Przegląd Naukowy

Inżynieria i Kształtowanie Środowiska

Rocznik XI 2002 Zeszyt 2(25)

SCIENTIFIC REVIEW
ENGINEERING AND ENVIRONMETAL SCIENCES
Półrocznik – Semiannual

RADA PROGRAMOWA
Kazimierz Adamowski (University of Ottawa, Kanada), Kazimierz Banasik – przewodniczący (SGGW), Tadeusz Bednarczyk (Akademia Rolnicza, Kraków), Kazimierz Garbulewski (SGGW), Małgorzata Gutry-Korycka (Uniwersytet Warszawski), Zbigniew Heidrich (Politechnika Warszawska), Bonifacy Łykowski (SGGW), Mariusz Kemblowski (Utah State University, USA), Jiří Vaška (Politechnika w Pradze, Czechy)

ZESPÓŁ REDAKCYJNY
Andrzej Ciepielowski, Bonifacy Łykowski (przewodniczący), Mieczysław Połoński

RECENZENCI
Zuzanna Borcz, Henryk Bryś, Andrzej Ciepielowski, Janusz Kubrak, Bonifacy Łykowski, Paweł Ogłęcki, Stanisław Pisarczyk, Zbigniew Szwejkowski, Stanisław Żakowicz

ADRES REDAKCJI
Wydział Inżynierii i Kształtowania Środowiska SGGW
ul. Nowoursynowska 166, 02-787 Warszawa
tel. 843 90 41 (61, 81) w. 11273 i 11759

Przegląd Naukowy

Inżynieria i Kształtowanie Środowiska

Rocznik XI 2002 Zeszyt 2(25)

Spis treści
Contens

PRACE ORYGINALNE

P. LICZNAR, M. ROJEK: Erozyjność deszczy południowo-zachodniej Polski na przykładzie stacji Wrocław Swojec
Rainfall erosivity of south-western Poland on the base of Wroclaw Swojec gauging station example 5

J. REJMAN, B. USOWICZ: Ocena erozji wodnej gleb lessowych oparta na pomiarach poletkowych
Evaluation of water erosion on loess soil on the basis of plot studies 15

W. FROEHLICH: Badania transferu zwietrzelin w beskidzkim systemie fluwialnym
The investigations of sediment transfer within the fluvial system of the Beskidy Mountains 23

A. DOBROWOLSKI: Pomiary rumowiska unoszonego w służbach hydrologicznych krajów europejskich
Suspended load measurements in hydrological services of European countries 31

L. GAWRYSIAK, G. JANICKI, J. RODZIK, K. STĘPNIEWSKI: Odpływ i transport zawiesiny podczas spływu epizodycznego z rolniczej zlewni lessowej
Outflow and suspended material transport during episodic flow from loess agricultural catchment 38

L. HEJDUK, K. BANASIK: Badania zmienności uziarnienia rumowiska unoszonego w małej zlewni rolniczej
Investigations on suspended sediment particles size distribution in a small agricultural watershed 46

M. BARSZCZ, L. HEJDUK, K. BANASIK: Badanie czasów opóźnienia odpływu wody i rumowiska unoszonego jako reakcji zlewni na opad
Investigation of lag time of runoff and of suspended sediment as a watershed response to rainfall 54

A.T. MILER: Skład chemiczny oraz unosiny i zawiesiny w ciekach dwóch mikrozlewni o kontrastowym zalesieniu
Chemical composition, floating matter and suspending matter in two river of microcatchments with contrasting afforestation 62

W. PARZONKA, W. BARTNIK, R. KASPEREK: Modelowanie transportu rumowiska wleczonego w korytach rzek z dnem aluwialnym na przykładzie górnej i środkowej Odry
Modelling of the bed load transport in river channels with alluvial bed on the example of the Upper and Middle Odra 70

M. KATRYCZ: Charakterystyka ilościowa i jakościowa transportu rumowiska w eksperymentalnej zlewni Wilczego Potoku w Karkonoszach w latach 1994–1999
Quantitative characteristic and qualitative transportation of bedload in experimental catchment of Wilczy Potok in Karkonosze Mts. in 1994–1999 80

M. WIERZBICKI, J. WICHER: Wpływ erozji poniżej zbiornika Jeziorsko na zmiany zachodzące w korycie rzeki Warty
The influence of the erosion proces below the Jeziorsko reservoir on changes in Warta River bed 91

W. KOCIUBA, S. STĘPNIEWSKA: Rola wezbrań w transporcie rumowiska rzecznego górnego Wieprza
The part type floods in the river brash transportation the upper Wieprz River 102

A. STACH: Metodyka estymacji stężeń roztworów w odpływie rzecznym
Methods of solute concentration estimation in river outflow 112

A. STACH: Geostatystyczna identyfikacja mechanizmów transportu roztworów w ciekach
Geostatistical identification of solute transport mechanism in rivers 130

M. KRUKOWSKI: Porównanie wartości współczynników dyspersji zanieczyszczeń pasywnych wyznaczonych z pomiarów na rzece Wkrze z obliczonymi zależnościami empirycznymi
Comparison of coefficients dispersion of the passive polluants obtained in measurements and calculated from empirical equations 144

A. CIEPIELOWSKI, A. ROSOCHA, K. PACHUTA: Wpływ urządzeń piętrzących na jakość wody i uwilgotnienie siedlisk roślinnych w Kampinoskim Parku Narodowym
The impact of damming facilities on the quality of water and habitat moistening on the Kampinoski National Park 155

A. GUTKOWSKA: Początkowy rozwój wybranych gatunków roślin przydatnych do stabilizowania powierzchni składowisk odpadów paleniskowych
The primary development of selected plant species useful for stabilising the surface ash dump 167

A. PAWŁAT-ZAWRZYKRAJ: Opracowanie ekofizjograficzne jako narzędzie kształtowania zrównoważonego rozwoju w planowaniu przestrzennym
Ecophysiographic study as a tool for implementation of sustainable development in spatial planning 174

N. DĄBKOWSKI: Metoda i kryterium oceny zagrody pod względem ekologicznym
Method and criterion of farmstead evaluation in terms of ecology 182

B. ŁYKOWSKI, G. DEMIDOWICZ: Naturalne zmiany klimatyczne w Polsce
Natural variability of climate in Poland 187

B. ŁYKOWSKI, W. PRZEWOŹNICZUK: Charakterystyka stężeń tlenków azotu w rejonie Ursynowa w latach 2001–2002
Characteristic of nitrogen oxides concentration in Ursynów in 2001–2002 193

A. BŁĘDZIŃSKA: Wstępne wyniki badań kwasowości oraz przewodności elektrolitycznej opadów atmosferycznych w rejonie Warszawy
Introductory results on the study acidity and electrolytic conductivity of precipitation water in Warsaw 200

M. KLENIEWSKA: Związek między stężeniem dwutlenku siarki w powietrzu atmosferycznym a elementami meteorologicznymi w miesiącach letnich w Ursynowie-SGGW
The relationship between sulphur dioxide concentration and meteorological elements in summer months in Ursynów-WAU 209

D. GOŁASZEWSKI: Struktura bilansu cieplnego standardowej powierzchni trawnika w wybrane jesienne noce z pogodą radiacyjną i adwekcyjno-radiacyjną na stacji Ursynów-SGGW
Heat balance structure during nights with radiation and advection-radiation weather in autumn for standard surface of grass in Ursynów-WAU 213

K. ROZBICKA, T. ROZBICKI: Analiza przebiegu parowania obliczonego metodą aerodynamiczną i parowania z ewaporometru pan klasy „A" w wybranych dniach w Ursynowie
Analysis of evaporation calculated by the use aerodynamic approach method and evaporation of the class „A" pan evaporimeter on selected days in Ursynów 220

T. ROZBICKI, K. ROZBICKA: Ocena przydatności wybranych równań opisujących sezonowy przebieg parowania w Ursynowie obliczonych różnymi metodami statystycznymi
The use evaluation of seasonal course evaporation equations in Ursynów calculated by the use selected statistical analysis methods 230

A. CZERSKA, K. GARBULEWSKI: Odpady z opon – właściwości, metody zagospodarowania, zagrożenia dla środowiska
Waste tyre material – characterization, management, environmental hazard 239

H. KAZIEKO, L. KAZIEKO: Wyznaczenie wydatku szczeliny pionowego drenażu
Estimation of discharge in vertical drainage 252

J. WYSOCKI: Ocena dokładności transformacji afinicznej podkładu mapowego za pomocą przekształcenia elektrofotograficznego
Problem of the accuracy of the affine transformation of the map on the base of the electrophotographic conversion 259

A. KEGLER: Refrakcja w niwelacji geometrycznej
Refraction of geometric levelling 264

G. DEMIDOWICZ, B. LYKOWSKI: Warunki wilgotnościowe wiosny i lata w 2002 roku w Polsce
Humidity conditions of spring and summer in the year 2002 in Poland 269

KRONIKA

L. HEJDUK, K. BANASIK: „Erozja gleb i transport rumowiska rzecznego". Sympozjum naukowe, Zakopane 10–12.10.2002 277

© Copyright by Wydawnictwo SGGW, Warszawa 2002

Redaktor – Ewa Janda
Redaktor techniczny – Krystyna Piotrowska
Korekta – Jadwiga Rydzewska

ISBN 83-7244-375-0

Druk: P.P. EVAN, 02-629 Warszawa, ul. Pilicka 11

Paweł LICZNAR[1], Marian ROJEK[2]

[1]Instytut Budownictwa i Architektury Krajobrazu, Akademia Rolnicza we Wrocławiu
Institute of Agricultural Building Engineering and Landscape Designing, Agricultural University in Wroclaw
[2] Instytut Kształtowania i Ochrony Środowiska, Akademia Rolnicza we Wrocławiu
Institute of Environmental Development and Protection, Agricultural University in Wroclaw

Erozyjność deszczy południowo-zachodniej Polski na przykładzie stacji Wrocław Swojec
Rainfall erosivity of south-western Poland on the base of Wroclaw Swojec gauging station example

Wstęp

Wskaźnik erozyjności deszczu i spływu (*R*) jest zaliczany do parametrów regionalnych równania USLE. Prawidłowe wyznaczenie jego wartości, choć pracochłonne, gdyż wymaga analizy wieloletnich rejestracji opadów atmosferycznych, jest koniecznym warunkiem adaptacji modeli, takich jak USLE lub RUSLE do warunków danego obszaru badań. W USA, jak również w wielu państwach europejskich kompleksowa analiza zjawisk opadu na wielu stacjach pozwoliła na opracowanie map erozyjności deszczy oraz wyznaczenie średnich rocznych dystrybucji wskaźnika *R* (Wischmeier i Smith 1972, 1978; Renard i in. 1997; Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentacion 1988, Deumlich 1993; Bielek 1999; Zasławskij 1983). W Polsce jak dotąd nie udało się opracować mapy wskaźnika *R*. W sposób właściwy i kompleksowy wskaźnik erozyjności deszczy został zbadany jedynie dla obszaru centralnej i wschodniej Polski (Banasik i Górski 1990; Banasik i in. 2001, 1995; Górski i Banasik 1992).

Celem pracy była analiza wskaźnika erozyjności deszczy i spływu dla stacji opadowej zlokalizowanej na obszarze południowo-zachodniej Polski, różniącym się pod względem klimatycznym od centralnej i wschodniej Polski.

Materiały i metody badań

W badaniach wykorzystano dane opadowe z Obserwatorium Agro- i Hydrometeorologii AR, Wrocław Swojec. Stacja ta należy do Instytutu Kształtowania i Ochrony Środowiska Akademii

Rolniczej we Wrocławiu i jest położona na północno-wschodnim skraju miasta Wrocław na wysokości 122,88 m n.p.m. Jej współrzędne geograficzne to: długość geograficzna 17°07' E, szerokość geograficzna 51°07' N. O wyborze obiektu zadecydował bardzo długi ciąg pomiarów pluwiometrycznych prowadzonych na stacji Wrocław Swojec. Dysponowano zapisami z wielolecia: 1966–2000, niemniej dane nie były kompletne i brakowało zapisów z lat: 1976, 1983, 1985, 1988, 1993 i 1997.

Wartość wskaźnika R (erozyjności deszczu i spływu) jest sumą erozyjności deszczy i wywołanych nimi spływów powierzchniowych (R_r) oraz erozyjności spływów roztopowych (R_s):

$$R = R_r + R_s \qquad (1)$$

Obliczenia wskaźnika erozyjności deszczy i wywołanych nimi spływów powierzchniowych (R_r) przeprowadzono w dwóch etapach zgodnie z metodyką prezentowaną szczegółowo przez Banasika i Górskiego (1990). W pierwszym etapie analizy obliczono wartości erozyjności dla wszystkich deszczy mających rejestracje pluwiograficzne. Do obliczania wartości erozyjności i energii kinetycznej deszczy zastosowano oryginalną metodologię i wzory zaproponowane przez Wischmeiera i Smitha (1978). Celem zmniejszenia pracochłonności, wyeliminowania przypadkowych błędów oraz zapewnienia dokładności obliczeń zastosowano zautomatyzowaną, dwuetapową metodę przetwarzania danych pluwiograficznych, zaproponowaną przez Licznara (2001). Faza pierwsza tej metody służyła transformacji standardowych zapisów pluwiograficznych do plików tekstowych ASCII (po ich wcześniejszym zeskanowaniu i digitalizacji).

Druga faza obliczeń erozyjności deszczy była realizowana przez program OPAD (zapisany w języku Pascal). Danymi wejściowymi do programu OPAD były pliki tekstowe ASCII z fazy pierwszej. Struktura plików była analogiczna do formatu zapisów pochodzących z automatycznych stacji opadowych. Program OPAD umożliwiał obliczanie: wielkości opadu całkowitego i czasu jego trwania, maksymalnej 15- i 30-minutowej intensywności opadu, energii kinetycznej dla poszczególnych przedziałów czasu oraz erozyjności opadu. Opierając się na powyższych wielkościach, możliwe było sprawdzenie kryterium erozyjności deszczy według USLE oraz poprawności obliczeń. Ponadto jedna z procedur programu kontrolowała wartość intensywności opadu w poszczególnych przedziałach czasu. Wstrzymywała ona działanie programu, informując o wystąpieniu błędu w pliku z danymi po napotkaniu intensywności mniejszej od zera.

W drugim etapie, na podstawie wartości erozyjności deszczy mających rejestracje pluwiograficzne, wyliczono równanie regresji na erozyjność deszczu w funkcji wysokości opadu. Wzięto przy tym pod uwagę jedynie deszcze o warstwie ponad 12,7 mm. Uznano, że deszczy o mniejszej warstwie opadu, ale intensywności maksymalnej $I_{max} \geq 6{,}35$ mm/15 min nie należy uwzględniać w tym związku ze względu na ich odmienną naturę. Równanie regresyjne posłużyło do obliczania wartości erozyjności deszczy erozyjnych (o warstwie ponad 12,7 mm) nie mających rejestracji pluwiograficznych, opartych na rejestro-

wanych deszczomierzem Helmana sumarycznych wysokościach tych opadów.

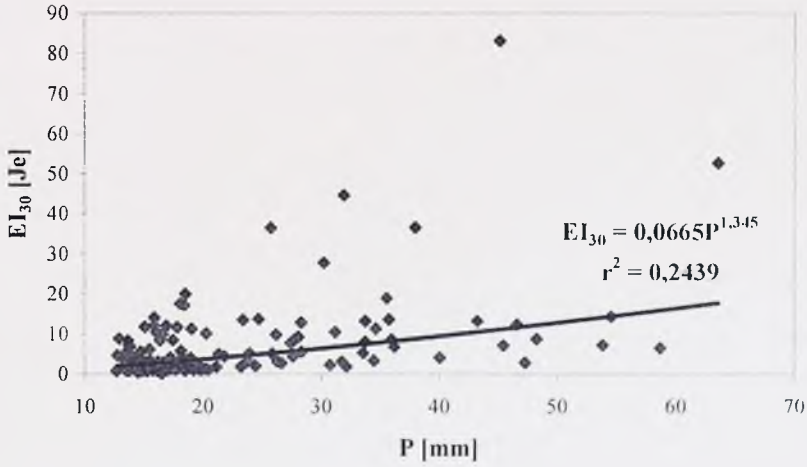
Tak wyliczone erozyjności deszczy (z zapisami i bez zapisów pluwiograficznych) dały podstawę wyznaczenia: rocznych wartości wskaźnika erozyjności spływów deszczowych (R_r), jego średniej wartości dla wielolecia oraz dystrybucji w poszczególnych miesiącach roku. Ponadto wyliczono zależność między roczną wartością wskaźnika erozyjności deszczy a roczną sumą opadów.

Erozyjność spływów roztopowych (R_s) została określona w sposób przybliżony. Zgodnie z zaleceniami metody USLE (Wischmeier i Smith 1978) przyjęto ją dla poszczególnych lat w jednostkach SI za równą 1/10 sumarycznej warstwy opadów wyrażonych w mm słupa wody w okresie grudzień-marzec. W Polsce ta przybliżona metoda metod szacowania wskaźnika R_s była już wcześniej stosowana przez Banasika i in. (1990).

Wyniki i dyskusja

W pierwszym etapie badań wykorzystano 165 zapisów deszczy spełniających warunki opadów erozyjnych według kryterium USLE. Opady te miały warstwę od 7,36 do 63,60 mm, a wartości ich indeksów erozyjności zmieniały się w szerokim zakresie – od 0,22 do 83,17 Je (1 Je = 1 MJ · ha^{-1} · cm · · h^{-1}). Wśród przeanalizowanych zapisów deszczy 143 miało całkowitą warstwę przekraczającą 12,7 mm. Pozostałe 22 deszcze charakteryzowały się mniejszymi sumami opadu, ale intensywnościami przekraczającymi 6,35 mm/15 min.

Bazując na wynikach analiz zapisów pluwiograficznych 143 deszczy o całkowitej warstwie opadu przekraczającej 12,7 mm, wyliczono zależność wartości indeksu erozyjności od wysokości opadu. Zależność ta przedstawiona jest graficznie na rysunku 1.



RYSUNEK 1. Indeks erozyjności deszczu w funkcji sumy opadu
FIGURE 1. Rainfall erosivity index as a function of precipitation sum

Wyliczony współczynnik korelacji (r = 0,49) jest zbliżony do wartości w podobnych związkach dla stacji meteorologicznych: Puławy, Sandomierz, Limanowa (Banasik i in. 1990). Z tej racji zależność wykorzystano do obliczeń erozyjności pozostałych deszczy, nie mających zapisów pluwiograficznych, w etapie drugim.

Obliczone w dwóch etapach sumy indeksów erozyjności deszczy oraz roczne wartości erozyjności spływów deszczowych (R_r), erozyjności spływów roztopowych (R_s) oraz wskaźnika R dla całego badanego okresu (1966–2000) przedstawiono w tabeli 1. Wielkości wskaźnika erozyjności spływów deszczowych (R_r) w poszczególnych miesiącach dla wielolecia 1966–1999 przedstawiono w tabeli 2. Ponadto na rysunku 2 graficznie przedstawiono średnią roczną dystrybucję wskaźników R_r oraz R w poszczególnych miesiącach na tle średniej rocznej dystrybucji opadów (P) w badanym wieloleciu: 1966–2000.

W zestawieniu wyników (tab. 1) zwraca uwagę duża zmienność wartości rocznych wskaźników R_r i R. Wartości wskaźnika R_r zmieniały się w zakresie od 9,4 Je w 1969 roku do 155,2 Je w 1999 roku. Podobnie wskaźnik R przyjmował wartości od 18,7 Je w 1969 roku do 169,8 Je w 1999 roku. Podobnie duże wahania wartości wskaźnika erozyjności deszczy zanotował Deumlich (1999) dla stacji Müncheberg we wschodnich Niemczech. Ogólnie średnie roczne wartości wskaźnika erozyjności deszczy i spływów roztopowych były dla stacji Wrocław Swojec mniejsze od wartości notowanych dla stacji położonych w rejonach lessowych południowej Polski oraz dla Karpat. Obliczone wartości wskaźnika erozyjności deszczy przez Banasika i in. (1995) wynosiły: dla Puław R = 77,1 Je, dla Sandomierza R = 78,5 Je, dla Limanowej R = 113,5 Je. Średnia wysokość rocznego opadu w badanym wieloleciu dla stacji Wrocław Swojec (570 mm) była porównywalna z opadami w Puławach (582 mm) i Sandomierzu (584 mm). Wydaje się, że różnice w wartościach średnich wskaźnika R wynikają z różnic klimatycznych. W warunkach klimatu kontynentalnego, obejmującego swoim wpływem wschodnią część Polski, bardziej intensywne opady charakteryzują się większą erozyjnością. Na obszarze Dolnego Śląska, znajdującym się pod wpływem klimatu morskiego, opady mają zwykle mniejszą intensywność, a co za tym idzie – ich erozyjność jest niższa.

