, Kraków, 11.

Konček M. (red.), Klimat Tatr. Veda, Vydalelstvo Slovenskej Akaděmie Vied, Bratislava, Slovakia: 450-462.

Kwiatkowski J., Hołdys T., 1985, Klimat. (W:) A. Jahn (red.), Karkonosze Polskie. Wyd. PAN, Wrocław: 87-116.

Linacre E., 1992, Climate Data and Resources. A reference and guide. Routledge, NewYork, USA.

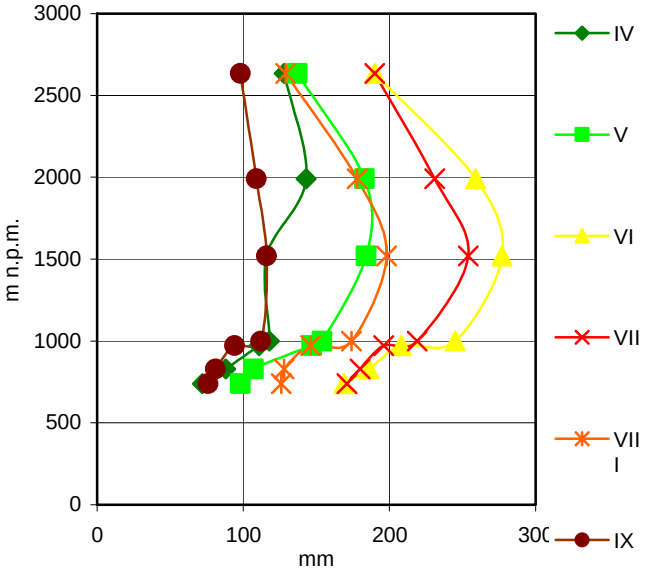
Migała K., 2005, Piętra klimatyczne w górach Europy a problem zmian globalnych. Studia Geogr. 78, Acta Universitas Wratislaviensis 2718, Wyd. UWr., Wrocław: 58-60.

Obrębska-Starklowa B., Hess M., Olecki Z., Trepińska J., Kowanetz L., 1995, Klimat. (W:) Karpaty Polskie – przyroda, człowiek i jego działalność. Wyd. UJ, Kraków: 31-47.

Trepińska J., 2002, Górskie klimaty. Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków: 132-143.

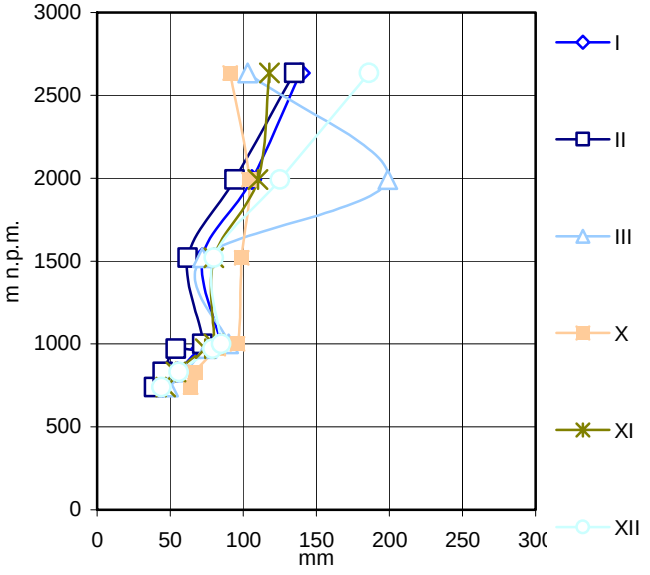
Summary

The paper presents the relationship between an elevation and monthly totals of precipitation in the vertical profile of the Tatra Mts. – the highest part of Carpathian Mts. and of the Karkonosze Mts. – the highest part of the Sudeten Mts. Estimating of the monthly gradients is with accuracy 5 mm·100 m^{-1}. Values of the gradients in the Tatra Mts. amount 10-20 mm·100 m^{-1} in the summer months, but only 5-10 mm·100 m^{-1} in the cool months. The change of the gradient values in the hypsometric belt 1500-1600 m is typical in the mountains of the moderate zone. The gradients are difficult to calculate because a lot of different orographic and special atmospheric effects.



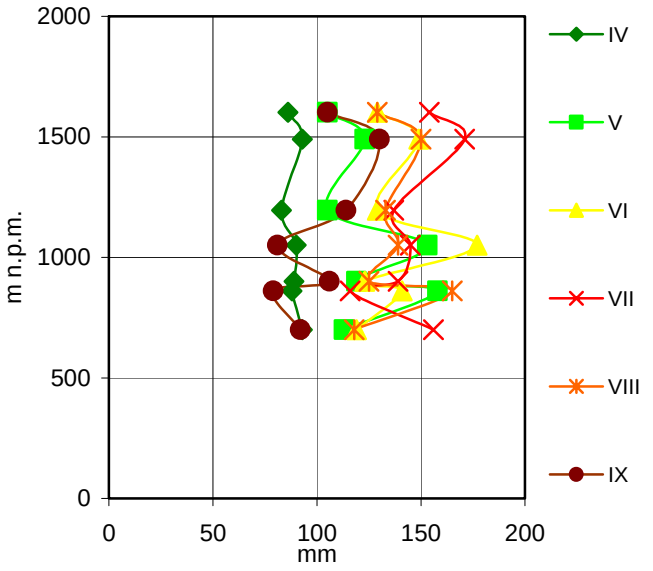
Ryc. 4. Rozkład miesięcznych sum opadów w półroczu ciepłym w Tatrach

Fig. 4. Distribution of the monthly precipitation totals during the warm months from April to September in the Tatra Mts.



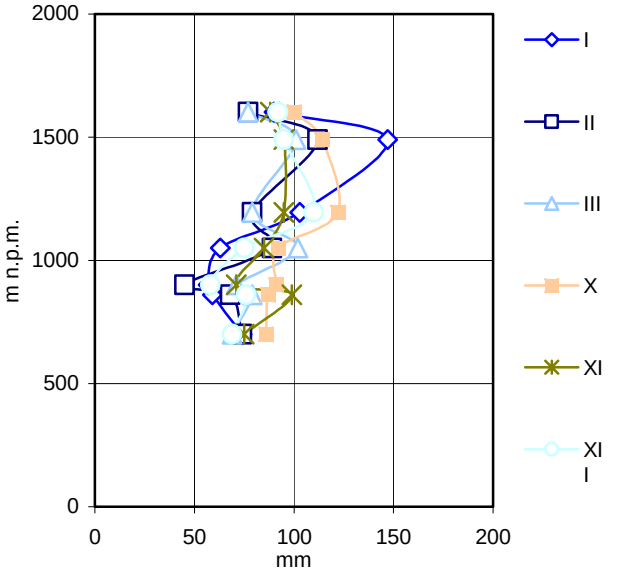
Ryc. 5. Rozkład miesięcznych sum opadów w półroczu chłodnym w Tatrach

Fig. 5. Distribution of the monthly precipitation totals during the cool months in the Tatra Mts.



Ryc. 6. Rozkład sum miesięcznych opadów w półroczu ciepłym w Karkonoszach

Fig. 6. Distribution of the monthly precipitation totals during the warm months in the Karkonosze Mts.



Ryc. 7. Rozkład miesięcznych sum opadów w półroczu chłodnym w Karkonoszach

Fig. 7. Distribution of the monthly precipitation totals during the cool months in the Karkonosze Mts.

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 295-305

Burze gradowe w Krakowie i ich uwarunkowania cyrkulacyjne (1863-2008)

Hail thunderstorms in Kraków and their circulation determinants (1863-2008)

Robert Twardosz[1], Tadeusz Niedźwiedź[2], Ewa Łupikasza[2]

[1] Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków, r.twardosz@uj.edu.pl

[2] Katedra Klimatologii, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, tadeusz.niedzwiedz@us.edu.pl, ewa.lupikasza@us.edu.pl

Streszczenie. W umiarkowanych szerokościach geograficznych burze, a szczególnie burze gradowe, należą do najbardziej niebezpiecznych zjawisk meteorologicznych. Cechują się krótkim czasem trwania, ale ich wystąpieniu towarzyszą poważne utrudnienia w komunikacji i transporcie oraz duże straty w rolnictwie. W artykule scharakteryzowano przebieg roczny i wieloletni występowania burz gradowych w Krakowie oraz określono ich związek z cyrkulacją atmosferyczną. Podstawę opracowania stanowi seria obserwacji opadu z z lat 1863-2008 oraz dokumentacja sytuacji synoptycznych w Polsce Południowej, obejmująca typy cyrkulacji (1873-2008) oraz rodzaje mas powietrznych i frontów atmosferycznych (1951-2008). Występowanie burz gradowych charakteryzuje się wyraźnym zróżnicowaniem w przebiegu rocznym oraz wyraźnie zaznaczonym rytmem dobowym. Zjawiska te najczęściej pojawiają się w czerwcu i w maju, a w przebiegu dobowym między godziną 15 a 16 CSE (najsilniejsza konwekcja). W ciągu badanego wielolecia roczna liczba dni z burzą gradową zmniejszyła się z 18 do 14 dni na dziesięciolecie. Wyraźne minimum częstości burz gradowych przypadało na lata 1977-2002. Średnia suma opadów dobowych podczas dni z burzą gradową wynosiła 14,9 mm, ale z prawdopodobieństwem 10% może ona przekraczać wartość 30,8 mm. Większość burz gradowych zdarza się w cyklonalnym typie cyrkulacji (68%), najczęściej Bc – bruzdy cyklonalnej (27,2%). Wystąpienie burzy gradowej w typie Bc charakteryzuje się największym prawdopodobieństwem warunkowym – 1,4%. Przy przechodzeniu frontów atmosferycznych zdarza się 58% burz gradowych, z czego 28% związanych jest z frontem chłodnym.

Słowa kluczowe: burza, grad, cyrkulacja atmosferyczna, masy powietrza, fronty

Key words: thunderstorm, hail, atmospheric circulation, air mass, fronts

Wprowadzenie

Duże znaczenie przyrodnicze, klimatyczne i hydrologiczne mają opady burzowe. Najczęściej są to opady przelotne o krótkim czasie trwania, ale czasami o bardzo dużym natężeniu i wydajności. Konsekwencją wystąpienia krótkotrwałych intensywnych opadów, najczęściej o niewielkim zasięgu przestrzennym, jest gwałtowny spływ wody opadowej, który stanowi poważne zagrożenie powodziowe, zwłaszcza w miastach. Szczególnie niebezpieczne są burze gradowe, będące wynikiem bardzo silnej konwekcji w dolnej troposferze. Ich wystąpieniu towarzyszą poważne utrudnienia w komunikacji i transporcie oraz duże straty finansowe, zwłaszcza w rolnictwie (Changnon 1971).

Celem artykułu jest charakterystyka przebiegu rocznego i wieloletniego występowania burz gradowych na przykładzie sekularnej serii dobowych opadów atmosferycznych z Krakowa oraz określenie związku ich pojawiania się z cyrkulacją atmosferyczną w południowej Polsce.

Regularne obserwacje gradów na ziemiach polskich rozpoczęto w drugiej połowie XIX wieku. Pionierskie opracowanie o burzach gradowych w b. Królestwie Polskim opublikował J. Sapalski (1852). W pierwszym podręczniku klimatologii ziem polskich, R. Merecki (1915) przedstawił także rozmieszczenie szkód gradowych w b. Królestwie Polskim. Stwierdził on między innymi, że do najczęściej nawiedzanych przez gradobicia należą położone najbliżej Krakowa powiaty miechowski i olkuski.

Systematyczne obserwacje gradów (według terminologii stosowanej przez Autorów w XIX wieku) rozpoczęto też w ramach galicyjskiej sieci obserwacji meteorologicznych, a ich historię szczegółowo opisał J. Hanik (1972). F. Karliński (1867-1875) rozpoczął regularne publikowanie wykazów miejscowości nawiedzonych gradem w Sprawozdaniach Komisji Fizjograficznej Akademii Umiejętności w Krakowie. Prace te kontynuował D. Wierzbicki (1876-1901) publikując pierwsze opracowanie klimatologiczne gradów w b. Galicji za lata 1867-1884 (Wierzbicki 1886). Kolejną syntezę dotyczącą gradów wykonał K. Szulc (1901) na podstawie 18-letniego ciągu obserwacji 1881-1898 zaczerpniętego ze sprawozdań gradowych publikowanych przez Komisję Fizjograficzną AU. W publikacjach tych stwierdzono, że liczba gradów wzrasta w kierunku wschodnim. W wielu przypadkach udało się także określić kierunki przesuwania się chmur gradowych.

W okresie międzywojennym problematyka dotycząca opadów gradu poruszana była stosunkowo rzadko. Na uwagę zasługuje opracowanie map występowania gradobić w Polsce południowej sporządzone przez Cz. Leję (1929), w ramach pracy doktorskiej wykonywanej pod kierunkiem prof. Jerzego Smoleńskiego w Instytucie Geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego. Jednocześnie R. Gumiński (1930a) rozpoczął prace metodyczne badań gradu i zainicjował w Państwowym Instytucie Meteorologicznym (PIM) wydawanie roczników gradowych (Gumiński 1930b). Ukazało się pięć takich roczników z wynikami obserwacji z lat 1930-1935.

Po wojnie, Państwowy Instytut Hydrologiczno-Meteorologiczny (PIHM) na podstawie kwestionariuszy gradowych nadsyłanych przez gęstą sieć dobrowolnych obserwatorów wydawał również roczniki „Grady w Polsce” z lat

1946-1960. Dzięki nim powstało wiele cennych opracowań dotyczących przede wszystkim zróżnicowania przestrzennego opadów gradowych (Schmuck 1949, 1959, Gumiński 1952, Zinkiewicz i Michna 1955). Najbardziej wszechstronne badania nad strukturą opadów gradowych oraz ich rozmieszczeniem w Polsce były prowadzone przez Cz. Koźmińskiego (1963, 1964a ,b, 1968, Koźmiński i Rytel 1963) oraz M. Molgę (1965, 1966a, b). Wiele prac dotyczyło wyłącznie występowania burz w Polsce (m. in. Stopa 1962, Kolendowicz 1996, Bielec-Bąkowska 2001, 2002, Bielec-Bąkowska i Łupikasza 2009). Badania występowania opadów burzowych w Krakowie szczegółowo udokumentował R. Twardosz (2005, 2010), zwracając uwagę na ich przebieg dobowy.

Dane i metody

Podstawę opracowania stanowiła 146-letnia seria obserwacji opadu oraz zjawisk atmosferycznych ze stacji meteorologicznej w Krakowie położonej w Ogrodzie Botanicznym w centrum miasta z lat 1863-2008. Ponadto, wykorzystano dokumentację sytuacji synoptycznych w południowej Polsce autorstwa T. Niedźwiedzia (1981, 2010), obejmującą typy cyrkulacji od września 1873 do grudnia 2008 r.oraz rodzaje mas powietrznych i frontów atmosferycznych z lat 1951-2008. Z obszernej bazy danych meteorologicznych wydzielono dni z opadami, którym towarzyszyły burze z gradem. W rozpatrywanym okresie wyselekcjonowano 237 dni z burzą gradową przy łącznej liczbie 3275 dni z burzą (tab. 1). Badano przebieg roczny występowania burz gradowych oraz wieloletnią zmienność rocznej liczby dni z burzą gradową (ryc. 2). Związek występowania burz gradowych z typami cyrkulacji (ryc. 3), masami powietrznymi (tab. 2) i frontami atmosferycznymi (tab. 3) określono na podstawie częstości i prawdopodobieństwa warunkowego. Prawdopodobieństwo warunkowe w postaci ogólnej wyraża prawdopodobieństwo zajścia określonego zdarzenia losowego pod warunkiem zajścia innego zdarzenia losowego. W pracy obliczono prawdopodobieństwo warunkowe wystąpienia opadów, czyli liczbę dni z określonym opadem w danym typie cyrkulacji (lub masie, froncie) w stosunku do liczby dni z tym typem cyrkulacji (masą lub frontem).

Wyniki

Zmienność czasowa występowania burz gradowych

W Krakowie w okresie 1863-2008 wystąpiło 3275 dni z opadami burzowymi (tab. 1), co daje średnią liczbę 22,4 dni w roku. Burze gradowe są zjawiskiem stosunkowo rzadkim, pojawiającym się średnio w roku podczas 1,6 dnia; stanowią one około 12% wszystkich dni z opadem oraz 7,7% wszystkich burz występujących w ciągu roku. Ponadto, na stacji meteorologicznej stwierdzono 89 przypadków opadów gradu, którym nie towarzyszyły burze. Pomimo, że maksimum występowania burz przypada w Krakowie na lipiec (25%), to burze gradowe najczęściej występują w czerwcu (27,4%) oraz w maju (27,0%) (tab. 1). Wspomniane majowe maksimum zaznacza się w przebiegu rocznym wszystkich opadów gradu, zarówno z burzą jak i bez niej. O majowym maksimum występowania opadów gradu w Polsce pisał również A. Schmuck (1949, 1951),

na których podstawie analizy danych z lat 1948-1950. Podobny rozkład miesięczny występowania gradów pojawia się także w innych obszarach Europy (Sioutas 2009, Webb i in. 2001). W Krakowie od kwietnia do września obserwuje się 96% burz gradowych, na okres od maja do sierpnia przypada 82% tych zjawisk, z kolei ponad połowa burz gradowych (55%) notowana jest latem (czerwiec-sierpień). Okolice Krakowa znajdują się w trzeciej strefie o bardzo dużym (16-20%) stopniu ryzyka plonów w podziale Polski na strefy szkód gradowych w rolnictwie (Koźmiński 1963).

Tab. 1. Liczba dni z opadem burzowym (≥0,1 mm) w Krakowie (1863-2008)

Tab. 1. Number of days with thunderstorm precipitation (≥0.1 mm) in Kraków (1863-2008)

Okres	Dni z opadem burzowym		Dni z burzą gradową		Dni z gradem bez burzy		Liczba dni z opadem gradu	
Styczeń	21	(0,6)	0	(0,0)	0	(0,0)	0	(0,0)
Luty	22	(0,7)	1	(0,4)	2	(2,2)	3	(0,9)
Marzec	41	(1,3)	5	(2,1)	4	(4,5)	9	(2,8)
Kwiecień	168	(5,1)	20	(8,4)	**24**	**(27,0)**	44	(13,5)
Maj	600	(18,3)	64	(27,0)	20	(22,5)	**84**	**(25,8)**
Czerwiec	726	(22,2)	**65**	**(27,4)**	11	(12,4)	76	(23,3)
Lipiec	**820**	**(25,0)**	39	(16,5)	2	(2,2)	41	(12,6)
Sierpień	629	(19,2)	26	(11,0)	3	(3,4)	29	(8,9)
Wrzesień	192	(5,9)	13	(5,5)	10	(11,2)	23	(7,1)
Październik	36	(1,1)	3	(1,3)	11	(12,4)	14	(4,3)
Listopad	12	(0,4)	1	(0,4)	2	(2,2)	3	(0,9)
Grudzień	8	(0,2)	0	(0,0)	0	(0,0)	0	(0,0)
Rok	3275	(100,0)	237	(100,0)	89	(100,0)	326	(100,0)

Źródło: opracowanie własne

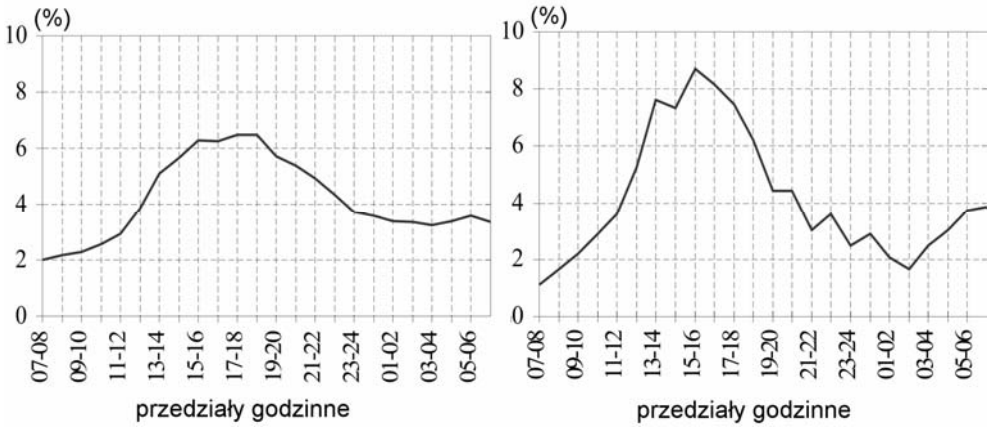
Objaśnienia: Boldem oznaczono wartości największe. W nawiasie podane wartości względne (w %) w stosunku do liczby przypadków w wieloleciu

Explanations: The highest values are bolded. Relative values (expressed as percentage of the events in multi-years period) are given in parenthesis

Opad samego gradu trwa zazwyczaj krótko, od kilku do kilkunastu minut. Większa część opadu pochodzi z deszczu ulewnego towarzyszącego burzy gradowej. Niekiedy zdarzają się jednak wyjątkowo długotrwałe opady gradu. Do takich należał opad silnego gradu wielkości wiśni w dniu 31 maja 1924 r., który trwał od godziny 11:00 przez około 20-30 minut. Utworzył w centrum miasta warstwę gradzin o grubości 3 cm, która topiła się przez 45 minut. Gradobicie objęło, oprócz stacji meteorologicznej przy ul. Kopernika, także Wawel i Planty, powodując liczne szkody w liściach i gałęziach drzew. Łączna wysokość opadu gradu i deszczu wyniosła 30,7 mm. Zjawisko to miało lokalny zasięg. Na przykład w okolicy Kopca Kościuszki gradu w ogóle nie było.

W Krakowie w czasie burzy gradowej z 9 września 1963 r. wystąpił największy opad nawalny, wynoszący 99,0 mm w ciągu godziny. Warto dodać, że raz na 100 przypadków wystąpienia burzy gradowej opad dobowy osiąga więcej niż 72,5 mm (p = 1%), a raz na 10 przypadków przekracza 30,8 mm. Suma opadu dobowego podczas burzy gradowej może być mniejsza od 1,0 mm z prawdopodobieństwem 1%, przy czym średnio wynosi 14,9 mm (odchylenie standardowe = ± 14,5 mm).

Burze gradowe charakteryzują się bardzo dobrze wyrażonym rytmem dobowym (ryc. 1). Maksimum częstości osiągają w przedziale godzinnym 15-16 CSE, co pokrywa się w czasie z największą intensywnością procesów konwekcyjnych w atmosferze. Jest to charakterystyczną cechą dobowego rozkładu burz gradowych, występujących zwłaszcza w strefie frontów atmosferycznych – głównie chłodnego – nie tylko w Krakowie, ale na całym obszarze Polski Południowej (Koźmiński 1968). O podobnych prawidłowościach przebiegu dobowego burz gradowych informują również inni badacze (np. Dessens 1996, Schuster i in. 2005).

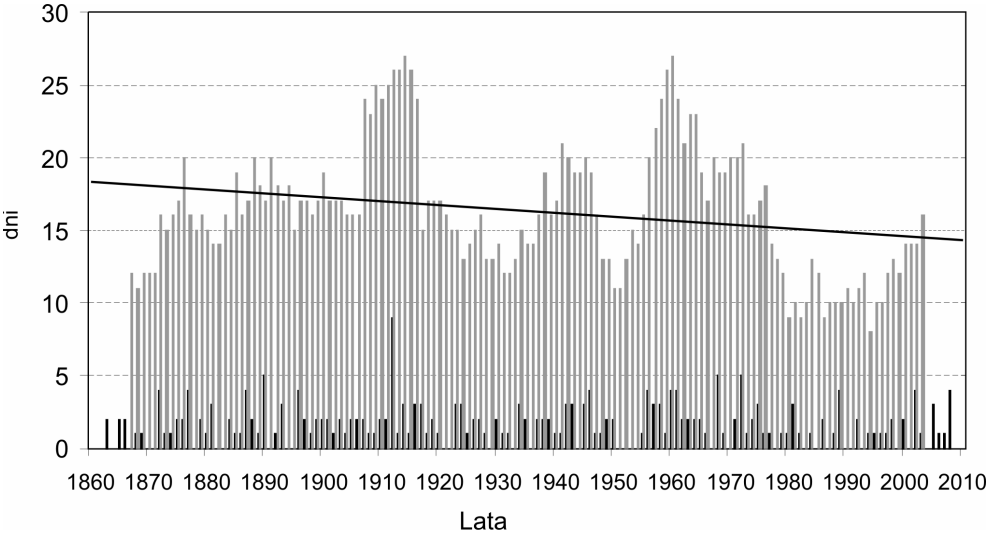


Ryc. 1. Przebieg dobowy częstości występowania opadów burzowych (po lewej) oraz burz gradowych (po prawej)

Fig. 1. Diurnal course of the frequency of thunderstorm precipitation (left) and hail thunderstorms (right)

Przeciętna liczba dni z burzą gradową w Krakowie wynosi 1,6 dni na rok, albo 16 dni w dziesięcioleciu, przy czym w okresie 1863-2008 ulegała ona zmianom (ryc. 2) z około 18 dni w dziesięcioleciach, na początku badanego okresu, do około 14 dni w dziesięcioleciu na przełomie XX i XXI wieku. Trend malejący wynosi około -2,7 dni w dziesięcioleciu na 100 lat. Trendy spadkowe opadów gradowych potwierdzają także badania S. Schustera i in. (2005). W rozpatrywanym wieloleciu najwięcej dni z burzą gradową wystąpiło w 1912 r. – 9 dni, z czego 4 zdarzyły się w maju, 2 w czerwcu oraz po jednym w marcu, kwietniu i sierpniu. Podczas 32 lat na 146 rozpatrywanych (22%), burze gradowe nie były w ogóle notowane w Krakowie. Dziesięcioleciami o największej liczbie dni z burzą gradową (27) były okresy 1910-1919 i 1956-1965, natomiast minimum ich występowania (8 dni) przypadło na lata 1990-1999. W przebiegu wieloletnim

zaznaczyły się trzy fazy zwiększonej liczby dni z burzą gradową (ryc. 2): 1907-1916 (24-27 dni w dziesięcioleciu), 1938-1946 (16-21 dni w dziesięcioleciu) oraz 1956-1972 (19-27 dni w dziesięcioleciu). Wyraźny spadek liczby dni z burzą gradową stwierdzono w okresie 1977-2002 (8-14 dni w dziesięcioleciu) oraz w trzech innych okresach: 1867-1871 (11-12 dni w dziesięcioleciu), 1928-1936 (12-15 dni) oraz 1948-1954 (11-14 dni).

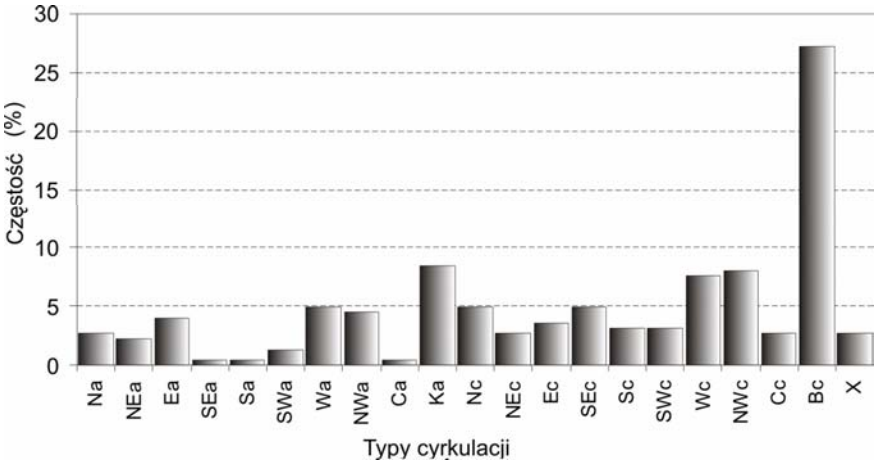


Ryc. 2. Zmienność wieloletnia dni z burzą gradową w Krakowie wraz z linią trendu w okresie 1863-2008: czarne – roczna liczba dni, szare – liczba dni w 10-leciu

Fig. 2. Long-term variability (vertical bars) and linear trend (horizontal line) of the number of days with hail thunderstorm in Kraków during the 1863-2008: black bars – annual number of days, grey bars – number of days in the consecutive 10-year periods

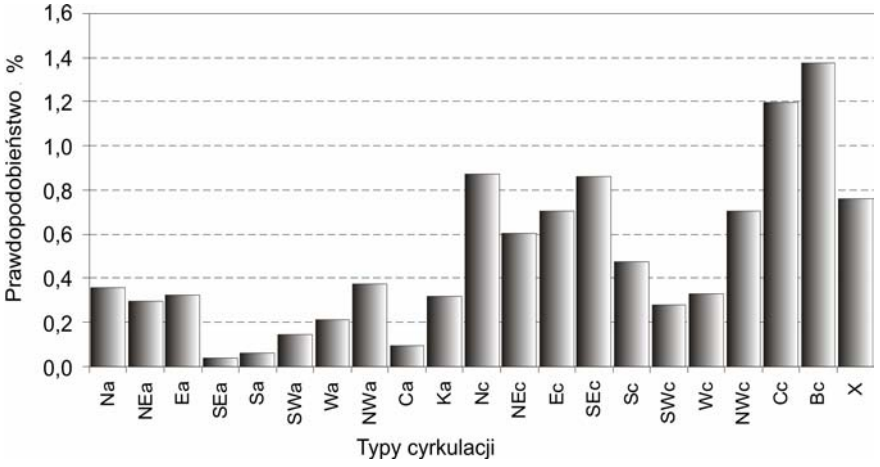
Uwarunkowania cyrkulacyjne burz gradowych

Analizując zależność występowania burz gradowych od cyrkulacji atmosferycznej uwzględniono typy cyrkulacji, masy powietrza i fronty atmosferyczne. Prawie 68% burz gradowych zdarza się przy cyklonalnych typach cyrkulacji (ryc. 3), głównie przy pojawieniu się bruzdy cyklonalnej – Bc (27,2%) i przy adwekcji powietrza z sektora zachodniego: NWc (8,0%) i Wc (7,6%). Przy sytuacjach antycyklonalnych burze gradowe pojawiają się rzadziej (29,5%), głównie jako burze wewnątrzmasowe konwekcji termicznej, przy klinie antycyklonalnym – Ka (8,5%). Jednakże największym prawdopodobieństwem wystąpienia burz gradowych charakteryzują się typy Bc – 1,4% i Cc – 1,2% (ryc. 4). Wyniki te są zbieżne z rezultatami C. Koźmińskiego (1968), który pisał, że największe gradobicia na Wyżynie Małopolskiej występowały w centrum niżu. W takich sytuacjach meteorologicznych tworzą się korzystne warunki termiczno-wilgotnościowe sprzyjające intensyfikacji prądów pionowych w atmosferze.



Ryc. 3. Częstość (%) burz gradowych w Krakowie przy poszczególnych w typach cyrkulacji (1874-2008)

Fig. 3. Frequency (%) of hail thunderstorms in circulation types in Krakow (1874-2008)



Ryc. 4. Prawdopodobieństwo warunkowe (%) wystąpienia burzy gradowej w Krakowie przy poszczególnych typach cyrkulacji (1874-2008)

Fig. 4. Conditional probability (%) of hail thunderstorms in circulation types in Kraków (1874-2008)

Burze gradowe najczęściej zdarzają się w masach powietrza polarnego morskiego starego – PPms (31,8%), polarnego morskiego świeżego – PPm (17,0%) i w powietrzu polarnym kontynentalnym – PPk (18,2%), a największe prawdopodobieństwo osiągają w masach powietrza zwrotnikowego (tab. 2). Ponad połowa burz gradowych (58%) związana jest z przechodzeniem przez Kraków frontów atmosferycznych (tab. 3). Zjawiska te występują najczęściej, i są najbardziej prawdopodobne, na frontach chłodnych (28,4%) oraz przy przechodzeniu kilku frontów w ciągu doby (20,5%).

Tab. 2. Częstość występowania burz gradowych i prawdopodobieństwo warunkowe w różnych masach powietrza w Krakowie (1951-2008)

Tab. 2. Hail thunderstorms frequency and conditional probability in various air masses in Krakow (1951-2008)

Masa powietrza	Częstość		Prawdopodobieństwo
	dni	%	
PA – arktyczna	3	3,4	0,18
PPm – polarna morska świeża	15	17,0	0,40
PPms – polarna morska stara	28	31,8	0,40
PPk – polarna kontynentalna	16	18,2	0,35
PPmc – polarna morska ciepła	5	5,7	0,32
PZ – zwrotnikowa	10	11,4	1,53
rmp – różne masy powietrza	11	12,5	0,53
Razem	88	100,0	0,42

Tab. 3. Częstość występowania burz gradowych i prawdopodobieństwo warunkowe przy przechodzeniu frontów atmosferycznych w Krakowie (1951-2008)

Tab. 3. Frequency and conditional probability of hail thunderstorms linked to atmospheric fronts in Kraków (1951-2008)

Front atmosferyczny	Częstość		Prawdopodobieństwo
	dni	%	
Ciepły	2	2,3	0,11
Chłodny	25	28,4	0,71
Okluzja	4	4,5	0,34
Stacjonarny	2	2,3	0,61
Różne fronty	18	20,5	1,05
Bez frontów	37	42,0	0,29
Razem fronty	51	58,0	0,60
Razem	88	100,0	0,42

Wnioski

Na przykładzie 146-letniej serii obserwacji opadu w Krakowie opisano występowanie 237 przypadków burz gradowych i ich uwarunkowania cyrkulacyjne.

Stwierdzono, że burze gradowe w Krakowie zdarzają się przeciętnie podczas 16 dni w dziesięcioleciu. Najczęściej występują w czerwcu i w maju, a w przebiegu dobowym między godziną 15 a 16 CSE.

Od końca XIX wieku do dziś widoczna jest tendencja spadkowa liczby dni z burzą gradową z 18 dni do 14 dni. Wyraźne minimum częstości burz gradowych zaznaczyło się w latach 1977-2002.

Średni opad dobowy w czasie dni z burzami gradowymi wynosi 14,9 mm, ale z prawdopodobieństwem 10% może on przekraczać wartość 30,8 mm.

Większość burz gradowych zdarza się w cyklonalnym typie cyrkulacji (68%), najczęściej w typie Bc – bruzdy cyklonalnej (27,2%) oraz w masie powietrza polarnego morskiego starego – PPms (31,8%).

Wystąpienie burzy gradowej w typie Bc charakteryzuje się największym prawdopodobieństwem warunkowym – 1,4%.

Przy przechodzeniu frontów atmosferycznych zdarza się 58% burz gradowych, zwłaszcza przy froncie chłodnym (28%).

Praca została wykonana w ramach projektu badawczego finansowanego przez MNiSW Nr N306 119936.

Literatura

Bielec-Bąkowska Z., 2001, Long-term variability of thunderstorms and thunderstorm precipitation occurrence in Cracow, Poland, in the period 1896-1995. Atmospheric Research, 56: 161-170.

Bielec-Bąkowska Z., 2002, Zróżnicowanie przestrzenne i zmienność wieloletnia występowania burz w Polsce. Wyd. UŚ, Katowice.

Bielec-Bąkowska Z., Łupikasza E., 2009, Long-term precipitation variability on thunderstorm days in Poland (1951-2000). Atmospheric Research, 93 (1-3): 506-515.

Changnon Jr. S.A., 1971, Hailfall characteristics related to crop damage. Journal of Applied Meteorology, 10: 270-274.

Dessens J., 1986, Hail in southwestern France. Part I: Hailfall characteristics and hailstorm environment. Journal of Climate and Applied Meteorology, 25: 35-47.

Gumiński R., 1930a, Grad, jego pochodzenie i walka z nim. Prace PIM, 1: 5-13.

Gumiński R., 1930b, Grady w Polsce w roku 1930. Prace PIM, 1: 14-82.

Gumiński R., 1952, Materiały do poznania genezy i struktury klimatu Polski, Przegląd Geograficzny, 24 (3): 3-26.

Hanik J., 1972, Dzieje meteorologii i obserwacji meteorologicznych w Galicji od XVIII do XX wieku. Zakład Narodowy im. Ossolińskich, Wyd. PAN, Wrocław –Warszawa – Kraków – Gdańsk.

Karliński F., 1867-1875, Wykaz miejsc nawiedzonych gradem. Sprawozdania Komisji Fizjograficznej AU, Kraków: 2 (1867) – 10 (1875).

Kolendowicz L., 1996, Burze na obszarze Polski Północno-Zachodniej w świetle częstości występowania różnych typów cyrkulacji atmosfery. Zeszyty Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, 39: 1-115.

Koźmiński Cz., 1963, Opady gradowe na terenie Polski w latach 1946-1955. Szczecińskie Towarzystwo Naukowe, Wydział Nauk Przyrodniczo-Rolniczych, 17 (2): 1-46.

Koźmiński Cz., 1964a, Geograficzne rozmieszczenie większych burz gradowych zanotowanych na obszarze Polski w latach 1946-1956. Przegląd Geograficzny, 36 (1): 87-102.

Koźmiński Cz., 1964b, Próba wydzielenia obszarów źródłowych tworzenia się termicznych burz gradowych na terenie woj. Kieleckiego. Przegląd Geograficzny, 37 (3): 521-532.

Koźmiński Cz., 1968, Studia nad opadami gradu i wyrządzonymi przez nie szkodami w zbożach na terenie Wyżyny Małopolskiej. Wyższa Szkoła Rolnicza w Szczecinie, Rozprawy, 8, 1-65.

Koźmiński Cz., Rytel M., 1963, Próba wykreślenia izarytm prawdopodobieństwa wystąpienie burz gradowych w Polsce na podstawie lat 1947-1960. Czasopismo Geograficzne, 34 (1): 51-60.

Merecki R., 1915, Klimatologia ziem polskich. Warszawa.

Molga M., 1965, Lokalizacja, rozkład czasowy i struktura opadów gradowych w Polsce. Cz. I: Rozkład geograficzny opadów gradowych na podstawie reprezentatywnego okresu badań 1946-1960. Roczniki Nauk Rolniczych, Seria A, 90 (2): 163-189.

Molga M., 1966a, Lokalizacja, rozkład czasowy i struktura opadów gradowych w Polsce. Cz. II: Rozkład czasowy opadów gradowych, struktura gradzin i dynamika gradobić na tle sytuacji pogodowej. Roczniki Nauk Rolniczych, Seria A, 90 (4): 449-474.

Molga M., 1966b, Lokalizacja, rozkład czasowy i struktura opadów gradowych w Polsce. Cz. III: Lokalizacja gradobić w województwie kieleckim (okres obserwacji 1946-1960). Roczniki Nauk Rolniczych, Seria A, 92 (1): 109-126.

Niedźwiedź T., 1981, Sytuacje synoptyczne i ich wpływ na zróżnicowanie przestrzenne wybranych elementów klimatu w dorzeczu górnej Wisły. Rozprawy Habilitacyjne UJ, 58: 1-165.

Niedźwiedź T., 2010, Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej, mas powietrznych i frontów atmosferycznych w Polce Południowej. Archiwum Katedry Klimatologii UŚ, Sosnowiec (http://klimat.wnoz.us.edu.pl).

Sapalski J., 1852, O burzach gradowych w Królestwie Polskim, Biblioteka Warszawska, 4: 317-336.

Schmuck A., 1949, Burze gradowe. Czasopismo Geograficzne, 20 (1-4): 260-267.

Schmuck A., 1959, Zarys klimatologii Polski. PWN, Warszawa.

Schuster S.S., Blong R.J., Speer M.S., 2005, A hail climatology of the greater Sydney area and New South Wales, Australia. International Journal of Climatology, 25: 1633-1650.

Sioutas M., Meaden T., Webb J.D.C., 2009, Hail frequency, distribution and intensity in Northern Greece. Atmospheric Research, 93: 526533.

Stopa M., 1962, Burze w Polsce. Prace Geograficzne IG PAN, 34: 108-185.

Szulc K., 1901, Grady w Galicji. Rozprawy Wydziału Matematyczno-Przyrodniczego AU, ser. III, dział A, 41: 406-424.

Twardosz R., 2005, Dobowy przebieg opadów atmosferycznych w ujęciu synoptycznym i probabilistycznym na przykładzie Krakowa (1886-2002). Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków.

Twardosz R., 2010, A synoptic analysis of the diurnal cycle of thunderstorm precipitation in Kraków (Southern Poland). International Journal of Climatology (w druku).

Webb J.D.C., Elsom D.M., Reynolds D.J., 2001, Climatology of severe hailstorms in Great Britain. Atmospheric Research, 56: 293-310.

Wierzbicki D., 1886, Grady i gradobicia w Galicji w ciągu lat 1867-1884. Kosmos, 11: 79-92.

Wierzbicki D., 1876-1901, Grady w Galicji (spostrzeżenia z lat 1879...1899). Sprawozdania Komisji Fizjograficznej AU, 10 (1876), 35, (1901).

Zinkiewicz W., Michna E, 1955, Częstotliwość występowania gradów w województwie lubelskim w zależności od warunków fizjograficznych. Annales UMCS, Sectio B, 10 (5): 223-300.

Summary

Thunderstorm, particularly hail one, is counted among the most hazardous meteorological phenomenon in the mid-latitudes. It is short-lived; however, it is usually accompanied by serious communication impediments and agriculture losses. This paper discusses both, annual course and long-term variability of hail thunderstorm occurrence in Krakow. A special attention is paid to the relationships between the occurrence of hail thunderstorms and atmospheric circulation. The time series of daily precipitation from Krakow, covering the period 1863-2008, and atmospheric circulation records which include synoptic types (1873-2008), kinds of air masses and atmospheric fronts (1951-2008) over southern Poland were the basis for further calculations.

The hail thunderstorm occurrence in Poland has clear daily and annual cycle. This phenomenon is the most frequent in June and May and it usually occurs between 15 and 16 CSE (the strongest convection). Annual number of hail thunderstorms has decreased from 18 cases to 14 cases per decade during the period investigated. Clear minimum in the frequency of hail thunderstorms fell in the period 1977-2002. Average daily precipitation on days with hail thunderstorm equals to 14.9 mm, however, there is a probability of 10% that it is higher than 30.8 mm. Hail thunderstorm is the most frequent and the most probable during cyclonic conditions, particularly under the influence of through (Bc type) (27.2 and 1.4 % respectively). The polar maritime old air mass (transformed) favours the hail thunderstorm occurrence as well (PPms: 31.8%). 58% of hail thunderstorms is linked to atmospheric fronts, mostly the cold ones (28%).

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 307-319

Gwałtowne wezbrania spowodowane nawalnymi opadami deszczu w zlewni potoku Wątok (Pogórze Ciężkowickie)

Flash floods inducted by heavy rainfall in the Wątok catchment (Ciężkowickie Foothills)

Tomasz Bryndal[1], Wacław Cabaj[1], Piotr Gębica[2], Rafał Kroczak[3], Roman Suligowski[4]

[1] Instytut Geografii, Uniwersytet Pedagogiczny w Krakowie, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków, tbryndal@ap.krakow.pl, cabajw@wp.pl

[2] Wyższa Szkoła Informatyki i Zarządzania w Rzeszowie, ul. Sucharskiego 2, 35-225 Rzeszów, piotrgebica@wp.pl

[3] Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, ul. Św. Jana 22, 31-018 Kraków, kroczak@zg.pan.krakow.pl

[4] Instytut Geografii, Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce, rsulig@ujk.edu.pl

Streszczenie: W zlewni potoku Wątok wystąpiły kilkakrotnie krótkotrwałe intensywne opady deszczu, które spowodowały gwałtowne wezbrania i lokalne powodzie. W pracy przedstawiono hydrometeorologiczną charakterystykę wezbrań z dnia 5 lipca 2005 r. oraz 26 i 27 czerwca 2009 r. Wykorzystując modele hydrologiczne SCS i SCS UH podjęto próbę rekonstrukcji fali wezbraniowej z okresu 26-27 czerwca. Jako danych wejściowych do modelu SCS, użyto wartości 10-cio minutowych wysokości opadów, wyznaczonych z danych radarowych. Wyniki symulacji wskazały, że różnice pomiędzy symulowanym a obliczonym przepływem maksymalnym nie przekraczają 29%. Wydaje się, że zastosowane modele mogą być z powodzeniem stosowane do symulacji gwałtownych wezbrań opadowych w małych zlewniach niekontrolowanych. Ponadto, w artykule przeprowadzono analizę zmian geomorfologicznych, które wystąpiły podczas wezbrań. Wskazano również kierunki działań, jakie powinny być podjęte, w celu ograniczenia ryzyka powodziowego w analizowanej zlewni.

Słowa kluczowe: gwałtowne wezbranie, lokalna powódź, Wątok, Pogórze Ciężkowickie
Key words: flash flood, Wątok, Ciężkowickie Foothills

Wstęp

Krótkotrwałe intensywne opady deszczu, są przyczyną gwałtownych wezbrań, powodujących lokalne powodzie. Zasięg opadu generującego ten typ wezbrań wynosi od 10 do 100 km^2, przy czym w pięćdziesięciu procentach nie przekracza on 25 km^2 (Lenart 1993). Czas trwania opadu rzadko przekracza trzy godziny (Parczewski 1960), podczas gdy jego suma często jest wyższa od 80 mm. Uformowane w wyniku gwałtownych opadów wezbrania trwają kilka godzin (Gil 1998), a czas trwania kulminacji wezbrania nie przekracza godziny, stąd też ich angielska nazwa „flash flood". Powodują one zmiany geomorfologiczne oraz znaczne straty materialne, często opisywane w literaturze (Starkel 1997, Gutiérres i in. 1998, Starkel i Grela 1998, Ciupa 2001, Cabaj i in. 2002, Ziętara 2002, Długosz i Gębica 2008, Cebulak i in. 2009).

Celem niniejszego opracowania była hydrometeorologiczna interpretacja dwóch wezbrań, które wystąpiły 5 lipca 2005 r. i 26-27 czerwca 2009 r. oraz analiza zmian geomorfologicznych, które zostały spowodowane opadami nawalnymi oraz falą wezbraniową.

Materiały i metody

Podstawę oceny sytuacji meteorologicznej stanowiły mapy synoptyczne sytuacji meteorologicznej w Europie na poziomie morza (mapy dolne), w skali 1: 7 500 000, w przedziałach 6-cio godzinnych (00:00, 06:00, 12:00 i 18:00 UTC), mapy topografii barycznej i wybranych charakterystyk stanu atmosfery na poziomie 850 hPa i 700 hPa, z przedziałów 12-to godzinnych oraz obrazy satelitarne (METEOSAT, NOAA) i radarowe (Brzuchania i Rzeszów). Analizę opadów, które spowodowały wezbranie z 5 lipca 2005 r., przeprowadzono na podstawie dobowych sum opadów na najbliższych posterunkach w miejscowościach Tuchów, Pilzno, Tarnów uzyskanych z IMGW. Opad, który spowodował wezbranie w nocy z 26 na 27 czerwca 2009 r., został scharakteryzowany na podstawie analizy produktów PAC (*Precipitation Accumulation*) i SRI (*Surface Rainfall Accumulation*) radaru meteorologicznego wykonanych w 10-cio minutowym interwale czasowym. W analizie korzystano również z dobowych sum opadu na najbliższych posterunkach meteorologicznych oraz informacji zawartych w Codziennym Biuletynie Meteorologicznym IMGW.

Parametry hydrologiczne uzyskano na podstawie prac terenowych oraz obliczeń hydraulicznych. Bezpośrednio po wezbraniu w czasie badań terenowych wybrano miejsca, które najlepiej nadawały się do wykonania przekrojów poprzecznych doliny celem obliczenia natężenia przepływu maksymalnego. Dokumentowano ślady zasięgu wielkiej wody a po kilku dniach wykonano odpowiednie pomiary geodezyjne. Przepływ maksymalny obliczono wg wzoru:

$$Q_{max} = P \cdot v$$

gdzie: Q_{max} – natężenie przepływu maksymalnego ($m^3 \cdot s^{-1}$), P – pole powierzchni przekroju (m^2), v – prędkość wody ($m \cdot s^{-1}$) obliczona wzorem Manninga (Kubrak i Nachlik 2003).

Określone przepływy porównano z przepływami charakterystycznymi, obliczonymi zgodnie z zaleceniami IMGW za pomocą Formuły Opadowej (Biernat i in. 1991) dla zlewni czastowych o powierzchni mniejszej od 50 km^2 i wzorów Punzeta (1977), dla zlewni większych. Próbę rekonstrukcji fali wezbraniowej z dnia 26 na 27 czerwca 2009 r. przeprowadzono korzystając z oprogramowania *HEC-HMS*. Jako dane wejściowe do modelu wykorzystano obliczone, ze zdjęć radarowych, 10-cio minutowe obszarowe sumy opadu. Opad efektywny obliczono przy pomocy metody SCS (Ozga-Zielińska i Brzeziński 1994) a do transformacji opadu zastosowano model SCS Unit Hydrograh (Soil Conservation Service 1971, 1986). Parametry potrzebne do modeli obliczono na podstawie map topograficznych i glebowych. Zmiany morfologiczne spowodowane ulewą i wezbraniem opisano na podstawie prac terenowych, prowadzonych w lipcu 2009 r. oraz dokumentacji fotograficznej i filmu wykonanego w czasie powodzi przez wójta gminy Skrzyszów. Analizę skutków gospodarczych, przeprowadzono na podstawie danych uzyskanych w Urzędzie Gminy Skrzyszów.

Charakterystyka zlewni

Powierzchnia zlewni potoku Wątok do ujścia do Białej Dunajcowej wynosi około 91 km^2, a jego długość 23,3 km. Ciek ma swoje źródła w okolicy centrum miejscowości Zalasowa, skąd płynie na północ po progu pogórza. W okolicy 6 kilometra skręca na zachód i płynąc u czoła progu przyjmuje kolejne dopływy (ryc. 1A). Uchodzi on do Białej Dunajcowej na obszarze Tarnowa. Badaniami objęto fragment zlewni do miejsca, gdzie do Wątoku wpada Przemeszew, znany również jako Rzędziński Potok. Powierzchnia zlewni do tego miejsca wynosi 62 km² i znajduje się w 80% na terenie gminy Skrzyszów.

W zlewni potoku Wątok, przewagę mają liczne i lewobrzeżne dopływy, natomiast prawobrzeżne są krótkie i posiadają mały spadek (ryc. 1A). Sytuacja taka jest konsekwencją budowy geologicznej i orografii. Źródła rzeki głównej, zlokalizowane są na wysokości 320 m n.p.m. Źródła dopływów znajdują się nawet 60 m wyżej, na górnej krawędzi progu pogórza zbudowanego z utworów jednostki śląskiej, m.in. odpornych piaskowców lgockich i mniej odpornych łupków wierzowskich (Haczewski 1988). Większość obszaru zlewni pokrywają neoplejstoceńskie utwory pylaste. Utwory te zostały w lejach źródłowych wyerodowane odkrywając starsze skały podłoża (ryc. 1C). Niższe, przedgórskie obszary zlewni budują utwory mioceńskie okryte głównie utworami polodowcowymi. Utwory te pokrywają ok. 15% powierzchni obszaru badań. Dno doliny głównej oraz fragmenty dna dopływów, pokryte są holoceńskimi osadami wykształconymi głównie w postaci mułów, piasków oraz utworów żwirowych.

Analizowana zlewnia charakteryzuje się znacznym nachyleniem stoków. Ich średnia wartość wynosi 5°, a nachylenia zlewni cząstkowych głównych dopływów wynoszą od 5 do 8°. Średnie nachylenie górnej części zlewni (P3) wynosi 6°. Znaczne nachylenia stoków oraz duża gęstość cieków (1,7 km·km^{-2}), wpływają na prędkość spływu powierzchniowego i przyspieszają dostawę wody ze stoku do koryta recypienta. Występuje tu również stosunkowo niska średnia długość stoku, która wynosi ok. 300 m. Spadek dna doliny głównej w górnej część zlewni jest bardzo duży i wynosi ok. 18‰. Jeszcze wyższe wartości występują

w obrębie lewostronnych dopływów. Wynoszą one od 25 do 31‰. Tak wysokie wartości charakterystyczne są dla rzek górskich (Dynowska i Tlałka 1982). Znajduje to odzwierciedlenie w prędkości przemieszczania się fali wezbraniowej w dnie doliny. Dla przykładu, czas opóźnienia obliczony dla przekroju P4 wynosi 115 minut. W górnej części doliny, do miejsca położonego nieco poniżej profilu P1, koryto cieku jest płytko wcięte w równinę aluwialną. Wielkość tego wcięcia szybko wzrasta i już w przekroju P2, wynosi ok. 3 m, lokalnie docinając się do podłoża skalnego. W środkowym i dolnym odcinku, Wątok wykorzystuje biegnące równolegle do progu Pogórza obniżenie Rynny Podkarpackiej wysłane miąższymi aluwiami i utworami fluwioglacjalnymi (Pulit 1975). Dno doliny głównej rozszerza się tam do kilkuset metrów, a jej spadek szybko maleje i wynosi ok. 4‰. Koryto na tym odcinku ma kręty przebieg

Jedynie w centrum Skrzyszowa i w dolnym odcinku potok Wątok jest uregulowany i rozcina równinę zalewową do głębokości 4-5 m. Ze względu na występujące w podłożu utwory lessopodobne, i wytworzone na nich stosunkowo żyzne gleby, omawiana zlewnia była od XVI wieku użytkowana rolniczo (Dobrowolska 1985). Przekłada się to na dużą gęstość sieci dróg polnych, które są okresowo uzupełnieniem sieci hydrograficznej. Gęstość sieci dróg polnych na progu Pogórza Ciężkowickiego osiąga wartości rekordowe, często przekraczające 10 km dróg na 1 km^2, przy naturalnej gęstości sieci drenażu na poziomie 1,7 $km \cdot km^{-2}$. W badanej części doliny Wątoku maksymalne wartości, jakie zanotowano wyniosły 13 $km \cdot km^{-2}$. Zatem, gęstość sieci drenażu, którą płynie woda wynosi prawie 15 $km \cdot km^{-2}$. Niewątpliwie skraca to czas koncentracji i odpływu wody ze stoku. W strukturze użytkowania dominują grunty orne, które zajmują górne fragmenty stoków oraz wierzchowiny. Obszary zabudowane wraz z przydomowymi poletkami zlokalizowane są głównie w dnach dolin. Lasy porastają obszary źródłowe głównych dopływów i są rozbite na małe płaty. Brzegi porasta las łęgowy (ryc. 1B).

Gwałtowne wezbrania w zlewni potoku Wątok

Gwałtowne wezbrania spowodowane któtkotrwałymi intensywnymi opadami deszczu w zlewni potoku Wątok wystąpiły w sierpniu 2004 r., 5 lipca 2005 r., w 2006 r. oraz 26-27 czerwca 2009 r.

Wezbranie 5 lipca 2005 r.

W pierwszych dniach lipca 2005 r. Polska była w zasięgu wyżu barycznego znad Bałtyku. W południowej części kraju okresowo przemieszczały się zatoki niżowe z frontami atmosferycznymi, po przejściu których napływało powietrze polarne morskie i zwrotnikowe. Efektem były przelotne opady deszczu i burze. Od godzin porannych 5 lipca zachodnia część Polski zaczęła dostawać się w strefę słabogradientowego pola obniżonego ciśnienia z frontem atmosferycznym rozciągającym się od Norwegii, przez Danię, Czechy, Węgry, aż po północne Włochy. Sytuacja ta odpowiadała, według T. Niedźwiedzia (1981), typowi cyrkulacji zachodniej cyklonalnej (Wc). Front atmosferyczny rozdzielał dwie różne pod względem termicznym i wilgotnościowym masy powietrza: po wschodniej

stronie (na obszarze Kotliny Sandomierskiej i Pogórza Karpackiego) zalegało gorące, choć suche powietrze zwrotnikowe, a po zachodniej – masa wilgotnego powietrza polarnego morskiego. Podczas przesuwania się frontu w kierunku wschodnim dochodziło do zafalowań jego linii i powstawania krótkotrwałych i nisko rozbudowanych ośrodków niżowych. Jeden z nich utworzył się w godzinach późnopopołudniowych w okolicach Nowego Sącza. Nad obszar południowo-wschodniej Polski zaczęło napływać górą bardzo gorące i nasycone parą wodną powietrze z rejonu Morza Adriatyckiego (izoterma 14°C na poziomie 850 hPa) sprzyjające wystąpieniu opadów o dużym natężeniu. Temperatura powietrza o godzinie 18:00 przy powierzchni ziemi w Sanoku (w masie PZ) wynosiła 24°C, podczas gdy po zachodniej stronie frontu (w Beskidzie Żywieckim) zaledwie 14°C. W ciągu kolejnych kilku godzin (6.VII. godz. 00 UTC) ośrodek niżowy przemieścił się w kierunku wschodnim, obejmując obszar Pogórza Karpackiego, a następnie zmienił tor ruchu na południowy, po przekroczeniu Bieszczad, o godzinie 6:00 UTC (6.VII) jego centrum znalazło się nad wschodnią Słowacją. W strefie zbieżności dochodziło do powstania chmur o budowie pionowej, wbudowanych w system chmur warstwowych. Burzy, która przeszła w dniu 5 lipca w okolicy miejscowości Szynwałd Górny oraz Łęki Górne, towarzyszyły opady deszczu o silnym natężeniu. Obszar ten jest całkowicie pozbawiony stałej sieci posterunków opadowych. Na najbliższych posterunkach opadowych, dobowe sumy opadu nie przekraczały 15 mm (Tuchów) oraz 25 mm (Pilzno). W Tarnowie w ogóle nie zarejestrowano opadu.

Na podstawie obserwacji terenowych można stwierdzić, że obszar objęty opadami rozciągał się pomiędzy miejscowościami Skrzyszów – Ryglice – Wola Lubecka – Łęki Dolne, a centrum ulewy znajdowało się w okolicy Zalasowej, w strefie wododziałowej rzek Szwedki, Dulczy i Wątoku. Skutkiem opadów było gwałtowne wezbranie w górnej części zlewni potoku Wątok oraz w dwóch sąsiadujących zlewniach rzek Dulczy (do miejscowości Łęki Górne) oraz Zalasówki (do miejscowości Zalasowa-Ryglice) (Bryndal 2006).

Tab. 1. Parametry hydrologiczne wezbrania w zlewni potoku Wątok z dnia 5 lipca 2005 r., na tle przepływów prawdopodobnych

Tab. 1. Hydrological parameters of 5th July 2005 flood event in the Wątok catchment, versus probable flood

Nazwa przekroju	A (km^2)	Qmax ($m^3 \cdot s^{-1}$)	qmax ($m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$)	p (%)		
				0,1	1	50
				Przepływy charakterystyczne ($m^3 \cdot s^{-1}$)		
P3	10	20,8	2,1	20,4	14,0	2,9

Źródło: opracowanie własne

A – powierzchnia zlewni, Qmax – maksymalny odpływ jednostkowy, qmax – natężenie odpływu jednostkowego, p – prawdopodobieństwo przewyższenia

A – catchment area, Qmax – maximum discharge, qmax – maximum specific runoff, p – probability of exceedance

W zlewni potoku Wątok przekroczenie przepływu pełnokorytowego obserwowano w górnej części zlewni. Woda płynęła całym dnem doliny a jej ślady występowały na wysokości 2,2 m powyżej dna koryta. Obliczona wartość przepływu maksymalnego w profilu P3 (Qmax – 20,8 $m^3 \cdot s^{-1}$) była wyższa od wartości przepływu maksymalnego o prawdopodobieństwie pojawienia się 0,1%. Obliczona wartość maksymalnego odpływu jednostkowego wyniosła 2,1 $m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ (tab. 1). Przemieszczająca się w dół zlewni fala wezbraniowa ulegała szybkiemu spłaszczeniu. Poniżej profilu P3, fala wezbraniowa generalnie mieściła się już w obrębie koryta, a tylko miejscami woda występowała na terasę zalewową.

Ulewa wystąpiła w czasie pełnej wegetacji roślin. Zwarta warstwa szaty roślinnej skutecznie ograniczała erozję pomimo, iż większość zlewni pokryta jest przez utwory lessopodobne. Tylko miejscami w górnej części zlewni obserwowano pogłębianie dróg polnych, które podczas ulewy funkcjonowały jako koryta epizodyczne. Również przemieszczająca się fala wezbraniowa nie spowodowała znaczących zmian w korycie potoków. Miejscami dochodziło do nieznacznych podcięć brzegów lub pogłębienia koryta w wyniku erozji dennej.

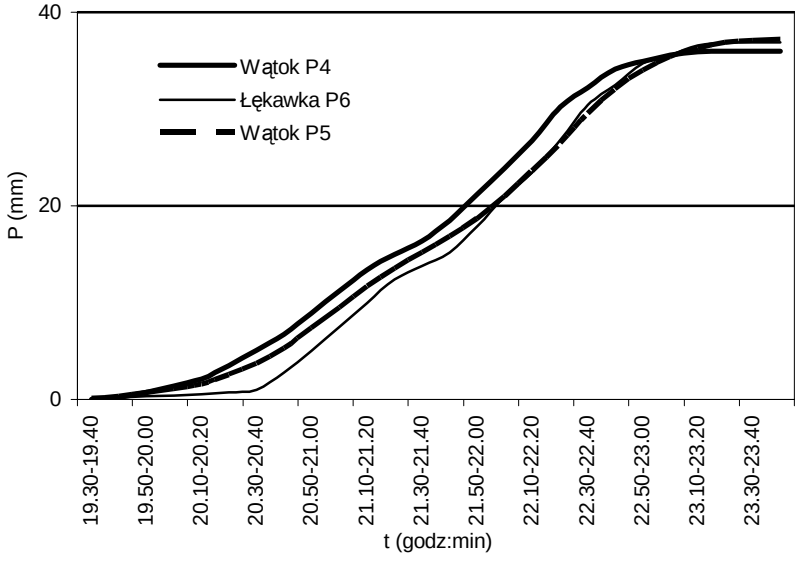
Wezbranie 26-27 czerwca 2009 r.

W czerwcu 2009 r. kilkakrotnie wystąpiły gwałtowne opady deszczu, które spowodowały wezbrania w małych zlewniach rzecznych odwadniających Pogórze Wiśnickie – Kisielina i Niedźwiedź (Bryndal i in. 2010a), Pogórze Strzyżowskie – źródłowa część Wielopolki (Bryndal i in. 2010b), Pogórze Rożnowskie – cieki bez nazwy w Gromniku i Chojniku oraz w Kotlinie Sandomierskiej – Czarna koło Tarnowa i Breń. Były one związane z kilkoma epizodami opadowymi, które wystąpiły w dniach 19-27 tego miesiąca. Opady, zarejestrowane w początkowym okresie (21-22 czerwca), pochodziły z chmur warstwowych powstałych w wyniku wznoszenia się, po powierzchni ciepłego odcinka frontu europejskiego, przebiegającego przez zachodnią Ukrainę, wilgotnej masy powietrza zwrotnikowego, napływającej z rejonu Morza Czarnego. Średnie natężenia opadu były niewielkie a sumy dobowe rejestrowane wówczas na posterunkach opadowych nie przekraczały 22 mm. W godzinach nocnych 22/23 czerwca, front ciepły przesunął się na północny-zachód. W oddziaływaniu ciepłego i wilgotnego powietrza zwrotnikowego znalazło się dorzecze górnej Wisły. Intensywne, przelotne opady deszczu w kolejnych dwóch dniach były wynikiem typowego mechanizmu konwekcji, spowodowanej warunkami termicznymi podłoża – przy istniejącej dużej niestabilności termicznej masy powietrza. Opady te infiltrowały w pokrywy zwietrzelinowe i umożliwiły w następnym okresie intensywne parowanie i zasilanie mas powietrza parą wodną. Szczegółowa analiza zdjęć radarowych wskazuje, że gwałtowne opady deszczu w zlewni Wątoka wystąpiły w godzinach nocnych z 26 na 27 czerwca. Opady te były następstwem utworzenia się w godzinach przedpołudniowych 26.VI, poza południowymi granicami Polski, dwóch quasi-stacjonarnych ośrodków niskiego ciśnienia sięgających powierzchni barycznej 850 hPa, które sterowały adwekcją z sektora NE na obszar Pogórza ciepłej i wilgotnej masy powietrza PZ. Temperatura tego powietrza przy powierzchni kształtowała się w granicach od 24 do 28°C, przy temperaturze punktu

rosy wynoszącej 16-18°C, a więc wilgotności względnej powyżej 60%. Dominujący kierunek spływu tej masy powietrza, przesuwającego się ze średnią prędkością ok. 6 m·s^{-1}, był prostopadły do przebiegu łuku Karpat. Przy pokonywaniu progu karpackiego następowało wymuszone jego wznoszenie, co prowadziło do adiabatycznego ochładzania, kondensacji pary wodnej w nim zawartej i powstania chmur orograficznych, z którymi związane były zjawiska burzowe i wysokie intensywności opadu.

Opady nawalne, które spowodowały wezbranie, poprzedzone były opadami przelotnymi, które wystąpiły pomiędzy godziną 16:10 i 18:50 czasu lokalnego. W tym okresie, 10-cio minutowe natężenie opadu dochodziło lokalnie do 5,45 mm·10 min.$^{-1}$. Druga fala opadu rozpoczęła się o 19:30 i trwała do 23:50, a natężenie opadu osiągało 12 mm·10 min.$^{-1}$. Największe sumy wysokości opadu wystąpiły w zlewni Wątoka (P4) między godziną 20:20 a 22:50, a w zlewni Łękawki od 20:40 do 23:00 (ryc. 2). Dobowe sumy opadów (26.VI.) zarejestrowane na posterunkach opadowych w Wojniczu i Pilźnie mieściły się w przedziale od 60 do 76 mm.

Przekroczenie przepływu pełnokorytowego obserwowano na cieku głównym od miejsca, w którym wpływa dopływ bez nazwy płynący od przysiółka Stawiska do miejsca, w którym łączy się on z lewostronnym dopływem o nazwie Zimna Woda. W górnej części zlewni, gdzie zlokalizowano przekrój P1, dno doliny jest stosunkowo wąskie i wynosi ok. 42 m. Dnem doliny na nasypie poprowadzona jest droga. Ślady zapisu wielkiej wody wskazują, że całe dno doliny zostało zalane przez fale wezbraniową, a wysokość zalewu wynosiła 1,3 m powyżej dna doliny.



Ryc. 2. Krzywe sumowe opadu atmosferycznego w zlewniach cząstkowych potoku Wątok
Fig. 2. Cumulative curves of precipitation in the subcatchments of the Wątok river

Obliczona w tym miejscu wartość natężenia przepływu maksymalnego wyniosła 32,3 $m^3 \cdot s^{-1}$ i była wyższa od przepływu o prawdopodobieństwie przekroczenia 0,1% (tab. 2). Wartość maksymalnego odpływu jednostkowego była bardzo wysoka i wyniosła 12,4 $m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ (tab. 2). Uformowana fala wezbraniowa przemieszczała się w dół zlewni, miejscami wypełniając całe dno doliny. W przekroju P2 (ryc. 1A) koryto cieku wcina się w dno doliny na głębokość ok. 3 m. W tej części zlewni, przepływ pełnokorytowy został przekroczony nieznacznie (ok. 0,1 m), a woda zalała pastwiska oraz pola uprawne. Główna masa wody znajdowała się w obrębie koryta. Na zalanej terasie zalewowej nie doszło nawet do powalenia rosnącego tam zboża. Obliczona w tym przekroju wartość natężenia przepływu wyniosła 21,6 $m^3 \cdot s^{-1}$ była zbliżona do przepływu o prawdopodobieństwie przekroczenia 0,1%. Wartość maksymalnego odpływu jednostkowego była już zdecydowanie niższa niż w przekroju P1 i wyniosła 2,5 $m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ (tab. 2).

Pomiędzy przekrojami P2 i P4, szerokość dna doliny wynosi od ok. 40 do 170 m. Na odcinku tym często obserwowano przekroczenie przepływu pełnokorytowego, a ślady zapisu wielkiej wody były na wysokości ok. 1 m powyżej dna doliny. Obliczona w przekroju P4 wartość natężenia przepływu wyniosła 33,3 $m^3 \cdot s^{-1}$ i była nieco wyższa od przepływu o prawdopodobieństwie przekroczenia 0,1% (tab. 2), a wartość maksymalnego odpływu jednostkowego wyniosła 1,1 $m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Poniżej przekroju P4, Wątok zasilany jest wodami Zimnej Wody. Ciek ten, płynie od miejscowości Łękawka, a jego zlewnia również objęta była strefą silnych opadów deszczu. Maksymalne natężenie opadu wynosiło 4,7 $mm \cdot 10\ min^{-1}$.

Tab. 2. Parametry hydrologiczne wezbrania 26-27 czerwca 2010 r. w zlewni potoku Wątok, na tle przepływów charakterystycznych

Tab. 2. Hydrological parameters of 26/27th June 2010 flood event in the Wątok catchment, versus probable flood

Nazwa przekroju	A (km^2)	Qmax ($m^3 \cdot s^{-1}$)	qmax ($m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$)	p (%)										
				0,1	0,2	0,5	1	2	3	5	10	20	30	50
				Przepływy charakterystyczne ($m^3 \cdot s^{-1}$)										
P1	2,6	32,3	12,4	12,3	11,2	9,6	8,5	7,3	6,6	5,7	4,5	3,3	2,6	1,7
P2	8,7	21,6	2,5	21,8	19,9	17,2	15,1	12,9	11,7	10,1	8,1	5,9	4,7	3,1
P4	30,5	33,3	1,1	31,2	28,4	24,5	21,5	18,5	16,7	14,5	11,5	8,5	6,7	4,4
P5	57,0	58,0	1,0	67,3	61,3	52,9	46,4	39,9	36,0	31,3	24,9	18,3	14,4	9,5
P6	14,9	44,9	3,0	38,0	34,6	29,9	26,2	22,6	20,3	17,7	14,1	10,3	8,1	5,4

Źródło: opracowanie własne

Oznaczenia jak w tabeli nr 1

Obserwowano ślady intensywnego spływu wody po stokach, a uformowana fala wezbraniowa wypełniła dno doliny, sięgając w środkowej części zlewni do wysokości 0,6 m, natomiast w dolnej części zlewni do wysokości 0,8-1,0 m

ponad dno doliny. W miejscu gdzie zlokalizowano przekrój P6, fala wezbraniowa mieściła się w korycie cieku. W przekroju tym, odnotowano natężenie przepływu maksymalnego – 44,9 $m^3 \cdot s^{-1}$ i było ono wyższe od przepływu o prawdopodobieństwie przewyższenia 0,1%, dając natężenie odpływu jednostkowego – 3,0 $m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ (tab. 2). W dolnej części zlewni Wątoka, przekroczenie przepływu pełnokorytowego obserwowano sporadycznie. Obliczone w przekroju P5 natężenie przepływu maksymalnego wyniosło 58,4 $m^3 \cdot s^{-1}$, a odpływ jednostkowy wyniósł 1,4 $m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. W świetle obliczeń przeprowadzonych wzorami J. Punzeta (1977), wartość pomierzona była mniejsza od przepływu o prawdopodobieństwie 0,2% (tab. 2).

Geomorfologiczne i gospodarcze skutki ulewy i wezbrania

W trakcie objazdu terenowego w dniach 29-30 lipca 2009 r. stwierdzono w korycie Wątoku liczne podcięcia będące efektem erozyjnej działalności wód wezbraniowych powodujących zniszczenie dróg, mostów i terenów zabudowanych. Ponadto obserwowano uaktywnienie się osuwisk, spływy ziemne i formy erozji bruzdowej na polach uprawnych.

W górnej części zlewni w miejscowości Szynwałd (Kamienna Góra) obserwowano pogłębienie skalno-aluwialnego odcinka koryta. W wyniku podmycia betonowego muru oporowego i obsunięcia brzegu rzeki (na szerokości do 10 m) została zniszczona droga powiatowa na odcinku o długości 100 m. W kilku miejscach droga powiatowa została zalana, a przelewające się przez nasyp drogowy wody wezbraniowe również zalały lub częściowo podtopiły budynki położone między zboczem doliny a nasypem drogi (odcinek doliny powyżej kościoła w Szynwałdzie). W wielu miejscach zalanie budynków było spowodowane przez bardzo małe cieki (boczne dopływy Wątoka), jeszcze przed nadejściem głównej fali wezbraniowej na Wątoku. W korycie, poniżej mostów dochodziło do akumulacji łach żwirowych. W miejscach krętego odcinka koryta powstawały zatory z drzew i śmieci, które blokowały przepływ, powodując wylewanie się wody na równinę zalewową, na której był deponowany drobnoziarnisty materiał piaszczysty. W dolnym biegu Wątoka na terenie Skrzyszowa obserwowanow korycie liczne podcięcia erozyjne mające od 20 do 100 m długości i maksymalnej szerokości do 10 m. Podcinanie brzegów potoku spowodowało zniszczenie upraw na polach, a także starty w sadach i na terenach zabudowanych. Uregulowany i wyprostowany w latach 70-tych (powyżej stopnia korekcyjnego) w Skrzyszowie Dolnym odcinek koryta Wątoka, ulegał w czasie powodzi pogłębianiu i jednocześnie w wyniku erozji bocznej – poszerzaniu. W tym miejscu w korycie wciętym w równinę zalewową do głębokości 4,5-5,0 m został odsłonięty cokół żwirowy i kopalne pnie drzew.