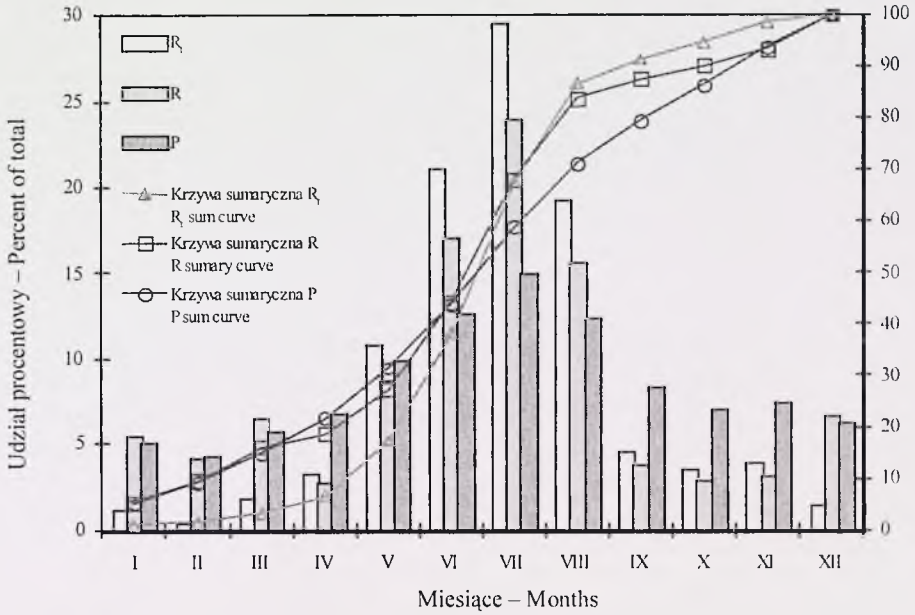
Największe wartości wskaźników R i R_r notowano dla miesięcy: czerwiec, lipiec, sierpień. W tych letnich miesiącach zanotowano: 17,0, 23,9 i 15,6% całkowitej rocznej wartości wskaźnika R. Analogiczny rozkład obserwowali: Banasik i in. (2001) we wschodnich i centralnych regionach Polski, Toman (1999) na terenie Czech oraz Deumlich (1999) w północno-wschodnich Niemczech. Bardzo małe wartości wskaźnika R wyliczono dla miesięcy: kwiecień, październik i listopad, w których stanowiły zaledwie: 2,6, 2,8 i 3,1% średniej wartości rocznej. Odnotowane duże wartości wskaźnika R w miesiącach letnich: czerwiec, lipiec, sierpień, znajdują wytłumaczenie w rozkładzie opadów z wielolecia (rys. 2). W miesiącach tych średnie miesięczne opady wahały się od 71,4 do 85,0 mm, stanowiąc

TABELA 1. Sumy indeksów erozyjności deszczy (EI_{30}) obliczonych w etapie I i II oraz roczne wartości wskaźników R_r, R_s i R (Wrocław Swojec 1966–2000)
TABLE 1. Calculated in phase I and II rainfall erosivity indexes (EI_{30}) totals and annual values of R_r, R_s and R factors (Wrocław Swojec 1966–2000)

Rok Year	EI_{30} [Je] z I etapu	EI_{30} [Je] z II etapu	R_r [Je]	R_s [Je]	R [Je]
1966	11,9	35,5	47,5	15,5	**62,9**
1967	21,9	32,2	54,1	17,8	**71,9**
1968	16,6	15,8	32,4	11,1	**43,4**
1969	4,5	4,9	9,4	9,3	**18,7**
1970	25,3	31,0	56,3	12,5	**68,8**
1971	22,1	20,0	42,1	12,1	**54,2**
1972	11,7	21,3	33,0	6,5	**39,4**
1973	14,4	8,7	23,0	8,9	**31,9**
1974	51,4	21,4	72,8	13,1	**85,8**
1975	96,2	18,6	114,8	7,7	**122,5**
1976	×	59,0	59,0	13,2	**72,3**
1977	44,6	12,4	57,0	13,5	**70,5**
1978	62,5	8,7	71,2	9,9	**81,1**
1979	18,5	11,0	29,5	13,0	**42,4**
1980	55,2	15,1	70,3	8,3	**78,6**
1981	47,3	20,7	68,0	14,4	**82,4**
1982	36,5	15,8	52,4	11,6	**63,9**
1983	×	42,2	42,2	14,9	**57,1**
1984	12,4	16,8	29,3	6,6	**35,8**
1985	×	50,7	50,7	14,7	**65,5**
1986	48,9	17,4	66,3	14,4	**80,7**
1987	13,1	25,2	38,2	13,7	**52,0**
1988	×	35,4	35,4	15,7	**51,0**
1989	17,8	3,6	21,3	6,1	**27,4**
1990	49,8	6,1	55,9	8,8	**64,7**
1991	14,9	11,7	26,6	9,7	**36,3**
1992	33,5	14,5	48,1	19,0	**67,0**
1993	×	26,4	26,4	12,2	**38,6**
1994	31,3	0,0	31,3	13,0	**44,3**
1995	62,2	2,6	64,8	11,6	**76,3**
1996	52,1	2,1	54,2	6,5	**60,7**
1997	×	79,1	79,1	9,8	**89,0**
1998	22,1	10,3	32,4	12,5	**44,9**
1999	139,1	16,1	155,2	14,6	**169,8**
2000	47,8	11,8	59,5	17,9	**77,4**
Średnia z okresu 1966–2000 – Average for the 1966–2000 period			**51,7**	**12,0**	**63,7**

TABELA 2. Miesięczne i roczne wartości wskaźnika R_r (Wrocław Swojec 1966–2000)
TABLE 2. Monthly and annual R_r factor values (Wroclaw Swojec 1966–2000)

Rok Year	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Suma roczna Total annual
1966	0,0	0,0	0,0	0,0	6,6	8,2	7,4	14,4	0,0	5,6	3,1	2,2	**47,5**
1967	0,0	3,7	0,0	0,0	5,2	11,8	11,6	6,1	1,3	5,8	5,0	3,7	**54,1**
1968	0,0	0,0	0,0	4,0	3,3	6,5	4,0	14,6	0,0	0,0	0,0	0,0	**32,4**
1969	0,0	0,0	0,0	0,0	1,7	2,4	0,0	5,3	0,0	0,0	0,0	0,0	**9,4**
1970	0,0	0,0	0,0	2,7	4,9	5,8	3,9	29,1	0,0	0,0	9,9	0,0	**56,3**
1971	0,0	0,0	0,0	0,7	10,9	18,3	3,2	3,1	1,5	4,4	0,0	0,0	**42,1**
1972	0,0	0,0	0,0	4,7	0,0	9,9	10,5	3,4	2,3	0,0	2,2	0,0	**33,0**
1973	0,0	0,0	0,0	2,1	0,0	2,6	11,8	0,0	4,2	2,4	0,0	0,0	**23,0**
1974	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0	2,4	39,0	14,8	0,0	10,3	0,0	4,2	**72,8**
1975	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	84,1	9,8	14,8	0,0	3,6	2,5	0,0	**114,8**
1976	2,7	0,0	0,0	0,0	13,6	0,0	20,5	4,5	8,9	3,2	3,3	2,2	**59,0**
1977	0,0	3,1	0,0	0,0	12,5	17,5	7,3	15,4	1,1	0,0	0,0	0,0	**57,0**
1978	0,0	0,0	0,0	2,1	16,3	14,1	5,9	25,1	3,3	0,0	4,3	0,0	**71,2**
1979	0,0	0,0	0,0	0,9	0,0	4,1	11,9	2,1	10,5	0,0	0,0	0,0	**29,5**
1980	0,0	0,0	0,0	10,0	0,0	2,4	32,8	21,5	3,1	0,5	0,0	0,0	**70,3**
1981	2,1	0,0	4,5	2,1	0,0	15,0	26,3	9,1	2,0	6,9	0,0	0,0	**68,0**
1982	4,3	0,0	0,0	0,0	13,7	6,6	16,1	4,4	0,0	0,0	5,1	2,1	**52,4**
1983	2,1	0,0	0,0	0,0	18,9	6,3	4,7	2,8	4,8	2,7	0,0	0,0	**42,2**
1984	0,0	0,0	2,2	0,0	14,1	3,6	2,1	0,0	3,5	3,8	0,0	0,0	**29,3**
1985	0,0	0,0	2,9	5,1	0,0	8,1	0,0	34,6	0,0	0,0	0,0	0,0	**50,7**
1986	0,0	0,0	0,0	0,0	15,2	3,9	15,8	18,7	2,2	3,0	2,6	4,9	**66,3**
1987	0,0	0,0	0,0	10,0	3,4	2,5	5,7	4,9	0,0	1,2	10,6	0,0	**38,2**
1988	2,7	0,0	0,0	3,2	0,0	2,5	11,0	6,7	9,3	0,0	0,0	0,0	**35,4**
1989	0,0	0,0	0,0	3,6	3,2	10,7	2,1	0,0	0,0	0,0	1,7	0,0	**21,3**
1990	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	49,8	0,0	0,0	0,0	0,0	2,8	3,3	**55,9**
1991	0,0	0,0	2,9	0,0	0,0	12,1	0,0	2,8	2,8	0,0	6,0	0,0	**26,6**
1992	3,2	0,0	6,9	0,0	0,0	14,6	3,5	19,9	0,0	0,0	0,0	0,0	**48,1**
1993	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	13,8	0,0	5,6	4,6	0,0	2,4	**26,4**
1994	0,0	0,0	0,0	1,1	8,2	2,5	0,0	19,4	0,0	0,0	0,0	0,0	**31,3**
1995	0,0	0,0	0,0	0,0	5,6	27,2	16,6	8,3	7,2	0,0	0,0	0,0	**64,8**
1996	0,0	0,0	0,0	0,0	13,1	4,8	32,9	3,3	0,2	0,0	0,0	0,0	**54,2**
1997	0,0	0,0	0,0	0,0	4,7	7,6	47,1	17,1	0,0	2,7	0,0	0,0	**79,1**
1998	2,5	0,0	0,0	1,3	0,0	11,4	9,1	0,0	4,7	1,1	2,2	0,0	**32,4**
1999	0,0	0,0	7,5	2,3	0,0	0,7	138,4	0,0	4,0	0,0	2,3	0,0	**155,2**
2000	0,0	0,0	5,7	2,3	16,8	0,0	7,8	20,8	0,0	0,0	6,0	0,0	**59,5**



RYSUNEK 2. Średnia roczna dystrybucja opadów (*P*) oraz wskaźników R_r i *R* (Wrocław Swojec 1966–2000)
FIGURE 2. Average annual precipitation (*P*) and R_r and *R* factors distribution (Wrocław Swojec 1966–2000)

od 12,5 do 14,9% warstwy opadu z analizowanego wielolecia. Nie zaobserwowano natomiast analogicznych zależności dla miesięcy: kwiecień, październik i listopad. Średnie opady dla tych miesięcy, aczkolwiek niskie, przekraczają wartości notowane w: styczniu, lutym i marcu. Fakt ten można tłumaczyć jedynie błędem wynikającym z przybliżonego szacowania wskaźnika erozyjności spływów roztopowych (R_s) jako 1/10 sumy opadów w miesiącach grudzień-marzec. Wartości roczne R_s wahały się od 6,1 Je w 1989 roku do 19,0 Je w 1992 roku, istotnie wpływając na wielkość roczną wskaźnika *R* i jego dystrybucję. Powyższe wątpliwości związane z dokładnością określania wartości wskaźnika R_s nie mogły być rozwiane ze względu na brak badań własnych oraz krajowych nad zjawiskiem erozyjności spływów roztopowych. Niemniej obliczoną dystrybucję wskaźnika *R* dla miesięcy jesiennych, zimowych i wiosennych uznano za generalnie prawidłową. Przemawia za tym fakt, że jest ona porównywalna z wynikami Deumlicha (1999) dla blisko położonych obszarów: Saksonii, Turyngii i północno-wschodnich Niemiec.

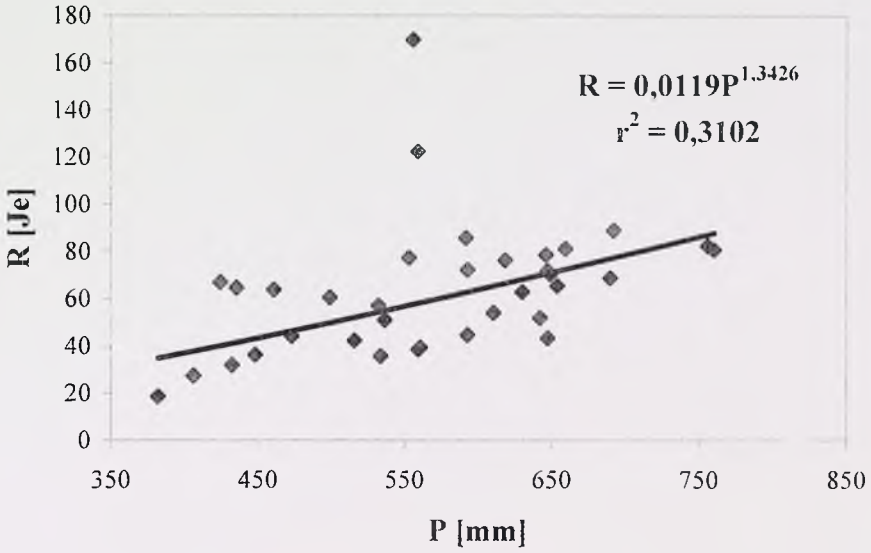
Wyliczone dla wielolecia 1966–1999 roczne wartości wskaźnika erozyjności *R* oraz R_r dla stacji meteorologicznej Swojec wynoszą 63,7 i 51,7 Je i są zbliżone do wartości notowanych

przez innych badaczy. Banasik i in. (1995, 2001) podają np. wartość wskaźnika R_r dla Suwałk za równą 42,6 Je, a dla Otwocka 57,9 Je. Otrzymana wartość wskaźnika R_r dla stacji Swojec mieści się także w zakresie wartości przyjętych dla obszarów wschodnich Niemiec (R_r = 32÷55 Je) (Freilinghaus 1991). Obliczona wartość wskaźnika R_r = 51,7 Je dla stacji Swojec była większa w stosunku do wartości otrzymywanych z formuł empirycznych bazujących na wartościach rocznych opadów lub opadów w półroczu letnim dla obszarów Czech i Niemiec. Zgodnie z formułą Pretla (cyt. za Toman 1999) dla Czech – wskaźnik R_r przy rocznej sumie opadów równej 569,9 mm wyniósłby 43,6 Je, a zgodnie z formułą podawaną przez Deumlicha (1993) dla Niemiec – wskaźnik R_r przy sumie opadów w półroczu letnim równej 369,6 mm wyniósłby 49,3 Je. Obliczona wartość wskaźnika erozyjności deszczy (51,7 Je) dla stacji Swojec jest nieznacznie mniejsza od wartości otrzymywanej z uproszczonego wzoru Arnoldusa (54,6 Je) na podstawie miesięcznych sum opadów.

Na podstawie wartości rocznych wskaźnika R dla poszczególnych lat opracowano także ich związek z rocznymi sumami opadów. Związek ten charakteryzował się współczynnikiem korelacji r = 0,56 i może być stosowany do przybliżonego szacowania wskaźnika R (rys. 3).

Wnioski

1. Średnia wartość wskaźnika erozyjności deszczu i spływu (R) dla stacji Wrocław Swojec wynosi 63,7 Je i jest mniejsza od notowanych wartości dla stacji o podobnych rocznych sumach opadów w regionach wschodniej i centralnej Polski. Wydaje się to być warunkowane silniejszymi wpływami klimatu morskiego na terenie Dolnego Śląska, charakteryzującego się opadami o mniejszych intensywnościach. Wska-zuje to na potrzebę dalszych badań nad erozyjnością deszczy w odmiennych warunkach klimatycznych południowo-zachodniej Polski.
2. Roczne wartości wskaźnika R zmieniały się w szerokim zakresie – od 18,7 do 169,8 Je. Wskazuje to na konieczność analizowania zapisów pluwiograficznych dla bardzo długich okresów dla prawidłowego wyznaczenia średniej rocznej wartości wskaźnika R.
3. Okresami o największych wartościach indeksów erozyjności deszczy EI_{30} są dla stacji Wrocław Swojec miesiące letnie: czerwiec, lipiec i sierpień, które charakteryzują się największymi sumami opadów.
4. Wyznaczona w sposób przybliżony średnia roczna wartość erozyjności spływów roztopowych (R_s) dla stacji Wrocław Swojec wynosi 12 Je, stanowiąc dosyć znaczną część rocznej wartości wskaźnika R.



RYSUNEK 3. Wskaźnik *R* w funkcji rocznej sumy opadu
FIGURE 3. *R* factor as a function of annual precipitation total

Literatura

BANASIK K., GÓRSKI D. 1990: Wyznaczanie erozyjności deszczy do uniwersalnego równania strat glebowych. *Zeszyty Naukowe AR*, Wrocław, *Melioracja XXXIV*, 189, 103–109.

BANASIK K., GÓRSKI D., MITCHELL J.K. 2001: Rainfall erosivity for east and central Poland. Proceedings of the International Symposium & Exhibition on Soil erosion Research for the 21st Century, January 3–5, Honolulu, Hawaje, 279–282.

BANASIK K., SKIBIŃSKI J., GÓRSKI D. 1995: Metody oceny erozji powierzchniowej i akumulacji rumowiska w zbiornikach. [W:] Metodyka zagospodarowania zasobów wodnych w małych zlewniach rzecznych. Wydaw. SGGW, Warszawa, 63–76.

BANASIK K., SKIBIŃSKI J., ŻBIKOWSKI A., GÓRSKI D. 1990: Opis transportu rumowiska rzecznego w zlewniach rolniczych. Sprawozdanie etapowe 1990. Optymalizacja gospodarki wodnej i chowu ryb w warunkach pogarszającego się stanu środowiska przyrodniczego. Maszynopis SGGW-AR w Warszawie.

BIELEK P. 1999: Soils and soil degradation in the Slovak Republic. *E.S.S.C. Newsletter* 3+4, 3–30.

DEUMLICH D. 1993: Beitrag zur Erarbeitung einer Isoerodentkarte Deutschlands. *Arch. Acker- Pfl. Boden* vol. 37, 17–24.

DEUMLICH D. 1999: Erosive Niederschläge und ihre Eintrittswahrscheinlichkeit in Nordosten Deutschlands. *Meteorol. Zeitschrift* vol. 8, 155–161.

FRIENLINGHAUS M. 1991: Present state of erosion research in East Germany. *E.S.S.C. Newsletter* 1, 3–6.

GÓRSKI D., BANASIK K. 1992: Rozkłady prawdopodobieństwa erozyjności deszczy dla Polski południowo-wschodniej. *Zeszyty Naukowe AR*, Kraków, Sesja naukowa 35, 271, 125–131.

LICZNAR P. 2001: Automatyzacja przetwarzania danych pluwiograficznych w procesie wyznaczania wskaźnika erozyjności deszczy. *Folia Universitatis Agriculturae Stetinensis* 217, *Agricultura* (87), 125–128.

Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentacion. 1988: Agresividad de la lluvia en España. Valores del factor R de la ecuacion universal de perdidas de suelo. Icona, Hiszpania.

RENARD K.G., FOSTER G.R., WEESIES G.A., MCCOOL D.K., YODER D.C. 1997: Predicting soil erosion by water: A guide to conservation planning with the revised universal soil loss equation (RUSLE). *Agricultural Handbook* No 703, ARS, Washington.

TOMAN F. 1999: Vliv klimatických podmínek na výskyt vodní eroze v oblasti jižní Moravy. Monografie, Folia Universitatis Agriculturae et Silviculturae Mendelianae Brunensis, Brno.

WISCHMEIER W.H., SMITH D.D. 1972: Predicting rainfall-erosion losses from cropland east of the rocky mountains. Guide for selection of practices for soil and water conservation. *Agricultural Handbook* No 282, ARS, Washington.

WISCHMEIER W.H., SMITH D.D. 1978: Predicting rainfall erosion losses. A guide to conservation planning. *Agricultural Handbook* No 537, ARS, Washington.

ZASŁAWSKIJ M.N. 1983: Erozjowiedienije. Wyższaja Szkola, Moskwa.

Summary

Rainfall erosivity of south-western Poland on the base of Wroclaw Swojec gauging station example. The main scope of the research was to estimate rainfall and runoff erosivity factor for climatic conditions of south-western Poland. The analysis was made on the base of 1966–2000 rainfall intensity data from Wroclaw Swojec gauging station localized in the Lower Silesia region.

Calculated average for years 1966–2000 rainfall and runoff erosivity factor R for Wroclaw Swojec was equal to 63.7 $MJ \cdot ha^{-1} \cdot cm \cdot h^{-1}$ and was smaller then in case of the gauging stations with similar annual precipitation totals localized in central and eastern Poland. That was explained by the difference in climate conditions between western part of Poland influenced by marine climate and eastern part dominated by continental climate. Annual values of R factor varied from 18.7 $MJ \cdot ha^{-1} \cdot cm \cdot h^{-1}$ to 169.8 $MJ \cdot ha^{-1} \cdot cm \cdot h^{-1}$. The most hazard from the view of rainfall erosivity were summer months June-August.