Ponadto zwrócono uwagę na występowanie szeregu czynnych lub uaktywnionych osuwisk oraz powstanie spływów ziemnych. Osuwiska te uaktywniają się szczególnie w okresach wilgotnych, po intensywnych opadach deszczu lub roztopach. Jedno z największych czynnych osuwisk w Szynwałdzie na zboczach Kamiennej Góry powoduje niszczenie drogi powiatowej. Czynne od 10 lat osuwisko, położone w dolinie bocznego dopływu Wątoka – płynącego od Trzemesnej, powoduje niszczenie zabudowań gospodarczych. Na granicy

Szynwałdu i Zalasowej, na stromym zboczu doliny obserwowano ślady świeżego osunięcia ziemi i spływu materiału gliniastego tarasującego budynek mieszkalny. Na polach ornych dochodziło miejscami do silnej erozji linijnej, powodującej powstanie bruzd erozyjnych i rozdołów o głębokości do 1,5 m (przysiółek Stawiska w Szynwałdzie).

Próba rekonstrukcji fal wezbraniowych

Rekonstrukcja fal wezbraniowych w zlewniach, w których nie są prowadzone obserwacje hydrologiczne, jest możliwa wyłącznie poprzez użycie modeli hydrologicznych. Ich wybór jest uwarunkowany między innymi rodzajem danych, którymi dysponujemy, wielkością zlewni oraz typem wezbrania. Zlewnia Wątoku pozbawiona jest szczegółowych danych hydrologicznych. Dlatego, należało wybrać model hydrologiczny, który nie wymaga procesu kalibracji. Do rekonstrukcji wezbrania opadowo-nawalnego, wykorzystano model opad-odpływ. Wejście do modelu stanowiły 10-cio minutowe sumy opadu, szacowane na podstawie danych radarowych (PAC). Opad efektywny obliczono przy pomocy metody SCS, transformację w odpływ przeprowadzono przy pomocy modelu SCS Unit Hydrograh opracowanego przez Amerykańską Służbę Ochrony Gleb. Zaproponowała ona parametryczny jednostkowy hydrogram (UH), opracowany na podstawie średnich wartości UH dla dużej ilości zlewni, zlokalizowanych w różnych regionach (Osman i in. 2003). Wyniki symulacji przedstawia ryc. 3.

Według relacji mieszkańców, istotną rolę w formowaniu wezbrania w dnie doliny głównej odegrały boczne dopływy, których zlewnie odwadniają próg Pogórza. Powstające na bocznych dopływach fale wezbraniowe, zalewały szerokie dno doliny głównej jeszcze przed nadejściem kulminacyjnej fali powodziowej na Wątoku. Według zastosowanych modeli, początek wezbrania w środkowej części potoku Wątok (P4) wystąpił o 20:20, a jego kulminacja o 23:40. Przepływ symulowany wyniósł 38,1 $m^3 \cdot s^{-1}$, i był o 14% wyższy od obliczonego na podstawie zapisów wielkiej wody. Objętość uformowanej fali wyniosła 340 tys. m^3. Nieco później, bo o 20:45 zaczęło się wezbranie na lewostronnym dopływie Wątoku – Zimnej Wodzie.

Kulminacja wystąpiła niemal w tym samym czasie, co w przekroju P4, czyli o 23:45. Przepływ symulowany wyniósł 42,4 $m^3 \cdot s^{-1}$, i był niespełna 6% niższy od obliczonego na podstawie wyników pomiarów geodezyjnych i obliczeń hydraulicznych. Objętość fali wezbraniowej obliczono na 402,5 tys. m^3. W przekroju P6, początek wezbrania obliczono na 20:40, a jego kulminacja wystąpiła o 1:20 27 czerwca. W przekroju tym, wystąpiły największe różnice pomiędzy symulowaną (44,7 $m^3 \cdot s^{-1}$), a obliczoną na podstawie prac terenowych (58 $m^3 \cdot s^{-1}$) wartością natężenia przepływu, która wyniosła prawie 30%. Obliczona w wyniku symulacji objętość fali wezbraniowej osiągnęła 616,5 tys. m^3.

Podsumowanie

Potencjalnie na omawianym terenie ulewy i deszcze nawalne mogą pojawić się przez 176 dni w ciągu roku (Obrębska-Starklowa i Leśniak 1988). Genetycznie związane są one z sytuacją niżową z południowo-zachodnim kierunkiem spływu (14% we wrześniu do 48% w czerwcu). Rozmyte pole baryczne przy sytuacji niżowej jest przyczyną ok. 75% ulew w lipcu i sierpniu. W pełni lata, występowaniu deszczów o wysokiej wydajności, sprzyja również zaleganie siodła barycznego wyżowego (Obrębska-Starklowa i Leśniak 1988). Badania wskazują, że opady nawalne, które są przyczyną gwałtownych wezbrań występują w zlewni potoku Wątok niemal rokrocznie (2004, 2005, 2006, 2009), co wskazuje na potrzebę opracowania dla niej studium zagrożenia przeciwpowodziowego. Natężenie przepływu maksymalnego odnotowane podczas analizowanych wezbrań, przekraczają wartości przepływu o prawdopodobieństwie przewyższenia 0,1% (tab. 1 i 2). Dlatego, w studium zagrożenia przeciwpowodziowego, oprócz opracowywanych standardowo stref zalewowych, należałoby uwzględnić zasięg maksymalnego wiarygodnego wezbrania. Dodatkowo w zlewni potoku Wątok, rozwiązaniem, które może ograniczyć zagrożenie powodziowe, spowodowane zwłaszcza opadami nawalnymi, jest budowa zbiornika retencyjnego „na Korzeniu" (dopływ spod Trzemesnej i Białka). Może on przyczynić się do obniżenia fali powodziowej, lecz ze względu na małą powierzchnię zlewni (10 km²), na której będzie zlokalizowany, nie uchroni środkowego i dolnego odcinka doliny od częściowego zalania w razie dużych wezbrań. Warto rozważyć projekt utworzenia suchego zbiornika przeciwpowodziowego w górnym biegu Wątoka (poniżej starego Ośrodka Zdrowia w Szynwałdzie).

Po powodzi obserwowano w korycie Wątoka formy erozji fluwialnej będącej efektem gwałtownego wezbrania niszczącego drogi, mosty i tereny zabudowane. Wody powodziowe zalały lub podtopiły dziesiątki domów mieszkalnych zlokalizowanych na równinie zalewowej. Na stokach uaktywniły się osuwiska, w kilku miejscach powstały spływy ziemne, na polach ornych utworzyły się bruzdy erozyjne. Samo koryto Wątoka wymaga w wielu miejscach natychmiastowej stabilizacji. Natomiast kręte odcinki koryta powinny być w kilku miejscach wyprostowane poprzez wykonanie przekopów. Udrożnienia wymagają przepusty pod drogami. Konieczne jest zdrenowanie terenów osuwiskowych, ich stabilizacja i wyłączenie spod zabudowy.

Literatura

Biernat B., Bogdanowicz E., Czarnecka H., Dobrzyńska I., Fal B, Karwowski S., Skorupska B., Stachy J., 1991, Zasady obliczania maksymalnych rocznych przepływów rzek polskich o określonym prawdopodobieństwie pojawienia się. Wyd. IMGW, Warszawa.

Bryndal T., 2006, Przyrodnicze i antropogeniczne uwarunkowania występowania lokalnych powodzi w Polsce. Mps. pracy doktorskiej, Archiwum Instytutu Geografii, Uniwersytet Pedagogiczny w Krakowie.

Bryndal T., Cabaj W., Suligowski R., 2010a, Gwałtowne wezbrania potoków Kisielina i Niedźwiedź w czerwcu 2009 r. (Pogórze Wiśnickie). (W:) Obszary metropolitalne we współczesnym środowisku geograficznym. Wyd. UŁ, Łódź, w druku.

Bryndal T., Cabaj W., Suligowski R., 2010b, Hydrometeorologiczna interpretacja gwałtownych wezbrań małych cieków w źródłowych części Wielopolki w dniu 25 czerwca 2009 r. (W:) Monografie Komitetu Inżynierii Środowiska PAN, w druku.

Cabaj W., Ciupa T., Bryndal T., 2002, Rola czynników naturalnych i antropogenicznych w kształtowaniu lokalnych powodzi w południowej części Wyżyny Małopolskiej. (W:) T. Ciupa i in. (red.), Obieg wody w zmieniającym się środowisku. Prace Instytutu Geografii AŚ, Kielce, 7: 353-360.

Cebulak E., Milanówka D., Malota A., Niedbała J., Pyrc R., Starkel L., 2009, Przebieg i skutki ulewy w dorzeczu górnego Sanu w dniu 26 lipca 2005 r. Materiały Badawcze IMGW, ser. Meteorologia, 40.

Ciupa T., 2001, Zmiany w rzeźbie lessowej Wyżyny Miechowskiej wywołane nawalnymi opadami deszczu w latach 1995 i 2000. Folia Universitatis Agriculturae Stetinensis, Agricultura, 87: 27-32.

Długosz M., Gębica P., 2008, Geomorfologiczne skutki oraz rola lokalnych ulew i powodzi w kształtowaniu rzeźby Pogórza Karpackiego (na przykładzie ulewy z czerwca 2006 r. w rejonie Sędziszowa Małopolskiego). Landform Analysis, 8: 13-20.

Dobrowolska M., 1985, Procesy osadnicze w dorzeczu Wisłoki i Białej Dunajcowej w tysiącleciu. Wyd. Naukowe WSP, Kraków.

Dynowska I., Tlałka A., 1982, Hydrografia. Wyd. PWN, Warszawa.

Gil E., 1998, Spływ wody i procesy geomorfologiczne w zlewniach fliszowych podczas gwałtownej ulewy w Szymbarku w dniu 7 czerwca 1985 roku. Dokumentacja Geograficzna, 11: 85-107.

Gutiérres F., Gutiérres M., Sancho C., 1998, Geomorphological and sedimentological analyses of catastrophic flash flood in the Areás drainige basin (Central Pyrenees, Spain). Geomorphology, 22: 265-284.

Haczewski G., 1988, Geologia. (W:) J. Warszyńska (red.), Województwo tarnowskie. Monografia, Wyd. PAN, Kraków: 11-18.

Kubrak J., Nachlik E. (red.), 2003, Hydrauliczne podstawy obliczania przepustowości koryt rzecznych. Warszawa.

Lenart W., 1993, Opad atmosferyczny. (W:) U. Soczyńska (red.), Podstawy hydrologii dynamicznej. Wyd. UW, Warszawa: 101-116.

Niedźwiedź T., 1981, Sytuacje synoptyczne i ich wpływ na zróżnicowanie przestrzenna wybranych elementów klimatu w dorzeczu górnej Wisły. Rozprawy Habilitacyjne UJ, Kraków, 58.

Obrębska-Straklowa B., Leśniak B., 1988, Klimat. (W:) J. Waryszyńska (red.), Województwo tarnowskie. Monografia, Wyd. PAN, Kraków: 29-43.

Osman Akan A., Houghtalen R.J., 2003, Urban hydrology, Hydraulics and Stormwater quality. Engineering application and computer modeling. Wiley and Sons, New Jersey.

Ozga-Zielinska M., Brzeziński J., 1994, Hydrologia stosowana. Wyd. PWN, Warszawa.

Parczewski W., 1960, Warunki występowania gwałtownych wezbrań na małych ciekach. Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej, 8, 3: 1-159.

Pulit F., 1975, Paleogeomorfologia i paleohydrologia Pradoliny Podkarpackiej w okolicy Tarnowa. Przegląd Geograficzny, 47, 2.

Punzet J., 1977, Ocena przepływów wielkich wód w małych zlewniach górnej Wisły. Gospodarka Wodna, 6: 161-165.

Soil Conservation Service, 1971, National engineering handbook, Section 4: Hydrology. USDA, Springfield, VA, USA.

Soil Conservation Service, 1986, Urban hydrology for small watersheds, Technical Report 55, USDA, Springfield, VA, USA.

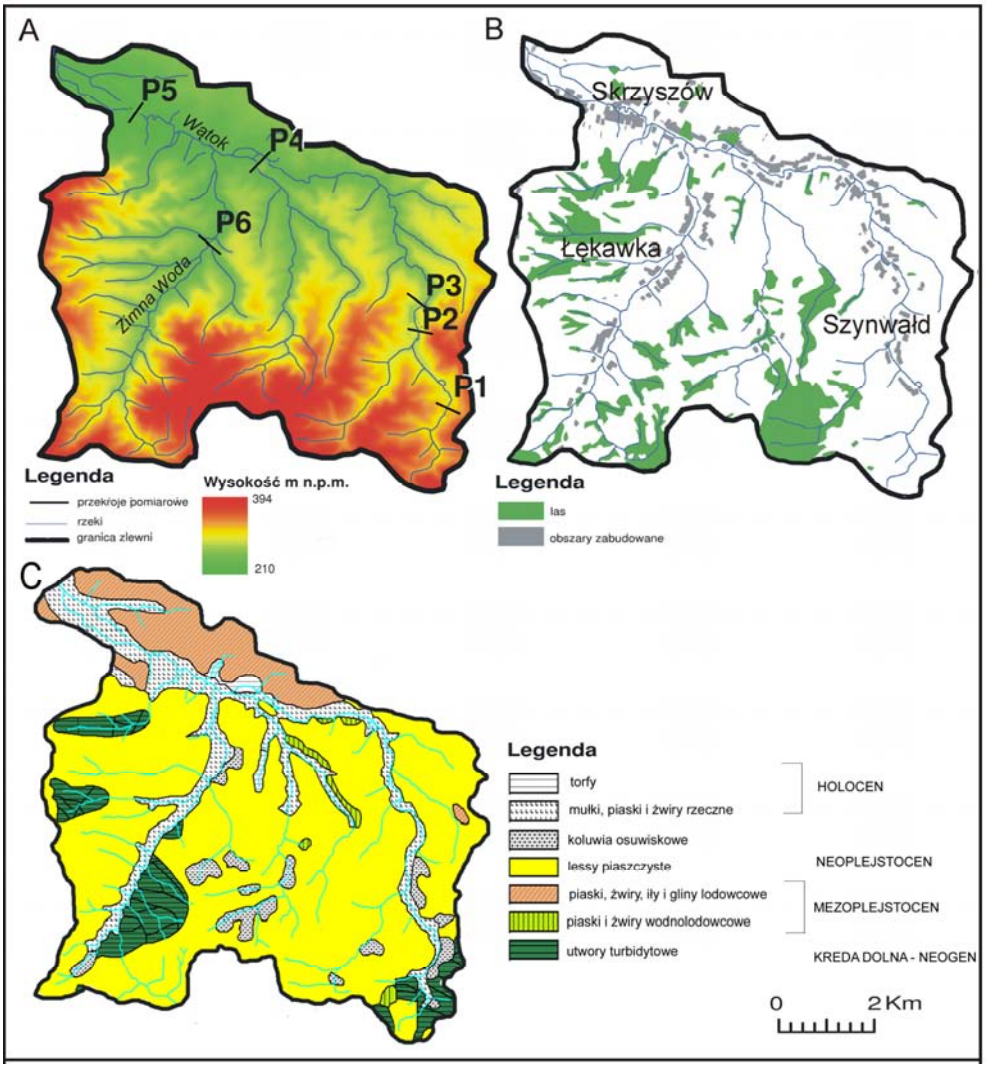
Starkel L. (red.), 1997, Rola gwałtownych ulew i ewolucja rzeźby Wyżyny Miechowskiej (na przykładzie ulewy z dnia 15 września 1995 roku). Dokumentacja Geograficzna, IGiPZ PAN, Wrocław, 8.

Starkel L., Grela J. (red), 1998, Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku. Kraków.

Ziętara T., 2002, Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby terenu oraz niszczeniu infrastruktury osadniczej w górnej części dorzecza Wisły. (W:) Z. Górka, A. Jelonek (red.) Geomorfologiczne uwarunkowania rozwoju Małopolski. Wyd. UJ, Kraków: 37-45.

Summary

Short duration intense precipitations generated flash flooding in the Wątok catchment several times over last years. This study presents hydro-meteorological analysis of two flood events which took place on the 5th of July 2005 and 26/27th of June 2009. Maximum discharge was calculated using slope area method. Hydrological models SCS and SCS Unit Hydrograph were applied to reconstruct flood wave which was generated as a result of heavy rainstorm on the night of 26/27th of July 2009. Ten-minutes sums of precipitation estimated on the basis of meteorological radar data was applied as impute data to SCS model. The results have indicated that observed and simulated values of the maximum discharge, varied less than 30%. This indicate that simple rainfall-runoff models may be use to simulate flood wave generated by downpours in small catchments. Moreover, geomorphological changes, caused by rainfall and flood wave as well as some advices on how to diminish flood risk in the catchment were presented.

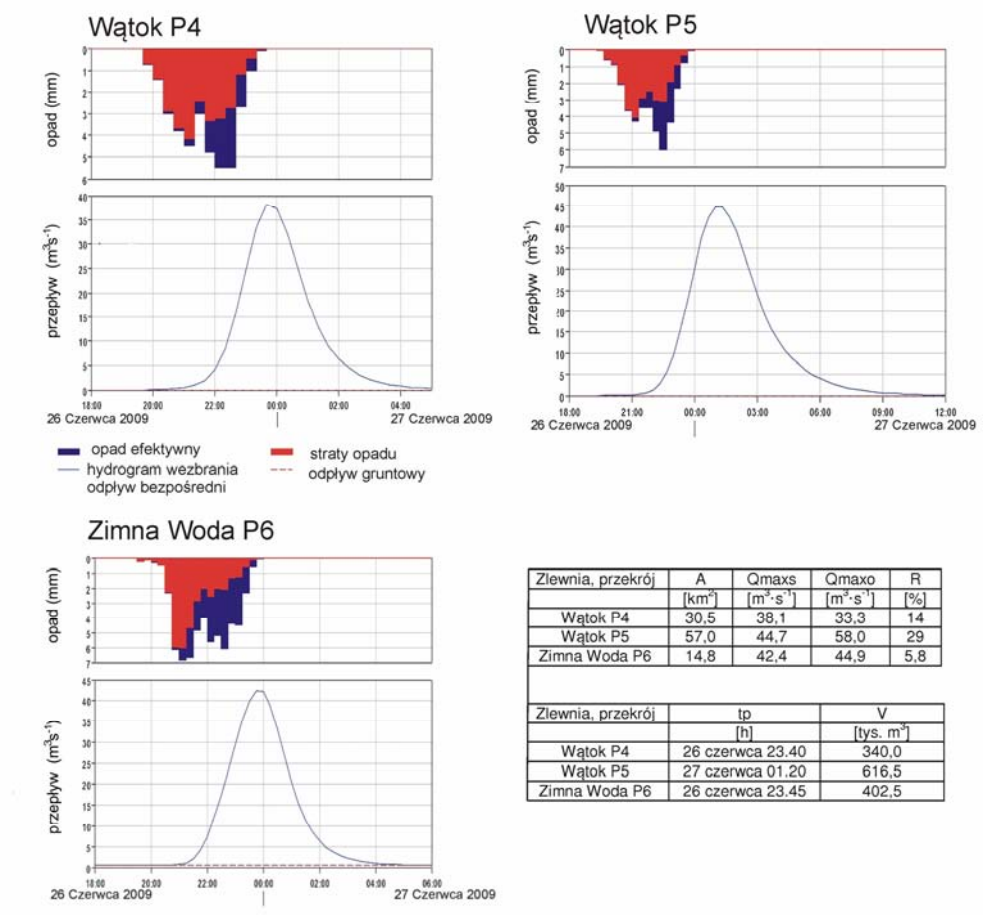


Ryc. 1. Teren badań

A – rzeźba terenu, B – użytkowanie, C – budowa geologiczna

Fig. 1. The study area

A – relief, B – structure of land use, G – geological map



Zlewnia, przekrój	A	Qmaxs	Qmaxo	R
	[km²]	[m³·s⁻¹]	[m³·s⁻¹]	[%]
Wątok P4	30,5	38,1	33,3	14
Wątok P5	57,0	44,7	58,0	29
Zimna Woda P6	14,8	42,4	44,9	5,8

Zlewnia, przekrój	tp	V
	[h]	[tys. m³]
Wątok P4	26 czerwca 23.40	340,0
Wątok P5	27 czerwca 01.20	616,5
Zimna Woda P6	26 czerwca 23.45	402,5

Ryc. 3. Wyniki symulacji fali wezbraniowej w zlewni potoku Wątok

A – powierzchnia zlewni do przekroju, Qmaxs – natężenie przepływu maksymalnego symulowane, Qmaxo – natężenie przepływu maksymalnego obserwowane, R – procentowa różnica pomiędzy przepływami symulowanym i obserwowanym, tp – czas wystąpienia kulminacji wezbrania, V – objętość fali wezbraniowej

Fig. 3. Simulation of hydrograph in the basins studied

A – catchments area, Qmaxs – computed maximum discharge, Qmaxo – observed maximum discharge, R – percentage differences between maximum discharge computed and observed, tp – time of flood peak, V – volume of hydrograph

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 321-326

Wpływ dróg polnych na kształtowanie linii odpływu powierzchniowego na przykładzie zlewni Zalasówki (Pogórze Ciężkowickie)

The influence of unmetalled roads network on the flow line formation – Zalasówka catchment example (Pogórze Ciężkowickie)

Rafał Kroczak

Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, ul. Św. Jana 22, 31-018 Kraków, kroczak@zg.pan.krakow.pl

Streszczenie: W artykule przedstawiono w jakim stopniu naturalna sieć drenażu na stoku jest modyfikowana przez sieć dróg. Wykazano, że generowanie linii odpływu z cyfrowego modelu wysokościowego pozwala na włączenie sieci dróg do sieci drenażu zlewni. W badanym przypadku 33% powierzchni zlewni odwadniania jest za pośrednictwem dróg. Zmienia to naturalną sieć hydrograficzną i może wpływać na zmianę parametrów fali wezbraniowej.

Słowa kluczowe: Pogórze Ciężkowickie, sieć hydrograficzna, drogi polne

Key words: Pogórze Ciężkowickie, river network, unmetalled roads

Wprowadzenie

Drogi są szczególnym elementem otaczającej nas przestrzeni geograficznej. Pełnią głównie funkcję komunikacyjną, ale równocześnie wpływają na przebieg procesów hydrologicznych (Soja 2002). Im intensywniejsze osadnictwo, a co za tym idzie penetracja środowiska, tym intensywniejszy rozwój sieci szlaków, dróg, dróżek i ścieżek.

Masowe rozpoczęcie akcji osadniczej na obszarze Pogórza Karpackiego ocenia się na XIV wiek (Dobrowolska 1985). Od tego momentu można przyjąć, że sieć dróg zaczęła się rozwijać z różnym natężeniem. W połowie XIX w. dokonał

się widoczny do dziś podział na łany[1], a następnie systematyczne rozdrabnianie areału powodowane głodem ziemi. Każdy użytek rolny wymagał dojazdu, a więc podział gruntów determinował powstanie nowych fragmentów sieci komunikacyjnej. W efekcie czynniki historyczne, społeczne, gospodarcze i mentalne doprowadziły w Karpatach polskich do rozdrobnienia areału gruntów użytkowanych rolniczo i gruntów leśnych. Stan ten utrzymuje się współcześnie pomimo zmian cywilizacyjnych jakie zaszły w ostatnich latach.

Publikacje z terenu polskich Karpat wskazują na znaczącą rolę dróg polnych w funkcjonowaniu środowiska przyrodniczego. Według R. Soji (2002) uzupełniają one sieć hydrograficzną, są źródłem dostawy wody i zwietrzeliny do koryta cieku (Froehlich i Słupik 1980, 1986), drenują poziomy wód gruntowych (Lach 1984), warunkują początek i kierunek przekształceń środowiska (Soja i Prokop 1995), a w zależności od materiału w którym są wycięte mogą przekształcać się w debrze, wciosy, wąwozy (Starkel 1960). Publikacje anglojęzyczne podejmując temat dróg (Loaugue i VanderKwaak 2002, Mirus i in. 2007) ujmują je głównie w kontekście rozbudowanych modeli odpływu opisujących krążenie wody i sedymentu w zlewni. Modele te dostosowane są do warunków lokalnych – nie uwzględniając karpackiej skali modyfikacji powierzchni stoków przez drogi.

Celem opracowania jest określenie stopnia modyfikacji naturalnych linii spływu powierzchniowego przez sieć dróg, szczególnie polnych, w zlewni pogórskiej.

Do analizy użyto cyfrowego modelu terenu zbudowanego w oparciu o mapę topograficzną w skali 1: 10 000. Stan sieci drogowej zweryfikowano w czasie kartowania.

Teren badań

Szczegółowe badania wpływu dróg na kształtowanie spływu powierzchniowego w zlewni pogórskiej prowadzono na Pogórzu Ciężkowickim, w granicach regionu określonego przez J. Kondrackiego (1994). Na badanym obszarze wytypowano reprezentatywną zlewnię testową o nazwie Zalasówka (ryc. 1). Zlewnia ta ma przebieg południkowy, główny ciek uchodzi do rzeki Szwedka (zlewnia Białej Dunajcowej), a jej powierzchnia wynosi 9,2 km^2. Gęstość sieci rzecznej jest na poziomie 1,6 km·km^{-2}. Zlewnia wycięta jest w mało odpornych warstwach krośnieńskich wykształconych w litofacji łupkowo-piaskowcowej (Neścieruk i in. 1995). Budowa geologiczna zdeterminowała asymetrię doliny.

Badana zlewnia ma typową rzeźbę pogórską - posiada płaskie garby i płaskodenne doliny, deniwelacje osiągają tu 130 m (wysokość maksymalna: 368 m n.p.m., minimalna: 240 m n.p.m.). W strukturze użytkowania dominuje roślinność trawiasta (38%) oraz grunty orne (35%). Lasy stanowią 16%, a zabudowania wraz z obejściami 8% powierzchni zlewni. Prawie 3% powierzchni zlewni zajmują drogi oraz cieki.

[1] Powierzchnia rzędu 1 łana przypadała na pojedynczego osadnika. Łan tworzył prostokąt o długości do 2 km i szerokości 0,4 km, obramowany był drogami będącymi jednocześnie granicami. Krótszą osią wydzielonego łanu było dno doliny skąd drogi wychodziły na stoki (Górz 1985)

Stan sieci drogowej

Sumaryczna długość dróg w zlewni Zalasówki wynosi ok. 70 km, co daje w przeliczeniu na powierzchnię 1 km^2 wartość 7,7 km. Jak wynika z obserwacji terenowych, w odprowadzaniu wody ze stoku może uczestniczyć nawet do 90% dróg w zlewni. Odpływ powierzchniowy odbywa się również drogami, które nie są wcięte, ale posiadają wyraźne koleiny, rowami ułatwiającymi odpływ (szczególnie utwardzonymi), czy też bruzdami wzdłuż pola graniczącego z drogą. Sytuację regulują przepusty pod drogami jednak występują one sporadycznie, praktycznie tylko w dolinie.

Drogi polne stanowią 85% wszystkich dróg, pozostałe 15% przypada na drogi utwardzone. Za drogi utwardzone przyjęto wszystkie typy dróg zaznaczone na mapie topograficznej, które nie były oznaczone jako drogi gruntowe polne lub leśne. W grupie dróg utwardzonych znalazły się również drogi wzmocnione warstwą żwirów, kamieni czy gruzu. Taki sposób stabilizacji nawierzchni jest bardzo popularny na terenie pogórza i dotyczy głównie drugorzędnych dróg dojazdowych. Obserwacje skutków wezbrania w zlewni Zalasówki, z 27 czerwca 2009 r., wykazały, że największe zniszczenia wystąpiły na drogach utwardzonych właśnie w ten sposób. Materiał uruchomiony szorował podłoże zwiększając przekształcenia powierzchni drogi spowodowane samym jego przemieszczaniem.

Główne ciągi komunikacyjne biegną dnem doliny oraz wierzchowiną zlewni, przy czym ta pierwsza nabrała znaczenie komunikacyjnego dopiero na początku XX w. Na podstawie analizy map historycznych ustalono, że do początku XX w. główne drogi w regionie badań prowadziły wierzchowinami (Kroczak 2009).

Rola dróg w modyfikacji naturalnych linii odpływu

W celu określenia roli dróg w modyfikacji naturalnych linii odpływu cyfrowy model wysokościowy zlewni zmodyfikowano uwzględniając w nim sieć drogową. Miejsca po których biegną drogi zostały zmienione o stałą wartość składowej pionowej. W tym przypadku założono obniżenie (wcięcie) drogi względem powierzchni terenu o 1 metr.

W kolejnym roku, każdemu rastrowi (wielkość rastra przyjęto 25 m^2) przypisano wartość, która była sumą ilości rastrów położonych wyżej względem danego i połączonych zgodnie z zależnością określoną jako układ zbiorników liniowych (ryc. 3) (Więzik 1987). W praktyce oznaczało to określenie ilości rastrów, z których odpływ był przejmowany i odprowadzany przez dany raster. W ten sposób powstała mapa linii odpływu ze stoku. Dla określenia stopnia modyfikacji rozpatrzono dwa przypadki: bez uwzględniania oraz z uwzględnieniem sieci dróg. Wygenerowane mapy znacząco różnią się od siebie (ryc. 4).

W tak zdefiniowanej zlewni wygenerowano cieki. Jako ciek (linię odpływu) potraktowano ciąg kolejnych rastrów o najwyższych, rosnących w dół stoku wartościach. Początek cieku ustalono na rastrach które przejmowały odpływ z co najmniej 80 rastrów (2000 m^2). Warunki progowe uznano za najbliższe obserwacjom terenowym. Tak wygenerowaną sieć drenażu zlewni skonfrontowano

z istniejącą siecią drogową i zaznaczono te fragmenty cieków, które są odcinkami sieci drogowej (ryc. 5). Cieki, które pokrywają się z drogami stanowią 33% całej sieci drenażu, a ich łączny obszar zlewiskowy wynosi 37 % powierzchni zlewni. Oznacza to, że w zlewni Zalasówki z 37% powierzchni woda opadowa jest odprowadzana do doliny za pośrednictwem sieci dróg (zarówno asfaltowych jak i nieutwardzonych). Stan taki jest konsekwencją antropopresji, która ingeruje w naturalny mechanizm obiegu wody na stoku. Sieć dróg uzupełnia naturalną sieć drenażu, a fragmentarycznie jest główną drogą transferu opadu do doliny. W największym stopniu sieć rzeczną modyfikują drogi łączące dolinę z wierzchowiną. Jeśli ich bieg jest prostopadły do poziomic rzadko stają się uzupełnieniem sieci hydrograficznej (warunek progowy nie jest spełniony). Najczęściej jednak biegną one pod pewnym kątem względem nachylenia terenu, co sprzyja przejmowaniu opadu spływającego po stoku, który następnie drogą jest odprowadzany bezpośrednio do doliny. Stok położony poniżej w ten sposób biegnącej drogi, odwadniany jest niezależnie. W efekcie pierwotne linie odpływu, uzależnione tylko od nachylenia terenu, poddane są silnej modyfikacji. Dodatkowo drogi mając przebieg prostolinijny oraz mniejszą szorstkość podłoża przyspieszają odpływ wody. Wszystkie te czynniki przyczyniają się do szybszego odprowadzania wód opadowych w procesie spływu powierzchniowego ze stoku, co może skutkować szybszym wezbraniem w dolinie.

Sieć dróg ma również wpływ na lokalne zmiany przebiegu działu wodnego. Drogi wierzchowinowe, które są długimi, głównymi ciągami komunikacyjnymi mają znaczący udział w uzupełnieniu sieci hydrograficznej. Ponadto biegnąc grzbietem bądź w jego najbliższej okolicy, istotnie modyfikują dział wodny. Zanotowane lokalne przesunięcia działu wodnego osiągnęły nawet 100 metrów.

Podsumowanie i dyskusja

W większości opracowań podstawowym źródłem informacji na temat sieci drenażu zlewni są mapy i zdjęcia lotnicze. Dane uzyskane za ich pomocą są zgodne ze stanem rzeczywistym, ale tylko w obszarach o zminimalizowanej antropopresji. W obszarze pogórskim, gdzie użytki rolne stanowią nawet 80% powierzchni zlewni, sieć drenażu może być znacząco zmodyfikowana. Na omawianym obszarze Pogórza Ciężkowickiego, obieg wody na stoku w dużym stopniu jest uzależniony nie tylko od gęstej sieci dróg polnych (blisko 9 $km \cdot km^{-2}$), ale i systemu teras rolnych. Generowanie linii odpływu z wysokościowego modelu terenu pozwala na uwzględnienie przynajmniej części modyfikacji. W badanej zlewni 33% obszaru odwadniane jest za pośrednictwem dróg, a to oznacza daleko idącą ingerencję w naturalną sieć hydrograficzną. Takie zmiany mogą znaleźć odbicie w parametrach fali powodziowej (Kroczak 2009). Na obszarze Wyżyny Miechowskiej „odręczne" określanie kierunków odpływu ze stoku, z udziałem dróg i teras rolnych, zastosowała E. Czyżowska (1997). Kierunki odpływu znaczone były strzałkami na podstawie interpretacji zdjęcia lotniczego wykonanego po powodzi. W badaniach australijskich (Takke i in. 2008) na podstawie modelu terenu określa się obszary zlewiskowe dróg. Poprzez określenie kierunku odpływu i dopływu opadu do dróg z poszczególnych fragmentów zlewni, ustalany jest charakter linii drenażu oraz modyfikacje kierunków spływu

powierzchniowego (Croke i in. 2005). Podobne do prezentowanego w artykule wykorzystanie modelu terenu, do opisu linii odpływu w zlewni, znane jest w literaturze anglojęzycznej od kilkunastu lat (Snell i Sivapalan 1994). Było ono stosowane głównie do określania potencjalnej erozji i akumulacji, a nie modyfikacji sieci drenażu przez drogi. Głównym powodem jest skala problemu, bowiem sieć dróg polnych o dużej gęstości, jak w Karpatach polskich i w pasie Wyżyn, praktycznie nigdzie indziej nie występuje. Sytuacja ta obliguje do dalszych badań.

Uzyskane wyniki sugerują potrzebę budowy baz danych, o zlewniach powodziowych, opartych na precyzyjnym wysokościowym modelu terenu. Dokładność danych wejściowych jest ważna dla poprawnej symulacji hydrogramu odpływu ze zlewni – szczególnie niekontrolowanej. Podkreślić należy, że istnieją już analogiczne, zagraniczne bazy danych obejmujące swoim zasięgiem całe kraje, np. Słowację (Solin i in. 2000). Próby włączenia dróg polnych do modelu pisującego reakcję zlewni na opad na Pogórzu Ciężkowickim zostały już podjęte (Kroczak 2009). Hydrogram odpływu, do symulacji którego użyto parametrów uwzględniających drogi, dał kulminację o 15% większą niż w przypadku danych wejściowych nieuwzględniających dróg. Dlatego parametry zlewni powinny być wyznaczane z uwzględnieniem sieci dróg polnych, a takie możliwości daje cyfrowy model wysokościowy.

Literatura

Croke J., Mockler S., Fogarty P., Takken I., 2005, Sediment concentration changes in runoff pathways from a forest road network and the resultant spatial pattern of catchment connectivity. Geomorphology, 68, 3-4: 257-268.

Czyżowska E., 1997, Przebieg erozji i rekonstrukcja spływu. (W:) L. Starkel (red.), Rola gwałtownych ulew i ewolucja rzeźby Wyżyny Miechowskiej (na przykładzie ulewy z dnia 15 września 1995 roku). Dokumentacja Geograficzna, IGiPZ PAN, Wrocław, 8: 54-62.

Dobrowolska M., 1985, Procesy osadnicze w dorzeczu Wisłoki i Białej Dunajcowej w tysiącleciu. Wyd. Naukowe WSP, Kraków.

Froehlich W., Słupik J., 1980, Drogi polne jako źródło dostawy wody i zwietrzelin do koryta cieku. Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych, 235: 239-279.

Froehlich W., Słupik J., 1986, Rola dróg w kształtowaniu spływu i erozji w karpackich zlewniach fliszowych. Przegląd Geograficzny, 58: 67-87.

Górz B., 1985, Skutki komasacji gruntów we wsi Jabłonka na Orawie. Z badań nad strukturą i infrastrukturą rolnictwa. Dokumentacja Geograficzna, 3: 41-100.

Kondracki J., 1994, Geografia Polski. Mezoregiony fizycznogeograficzne. Wyd. PWN, Warszawa.

Kroczak R., 2009, Geomorfologiczne i hydrologiczne skutki funkcjonowania dróg polnych na Pogórzu Ciężkowickim. Mps., Zakład Geomorfologii i Hydrologii, IGiPZ PAN, Kraków.

Lach J., 1984, Geomorfologiczne skutki antropopresji rolniczej w wybranych częściach Karpat i ich Pogórza. Prace Monograficzne Wyższej Szkoły Pedagogicznej im. KEN w Krakowie, LXVI, Wyd. Naukowe WSP, Kraków.

Loaugue K., VanderKwaak J.E., 2002, Simulating hydrologic response for the R-5 catchment: Comparison of two models and the impact of the roads. Hydrological Processes, 16: 1015-1032.

Mirus B.B., Ebel B.A., Loague K., Wemple B.C., 2007, Simulated effect of a forest road on near-surface hydrologic response: redux. Earth Surface Processes and Landforms, Wiley InterScience, 32: 126-142.

Neścieruk P., Paul Z., Ryłko W., Szymakowska F., Wójcik A., Żytko K., 1995, Mapa geologiczna Polski w skali 1: 200 000, Arkusz Jasło, PIG, 73.

Snell, J.D., Sivapalan M., 1994, On Geomorphological Dispersion in Natural Catchments and the Geomorphological Unit Hydrograph. Water Resources Research, 30(7): 2311-2323.

Soja R., 2002, Hydrologiczne aspekty antropopresji w Polskich Karpatach. Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, Warszawa, 186.

Soja R., Prokop P., 1995, Drogi jako element antropogenicznego przekształcenia środowiska. (W:) R. Soja, P. Prokop (red.), Zintegrowany monitoring środowiska przyrodniczego. Monitoring Geoekosystemów Górskich, Warszawa: 90-98.

Solin L., Cebecauer T., Greskova A., Suri M., 2000, Small basins of Slovakia and their physical characteristics. Institute of Geography SAS, Bratislava.

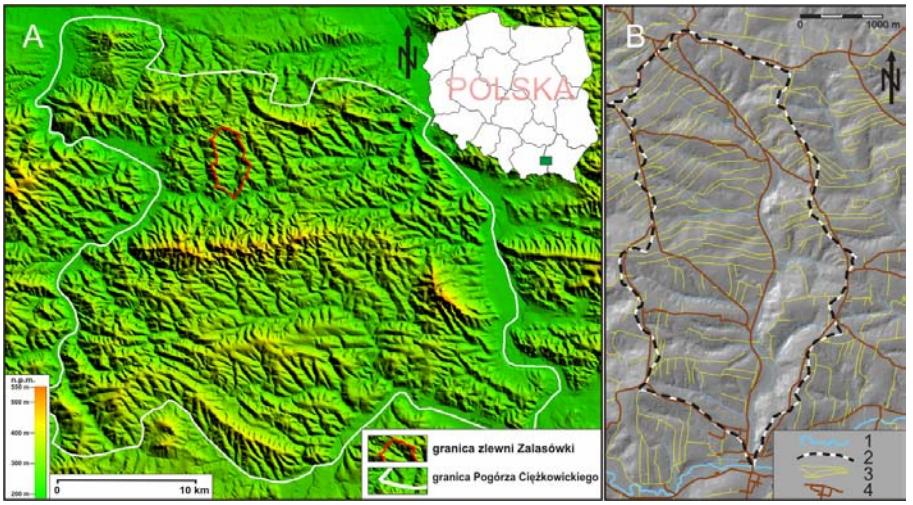
Starkel L., 1960, Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, Warszawa, 22.

Takken I., Croke J., Lane P., 2008, Thresholds for channel initiation at road drain outlets. Catena, 75, 3: 257-267.

Więzik B., 1987, Geomorfoklimatyczny hydrogram odpływu. Przegląd Geofizyczny, XXXII, 5: 319-332.

Summary

Flow lines generated on the base of digital elevation models allows to include road network, during water circulation analyzing. In Ciężkowickie Foothills 33% of research analyzed catchment is drained by the unmetalled roads. The road network influence the natural river network and affects flood wave parameters.



Ryc. 1. A – Zlewnia Zalasówki na tle modelu terenu Pogórza Ciężkowickiego, B – sieć dróg w badanej zlewni

1 – rzeki, 2 – granica zlewni, 3 – drogi polne, 4 – drogi główne

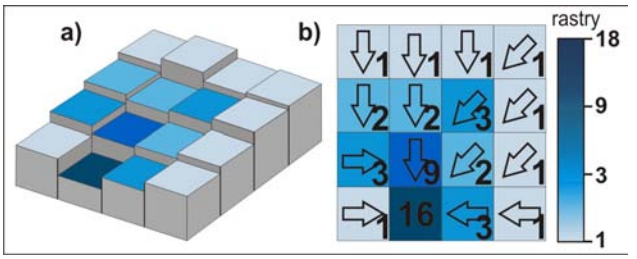
Fig. 1. A. Zalasówka catchment on the digital elevation model of Pogórze Ciężkowickie, B – Road network in the Zalasówka catchment

1 – rivers, 2 – watershed, 3 - unmetalled roads, 4 – main roads)



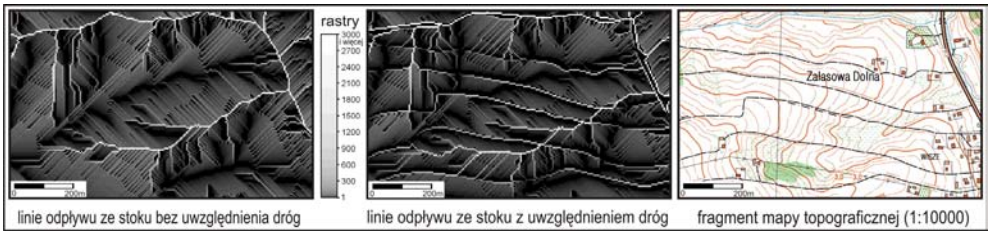
Ryc. 2. Zniszczona powierzchnia drogi polnej po opadzie z 27 czerwca 2009 r.

Fig. 2. Destroyed unmetalled road surface after a storm on 27 June 2009



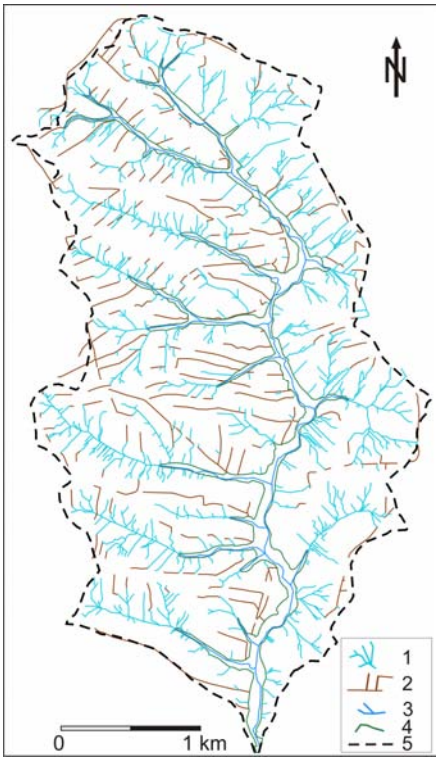
Ryc. 3. Schemat ideowy wyznaczenia linii odpływu powierzchniowego na podstawie cyfrowego modelu wysokościowego terenu

Fig. 3. Representation of flow line map construction based on the digital elevation model



Ryc.4. Linie odpływu ze stoku wygenerowane w dwóch rozpatrywanych przypadkach

Fig. 4. Flow lines from slope, which are constructed for two representative examples



Ryc. 5. Rzeczywista sieć drenażu zlewni Zalasówki (1 – linie odpływu po stoku, 2 – linie odpływy po drogach polnych, 3 – rzeki, 4 – granica doliny, 5 – granica zlewni)

Fig. 5. Actual drainage system of Zalasówka catchment (1 – flow lines at the slope, 2 – flow lines at the unmetalled roads, 3 – rivers, 4 – valley border, 5 - watershed)

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 327-337

Wpływ zbiornika Mietków na zmiany jakości wody rzeki Bystrzycy

Impact of Mietków Reservoir on changes of water quality in the Bystrzyca River

Mirosław Wiatkowski[1], Włodzimierz Czamara[2], Barbara Wiatkowska[3]

[1] Katedra Ochrony Powierzchni Ziemi, Uniwersytet Opolski, ul. Oleska 22, 45-052 Opole, wiatkowski@uni.opole.pl

[2] Instytut Inżynierii Środowiska, Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu, Pl. Grunwaldzki 24, 50-363 Wrocław, włodzimierz.czamara@up.wroc.pl

[3] Biuro Powiatowe w Kluczborku, Agencja Restrukturyzacji i Modernizacji Rolnictwa, ul. Waryńskiego, 46-200 Kluczbork, bwiatkowska@poczta.onet.pl

Streszczenie: Zbiornik wodny Mietków jest zbiornikiem retencyjnym zlokalizowanym na Bystrzycy (lewostronnym dopływie Odry). Został oddany do użytku w 1986 r. w wyniku spiętrzenia rzeki zaporą ziemną o wysokości 16 m. Powierzchnia czaszy zbiornika wynosi 930 ha, a jego pojemność ok. 72 mln m^3. Spełnia on kilka funkcji: służy jako zbiornik przeciwpowodziowy, zasila odrzańską drogę wodną, jest wykorzystywany do celów energetycznych. Jest on bardzo popularnym łowiskiem ryb oraz siedliskiem wielu gatunków ptaków. Oceny jakości wód rzeki Bystrzycy i zbiornika dokonało IMGW. Stwierdzono, że rzeka Bystrzyca w przekroju zbiornika charakteryzuje się wysokim stopniem obciążenia zanieczyszczeniami, nie odpowiadającymi normatywom i wymogom retencji. Wartość stężeń zanieczyszczeń: zawiesin, związków fosforu, azotu oraz BZT_5 i ChZT kilkukrotnie przekraczały wartości dopuszczalne dla wód powierzchniowych. W pracy zaprezentowano wyniki analizy jakości wody rzeki Bystrzycy dopływającej i odpływającej ze zbiornika Mietków dla okresu 1992-2005.

Słowa kluczowe: zbiornik wodny, rzeka, jakość wody, istotność zmian jakości wody

Keywords: water reservoir, river, water quality, significance of water quality changes

Wstęp

Mimo istniejącej tendencji poprawy czystości wody powierzchniowej na terenie kraju, to w wielu ciekach i zbiornikach wodnych południowo-zachodniej Polski woda płynąca i retencjonowana jest zanieczyszczona (Wiatkowski i in.

2006). Szczególnie wrażliwe na zanieczyszczenia są wody retencjonowane w zbiornikach wodnych, w tym zaporowych. W zbiornikach zaporowych od dawna upatruje się także możliwości ich wykorzystania do poprawy stanu czystości wód powierzchniowych. W zależności od czasu retencji wody, głębokości zbiornika i dopływających do niego ładunków, zbiorniki zaporowe mogą okresowo zatrzymywać nawet do 90% całkowitej ilości dopływającej do nich materii (Galicka i in. 2007). Odpowiedź na pytanie, czy zabudowa hydrotechniczna pogarsza, czy poprawia jakość wody nie jest jednoznaczna. Rozpowszechniony i często sprawdzający się w praktyce jest pogląd, że duże zbiorniki, do których wpływają wody średnio i słabo zanieczyszczone poprawiają ich jakość. Na temat jakości wód i wpływu ich retencjonowania w zbiornikach na zmiany jej jakości, istnieją zróżnicowane poglądy (Czamara i in. 2008, Gołdyn 2000, Krzanowski 2000, Wiatkowski in. 2006, Miernik i Wałęga 2006, Wiatkowski 2008). Duże znaczenie dla jakości wody zbiornika ma jakość wody zasilającej zbiornik, która wynika głównie ze sposobu gospodarowania wodą i ściekami w zlewni (Czamara i Wiatkowski 2004, Wiatkowski i Paul 2009). Czynnikami istotnie wpływającymi na jakość wody w zbiorniku są związki fosforu i azotu. Efektem wzbogacenia wód powierzchniowych w składniki pokarmowe jest zbyt obfity rozwój zbiorowisk roślinnych, głównie planktonu. Uwidacznia się to w lecie w formie zakwitów w zbiornikach (Wiatkowski i in. 2006).

W latach 1980-1990 Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej realizował temat: „Wytyczne do technicznych koncepcji ochrony, rekultywacji i prognozowania jakości wód stojących", który obejmował pomiary na terenie zbiornika Mietków i rzece Bystrzycy (Raport … 1991). W raporcie z badań autorzy stwierdzili, że rzeka Bystrzyca w przekroju zbiornika charakteryzuje się wysokim stopniem obciążenia zanieczyszczeniami, nie odpowiadającymi normatywom i wymogom retencji. Wartość stężeń zanieczyszczeń: zawiesin, związków fosforu i azotu oraz BZT_5 i ChZT kilkukrotnie przekraczały wartości dopuszczalne dla wód powierzchniowych.

W prezentowanym artykule analizowano również dane dotyczące jakości wody z późniejszego okresu, tj. od 1992 do 2005 r. Ponadto dokonano oceny wpływu zbiornika wodnego Mietków na jakość wody w rzece Bystrzycy. W pracy przeprowadzono także analizę jakości wody dopływającej i odpływającej ze zbiornika Mietków. Szczególną uwagę zwrócono na ważną, z punktu widzenia prawidłowego użytkowania zbiornika, jakość wody zasilającej zbiornik.

Charakterystyka zlewni i zbiornika Mietków

Zbiornik wodny Mietków jest zbiornikiem retencyjnym zlokalizowanym na rzece Bystrzycy (lewostronnym dopływie Odry) w 46 km jej biegu (N 50°58'11", E 16°38'4") (ryc. 1). Powierzchnia zlewni Bystrzycy do przekroju zapory zbiornika wynosi 715 km^2. Źródła rzeki Bystrzycy znajdują się na wysokości 620 m n.p.m. w Górach Kamiennych w Bartnicy. Rzeka odwadnia duży obszar Sudetów środkowych oraz Masywu Ślęzy, a powierzchnia całej zlewni wynosi 1767,8 km^2. Bystrzyca zasila dwa zbiorniki zaporowe: w Lubachowie oraz w Mietkowie.

Zbiornik Mietków do użytku został oddany w 1986 r., w wyniku spiętrzenia rzeki zaporą ziemną o wysokości 16 m. Jego powierzchnia obejmuje 930 ha.

Spełnia on kilka funkcji: służy jako zbiornik przeciwpowodziowy, zasila odrzańską drogę wodną, jest wykorzystywany do celów energetycznych. Dodatkowo spośród funkcji zbiornika na uwagę zasługuje także pozyskiwanie kruszywa z czaszy zbiornika. Zmienia się w związku z tym pojemność zbiornika, która wzrosła z początkowej 70,5 mln m^3 do ok. 71,85 mln m^3, a po zakończeniu eksploatacji kruszywa jego pojemność wzrośnie do ok. 90 mln m^3. Poza tym obszar zbiornika jest bardzo popularnym łowiskiem ryb oraz siedliskiem wielu gatunków ptaków. Średni przepływ roczny SSQ na dopływie do zbiornika, w przekroju Krasków, wynosi 6,5 $m^3 \cdot s^{-1}$ (Czamara i in. 1999).

Rzeka Bystrzyca jest osią utworzonego w 1998 r. Parku Krajobrazowego „Dolina Bystrzycy". Utworzony on został w celu zachowania i popularyzacji walorów przyrodniczych, historycznych i krajobrazowych w warunkach racjonalnego gospodarowania. Bystrzyca w swoim dolnym biegu płynie przez obszar typowo rolniczy, bez większych skupisk miejskich. Tereny rolnicze stanowią ok. 69%, lasy – 17%, łąki i pastwiska – ok. 9%, tereny zurbanizowane – 5%. W dolinie rzeki Bystrzycy znajdują się liczne czynne żwirownie, jak i nieczynne. Podstawowymi elementami zbiornika są: czasza zbiornika, zapora główna, budowle zrzutowe, zbiornik boczny Chwałów, poldery i pompownie odwadniające (ryc. 1, fot. 1).



Ryc. 1. Lokalizacja zbiornika Mietków na rzece Bystrzycy i stanowiska pomiarowe: M1 – rzeka Bystrzyca – dopływ do zbiornika, M2 – odpływ ze zbiornika

Fig. 1. Location of Mietków reservoir on the Bystrzyca River and measurement points: M1 – Bystrzyca River – reservoir inlet, M2 – reservoir outlet

Metodyka badań

Przeprowadzone w okresie 1992-2005 badania obejmowały analizę jakości wody rzeki Bystrzycy dopływającej do zbiornika Mietków (stanowisko M1, km 50,7) i wody odpływającej ze zbiornika Słup (stanowisko M2, km 37,5). Wyniki badań jakości wody w okresie 1992-2005 były wykonywane przez

Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska we Wrocławiu, zgodnie z obowiązującymi procedurami w WIOŚ we Wrocławiu. Wyniki badań zostały udostępnione przez WIOŚ na potrzeby niniejszego artykułu (Wyniki ... 2010). Ocenę jakości wody wykonano analizując takie wskaźniki jak: azotany (NO_3^-), azotyny (NO_2^-), związki amonowe (NH_4^+), azot ogólny ($N_{og.}$), foforany (PO_4^{3-}), fosfor ogólny ($P_{og.}$), biochemiczne zapotrzebowanie na tlen ($BZT_{5)}$, tlen rozpuszczony (O_2), temperatura wody, odczyn (pH), przewodność elektrolityczna, substancje rozpuszczone i zawiesina. Wskaźniki te przyjęto za zmienne diagnostyczne, na których przeprowadzono odpowiednie badania empiryczne. W latach 2004-2005 oznaczano także chlorofil „a". Jakość wody rzeki Bystrzycy na dopływie do zbiornika i na odpływie ze zbiornika Mietków oceniono zgodnie z obowiązującym „Rozporządzeniem w sprawie sposobu klasyfikacji stanu jednolitych części wód powierzchniowych" (Rozporządzenie … 2008). Przedstawiono ocenę eutrofizacji analizowanych wód i oceniono czy badane wody są wrażliwe na zanieczyszczenie związkami azotu ze źródeł rolniczych na podstawie Rozporządzenia (Rozporządzenie ... 2002b). Walory użytkowe wody Bystrzycy dopływającej do zbiornika i z niego odpływającej ze zbiornika Mietków określono porównując badane wskaźniki z wartościami granicznymi jakim powinna odpowiadać woda do bytowania ryb (Rozporządzenie ... 2002a).

Uzyskane wyniki badań wskaźników fizyczno-chemicznych poddano analizie statystycznej z zastosowaniem pakietu *STATISTICA. A*nalizę statystyczną wszystkich zmiennych diagnostycznych poprzedzono testami normalności rozkładów (Stanisz 2006). Do zweryfikowania hipotezy zerowej o rozkładzie normalnym populacji, zastosowano test Kołomogrowa-Smirnowa z poprawką Lillieforsa.

Charakterystykę wskaźników fizyczno-chemicznych oraz wpływ zbiornika na jakość wody przepływającej przez zbiornik Psurów określono dla całego okresu badawczego 1992-2005. Dla wszystkich wskaźników obliczono statystyki opisowe. Przyjęto średnią arytmetyczną wraz z odpowiadającym jej przedziałem ufności, określającym zakres wokół średniej na poziomie $\alpha = 0{,}05$, a za miarę dyspersji przyjęto odchylenie standardowe dla średniej. Aby wszystkie zmienne diagnostyczne mogły być wzajemnie porównywalne co do rzędów ich wielkości oraz pozbawione mian przeprowadzono procedurę standaryzacji danych rzeczywistych w przedziale od 0 do 1.

Dla oceny zmian jakości wody dopływającej do zbiornika Mietków oraz wody odpływającej ze zbiornika przeanalizowano istotność różnic dla średnich, pomiędzy badanymi wskaźnikami na dopływie do zbiornika i na jego odpływie. Zastosowano parametryczny testu t-Studenta dla prób niezależnych, przy założonym 95% ufności. Odrzucono hipotezę zerową o braku istotnych statystycznie różnic wartości średnich badanych wskaźników jakości wody.

Analizie statystycznej poddano również związki korelacyjne pomiędzy wszystkimi wskaźnikami jakości wody, na poszczególnych stanowiskach pomiarowych. Statystyczny opis współzależności wykonano za pomocą współczynnika korelacji Pearsona, z wykorzystaniem regresji liniowej (Wątroba 2006). Współczynnik ten (r) jest miernikiem siły związku prostoliniowego między dwiema lub większą liczbą zmiennych ilościowych a wartość tego współczynnika

wyliczona z pobranych próbek jest estymatorem współczynnika korelacji w całej populacji. Przyjmowano, że korelacja była istotna statystycznie, gdy poziom p był mniejszy od 0,05.

Wyniki i dyskusja

Z tabeli 1 wynika, że na stanowisku pomiarowym M1 (dopływ do zbiornika) większe uśrednione wartości w porównaniu ze stanowiskiem pomiarowym M2 (odpływ ze zbiornika) odnotowano dla prawie wszystkich wskaźników: azotany, azotyny, amoniak, azot ogólny, fosforany, fosfor ogólny, BZT_5, temperatura wody, odczyn wody, przewodność elektrolityczna, substancje rozpuszczone, i zawiesina ogólna. Wyjątek stanowił tlen rozpuszczony. W większości przypadków większej średniej odpowiadała większa zmienność wyników, czyli większe wartości odchylenia standardowego oraz szersze przedziały ufności dla średniej.

Zawartość chlorofilu „a" w wodzie Bystrzycy dopływającej do zbiornika Mietków w latach 2004-2005 zawierała się w granicach od 2,2 $\mu g \cdot dm^{-3}$ (kwiecień 2005 r.) do 17,0 $\mu g \cdot dm^{-3}$ (lipiec 2005 r.). Natomiast zawartość chlorofilu „a" w wodzie Bystrzycy odpływającej ze zbiornika Mietków zawierała się w granicach od< 5,0 $\mu g \cdot dm^{-3}$ do 54,7 $\mu g \cdot dm^{-3}$ (październik 2005 r.). Średnia wartość chlorofilu „a" w wodzie dopływającej do zbiornika wyniosła 6,4 $\mu g \cdot dm^{-3}$, a w wodzie odpływającej – 17,6 $\mu g \cdot dm^{-3}$.

Jak wynika z tabeli 1 zbiornik Mietków pozytywnie wpływa na poprawę jakości wód pod względem wszystkich wskaźników jakości wody. Jest to zgodne z wynikami przedstawionymi w pracy (Ocena ... 2004), z której wynika, że rzeka Bystrzyca wypływając ze zbiornika Mietków radykalnie poprawiała swoją jakość.

Spośród 14 badanych wskaźników jakości wody na terenie zbiornika Mietków, aż 12 (oprócz fosforanów i azotynów) jest uwzględnianych przy klasyfikacji stanu jakości wody (Rozporządzenie ... 2008). Analiza wyników jakości wody rzeki Bystrzycy dopływającej do zbiornika (stanowisko M1) wykazała, że wartości:

- temperatury wody, tlenu rozpuszczonego, odczynu wody, zawiesiny ogólnej i chlorofilu „a" nie przekroczyły wartości granicznych wskaźników jakości wód odnoszących się do jednolitych części wód powierzchniowych w ciekach naturalnych takich jak rzeka właściwa dla klasy I;
- stężenia przewodności elektrolitycznej, substancji rozpuszczonej i azotu ogólnego przekroczyły wartości graniczne wskaźników jakości wód dla klasy I;
- stężenia $N\text{-}NO_3^-$, $N\text{-}NH_4^+$, BZT_5 i fosforu ogólnego przekroczyły wartości graniczne wskaźników jakości wód odnoszące się do jednolitych części wód powierzchniowych w ciekach naturalnych takich jak rzeka właściwa dla klasy II (Rozporządzenie … 2008).

Analiza wyników jakości wody rzeki Bystrzycy odpływającej ze zbiornika Mietków (stanowisko M2) wykazała, że w porównaniu z wodą dopływającą do zbiornika (stanowisko M1) tylko wartość azotu ogólnego (nie przekroczyła wartości granicznych wskaźników jakości wód odnoszących się do jednolitych

części wód powierzchniowych w ciekach naturalnych takich jak rzeka właściwa dla klasy I) oraz zawartości BZT_5, substancji rozpuszczonych i $N\text{-}NH_4^+$ (przekroczyły wartości graniczne wskaźników jakości wód dla klasy I) odbiegają od klasyfikacji przeprowadzonej na stanowisku M1 (Rozporządzenie ... 2008).

Tab. 1. Charakterystyka jakości wody dopływającej do zbiornika Mietków (M1), i wody odpływającej ze zbiornika Mietków (M2) w okresie 1992-2005

Tab. 1. Characteristics of water flowing into the Mietków reservoir (M1), and outflowing water (M2) in the period of 1992-2005

Wskaźnik zanieczyszczeń	Stanowisko poboru	Ilość prób wody n	Wartość			Odch. stand.	95% przedział ufności dla średniej	
			Min.	Max.	Średnia		Granica dolna	Granica górna
Azotany ($mg\ NO_3^- \cdot dm^{-3}$)	M1	226	0,31	66,360	17,62	12,02	16,05	19,20
	M2	238	0,04	22,120	10,91	4,51	10,33	11,49
Azotyny ($mg\ NO_2^- \cdot dm^{-3}$)	M1	225	0,03	2,705	0,53	0,50	0,47	0,60
	M2	236	0,01	2,40	0,25	0,24	0,22	0,28
Amoniak ($mg\ NH_4^+ \cdot dm^{-3}$)	M1	223	0,206	36,058	7,66	9,27	6,44	8,88
	M2	238	0,09	9,79	1,81	1,81	1,58	2,04
Azot ogólny ($mg\ N \cdot dm^{-3}$)	M1	151	2,20	28,60	8,83	4,15	8,16	9,50
	M2	233	1,42	11,00	4,92	1,88	4,68	5,16
Fosforany ($mg\ PO_4^{3-} \cdot dm^{-3}$)	M1	227	0,24	14,2	3,51	2,99	3,12	3,90
	M2	238	0,04	1,51	0,44	0,26	0,40	0,47
Fosfor ogólny ($mg\ P \cdot dm^{-3}$)	M1	201	0,58	54,41	5,58	6,21	4,72	6,44
	M2	216	0,34	3,99	0,91	0,43	0,85	0,97
BZT_5 ($mg\ O_2 \cdot dm^{-3}$)	M1	219	1,8	200,0	12,86	21,00	10,07	15,66
	M2	236	1,1	23,5	4,86	2,80	4,50	5,21
Tlen rozpuszczony ($mg\ O_2 \cdot dm^{-3}$)	M1	225	0,4	15,1	9,00	3,17	8,59	9,42
	M2	238	3,6	14,4	9,66	2,05	9,40	9,92
Temperatura wody (^oC)	M1	224	0,2	26,0	10,79	6,64	9,92	11,67
	M2	218	0,0	20,2	9,68	6,36	8,83	10,53
Odczyn wody pH	M1	227	6,9	8,3	7,71	0,22	7,68	7,74
	M2	238	6,1	9,7	7,57	0,42	7,52	7,63
Przewodność elektrolityczna ($\mu s \cdot cm^{-1}$)	M1	221	184	1300,0	643,97	224,20	614,25	673,70
	M2	234	315	770,0	475,17	82,72	464,52	485,83
Substancje rozpuszczone ($mg \cdot dm^{-3}$)	M1	226	200	800,0	458,12	128,15	441,32	474,92
	M2	238	242	566,0	343,94	51,27	337,39	350,48
Zawiesina ogólna ($mg \cdot dm^{-3}$)	M1	215	1,0	510,0	22,11	39,65	16,78	27,44
	M2	238	2,0	322,0	16,80	22,69	13,90	19,70

Źródło: opracowanie własne

Wody rzeki Bystrzycy dopływające (M1) i odpływające ze zbiornika Mietków (M2) uznano za wody eutroficzne. Na tych stanowiskach średnia roczna wartość stężenia fosforu ogólnego, azotanów i azotu ogólnego (tylko na

stanowisku M1) przekroczyły wartości graniczne tych wskaźników podane w Rozporządzeniu (2002b). Wartość chlorofilu „a" nie przekroczyła wartości granicznej (25 $\mu g \cdot dm^{-3}$) podanej w powyższym rozporządzeniu.

Ponadto stwierdzono, że badane wody nie są wrażliwe na zanieczyszczenie związkami azotu ze źródeł rolniczych, gdyż średnie roczne stężenie azotanów na badanych stanowiskach jest mniejsze od zalecanego (50 mg $NO_3^- \cdot dm^{-3}$) w Rozporządzeniu (2002b).

Badania wody rzeki Bystrzycy na dopływie do zbiornika i odpływie ze zbiornika Mietków wykazały, że wskaźniki takie jak: temperatura wody, tlen rozpuszczony, odczyn wody i zawiesina ogólna spełniają wymagania dla wód śródlądowych będących środowiskiem bytowania ryb łososiowatych i karpiowatych w warunkach naturalnych (Rozporządzenie … 2002a). Najniekorzystniejsze warunki do bytowania ryb powodują: azotyny, które przekraczają wymaganą w Rozporządzeniu (2002a) wartość 0,01 mg $NO_2^- \cdot dm^{-3}$ dla ryb łososiowatych i 0,03 mg $NO_2^- \cdot dm^{-3}$ dla karpiowatych; azot amonowy $N\text{-}NH_4^+$, który przekracza wartość 0,78 mg $N\text{-}NH_4^+ \cdot dm^{-3}$ dla ryb łososiowatych i dla karpiowatych; fosfor ogólny, który przekracza wartość 0,2 mg $PO_4^{3-} \cdot dm^{-3}$ dla ryb łososiowatych i 0,4 mg $PO_4^{3-} \cdot dm^{-3}$ dla karpiowatych oraz BZT_5, które na dopływie do zbiornika (M1) przekracza wymaganą w wartość 6 mg $O_2 \cdot dm^{-3}$ dla karpiowatych i na odpływie ze zbiornika (M2) wartość 3 mg $O_2 \cdot dm^{-3}$ dla łososiowatych.

W celu określenia zależności i wpływu zmian wartości jednych wskaźników na pozostałe wykonano analizę korelacji liniowej pomiędzy wszystkimi badanymi wskaźnikami jakości wody na stanowiskach M1 i M2 (tab. 2). Współczynnik korelacji linowej Pearsona oraz jego istotność statystyczną na przyjętym poziomie istotności $p < 0,05$ przedstawiono w tab. 2 i 3.

Z tabeli 2 i 3 wynika, że przeprowadzona analiza korelacji wskazuje na istnienie mocnej zależności linowej pomiędzy niektórymi wskaźnikami jakości wody na poszczególnych stanowiskach M1 i M2 oraz że, są one istotnie skorelowane na poziomie istotności $p < 0,05$.

Dla wskaźników jakości wody badanych na stanowisku M1 (tab. 2), dodatnią istotną statystycznie korelację stwierdzono między azotanami i przewodnością oraz azotanami i substancją rozpuszczoną. W przypadku azotynów dodatnią istotną korelację stwierdzono z fosforanami i z fosforem ogólnym, a także z temperaturą. Dla amoniaku wysokie i istotne korelacje uzyskano z fosforanami, fosforem ogólnym i BZT_5. Z tabeli 2 wynika również, że ujemną, istotną statystycznie korelację stwierdzono dla azotynów i tlenu oraz tlenu i temperatury wody. Natomiast z tabeli 3 wynika, że dodatnią istotną statystycznie korelację w wodach odpływających ze zbiornika stwierdzono pomiędzy amoniakiem i fosforanami, fosforem ogólnym, substancją rozpuszczoną i przewodnością elektrolityczną. W wodach odpływających wraz ze wzrostem substancji rozpuszczonych zwiększała się również przewodność. Z tabeli 3 wynika również, że ujemną, istotną statystycznie korelację stwierdzono dla azotynów i tlenu, tak jak na stanowisku pomiarowym M1.

Do oceny istotności tych różnic zastosowano test t-Studenta dla prób niezależnych, przy założonym poziomie istotności $p < 0,05$.

Tab. 2. Korelacja (współczynnik Pearsona) między poszczególnymi wskaźnikami jakości wody dopływającej do zbiornika Mietków (M1) w okresie 2005-2008, wytłuszczone – poziom istotności p < 0,05

Tab. 2. Correlation (Pearson's coefficient) between particular water quality indicators for water flowing into the Mietków reservoir (M1) in the period of 2005-2008; bold – significance level p < 0,05

St. M1	NO_3^-	NO_2^-	NH_4^+	$N_{og.}$	PO_4^{3-}	$P_{og.}$	BZT_5	Tlen	Temp.	pH	Przew.	Subst. rozp.	Zaw.
NO_3^-	1,00												
NO_2^-	-0,01	1,00											
NH_4^+	**-0,46**	0,16	1,00										
$N_{og.}$	0,06	**0,27**	**0,80**	1,00									
PO_4^{3-}	-0,07	**0,45**	**0,61**	**0,63**	1,00								
$P_{og.}$	-0,11	**0,45**	**0,63**	**0,64**	**0,94**	1,00							
BZT_5	**-0,28**	**0,19**	**0,58**	**0,47**	**0,35**	**0,39**	1,00						
Tlen	**0,24**	**-0,71**	**-0,24**	**-0,20**	**-0,50**	**-0,48**	**-0,23**	1,00					
Temp.	-0,01	**0,50**	**-0,18**	-0,15	**0,34**	**0,29**	**-0,18**	**-0,72**	1,00				
pH	**0,30**	**-0,19**	**-0,27**	-0,15	0,05	-0,02	**-0,46**	**0,23**	**0,20**	1,00			
Przew.	**0,41**	**0,28**	0,13	**0,39**	**0,47**	**0,45**	0,14	-0,15	0,12	**0,26**	1,00		
Subst. rozp.	**0,46**	**0,41**	0,04	**0,33**	**0,43**	**0,40**	**0,17**	**-0,30**	**0,21**	**0,18**	**0,78**	1,00	
Zawiesina	0,01	-0,13	-0,13	-0,09	**-0,19**	-0,07	0,01	0,13	-0,11	**-0,27**	**-0,21**	-0,15	1,00

Źródło: opracowanie własne

Tab. 3. Korelacja (współczynnik Pearsona) między poszczególnymi wskaźnikami jakości wody badanej na odpływie ze zbiornika Mietków (M2) w okresie 1992-2005, wytłuszczone – poziom istotności p < 0,05

Tab. 3. Correlation (Pearson's coefficient) between particular water quality indicators for water outflowing from the Mietków reservoir (M2) in the period of 2005-2008; bold – significance level p < 0,05

St. M2	NO_3^-	NO_2^-	NH_4^+	$N_{og.}$	PO_4^{3-}	$P_{og.}$	BZT_5	Tlen	Temp.	pH	Przew.	Subst. rozp.	Zaw.
NO_3^-	1,00												
NO_2^-	-0,06	1,00											
NH_4^+	0,09	-0,13	1,00										
$N_{og.}$	**0,50**	-0,03	**0,78**	1,00									
PO_4^{3-}	0,03	**-0,20**	**0,62**	**0,50**	1,00								
$P_{og.}$	-0,05	-0,03	**0,57**	**0,47**	**0,47**	1,00							
BZT_5	0,01	**0,28**	**0,30**	**0,28**	0,02	**0,24**	1,00						
Tlen	**0,37**	**-0,56**	0,10	**0,21**	**0,27**	-0,03	-0,08	1,00					
Temp.	0,02	**-0,40**	0,06	0,05	**0,17**	0,03	**-0,24**	0,13	1,00				
pH	-0,07	-0,05	-0,14	**-0,14**	-0,02	-0,11	0,04	**0,18**	-0,04	1,00			
Przew.	0,03	-0,07	**0,58**	**0,46**	**0,39**	**0,38**	**0,25**	0,07	-0,01	-0,12	1,00		
Subst. rozp.	**0,17**	0,08	**0,44**	**0,44**	**0,29**	**0,36**	**0,18**	-0,01	-0,06	-0,12	**0,69**	1,00	
Zawiesina	-0,02	**0,16**	0,04	0,06	**-0,14**	0,06	**0,16**	**-0,20**	**-0,14**	-0,05	-0,03	-0,03	1,00

Źródło: opracowanie własne

Z przeprowadzonej analizy stężeń wszystkich wskaźników jakości wody dopływającej do zbiornika (M1) i wody odpływającej ze zbiornika (M2) wynika, że dla większości wskaźników – azotanów, azotynów, amoniaku, azotu ogólnego, fosforanów, fosforu ogólnego, BZT5, tlenu, odczynu, przewodności i substancji rozpuszczonej występują istotne statystycznie różnice zmian jakości wody ($p < 0,05$). Dla pozostałych wskaźników tj. temperatury i zawiesiny stwierdzono nieistotne statystycznie różnice ($p > 0,05$).