Authors' addresses:
Paweł Licznar
Agricultural University in Wroclaw
Institute of Agricultural Building Engineering
and Landscape Designing
pl. Grunwaldzki 24
50-363 Wrocław
Poland

Marian Rojek
Agricultural University in Wroclaw
Institute of Environmental Development
and Protection
pl. Grunwaldzki 24
50-363 Wrocław
Poland

Jerzy REJMAN, Bogusław USOWICZ
Instytut Agrofizyki PAN
Institute of Agrophysics Polish Academy of Sciences

Ocena erozji wodnej gleb lessowych oparta na pomiarach poletkowych
Evaluation of water erosion on loess soil on the basis of plot studies

Wstęp

Wyżyny lessowe należą po obszarach górskich do najbardziej zagrożonych erozją wodną w Polsce (Reniger 1950, Józefaciukowie 1995). Jednak, jak wskazują długoletnie badania, w intensywnie użytkowanych rolniczo zlewniach lessowych większość materiału glebowego jest przemieszczana w obrębie samej zlewni ze sporadycznym odprowadzeniem poza jej obszar. Ocenia się, że przemieszczeniu podlega średnio od 0,4 do 60 Mg gleby w przeliczeniu na 1 km^2 powierzchni zlewni w ciągu roku (Mazur i Pałys 1991, Pałys 2001). Szacunki te, prowadzone na podstawie pomiarów wielkości żłobin i objętości namywów, nie są zbyt dokładne ze względu na pomijanie mniejszych form erozyjnych i nie pozwalają określić ilości gleby przemieszczonej wskutek spływu rozproszonego.

Wprowadzenie metodyki badań opartej na pomiarach poletkowych związanej z modelem USLE (Wischmeier i Smith 1978) sugerowało możliwość dokładniejszego określenia ilości gleby przenoszonej w procesie erozji wodnej. Badania poletkowe na glebach lessowych Płaskowyża Nałęczowskiego wykazały, że wartości zmywu gleby wyznaczone eksperymentalnie były 6–10-krotnie mniejsze (w zależności od stopnia zerodowania gleby) w porównaniu z wartościami prognozowanymi z modelu (Rejman i in. 1998), przy czym stosunek zmywu na poletkach z roślinami uprawnymi i utrzymywanymi w czarnym ugorze (parametr okrywy roślinnej modelu) był zbliżony do wartości prognozowanych z USLE (Rejman 1997). W celu identyfikacji przyczyn rozbieżności między danymi eksperymentalnymi i prognozowanymi rozpoczęto pomiary erozji na poletkach o zróżnicowanej długości. Badania prowadzone od 1997 roku pozwoliły na zaproponowanie nowej interpretacji danych pomiarowych (Rejman i in. 1999).

Celem pracy było określenie ilości materiału glebowego przenoszonego w procesie erozji na zboczu lessowym na podstawie pomiarów poletkowych oraz porównanie ich z danymi uzyskanymi w latach wcześniejszych.

Metodyka

Badania poletkowe przeprowadzono na stoku lessowym o wystawie północnej i skłonie 12%, wchodzącym w skład małej zlewni o powierzchni 4 ha w Bogucinie (Płaskowyż Nałęczowski). Na obiekcie występowała gleba płowa słabo zerodowana (1% piasku, 65% pyłu, 34% iłu, w tym 11% iłu koloidalnego; substancja organiczna – 1,8%, a pH w KCl – 5,3).

Pomiary erozji wodnej prowadzono na poletkach różnej długości (20, 10, 5 i 2,5 m) i tej samej szerokości (3 m), wyposażonych w instalacje zbierające spływ powierzchniowy i glebę. Przez cały okres prowadzenia pomiarów poletka utrzymywano w czarnym ugorze. Zmyw gleby oznaczano w 23 okresach pomiarowych (od początku kwietnia do końca września) w latach 1998–2000. Opady charakteryzowano na podstawie zapisów z pluwiografu umieszczonego obok poletek erozyjnych. Dla poszczególnych opadów wyznaczono wskaźnik erozyjności opadu (EI_{30}) – iloczyn energii kinetycznej opadu i maksymalnej intensywności w ciągu 30 minut (Wischmeier i Smith 1978). Energię kinetyczną obliczano według równania Browna i Fostera (1986).

Wyniki

Opad

W okresie prowadzenia pomiarów suma opadów ogółem wyniosła 762,3 mm, a wartość wskaźnika erozyjności opadu 3194,5 MJ mm · ha^{-1} · h^{-1}. Jedynie w 5 okresach pomiarowych wystąpiły opady o intensywności cząstkowej powyżej 60 mm · h^{-1}. Stosunkowo niskie intensywności cząstkowe opadów, mimo dość znacznych ich sum, wpłynęły na wartości wskaźnika EI_{30}, który jedynie w jednym okresie osiągnął wartość 793 jednostek. Na jeden okres pomiarowy przypadało średnio od 1 do 3 opadów pojedynczych.

Zmyw gleby

Całkowity zmyw gleby wyniósł: 715,5; 595,94; 361,29 i 152,18 kg odpowiednio na poletkach długości 20, 10, 5 i 2,5 m. W przeliczeniu na jednostkę powierzchni, zmyw gleby był największy na poletku długości 5 m (24,09 kg/m^2), a w dalszej kolejności na poletku długości 2,5 m (20,29 kg/m^2) i 10 m (19,87 kg/m^2) oraz najmniejszy na poletku długości 20 m (11,93 kg/m^2).

Dane sumaryczne nie odzwierciedlają jednak istotnych różnic między ilościami zmywu gleby stwierdzonymi na poletkach w poszczególnych okresach pomiarowych. O ile w przypadku opadów powodujących generalnie mniejszą erozję różnice w ilości zmywu między poletkami różnej długości nie były duże, to dla opadów powodujących duże straty erozyjne różnice w zmywie gleby między poszczególnymi poletkami były znaczne. Odwrotną tendencję stwierdzono, wyrażając zmyw gleby w przeliczeniu na jednostkę powierzchni (tab. 1).

W związku z brakiem powtórzeń, zmienność między ilością zmywu gleby z poszczególnych poletek oceniano za pomocą współczynników zmienności. Dla 23 okresów pomiarowych średnia wartość współczynników zmienności dla zmywu gleby przeliczonego na jednostkę powierzchni wynosiła 53,7%, natomiast dla zmywu gleby wyrażonego

TABELA 1. Parametry statystyczne zmywu gleby na poletkach o zróżnicowanej długości, Bogucin, 1998–2000

TABLE 1. Statistical parameters of soil loss on plots of different length, Bogucin 1998–2000

Maksymalny zmyw jednostkowy na poletku Max. soil loss on plot [m]	Liczba obserwacji Number of observation	Zmyw gleby Soil loss		Powierzchnia poletka – Plot area [m²]				Współczynnik zmienności Coefficient of variation
		jednostka unit	wartość value	7,5	15	30	60	
2,5	12	kg/poletko	maks.	7,510	10,790	21,570	19,470	45,5
			min.	0,050	0,070	0,080	0,040	30,4
			średnia	2,860	3,277	5,059	4,467	26,1
			odchylenie standardowe	4,630	5,020	8,110	7,310	
		kg/m²	maks.	1,001	0,719	0,719	0,325	40,3
			min.	0,007	0,005	0,003	0,001	70,4
			średnia	0,381	0,218	0,169	0,074	61,0
			odchylenie standardowe	0,620	0,330	0,270	0,120	
5,0	8	kg/poletko	maks.	53,320	138,160	200,820	287,560	35,9
			min.	0,260	1,110	0,610	0,700	33,0
			średnia	13,056	34,821	53,307	66,001	30,5
			odchylenie standardowe	18,080	46,64	68,52	96,810	
		kg/m²	maks.	7,109	9,211	6,694	4,793	26,1
			min.	0,048	0,074	0,020	0,012	73,5
			średnia	1,741	2,321	1,777	1,100	28,8
			odchylenie standardowe	2,410	3,11	2,30	1,610	
10,0	3	kg/poletko	maks.	10,200	33,860	81,070	105,510	75,3
			min.	0,590	3,400	10,050	10,100	79,6
			średnia	4,470	14,467	36,257	44,633	74,8
			odchylenie standardowe	5,070	16,850	39,000	52,880	
		kg/m²	maks.	1,360	2,257	2,702	1,759	29,0
			min.	0,080	0,227	0,335	0,168	53,2
			średnia	0,600	0,964	1,209	0,744	30,4
			odchylenie standardowe	0,680	1,230	1,300	0,880	

w kg z poletka – 35,4%. Gdyby przyjąć, że proces erozji był homogeniczny wewnątrz analizowanej powierzchni (tj. poletka długości 20 m), zmyw gleby wyrażony na jednostkę powierzchni charakteryzowałby się mniejszą zmiennością aniżeli zmyw gleby wyrażony w kg z poletka. Większe rozproszenie wartości współczynników zmienności wokół wartości średniej dla zmywu gleby w przeliczeniu na jednostkę powierzchni, aniżeli dla zmywu wyrażonego w kg, sugeruje, że proces wewnątrz analizowanej powierzchni był heterogeniczny. W konsekwencji, dla analizowanego zbioru danych podstawowy parametr statystyczny, jakim jest wartość średnia, może być nie reprezentatywny. To stwierdzenie w konsekwencji mówi nam, że proces zmywu podlega rozkładowi innemu aniżeli normalny. Zakładamy, że jest to rozkład wartości ekstremalnych.

W związku z powyższym dalszą analizę wyników oparto na maksymalnych wartościach zmywu zaobserwowanych na poszczególnych poletkach. Przyjęto założenie, że dla okresu pomiarowego całkowita ilość zmywu gleby z poletka podstawowego (na którym stwierdzono maksymalną wartość zmywu jednostkowego) powinna być zbliżona do ilości zebranej z większych poletek, a nadmiar materiału glebowego powinien pochodzić z powierzchni pozostałej. Jednakże dane eksperymentalne sugerują, że ów nadmiar był zbierany nie z całej pozostałej powierzchni, ale jedynie z jej części. Zakładając homogeniczność procesu wewnątrz powierzchni poletka podstawowego, możliwe stało się określenie powierzchni, z której został zebrany materiał na większych poletkach. Powierzchnię zbiorczą obliczano z ilorazu całkowitej ilości zmywu gleby do maksymalnej wartości jednostkowej. Następnie, z podzielenia powierzchni zbiorczej przez szerokość poletka uzyskano efektywną odległość przemieszczenia gleby. Przykłady obliczeń przedstawiono w tabeli 2. Analizując poszczególne okresy pomiarowe w ten sposób, efektywna odległość przemieszczenia gleby zawierała się w zakresie 2,02–13,01 m, z wartością średnią 5,72 m.

Uzyskane wyniki porównano z danymi z wcześniejszych badań na obiekcie w Czesławicach z lat 1992–1995, na którym prowadzono badania jedynie z poletkami długości 20 m (Rejman i in. 1998) (tab. 3). W porównaniu z badaniami wcześniejszymi zmyw gleby na obiekcie w Bogucinie był 5-krotnie większy (poletka długości 20 m) przy wzroście wskaźnika erozyjności opadu jedynie o 30%. Wartość wskaźnika podatności gleby na erozję (K), wyznaczona na podstawie maksymalnych wartości zmywu jednostkowego, była najbardziej zbliżona do wartości otrzymanej z modelu USLE (wyznaczona przy klasie struktury: 2 – gruzełkowata: średnia wielkość agregatów 1–2 mm i klasie przepuszczalności gleby mierzonej w profilu do głębokości 80 cm: 4 – umiarkowana: 40–100 cm·doba^{-1}), (Wischmeier i Smith 1978).

TABELA 2. Przykłady analizy danych pomiarowych
TABLE 2. Examples of data analysis

Parametry erozji Erosion parameters	Okres pomiarowy – Measurement period											
	21.06–23.06.1999				13.07–15.07.1999				04.08–05.08.2000			
	poletko – plot [m^2]											
	7,5	15	30	60	7,5	15	30	60	7,5	15	30	60
Zmyw gleby [kg/poletko]	7,51	10,79	21,57	19,47	20,29	41,69	64,46	86,40	10,20	33,86	81,07	105,51
Jednostkowy zmyw gleby [$kg \cdot m^{-2}$]	1,001	0,719	0,719	0,325	2,705	2,779	2,149	1,440	1,36	2,257	2,702	1,759
Maksymalny zmyw jednostkowy gleby [$kg \cdot m^{-2}$]	1,001					2,779					2,702	
Powierzchnia zbiorcza [m^2] [zmyw gleby (kg/poletko)/maksymalny zmyw jednostkowy ($kg \cdot m^{-2}$)]		10,78	21,55	19,45			23,20	31,09				39,04
Odległość efektywna [m] (powierzchnia zbiorcza/szerokość poletka)		3,60	7,18	6,48			7,73	10,4				13,01
Średnia odległość efektywna [m]	5,75				9,07				13,01			
Charakterystyka opadów:												
Suma opadów [mm]	42,7 (3,3 + 17,3 + 22,1)				40,7 (29,0 + 4,1 + 7,6)				48,4 (10,0 + 38,4)			
Energia kinetyczna [$MJ \cdot ha^{-1}$]	5,79 (0,37 + 3,25 + 2,18)				9,38 (8,08 + 0,50 + 0,80)							
EI_{30} [$MJ \cdot mm \cdot ha^{-1} \cdot h^{-1}$]	57,05 (0 + 47,6 + 9,45)				377,37 (377,37 + 0 + 0)				221,72 (0 + 221,72)			
Suma opadów > 3 $mm \cdot h^{-1}$ [mm]	22,8 (2,6 + 16 + 4,2)				34,8 (28,5 + 1,9 + 4,4)				35,0 (0,5 + 34,5)			

TABELA 3. Średni miesięczny zmyw gleby, wartości wskaźnika erozyjności opadu (EI_{30}) oraz podatności gleby na erozję (*K*) dla obiektów w Czesławicach (Rejman i in. 1998) oraz w Bogucinie (dane skorygowane do nachylenia zbocza 9% przez wartość 0,93 za Rejman i in. 1999).
TABLE 3. Average monthly soil loss, rainfall erosivity (EI_{30}) and soil erodibility (*K*) factors for Czesławice (Rejman et al. 1998) and Bogucin (data corrected to 9% slope by 0.93 after Rejman et al. 1999)

Miesiąc Month	Czesławice			Bogucin					Wskaźnik *K* (USLE) *K* factor
	zmyw gleby soil loss [Mg/ha]	wskaźnik EI_{30} EI_{30} factor	wskaźnik *K* *K* factor	zmyw gleby soil loss [Mg/ha]		wskaźnik EI_{30} EI_{30} factor	wskaźnik *K* *K* factor		
				A	B		A	B	
Kwiecień	0,454	27,8	0,0163	0,508	1,671	3,1	0,1638	0,5383	
Maj	0,190	108,4	0,0018	0,025	0,198	6,3	0,0039	0,0315	
Czerwiec	0,226	37,4	0,0060	4,977	21,211	362,6	0,0137	0,0585	
Lipiec	0,874	196,5	0,0044	21,761	50,955	382,5	0,0569	0,1332	
Sierpień	5,300	359,6	0,0147	9,676	8,768	305,9	0,0316	0,0287	
Wrzesień	0,073	18,7	0,0039	0,028	0,186	8,0	0,0035	0,0233	
Suma	7,117	748,4	0,0095	36,976	82,989	1068,4	0,0346	0,0777	0,0795

Objaśnienia:
A – zmyw gleby wyznaczony na poletkach długości 20 m.
B – maksymalny zmyw jednostkowy gleby.

Dyskusja

Przeprowadzone badania dowodzą, że ilość erodowanego materiału glebowego przeliczona na jednostkę powierzchni jest uzależniona od wielkości poletek. Oczywiście, zależność między zmywem jednostkowym gleby a wielkością poletka jest jedynie pozorna. W rzeczywistości zmienne wartości jednostkowe są ściśle związane z przebiegiem procesu erozji, przede wszystkim z odległością, którą musi pokonać materiał glebowy, aby osiągnąć rejon sedymentacji. Podobne spostrzeżenia, analizując wartości spływu powierzchniowego w rejonach górskich, miał Słupik (1973). W swojej analizie ograniczył się on jednak do zalecenia nieporównywania danych z poletek o różnej wielkości.

Stosowana przez nas metoda interpretacji danych pozwala na wyodrębnienie maksymalnego jednostkowego zmywu gleby i efektywnej odległości przemieszczenia gleby, stanowiącej przybliżenie rzeczywistej drogi spływu i spłukiwania. Należy podkreślić, że maksymalne wartości zmywu jednostkowego gleby były w największym stopniu zbliżone do wartości prognozowanych na podstawie modelu USLE, który opisuje jedynie erozję netto i nie uwzględnia miejscowej depozycji materiału glebowego (Wischmeier 1976). O ile jednak Wischmeier jako obszary potencjalnej depozycji wymienia jedynie obniżenia terenu, z przeprowadzonych badań wynika, że depozycja może zachodzić również na równomiernie nachylonym sklonie. Z badań przeprowadzonych przez Huanga i in. (1999)

wynika, że opady o intensywności poniżej 50 mm · h^{-1} stanowią jeden z czynników umożliwiających depozycję przenoszonego materiału (a takie przeważały podczas prowadzenia pomiarów).

Uzyskaną w pracy zbieżność między danymi prognozowanymi z modelu USLE oraz opartymi na maksymalnym zmywie jednostkowym gleby należy jednak traktować z ostrożnością. Przeprowadzona analiza parametrów opadu i zmywu gleby wykazała bowiem, że zależność między wskaźnikiem erozyjności i zmywem gleby cechowało duże rozproszenie wartości względem wyznaczonej krzywej regresji, a ze zmywem gleby znacznie lepiej skorelowana była suma opadów z wartością progową 3 mm/h (Rejman i Usowicz 2002). Z przeprowadzonej interpretacji danych wynika, że materiał glebowy był przenoszony stosunkowo na niewielkie odległości. Na przenoszenie materiału na bliskie odległości w warunkach klimatycznych Polski świadczą również badania ze znacznikami luminoforowymi (Froehlich 1992).

Porównanie danych zmywu gleby z obu obiektów doświadczalnych dowodzi, jak trudne może być ustalenie ilości gleby przemieszczanej wskutek erozji wodnej, nawet w przypadku obiektów utrzymywanych w czarnym ugorze. Różnice między obiektami w Czesławicach i Bogucinie mogą jedynie częściowo wynikać z mniejszej erozyjności opadów. Drugim czynnikiem różnicującym zmyw gleby na obu obiektach może być różnica w efektywnej odległości przemieszczania gleby. Nieuwzględnienie tej wielkości, a jedynie analizowanie ilości przeliczonych na jednostkę powierzchni może prowadzić do błędnej oceny procesu. Przy zmywie gleby zbieranym z bliskiej odległości straty gleby odniesione do większej powierzchni są znacznie mniejsze w porównaniu ze zmywem zbieranym z większej odległości. Jak podaje Słupik (1973), jednym z głównych czynników decydujących o odległości przemieszczenia gleby jest jej wilgotność w chwili rozpoczęcia opadu. Tak więc stwierdzone różnice mogą być bezpośrednio związane z erozyjnością opadu oraz pośrednio poprzez wpływ opadu na odległość przemieszczenia materiału glebowego. Należy przy tym dodać, że w porównaniu z obiektem w Czesławicach, wartości wskaźnika erozyjności dla obiektu w Bogucinie są znacznie bardziej zbliżone do wartości średnich z 29 lat dla analizowanych miesięcy obliczonych przez Banasika i Górskiego (1993) dla pobliskich Puław.

Wnioski

1. Przedstawione w pracy dane doświadczalne wskazują, że proces erozji jest bardzo dynamiczny oraz trudny w opisie. Należy go co najmniej rozpatrywać w kategoriach ilości przenoszonego materiału oraz odległości, na którą jest on przenoszony.
2. Jednym ze sposobów umożliwiających wyodrębnienie parametrów opisujących proces erozji stanowią badania prowadzone na poletkach o zróżnicowanej długości.
3. Zmyw gleby w obrębie efektywnej odległości przemieszczenia jest zbliżony do wielkości prognozowa-

nych z modelu USLE, natomiast efektywne odległości przemieszczenia zawierają się w zakresie od 2 do 13 m.

4. Należy zachować szczególną ostrożność przy porównywaniu wartości erozji z poletek o tej samej wielkości z różnych miejsc, gdyż nieuwzględnienie głównych czynników determinujących proces może prowadzić do błędnej jej oceny.

Literatura

BANASIK K., GÓRSKI D. 1993: Evaluation of rainfall erosivity for east Poland. [W:] K. Banasik i A. Żbikowski (red.). Runoff and sediment yield modelling (RSY-93). Wydaw. SGGW, Warszawa, 129–134.

FROEHLICH W. 1992: Mechanizm erozji i transprotu fluwialnego w zlewniach beskidzkich. [W:] A. Kotarba (red.). System denudacyjny Polski. *Prace Geograficzne*, 155, 171–189.

HUANG C., WELLS L.K., NORTON L.D. 1999: Sediment transport capacity and erosion processes: model concepts and reality. *Earth Surface Processes and Landforms* 24, 503–516.

JÓZEFACIUK A., JÓZEFACIUK C. 1995: Erozja agroekosystemów. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa, 1–168.

MAZUR Z., PALYS, S. 1991: Natężenie erozji wodnej w małych zlewniach terenów lessowych Wyżyny Lubelskiej w latach 1986–1990. [W:] Erozja gleb i jej zapobieganie. Wydaw. AR w Lublinie, 63–78.