Tab. 4. Istotność statystyczna badanych wskaźników jakości wody dopływającej (M1) i odpływającej (M2) ze zbiornika Mietków w okresie 1992-2005, $p < 0,05$ – poziom istotności, NS – różnica nieistotna statystycznie (test t-Studenta dla prób niezależnych)

Tab. 4. Statistical significance of the analyzed water quality indicators for inflowing (M1) and outflowing water (M2) for Mietków reservoir in the period of 1992-2005; significance level $p < 0,05$ (t-Student test for independent samples)

Wskaźnik jakości wody	M1 – dopływ do zbiornika M2 – odpływ ze zbiornika		
	t	df	p
NO_3^-	8,038	462	$p < 0,05$
NO_2^-	-34,298	461	$p < 0,05$
NH_4^+	9,547	459	$p < 0,05$
$N_{og.}$	12,542	382	$p < 0,05$
PO_4^{3-}	15,792	463	$p < 0,05$
$P_{og.}$	11,027	415	$p < 0,05$
BZT_5	5,804	453	$p < 0,05$
Tlen	-2,630	461	$p < 0,05$
Temperatura	1,797	440	NS
pH	4,447	463	$p < 0,05$
Przewodność	10,767	453	$p < 0,05$
Substancje rozpuszczone	12,716	462	$p < 0,05$
Zawiesina	1,768	451	NS

Źródło: opracowanie własne

Otrzymane wyniki są odpowiedzią na postawiony w pracy cel, tj. potwierdzają zmiany jakości wody rzeki Bystrzycy po przepłynięciu przez zbiornik Mietków. Wartości prawie wszystkich wskaźników były niższe w wodach odpływających ze zbiornika w porównaniu z wodą dopływającą, co potwierdzają obliczenia przedstawione w tabeli 1, a ich różnice były istotne statystycznie (tab. 4). Przeprowadzone badania i ich analiza potwierdzają korzystny wpływ funkcjonowania zbiornika Mietków na poprawę jakości wody odpływającej z tego zbiornika.

Podsumowanie

Wyniki badań jakości wody Bystrzycy i zbiornika Mietków, przeprowadzone w okresie lat 1992-2005 wykazały, że zbiornik Mietków przyczynia się do poprawy jakości wody rzeki Bystrzycy. Wartości wskaźników fizyczno-chemicznych wody dopływającej są wyższe od odpływającej, a ich różnice są istotne statystycznie ($p < 0,05$). W wodzie dopływającej do zbiornika (stanowisko M1) zaobserwowano najwyższe uśrednione stężenia prawie

wszystkich wskaźników fizyczno-chemicznych. Wyjątek stanowił tlen rozpuszczony (tab. 1).

Mimo istniejącej poprawy jakości wody poniżej zbiornika, zarówno woda rzeki Bystrzycy dopływająca (M1) jak i odpływająca ze zbiornika Mietków (M2) jest eutroficzna. Na tych stanowiskach średnia roczna wartość stężenia fosforu ogólnego, azotanów i azotu ogólnego (tylko na stanowisku M1) przekroczyły wartości graniczne tych wskaźników podane w Rozporządzeniu (2002b). Ponadto stwierdzono, że na warunki bytowania ryb łososiowatych, jak i karpiowatych wpływają niekorzystnie azotyny, azot amonowy, fosfor ogólny i BZT_5.

Literatura

Czamara W., Kurek W., Orzechowska E., Wojarnik K., 1999, Wpływ zbiornika wodnego „Mietków" na środowisko przyrodnicze doliny rzeki Bystrzycy. Materiały konferencji „Eksploatacja i oddziaływanie dużych zbiorników nizinnych – na przykładzie zbiornika Jeziorsko, Uniejów.

Czamara W., Wiatkowski M., 2004, Dopływ głównych substancji biogennych do zbiornika wodnego w Mściwojowie. Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu, ser. Inżynieria Środowiska XIII, 502: 43-50.

Czamara W., Czamara A., Wiatkowski M., 2008, The Use of Pre-dams with Plant Filters to Improve Water Quality in Storage Reservoirs. Archives of Environmental Protection, 34: 79-89.

Galicka W., Kruk A., Zięba G., 2007, Bilans azotu i fosforu w zbiorniku Jeziorko. Nauka Przyroda Technologie, 1, 2, 17.

Gołdyn R., 2000, Zmiany biologicznych i fizyczno-chemicznych cech jakości wody rzecznej pod wpływem jej piętrzenia we wstępnych, nizinnych zbiornikach zaporowych, Wyd. UAM, Poznań: 185.

Krzanowski S., 2000, Wpływ retencji zbiornikowej na wybrane elementy środowiska, ze szczególnym uwzględnieniem zmian reżymu przepływów w rzece poniżej zbiornika (na przykładzie dorzecza Sanu). Zeszyty Naukowe AR, Kraków, Rozprawy, 259: 156.

Miernik W., Wałęga A., 2006, Wstępne wyniki badań nad zawartością mineralnych form azotu wnoszonych i wynoszonych ze zbiornika Zesławice na rzece Dłubni. Zeszyty Naukowe Akademii Techniczno-Humanistycznej, Inżynieria Włókiennicza i Ochrona Środowiska, Bielsko-Biała, 24 (7): 229-339.

Ocena stanu jakości rzek województwa dolnośląskiego w 2004 roku (pod kier. B. Kwiatkowskiej-Szygulskiej). Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska, Wrocław: 72.

Raport końcowy grupy tematycznej 4 „Metody ochrony i prognozowania jakości wód. Wyd. IMGW, Kraków 1991.

Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 4 października 2002 roku w sprawie wymagań, jakim powinny odpowiadać wody śródlądowe będące środowiskiem życia ryb w warunkach naturalnych, Dz. U. Nr 176, poz. 1455, 2002a.

Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 23 grudnia 2002 roku w sprawie kryteriów wyznaczania wód wrażliwych na zanieczyszczenie związkami azotu ze źródeł rolniczych, Dz. U. Nr 241, poz. 2093, 2002b.

Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 20 sierpnia 2008 roku w sprawie sposobu klasyfikacji stanu jednolitych części wód powierzchniowych, Dz. U. Nr 162, poz. 1008, 2008.

Stanisz A., 2006, Przystępny kurs statystyki z zastosowaniem *STATISTICA PL* na przykładach z medycyny. Wyd. StatSoft, Kraków, 1: 532.

Wątroba J. (red.), 2006, Statystyka i data mining w badaniach naukowych. Wyd. StatSoft Polska, Kraków: 112.

Wiatkowski M., 2008, Wyniki badań jakości wody dopływającej i odpływającej z małego zbiornika wodnego Młyny na rzece Julianpolka. Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich, Infrastructure and Ecology of Rural Areas, PAN, Kraków, 9: 307-318.

Wiatkowski M., Czamara W., Kuczewski K., 2006, Wpływ zbiorników wstępnych na zmiany jakości wód retencjonowanych w zbiornikach głównych. Wyd. Instytutu Podstaw Inżynierii Środowiska PAN, Zabrze, 67: 122.

Wiatkowski M., Paul L., 2009, Surface water quality assessment in the Troja river catchment in the context of Włodzienin reservoir construction. Polish Journal of Environmental Studies, 18, 5: 923-929.

Wyniki badań jakości wody rzeki Bystrzycy i zbiornika Mietków w 2009 roku, 2010, Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska we Wrocławiu, Wrocław.

Summary

Mietków water reservoir is a storage reservoir located on the Bystrzyca River (left tributary of the Odra River). Its operation started in 1986 when a 16 m high earth dam was constructed to lift water in the river. The surface of the reservoir bowl is 930 ha and its volume about 72 mln m^3. The reservoir fulfills the following functions: protects against flood, supplies the Odra water way and serves for energy purposes. The reservoir area is a very popular fishery and habitat for many bird species. After the construction of Mietków reservoir the Institute of Meteorology and Water Management (IMGW) analyzed the quality of water in the Bystrzyca River and the reservoir. It was observed that in the reservoir section the Bystrzyca River showed a heavy load of pollutants which did not comply with retention standards and requirements. Concentration values of such pollutants as: suspended solids, phosphorus and nitrogen compounds, BOD_5 and COD considerably exceeded the permissible values defined for surface waters. In this study results of the water quality analysis of the Bystrzyca water flowing into the Mietków reservoir and the outflowing water were presented. The analysis was carried out in the period of 1992-2005. The following parameters were taken into consideration: NO_3^-, NO_2^-, NH_4^+, TN, PO_4^{3-}, TP, BOD_5, dissolved oxygen, temperature, pH, electrolytic conductivity, dissolved substances, total suspended solids and chlorophyll a. It was found out that in the investigated period (1992-2005) the reservoir significantly contributed to the improvement of water quality. A statistical analysis was applied to linear correlation among all water quality parameters at particular measurement points. The significance of differences between average water quality indicators for water flowing into the reservoir and the outflowing water was assessed. The analysis of water purity for the Bystrzyca River above and below the reservoir showed that Mietków reservoir reduced the pollutant load and, therefore, contributed to the improvement of water quality in the Bystrzyca River.



Fot. 1. Czasza zbiornika Mietków (u góry) i zapora zbiornika Mietków od strony odpowietrznej (u dołu)

Photo. 1. Mietków reservoir bowl (up) and the reservoir dam from the downstream face (down)

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 339-347

Sezonowe zmiany chemizmu wód źródeł tatrzańskich w zlewniach Potoku Chochołowskiego i Potoku Kościeliskiego w 2009 roku

Seasonal changes in spring water chemistry in the Chochołowski and Kościeliski stream catchments (Tatra Mts.) in 2009

Anna Wolanin, Mirosław Żelazny

Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński,
ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków, anna.wolanin@uj.edu.pl, miroslaw.zelazny@uj.edu.pl

Streszczenie: Celem opracowania jest przedstawienie sezonowych zmian chemizmu wód źródlanych na obszarze wysokogórskim. W roku hydrologicznym 2009, w rytmie miesięcznym, w terenie mierzono odczyn, przewodność, temperaturę wody w 14 źródłach położonych w zlewniach Potoków: Chochołowskiego i Kościeliskiego, w Tatrach Zachodnich. W Laboratorium Hydrochemicznym IGiGP UJ oznaczano skład chemiczny wód źródlanych metodą chromatografii jonowej. Najniższe wartości stężenia jonów występują w wodach źródeł krystalicznej części Tatr, natomiast najwyższe – w części osadowej. Największe sezonowe zmiany składu chemicznego wód źródlanych występują w części mieszanej, krystaliczno-osadowej, a najmniejsze – w osadowej. Najwyższe stężenia większości jonów występują w czasie niżówek jesiennych i zimowych, natomiast najniższe – w czasie wezbrań roztopowych i deszczowych – wiosną i latem. Istotne różnice stężeń większości jonów zanotowano między jesienią, a pozostałymi porami roku.

Słowa kluczowe: sezonowa zmienność, źródła, fizyko-chemiczne cechy wód, Tatry Zachodnie

Key words: seasonal changes, springs, physico-chemical properties of water, the Western Tatra Mts.

Wstęp

Źródło jest jedną z form naturalnego wypływu wód podziemnych na powierzchnię terenu. Skład chemiczny wód źródlanych zależy od czynników zarówno naturalnych, jak i antropogenicznych. Źródła należą do bardzo ważnych elementów środowiska przyrodniczego. Reagują na zmiany zachodzące

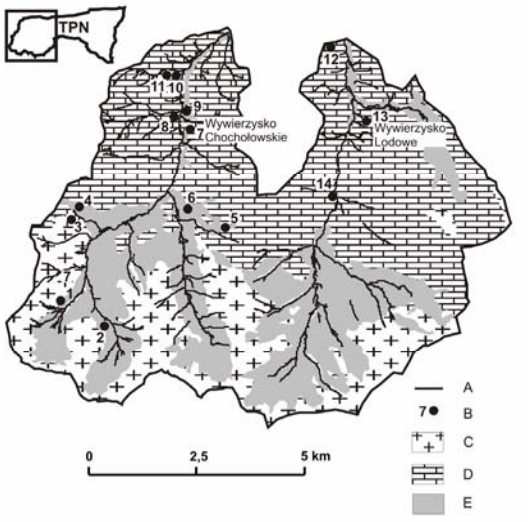
w ekosystemach i mogą być ważnym wskaźnikiem hydrogeologicznym. Wody drenujące obszary wysokogórskie, szczególnie te, które podlegają ochronie (Natura 2000, parki narodowe, rezerwaty biosfery), charakteryzują się naturalnymi zmianami składu chemicznego ze względu na niewielką antropopresję.

Badania ilościowe i jakościowe źródeł dotyczą ich cech hydrologicznych, hydrochemicznych i biologicznych. Na obszarze Polski chemizm źródeł badano na: Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej (Siwek 2004), Wyżynie Lubelskiej i na Roztoczu (Michalczyk i in. 2004), w Górach Świętokrzyskich (Michalik 2008), w środkowej Polsce (Małecka i Małecki 1998, Burchard i Mela 1995), Pomorzu (Mazurek 2007). Badaniem chemizmu źródeł w Tatrach zajmowali się: K. Oleksynowa i T. Komornicki (1958, 1960, 1996), D. Małecka (1989, 1997), J. Opołka-Gądek (1996).

Celem opracowania jest określenie sezonowych zmian chemizmu źródeł położonych na obszarze wysokogórskim w zlewni Potoków Kościeliskiego i Chochołowskiego.

Obszar badań i metody

Do badań wybrano 14 źródeł, z których 3 leżą w zlewni Potoku Kościeliskiego, 11 – w zlewni Potoku Chochołowskiego. Źródła dobrano tak, aby reprezentowały zasadnicze elementy skomplikowanej budowy geologiczno-tektonicznej (ryc. 1).



Ryc. 1. Położenie źródeł na tle budowy geologicznej zlewni Potoku Kościeliskiego i Chochołowskiego

A – cieki, B – źródła, C – trzon krystaliczny, D – skały osadowe serii wierchowej i reglowej, E – osady fluwialne i glacjalne

Fig. 1. Location of springs on the geological in the Chochołowski and Kościeliski stream catchments

A – streams, B – springs, C – crystalline core of the Tatra Mts., D – sedimentary rocks of the High-Tatric and Sub-Tatric Zones, E – fluvial and glacial sediments

Wodę źródlaną pobierano z obszaru:

- krystalicznego, położonego w obrębie skał magmowych i metamorficznych (2 źródła);
- osadowego, położonego w obrębie skał osadowych (8 źródeł);
- mieszanego, położonego w strefie kontaktu skał krystalicznych i osadowych (4 źródła) (Mapa … 1979).

Do badań wybrano źródła o różnej wydajności, od 0,1 $dm^3 \cdot s^{-1}$ do kilkuset $dm^3 \cdot s^{-1}$, w przypadku wywierzysk. Najwyżej położone jest źródło 1 (Wyżnia Chochołowska), natomiast najniżej znajduje się źródło 12 – na stoku Przedniej Kopy w Kirach (tab. 1).

Tab. 1. Charakterystyka analizowanych źródeł w zlewni Potoku Kościeliskiego i Chochołowskiego

Tab. 1. Springs characteristic in the Chochołowski and Kościeliski stream catchments

Nr źródła	Średnia wydajność ($dm^3 \cdot s^{-1}$)	Położenie (m n.p.m.)	Podłoże skalne
1	0,25	1380	krystaliczne
2	0,75	1315	
3	0,40	1260	mieszane
4	0,30	1270	
5	0,50	1285	
6	0,25	1100	
7	300-400	1000	osadowe
8	1,00	995	
9	0,20	980	
10	0,10	980	
11	0,10	980	
12	1,00	940	
13	500-800	980	
14	0,50	1020	

Źródło: opracowanie własne

W roku hydrologicznym 2009, od listopada 2008 r. do października 2009 r., mierzono w rytmie miesięcznym podstawowe parametry fizyko-chemiczne wód źródlanych: temperaturę, przewodność właściwą (SC) i odczyn (pH) wody, a także pobierano do polietylenowych butelek 0,5 dm^3 wody do analiz laboratoryjnych. Pomiary wykonywano miernikiem WTW 350 ze stałą konduktometryczną k = 0,1 w odniesieniu do temperatury 25ºC. Łącznie pobrano 172 próby wody. W Laboratorium Hydrochemicznym IGiGP UJ powtórnie zmierzono pH i przewodność właściwą wody oraz przesączono filtrem strzykawkowym 0,45 μm. Skład chemiczny wody oznaczono metodą chromatografii jonowej – DIONEX ICS 2000. W 172 próbach wody oznaczono stężenie makroelementów (Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+,

Na^+, HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-), związków biogennych (NH_4^+, NO_3^-, NO_2^-, PO_4^{3-}) i mikroelementów (Li^+, F^-, Br^-).

Do określenia istotności różnic wartości parametrów fizyko-chemicznych i stężeń jonów w odniesieniu do pór roku zastosowano analizę wariancji (ANOVA) i użyto testu post-hoc Scheffe dla p = 0,95. Przed przystąpieniem do obliczeń sprawdzono zgodność rozkładu zmiennych z rozkładem normalnym. W przypadku silnej asymetrii rozkładu zmienne były normalizowane (logarytmowane) a następnie standaryzowane. Wszystkie obliczenia wykonano przy użyciu pakietu *STATISTICA*.

Wyniki

Średnie wartości parametrów fizyko-chemicznych i stężenie jonów w wodach wskazują na występowanie wyraźnych różnic między źródłami drenującymi różne, pod względem budowy geologicznej, obszary. Najwyższe wartości pH, przewodności właściwej i stężenia jonów występują w źródłach położonych w obrębie skał osadowych, niższe – w części mieszanej, a najniższe – w krystalicznej (tab. 2).

Tab. 2. Zróżnicowanie parametrów fizyko-chemicznych w wodach źródeł zlewni Potoku Kościeliskiego i Chochołowskiego

Tab. 2. Variability of physico-chemical properties of springwater in the Chochołowski and Kościeliski stream catchments

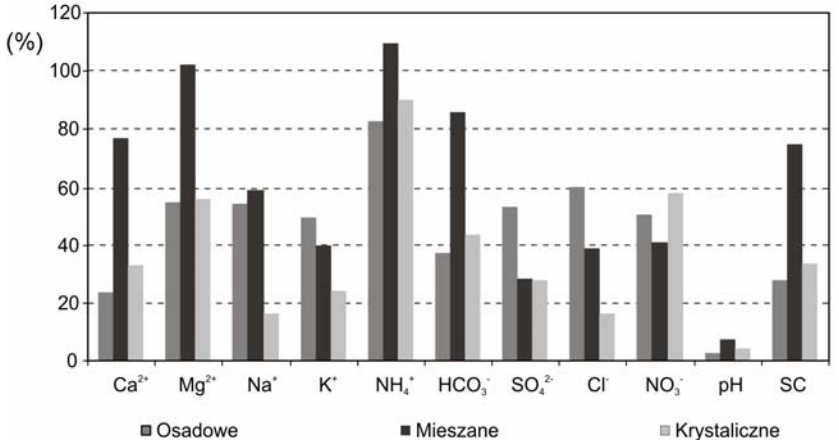
Typ źródła	Statystyka	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	NH_4^+	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	NO_3^-	pH	SC (cm^{-1})
		($mg \cdot dm^{-3}$)										
Osadowe	Średnia	43,70	14,14	0,66	0,56	0,05	181,9	16,47	0,72	2,65	7,94	287,5
	Minimum	20,11	4,44	0,22	0,19	0,01	65,1	2,83	0,22	1,03	7,32	150,7
	Maksimum	64,67	30,38	2,98	1,59	0,23	309,4	38,11	3,62	7,19	8,31	424,0
Mieszane	Średnia	19,92	7,03	0,72	0,49	0,03	92,0	5,04	0,48	1,89	7,50	140,6
	Minimum	1,58	0,40	0,17	0,21	0,00	1,6	3,30	0,29	0,70	6,43	17,6
	Maksimum	43,32	21,43	1,37	1,27	0,14	227,3	8,32	1,33	3,20	8,32	301,0
Krystaliczne	Średnia	4,22	1,51	0,94	0,20	0,01	18,5	4,51	0,24	0,78	6,91	38,9
	Minimum	2,09	0,51	0,67	0,12	0,00	8,6	2,81	0,13	0,13	6,49	20,4
	Maksimum	7,07	3,23	1,23	0,30	0,03	34,0	7,06	0,31	1,62	7,40	62,3

Źródło: opracowanie własne

Według klasyfikacji Szczukariewa-Prikłońskiego (Macioszczyk 1987), wody należą do czterech klas hydrochemicznych. Są to wody: dwujonowe (Ca-HCO_3), trzyjonowe (Ca-Mg-HCO_3), czterojonowe (Ca-Mg-HCO_3-SO_4) i pięciojonowe (Ca-Mg-Na-HCO_3-SO_4). Najczęściej występują wody trzyjonowe, najmniej jest wód dwu- i pięciojonowych.

Wartości współczynnika zmienności (Cv) parametrów fizyko-chemicznych i stężeń jonów wykazują duże zmiany w ciągu roku (ryc. 2). Najmniejsze zmiany występują w przypadku odczynu wody. Nieco większą zmiennością charakteryzują się przewodność właściwa wody oraz stężenie Cl^-, SO_4^{2-}, K^+, Ca^{2+}, HCO_3^-, a największą – NO_3^-, Na^+, Mg^{2+} i NH_4^+. Generalnie, źródła położone w części

osadowej cechują się najmniejszymi zmianami wartości parametrów fizyko-chemicznych i stężeń jonów w ciągu roku, źródła części krystalicznej – średnimi, a części mieszanej – największymi.

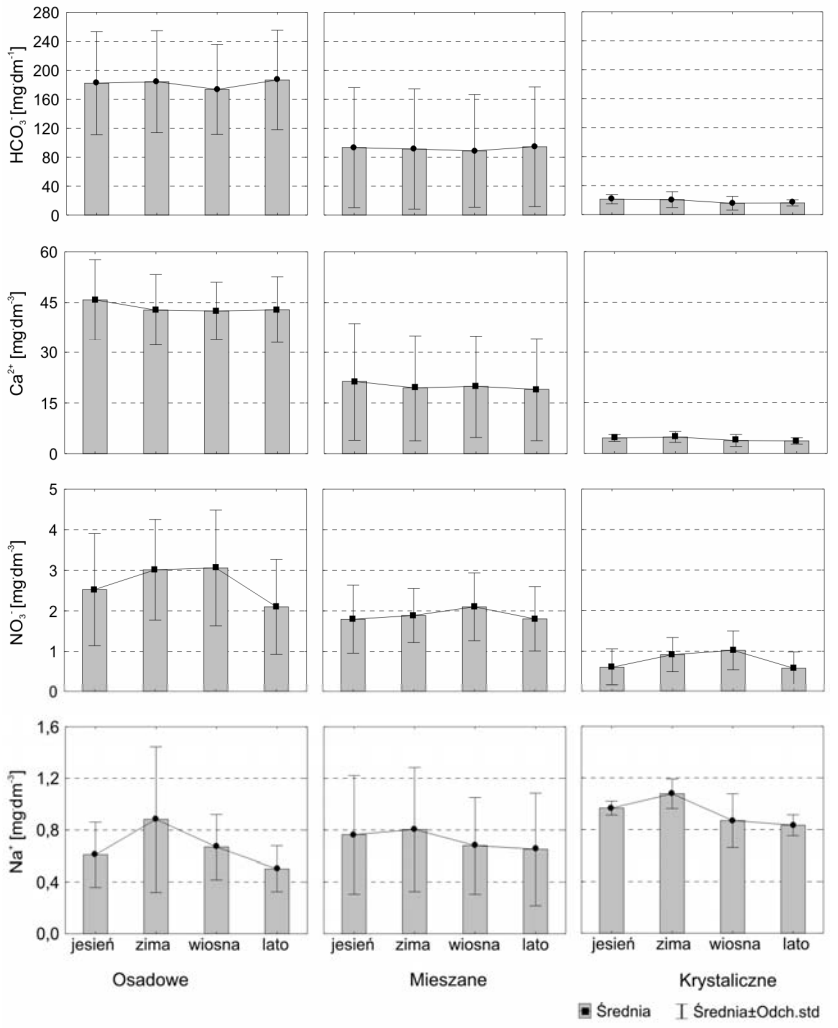


Ryc. 2. Współczynniki zmienności Cv (%) parametrów fizyko-chemicznych w wodach źródeł zlewni Potoku Kościeliskiego i Chochołowskiego

Fig. 2. CV – Variation coefficients (%) for physical and chemical properties of spring water in the Chochołowski and Kościeliski stream catchments

Analiza przebiegu zmian wartości parametrów fizyko-chemicznych i stężeń jonów w czasie roku wykazała pewne prawidłowości. Najczęściej, najwyższe stężenie jonów we wszystkich źródłach wystąpiły zimą lub jesienią, a najniższe – wiosną lub latem. Taki przebieg zmian dotyczy Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^{+}, Na^{+}, SO_4^{2-} i był charakterystyczny dla wszystkich źródeł. Odmiennie przebiegały zmiany pozostałych jonów (ryc. 3). Najwyższe stężenia HCO_3^{-} notowano latem, a najniższe wiosną, ale tylko w źródłach położonych w częściach osadowej i mieszanej. Natomiast w przypadku źródeł znajdujących się w części krystalicznej najwyższe stężenie HCO_3^{-} wystąpiło zimą, a najniższe – wiosną. W źródłach znajdujących się w części osadowej i mieszanej, najwyższe stężenia Cl^{-} wystąpiły zimą, a najniższe – jesienią, natomiast w źródłach części krystalicznej – najwyższe wartości zanotowano wiosną, a najniższe latem. Stężenie NO_3^{-} przyjmowało we wszystkich źródłach najwyższe wartości wiosną, a najniższe – latem. Najwyższe wartości NH_4^{+} notowano zimą, natomiast najniższe jesienią – w przypadku źródeł części osadowej, latem – w przypadku źródeł części mieszanej i wiosną – w przypadku źródeł części krystalicznej.

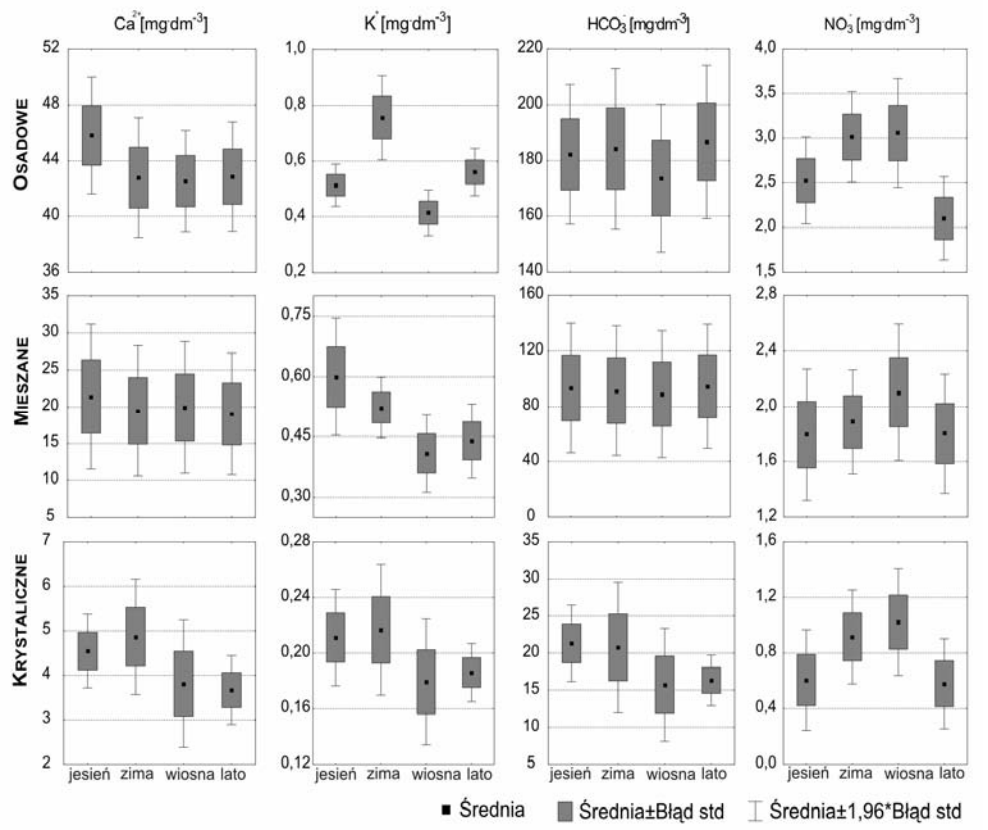
Na podstawie analizy wariancji można stwierdzić, że sezonowe różnice chemizmu źródeł były istotne. Nieco inaczej przebiegały sezonowe zmiany chemizmu źródeł w odniesieniu do obszarów o różnej budowie geologicznej. Źródła położone w częściach krystalicznej i osadowej charakteryzowały się istotnymi sezonowymi różnicami stężenia wszystkich jonów. W przypadku źródeł leżących w części mieszanej, stężenie jonów NH_4^{+} i Mg^{2+} nie wykazało sezonowych różnic.



Ryc. 3. Sezonowe zmiany stężenia wybranych jonów w wodach źródeł zlewni Potoku Kościeliskiego i Chochołowskiego

Fig. 3. Seasonal changes in concentrations of selected ion of spring water in the Chochołowski and Kościeliski stream catchments

Stężenia jonów Ca^{2+}, Na^{+}, HCO_3^{-}, SO_4^{2-}, Cl^{-}, NO_3^{-} we wszystkich źródłach istotnie różniły się pomiędzy jesienią a pozostałymi porami roku. W przypadku źródeł położonych w części krystalicznej istotne różnice jonów Mg^{2+} wystąpiły pomiędzy jesienią i zimą, a w źródłach części osadowej – między jesienią a zimą i latem. W źródłach części krystalicznej i mieszanej wystąpiły istotne różnice jonu K^{+} między jesienią a pozostałymi porami roku, natomiast w źródłach części osadowej – między jesienią a zimą i latem (ryc. 4). Istotne różnice w stężeniu jonów NH_4^{+} w źródłach części krystalicznej wystąpiły pomiędzy jesienią a zimą i latem, a w przypadku źródeł w części osadowej – między jesienią a pozostałymi porami roku.



Ryc. 4. Sezonowe różnice stężenia jonów w wodach źródeł zlewni Potoku Kościeliskiego i Chochołowskiego

Fig. 4. Seasonal differences in ion concentrations in spring water in the Chochołowski and Kościeliski stream catchments

Podsumowanie

Skład chemiczny wód źródeł w głównej mierze zależy od budowy geologicznej. Źródła położone w części krystalicznej Tatrcechują się niskimi wartościami przewodności, odczynu wody i stężenia większości jonów, za wyjątkiem jonów Na^+. Niskie stężenia jonów wynikają z dość dużej odporności podłoża skalnego na ługowanie, z bardzo szybkiego krążenia wód i krótkiego kontaktu ze skałami podłoża.Wyższe wartości stężenia jonów sodu wynikają ze składu mineralnego skał trzonu krystalicznego Tatr. Są one bogate w glinokrzemiany wapnia, sodu, magnezu, potasu, które są uwalniane w wyniku wietrzenia (Małecka 1989, Kostrakiewicz 1996). Źródła położone w części wierchowej i reglowej charakteryzują się wysokimi wartościami parametrów fizyko-chemicznych wód. Wody występujące w tej części Tatr charakteryzują się głębokim krążeniem. Długi kontakt wód ze skałami podłoża istotnie wpływa na ich skład chemiczny. Wody źródeł występujących w części mieszanej cechują się największymi zmianami stężenia jonów. Wynika to z krążenia wód na kontakcie skał krystalicznych i osadowych. Zimą i późną jesienią wody w Tatrach cechują się

największym udziałem głębokiego zasilania podziemnego. Dlatego w tych porach roku notuje się najwyższe wartości stężenia większości jonów. Natomiast w okresie wiosennym i letnim obserwuje się najniższe stężenia jonów w związku z występowaniem roztopów i wysokich sum opadów, podczas których ma miejsce dodatkowe zasilanie źródeł wodami o płytkim krążeniu (Łajczak 1988). Wartości stężenia związków biogennych w wodach badanych źródeł są wielokrotnie niższe niż w innych obszarach Polski (Michalczyk i in. 2004, Siwek 2004), co świadczy o niewielkiej antropopresji. Natomiast zmiany stężenia związków biogennych w ciągu roku są największe ze wszystkich jonów, podobnie jak wykazali inni autorzy (Michalczyk i in. 2004).

Praca zrealizowana częściowo w ramach projektu MNiSW o numerze N 305 081 32/2824.

Literatura

Burchard J., Mela S., 1995, Ilościowa i jakościowa charakterystyka wód źródlanych strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej. (W:) J. Burchard (red.), Materiały VIII Ogólnopolskiej Konferencji Naukowej nt. Chemizm opadów atmosferycznych, wód powierzchniowych i podziemnych, 14-16.09.1995, Wyd. UŁ, Łódź: 59-61.

Kostrakiewicz L., 1996, Regionalizacja hydrochemiczna źródeł polskich Karpat Wewnętrznych. Wszechświat, 97, 9: 196-199.

Łajczak A., 1988, Opady i odpływ w polskich Tatrach w świetle pomiarów wieloletnich. Czasopismo Geograficzne, 59, 2: 137-170.

Macioszczyk A., 1978, Hydrogeochemia. Wyd. Geologiczne, Warszawa.

Małecka D., 1989, Wpływ opadów atmosferycznych na kształtowanie chemizmu wód w obrębie masywu tatrzańskiego. Przegląd Geologiczny, 10: 504-510.

Małecka D., 1997, Źródła masywu tatrzańskiego. Acta Universitatis Lodziensis, Folia Geographica Physica, 2: 2-25.

Małecka D., Małecki J., 1998, Warunki hydrogeologiczne i hydrochemiczne oraz określenie działań mających na celu ochronę rezerwatu „Niebieskie Źródła". Monografie Komitetu Gospodarki Wodnej, PAN, 14.

Mapa Geologiczna Tatr Polskich 1: 30 000, 1979, Wyd. Geologiczne, Warszawa.

Mazurek M., 2007, Chemizm wypływów wód podziemnych w dorzeczu Parsęty (Pomorze Zachodnie). (W:) P. Jokiel i in. (red.), Źródła Polski. Wybrane problemy krenologiczne. Wyd. Wydziału Nauk Geograficznych UŁ, Łódź: 242-252.

Michalczyk Z., Chmiel S., Głowacki S., Zielińska B., 2004, Zmiany wydajności i chemizmu wód źródeł Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Annales UMCS, s. B, 59, 7: 107-122.

Michalik A., 2008, The Use of Chemical and Cluster Analysis for Studying Spring Water Quality in Świętokrzyski National Park. Polish Journal of Environmental Studies, 17, 3: 357-362.

Oleksynowa K., Komorniki T., 1958, Materiały do znajomości wód w Tatrach, cz. IV. Dolina Kościeliska. Zeszyty Naukowe WSR, Kraków, Rolnictwo, 5: 13-44.

Oleksynowa K., Komorniki T., 1960, Materiały do znajomości wód w Tatrach, cz. IV. Dolina Kościeliska. Zeszyty Naukowe WSR, Kraków, Rolnictwo, 7: 117-148.

Oleksynowa K., Komornicki T., 1996, Chemizm wód. (W:) Z. Mirek i in. (red.), Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego. Wyd. Tatrzańskiego Parku Narodowego, Zakopane – Kraków: 197-214.

Opołka-Gądek J., 1996, Zmienność cech fizykochemicznych wód Doliny Chochołowskiej i Kościeliskiej w latach 1985-1995. (W:) Z. Krzan (red.), Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek, Wpływ człowieka. Wydawnictwo Tatrzańskiego Parku Narodowego, Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi. Oddział Krakowski, Kraków – Zakopane, 3: 2-75.

Siwek J., 2004, Źródła w zlewniach Prądnika, Dłubni, Szreniawy. Naturalne i antropogeniczne uwarunkowania jakości wód. Wyd. Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków.

Summary

The purpose of the paper is to show seasonal changes in spring water chemistry in a high mountain area. Fourteen springs were selected for research purposes. The springs are located in the drainage basins of Chochołowski Stream and Kościeliski Stream in the Western Tatra Mountains. Fieldwork included the following measurements: pH, specific conductivity, temperature, and water levels. The following ions were analyzed for using ion chromatography (DIONEX ICS 2000) at the UJ IGiGP hydrochemical laboratory: Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^{+}, Na^{+}, HCO_3^{-}, SO_4^{2-}, Cl^{-}, NH_4^{+}, NO_3^{-}, NO_2^{-}, PO_4^{3-}, Li^{+}, F^{-}, and Br^{-}. The lowest ion concentrations were detected in springs draining the crystalline portion of the Tatra Mountains, while the highest concentrations were detected in the sedimentary portion. The largest annual changes in spring water chemistry were detected in the "mixed" portion, while the smallest changes were detected in the sedimentary portion. Seasonal changes in spring water chemistry are characterized by high ion concentrations during dry periods in the autumn and winter and low ion concentrations during snowmelt and rainfall-induced floods during the spring and summer. Significant seasonal differences in ion concentrations in spring water were identified – the greatest difference being between the spring and all other seasons.

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 349-355

Koncepcja wykorzystania sieci neuronowych do analizy jakości wód podziemnych w rejonie Beskidów i miasta Bielska-Białej

The systems of artificial intelligence using in analyzing of underground water in Beskid region and Bielsko-Biała city

Konrad Sikora

Wydział Nauk o Materiałach i Środowisku, Akademia Techniczno-Humanistyczna,
ul. Willowa 2, 43-309 Bielsko-Biała, k.sikora@ath.bielsko.pl

Streszczenie: W artykule omówiono wykorzystanie sieci neuronowych do analizy wpływu elementów środowiska naturalnego oraz działalności człowieka na kształtowanie się chemizmu wód podziemnych. Możliwości wykorzystania tychże metod prześledzono na przykładzie wybranych źródeł i wód w jaskiniach rejonu Beskidu Śląskiego. Zbiorem uczącym dla budowanego systemu był zestaw wartości fizykochemicznych określonych na podstawie pobranych prób wody w wymienionych obiektach oraz danych meteorologicznych z omawianego obszaru.

Słowa kluczowe: wody podziemne, sztuczna inteligencja, ochrona środowiska, system ekspertowy

Key words: underground waters, artificial intelligence, the protection of the environment, expert system

Wstęp

Użycie sieci neuronowych w analizie złożonych danych m.in. parametrów środowiska z wynikami danych fizykochemicznych pobranych prób wód jest szczególnie korzystne. Prowadzi bowiem do konstrukcji modelu, opartego na właściwościach samych danych, a nie arbitralnych hipotez tworzących model badacza. W zastosowanym programie dostępne są aktualnie najlepsze algorytmy służące do szybkiego uczenia sieci, automatycznego projektowania jej struktury oraz wyboru optymalnych zestawów zmiennych wejściowych. Praktyczne zastosowanie omawianego oprogramowania uzasadnione jest tym, iż sieci

neuronowe wykorzystywane są wszędzie tam, gdzie istnieje zależność pomiędzy zmiennymi objaśniającymi (wejścia) i zmiennymi objaśnianymi (wyjścia). Są one jednak szczególnie przydatne do poszukiwania takiej zależności między wejściem i wyjściem, która jest bardzo złożona i dlatego jest trudna do wyrażenia przy pomocy zwykle używanych metod statystycznych.

W budowanym modelu, sieć neuronową uczy się na przykładach, tworząc model oparty na danych uczących. W ich skład wchodzi szereg przypadków (przykładów), z których każdy zawiera wartości wielu zmiennych. Większość zmiennych ma charakter danych wejściowych (objaśniających), zaś niektóre stanowią dane wyjściowe (objaśniane).

W oparciu o istniejące dane hydrochemicne postawiono tezę o zależności składu wód podziemnych od czynników środowiskowych oraz rozpoczęto poszukiwania odpowiednich zależności (Sikora i in. 2005). Jest to ważne, szczególnie z punktu widzenia norm, jakim powinna odpowiadać woda do picia, ponieważ część badanych źródeł jest wykorzystywana w tym celu przez miejscową ludność (Dyrektywa 98/83/EC).

Celem pracy jest ukazanie wstępnej koncepcji wykorzystania sieci neuronowej, z możliwością jej uczenia, do analizy jakości wód podziemnych w rejonie Beskidu Śląskiego, w oparciu o wyniki badań hydrochemicznych, przeprowadzonych w latach 1998-2005, a także od 2008 r. Badania te bazowały na poborze prób w jaskiniach oraz ze źródeł. Podstawowe dane fizykochemiczne obejmowały następujące parametry: pH, potencjału utleniająco-redukcyjnego, konduktometrii, mineralizacji ogólnej, HCO_3, SO_4, Cl, NO_3, NO_2, Ca, Mg, Na, K, Al, B, Ba, Fe, Mn, Li, P, Sr, Zn, Pb, Cd, SiO_2 (Sikora 2005). Wraz z poborem próbek notowane podstawowe dane środowiskowe, takie jak opad, odwilż, susza itp.

W celu weryfikacji powyższych hipotez, począwszy od roku 2008 podjęto następujące prace:

1. Wytypowano źródła do poboru prób: Źródło Jana – Bielsko-Biała, ul. Stalowa (teren leśny), źródło przy ul. Żołędziowej – Bielsko-Biała (teren miasta), źródło Walczok – Straconka Bielsko-Biała, (teren zurbanizowany), źródło przy ul. Skarpowej – Bielsko-Biała, (teren zurbanizowany), źródła z poszerzonego spektrum to źródła z rejonu miejscowości Kobiernice (góra Wołek) oraz Porąbki (Wielkiej Puszczy). Zwiększenie liczby badanych źródeł o źródło na górze Wołek w Kobiernicach oraz źródło w Porąbce w konsekwencji doprowadzić ma do lepszego poznania tematu zmian jakości wód podziemnych w określonych okresach roku.
2. Rozpoczęto pobór prób wód i badania następujących parametrów: temperatury, pH, potencjału oksydacyjno – redukcyjnego, konduktometrii, procentowej zawartości tlenu bezpośrednio w źródle oraz jonów w zakresie: HCO_3, SO_4, Cl, NO_3, NO_2, Ca, Mg, Na, K, Al, B, Ba, Fe, Mn, Li, P, Sr, Zn, Pb, Cd, SiO_2.
3. Rozpoczęto obserwacje danych środowiskowych i meteorologicznych na podstawie zainstalowanych w obszarze Kobiernice – Bujaków – Porąbka (rejon badań 4 źródeł) urządzeń pomiarowych stacji meteorologicznej. W okresie zimowym w wybranych punktach mierzono wysokość pokrywy

śnieżnej oraz opadu. Pobrane próby poddano analizom fizykochemicznym. Całość aparatury badawczej używanej do pozyskania wyników posiada certyfikaty zgodności z normami europejskimi i odpowiada światowym standardom.

4. Rozpoczęto tworzenie systemu informatycznego w oparciu o metodę sztucznej sieci neuronowej, która powinna posłużyć do weryfikacji wyszukanych w oparciu o dane historyczne zależności oraz określenia nowych zależności w oparciu o aktualne dane.

Obecnie na omawianym obszarze badań funkcjonuje stacja pomiarowo badawcza, która co godzinę rejestruje stan atmosfery, w tym wysokość opadu. Ponadto dane dotyczące wysokości i częstości opadu dla analizowanego obszaru pozyskiwano z bazy *Climate Data Online*. Posłużą one do lepszego zobrazowania zmian, jakie zachodzą w analizowanych źródłach na terenie Bujakowa i Porąbki a dokładniej – (Wielkiej Puszczy). Dane te zapisywane są w utworzonej w tym celu bazie danych.

Teren badań

Badaniami objęto wody źródeł oraz jaskiń położonych w Beskidzie Śląskim i Małym, w tym na obszarze miasta Bielska Białej. Próby wody do analiz hydrochemicznych pobierano z następujących źródeł: Walczok w Straconce, Karkoszczonka, Hentschel, Jana, Ruciane oraz Selinger, a także jaskiń: Salmopolskiej, Komonieckiego, W Trzech Kopcach, Malinowskiej, Lodowej, Mokrej, Wietrznej, W Straconce (Sikora i in. 2004, 2005).

Wyniki

Wykorzystując dane hydrochemiczne wód w latach 1998-2005, określono parametry fizykochemiczne wód w odniesieniu do czynników środowiskowych. Potwierdzono następujące zależności, opisane we wcześniejszych pracach (Sikora i in. 2005):

- wyraźnie wysoki wzrost zawartości jonów sodu i chloru oraz nieznaczny wzrost jonów wapnia zaobserwowano w próbkach pobranych w rejonie jaskini Salmopolskiej i w przyległej okolicy, co wyraźnie zaznacza się w okresach odwilży. Duży wpływ na zawartość jonów Cl^- i Na^+ w pobranych próbkach wód w tamtym rejonie ma zimowe utrzymanie dróg, czyli posypywanie dróg NaCl wraz z składnikami chemicznymi (uszlachetniaczami) zapobiegającymi zalodzeniu dróg;
- nieznacznie podniesiona zawartość jonów Ca^{2+} pochodzi ze sztucznego naśnieżania stoków. Na stworzenie 30 cm śniegu na jednym metrze kwadratowym potrzeba około 100-120 litrów wody. W sezonie przyjmuje się, że potrzeba 200 litrów wody na metr kwadratowy naśnieżanej trasy. Skład sztucznego śniegu jest wówczas identyczny, jak użytej wody, często zanieczyszczonej organicznie i chemicznie, co w efekcie powoduje zasolenie gleby w okolicach tras i negatywny wpływ na roślinność górską (Sikora i in. 2004).

W celu znalezienia dalszych korelacji sięgnięto do danych środowiskowych, częściowo klimatycznych, pozyskanych z Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej w Katowicach oraz przede wszystkim z ogólnodostępnej amerykańskiej Bazy Danych (www.ncdc.noaa.gov/oa/ncdc.html) gromadzącej podstawowe dane dobowe elementów klimatu w okolicach Bielska-Białej od roku 1939. Szukając zależności w historycznym ciągu pomiarowym zidentyfikowano pewne potencjalne relacje. W przypadku źródeł Walczok, Magurka, Hentschel odczyn pH znacznie obniżał się (wzrastała kwasowość) w okresach mniejszego dopływu wód z powierzchni gleby do strefy aeracji i saturacji pod wpływem jednego z dwóch czynników: suszy letniej lub utrzymywania się niskich temperatur w zimie albo zmarzliny, która powodowała spływ powierzchniowy. Zależności te scharakteryzowano na przykładzie danych zawartych w tab. 1. Stwierdzono zmniejszanie zawartości jonów Ca^{2+} przy zwiększeniu kwasowości, czyli spadku pH prób wody. Przykładowe dane charakteryzujące to zjawisko znajdują się w tab. 2. Zmiany w wielkości odczynu pH korelują z różnicami wysokości n.p.m. miejsc, w których pobrano próby. Dotyczyło to następujących źródeł i jaskiń: źródło Walczok 445 m n.p.m, Hentschel 450 m n.p.m, jaskinia w Straconce 500 m n.p.m. Zjawisko to może mieć na przykład związek ze wzrostem pokrywy śnieżnej (średnio w Beskidach na 100 metrów wzrostu wysokości w Beskidach przypada przeciętnie o 10 dni więcej z pokrywą śnieżną lub budową litologiczną masywu (www.imgw.katowice.pl).

Tab. 1. Dane z wybranych źródeł z wybranych okresów

Tab. 1. The data from selected sources from the different periods

Data	Nazwa źródła	pH	Temp. (°C)	Opad (mm)	Jednostka geologiczna	Wys. (m n.p.m)
2000-03-14	Walczok	5,4	4	0,0	Piaskowce gruboławicowe	445
2005-10-10	Walczok	6,8	11	0,0	Piaskowce gruboławicowe	445
2005-10-10	Hentschel	6,8	11	0,0	Piaskowce gruboławicowe	450
2004-01-06	Walczok	5,3	-11	0,0	Piaskowce gruboławicowe	445
2004-01-06	Hentschel	5,8	-11	0,0	Piaskowce gruboławicowe	450
2005-05-05	Hentschel	6,3	10	0,7	Piaskowce gruboławicowe	450
2005-05-05	Studzienki	6,7	10	0,7	Piaskowce ławicowe	400

Źródło: opracowanie własne

Celem prowadzonych aktualnie badań jest pozyskanie danych, określenie różnic, jakie występują w składzie wód podziemnych oraz źródeł w okresie lat 1999-2009, wykorzystanie modelu sieci ANN do znalezienia korelacji pomiędzy

czynnikami środowiskowymi a składem wód podziemnych, w tym przede wszystkim jakości wód z punktu widzenia norm, jakim powinna odpowiadać woda do spożycia. Korelacje czynników środowiskowych m.in. danych meteorologicznych pozyskanych z IMGW, w tym dane o ilości i składzie opadów atmosferycznych, temperaturze oraz informacje o depozycjach z posiadanymi wynikami analiz fizykochemicznych.

Tab. 2. Zmiana zawartości Ca^{2+} w zależności od pH w wybranych źródłach

Tab. 2. The change of Ca^{2+} content depending of pH in selected sources

Zawartość Ca^{2+} przy obniżonym pH w wybranych źródłach				Zawartość Ca^{2+} przy podwyższonym pH w wybranych źródłach			
Data	Nazwa źródła	pH	Ca^{2+} ($mg \cdot dm^{-3}$)	Data	Nazwa źródła	pH	Ca^{2+} ($mg \cdot dm^{-3}$)
2000-03-14	Walczok	5,4	22,2	2000-03-14	Ruciane	7,6	78,2
2005-10-10	Walczok	6,8	20,2	2005-10-10	Ruciane	7,4	82,6
2005-10-10	Hentschel	6,8	20,7	2005-10-10	Studzienki	7,4	56,8
2004-01-06	Walczok	5,3	22,3	2004-01-06	Zelinger	7,1	25,1
2004-01-06	Hentschel	5,8	21,8	2004-01-06	Studzienki	7,3	48,4
2005-05-05	Hentschel	6,3	18,6	2005-05-05	Jan	7,3	29,0
2005-05-05	Studzienki	6,3	15,9	2005-05-05	Studzienki	7,1	33,0

Źródło: opracowanie własne

W budowanym systemie ekspertowym, założono iż: „Możliwe jest zbudowanie systemu AI (ang. *Artificial Intelligence*) prognozującego jakość wód podziemnych, ze szczególnym uwzględnieniem norm jakim powinna odpowiadać woda do spożycia".

Model systemu przedstawia rycina 1, z której wynika, iż podstawą tworzenia systemu są określone parametry fizykochemiczne pobranych próbek oraz czynniki środowiska m.in. takie jak temperatura, nasłonecznienie. Idea budowanego systemu wraz z modułami wchodzącymi w jego skład bazuje na heurystyce modułu wnioskowania, czyli umiejętności wykrywania nowych faktów oraz znajdywania związków między faktami – relacji pomiędzy wprowadzonymi do systemu danymi środowiskowymi i fizykochemicznymi. Na podstawie otrzymanych z modułu wnioskowania zależności pomiędzy wprowadzonymi danymi weryfikujemy poprawność uzyskanych wyników (ryc. 2). W efekcie metoda ta pozwala znajdowanie rozwiązań optymalnych. Mogą być one używane wtedy, gdy pełny algorytm jest z przyczyn technicznych zbyt kosztowny, lub gdy jego złożoność jest nieznana lub trudna do określenia (np. przy przewidywaniu stanów pogodowych). Uczenie sieci polega na doborze wag poszczególnych wejść (odpowiedników synaps w komórce żywego organizmu) (ryc. 1). Celem budowanego modelu jest dobranie takich wartości wag, przy których sieć będzie miała możliwość najlepszego rozwiązywania postawionego przed nią zadania.

Podsumowanie i wnioski

W oparciu o dane historyczne z lat 1998-2005 wyszukano potencjalne zależności pomiędzy czynnikami środowiskowymi a własnościami fizykochemicznymi wód podziemnych.

Na podstawie posiadanej bazy danych dokonano obliczeń korelacji wartości pH, w wybranych źródłach z obszaru objętego badaniami, z wysokością opadu oraz temperaturą w wybranych datach poboru próbek. Wykonywane prace wykazały, iż w okresach zimy i jesieni oraz wczesną wiosną i latem, zauważalny jest spadek pH (obniżenie kwasowości) w stosunku do wartości z innych okresów roku dla źródeł Walczok i Hentschel. Autor stawia hipotezę, iż zmiany pH w badanych obiektach mogą być związane z budową geologiczną i rzeźbą terenu. Zmiany zauważono w zawartości Ca^{2+}, którego zakres zmienia się w zależności od rodzaju źródła (położenia n.p.m. oraz jednostki geologicznej) dla którego próbki były pobierane w tym samym czasie.

Wstępne analizy danych pozwoliły zauważyć duże zmiany w parametrach takich jak wartość pH oraz zmiany zawartości poszczególnych jonów.

W celu weryfikacji podjęto prace mające na celu powtórzenie badań dla wskazanych parametrów fizykochemicznych oraz środowiskowych dla wskazanych w pracy źródeł. Zebrane w ten sposób dane pomogą w udowodnieniu stawianej przez autora tezy oraz stanowić będą zbiór nowych danych w budowanym modelu sieci neuronowej. Użycie nowych danych w narzędziach informatycznych i modelowaniu matematycznym pozwoli na potwierdzenie stawianej przez autora tezy.

Wszystkie opisane w artykule kroki algorytmu poszukiwania optymalnego modelu (optymalnej sieci) opierają się na kluczowym założeniu stwierdzającym, że dane należące do zbioru uczącego (zbioru przykładów stosowanych do uczenia, czyli dopasowania parametrów – wag tworzonej sieci neuronowej) są reprezentatywne dla opisywanej zależności. Po procesie uczenia sieci następuje adaptacja parametrów architektury tworzonego rozwiązania za pomocą tzw. zbioru walidacyjnego. Znajdują się w nim dodatkowe zestawy danych m.in. środowiskowe i meteorologiczne oraz normy jakości jakiej powinna odpowiadać woda do spożycia. Przy pomocy zbioru, zawierającego dane do kalibracji sieci, dostrajamy tworzony model.

Końcowym etapem prac nad tworzonym modelem będzie przeprowadzenie serii testów utworzonej sieci wykonywanych z pomocą zbioru testowego zawierającego zbiór przykładów do oceny jakości działania utworzonej sieci neuronowej.

Podjęte prace przypuszczalnie pozwolą na znalezienie potencjalnych zależności między wybranymi czynnikami środowiskowymi i parametrami fizykochemicznymi wód podziemnych na obszarze Beskidu, w okolicach Bielsku-Białej. Prowadzenie dalszych prac, zarówno doświadczalnych jak i z zakresu zastosowania metod sztucznej inteligencji jest możliwe dzięki uzyskaniu grantu na prowadzenie badań, co w konsekwencji doprowadzi do weryfikacji postawionej przez autora hipotezy.

Literatura

Dyrektywa w sprawie wody pitnej 98/83/EC.

Sikora K., 2006, The use of database and methods of articicial intelligence – Neural Networks for observing the changes in the subsoil waters in Beskid Śląski. Konferencja nt. Informatyka i Badania i Zastosowanie, Annales UMCS, Informatica, Kazimierz.

Sikora K., Myrczek J., 2006, Sztuczna sieć neuronowa do analizy jakości wód podziemnych. Materiały XIV Konferencji Naukowo-Technicznej nt. Zapobieganie Zanieczyszczeniu, Przekształcaniu i Degradacji Środowiska, Szczyrk.

Sikora K., Zawierucha L., Motyka J., Myrczek J., 2004, Baza danych składu wód Beskidów Śląsko-Morawskich. Materiały XII Konferencji Naukowo-Technicznej nt. Zapobieganie Zanieczyszczeniu Środowiska, Zeszyty Naukowe ATH, Szczyrk.

Sikora K., Zawierucha L., Motyka J., Myrczek J., 2005, Skład wód podziemnych w wybranych punktach pomiarowych w Beskidzie Śląskim badania i interpretacja z wykorzystaniem bazy danych. Materiały XIII Konferencji Naukowo-Technicznej nt. Zapobieganie Zanieczyszczeniu, Przekształcaniu i Degradacji Środowiska, Zeszyty Naukowe ATH, Szczyrk.

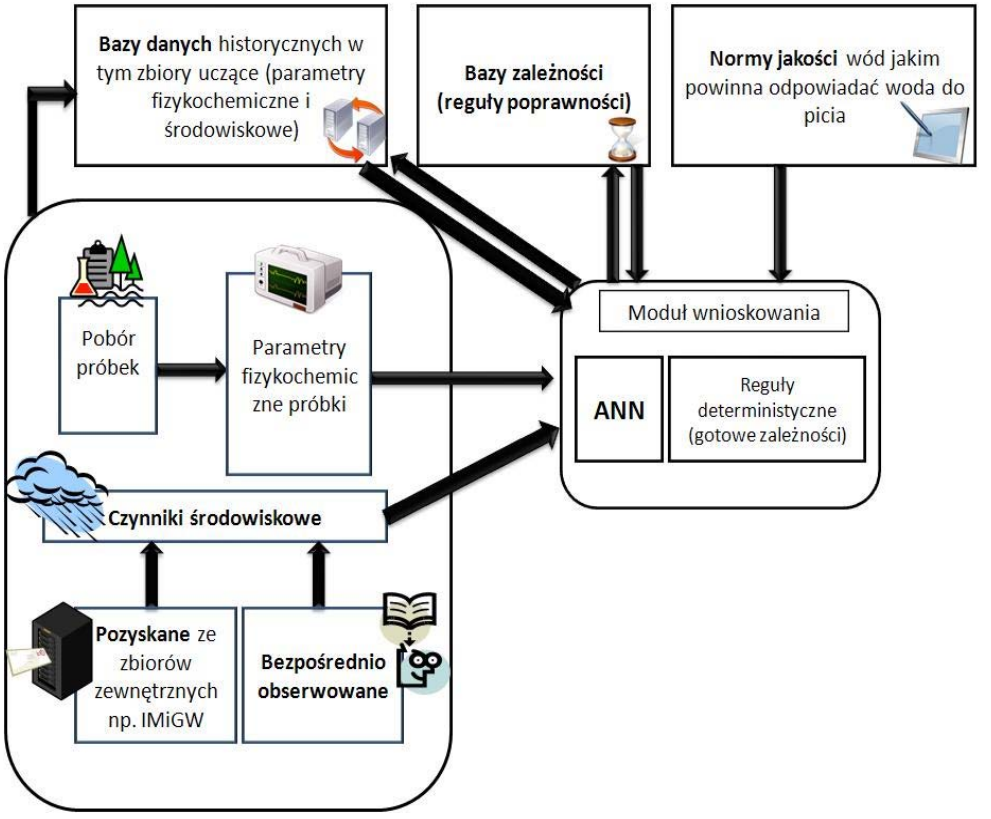
www.imgw.katowice.pl/Biuletyn

www.ncdc.noaa.gov/oa/ncdc.html

Summary

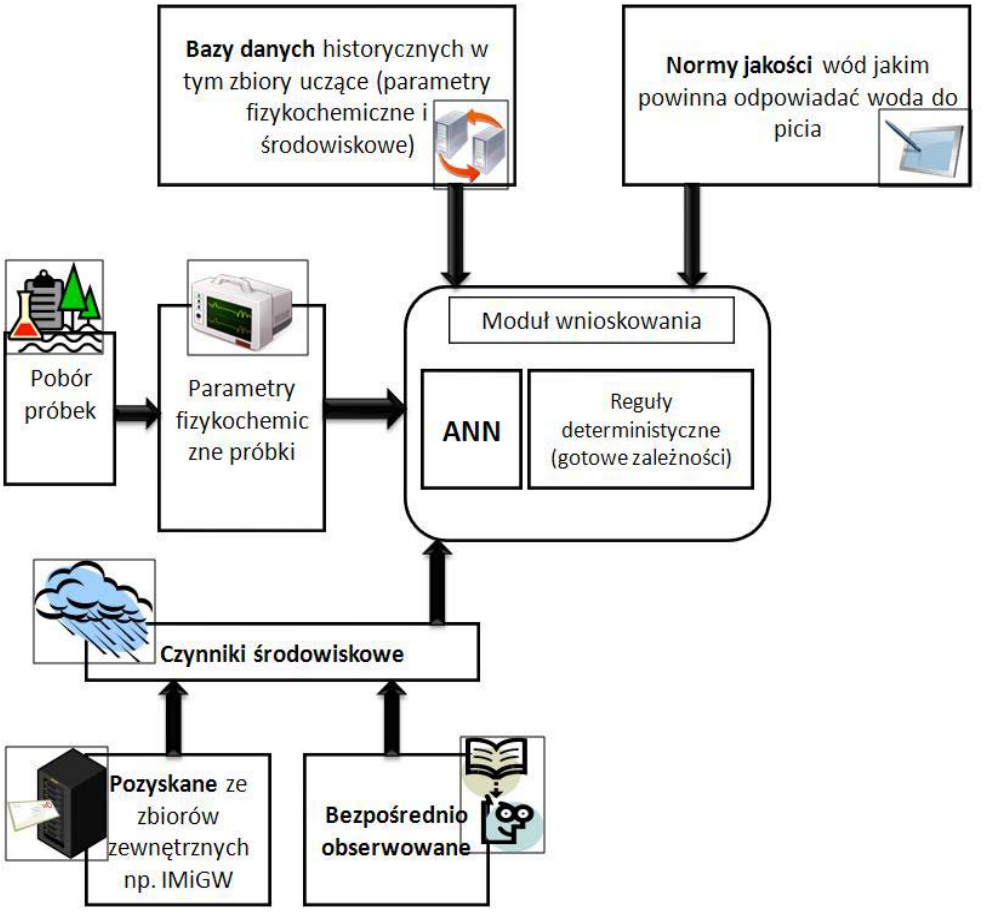
It was affirmed during the previous investigations that changes appear in the composition of waters underground Silesian Beskid in dependence from environmental factors, mainly meteorological. The results of physico-chemical measurements (from the years 1999-2005) made up the basis construction of the data base, and then outgoing data to the built model of the artificial neuronal net. This research is continued at present, and their range has been expanded. Measurements carring out at present relate to the composition of waters in chosen sources: the Source John – Bielsko-Biała, Steel St (woodland), the Source near the St Żołędziowa – Bielsko-Biała the (urbanized area), the Source Walczok – Straconka Bielsko-Biała, (urbanized area), the Source near the Cliff St – Bielsko-Biała, private terrain (urbanized area). The number of places where the samples are collected will multiply.

Analysed environmental factors are given m.in. given meteorological gain over from IMGW, in this about quantity and the composition of precipitations, the temperature and the information about snow covers.



Ryc. 1. Model uczenia sieci neuronowej i budowy zbiorów uczących (dane fizykochemiczne, meteorologiczne i środowiskowe)

Fig. 1. Model of learnedly neuronal net and the building of the gatherings of teaching (date fizykochemical, meteorological and environmental)



Ryc. 2. Model wyszukiwania korelacji oraz weryfikacji wprowadzonych danych
Fig. 2. The model of finding correlations and verifications introduced data

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 359-374

Występowanie gradu w Polsce w świetle cyrkulacji atmosfery w latach 1966-2006

Hail occurrence in Poland in the light of atmospheric circulation (1966-2006)

Zuzanna Bielec-Bąkowska

Katedra Klimatologii, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec,
zuzanna.bielec-bakowska@us.edu.pl

Streszczenie: Jednym z najgroźniejszych zjawisk meteorologicznych w Polsce jest występowanie opadów gradu, których skutkiem mogą być poważne straty materialne i zakłócenia w różnych dziedzinach działalności człowieka. Z tego powodu, badania poświęcone występowaniu opadów gradu należy uznać za bardzo ważne, szczególnie te dotyczące ich genezy. W opracowaniu przedstawiono wyniki badań dotyczące związku między występowaniem opadów gradu a uwarunkowaniami cyrkulacyjnymi. Badania przeprowadzono na podstawie obserwacji meteorologicznych z 23 stacji synoptycznych w Polsce z lat 1966-2006. Warunki cyrkulacyjne określono wykorzystując kalendarz typów cyrkulacji atmosfery wg T. Niedźwiedzia (2010) oraz dolne mapy synoptyczne. Analiza obejmowała tylko półrocze ciepłe, ze szczególnym uwzględnieniem okresu od kwietnia do czerwca. W badanym wieloleciu w Polsce opadom gradu najbardziej sprzyjało wystąpienie nad Polską centrum niżu (Cc – prawdopodobieństwo warunkowe równe 20,6%) oraz sytuacja północna cyklonalna (Nc – 17,6%). W okresie od kwietnia do czerwca, za najbardziej sprzyjającą należy uznać sytuację zachodnią cyklonalną (Wc – 36,6%) oraz wspomniane sytuacje Cc i Nc (odpowiednio 25,7 i 24,5%). W przypadku poszczególnych stacji wartości obliczonego prawdopodobieństwa były bardzo zróżnicowane i zazwyczaj nie przekraczały 3%. Zwykle jednak, na każdej z rozpatrywanych stacji, wymienione sytuacje należały do jednych z najbardziej sprzyjających występowaniu gradu. W około 60% dni z opadem gradu nad Polską przechodziły fronty atmosferyczne. Na poszczególnych stacjach udział ten wahał się od około 40% do ponad 70%. W przypadku opadów wewnątrzmasowych często występowały one na obrzeżach wyżów, po przejściu frontu chłodnego, w chwiejnej masie powietrza lub też towarzyszyły strefom zbieżności.

Słowa kluczowe: grad, sytuacje synoptyczne, fronty atmosferyczne, Polska

Key words: hail, synoptic situations, atmospheric fronts, Poland

Wprowadzenie

Ocenia się, że największe szkody powstałe w środowisku naturalnym oraz straty materialne spowodowane wystąpieniem groźnych zdarzeń przyrodniczych (poza trzęsieniami ziemi) związane są z ekstremalnymi zdarzeniami meteorologicznymi lub klimatologicznymi (Easterling i in. 2000, Beniston i Stephenson 2004). W Polsce do takich zdarzeń zalicza się m.in. występowanie gradu. Nie zawsze samo wystąpienie gradu można uznać za zjawisko ekstremalne, a przestrzenny zasięg i czas jego trwania jest zwykle niewielki. Jednak, zarówno ze względu na bardzo małą częstość występowania tego rodzaju opadu, jak i poważne szkody, jakie może on spowodować (m.in.: szkody w rolnictwie, uszkodzenia budynków czy utrudnienia w transporcie), zjawisko to jest zaliczane do zjawisk ekstremalnych (Pruchnicki 1999, Easterling i in. 2000, Beniston i Stephenson 2004, Wisner i in. 2004, IPCC 2007). Z tego względu badania dotyczące występowania gradu należy uznać nie tylko za interesujące, ale również za ważne z aplikacyjnego punktu widzenia. Każde wystąpienie opadu gradu należy traktować jako potencjalnie bardzo groźne, a ponieważ prognozy ich wystąpienia, a szczególnie intensywności ciągle są bardzo trudne szczególnie ważne stają się badania ich związku z cyrkulacją i stanem chwiejności atmosfery.

Na świecie badania poświęcone występowaniu gradu są prowadzone dość często. Dotyczy to szczególnie obszarów charakteryzujących się dużą częstością występowania tego zjawiska (Brázdil i in. 1998, Simeonov i Georgiev 2003, Chromá i in. 2005, Niall i Walsh 2005, Chunxi i in. 2008). W Polsce występowanie opadów gradu jest dużo słabiej poznane. Większość prac obejmowała okres przed rokiem 1970 i opisywano w nich przede wszystkim szlaki burz gradowych i obszary ich powstawania (Zinkiewicz i Michna 1955, Koźmiński i Rytel 1963, Koźmiński 1965). Do nowszych opracowań należy zaliczyć prace Z. Bielec (1996) i R. Twardosza (2005), w której autorzy przedstawili niektóre aspekty występowania opadów gradu w Krakowie.

W niniejszym opracowaniu prezentowane są wyniki prac dotyczące występowania gradu w półroczu ciepłym na 23 stacjach w Polsce w latach 1966-2006 i ich związku z typami cyrkulacji i frontami atmosferycznymi. Szczególną uwagę zwrócono na regionalne zróżnicowanie występowania gradu w zależności od typu cyrkulacji.

Materiały źródłowe i metody

Prezentowane wyniki badań uzyskano analizując serie obserwacji meteorologicznych z 23 stacji synoptycznych wchodzących w skład sieci IMGW z lat 1966-2006 (ryc. 1).

Podstawową charakterystyką przyjętą do badań była liczba dni z opadem gradu. Niestety, nie wszystkie serie obserwacyjne były kompletne. Pewne braki w danych wystąpiły na stacjach:

- Słubice – brak danych z okresu 01.01.1994-31.12.2002,
- Kalisz – brak danych z okresu 13-17.10.1970, 25.03.1971-21.04.1971,
- Włodawa – brak danych z okresu 01.05-31.10.1966,

– Lesko – brak danych z okresu 01.05.1966-31.12.1967, 24-31.10.1971,
– Przemyśl – brak danych od 07.05.1992 od końca 2006 r.



Ryc. 1. Lokalizacja stacji synoptycznych w Polsce
Fig. 1. Localization of the synoptic stations in Poland

W opracowaniu, analizie poddano nie poszczególne przypadki wystąpienia gradu, a liczbę dni z opadem gradu, przy czym doba była przyjęta jako okres od 00:01 do 24:00 UTC. Ponadto, rozpatrywano tylko opady występujące w półroczu ciepłym (kwiecień-wrzesień). Przyjęcie takich złożeń było związane z faktem występowania gradu głównie w ciepłej porze roku na większości terytorium Europy (Fraile i in. 2003, Simeonov i Georgiev 2003, Chromá i in. 2005), możliwościami porównywania otrzymanych wyników z innymi pracami z tego zakresu oraz z rodzajem materiału obserwacyjnego. Dostępne dane obserwacyjne zawierały jedynie informację o czasie trwania opadu gradu w ciągu doby, wyrażoną w dziesiątych częściach godziny. Podczas weryfikacji materiału okazało się, że w miesiącach chłodnej pory roku, czas ten często przekraczał 1 godzinę (29 stycznia 1988 r. wynosił nawet 11,7 godziny), co mogło być związane z zaliczeniem każdego opadu lodowego do opadów gradu. Wiadomo również, że wystąpienie gradu w sezonie chłodnym jest bardzo mało prawdopodobne (Zinkiewicz i Michna 1955), co potwierdzają badania występowania gradu w Krakowie w latach 1886-2002 (Bielec 1996, Twardosz 2005). Sprawdzając jakość poszczególnych serii obserwacyjnych największe wątpliwości wzbudziły dane ze Śnieżki i Kasprowego Wierchu. Na obu stacjach wyraźnie widoczny jest bardzo duży spadek liczby dni z gradem (na Śnieżce z ponad 15 dni rocznie na początku wielolecia do poniżej 5 od około 1990 r.). Prawdopodobnie jest to związane z uwzględnieniem w bazie danych opadów lodowych, szczególnie na początku rozpatrywanego okresu. Z tego powodu w przypadku obu stacji

postanowiono wykorzystać tylko okres od roku 1990, a otrzymane wyniki należy traktować z należytą ostrożnością. Dane z pozostałych stacji uznano za prawidłowe. Należy jednak pamiętać, że w pojedynczych przypadkach, szczególnie w najchłodniejszych miesiącach analizowanego półrocza, zanotowany opad gradu mógł być innym rodzajem opadu lodowego.

Analizę związku między występowaniem opadów gradu a cyrkulacją atmosfery przeprowadzono na podstawie kalendarza typów sytuacji synoptycznych T. Niedźwiedzia (2010). Kalendarz ten został opracowany dla dorzecza górnej Wisły. Zawiera on opis typu cyrkulacji (zwanej przez autora typem sytuacji synoptycznej), rodzaju masy powietrza i frontów atmosferycznych występujących w danym dniu nad rozpatrywanym obszarem. W kalendarzu tym każda sytuacja synoptyczna określona jest przez kierunek adwekcji powietrza oraz rodzaj układu barycznego (c – cyklonalny lub a – antycyklonalny), z jakim była związana (np.: Na, NEa, ... NWc). Ponad to, uwzględniono takie sytuacje jak centrum niżu (Cc) i bruzda cyklonalna (Bc) oraz centrum wyżu (Ca) i klin wysokiego ciśnienia (Ka). Decyzja o wykorzystaniu tej klasyfikacji typów cyrkulacji atmosfery dla całego obszaru Polski została podjęta z kilku powodów. Klasyfikacja ta:

- jest klasyfikacją kontynuowaną do dnia dzisiejszego,
- uwzględnia wszystkie kierunki adwekcji powietrza i rodzaje układów barycznych,
- w przeciwieństwie do określonych w kalendarzu frontów atmosferycznych, a nawet mas powietrza wydzielone sytuacje synoptyczne zwykle swoim zasięgiem obejmują przeważający obszar Polski.

Należy również pamiętać, że dynamika układów barycznych powoduje, że określony typ cyrkulacji może występować nad rozpatrywanym obszarem tylko przez pewną część doby. Także pole ciśnienia w dniach z tym samym typem cyrkulacji nie jest identyczne. Z tego powodu, niezależnie od przyjętej klasyfikacji, przy ocenie typu cyrkulacji w skali lokalnej zawsze możliwe jest popełnienie pewnego błędu. W przypadku klasyfikacji wg T. Niedźwiedzia (2010) prawdopodobnie w największym stopniu może on dotyczyć północno-zachodnich regionów Polski.

Obszar, który pozostaje pod wpływem frontu atmosferycznego jest znacznie mniejszy niż obszar pozostający w zasięgu określonego typu sytuacji synoptycznej. Z tego powodu do określenia genetycznego typu opadu gradu (wewnątrzmasowy lub frontalny) wykorzystano dolne mapy synoptyczne. Na ich podstawie określono, czy w danym dniu nad Polską przemieszczał się front atmosferyczny. Ze względu na ograniczoną dostępność map synoptycznych i ich rozdzielczość czasową (z godziny 00 i 12 UTC) nie uwzględniano rozróżnienia na rodzaje frontów atmosferycznych. Przyjęto również założenie, że jeżeli w dniu, w którym wystąpił opad gradu nad Polską przemieszczał się front atmosferyczny opad ten uznano za frontowy. Oczywiście możliwe są sytuacje, że rozpatrywane opady gradu występowały w jednorodnej masie powietrza za lub przed frontem. Jednak, ze względu na dużą szybkość z jaką fronty atmosferyczne przemieszczają się nad Polską (zwykle w ciągu kilku godzin do około doby) uznano, że ewentualne błędy

dotyczące określenia genetycznego typu opadu gradu nie wpłynęły w istotny sposób na uzyskane wyniki (Kolendowicz 2005).