PALYS S. 2001: Erozja wodna w zlewniach z okresowym odpływem wody na Wyżynie Lubelskiej w latach 1987–1999. *Folia Univesitatis Agriculturae Stetinensis* 217, 179–182.

REJMAN J. 1997: Runoff and soil loss under conventional tillage for cereal production in SE Poland. Bibliotheca Fragmenta Agronomica 2B/97, 559–562.

REJMAN J., TURSKI R., PALUSZEK J. 1998: Spatial and temporal variations in erodibility of loess soil. *Soil and Tillage Res.* 46, 61–68.

REJMAN J., USOWICZ B., DĘBICKI R. 1999: Source of errors in prediction of silty soil erodibility. *Polish Journal of Soil Science* 32(1), 13–22.

REJMAN J., USOWICZ B. 2002: Evaluation of soil loss contribution areas on loess soils in south-east Poland. Earth Surface Processes and Landforms (w druku).

RENIGER A. 1950: Próba oceny nasilenia zasięgów potencjalnej erozji gleb w Polsce. *Roczniki Nauk Rolniczych* 54, 1.

SLUPIK J. 1981: Rola stoku w kształtowaniu odpływu w Karpatach Fliszowych. *Prace Geograficzne* 142, 1–94.

WISCHMEIER W.H. 1976: Use and misuse of the universal soil loss equation. *Journal of Soil and Water Conservation* 31(1), 5–9.

WISCHMEIER W.H., SMITH D.D. 1978: Predicting rainfall erosion losses. USDA Agric. Handb. 537. U.S. Gov. Print. Office, Washington D.C., 1–58.

Summary

Evaluation of water erosion on loess soil on the basic of plot studies. Results of water erosion studies on loess soil were presented. Analysis of data from plots of different length showed that process of erosion should be considered simultaneously in the terms of soil loss and the effective distance of soil transport. Soil losses expressed per unit area were similar to the data predicted from the USLE only inside the effective distance of soil transport (ranging from 2 to 13 m).

Authors' address:
Jerzy Rejman, Bogusław Usowicz
Institute of Agrophysics Polish Academy of Sciences
ul. Doświadczalna 4
20-290 Lublin
Poland

Wojciech FROEHLICH
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
Institute of Geography and Spatial Organization Polish Academy of Sciences

Badania transferu zwietrzelin w beskidzkim systemie fluwialnym
The investigations of sediment transfer within the fluvial system of the Beskidy Mountains

Wstęp

Badania mechanizmów i natężenia transferu cząstek klastycznych zwietrzelin przez systemy fluwialne zlewni różnej wielkości są niezbędne dla poznania związków ilościowych między obszarami erozji i sedymentacji oraz prawidłowości współczesnego tempa przekształcania rzeźby fluwialnej. Oprócz znaczenia poznawczego ich wyniki stwarzają podstawy do projektowania skutecznych systemów przeciwpowodziowych i przeciwerozyjnych na stokach i w dnach dolin oraz modelowania i prognozowania. Szczególne znaczenie mają wyniki wieloletnich ilościowych badań procesów erozji gleb, dostawy zwietrzelin do koryt oraz transportu zawiesiny i ładunku dennego w małych zlewniach. Zachodzi tu transformacja opadu w odpływ, kształtowanie odpływu wezbraniowego i bezpośrednia dostawa zwietrzelin ze stoków do koryt. Z biegiem koryt następuje transformacja fal wezbraniowych, ładunku transportowanego rumowiska oraz sedymentacja na równinach zalewowych i w zbiornikach zaporowych. Poznanie tych procesów wymaga badań w systemach zlewni różnej wielkości (por. Froehlich 1982).

Wraz ze wzrostem częstotliwości zjawisk ekstremalnych szczególnie istotne staje się określenie wartości progowych procesów morfodynamicznych związanych z procesami transferu sedymentu oraz hydrogeomorfologicznej roli ekstremalnych ulew i powodzi. Ze względu na poważne straty gospodarcze, wywołane w ostatnich latach przez katastrofalne powodzie, zachodzi pilna potrzeba ograniczenia procesów erozji gleb na stokach, dostawy zwietrzelin do koryt, zmian przekrojów hydraulicznych łożysk powodziowych oraz zamulania zbiorników zaporowych.

Znajomość mechanizmów procesów erozji, transportu i sedymentacji fluwialnej opiera się głównie na wynikach standardowych, często nieporównywalnych metod badań. Utrudnia to objaśnienie związków i określenie prawidłowości transferu zwietrzelin w zlew-

niach różnej wielkości. Brak oceny wielkości błędów pomiarów i metod obliczeń oraz ekstrapolacji wyników opartej na znajomości mechanizmów procesów uniemożliwia poznanie ich przestrzennego zróżnicowania i wykorzystanie do porównań. Serie pomiarowe pochodzą z krótkich okresów, co jest przeszkodą w ocenie roli zjawisk ekstremalnych oraz wpływu działalności człowieka na mechanizmy procesów erozji, dostawy, transportu i sedymentacji fluwialnej.

Bardzo duża energia i znaczne zróżnicowanie przestrzenne procesów morfodynamicznych w zlewniach górskich stwarzają istotne trudności w zastosowaniu standardowych (klasycznych) metod badań.

Wyniki dotychczasowych badań dynamiki i bilansu procesów w zlewniach eksperymentalnych są reprezentatywne wyłącznie dla przekrojów hydrometrycznych w korytach oraz fragmentów stoków lub izolowanych poletek doświadczalnych (Froehlich 1982).

Cechy transferu zwietrzelin przez beskidzki system fluwialny

Energia rzeźby Beskidów i niewłaściwe użytkowanie gruntów stwarzają potencjalne warunki do intensywnej erozji gleb. Świadczy o niej duży transport ładunku zawiesiny, powodujący szybkie zamulanie zbiorników zaporowych, oraz wydajna sedymentacja facji pozakorytowej na przedpolu gór. Wylesienie i rolnicze zagospodarowanie stoków beskidzkich spowodowało fragmentację i zmniejszenie powierzchni obszarów międzykorytowych przez powstanie wąskich zlewni szybko pogłębianych holoceńskich rozcięć erozyjnych i nieutwardzonych dróg. Przyspieszyło to procesy erozji i linijnego transferu cząstek zwietrzelin ze stoków do koryt, co znalazło odbicie we wzroście transportu ładunku zawiesiny w korytach i akumulacji osadów facji pozakorytowej w obrębie równin zalewowych na przedpolu gór, jak również w tempie zamulania zbiorników zaporowych (Froehlich 1982).

W wyniku orki i innych zabiegów agrotechnicznych oraz spłukiwania zachodzi ciągle narastanie teras rolnych, oddzielających poszczególne działki. Prowadzi to do zmniejszenia nachylenia ich powierzchni i ograniczenia transferu cząstek w dół stoku (por. Froehlich i in. 1993). Na użytkowanych rolniczo stokach beskidzkich funkcjonują równolegle dwa systemy powierzchniowego transferu cząstek zwietrzelin w dół stoku. W czasie roztopów i niemal każdego opadu zachodzi na całej długości stoku przyspieszony transfer linijny, związany z drogami, rozcięciami erozyjnymi i bruzdami. Odgrywa on decydującą rolę w przemieszczaniu cząstek zwietrzelin w dół stoku i ich przyspieszonej, linijnej dostawie do koryt.

Na użytkowanym rolniczo doświadczalnym stoku w zlewni potoku Homerka w Beskidzie Sądeckim średnie natężenie pogłębiania nieutwardzonych dróg w okresie ostatnich 25 lat wynosi około 6,6 mm · rok^{-1} (Froehlich 1995). Równolegle w wyniku orki i spłukiwania zachodzi ciągłe narastanie teras rolnych, oddzielających poszczególne działki. Ograniczają one transfer cząstek zwietrzelin w dół stok, dając ka-

skadowy system przemieszczania. Dominuje tu spłukiwanie rozproszone, a jego natężenie nie wykazuje związku z nachyleniem działek. Ich mała długość i stosunkowo duża przepuszczalność pokryw glebowych skutecznie ogranicza tworzenie się skoncentrowanego spływu powierzchniowego, prowadzącego do powstawania żłobin i innych form erozji linijnej. Formy te powstają głównie w dolnych częściach działek w czasie ekstremalnych opadów występujących w początkowej fazie wegetacji. Tylko lokalnie w okresach gwałtownych ulew dochodzi do upłynnienia ornej warstwy gleby oraz intensywnej deflacji zimą. Na stoku eksperymentalnym w zlewni potoku Homerka w okresie ostatnich 50 lat średnia wielkość depozycji w obrębie teras rolnych, określona za pomocą Cs^{137} i Pb^{210}, wynosi około 4,1 mm · rok^{-1} (por. Froehlich i Walling 1992).

Zatem na stokach beskidzkich funkcjonują równolegle dwa niezależnie systemy powierzchniowego transferu cząstek zwietrzelin w dół stoku. Przyspieszony transfer linijny związany jest z systemem dróg i rozcięć erozyjnych oraz kaskadowy obejmujący działki polne z systemem teras rolnych, gdzie zachodzi głównie spłukiwanie rozproszone. Jedynie w strefach, gdzie bruzdy polne uchodzą do dróg lub rozcięć erozyjnych, następuje połączenie obydwu systemów przemieszczania. W dolinach beskidzkich o płaskim dnie (3–4 rzędu według Hortona) u podnóża rolniczo użytkowanych stoków został zdeponowany prawie cały przetransportowany w dół stoku materiał. Jego objętość, z wyjątkiem stref stożków napływowych, jest podobna do rozmiarów depozycji w obrębie teras rolnych (Froehlich 1997).

Podstawy metodologii badań erozji gleb

Znajomość mechanizmów i natężenia erozji gleb w Karpatach jest nadal niezadowalająca. Pomiary spłukiwania gleby na izolowanych poletkach doświadczalnych i fragmentach stoków są podstawą standardowych, klasycznych metod badań erozji gleb w Karpatach (m.in. Gerlach 1966, 1976; Gil 1976, 1984). Stacjonarne badania tych procesów są kosztowne i pracochłonne oraz wymagają odpowiednio długiego okresu badań. Ich wyniki są nieporównywalne, ponieważ pochodzą z różnej długości okresów, a metody obliczeń nie pozwalają na określenie rzeczywistego natężenia procesu (por. Froehlich 1982, 1992; Loughran 1989; Klimczak 1992). Rejestrowane w przekrojach badawczych natężenie spłukiwania jest powszechnie uznawane jako ekwiwalent homogenicznego natężenia erozji gleb w obrębie całego badanego obiektu. Takie założenie jest podstawą standardowych obliczeń natężenia erozji gleb oraz ekstrapolacji wyników. W celu określenia przestrzennego zróżnicowania procesów erozji gleb stosuje się powszechnie bezpośrednie „mechaniczne" porównania wyników badań pochodzących z różnej wielkości obiektów. Tymczasem wiadomo, że określone tą metodą natężenie procesów jest odwrotnie proporcjonalne do wielkości powierzchni obiektu badań (por. Froehlich 1982). Nadal nie znany jest wpływ różnych użytków i nachylenia stoku na rzeczywistą odległość przemieszczania cząstek zwietrzelin. Uniemożliwia to ocenę przestrzennego zróżnicowania erozji gleb zarówno w skali

zlewni, jak i stoku. Nieznana jest bowiem powierzchnia, z której pochodzi spłukiwany materiał oraz błąd pomiaru. Jego wielkość na niektórych typach użytków rolnych przekracza rozmiary spłukiwania. Nadal podstawowym problemem jest określenie ilościowej reprezentatywności obiektów i wyników badań w zależności od długości okresu pomiarów.

Podstawy badań procesów transferu zwietrzelin w zlewni potoku Homerka

Program badań transferu cząstek zwietrzelin w systemie fluwialnym z równoległym zastosowaniem metod standardowych (klasycznych), radioizotopowych i magnetycznych realizowany jest w oprzyrządowanej zlewni potoku Homerka (19,6 km^2) w Beskidzie Sądeckim, która od 1971 roku jest obiektem badań Pracowni Procesów Fluwialnych Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego Polskiej Akademii Nauk we Frycowej koło Nowego Sącza (Froehlich 1996). System monitoringu obejmuje procesy erozji gleb i dostawy zwietrzelin do koryt oraz transportu materiału rozpuszczonego, zawiesiny i ładunku dennego. Oprócz aparatury do badań cech chemicznych oraz fizycznych wody i gruntu pracownia posiada laboratorium radioizotopowe wyposażone w spektrometry gamma z detektorami germanowymi HPGe oraz laboratorium magnetyczne z systemem do pomiarów podatności magnetycznej, anizotropii i reminiscencji magnetycznej.

Badania metodami radioizotopowymi z wykorzystaniem ^{210}Pb, ^{241}Am, ^{226}Ra, ^{134}Cs i ^{137}Cs prowadzone są tutaj od 1984 roku we współpracy z renomowanym Laboratorium Radioizotopowym Instytutu Geografii Uniwersytetu w Exeter, Wielka Brytania (por. m.in. Froehlich i Walling 1992, 1997; Froehlich i in. 1993, Higgitt i in. 1992). Wykorzystanie radioizotopów stwarza podstawy do poznania mechanizmu i czasu „przejścia" cząstek zwietrzelin ze stref erozji do obszarów sedymentacji w systemach zlewni różnej wielkości (por. Froehlich i Walling 1992). Wyniki badań mają również istotne znaczenie dla poznania długookresowych trendów przemian środowiska pod wpływem wahań klimatycznych i gospodarki człowieka. Ich porównanie z wynikami uzyskanymi za pomocą metod klasycznych stwarza możliwości wypracowania metod ekstrapolacji uwzględniających prawidłowości przestrzennego zróżnicowania procesów transferu cząstek zwietrzelin przez systemy fluwialne zlewni różnej wielkości (por. Froehlich i Walling 1992).

Ze względu na czas połowicznego rozpadu radioizotopy ^{210}Pb, ^{241}Am, ^{226}Ra, ^{134}Cs i ^{137}Cs stwarzają możliwości badań w różnych przedziałach czasu. Radioizotop Be^7 umożliwia poznanie dynamiki procesów w powierzchniowych horyzontach gleby w ciągu jednej ulewy, natomiast ^{137}Cs – procesy erozji i sedymentacji w okresie ostatnich 45 lat, a ^{210}Pb – natężenie sedymentacji w czasie ostatnich 100–150 lat (por. m.in. Froehlich i Walling 1992, Walling i Quine 1993, 1995; Wallbrink i Murray 1996, He i Walling 1997, Burch i in. 1998, Walling 1998).

Ze względu na różną głębokość penetracji ^{137}Cs, ^{210}Pb i ^{7}Be w głąb profilu glebowego wskaźniki stosunków $^{210}Pb/^{137}Cs$, $^{210}Pb/^{7}Be$ i $^{137}Cs/^{7}Be$ umożliwiają określenie źródeł dostawy zwietrzelin związanych z linijną erozją oraz powierzchniową wywołaną spływem powierzchniowym rozproszonym lub warstwowym (por. Burch i in. 1998, Froehlich 1998). Za jego pomocą podczas powodzi w lipcu 1997 i 2001 roku określono również wartości progowe i charakter transportu rumowiska wleczonego oraz erozji cokołu skalnego w korycie (Froehlich 1998). Dla rozszerzenia możliwości interpretacji wyników badań radioizotopowych prowadzone są badania podatności i reminiscencji magnetycznej.

Zastosowanie radioizotopowych i magnetycznych metod badań znacznie rozszerzyło w zlewni potoku Homerka możliwości poznania prawidłowości przestrzennego zróżnicowania procesów, a w szczególności poznania mechanizmów dostawy i transferu przez system fluwialny transportowanych w zawiesinie zwietrzelin oraz ich sedymentacji na równinach zalewowych w zlewni Dunajca i w Zbiorniku Rożnowskim.

W okresie badań, w latach 1972, 1973, 1983, 1985 i 1997, wystąpiły duże wezbrania, z których największe, w 1972 i 1997 roku, spowodowały znaczące zmiany w systemie fluwialnym. Podczas powodzi bardzo duża energia przepływów oraz natężenie transportu rumowiska stwarzają poważne trudności w jego bezpośrednich pomiarach. Następuje wówczas zatarcie granicy między ładunkiem rumowiska transportowanego w postaci zawiesiny i ładunku dennego (rumowiska wleczonego). W tych okresach pobór prób odbywa się za pomocą pomp wirnikowych i elektromagnetycznych, a gęstość ośrodka transportu określa się za pomocą wagi hydrostatycznej.

Największe trudności sprawiają bezpośrednie pomiary natężenia transportu ładunku dennego, który w korytach potoków i rzek górskich stanowi istotną część transportowanego rumowiska i odgrywa podstawową rolę w przekształcaniu łożyska powodziowego. Niestety w tym zakresie nadal brak jest standardowych, porównywalnych metod i technik badawczych. W zlewni potoku Homerka do badania odległości przemieszczania bloków skalnych i żwi-rowych frakcji rumowiska stosowane są znaczniki magnetyczne instalowane za pomocą żywicy epoksydowej w wywierconych wewnątrz nich otworach. Do ich lokalizacji używa się czułych detektorów metali umożliwiających określenie ich położenia nawet na głębokości do 1,5 m (por. m.in. Ergenzinger i Conrady 1982, Froehlich 1982, Hassan i in. 1984). Na szeroką skalę wykorzystuje się znaczone kolorową emalią żwiry. Natomiast frakcje piaszczyste znaczy się różnego rodzaju luminoforami. Lampy kwarcowe umożliwiają ich detekcję bezpośrednio w korycie.

Podczas wezbrań za pomocą własnej konstrukcji magnetometru i czujników magnetycznych umieszczonych w dwóch przekrojach poprzecznych koryta potoku Homerka określany jest początek ruchu i prędkości przemieszczania różnych frakcji znaczonych magnetycznie żwirów. W celu identyfikacji poszczególnych frakcji stosuje się

znaczniki charakteryzujące się różnym natężeniem detekcji (Froehlich 1999).

Badania początku, zakończenia oraz natężenia transportu poszczególnych frakcji żwirów prowadzone są za pomocą własnej konstrukcji elektronicznego detektora fal akustycznych generowanych przez ruch rumowiska (por. m.in. Johnson i Muir 1969, Anderson 1976, Froehlich 1982, 1998). Aparatura składa się z systemu mikrofonów umieszczonych w stalowych rurach na dnie koryta, właściwego 6-kanałowego detektora, oscyloskopu do podglądu widm fal akustycznych, szybkich rejestratorów oraz komputera. Detektor został wykalibrowany eksperymentalnie dla różnych frakcji żwirowego rumowiska. Interpretacja wyników wymaga daleko idącej ostrożności, szczególnie w odniesieniu do ekstremalnych wezbrań. Utrudnia ją interferencja fal akustycznych pochodzących z różnych źródeł (por. Froehlich 1982).

Literatura

BURCH G.J., BARNES C.J., MOORE I.D., BARLING R.D., MacKENZIE D.J., OLLEY J.M. 1988: Detection and prediction of sediment sources in catchments: Use of ^{7}Be and ^{137}Cs. [In:] Proceedings, Hydrology and Water Resources Symposium. Australian National University, Canberra, 146–151.

ERGENZINGER P.J., CONRADY J. 1982: A new tracer technique for measuring bedload in natural channels. *Catena* 9, 77–80.

FROEHLICH W. 1982: Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej. *Prace Geogr. IGiPZ PAN* 143, ss. 144.

FROEHLICH W. 1992: Mechanizm erozji i transportu fluwialnego w zlewniach beskidzkich. [W:] A. Kotarba (red.). System denudacyjny Polski. *Prace IG i PZ PAN* 155, 171–189.

FROEHLICH W. 1995: Sediment Dynamics in the Polish Flysch Carpathians. [In:] I. Foster, A. Gurnell, B. Webb (red.). Sediment and Water Quality in River Catchments. J. Wiley & Sons, Chichester, 453–461.

FROEHLICH W. 1996: Stacja Obserwacyjna IGiPZ PAN we Frycowej k. Nowego Sącza. Monitoring procesów hydrogeomorfologicznych w zlewni potoku Homerka. XVI Ogólnopolska Konferencja Fotointerpretacji i Teledetekcji. Rozwój zastosowań teledetekcji w badaniach środowiska i jego monitoringu. Szymbark 25–27 kwietnia 1996, 79–88.

FROEHLICH W. 1997: Natężenie erozji gleb na stokach beskidzkich w świetle badań metodami klasycznymi i radioizotopowymi. *Zeszyty Naukowe AR im. H. Kołłątaja w Krakowie* 315, 35–46.

FROEHLICH W. 1998: Transport rumowiska i erozja koryt potoków beskidzkich podczas powodzi w lipcu 1997 roku. [W:] L. Starkel i J. Grela (red.). Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku. Wydaw. Oddziału PAN, Kraków 1998, 133–144.

FROEHLICH W., HIGGITT D.L., WALLING D.E. 1993: The use of caesium-137 to investigate soil erosion and sediment delivery from cultivated slopes in the Polish Carpathians. [In:] S. Wicherek (red.). Farm Land Erosion: In temperate Plains Environment and Hills. Elsevier Sci. Pub. B.V., 271–283.