Zróżnicowanie przestrzenne i przebieg roczny występowania opadów gradu

Występowanie opadów gradu jest nierozerwalnie związane z występowaniem silnie rozbudowanych chmur Cumulonimbus i towarzyszących im burz. Z tego powodu rozkład przestrzenny liczby dni z gradem jest bardzo zbliżony do liczby dni z burzą: wzrost z północnego zachodu na południowy wschód (Bielec-Bąkowska 2002). W Polsce opady gradu występują niezmiernie rzadko. W całym badanym wieloleciu, nie uwzględniając w analizie stacji wysokogórskich, od kwietnia do września odnotowano 687 dni z gradem, w których przynajmniej na jednej stacji odnotowano ten rodzaj opadu (średnio 16,8 dnia w roku). Zwykle w ciągu jednego dnia notowano grad tylko na jednej stacji (78,2% wszystkich dni z gradem). Grad odnotowany w tym samym dniu na ponad 4 stacjach wystąpił jedynie 5 razy (uwzględniając Śnieżkę i Kasprowy Wierch 9 razy), w tym aż na 6 stacjach – 23 maja 1998 r. oraz na 7 stacjach – 11 kwietnia 1997 r. (tab. 1).

Tab. 1. Liczba dni z opadem gradu w półroczu ciepłym zanotowana na różnej liczbie stacji (1966-2006) – nie uwzględniono stacji na Śnieżce i Kasprowym Wierchu

Tab. 1. Number of days with hail during warm half-year noted at different number of stations (1966-2006) – Śnieżka and Kasprowy Wierch was not included

Wskaźnik	Liczba stacji							Suma
	1	2	3	4	5	6	7	
Liczba dni z gradem	537	106	28	11	3*	1	1	687
Udział (%)	78,2	15,4	4,1	1,6	0,4	0,1	0,1	100

Źródło: opracowanie własne

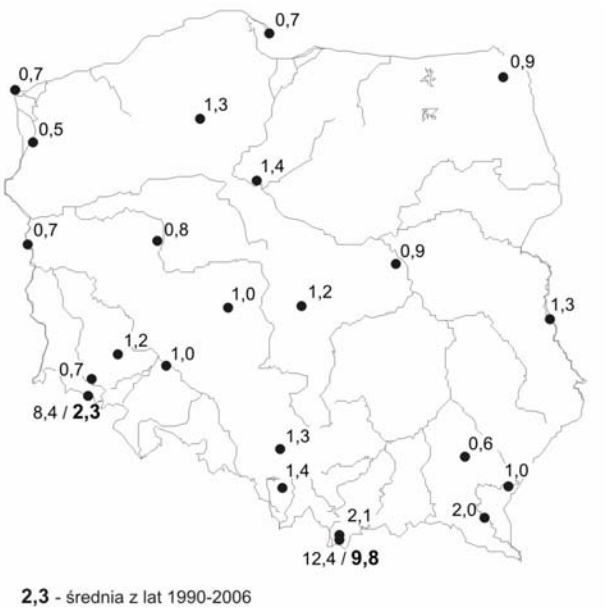
* 16.09.1977, 08.05.2005, 09.05.2005 (uwzględniając dodatkowo Śnieżkę i Kasprowy Wierch)

* included Śnieżka and Kasprowy Wierch also: 19.06.1968, 31.08.1972, 15.05.1985, 30.06.1997)

W ostatnim przypadku związane to było z przejściem nad Polską systemu aktywnych frontów atmosferycznych i adwekcją bardzo chłodnego powietrza polarno-morskiego z północnego zachodu (NWc).

Rozpatrując występowanie opadu gradu na poszczególnych stacjach stwierdzono, że w badanym wieloleciu średnio notowano od 0,5 dnia z gradem (19 dni) w Szczecinie do 2,1 (86 dni) w Zakopanem (ryc. 2). Na stacjach wysokogórskich opad ten występował znacznie częściej. Na Śnieżce notowano go średnio 8,4 dnia w roku (346 dni), a na Kasprowym Wierchu aż 12,4 dnia (510 dni). Jednak biorąc pod uwagę okres 1990-2006 wartości te wynosiły odpowiednio 2,3 i 9,8 dnia (39 i 166 dni). Większość dni z opadem gradu występuje w okresie od kwietnia do czerwca, a ich udział w liczbie dni z gradem z całego rozpatrywanego półrocza wahał się od 60,0 do 86,7% (tab. 2). Wyjątek stanowiły opady gradu na Helu, których udział wynosił tylko 37%. Również

roczne maksimum liczby dni z gradem najczęściej przypadało na miesiące wiosenne, chociaż wydaje się, że na stacjach zlokalizowanych w południowych regionach Polski jest ono nieco bardziej przesunięte w kierunku miesięcy letnich.



Ryc. 2. Średnia liczba dni z gradem w półroczu ciepłym (1966-2006)

Fig. 2. Average number of days with hail during warm half-year (1966-2006)

Sytuacje synoptyczne sprzyjające występowaniu opadów gradu

Opady gradu występowały prawie w każdym typie sytuacji synoptycznej. Jedynie w przypadku centrum wyżu (Ca) zalegającym nad Polską, w całym badanym wieloleciu nie wystąpił ten rodzaj opadu (ryc. 3). Nie uwzględniając w analizie Śnieżki i Kasprowego Wierchu stwierdzono, że grady najczęściej towarzyszyły sytuacjom cyklonalnym (69,7% wszystkich dni, w których notowano opad gradu), w tym w 21,3% wszystkich przypadków bruździe cyklonalnej (Bc). Dwukrotnie rzadziej występowały podczas adwekcji powietrza z zachodu i północnego zachodu związanego z cyrkulacją cyklonalną (odpowiednio: Wc – 12,7% i NWc – 10,9%), a trzy razy rzadziej podczas napływu powietrza z północnego zachodu w sytuacji antycyklonalnej, z północy związanego z układem niskiego ciśnienia oraz podczas wystąpienia klina wyżowego (NWa – 6,1% oraz Nc i Ka – 7,0%). W pozostałych typach sytuacji synoptycznych grad notowano bardzo rzadko, a jego częstość zwykle nie przekraczała 5%. Opisane zależności zmieniały się w zależności od stacji, chociaż wszędzie opady gradu najczęściej pojawiały się podczas sytuacji cyklonalnych i wymienionych typów sytuacji.

Większe różnice uwidoczniły się między dwoma grupami stacji wyróżnionymi w wyniku zastosowania analizy skupień metodą k-średnich (ryc. 4). Pierwsza z nich (GI – skupiająca 10 stacji) wyróżnia się wyjątkowo dużą częstością gradu występujących w dniach z bruzdą cyklonalną (Bc – 28,5%), który

w Katowicach i Rzeszowie osiągnął nawet 34,0% oraz 33,3% wszystkich przypadków. W grupie tej zaznaczył się również dość duży udział dni z gradem i adwekcją powietrza z północnego zachodu związanej z układem wysokiego ciśnienia (NWa). Na trzech stacjach przekroczył on 10%, a na Helu wynosił 18,5% wszystkich analizowanych dni.

Tab. 2. Częstość (%) występowania dni z opadem gradu w poszczególnych miesiącach półrocza ciepłego (1966-2006) – nie uwzględniono stacji na Śnieżce i Kasprowym Wierchu

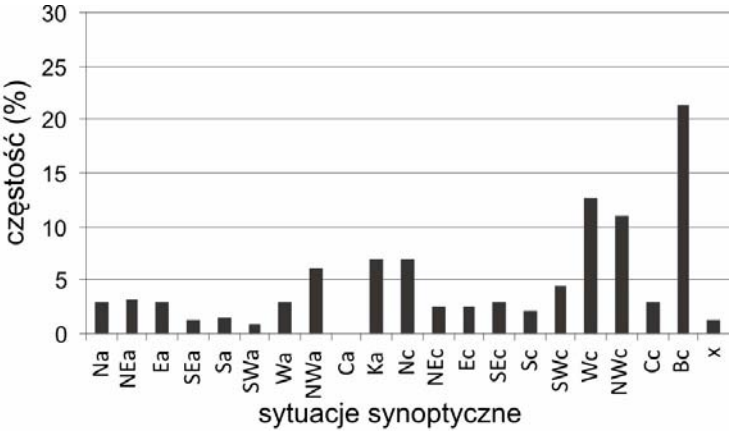
Tab. 2. Frequency (%) of days with hail occurrence in particular months of warm half-year (1966-2006) – Śnieżka and Kasprowy Wierch was not included

Stacja	Miesiące							Suma
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	IV-VI	
Hel	22,2	7,4	7,4	11,1	22,2	29,6	37,0	100
Suwałki	42,1	31,6	7,9	10,5	5,3	2,6	81,6	100
Świnoujście	60,0	23,3	3,3	3,3	0,0	10,0	86,7	100
Szczecin	26,3	36,8	10,5	15,8	0,0	10,5	73,7	100
Chojnice	27,3	29,1	18,2	14,5	7,3	3,6	74,5	100
Toruń	21,4	25,0	21,4	14,3	12,5	5,4	67,9	100
Słubice	24,0	40,0	12,0	20,0	4,0	0,0	76,0	100
Poznań	34,4	31,3	9,4	6,3	12,5	6,3	75,0	100
Warszaw	15,8	28,9	21,1	10,5	2,6	21,1	65,8	100
Legnica	42,0	26,0	10,0	10,0	8,0	4,0	78,0	100
Wrocław	17,5	40,0	22,5	7,5	7,5	5,0	80,0	100
Kalisz	31,0	26,2	19,0	11,9	4,8	7,1	76,2	100
Łódź	34,0	38,0	8,0	6,0	4,0	10,0	80,0	100
Włodawa	30,0	32,0	12,0	12,0	8,0	6,0	74,0	100
Jelenia Góra	14,8	29,6	29,6	11,1	7,4	7,4	74,1	100
Katowice	17,0	30,2	22,6	9,4	15,1	5,7	69,8	100
Rzeszów	20,8	41,7	16,7	8,3	12,5	0,0	79,2	100
Aleksandrowice	15,3	27,1	27,1	10,2	8,5	11,9	69,5	100
Zakopane	22,1	20,9	23,3	10,5	10,5	12,8	66,3	100
Lesko	26,6	24,1	17,7	13,9	11,4	6,3	68,4	100
Przemyśl	32,0	12,0	24,0	20,0	8,0	4,0	68,0	100

29,6 – najwyższe wartości / the highest values

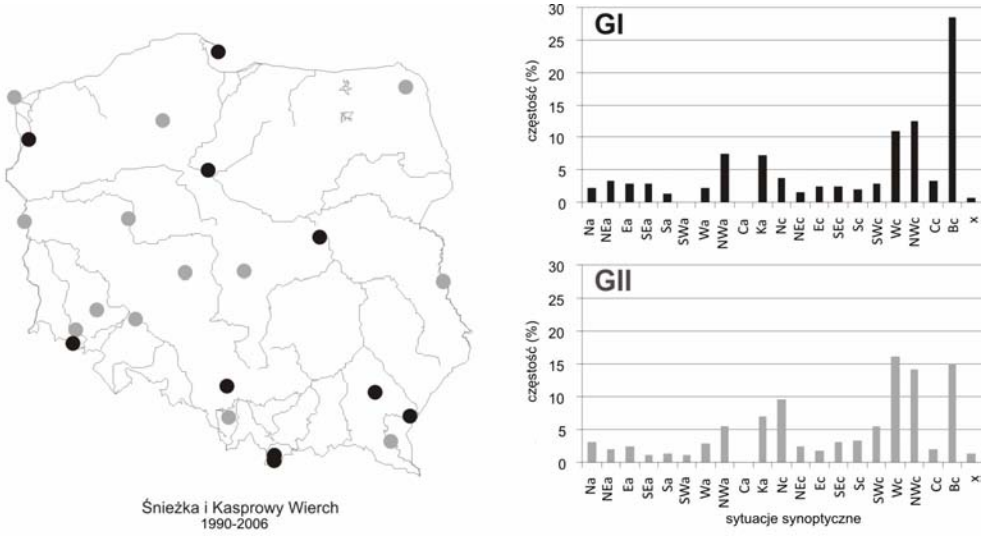
W grupie drugiej (GII – 13 stacji) znacznie zmalała rola bruzdy cyklonalnej (Bc). Wzrosła natomiast częstość opadów gradu występujących podczas adwekcji powietrza z zachodu i północy związanego z układem cyklonalnym (Nc, Wc, i NWc), która na niektórych stacjach dochodziła lub nawet przekraczała 20%.

Należy jednak zauważyć, że wyróżnione grupy stacji nie tworzą zwartych regionów. Prawdopodobnie jest to związane z niewielką liczbą dni z gradem, przez co 1-2 analizowane dni mogą w znacznym stopniu wpłynąć na otrzymane wyniki.



Ryc. 3. Częstość (%) występowania dni z gradem w Polsce w poszczególnych typach sytuacji synoptycznych (1966-2006) – od kwietnia do września

Fig. 3. Frequency (%) of days with hail occurrence in Poland in particular type of synoptic situations (1966-2006) – from April to September



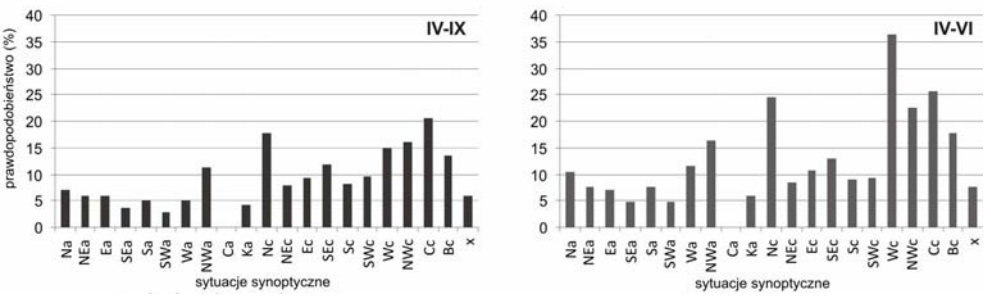
Ryc. 4. Częstość (%) występowania dni z gradem w poszczególnych typach sytuacji synoptycznych na wybranych stacjach (1966-2006) – od kwietnia do września

Fig. 4. Frequency (%) of days with hail occurrence in particular type of synoptic situations at selected stations (1966-2006) – from April to September

Kolejnym etapem badań było wyznaczenie sytuacji synoptycznych, które należy uznać za najbardziej sprzyjające występowaniu gradu w Polsce. W tym celu obliczono prawdopodobieństwo warunkowe pojawienia się gradu w zależności od sytuacji synoptycznej w całym półroczu ciepłym oraz w okresie od kwietnia do czerwca. Określono prawdopodobieństwo wystąpienia opadu gradu przynajmniej na jednej stacji w Polsce (nie uwzględniono stacji na Śnieżce i Kasprowym Wierchu), a także na każdej ze stacji (dla Śnieżki i Kasprowego Wierchu dla

okresu 1990-2006). Następnie wykorzystując analizę skupień wyróżniono grupy stacji dla których otrzymano zbliżone wyniki.

Rozpatrując dni, w których przynajmniej na jednej z wybranych do analizy stacji wystąpił grad zauważamy, że opadom tym bardziej sprzyjają sytuacje cyklonalne (ryc. 5). Wśród nich, rozpatrując całe półrocze, za najbardziej sprzyjające wystąpieniu gradu należy uznać sytuacje, w których nad Polską znajdowało się centrum niżu (Cc – 20,6%) oraz sytuacja północna cyklonalna (Nc – 17,6%). Natomiast w okresie od kwietnia do czerwca gradom najbardziej sprzyjała sytuacja zachodnia cyklonalna (Wc), podczas której istniało 36,4% szansy, że na terenie Polski wystąpi opad gradu.



Ryc. 5. Prawdopodobieństwo warunkowe (%) wystąpienia dnia z gradem w Polsce w poszczególnych typach sytuacji synoptycznych (1966-2006)

Fig. 5. Conditional probability (%) of day with hail occurrence in Poland in particular type of synoptic situations (1966-2006)

W przypadku sytuacji Cc i Nc wartości prawdopodobieństwa wynosiły odpowiednio 25,7 i 24,5%. Spośród sytuacji antycyklonalnych największe prawdopodobieństwo wystąpienia opadu gradu zachodzi w typie sytuacji północno-zachodniej antycyklonalnej (NWa), a uwzględniając tylko miesiące od kwietnia do czerwca również podczas adwekcji z zachodu (Wa). Podobne zależności widoczne są, jeżeli rozpatrujemy analizowane prawdopodobieństwo pojawienia się gradu na poszczególnych stacjach, chociaż jego wartości są znacznie niższe, zwykle nieprzekraczające 3%. Badając podobieństwa rozkładu obliczonego prawdopodobieństwa między stacjami stwierdzono, że najbardziej wyróżnia się Kasprowy Wierch i Śnieżka ($G_6$1 i $G_3$1) oraz:

- rozpatrując całe półrocze Zakopane i Lesko ($G_6$2),
- rozpatrując miesiące od kwietnia do czerwca Legnica, Wrocław, Włodawa, Zakopane i Lesko ($G_3$2) (ryc. 6 i 7).

Na stacjach tych widoczny jest nieco większy niż na pozostałym obszarze Polski wpływ sytuacji antycyklonalnych na występowanie gradu oraz brak lub sporadyczne opady gradu podczas napływu powietrza z sektora południowego. Może być to związane z górską barierą orograficzną, która z jednej strony może wzmacniać konwekcję po stronie północnej, z drugiej natomiast blokować napływ powietrza z południa. W przypadku stacji we Włodawie pewien wpływ na otrzymane wyniki może mieć Wyżyna Lubelska, występowanie terenów

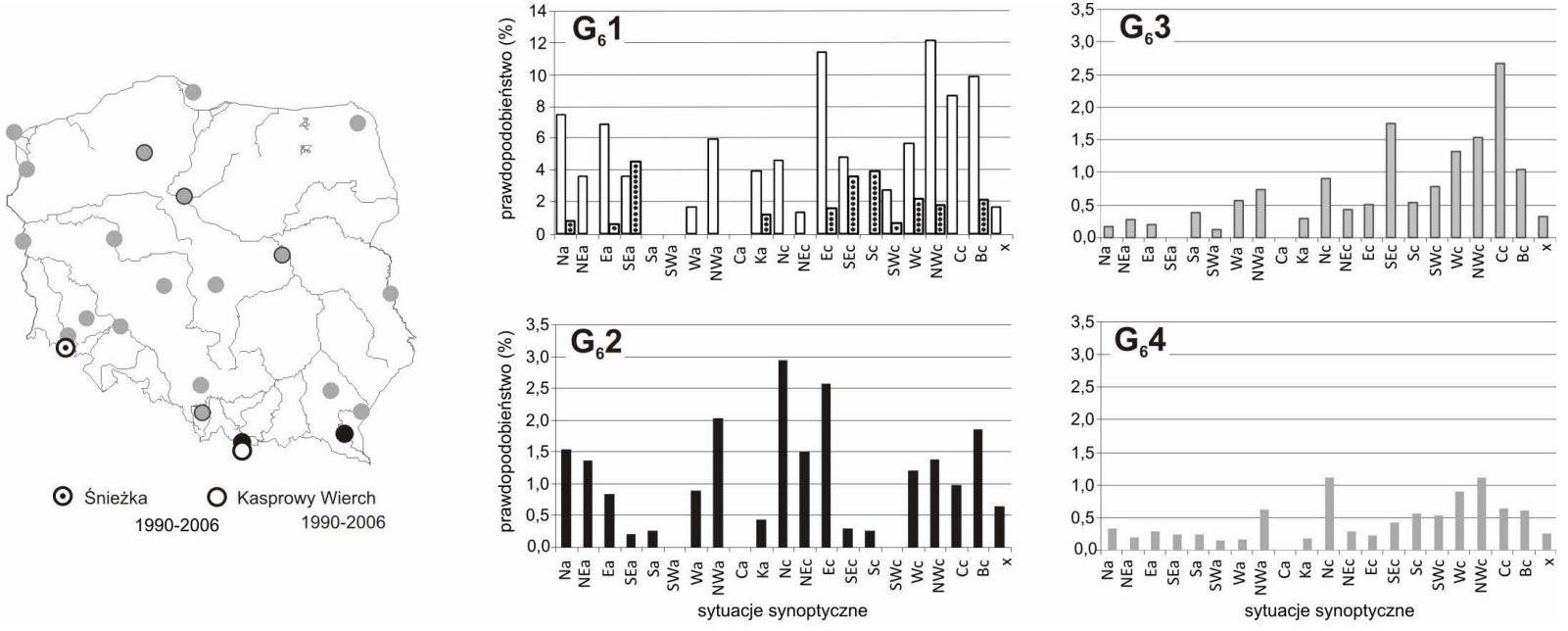
bagiennych (duże zasoby wilgoci) oraz dominujące kierunki adwekcji powietrza w tym rejonie.

Najbardziej charakterystyczny jest rozkład obliczonego prawdopodobieństwa na stacjach wysokogórskich, chociaż należy pamiętać, że w analizie uwzględniono jedynie lata 1990-2006. Na Kasprowym Wierchu, zarówno w całym półroczu ciepłym, jak i od kwietnia do czerwca, opadom gradu najbardziej sprzyjała północno-zachodnia i wschodnia sytuacja cyklonalna (NWc i Ec). Wartości prawdopodobieństwa warunkowego wynoszą dla całego półrocza 12,2% i 11,5%, natomiast dla okresu od kwietnia do czerwca 14,1% i 16,2% (ryc. 6 i 7). Do sytuacji sprzyjających zaliczyć należy także bruzdę cyklonalna (Bc – odpowiednio 9,9% i 10,6%) oraz centrum niżu (Cc – 8,7% i 6,7%), z którymi silnie związane są fronty atmosferyczne. Warto również zwrócić uwagę na antycyklonalne sytuacje Na, Ea i NWa, w przypadku których prawdopodobieństwo waha się od 5,9% do 8,8% (ryc. 6 i 7). Na Śnieżce, za najbardziej sprzyjającą występowaniu gradu należy uznać adwekcję powietrza z południowego wschodu (SEa i SEc) oraz sytuację południową cyklonalną (Sc). Prawdopodobieństwo warunkowe wyniosło odpowiednio: dla całego półrocza ciepłego 4,5% i 3,6% oraz 3,9%, dla okresu od kwietnia do czerwca 8,0% i 5,9% oraz 6,7% (ryc. 6 i 7). Pozostałe wymienione stacje wyróżniają się największym prawdopodobieństwem wystąpienia gradu podczas adwekcji powietrza z północy i wschodu związanego z układem cyklonalnym (Nc i Ec). Szczególnie ważna jest rola adwekcji powietrza z północy (Nc) w pierwszych trzech omawianych miesiącach, dla których wartości prawdopodobieństwa na wszystkich pięciu wymienionych stacjach są równe lub większe niż 4%.

W przypadku pozostałych stacji trudno wskazać na wyraźne różnice w rozkładzie prawdopodobieństwa wystąpienia gradu w zależności od typu sytuacji synoptycznej. Niezależnie od analizowanego okresu roku, obliczone wartości prawdopodobieństwa są bardzo niewielkie i najczęściej nie przekraczają 2%. Opadom gradu bardziej sprzyjają sytuacje cyklonalne, a szczególnie wymienione wcześniej typy: Cc, Nc, Wc,, NWc oraz sytuacja NWa. Bardziej szczegółowa analiza pozwoliła wydzielić z tej grupy stacji: 4 w przypadku analizy sześciu miesięcy ($G_6$3) i 9 ($G_3$3), gdy rozpatrywano okres od kwietnia do czerwca (ryc. 6 i 7).
Nie tworzą one zwartych regionów. W pierwszym przypadku wyróżniają je wyższe wartości prawdopodobieństwa oraz nieco większe szanse wystąpienia gradu podczas sytuacji południowo-wschodniej cyklonalnej i centrum niżu (SEc i Cc) (ryc. 6). W drugim przypadku wyróżnione stacje charakteryzują się wyraźnie wyższymi wartościami prawdopodobieństwa wystąpienia gradu podczas sytuacji zachodniej cyklonalnej (Wc) oraz sytuacji: Wa, SEc, NWc i Cc (ryc. 7). Należy jednak podkreślić, że zróżnicowanie to jest bardzo niewielkie i o zaliczeniu stacji do jednej z grup mogły zadecydować nawet 1-2 przypadki opadu gradu.

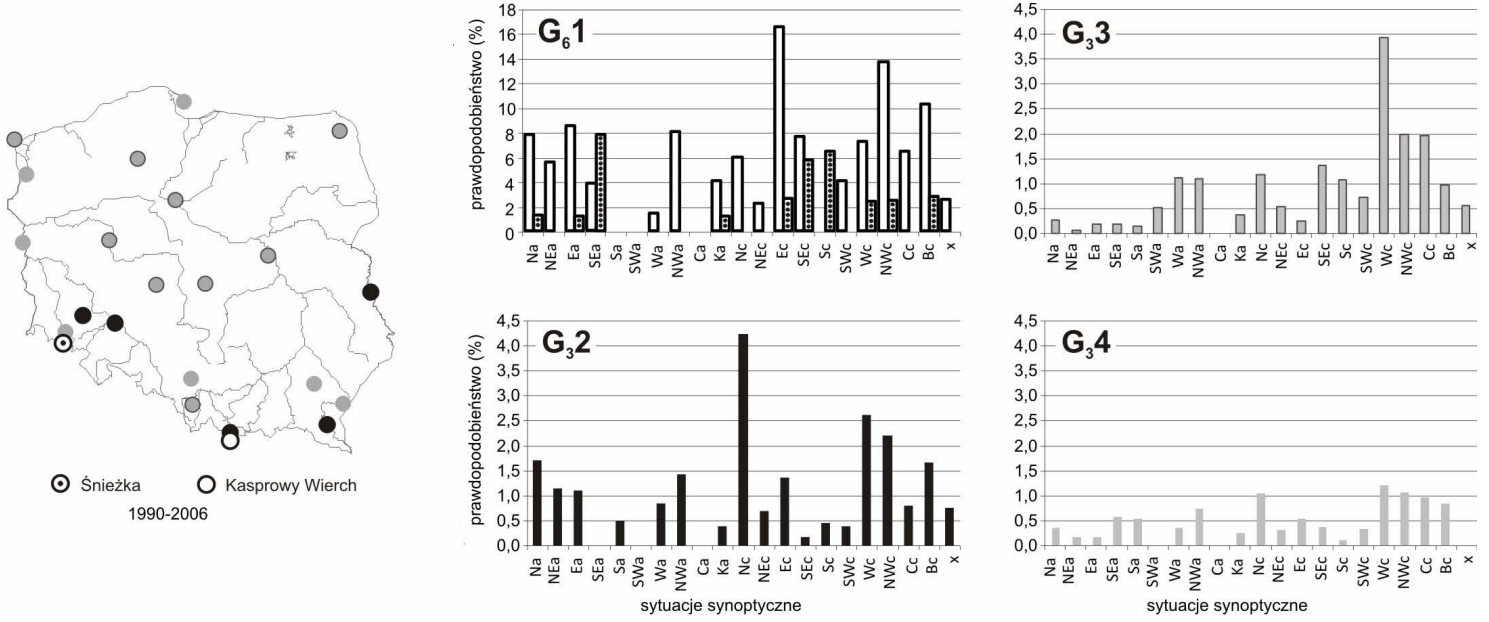
Opady gradu a fronty atmosferyczne

Jak wykazały wcześniejsze prace, warunki sprzyjające powstawaniu silnych zjawisk konwekcyjnych najczęściej występują w strefach frontów atmosferycznych (Bielec-Bąkowska 2002, Łupikasza i Bielec-Bąkowska 2009).



Ryc. 6. Prawdopodobieństwo warunkowe (%) wystąpienia dnia z gradem w poszczególnych typach sytuacji synoptycznych na wybranych stacjach (1966-2006) – od kwietnia do września

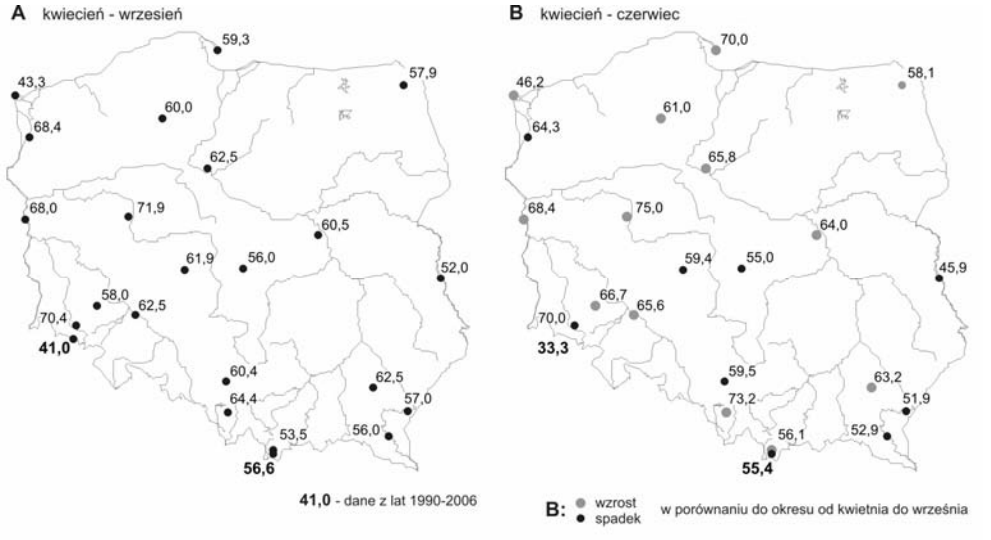
Fig. 6. Conditional probability (%) of day with hail occurrence in particular type of synoptic situations at selected stations (1966-2006) – from April to September



Ryc. 7. Prawdopodobieństwo warunkowe (%) wystąpienia dnia z gradem w poszczególnych typach sytuacji synoptycznych na wybranych stacjach (1966-2006) – od kwietnia do czerwca

Fig. 7. Conditional probability (%) of day with hail occurrence in particular type of synoptic situations at selected stations (1966-2006) – from April to June

Z frontami atmosferycznymi związane jest średnio ponad 80% burz oraz od około 80% do 100% opadów burzowych wyższych od 30,0 mm. Analizując występowanie opadów gradu stwierdzono jednak, że w badanym wieloleciu, tych związanych z frontami atmosferycznymi było znacznie mniej. Rozpatrując dni, w których chociaż na jednej z wybranych stacji wystąpił opad gradu, opady związane z frontami stanowiły 59,8%. W zależności od miesiąca wartości te zmieniały się od 58,6% w maju do 63,6% w sierpniu, jedynie we wrześniu udział ten był wyraźnie mniejszy i wynosił 51,0%. Na poszczególnych stacjach opisane zależności były podobne. Tylko w Świnoujściu i na Śnieżce (dane od 1990 r.) zanotowano większą częstość gradu nie związaną z frontami atmosferycznymi, odpowiednio aż 56,7% i 59,0% (ryc. 8A). Wśród pozostałych stacji na 19 udział gradu towarzyszącego frontom wahał się od 50% do 70%, a w Jeleniej Górze i Poznaniu wynosił odpowiednio 70,4% i 71,9%. Rozpatrując okres od kwietnia do czerwca na 13 z 23 stacji udział opadów gradu związanych z przejściem frontu atmosferycznego wzrósł o 0,4-10,7% i na czterech z nich (na Helu, w Poznaniu, Jeleniej Górze i Aleksandrowicach) był równy lub większy niż 70% (ryc. 8B). Na pozostałych stacjach nieco więcej notowano tego opadu powstałego w jednorodnej masie powietrza, ale tylko w Świnoujściu, Włodawie i na Śnieżce (aż 66,7%) stanowiły one ponad 50% wszystkich dni z gradem.



Ryc. 8. Udział (%) dni z gradem i frontami atmosferycznymi w ogólnej liczbie dni z gradem w okresie: A) od kwietnia do września oraz B) od kwietnia do czerwca (1966-2006)

Fig. 8. Share (%) of days with hail and atmospheric fronts in total number of days with hail in the period: A) from April to September and B) from April to June (1966-2006)

Analizując przypadki wewnątrzmasowych opadów gradu stwierdzono, że często występowały one na obrzeżach wyżów w chwiejnej masie powietrza, po przejściu frontu chłodnego lub też towarzyszyły liniom zbieżności. Przykładem może być opad gradu, jaki wystąpił na 6 stacjach 23 maja 1998 r. Opady te były

związane z napływem arktycznych mas powietrza towarzyszących niżowi z centrum zlokalizowanym na północny wschód od Polski. Dzień wcześniej nad Polską przemieszczał się związany z nim chłodny front atmosferyczny, który zepchnął cieplejsze powietrze polarne morskie na południe. Zanotowane opady gradu powstały w jednorodnej masie powietrza, co najprawdopodobniej było wynikiem silnej konwekcji, jaka rozwinęła się w ciągu dnia w zafrontowej masie powietrza.

Podsumowanie

Uzyskane wyniki pozwalają stwierdzić, że opadom gradu w Polsce najbardziej sprzyjają sytuacje cyklonalne oraz związane z nimi fronty atmosferyczne. Okazało się jednak, że znaczna część gradu występuje w jednorodnej masie powietrza (około 40%), często towarzysząc również sytuacjom antycyklonalnym. Udział ten różnił się w zależności od stacji oraz od okresu w ciągu roku jaki rozpatrywano. W Świnoujściu, Włodawie i na Śnieżce, w miesiącach od kwietnia do czerwca, wewnątrzmasowe opady gradu stanowiły nawet ponad połowę wszystkich analizowanych przypadków.

Zróżnicowanie między stacjami widoczne jest także podczas analizy sytuacji synoptycznych sprzyjających występowaniu gradu. Najbardziej wyróżniały się stacje wysokogórskie (Wierch i Śnieżka) oraz te znajdujące się w zasięgu wpływu barier orograficznych: Legnica, Wrocław, Włodawa, Zakopane i Lesko. W pozostałych przypadkach zróżnicowanie między stacjami jest niewielkie, a wartości prawdopodobieństwa wystąpienia gradu w zależności od typu sytuacji synoptycznej są bardzo małe. Mimo, że można wydzielić pewne grupy stacji charakteryzujące się podobnymi rozkładem badanego prawdopodobieństwa, to nie tworzą one zwartych regionów. Prawdopodobnie związane jest to z bardzo małą liczbą opadów gradu w Polsce i dość przypadkowym charakterem ich występowania. Z tego powodu, rozpatrując poszczególne stacje, nawet pojedyncze przypadki opadu gradu mogą wpłynąć na zmianę uzyskanych wyników. Wydaje się zatem, że poza obszarami o dużym zróżnicowaniu hipsometrycznym trudno wskazać regiony charakteryzujące się wyraźnie odmienną genezą i liczbą opadów gradowych.

Przedstawione zróżnicowanie między stacjami oraz zagrożenie i szkody, jakie mogą spowodować opady gradu wskazują na duże znaczenie badań dotyczących ich występowania. Dalsze prace z tego zakresu powinny być przeprowadzone na podstawie obserwacji ze znacznie większej liczby stacji, uwzględniać regionalne zróżnicowanie obszaru Polski i zmierzać do bardziej szczegółowych analiz warunków meteorologicznych jakim towarzyszy występowanie gradu.

Opracowanie wykonano w ramach projektu badawczego (PBZ-KBN-086/P04/2003) finansowanego ze środków Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego.

Literatura

Beniston M., Stephenson D.B., 2004, Extreme climatic events and their evolution under changing climatic conditions. Global and Planetary Change, 44: 1-9.

Bielec Z., 1996, Występowanie burz w Krakowie w latach 1896-1995. Mps. pracy magisterskiej, Archiwum Zakładu Klimatologii UJ, Kraków.

Bielec-Bąkowska Z., 2002, Zróżnicowanie przestrzenne i zmienność wieloletnia występowania burz w Polsce (1949-1998). Wyd. UŚ, Katowice.

Brázdil R., Štěpánek P., Vais T., 1998, Časová a prostorová analýza bouřek, krupobiti a extrémnich srážek v jižni části Moravy v obdobi 1946-1995. Meteorologickié zprávy, 51, 2: 45-52.

Chromá K., Brázdil R., Tolasz R., 2005, Spatio-temporal variability of halistorms for Moravia and Silesia in the summer half-year of the period 1961-2000. Meteorologický časopis, 8: 65-74.