FROEHLICH W., WALLING D.E. 1992: The use of radionuclides in investigations of erosion and sediment delivery in the Polish Carpathians. [In:] Erosion, Debris Flows and Environment in Mountain Regions. Proceedings of the Chengdu Symposium, July 1992. *IAHS Publication*, 209, 61–76.

FROEHLICH W., WALLING D.E. 1997: The role of unmetalled roads as a sediment source in the fluvial systems of the Polish Flysch Carpathians. [In:] D.E. Walling and J.L. Probst (red.). Human Impact on Erosion and Sedimentatio. Proc. Rabat Symp., April 1997. *IAHS Publication* 245, 159–168.

FROEHLICH W. 1999: Mechanizm i natężenie procesów erozji, transportu i sedymentacji powodziowej w świetle badań metodami klasycznymi, radioizotopowymi i magnetycznymi. [W:] A. Kostrzewski (red.). Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych. Uniwersytet im. A. Mickiewicza

w Poznaniu. Instytut Badań Czwartorzędu, 33–41.
GERLACH T. 1966: Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarka (Beskid Wysoki – Karpaty Zachodnie). *Prace Geogr. IG PAN.* 52, ss. 111.
GERLACH T., 1976: Współczesny rozwój stoków w Polskich Karpatach Fliszowych. *Prace Geogr. IGiPZ PAN.* 122, ss. 116.
GIL E. 1976: Spłukiwanie gleby na stokach fliszowych w rejonie Szymbarku. *Dok. Geogr.* 2, ss. 65.
GIL E. 1986: Ruissellement et erosion sur le versants du flysh d'apres les resultats de parcelles experimentales. *Bull. Assoc. Geogr. Français.* 63, 357–361.
HASSAN M.A., SCHICK A.P., LARONNE J.B. 1984: The recovery of flood-dispersed coarsesediment particles a three-dimensional magnetic tracing method. *Catena Supplement* 5, 153–162.
HE Q., WALLING D.E. 1997: The distribution of fallout ^{137}Cs and ^{210}Pb in undisturbed and cultivated soils. *Appl. Radiat. Isot.* vol. 48, No 5, 677–690.
HIGGITT D.L., FROEHLICH W., WALLING D.E. 1992: Applications and limitations of Chernobyl radiocaesium measurements in a Carpathian erosion investigation, Poland. *Land Degradation & Rehabilitation* 3, 15–26.
KLIMCZAK R. 1992: Pomiary spłukiwania i spływu powierzchniowego na obszarach nizinnych – uwagi metodyczne. *Badania Fizjogr. nad Polską Zachodnią* 43, 23–45.
LOUGHRAN R.J. 1989: The measurement of soil erosion. *Progress in Physical Geogr. E. Arnold* 13, 217–233.
WALLBRINK P.J., MURRAY A.S. 1996: Distribution and variability of ^{7}Be in soils under different surface cover conditions and its potential for describing soil redistribution processes. *Water Resources Research* vol. 32, No 2, 467–476.
WALLING D.E., QUINE T.A. 1993: Use of caesium-137 as a tracer of erosion and sedimentation: Handbook for the application of the caesium-137 technique. UK overseas Development Administration Research Scheme R4579. Department of Geography, University of Exeter, ss. 196.
WALLING D.E., QUINE T.A. 1995: *Use of radionuclide measurements in soil erosion investigations.* [In:] International Atomic Energy Agency, Nuclear Techniques in Soil-Plant Studies for Sustainable Agriculture and Environmental Preservation. IAEA, Vienna, Austria, 597–620.
WALLING D.E. 1998: Use of ^{137}Cs and other fallout radionuclides in soil erosion investigations: Progress, problems and prospects. [In:] Use of ^{137}Cs in the study of soil erosion and sedimentation. International Atomic Energy Agency I-TECDOC-1028, 39–62.

Summary

The investigations of sediment transfer within the fluvial system of the Beskidy Mountains. There is an increasing requirement for information on the sediment transfer within the fluvial systems of catchment basins of different scales. Little is currently known about the residence times of sediment particles moving through the fluvial system. Such information, for example, may be needed to provide a basis for establishing sediment control strategies, to afford an improved understanding of sediment-associated transport of contaminants, or to provide a more meaningful assessment silting rates of reservoirs and denudation within a drainage basin. It is difficult to make direct comparisons between estimates of the intensity of erosion processes on the slopes and the sediment yields of Carpathian rivers, because of the wide range of techniques of unknown accuracy and precision which have been used and the different periods of record involved. This contribution presents the assessment of the potential for using fallout radionuclides measurements, as an alternative and complement to classical monitoring techniques. The work reported was undertaken in the small (19.6 km^2) Homerka instrumented catchment and the larger (4692 km^2) basin of the Dunajec River above Rożnowski reservoir where classical monitoring techniques have also been applied over the past 30 years. Long-term continuous monitoring of soil erosion, sediment transport and sedimentation play an important role for understanding man

impact on intensity and tendency of mountain geosystem evolution. Information concerning the mobilization of sediment and its transfer through the fluvial system over timescales of several decades and over a range of spatial scales is difficult to obtain using conventional monitoring techniques. The use of the fallout radionuclides ^{210}Pb, ^{241}Am, ^{226}Ra, ^{134}Cs i ^{137}Cs and magnetic measurements offers considerable potential for elucidating spatial patterns of erosion, sediment delivery dynamics, silting of reservoirs and overbank sedimentation. This contribution presents a general model of the mobilization of sediment and its transfer through the fluvial system in the Polish Flysch Carpathians.

Author's address:
Wojciech Froehlich
Institute of Geography and Spatial Organization
Polish Academy of Sciences
HOMERKA Laboratory of Fluvial Processes
Frycowa 113 P.O. Box2
33-335 Nawojowa
Poland
tel. +48 18 4436791
e-mail: wfroehlich@pro.onet.pl

Andrzej DOBROWOLSKI
Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej
Institute of Meteorology and Water Economy

Pomiary rumowiska unoszonego w służbach hydrologicznych krajów europejskich
Suspended load measurements in hydrological services of European countries

Wstęp

Według Światowej Organizacji Meteorologicznej (WMO) 1981 ocena transportu rumowiska unoszonego w rzekach jest niezwykle ważna i stanowi nieodłączny element pomiarów i obserwacji hydrologicznych.

Wyniki pomiarów transportu rumowiska unoszonego mają szerokie zastosowanie w gospodarce wodnej i ochronie środowiska przyrodniczego. Wykorzystywane są w ocenie denudacji zlewni rzecznych, w badaniach procesów morfologicznych koryt rzecznych, badaniach i prognozach zamulania zbiorników wodnych oraz ujęć wody.

We wszystkich wymienionych przypadkach niezbędne są dane o rumowisku rzecznym z długich okresów obserwacyjnych. Dane takie, zbierane i opracowywane przez narodowe służby hydrologiczne, są przedmiotem wymiany informacji w ramach WMO, służą do opracowywania ekspertyz hydrologicznych i operatów wodnoprawnych.

Pomiary transportu rumowiska unoszonego należą do bardzo trudnych ze względu na liczne uwarunkowania dopływu rumowiska do rzeki i złożony charakter ruchu rumowiska w rzece. Rumowisko unoszone stanowi mieszaninę z płynącą w rzece wodą. Rozkład koncentracji rumowiska w rzece (zmącenia) jest zróżnicowany przestrzennie i związany z rozkładem głębokości oraz prędkości przepływu. Ponadto ruch rumowiska jest zmienny w czasie (tzw. obłokowy charakter przepływu). W rezultacie pomiar parametrów rumowiska unoszonego, a w szczególności jego koncentracji w strumieniu wody rzecznej jest utrudniony.

Rodzaje metod pomiaru transportu rumowiska unoszonego

Generalnie metody dzieli się na bezpośrednie i pośrednie. **Metody bezpośrednie** polegają na poborze próby wody w jednym lub wielu punktach strumienia rzecznego, ręcznie lub automatycznie,

wraz z pomiarem natężenia przepływu wody, a następnie określeniu w laboratorium koncentracji rumowiska w pobranych próbach. Końcowym etapem jest odniesienie tak wyznaczonej koncentracji do całej objętości przepływu wody przez przekrój poprzeczny koryta rzecznego.

Do poboru prób służą przyrządy, zwane batometrami, o mniej lub bardziej skomplikowanej konstrukcji oraz gorzej lub lepiej przystosowane do prawidłowego poboru prób. Batometrów do poboru prób używa się praktycznie od momentu rozpoczęcia pomiarów zmącenia, chociaż pierwsze przyrządy były bardzo prymitywne i sprowadzały proces pomiaru do pobierania prób z rzeki czerpakiem, który nie spełniał żadnego z warunków wymaganych przy pomiarze zmącenia. W miarę gromadzenia doświadczeń i rozwoju wiedzy o przebiegu procesów rzecznych udoskonalono batometry i metody poboru prób. Ponieważ prace te prowadzono równolegle w wielu krajach, w efekcie powstało bardzo dużo różnych konstrukcji. Aktualnie uznaje się, że najlepsze wyniki uzyskuje się, stosując batometry o powolnym napełnianiu zaopatrzone w dwa oddzielne przewody (do pobierania wody i wypuszczania powietrza z wnętrza przyrządu) oraz komorę sprężania. Osobną klasę stanowią batometry o wymuszonym reżimie napełniania. Spełniają one w bardzo wysokim stopniu warunek, aby prędkość napełniania była równa prędkości przepływu wody w punkcie poboru wody. Przykładem takiego batometru jest przyrząd rosyjski GR-61, w którym próba pobierana jest na skutek odpowiedniego obniżenia ciśnienia w jego komorze. Stosuje się również (m.in. we Francji) urządzenia pobierające wodę z rzeki na zasadzie wypompowywania jej z miejsca poboru.

Metody klasyczne (batometryczne) są bardzo rozpowszechnione na całym świecie, a do ich zalet należy stosunkowo duża dokładność (np. średni błąd kwadratowy dla polskiego batometru PIHM-1 wynosi 20%). Wymagane kwalifikacje pracowników zatrudnionych przy poborze prób również nie muszą być zbyt wysokie. Koszt zakupu batometrów nie jest wysoki.

Do wad metod bezpośrednich trzeba zaliczyć dużą pracochłonność, głównie w procesie oznaczania zmącenia (transport pobranych prób do laboratorium lub filtracja na miejscu, suszenie, dwukrotne ważenie). Poza tym proces ten wymaga licznego wyposażenia (butelki, pojemniki na butelki, lejki, sączki, przesączalniki, suszarki, eksykatory, wagi analityczne, odczynniki chemiczne), co oczywiście podnosi koszty stosowania tych metod. Analiza laboratoryjna wymaga też zatrudnienia pracowników o odpowiednich kwalifikacjach.

W sumie należy stwierdzić, że metody batometryczne są pracochłonne i raczej kosztowne, przy czym im metoda jest mniej pracochłonna i kosztowna, tym mniej dokładna (głównie ze względu na zastosowany przyrząd i częstość poboru prób). Wymienione wady metod batometrycznych powodowały poszukiwanie pośrednich metod pomiaru, umożliwiających określenie zmącenia wody na podstawie pomiaru jakiegoś innego parametru, oczywiście łatwego do pomierzenia i wskazującego dostatecznie dobry związek ze zmąceniem.

Metody pośrednie oparte są na wykorzystaniu traserów, związków między

transportem rumowiska a charakterystykami hydraulicznymi strumienia wody rzecznej i rumowiska (Ackers 1973), a także własności fizycznych mieszaniny wody rzecznej i rumowiska unoszonego, takich jak: przezroczystość, oporność elektryczna, tłumienie energii ultradźwięków i osłabienie promieniowania gamma bądź rozpraszanie promieniowania radioaktywnego (Dobrowolski i in. 1999). Jednak dotąd nie opracowano metody, która spełniałaby oczekiwania hydrologów. Nie wynaleziono więc metody łatwej w stosowaniu, a jednocześnie taniej i dokładnej (WMO 1997).

Przegląd metod pomiarowych stosowanych w służbach hydrologicznych krajów europejskich

Informacje o transporcie rumowiska unoszonego w rzece uzyskiwane są na podstawie jednopunktowych pomiarów zmącenia na posterunkach batometrycznych oraz poprzez wykonanie wielopunktowych pomiarów rumowiska unoszonego wraz z pomiarami natężenia przepływu. Jest to generalna zasada stosowana szeroko w służbach pomiarowych różnych krajów. Dla osiągnięcia celu używa się różnych przyrządów i aparatury pomiarowej – od najprostszych aż do nowoczesnych o działaniu automatycznym.

Ogólnie wiadomo (Pasławski 1973, Skibiński i in. 1988, Brański 1990 i 1997; Byczkowski 1996), że w polskiej służbie hydrologicznej stosowano metodę bezpośrednią. Próby wody pobierane były za pomocą batometru butelkowego typu PIHM-1 (o prędkości poboru równej prędkości przepływu wody) w ustalonych przekrojach, a oznaczanie ciężaru rumowiska unoszonego w próbie wykonywane było metodą wagową, bezpośrednią, przy użyciu sączków. Ulepszony batometr PIHM-2 nie został praktycznie zastosowany.

Pomiary jednopunktowe (obecnie zawieszone) wykonywane były przez obserwatorów na posterunkach batometrycznych systematycznie, z częstotliwością zależną od strefy stanów wody (I – niższe od średniej wartości z wielolecia SSW, II – wyższe od SSW, ale niższe od stanu alarmowego, III – powyżej stanu alarmowego) i stopnia zmącenia wody. Określone były terminy godzinowe i częstość wykonywania pomiarów zmącenia (Skibiński i in. 1988), w tym:

- najrzadziej co 5 dni (I strefa stanów, woda czysta),
- najczęściej 3 razy dziennie (III strefa stanów, woda bardzo mętna).

Pomiary wielopunktowe wykonywane były przez wyspecjalizowane ekipy pomiarowe jedynie kilkakrotnie w ciągu roku (do 10 razy, zależnie od typu rzeki) i w całym przedziale zmienności stanów wody. Za szczególnie ważne uznano pobieranie prób w okresie wezbrań, gdy wielkość transportu rumowiska unoszonego jest największa. Jednocześnie z pomiarem wielopunktowym wykonywano pomiar jednopunktowy w miejscu pomiarów systematycznych, celem określenia współczynnika proporcjonalności k (Brański 1990):

$$k = \frac{P_{śr}}{P} \qquad (1)$$

gdzie:
$P_{śr}$ – średnie zmącenie w przekroju, ustalone na podstawie wielopunktowego pomiaru zmącenia wody,
P – zmącenie w miejscu pomiarów pojedynczych.

Weryfikowany okresowo współczynnik k służył do obliczania średniego zmącenia w przekroju na podstawie mierzonego w pojedynczym punkcie.

Danymi wyjściowymi do obliczenia transportu rumowiska unoszonego (w tonach na jednostkę czasu) są codzienne wartości unoszenia, wyznaczane ze wzoru:

$$U_i = 10^{-3} P_i Q_i \quad [\mathrm{kg/s}] \qquad (2)$$

gdzie:
P_i – codzienne wartości zmącenia [g/m^3],
Q_i – codzienne wartości przepływu rzecznego [m^3/s].

Wartości miesięczne, półroczne i roczne transportu rumowiska unoszonego oblicza się ze wzoru:

$$R = 86{,}4 \sum_{i=1}^{i=n} U_i \quad [\mathrm{t}] \qquad (3)$$

Opierając się na informacjach zawartych w raporcie WMO z 1997 roku dotyczącym transportu rumowiska rzecznego oraz w innych publikacjach (np. Przedwojski i in. 1995), opisano metody i przyrządy do pomiaru rumowiska unoszonego stosowane w różnych krajach świata (Dobrowolski i in. 1999).

Poniżej przedstawiono pokrótce metody stosowane w służbach hydrologicznych wielu krajów europejskich.

W Szwajcarii pomiar koncentracji rumowiska unoszonego w przekroju stosowany jest jako metoda wiodąca i razem z towarzyszącymi pomiarami rozkładu prędkości pozwala na ocenę transportu rumowiska unoszonego. Koncentracja cząstek rumowiska unoszonego może być z łatwością określana przez pomiar bezpośredni. Są dwie drogi postępowania: automatyczna i ręczna, w zależności od stosowanych środków.

W Niemczech do oceny koncentracji rumowiska unoszonego stosowane są różne metody: pomiary jednopunktowe, wielopunktowe, integracyjne i ultradźwiękowe (urządzenie ADCP). W przypadku pomiarów jednopunktowych próby pobierane są za pomocą wiader lub butelkami Ruttnera. Podczas pomiarów jednopunktowych próby pobierane są w nurcie na w miarę prostym odcinku rzeki, o niezakłóconym przepływie. Częstotliwość poboru prób zależy od stanu wody. Próby pobierane są od 1 w tygodniu do 8 w ciągu doby, a nawet częściej.

Do weryfikacji rezultatów pomiarów jednopunktowych okresowo wykonywane są pomiary wielopunktowe, podczas których pobierane są 1-litrowe próby w poszczególnych pionach z różnych głębokości. W wielopunktowych pomiarach do pobierania prób stosuje się metody pompowe i czerpaki wody.

Próby materiału unoszonego pobierane są w dużych objętościach i poddawane dalszym analizom. Służą do tego wirówki lub osadniki z wbudowanym cylindrem osadowym.

W pomiarach zmącenia stosuje się sondy ultradźwiękowe, instalowane na

ruchomych i stacjonarnych konstrukcjach.

W Holandii do oszacowania transportu rumowiska unoszonego próby pobierane są za pomocą butelki Delft, urządzenia pompowo-filtracyjnego (pumping-filtration device for sampling „PFS"). Stosuje się także urządzenia kontrolne akustyczne transportu piasku (monitor of sand transport „AZTM"), licznik transportu osadów.

W Austrii zależnie od reżimu ruchu rumowiska próby 1-litrowe w jednym punkcie pobierane są 1–4 razy na dobę na 7 stacjach pomiarowych. Przy stanach wody poniżej średniego próby pobierane są z łodzi, przy brzegu. Przy wysokich stanach – z mostu, za pomocą batometru opuszczanego na linie. Średnie roczne wartości zmącenia uzyskane tą metodą wykazują stosunkowo dużą zgodność z otrzymanymi metodą wielopunktową w przekrojach, jakkolwiek ta ostatnia jest dokładniejsza.

W Słowacji rozwinięto sieć monitoringu w celu pobierania prób rumowiska unoszonego stosownie do wskazówek WMO. W słowackiej części Dunaju są 3 punkty (stacje) pomiaru transportu rumowiska, 1 profil pomiarowy na rzece Morawa i 27 profili na pozostałym obszarze kraju. Próby materiału unoszonego pobierane są w zasadzie raz w ciągu doby, a podczas wezbrań – kilka razy na dobę. Wielopunktowe pomiary ładunku rumowiska unoszonego łącznie z pomiarami hydrometrycznymi wykonywane są 3 razy w roku.

Na Węgrzech w głównych (tzw. podstawowych) przekrojach wodowskazowych próby wody z unosinami pobierane są w różnych przedziałach czasowych, w zależności od kształtowania się przepływów wody w rzece. Podczas wezbrań próby pobierane są częściej. Próby pobierane są w 7 pionach hydrometrycznych w danym przekroju, za pomocą 1-litrowego batometru butelkowego. W każdym pionie pobiera się 10 prób w punktach jednakowo rozmieszczonych na głębokości. Wszystkie próby z jednego pionu wlewane są do 10-litrowego wiadra i służą do wyznaczania wielkości zmącenia w danym pionie. Analizy laboratoryjne (filtrowanie, suszenie, ważenie) wykonywane są metodami stosowanymi w Niemczech.

W krajach byłej Jugosławii od około 25 lat próby są pobierane w poszczególnych pionach przekroju, z określonych głębokości, za pomocą pompy elektrycznej i elastycznego przewodu. Próba wody pobierana jest do małego zbiornika, po czym umieszczana jest w plastykowym koszu. W tym samym czasie w miejscu poboru próby mierzona jest prędkość wody. Przejściowo, przez kilka lat, krótko przed uruchomieniem profili pomiarowych, próby wody były brane tylko z powierzchniowej warstwy wody.

W Rumunii służba hydrologiczna mierzy przepływy wody i rumowiska według wskazówek Komisji ds. Dunaju, tj. 7–8 razy w roku, od marca do października, uwzględniając zmienność przepływów. Próby wody na posterunkach pomiarowych pobierane są codziennie z punktu położonego tuż pod powierzchnią wody. Relacja między wielkością zmącenia mierzonego tym sposobem w punkcie i średniego na podstawie wyników serii pomiarów wielopunktowych wykonywanych w przekroju, 7–8 razy w roku podczas różnych przepływów wody w rzece.

W Bułgarii, podobnie jak w innych krajach, gdzie próby wody pobierane są batometrem butelkowym, średnie zmącenie w przekroju obliczane jest na podstawie jednopunktowego pomiaru zmącenia opartego na współczynniku określonym empirycznie w wyniku pomiarów wielopunktowych.

Podsumowanie

1. Ocena transportu rumowiska unoszonego w rzekach według WMO jest niezwykle ważna i stanowi nierozłączny element pomiarów i obserwacji hydrologicznych.
2. Wyniki pomiarów rumowiska unoszonego mają szerokie zastosowanie w gospodarce wodnej i ochronie środowiska przyrodniczego. Do tych zastosowań niezbędne są wieloletnie i nieprzerwane ciągi pomiarów prowadzonych przez narodowe służby hydrologiczne.
3. Pomiary rumowiska unoszonego należą do bardzo trudnych z uwagi na złożony charakter ruchu rumowiska w rzece i liczne uwarunkowania dopływu rumowiska do rzeki.
4. Według raportu WMO oraz wielu publikacji fachowych, w ostatnim okresie nie zaszły duże zmiany w metodyce oceny transportu rumowiska unoszonego w rzekach. W dalszym ciągu preferowane są metody bezpośrednie z zastosowaniem batometru i analizą laboratoryjną pobranych punktowo prób wody z rumowiskiem.
5. Przy ocenie transportu rumowiska unoszonego w rzece stosowana jest zwykle metoda oparta na relacji między zmąceniem w punkcie pomiarowym a średnią koncentracją rumowiska w przekroju. Relacja ta jest ustalana i okresowo weryfikowana na podstawie pomiarów wielopunktowych w przekroju.
6. W krajach współpracujących z WMO podejmowane są próby nad unowocześnieniem metod i sprzętu pomiarowego na podstawie najnowszych osiągnięć nauki i techniki, jednak próby te nie dały dotychczas rezultatów praktycznych przy określaniu transportu rumowiska unoszonego w rzekach.

Literatura

ACKERS P., W.R. 1973: Sediment transport – New approach and analysis. *J. Hydr Div. ASCE* 99, HY11.

BRAŃSKI J. 1990: Instrukcja wykonywania i opracowywania pomiarów rumowiska unoszonego. IMGW, Warszawa.

BRAŃSKI J. 1997: Przyrządy i metody pomiarów transportu rumowiska rzecznego. IMGW, Warszawa.

BYCZKOWSKI A. 1996: Hydrologia. Tom 1. Wydaw. SGGW, Warszawa.

DOBROWOLSKI A. i in. 1999: Modernizacja pomiarów rumowiska unoszonego. Raport z I etapu prac w temacie H-11, zad. 3.3 – nie publikowany.

PASŁAWSKI Z. 1973: Metody hydrometrii rzecznej. IMGW, Seria: *Instrukcje i podręczniki* nr 115. Wydaw. Komunikacji i Łączności.

PRZEDWOJSKI B. i in. 1995: River training techniques. Balkema, Rotterdam – Brookfield.

SKIBIŃSKI J. i in. 1988: Pomiary i obliczenia intensywności i mas transportu rumowiska rzecznego. Projekt wytycznych instruktażowych. Praca zespołu: Katedra Budownictwa Wodnego SGGW, Zakład Budownictwa Wodnego AR w Krakowie i Zakład Fizyki Wody IMGW – nie publikowany.

WMO World Group on Hydrology. 1997: Technical report on sediment transport. Helsinki.

WMO 1981: Measurement of river sediment. OH – Report No 16, WMO – No 56, Geneva.

Summary

Suspended load measurements in hydrological services of European countries. Measurements of suspended load transport is an important element of hydrological measurements. Results have many applications in water management and enviroment protection. The review of measurement methods and equipments being in use in hydrological services of many European countries is presented in this paper. The review has shown, that direct method with water sampling in fixed point of the river (bathometer and laboratory analysis) is the most popular and prefered. The suspended load concentration in fixed point is calcutated in laboratory. The value of concentration allows to determine suspended load transport in river cross-section. The coefficient of transition from one-point concentration to cross-section concentration is determined on the base of temporary multipoint measurements taken for different water levels.

Author's address:
Andrzej Dobrowolski
Institute of Meteorology and Water Economy
ul. Podleśna 61
00-950 Warszawa
Poland

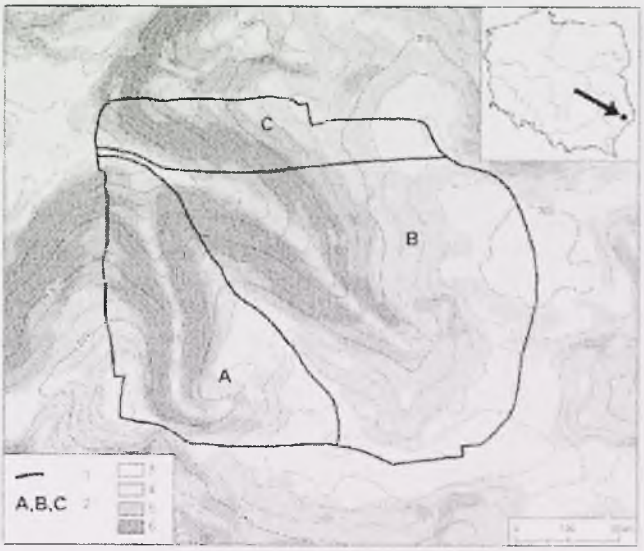
Leszek GAWRYSIAK, Grzegorz JANICKI, Jan RODZIK, Krzysztof STĘPNIEWSKI
Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Institute of Earth Sciences, Maria Curie-Skłodowska University

Odpływ i transport zawiesiny podczas spływu epizodycznego z rolniczej zlewni lessowej
Outflow and suspended material transport during episodic flow from loess agricultural catchment

Wstęp

Gwałtowne ulewy wywołują epizodyczne spływy powierzchniowe o znacznych nieraz skutkach geomorfologicznych. Zdarzenia tego typu mają zwykle lokalny zasięg i krótkotrwały przebieg. Sprawia to, że możliwość wykonania bezpośrednich pomiarów jest zwykle ograniczona. Szczególnie dla małych zlewni elementarnych (poza poletkami doświadczalnymi), pozbawionych stałego odpływu, odczuwa się niedostatek podstawowych danych, jak: wysokość i natężenie opadu, wielkość odpływu czy przebieg procesów denudacyjnych. Zwykle *post factum* mierzone są spektakularne skutki geomorfologiczne, a wielkość spłukiwania powierzchniowego przyjmowana jest szacunkowo (Maruszczak 1986, Mazur i Pałys 1991, Rodzik i in. 1996). Tylko w nielicznych przypadkach podejmowano próbę rekonstrukcji spływu powierzchniowego (Teisseyre 1994).

Przebieg i skutki ulewy obserwowano w niewielkiej (50,2 ha), epizodycznej zlewni lessowej we wsi Dąbrowa Krynicka, położonej w rejonie wododziału Wieprza i Bugu na Roztoczu Tomaszowskim. Jest to zlewnia suchej doliny erozyjno-denudacyjnej o deniwelacjach do 50 m i spadkach do 15° (rys. 1). Przeważają tu brunatnoziemne gleby płowe o słabo wykształconym poziomie *luvic*, częściowo zerodowane na stokach i nadbudowane deluwiami w dnach dolin. Ponad 97% zlewni zajmują grunty orne. Występuje tu znaczne rozdrobnienie pól, których wstęgi szerokości 15–50 m rozdzielone są miedzami lub zadarnionymi drogami polnymi (rys. 2). Pola mają najczęściej przebieg wzdłużstokowy – poprzeczny do osi dolin. Na zboczach dolnego odcinka głównej formy, gdzie przeważa poprzecznostokowy (po stronie lewej) lub skośnostokowy (po stronie prawej) kierunek uprawy, występują skarpy rolne wysokości do 2–3 m. Krótkie, soczewkowate w przekroju skarpy wysokości do 1–1,5 m przegradzają dno środkowego odcinka doliny głównej oraz dolnego odcinka doliny bocznej. Zlewnię objęto obserwacją i badaniami patrolowymi po opadzie nawalnym w sierpniu 1999 r. (Gawrysiak i in. 2000).



RYSUNEK 1. Lokalizacja i morfometria badanej zlewni: 1) granice zlewni i zlewni cząstkowych, 2) zlewnie cząstkowe: A – zlewnia doliny bocznej, B) – zlewnia doliny głównej, C) – zlewnia stokowa. Klasy nachyleń: 3) 0–2°, 4) 2–5°, 5) 5–8°, 5) > 8°

FIGURE 1. Localization and morphometry of the investigated catchment: 1) borders of catchment and subcatchments, 2) subcatchments: A – side valley, B – main valley, C – slope catchment. Classes of inclination: 3) 0–2°, 4) 2–5°, 5) 5–8°, 5) > 8°

RYSUNEK 2. Układ pól i struktura użytkowania ziemi w 2000 roku: 1) granice działek, 2) A, B, C – zlewnie cząstkowe, 3) uprawy okopowe, 4) zboża, 5) użytki zielone, 6) lasy

FIGURE 2. Fields pattern and land use structure in the year 2000: 1) borders of agricultural parcels, 2) A, B, C – subcatchments, 3) root plants, 4) crops, 5) green lands, 6) forests

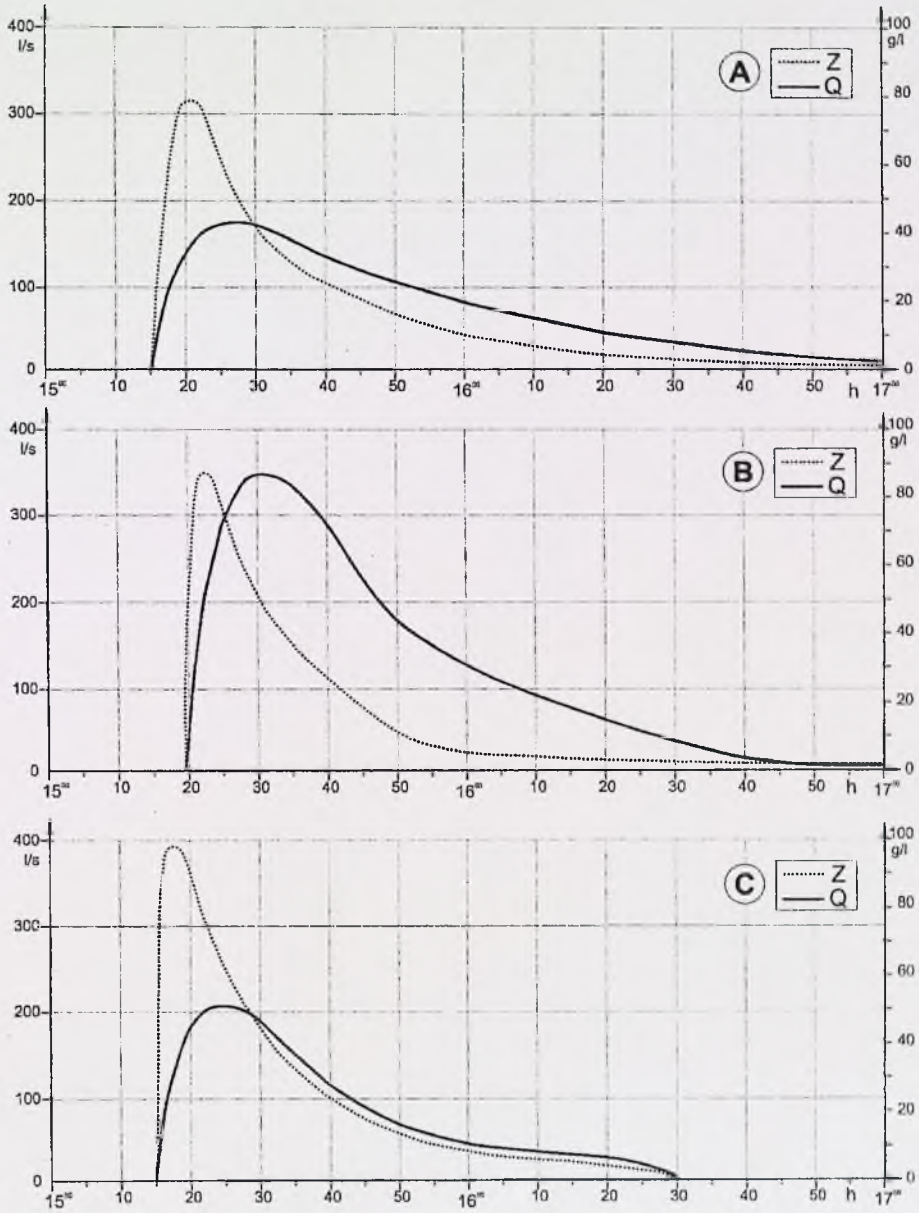
Przyczyny i przebieg zjawiska

Podczas kartowania skutków opadu nawalnego z 6/7 czerwca obserwowano tu bezpośrednio przebieg ulewy w dniu 15 czerwca 2000 roku, kiedy krótkotrwały opad (10 min) wywołał intensywny spływ powierzchniowy. Wysokość opadu wyniosła 10 mm, a więc jego natężenie (1 mm/min) osiągnęło wartość charakterystyczną dla deszczu nawalnego (Chomicz 1951). Do wystąpienia znacznego spływu w pełni wegetacji przyczynił się poza tym ulewny opad w nocy poprzedzającej badania terenowe, o skutkach porównywalnych z opisywanym. Nasycił on grunt wodą oraz odnowił sieć żłobin i bruzd po poprzedniej ulewie z dnia 6/7 czerwca. Zmniejszyło to znacznie infiltrację i retencję powierzchniową oraz ułatwiło spływ podczas badanej ulewy (rys. 3).

Odpływ ze zlewni odbywał się trzema strumieniami, co pozwoliło na określenie zróżnicowania spływu wody i transportu zawiesiny z trzech zlewni cząstkowych: doliny bocznej (A) doliny głównej (B) oraz bezpośredniej zlewni stokowej (C). Zmierzono wysokość i natężenie opadu, metodą pływakową wykonano kilkanaście pomiarów przepływu, pobrano kilkanaście prób wody do pomiaru zmącenia oraz sporządzono dokumentację fotograficzną. W następnych dniach wykonano inwentaryzację użytkowania ziemi oraz kartowanie form erozyjnych i depozycyjnych z zastosowaniem odbiornika GPS.

W początkowej fazie opadu nie obserwowano spływu powierzchniowego. Spływ stokowy rozpoczął się w fazie końcowej, po nasyceniu intercepcji oraz retencji powierzchniowej. Odpływ ze zlewni A i C rozpoczął się dopiero z chwilą zakończenia opadu, natomiast w przypadku zlewni B odnotowano dalsze 5-minutowe opóźnienie (rys. 4). Wylo-

RYSUNEK 3. Charakterystyka spływu powierzchniowego podczas ulewy 15 czerwca 2000 roku: 1) granice zlewni cząstkowych, 2) walny spływ korytowy, 3) spływ bruzdowy, 4) spływ rozproszony
FIGURE 3. Characteristic of the overland flow during heavy rainfall on the 15 June 2000: 1) subcatchment borders, 2) major channel flow, 3) rill flow, 4) sheet flow



RYSUNEK 4. Przebieg odpływu i zmącenia ze zlewni cząstkowych po ulewie 15 czerwca 2000 roku: Z – zmącenie w g/l, Q – odpływ w l/s, A – zlewnia doliny bocznej, B – zlewnia doliny głównej, C – zlewnia stokowa

FIGURE 4. Course of the outflow and the suspended material concentration from subcatchments after heavy rainfall on 15 June 2000: Z – material concentration in g/l, Q – outflow in l/s; A – side valley, B – main valley, C – slope catchment

towa część tej zlewni zajmowała wąski pas dna doliny, praktycznie ograniczony do koryta transportowego długości około 200 m. Można przyjąć więc, że był to czas potrzebny na pokonanie tego odcinka dna doliny o małym spadku. We wszystkich przypadkach kulminacja przepływu (w sumie około 700 l/s) miała miejsce po około 10 minutach od rozpoczęcia odpływu, po czym zaczęła się faza zanikowa trwająca od 1 godz. (zlewnia C) do około 1,5 godz. (zlewnia A). Maksymalne zmącenie (80–100 g/l) wystąpiło w fazie przyborowej odpływu; w fazie kulminacji spadło do 40 g/l, po czym w ciągu pół godziny stopniowo zmniejszyło się do kilku g/l.

Zróżnicowanie odpływu i transportu zawiesiny

Na przebieg i wielkość spływu powierzchniowego, a tym samym spłukiwania i erozji istotny wpływ wywarły warunki morfologiczne, typ użytkowania i układ pól w zlewni (tab. 1). W cząstkowej zlewni stokowej (C), gdzie zbocza o nachyleniu > 5° zajmują > 57% powierzchni, współczynnik odpływu osiągnął 51%, a wskaźnik denudacji przekroczył 2 t/ha (tab. 2). Zlewnia ta ma skośnostokowy układ pól, poza tym udział upraw okopowych był tam wówczas największy; pola, głównie buraków cukrowych, zajmowały około 40% zlewni. Brak formy dolinnej i możliwości koncentracji całego spływu ze zlewni sprawił jednak, że wśród form erozyjnych dominowały liczne, ale stosunkowo niewielkie żłobiny i bruzdy.

Najniższy współczynnik odpływu (26%) i wskaźnik denudacji (0,89 t/ha) obliczono dla zlewni doliny głównej (B) z przewagą wierzchowin i słabo nachylonych stoków, o stosunkowo dużym udziale użytków zielonych (9,6%). Z górnej części tej zlewni, zajętej przez rozległą, płytką nieckę spływ był minimalny. Pola trawy, usytuowane poprzecznie do osi niecki, zatrzymywały spływ z upraw okopowych, zajmujących jej część wododzielną (rys. 2). W środkowym odcinku doliny głównej (podobnie jak w dolnym odcinku doliny bocznej), wzdłużstokowy układ pól ułatwiał co prawda spływ wody i gleby na dno doliny, ale był blokowany przez miedze i spływ walny.

Nieco wyższy współczynnik odpływu (33%) i porównywalny do doliny głównej wskaźnik denudacji (0,91 t/ha) obliczono dla zlewni doliny bocznej (A). Zlewnia ta charakteryzuje się największym (jednak niewielkim) udziałem użytków leśnych (5%), ale stoki i zbocza o nachyleniu > 5° zajmują połowę powierzchni zlewni. Dominuje tu również sprzyjający erozji, wzdłużstokowy (poprzeczny do osi doliny) układ pól, jednak mały udział upraw okopowych sprawił, że zmącenie było w tej zlewni najmniejsze (tab. 2). Nasuwa się wniosek, że nachylenie terenu przyczynia się do wielkości spływu, natomiast użytkowanie – do wielkości spłukiwania.

TABELA 1. Wybrane charakterystyki zlewni Dąbrowa Krynicka
TABLE 1. Selected characteristics of the Dąbrowa Krynicka catchment

Subzlewnia Subcatchment Charakterystyki Characteristics	Dolina boczna Side valley	Dolina główna Main valley	Zlewnia stokowa Slope catchment	Cała zlewnia Total catchment
Powierzchnia [ha] Area [ha]	14,6	28,4	7,2	50,2
Udział stoków [%]: Precentage of slopes: a) 0–2° b) 2–5° c) 5–8° d) > 8°	 23,7 25,8 19,7 30,8	 25,9 42,0 15,5 16,6	 15,3 27,6 27,0 30,0	 23,7 35,2 18,4 22,7
Przeważający układ pól: Dominated of field pattern a) do nachylenia to inclination b) do osi doliny to valley axis	wzdłużstokowy downslope poprzeczny transversal	wzdłużstokowy downslope poprzeczny transversal	skośnostokowy obliqueslope skośny oblique	wzdłużstokowy downslope poprzeczny transversal
Zalesienia [%] Forests	5,0	1,5	0,0	2,3
Użytki zielone [%] Green land	4,2	9,6	1,3	6,8
Zboża [%] Crops	81,5	74,4	58,9	74,3
Uprawy okopowe [%] Root plants	9,3	14,6	39,8	16,6

TABELA 2. Zróżnicowanie wielkości spływu i transportu zawiesiny w zlewni Dąbrowa Krynicka podczas opadu w dniu 15 czerwca 2002 roku

TABLE 2. Differentiation values of the outflow and suspended material transport from Dąbrowa Krynicka catchment during rainfall on the 15 June 2000 A.D.

Subzlewnia Subcatchment Charakterystyki Characteristics	Dolina boczna Side valley	Dolina główna Main valley	Zlewnia stokowa Slope catchment	Cała zlewnia Total catchment
Odpływ całkowity [m^3] Total outflow	491	744	370	1605
Współczynnik odpływu [%] Outflow coefficient	33	26	51	32
Wskaźnik odpływu [mm] Outflow index	3,3	2,6	5,1	3,2
Maksymalny przepływ [$m^3 \cdot s^{-1}$] Max. discharge	0,165	0,345	0,200	0,682
Maksymalny odpływ jednostkowy [$m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$] Max. unit runoff	1,13	1,21	2,78	1,35

cd. tabeli 2

Subzlewnia Subcatchment / Charakterystyki Characteristics	Dolina boczna Side valley	Dolina główna Main valley	Zlewnia stokowa Slope catchment	Cała zlewnia Total catchment
Srednie zmącenie [g/l] Mean suspended material concentration	27,1	31,1	41,4	32,3
Transport rumowiska [t] Total detrital transport	13,3	25,2	15,3	53,8
Denudacja jednostkowa [t·ha^{-1}] Unit denudation	0,91	0,89	2,13	1,07

Podsumowanie

Podczas analizowanego zdarzenia przepływ maksymalny wyniósł dla całej analizowanej zlewni 0,68 m^3·s^{-1}, a maksymalny odpływ jednostkowy osiągnął wartość 1,35 m^3·s^{-1}·km^{-2}. Odpływ całkowity wyniósł 1605 m^3, a wskaźnik odpływu osiągnął 3,2 mm (32% opadu). Transport rumowiska obliczono na 53,8 tony, czyli nieco powyżej 1 t z 1 ha. Na wielkość spływu i spłukiwania wpłynęła niewłaściwa struktura agrarna. Zwłaszcza uprawy okopowe usytuowane na polach o przebiegu wzdłużstokowym i skośnostokowym przyczyniły się do intensywnej erozji gleby.