Chunxi Z., Qinghong Z., Yuqing W., 2008, Climatology of Hail in China: 1961-2005. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 47, 3: 795-804.

Easterling D.R., Evans J.L., Groisman P. Ya., Karl T.R., Kunkel K.E., Ambenje P., 2000, Observed variability and trends in extreme climate events: a brief review. Bulletin of the American Meteorological Society, 81: 417-425.

Fraile R., Berthet C., Dessent J., Sánchez J.L., 2003, Return period of severe hailfalls computed from hailpad data. Atmospheric Research, 67-68: 189-202.

IPCC, 2007, Climate Change 2007. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. (In:) S. Solomon et al. (Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996.

Kolendowicz L., 2005, Wpływ cyrkulacji atmosferycznej oraz temperatury i wilgotności powietrza na występowanie dni z burzą na obszarze Polski. Wyd. Naukowe UAM, Poznań.

Koźmiński Cz., 1965, Próba wydzielenia obszarów źródłowych tworzenia się termicznych burz gradowych na terenie województwa kieleckiego. Przegląd Geograficzny, 37, 3: 521-532.

Koźmiński Cz., Rytel M., 1963, Próba wykreślenia izarytm prawdopodobieństwa wystąpienia burz gradowych w Polsce na podstawie lat 1947-1960. Czasopismo Geograficzne, 34, 1: 51-60.

Łupikasza E., Bielec-Bakowska Z., 2009. Atmospheric conditions and severe storm occurrence in Poland. 5th European Conference on Severe Storms, 12-16 Oct. 2009 Landshut, Germany, 2.

Niall S., Walsh K.J.E., 2005, The influence of climate change on hail occurrence in southeast Australia. Journal of Climatology, 25: 1933-1952.

Niedźwiedź T., 2010, Kalendarz typów cyrkulacji atmosfery dla Polski południowej. Zbiór komputerowy. Uniwersytet Śląski, Katedra Klimatologii, Sosnowiec.

Pruchnicki J., 1999, W sprawie pojęć dotyczących globalnych zmian klimatu. Wiadomości IMGW, 22, 4: 35-42.

Simeonov P., Georgiev Ch. G., 2003, Severe wind/hail storms over Bulgaria in 1999-2001 period: synoptic- and meso-scale factors for generation. Atmospheric Research, 67-68: 629-643.

Twardosz R., 2005, Dobowy przebieg opadów atmosferycznych w ujęciu synoptycznym i probabilistycznym na przykładzie Krakowa (1886-2002). Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków.

Wisner B., Blaikie P., Cannon T., Davis I., 2004, At Risk: Natural hazards, people's vulnerability and disasters. Routledge, New York, USA.

Zinkiewicz W., Michna E., 1955, Częstość występowania gradu w woj. Lubelskim w zależności od warunków fizjograficznych. Annales UMCS, Sectio B, 10, 5: 224-267.

Summary

The paper presents results of research on the relationship between hail fall occurrence and synoptic situations. The analysis was based on meteorological observations from 23 stations in Poland in the years 1966-2006 (from April to September). In the study "Calendar of Circulation Types for territory of Southern Poland" by T. Niedźwiedź and synoptic maps were also used. During the study period hail fall events most often accompanied cyclonic situations (69.7% of all days when a hail was recorded), and mainly cyclonic trough (Bc - 21.3%), as well as western and north-western cyclonic situations (Wc – 12.7% and NWc – 10.9%), whereas the most favourable situations for the hail fall were occurrences of a centre of low pressure over Poland (Cc – conditional probability 20.6%) and northern cyclonic situations (Nc – 17.6%). Considering the period from April to June, hail fall events were favoured the most by western cyclonic situations (Wc – 36.6%) and the Cc i Nc situations mentioned above (25.7 and 24.5% respectively). The relationships presented were different at various stations, and values of the conditional probability were usually equal or below 3%. Kasprowy Wierch, Śnieżka, Legnica, Wrocław, Włodawa, Zakopane and Lesko were the stations which stood out the most, because of strong influence of orography. About 60% of the hail events analysed were connected with atmospheric fronts crossing over Poland. At various stations this proportion ranged from about 40% to over 70%. Hail events of inter air mass type frequently occurred on the edges of high-pressure areas in an unstable air masses: after a cold atmospheric front passing or accompanied convergence zones.

T. Ciupa, R. Suligowski (red.)
Woda w badaniach geograficznych
Instytut Geografii
Uniwersytet Jana Kochanowskiego
Kielce, 2010, s. 375-385

Ocena przydatności reanalizy NCEP/NCAR w badaniach zmienności warunków pluwialnych w Polsce

Asessment of the NCEP/NCAR reanalysis applicability in the analysis of pluvial conditions in Poland

Michał Pilarski[1], Szymon Walczakiewicz[2], Michał Marosz[1]

[1] Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej,
michal.pilarski@imgw.pl, michal.marosz@imgw.pl

[2] Uniwersytet Szczeciński, szymon.walczakiewicz@univ.szczecin.pl

Streszczenie: Celem pracy było określenie przydatności rezultatów z reanalizy NCEP/NCAR do oceny warunków klimatycznych w skali mniejszej niż obszar kontynentu. Wykorzystano wartości sum miesięcznych opadu atmosferycznego w latach 1971-2000, zarówno z reanalizy NCEP/NCAR, jak i bazy danych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej. W przypadku reanalizy dane dotyczą 35 punktów gridowych mieszczących się w zakresie przestrzennym 48,6°N-56,2°N i 13,1°E-24,5°E. Rozdzielczość siatki węzłowej wynosi 1,9° x 1,9°. Natomiast dane obserwacyjne z IMGW odnoszą się do 50 stacji synoptycznych, nierównomiernie rozmieszczonych na obszarze Polski. Uzyskane wynikipozwoliły na określenie różnic w rozkładzie przestrzennym wartości sum opadu atmosferycznego pochodzącego z reanalizy i danych IMGW w odniesieniu do roku, jak i miesięcy charakterystycznych. Dodatkowo określono wartości współczynnika korelacji między badanymi seriami, pochodzącymi z obydwu źródeł. Rezultaty pracy wskazują na przeszacowanie wartości sumy opadu przez reanalizę w stosunku do danych obserwacyjnych, szczególnie w okresie letnim. Regionem o najlepszym dopasowaniu danych modelowych do wartości obserwacyjnych jest wybrzeże północno-zachodniej Polski.

Słowa kluczowe: reanaliza NCEP/NCAR, warunki opadowe, sumy opadów

Key words: NCEP/NCAR reanalysis, precipitation conditions, precipitation totals

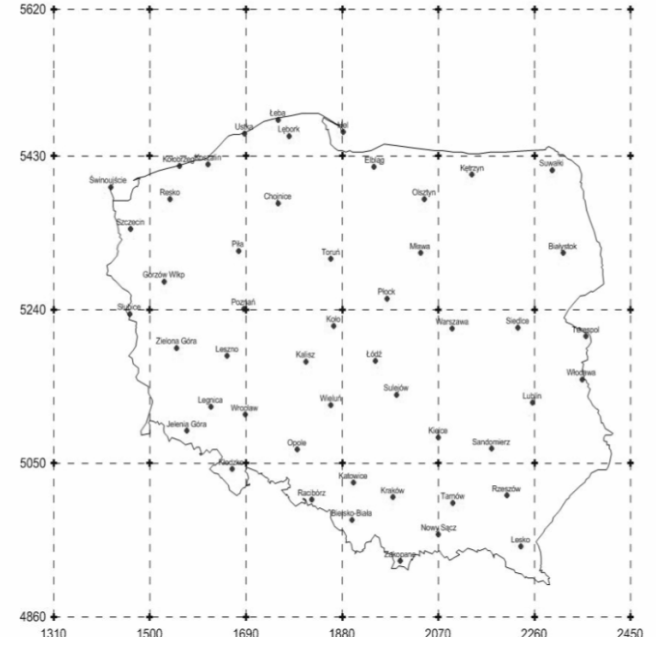
Wstęp

Dane z reanalizy są coraz częściej wykorzystywane w badaniach warunków klimatycznych. Mogą być one stosowane jako dodatkowy lub uzupełniający materiał badawczy, służący do określania warunków klimatycznych. Zatem istnieje

potrzeba porównania danych z reanalizy z danymi obserwacyjnymi pod kątem ich jakości. Nieciągłe w czasie i przestrzeni parametry meteorologiczne, takie jak np. opad atmosferyczny, wymagają szczególnie wnikliwych badań. Porównanie sum opadu z reanalizy z danymi obserwacyjnymi przeprowadzili wcześniej M. Serezze i C. Hurst (2000) dla obszaru Arktyki oraz J. Janowiak i in. (1998) dla całego świata. Autorzy powyższych prac stwierdzili jednoznacznie, że uzyskane wyniki należy traktować z daleko posuniętą ostrożnością.

Celem pracy było określenie przydatności rezultatów modelowych z reanalizy NCEP/NCAR, pochodzących z Boulder w Stanach Zjednoczonych, do oceny warunków opadowych na obszarze Polski.

Pretekstem do podjęcia tego typu badań jest niewielka ilość prac dotyczących jakości reanaliz w skali mniejszej niż kontynentalna (Miętus 2009). W pracy wykorzystano wartości sum miesięcznych opadu atmosferycznego w latach 1971-2000, zarówno z reanalizy NCEP/NCAR, jak i bazy danych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej. W przypadku reanalizy dane odnoszą się do 35 punktów gridowych mieszczących się w zakresie przestrzennym 48,6°N-56,2°N i 13,1°E-24,5°E. Rozdzielczość siatki węzłowej wynosi 1,9° x 1,9°. Natomiast dane obserwacyjne z IMGW pochodzą z 50 stacji synoptycznych zlokalizowanych na obszarze całej Polski (ryc. 1).



Ryc. 1. Położenie stacji synoptycznych i punktów gridowych reanalizy NCEP/NCAR

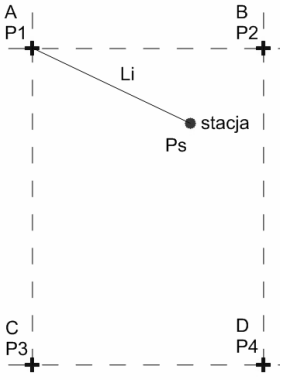
Fig. 1. Location of meteorological stations and NCEP/NCAR grids

Dane źródłowe i metody opracowania

Z bazy IMGW wybrano stacje synoptyczne charakteryzujące się jednorodnością danych i kompletnością serii pomiarowej dotyczącej sum miesięcznych opadu atmosferycznego z wielolecia 1971-2000. Dane źródłowe

pochodzące z Reanalysis Project NCEP/NCAR (Kalnay i Kanamitsu 1996) posiadają niski status (C) w porównaniu do innych parametrów meteorologicznych. Status ten wynika z genezy danych. Elementy klasy A oparte są głównie na danych obserwacyjnych (np. wiatr, temperatura powietrza, SLP). Status klasy B związany jest z danymi asymilowanymi do punktów siatki gridowej, łącznie z obserwacji i modelu (np. temperatura powierzchni, wilgotność). Natomiast dane klasy C (zachmurzenie, opad atmosferyczny) są zależne od wyników przeprowadzonej symulacji modelowej. Z punktu widzenia opadu, bardzo istotnym elementem jest klasa D „pozameteorologiczna", która dotyczy m.in. modelu hipsometrycznego, użytkowania terenu, maski lądów i mórz, czyli czynników w dużej mierze determinujących wartość opadu.

Pierwszy etap badań polegał na dopasowaniu lokalizacji punktów węzłowych siatki wykorzystywanej w reanalizie z miejscem położenia danej stacji synoptycznej (ryc. 2).



Ryc. 2. Zasada tworzenia serii synchronicznych na podstawie wartości danego elementu w 4 gridach, między którymi jest zlokalizowana stacja meteorologiczna

Fig. 2. The synchronous series formula based on 4 grids values close to meteorological station

W tym celu dokonano interpolacji wartości opadu z odpowiednich gridów, tworząc ciągi synchroniczne (Miętus 2009). Do stworzenia serii synchronicznych posłużono się metodą średniej ważonej wartości referencyjnej (Miętus 2002), której wzór ma postać:

$$P_s = \frac{\sum_{i=1}^{4} P_i e^{-0,005 L_i}}{\sum_{i}^{4} e^{-0,005 L_i}}$$

gdzie:

P_s – wartość synchronicznej serii opadu w miejscu lokalizacji stacji synoptycznej (mm),

P_i – wartość opadu w i-tym punkcie gridowym (mm),

L_i – odległość między i-tym gridem a stacją (km),

e – liczba Eulera (2,718).

Drugi etap prac polegał na porównaniu serii synchronicznych stworzonych na podstawie danych z reanalizy z danymi IMGW dla wybranych stacji. Do oceny przydatności danych z reanalizy obliczono różnice pomiędzy obydwiema seriami czasowymi wartości średnich sumy opadu w skali roku jak i dla miesięcy charakterystycznych. Dodatkowo wyznaczono współczynniki zmienności sumy opadu dla roku w badanym wieloleciu oraz współczynniki korelacji liniowej Pearsona między sumą opadu z IMGW i z reanalizy, dla roku i dwóch miesięcy: stycznia i lipca. Następnie sprawdzono istotność statystyczną korelacji testem Z-Fishera (Pruchnicki 1987).

Wartość średniej obszarowej sumy rocznej i sum miesięcznych dla obszaru Polski została obliczona metodą wieloboków Thiessena. Ponadto obliczono wartość współczynnika korelacji dla miesięcy dla całego obszaru badań.

Wyniki badań

Zmienność przestrzenna średniej sumy rocznej i miesięcznej opadu atmosferycznego

Rozkład przestrzenny średniej rocznej sumy opadu z badanego wielolecia ze stacji synoptycznych nawiązuje do wyników uzyskanych w innych pracach (Kożuchowski 1985, Woś 1999, Lorenc 2005). Układ izohiet ma przebieg równoleżnikowy, z najniższymi sumami opadów – poniżej 550 mm w środkowej Polsce i najwyższymi wartościami na obszarach górskich – powyżej 900 mm oraz na północy i północnym-zachodzie kraju, gdzie osiągają 600-700 mm (ryc. 3a). Odmienny rozkład przestrzenny przedstawiają wartości z reanalizy, z której wynika, że północno-zachodnia Polska charakteryzuje się najniższymi opadami (poniżej 600 mm), a wartości najwyższe występują w środkowo-wschodniej Polsce (powyżej 900 mm) (ryc. 3b). Obraz różnic między wartościami z reanalizy, a danymi z IMGW, wykazuje bardzo wysokie wartości, przekraczające 300 mm na wschodzie badanego obszaru (ryc. 3c). Stanowi to generalnie ok. 60% średniej rocznej sumy opadu (ryc. 3d). Regiony, w których różnice są najmniejsze, to północno-zachodnia oraz południowa Polska, gdzie różnice wynoszą ± 100 mm (ok. 20% średniej sumy rocznej). W zdecydowanej większości obszaru badań występują wartości dodatnie (ryc. 3c), co wskazuje na zawyżenie wysokości opadu przez reanalizę niekiedy nawet powyżej 50% (ryc. 3d).

W styczniu rozkład średniej miesięcznej sumy opadu, zarejestrowanej w okresie 1971-2000, przyjmował wartości w zakresie od mniej niż 30 mm w centrum i na wschodzie kraju, do ponad 40 mm na północnym-zachodzie oraz w zachodniej części Karpat, tj. w pasie Bielsko-Biała – Zakopane (ryc. 4a). Najwyższe wartości różnic średnich sum opadów w tym miesiącu wynoszą ponad 20 mm. Kwiecień charakteryzuje się większą średnią sumą opadów na południu szczególnie na przedgórzu i w górach – ok. 70 mm (ryc. 4b). W tym rejonie zanotowano najniższe różnice opadowe (poniżej 10 mm). Podobna sytuacja występuje na północnym-zachodzie kraju. W okresie letnim wartości średniej sumy opadu są zdecydowanie większe (ryc. 4c), co spowodowane jest wyższymi sumami opadów o charakterze konwekcyjnym. Najwyższa średnia suma opadu w lipcu występuje na obszarze Tatr ok. 150 mm. W Polsce nizinnej mamy do czynienia ze zdecydowanie mniejszym gradientem izohiet, z najniższą wartością poniżej 70 mm na północnym-zachodzie kraju. Rozbieżność wartości średniej sumy opadu

z reanalizy i danych obserwacyjnych jest w lipcu największa. Opad z reanalizy jest przeszacowany względem danych z IMGW, a w Polsce centralno-wschodniej, aż o ponad 80 mm (ok. 90% średniej sumy miesięcznej). Przeszacowanie to zmniejsza się do 0 mm w Polsce północno-zachodniej i w okolicach Zakopanego. W październiku najniższe wartości średnich sum opadu występują w pasie środkowej Polski i zwiększają się w kierunku północnym i południowym do ok. 60 mm (ryc. 4d). Miesiąc ten wyróżnia się niedoszacowaniem sumy opadu dla większości obszaru Polski. Różnice te występują w północno-zachodniej oraz południowej części kraju (ponad 20 mm), natomiast w środkowej i wschodniej są lepiej dopasowane i ich różnice nie przekraczają 10 mm.

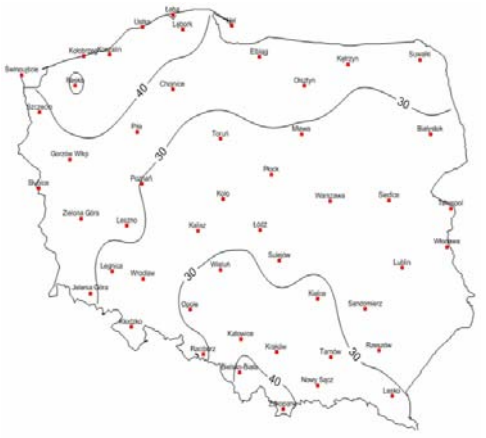


Ryc. 3. Średnia roczna suma opadu atmosferycznego (mm) w Polsce w wieloleciu 1971-2000, na podstawie danych IMGW (a), danych NCEP/NCAR (b), oraz ich różnice w wartościach bezwzględnych (c) i procentowych (d)

Fig. 3. Spatial variability of annual mean precipitation totals (mm) in Poland acc. to synoptic stations (IMGW) (a), NCEP/NCAR data (b), and the difference between them (mm) (c) and the percent difference (d), 1971-2000

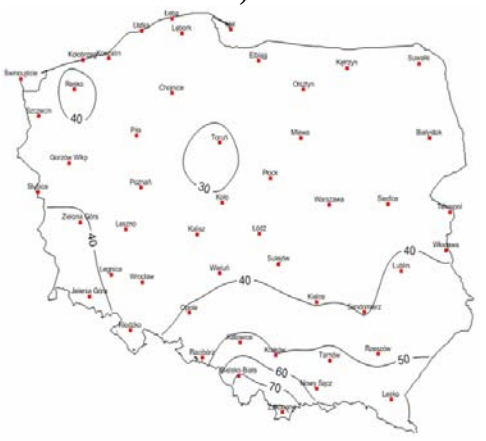
IMGW

a)



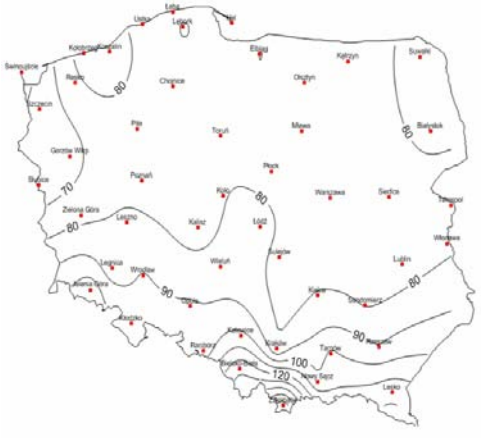
styczeń

b)



kwiecień

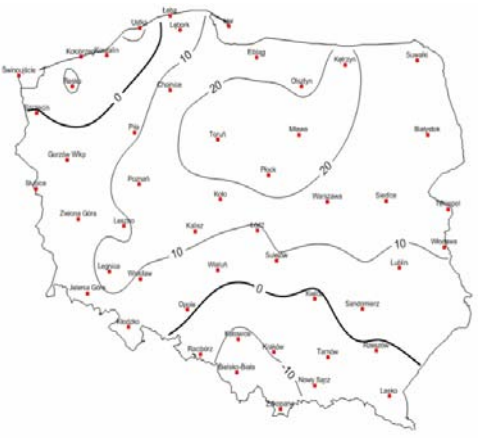
c)



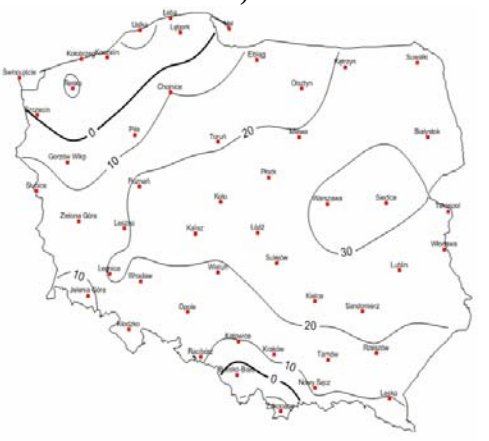
lipiec

NCEP/NCAR – IMGW

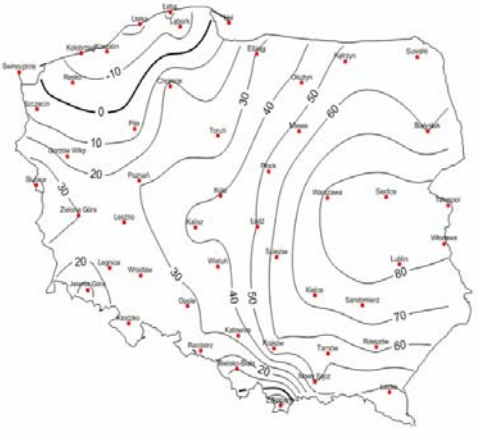
e)

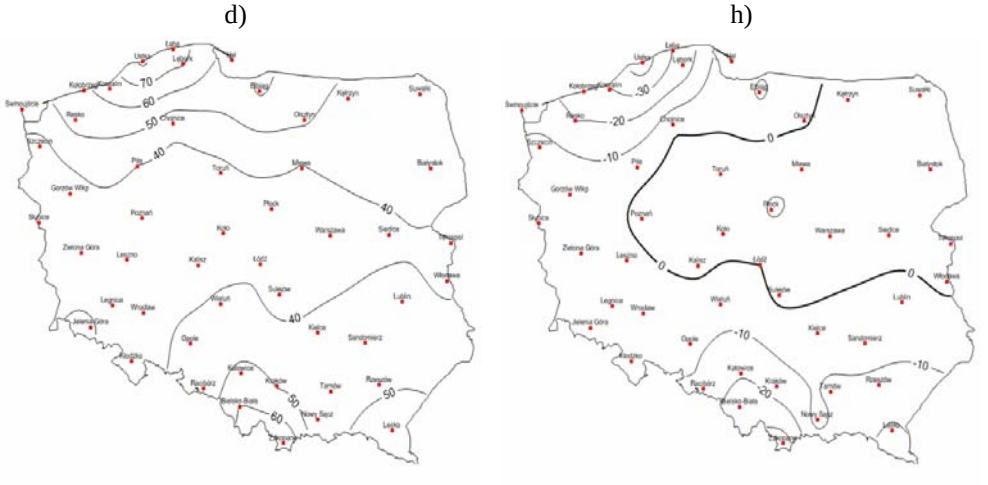


f)



g)



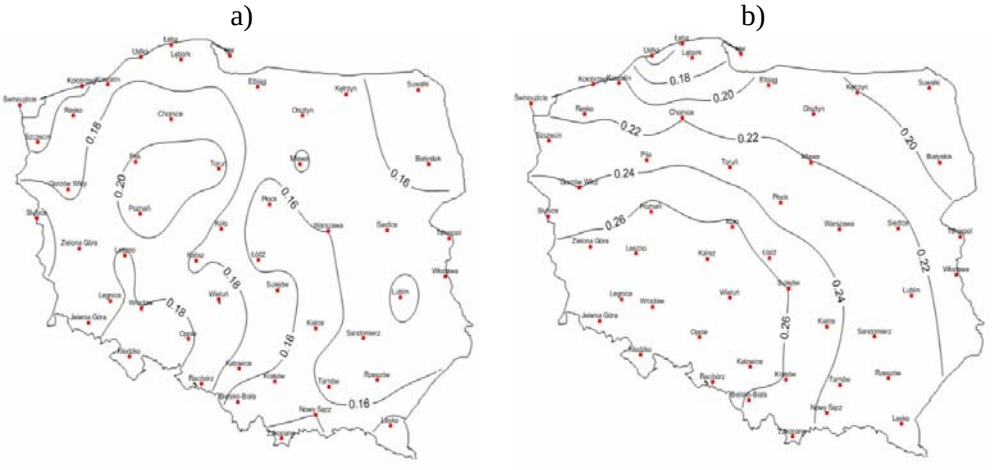


Ryc. 4. Średnia miesięczna suma opadu atmosferycznego (mm) na podstawie danych ze stacji IMGW w wybranych miesiącach (a, b, c, d) wielolecia 1971-2000 w Polsce oraz różnice (mm) między reanalizą NCEP/NCAR a danymi IMGW (e, f, g, h)

Fig. 4. Spatial variability of IMGW mean monthly precipitation totals (mm) in selected months (a, b, c, d) in Poland and difference between NCEP/NCAR and IMGW precipitation totals (mm) (e, f, g, h), 1971-2000

Rozkład przestrzenny współczynnika zmienności i współczynnika korelacji

Rozkład przestrzenny wartości rocznych współczynnika zmienności, który jest względną miarą rozproszenia, dla danych IMGW jest odmienny w porównaniu do rozkładu z reanalizy.

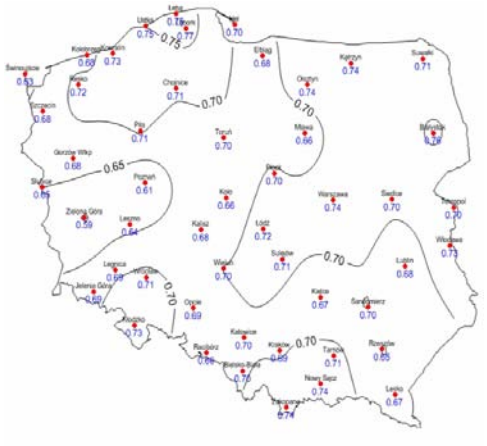


Ryc. 5. Współczynnik zmienności średniej rocznej sumy opadu atmosferycznego w Polsce w wieloleciu 1971-2000 dla danych IMGW (a) i reanalizy NCEP/NCAR (b)

Fig. 5. Spatial variability of variability coefficient for IMGW data (a) and NCEP/NCAR reanalysis (b) annual mean precipitation totals in Poland, 1971-2000

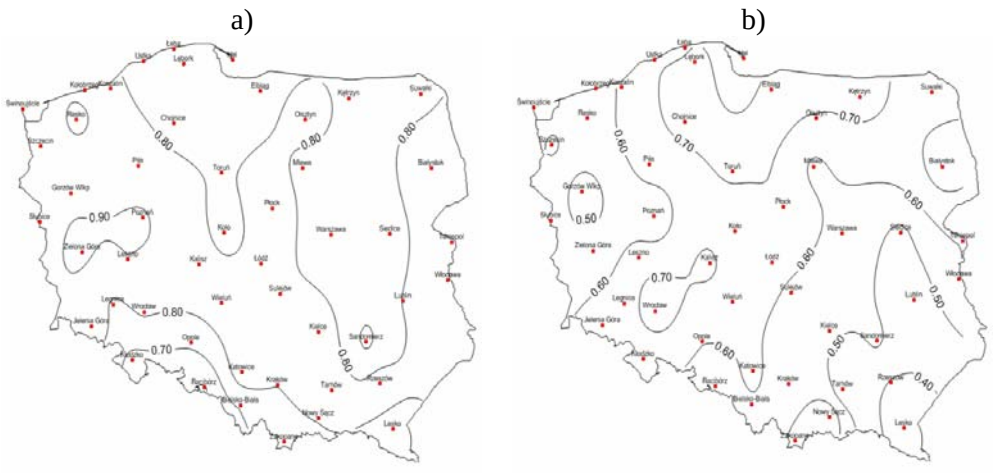
Najwyższe jego wartości dla danych obserwacyjnych występują między Poznaniem, Piłą i Toruniem (powyżej 0,20), natomiast najniższe charakteryzują południową część kraju (poniżej 0,14). Rozkład analizowanego współczynnika dla danych z reanalizy wykazuje jego wzrost w kierunku południowo-zachodnim (ponad 0,26) (ryc. 5).

Współczynnik korelacji jest miarą podobieństwa serii pomiarowych. Przeprowadzone testy statystyczne wykazały istotność statystyczną korelacji między analizowanymi zmiennymi dla roku i miesięcy – na poziomie istotności $\alpha = 0{,}05$. Analizowany współczynnik przyjmuje dla wszystkich stacji wartości dodatnie, nie mniejsze od 0,60 (z wyjątkiem Zielonej Góry – 0,59). Najwyższą korelację (powyżej 0,75) stwierdzono w Lęborku, Ustce i Łebie. Większość serii danych pomiarowych i synchronicznych, użytych w badaniach, jest skorelowana na poziomie ok. 0,70 (ryc. 6).



Ryc. 6. Współczynnik korelacji między średnią roczną sumą opadu obserwowanego oraz z reanalizy w Polsce w wieloleciu 1971-2000

Fig. 6. Spatial variability of correlation coefficent annual mean precipitation totals in Poland, 1971-2000



Ryc. 7. Współczynnik korelacji między średnią roczną sumą opadu obserwowanego oraz z reanalizy w Polsce w wieloleciu 1971-2000: w styczniu (a) i lipcu (b)

Fig. 7. Spatial variability of correlation coefficient monthly mean precipitation totals in January (a) and July (b) in Poland, 1971-2000

Zmienność przestrzenna współczynnika korelacji dla stycznia przyjmuje wyższe wartości niż w lipcu (ryc. 7). Zakres wartości współczynnika korelacji dla stycznia wynosi od 0,59 w Raciborzu – do ponad 0,90 w Zielonej Górze i Poznaniu. Lipiec charakteryzuje się niską korelacją w południowo-wschodniej części Polski, poniżej 0,40 (Rzeszów, Lesko). Natomiast w północnej części kraju przyjmuje on wartości powyżej 0,70, z maksimum w Białymstoku (0,77).

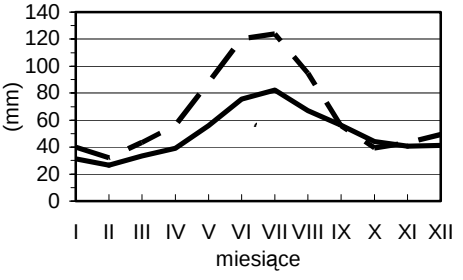
Zmienność czasowa współczynnika korelacji i średniej obszarowej sumy opadu atmosferycznego

Wartości współczynnika korelacji między danymi obserwacyjnymi i reanalizą w skali roku dla obszaru Polski wykazują dużą zmienność sezonową (ryc. 8). Najlepsze dopasowanie tego współczynnika występuje zimą – korelacja przyjmuje wartości powyżej 0,60. Z kolei najniższe wartości osiąga wiosną i latem (maj – 0,32). Średnia obszarowa roczna suma opadu atmosferycznego w Polsce w badanym wieloleciu wyniosła 593 mm. Natomiast wartość tego elementu obliczona na podstawie danych z reanalizy jest o prawie 200 mm wyższa i osiąga poziom 786 mm. Wynik ten zbliżony jest do średniej sumy opadu w strefie ograniczonej równoleżnikami 50 i 55°N, która wynosi 794 mm (por. Kożuchowski 1985). Zbliżone wartości sumy opadu w Polsce występują od września do marca, kiedy to wartość zawyżenia opadu przez reanalizę nie przekracza 10 mm. Najwyższe różnice występują w okresie letnim, szczególnie w czerwcu i lipcu – powyżej 40 mm (ryc. 9).



Ryc. 8. Roczny przebieg współczynnika korelacji w Polsce między średnią obszarowa suma opadu atmosferycznego dla danych IMGW i reanalizy NCEP/NCAR w wieloleciu 1971-2000

Fig. 8. Pattern correlations by month for Poland IMGW data and NCEP/NCAR reanalysis precipitation totals for Poland 1971-2000



Ryc. 9. Roczny przebieg średniej obszarowej sumy opadu atmosferycznego (mm) w Polsce w latach 1971-2000, dla danych IMGW (linia ciągła) i reanalizy NCEP/NCAR (linia kreskowana)

Fig. 9. Seasonal cycles in IMGW data (solid line) and NCEP/NCAR reanalysis (dashed line) precipitation totals (mm) in Poland in the 1971-2000

Podsumowanie

Porównanie rozkładu przestrzennego sumy opadu atmosferycznego pochodzącego z bazy danych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej z rezultatami reanalizy NCEP/NCAR dla obszaru Polski w badanym wieloleciu (1971-2000) wykazuje duże rozbieżności. Różnice te związane są głównie z dużą zmiennością czasową i przestrzenną wartości opadu i niskim statusem danych modelowych tego elementu.

Wyniki przeprowadzonych badań wskazują na znaczne przeszacowanie wartości sumy opadu przez reanalizę w stosunku do danych obserwacyjnych, szczególnie w okresie letnim.

Oceniając przydatność danych NCEP/NCAR można stwierdzić, że obszarem najbardziej odpowiednim do analizy warunków opadowych na podstawie reanalizy jest region północno-zachodniej Polski ze stacjami w Świnoujściu, Resku, Kołobrzegu, Koszalinie, Ustce, Łebie i Lęborku.

Z powyższych analiz wynika, że należy mieć ograniczone zaufanie do przydatności wartości sum opadów z reanalizy do opisu warunków opadowych w Polsce. Spowodowane jest to głównie brakiem odzwierciedlenia przez model NCEP/NCAR warunków kształtujących wartości opadu w skali podgridowej, co ma szczególne znaczenie w sezonie letnim.

Literatura

Janowiak J.E. i in., 1998, A Comparison of the NCEP–NCAR Reanalysis Precipitation and the GPCP Rain Gauge–Satellite Combined Dataset with Observational Error Considerations. American Meteorolgical Society, Journal of Climate, 11: 2960-2979.

Kalnay E., Kanamitsu M., 1996, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. BAMS, 77: 437-471.

Kożuchowski K., 1985, Zmienność opadów atmosferycznych w Polsce w stuleciu 1881-1980. Łódzkie Towarzystwo Naukowe, Acta Geographica Lodziensia, 48.

Lorenc H. (red.), 2005, Atlas klimatu Polski. Wyd. IMGW, Warszawa: 72-95.

Miętus M., 2002, O ciągłości i jednorodności wieloletnich serii klimatycznych na przykładzie rezultatów pomiarów w Koszalinie. (W:) Działalność naukowa profesora Władysława Gorczyńskiego i jej kontynuacja. Wyd. UMK, Toruń: 321-335.

Miętus M. (red.), 2009, O przydatności rezultatów globalnych reanaliz NCEP i ERA-40 do opisu warunków termicznych w Polsce. Wyd. IMGW, Warszawa.

Pruchnicki J., 1987, Metody opracowań klimatologicznych. Wyd. PWN, Warszawa: 146-147.

Serreze M.C., Hurst C.M., 2000, Representation of Mean Arctic Precipitation from NCEP – NCAR and ERA Reanalyses. American Meteorological Society, Journal of Climate, 13: 182-201.

Woś A., 1999, Klimat Polski. Wyd. PWN, Warszawa: 122-129.

Summary

There is a more and more common usage of the data provided by the global reanalyses in climatological research. The main objective of the study was to determine the suitability of the results of reanalyzes using the NCEP/NCAR model for the assessment of climatic conditions in a regional/local scale (i.e. a country ex. Poland) especially for meteorological variables which are considered discountinuous in both time and space (i.e. precipitation). The study used both the values of the monthly precipitation totals for the period 1971-2000 and acquired from NCEP/NCAR Reanalysis and the data from the database of the Institute of Meteorology and Water Management (IMGW). In the case of conducted reanalyzes a grid of 35 points with resolution 1,9º x 1,9º (48,6ºN-56,2ºN and 13,1ºE-24,5ºE) was used. By contrast, observational data from the IMGW relate to the unevenly spaced 50 synoptic stations located on Polish territory. The results obtained in the work allowed to identify the differences in the spatial distribution of precipitation totals between the NCEP/NCAR Reanalysis and meteorological data for the year, as well as in monthly time scale resolution. In addition the values of the correlation coefficients between the investigated series were estimated. The results of the work indicates the overestimation of the total precipitation rates by reanalysis products compared to observational data, especially during the summer. Region with the best fit of model results to the observation date is located in the north-west of the Polish coast.