W sprzyjających warunkach opad o sumie 10 mm nawet w pełni wegetacji może spowodować powstanie gwałtownego spływu powierzchniowego oraz wywołać znaczne spłukiwanie i erozję gleby. Opisane zjawisko epiozodycznego spływu powierzchniowego było jednym z wielu, jakie wystąpiły w 2000 roku w badanej zlewni. Kilkakrotnie odnotowano wystąpienie serii opadów ulewnych – w ciągu dwóch, trzech, a w jednym przypadku nawet pięciu dni. Mimo braku jednorazowych zjawisk katastrofalnych zdarzenia te wywołały wyjątkowo silną erozję w badanej zlewni. W obszarach lessowych Wyżyny Lubelskiej stwierdzono dużą efektywność takich opadów (Rodzik i Zgłobicki 2000, Rodzik i Janicki 2002).

Podczas omawianego zjawiska skoncentrowany spływ powierzchniowy w osiach dolin odbywał się w epizodycznych korytach (rys. 3) uformowanych podczas gwałtownej ulewy z 6/7 czerwca 2000 roku. Spływ ten nieznacznie przyczynił się do pogłębienia tych form. Jednak podczas kolejnych ulew na miedzach przegradzających dna dolin zostały znacznie pogłębione kotły eworsyjne, a w dnie doliny głównej został wycięty „wąwóz" długości 75 m, szerokości 1–3,5 m i głębokości do 1,2 m.

Literatura

CHOMICZ K. 1951: Ulewy i deszcze nawalne w Polsce. *Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej* 2, 3, Warszawa.

GAWRYSIAK Ł., RODZIK J., KOŁODYŃSKA-GAWRYSIAK R. 2000: Impact of tillage and management practices on rainstorm consequences (case study of loess catchment of Roztocze region in south-eastern Poland). [In:] International Symposium on Geomor-

phological Response to Land Use Changes, 29.05–02.06.2000, Smolenice, 22–23.
MARUSZCZAK H. 1986: Tendencje sekularne i zjawiska ekstremalne w rozwoju rzeźby małopolskich wyżyn lessowych w czasach historycznych. *Czas. Geogr.* 57, 2, 271–282.
MAZUR Z., PAŁYS S. 1991 Natężenie erozji wodnej w małych zlewniach terenów lessowych Wyżyny Lubelskiej w latach 1986–1990. [W:] Erozja gleb i jej zapobieganie. Wydaw. AR, Lublin, 63–78.
RODZIK J., JANICKI G. 2002: Wpływ rodzaju upraw na zróżnicowanie procesów modelujących skarpy uprawowe w warunkach zwiększonej częstości ulewnych opadów. [W:] Materiały konferencyjne Ogólnopolskiej Konferencji Naukowej „Roślinność a procesy erozji, transportu i depozycji", 21–22 marzec 2002, Sosnowiec, 137–140.
RODZIK J., JANICKI G., ZGŁOBICKI W. 1996. Reakcja agroekosystemu zlewni lessowej na epizodyczny spływ podczas gwałtownej ulewy. [W:] Ogólnopolskie Sympozjum Naukowe „Ochrona agroekosytemów zagrożonych erozją". *Prace Naukowe* 1, Puławy 11–13 wrzesień 1996, IUNiG, 201–214.
RODZIK J., ZGŁOBICKI W. 2000: Współczesny rozwój wąwozu lessowego na tle układu pól. [W:] Radwan S., Lorkiewicz Z. (red.). Problemy ochrony i użytkowania obszarów wiejskich o dużych walorach przyrodniczych. Wydaw. UMCS, Lublin, 257–261.
TEISSEYRE A.K. 1994. Spływ stokowy i współczesne osady deluwialne w lessowym rejonie Henrykowa na Dolnym Śląsku. AUW, *Prace Geol.-Mineral.* 43, Wrocław.

Summary

Outflow and suspended material transport during episodic flow from loess agricultural catchment. On the 15 June 2000 A.D. in the area of the Roztocze Tomaszowskie episodic overland flow from agriculture loess catchment (of 50 ha in area and denivelations up to 50 m) was observed after 10-minutes of a heavy rainfall (Figure 1 and 2). Twenty water samples were taken to measure the suspension value and the measurement of discharge was made in three streams from the subcatchments of differentiated slope inclination, types of plant crops and directions of tillage on the slope area (Table 1). The outflow in the maximum vegetation period was influenced by the heavy rainfall on the previous night.

The runoff from the catchment started after the 10 mm rainfall, quickly (during 10 minutes) reached maximum ca. 700 l/s and disappeared gradually (Figure 3). The total outflow from the catchment was 1605 m^3, outflow index 3.2 mm (Table 2). The maximum suspension (80–100 g/l) was during the increasing phase and during a half hour it decreased to few g/l. The total detrital transport was determined as 53.8 t – which is 1.1 t/ha.

In the partial slope catchment (C), where the inclination of slopes > 5° covers more than 60 percent of the whole area, the denudation index was 2 t/ha. This catchment has oblique field system and the share of root plants was the highest (41%). The lowest coefficient outflow (26%) and the denudation index (0,8 t/ha) was calculated for the catchment of main valley (B) with domination of interfluves and slopes with low inclination with big contribution of green lands and fields with contour-tillage slopes.

Authors' address
Leszek Gawrysiak, Grzegorz Janicki
Jan Rodzik, Krzysztof Stępniewski
Maria Curie-Skłodowska University
Institute of Earth Sciences
ul. Akademicka 19
20-033 Lublin
Poland

Leszek HEJDUK[1], Kazimierz BANASIK[2]
[1]Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW
Department of Hydraulic Engineering and Environmental Recultivation WAU
[2]Wydzial Ochrony Środowiska PWSOŚ w Radomiu
Private College of Environmental Protection in Radom

Badania zmienności uziarnienia rumowiska unoszonego w małej zlewni rolniczej
Investigations on suspended sediment particles size distribution in a small agricultural watershed

Wstęp

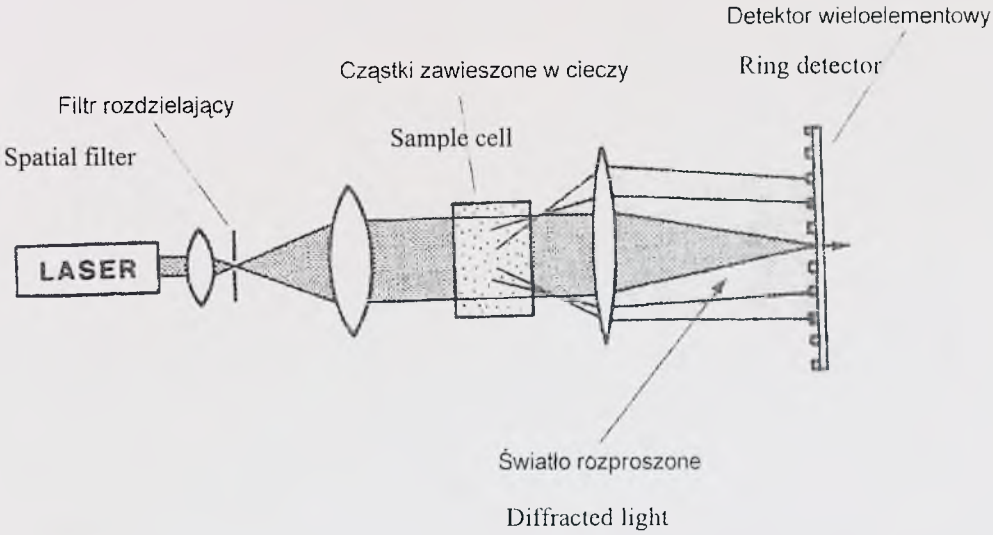
Uziarnienie rumowiska unoszonego jest istotnym zagadnieniem przy analizach jakości wód i adsorpcji zanieczyszczeń, stabilności koryt rzecznych i zamulaniu zbiorników wodnych. Rumowisko unoszone stanowi zwykle znaczącą część ogólnej ilości rumowiska transportowanego w ciekach (Jarocki 1957). Skibiński (1994) analizując stosunek rocznych ładunków rumowiska wleczonego do unoszonego wzdłuż biegu Wisły, otrzymał wartości w granicach od 0,31 do 0,43 w zależności od przekroju pomiarowego. Wielkość cząstek rumowiska unoszonego ma natomiast istotne znaczenie dla transportu zanieczyszczeń, stanowiąc ośrodek do adsorpcji zanieczyszczeń (Davenport 1991). Na szczególną uwagę zasługują najdrobniejsze frakcje rumowiska, będące głównym nośnikiem zanieczyszczeń, np. fosforu (Bernard 1996).

Badanie wielkości cząstek rumowiska unoszonego jest trudne technicznie. Najbardziej popularne metody sedymentacyjne są pracochłonne i mają ograniczenia ze względu na prawo Stokesa. W ostatnich latach rozwinięto wiele innych metod, spośród których jedna wyróżnia się dwoma zaletami – szybkością i zakresem pomiaru. Zastosowane w tych badaniach urządzenie, wykonujące pomiar metodą dyfrakcji laserowej, pozwala na uzyskanie rozkładów granulometrycznych zawiesin, w których znajdują się cząstki nie większe niż 550 mikrometra i nie mniejsze niż 0,05 mikrometra. Jeżeli w próbce znajdą się cząstki większe, trzeba określić ich średnice zastępcze inną metodą. W pracy wykorzystano wyniki analiz granulometrycznych rumowiska unoszonego pobieranego na stacji pomiarowej w Czarnej na rzece Zagożdżonce.

Metody dyfrakcji laserowej

Metoda dyfrakcji laserowej, nazywana także metodą malokątowego rozpraszania światła laserowego (ang. LALLS – Low Angle Laser Light Scattering) (Rawle 1997), bazuje na zjawisku rozpraszania światła. Cząstki o określonej wielkości oświetlone światłem laserowym powodują jego rozproszenie, przy czym odchylenie (kąt załamania – ang. scatering angle) światła jest odwrotnie proporcjonalne do wielkości cząstek. Wiązka monochromatycznego i równoległego światła jest przepuszczana przez zawiesinę, w której znajdują się cząstki, a rozproszone światło kierowane jest na wieloelementowy detektor o okrągłym kształcie. Detektor ten ma za zadanie pomiar natężenia rozszczepionego światła w zależności od kąta rozszczepienia. Soczewki umieszczone za oświetlaną próbką mają za zadanie skupienie niezałamanego światła w centralnym punkcie detektora, co powoduje pozostawienie jedynie rozszczepionego widma, które nie zależy od ruchów cząstek. Schemat przedstawiający działanie analizatora podano na rysunku 1.

Załamanie światła przez cząstki o sferycznym kształcie i przy małych kątach załamania jest prawie jednoznaczne z dyfrakcją przez szczelinę o tej samej średnicy. Zakładając to przybliżenie, natężenie rozszczepionego światła spowodowane przez cząstkę o średnicy r (a przy nieregularnych kształtach cząstek o średnicy równoważnej średnicy r) w zależności od kąta załamania θ wyznaczane jest z zależności (McCave i Syvitski 1991):



RYSUNEK 1. Schemat obrazujący działanie laserowego analizatora cząstek (McCave i Syvitski 1991)
FIGURE 1. LALLS operation schema (McCave and Syvitski 1991)

$$I(\theta) = \frac{1}{\theta} \int_0^{\infty} r^2 n(r) J_1^2(kr\theta) dr \qquad (1)$$

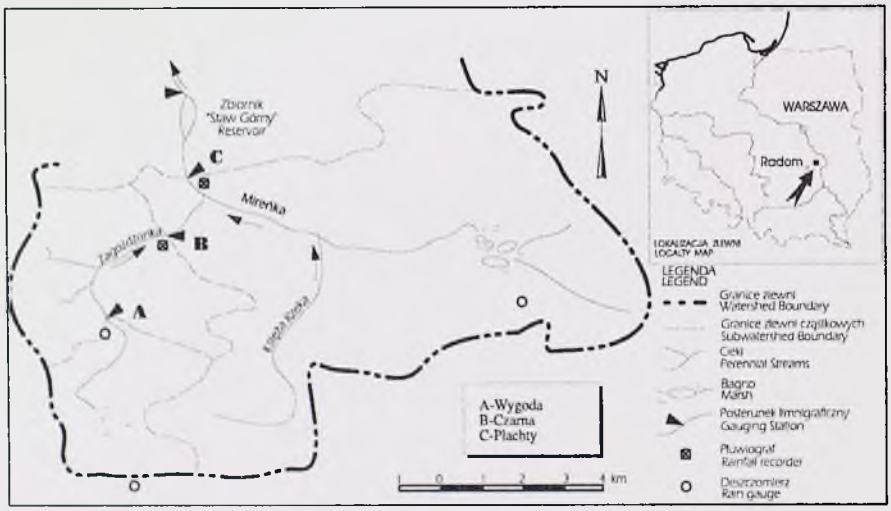
gdzie:
θ – kąt załamania się światła na cząstkach,
r – średnica cząstki,
$n(r)$ – funkcja rozkładu wielkości cząstek,
$k = 2\pi / \lambda$,
λ – długość fali światła,
J_1 – funkcja Bessela pierwszego rodzaju.

Aby uzyskać funkcję rozkładu cząstek, czyli $n(r)$, należy odpowiednio przekształcić równanie (1).

Zlewnia badawcza

Zlewnia rzeki Zagożdżonki leży w pasie nizin środkowo-polskich. Według podziału fizyczno-geograficznego górna część zlewni do profilu Płachty Stare należy do Równiny Radomskiej, wchodzącej w skład Regionu Wzniesienia Południowomazowieckiego. Na rysunku 2 przedstawiono schemat lokalizacji zlewni. Maksymalna deniwelacja terenu wynosi 37 m (148–185 m n.p.m.) (Banasik 1983). Powierzchnia całkowita zlewni po profil Czarna wynosi 23,4 km^2, natomiast jej hydrologicznie aktywna powierzchnia (tj. biorąca udział w tworzeniu odpływu bezpośredniego i produkcji rumowiska unoszonego) wynosi 19,5 km^2. W hydrologicznie aktywnej części zlewni do profilu Czarna występują trzy rodzaje gleb (nazwy według PTG). Piaski gliniaste zajmują powierzchnię 9,8 km^2, piaski słabo gliniaste – 7,8 km^2, a pozostałe gleby organiczne – 1,8 km^2, co stanowi odpowiednio 50,5, 40,2 oraz 9,3% powierzchni hydrologicznie aktywnej zlewni.

Większość terenu zlewni użytkowana jest jako grunty orne. Zajmują one



RYSUNEK 2. Lokalizacja zlewni rzeki Zagożdżonki
FIGURE 2. Zagożdżonka watersched locality map

70% (13,7 km^2) obszaru hydrologicznie aktywnej części zlewni. Lasy zajmują 20% (3,9 km^2), pastwiska – 9,4% (1,8 km^2) oraz tereny utwardzone – 0,6% (0,1 km^2). Największy obszar gruntów ornych przeznaczony jest pod zasiew zbóż (8,9 km^2), następnie uprawę ziemniaków (3,4 km^2) oraz rośliny motylkowate (1,4 km^2), co stanowi odpowiednio 65, 25 i 10% powierzchni gruntów ornych (Banasik 1995).

Metodyka badań

Analizy granulometryczne rumowiska unoszonego przeprowadzono z zastosowaniem laserowego analizatora wielkości ziaren firmy Malvern Instruments Ltd o nazwie Mastersizer Microplus. Zastosowana metoda dyfrakcji laserowej pozwoliła na określenie średnic zastępczych cząstek rumowiska unoszonego pod względem objętości tzw. średnicy nominalnej.

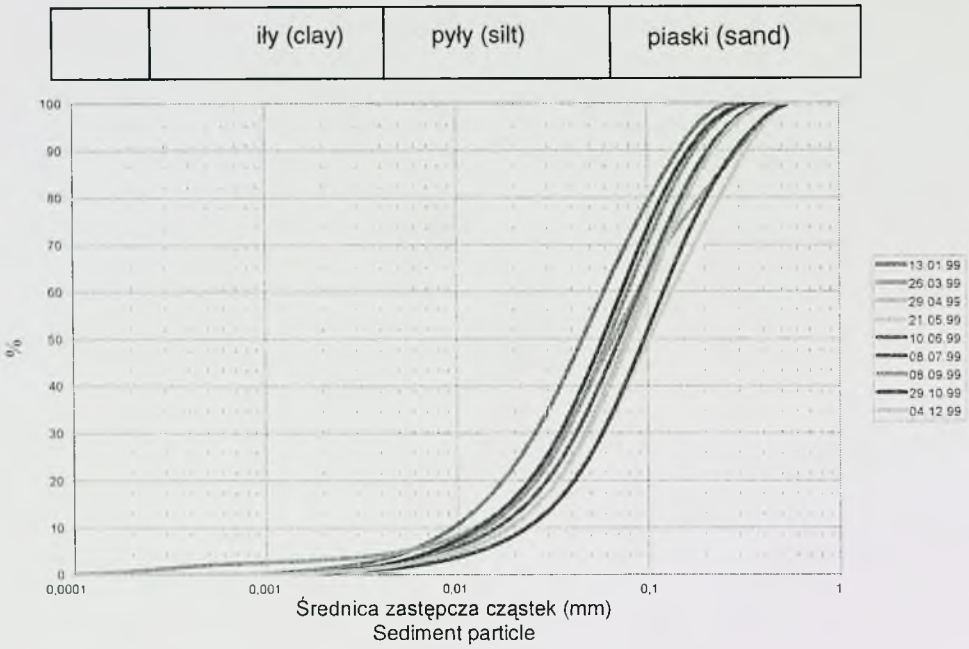
Ze względu na niezbędną, minimalną ilość rumowiska potrzebną do przeprowadzenia analizy, próbki pobierano z osadników rumowiska unoszonego zainstalowanych na stacji w Czarnej (Górski i Hejduk 1998). Właściwą analizę przeprowadzano w pracowni rumowiskowej Katedry Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW. Pobór prób odbywał się w nieregularnych odstępach czasu (około 1 miesiąca). Po każdym poborze osadniki płukano. Objętość jednorazowo pobranej próbki wynosiła około 200–250 ml uwodnionych osadów. Z przeprowadzonych doświadczeń wynikało jednak, że do przeprowadzenia analizy wystarczy około 10 ml w zależności od stanu uwodnienia. Z dobrze zmieszanej próbki pobierano 10 ml osadów i rozcieńczano w około 500 ml wody destylowanej w szklanej zlewce, a następnie przeprowadzano analizę granulometryczną.

Osady analizowano bez żadnej wstępnej obróbki, tzn. nie dodawano żadnych stabilizatorów zawiesiny oraz nie rozbijano agregatów. Głównym celem było określenie takich wielkości cząstek rumowiska, jakie są transportowane w cieku.

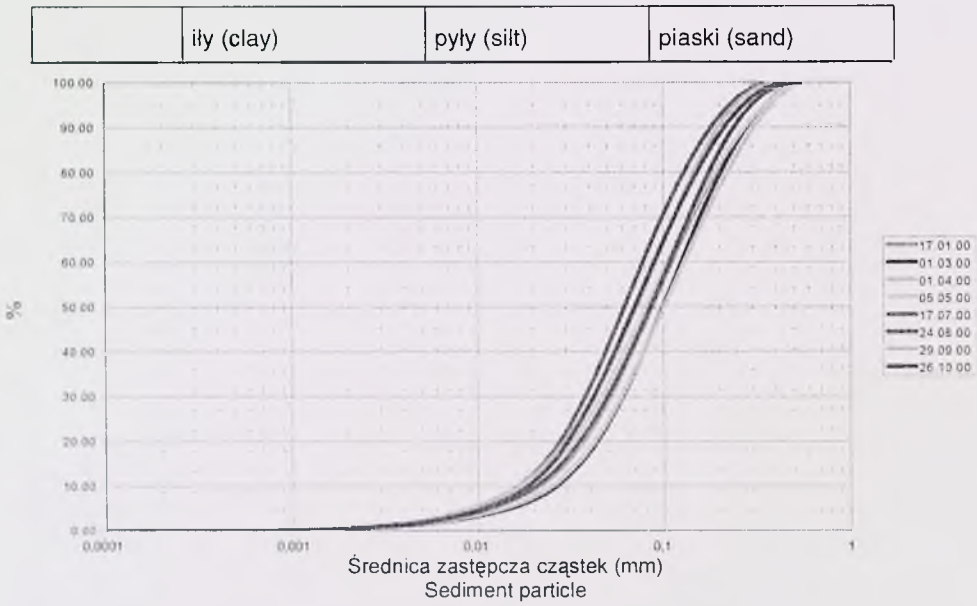
Wyniki badań i dyskusja

Rumowisko unoszone transportowane przez przekrój pomiarowy Czarna charakteryzuje się dużą zmiennością składu granulometrycznego. Analiza 16 prób pobranych w okresie od 13.01.1999 do 26.10.2000 roku wykazała wielkości transportowanych cząstek obejmujących zakres od iłów po piaski (rys. 3 i 4). Stosując skalę wielkości cząstek zaproponowaną przez Lana (Yang 1996), wykorzystywaną do określania wielkości cząstek rumowiska, największe cząstki transportowane w formie rumowiska unoszonego odpowiadały wielkością drobnemu piaskowi (ang. fine sand). W tabeli 1 zestawiono ekstremalne i średnie wartości wybranych średnich charakterystycznych dla rozpatrywanego okresu.

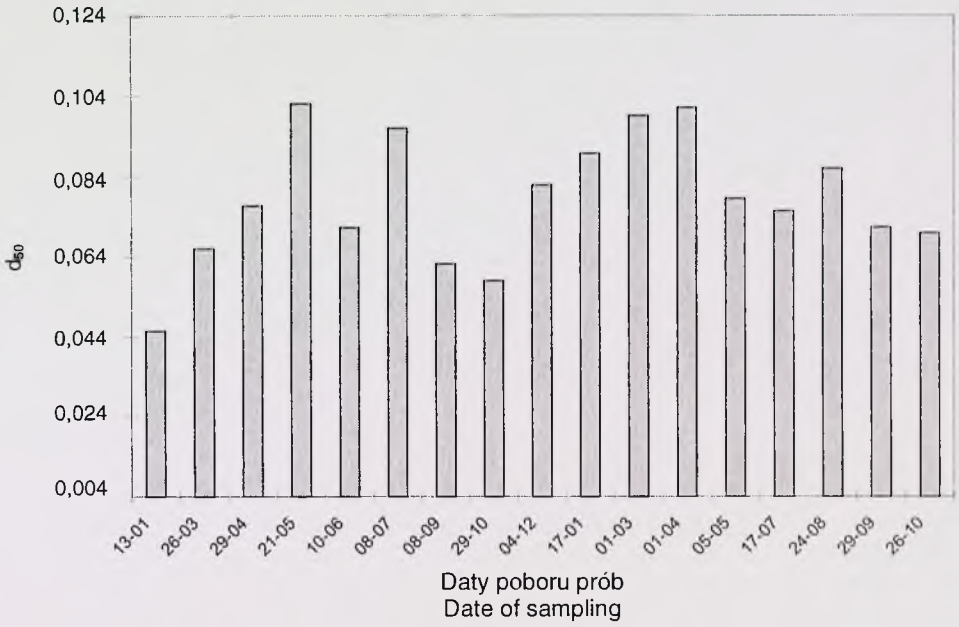
Zmienność średnic charakterystycznych w zależności od okresu na przykładzie średnicy d_{50} przedstawiono na rysunku 5. Pozostałe średnice charakterystyczne wykazywały analogiczną zmienność.



RYSUNEK 3. Rozkład granulometryczny dla roku hydrologicznego 1999
FIGURE 3. Sediment size distribution – hydrologic year 1999



RYSUNEK 4. Rozkład granulometryczny dla roku hydrologicznego 2000
FIGURE 4. Sediment size distribution – hydrologic year 2000



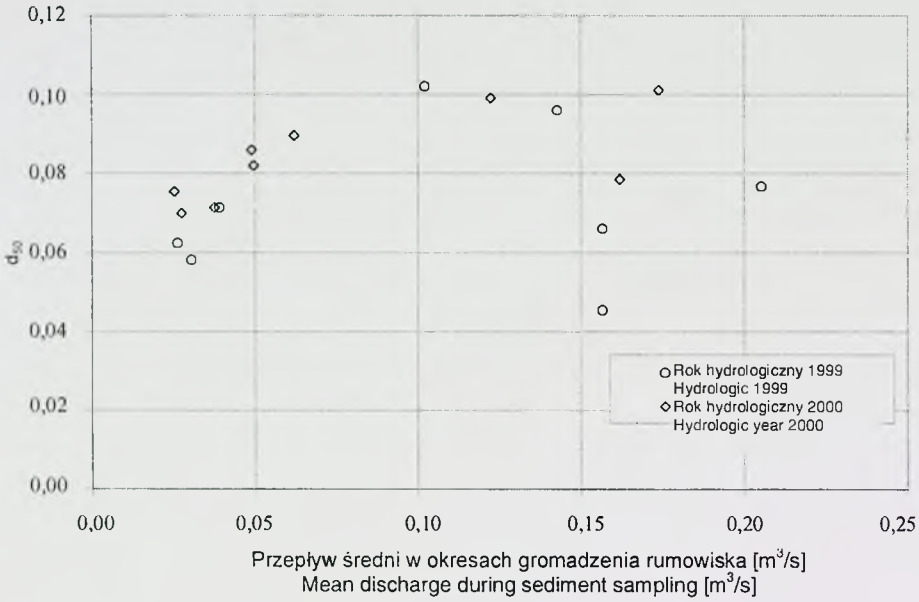
RYSUNEK 5. Zmienność średnic charakterystycznych d_{50} w czasie
FIGURE 5. Annual variation of d_{50}

TABELA 1. Wybrane średnice charakterystyczne
TABLE 1. Characteristic diameters

Średnice charakterystyczne Characteristic diameters	d_5	d_{10}	d_{50}	d_{90}
	w mm			
Minimalna Minimum	0,0053	0,0099	0,0455	0,1396
Średnia Average	0,0104	0,0188	0,0797	0,2402
Maksymalna Maximum	0,0149	0,0265	0,1021	0,3054

W roku hydrologicznym 1999 zwiększenie wszystkich średnic następowało w kwietniu, maju oraz w czerwcu, natomiast w roku 2000 – w marcu oraz kwietniu. W wymienionych miesiącach zaobserwowano zwiększone odpływy spowodowane występowaniem wezbrań opadowych.

Analizując zależność między średnicami charakterystycznymi d_{50} a przepływami średnimi w okresach, w których gromadzone było rumowisko (rys. 6), można zauważyć stopniowy wzrost średnicy d_{50} wraz z przepływem, ale jedynie do wartości przepływu około 0,10 m^3/s. Kiedy przepływy średnie były większe, następował wyraźnie większy rozrzut wartości średnicy d_{50}.



RYSUNEK 6. Związek między wartościami średnicy d_{50} a przepływem średnim w okresie gromadzenia rumowiska
FIGURE 6. Relationship between d_{50} and mean discharge during sediment collection

Przyczyną uzyskania takiej zależności mogło być wypłukiwanie części rumowiska z osadników podczas przejścia dużych fal, co prawdopodobnie nie następowało podczas okresów, kiedy przepływy były mniejsze, poniżej średniej dla danego roku hydrologicznego (rok 1999 – 0,107 m^3/s oraz rok 2000 – 0,074 m^3/s). Jednakże trzeba przeprowadzić więcej badań aby można było jednoznacznie stwierdzić istnienie opisywanej zależności w badanym przekroju.

Podsumowanie

Tradycyjne metody wyznaczania wielkości ziaren rumowiska unoszonego są czasochłonne, co jest ograniczeniem przy konieczności badania wielu prób. Zastosowanie analizatora laserowego umożliwia pokonanie tej przeszkody, pozwalając szybko określić skład granulometryczny w szerokim zakresie wielkości ziaren (od 0,05 do 550 mikrometrów). Przeprowadzone badania wykazały dużą zmienność wielkości cząstek rumowiska unoszonego. Średnica d_{50} zmieniała się w zakresie od 0,045 do 0,1 mikrona.

Literatura

BANASIK K. 1983: Rozmieszczenie użytków w zlewni jako czynnik minimalizujący natężenie transportu rumowiska w korycie rzecznym. Rozprawa doktorska, Warszawa, SGGW-AR.

BANASIK K. (red.) 1995: Modelowanie wpływu działalności człowieka na wezbrania opadowe i transport rumowiska w małych zlewniach rolniczych. Raport końcowy projektu PL-ARS-195, Warszawa.

BERNARD J.M. 1996: Has the U.S. sediment pollution problem been solved? Proceedings of the Sixth Federal Interagency Sedimentation Conference. Las Vegas, Nevada volume 2: VIII-7,VIII-13.

DAVENPORT T.E. 1991: Sediment, a nonpoint pollutant. *Proceedings of the Fifth Federal Interagency Sedimentation Conference volume* 2: 11–41.

GÓRSKI D., HEJDUK L. 1998: Gauge station for runoff and water quality investigation from small agricultural watershed. *Przegląd Naukowy Wydziału Melioracji i Inżynierii Środowiska* SGGW, zeszyt 15, sesja 1.

JAROCKI W. 1957: Ruch rumowiska w ciekach. Badanie oraz obliczanie materiału wleczonego i unoszonego. Wydaw. Morskie, Gdynia.

RAWLE A. 1997: The basic principles of particle size analysis. Malvern Instruments Ltd.

SKIBIŃSKI J. 1994: An investigation of the relationship between bed load and suspended load in selected Polish rivers. Proceedings of the International Symposium East-West, North-South Encounter on the State-of-the -art. [In:] River engineering Methods and design Philosophies, 16–20 Maja 1994, St. Petersburg, Rosja, vol. II: 182–189.

McCAVE I.N., SYVITSKI J.P.M. 1991: Principles and methods of geological particle size analysis. Principles, methods and application of particle size analysis pod redakcją J.P.M. Syvitskiego, Cambridge University Press: 3–22.

YANG T.C. 1996: Properties of sediment and water. Sediment Transport Theory and Practice. McGrow-Hill Companies Inc.

Summary

Investigations on suspended sediment particles size distribution in a small agricultural watershed. The investigation of suspended sediment size distribution (SSSD) was carried on in a small agricultural watershed of Zagożdżonka river. The Low Angle Laser Light Scattering method was used for SSSD determination. Received results has shown annual changeability in SSSD. The d_{50} characteristic diameter varied from 0.045 do 0.10 micrometer. The relationship between d_{50} and mean flow was described.

Authors' addresses:

Leszek Hejduk
Warsaw Agricultural University – SGGW
Department of Hydraulic Engineering
and Environmental Recultivation
ul. Nowoursynowska 166
02-787 Warszawa
Poland

Kazimierz Banasik
Private College of Environmental Protection
in Radom
ul. Zubrzyckiego 6
26-600 Radom
Poland

Mariusz BARSZCZ[1], Leszek HEJDUK[1], Kazimierz BANASIK[2]
[1]Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW w Warszawie
Department of Hydraulic Engineering and Environmental Recultivation WAU
[2]Wydział Ochrony Środowiska PWSOŚ w Radomiu
Private College of Environmental Protection in Radom

Badanie czasów opóźnienia odpływu wody i rumowiska unoszonego jako reakcji zlewni na opad
Investigation of lag time of runoff and of suspended sediment as a watershed response to rainfall

Wstęp

Średni czas, jaki upływa od wystąpienia opadu w zlewni rzecznej do momentu, kiedy odpływ bezpośredni (powierzchniowy i podpowierzchniowy) dotrze do przekroju zamykającego zlewnię, jest ważnym elementem w prognozowaniu wezbrań powodziowych, a także w modelowaniu procesu opad-odpływ-transport rumowiska unoszonego. Czas ten, nazywany czasem opóźnienia odpływu wody (*Lag*), definiowany jest jako odległość mierzona w skali czasu między środkiem geometrycznym (ciężkości) hietogramu opadu efektywnego (wykresu natężenia opadu w funkcji czasu) i wywołanego nim hydrogramu odpływu bezpośredniego (fali wezbraniowej). Opady deszczu, wywołujące zjawisko odpływu powierzchniowego, powodują odrywanie i zmywanie drobnych cząstek glebowych z powierzchni zlewni w kierunku cieku. Czasowy rozkład wydatku (masy) rumowiska wytwarzanego w zlewni jest odpowiednikiem hietogramu opadu efektywnego. Odległość mierzona w skali czasu między środkiem ciężkości tego wykresu i sedymentogramu (fali rumowiska unoszonego wyrażonej w $kg \cdot s^{-1}$) nazywana jest czasem opóźnienia odpływu rumowiska (Lag_s).

W pracy przedstawiono wyniki analizy czasów opóźnienia odpływu wody i rumowiska unoszonego 8 zdarzeń opad-odpływ, zarejestrowanych w małej, nizinnej zlewni rzeki Zagożdżonki przez Katedrę Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska w latach 2000 i 2001. Zbadano także zmienność zależności Lag_s/Lag w zlewni, dla każdego z analizowanych zdarzeń, jako reakcji na opad o różnych charakterystykach. Wyznaczenie wymienionych czasów opóźnienia oraz zależności między nimi pozwala ustalić jeden z trzech parametrów równania chwilowego sedymentogramu jednostkowego (IUSG) – tj. parametr transportu rumowiska unoszonego (B). Analizy mające na celu ustalenie tego parametru były, jak do-

tąd, prowadzone w niewielkim zakresie. Pozostałe parametry równania IUSG (wykorzystywanego do prognozy sedymentogramów) to jednocześnie parametry modelu opad-odpływ według Nasha. Są nimi parametr N (liczba zbiorników w kaskadzie) i parametr k (parametr retencji pojedynczego zbiornika) i są wystarczająco rozpoznane. Równanie opisujące IUSG zostało wyprowadzone na podstawie idei Williamsa (1978), w byłej Katedrze Budownictwa Wodnego SGGW (od 2000 roku Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska) (Banasik 1994a).

Metodyka wyznaczania czasów opóźnienia odpływu wody i rumowiska unoszonego

Wyznaczanie czasu opóźnienia odpływu wody

Zdefiniowany we wstępie czas opóźnienia odpływu wody, zilustrowany na tle danych pomiarowych opadu i odpływu na rysunku 1, określa się z zależności:

$$Lag = M_{1Q} - M_{1P} \qquad (1)$$

gdzie:
Lag – czas opóźnienia odpływu wody [h],
M_{1Q} – pierwszy moment początkowy hydrogramu odpływu bezpośredniego [h],
M_{1P} – pierwszy moment początkowy hietogramu opadu efektywnego [h].

Szczegółowy zapis równania (1) przedstawia się następująco:

$$Lag = \frac{\int_0^{T_Q} t \cdot Q_P(t)\,dt}{\int_0^{T_Q} Q_P(t)\,dt} - \frac{\int_0^{T_{Ie}} t \cdot I_e(t)\,dt}{\int_0^{T_{Ie}} I_e(t)\,dt} \qquad (2)$$

gdzie:
$Q_P(t)$ – rzędna odpływu bezpośredniego o czasie t [$m^3 \cdot s^{-1}$],
$I_e(t)$ – natężenie opadu efektywnego o czasie t [$mm \cdot h^{-1}$],
T_Q – czas trwania odpływu bezpośredniego [h],
T_{Ie} – czas trwania opadu efektywnego [h],
t – czas [h].

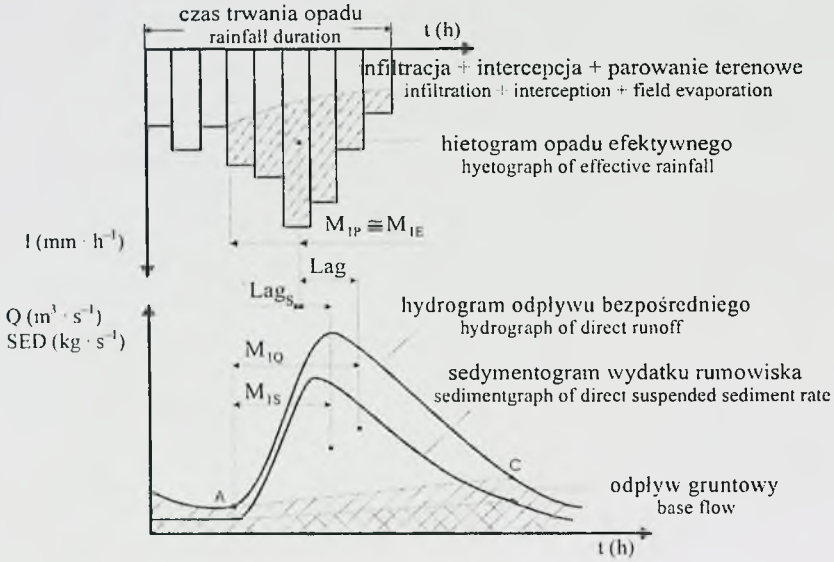
Wyznaczanie czasu opóźnienia odpływu rumowiska

Czas opóźnienia odpływu rumowiska, zdefiniowany we wstępie, jest obliczany z następującej zależności:

$$Lag_s = M_{1S} - M_{1E} \qquad (3)$$

gdzie:
Lag_s – czas opóźnienia odpływu rumowiska [h],
M_{1S} – pierwszy moment początkowy sedymentogramu wydatku rumowiska [h],
M_{1E} – pierwszy moment początkowy wykresu produkcji (wydatku) rumowiska [h].

Wykres produkcji rumowiska jest odpowiednikiem hietogramu opadu efektywnego i przedstawia rozkład czasowy wytwarzanego w zlewni rumowiska, które dopływa do analizowanego przekroju pomiarowego. Przy założeniu, że produkcja rumowiska w poszczególnych przedziałach czasowych



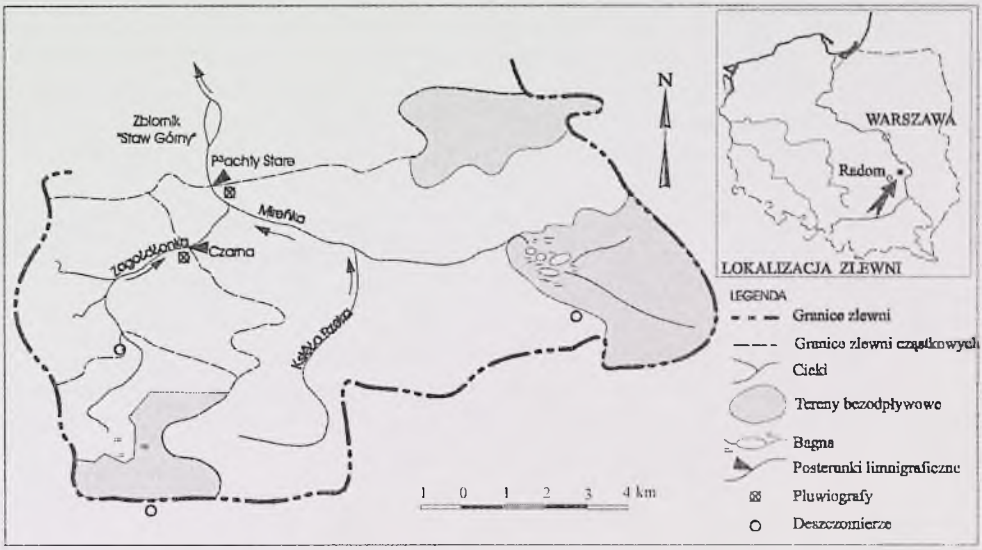
RYSUNEK 1. Idea wyznaczania czasów opóźnienia odpływu wody i rumowiska unoszonego
FIGURE 1. Definition of lag times of runoff and of suspended sediment yield

trwania deszczu jest proporcjonalna do wysokości opadu efektywnego, środki ciężkości obydwu wykresów (hietogramu opadu efektywnego i histogramu wydatku rumowiska) pokrywają się. Występujące we wzorze 3 momenty sedymentogramu i wykresu produkcji rumowiska wyznacza się na podstawie rzędnych tych wykresów, w analogiczny sposób jak momenty czasu opóźnienia odpływu. Rzędne pierwszego z nich wyraża się w kg·s^{-1} (otrzymane z iloczynu koncentracji rumowiska – wyrażonej w kg·m^{-3}, i odpowiadających im czasowo przepływów – m^3·s^{-1}), a drugiego w kg·h^{-1}.

Opis badanej zlewni i omówienie danych pomiarowych

Opis badanej zlewni

Zlewnia rzeki Zagożdżonki jest zlewnią nizinną, położoną około 100 km na południe od Warszawy. Znajduje się ona na Równinie Radomskiej, wchodzącej w skład Regionu Wzniesienia Południowomazowieckiego. Jej schemat i umiejscowienie w skali kraju pokazano na rysunku 2. Rzeka Zagożdżonka jest lewobrzeżnym dopływem Wisły, mającym swe ujście w okolicach Kozienic. Powierzchnia zlewni do przekroju pomiarowego w Czarnej wynosi 23,4 km^2. Do tego profilu hydrologicznie aktywna powierzchnia zlewni (tj. biorąca udział w tworzeniu odpływu bezpośredniego i produkcji rumowiska unoszonego) wynosi 19,5 km^2 (Banasik 1994a). Znajdujący się tu wodowskaz został założony w 1982 roku przez Katedrę Budownictwa Wodnego SGGW (Banasik 1983). Dane meteorologiczne mierzone są (od 1980 roku) na stacji pomiarowej, znajdującej się w odległości około 100 m od profilu wodowskazowego. W 1982 roku zainstalowano tu także przelew pomiarowy o ostrej krawędzi, służący do pomiaru przepływów



RYSUNEK 2. Mapka zlewni rzeki Zagożdżonki
FIGURE 2. Map of river Zagożdżonka watershed

(Banasik i in. 1985). W tym celu wykorzystano istniejącą starą konstrukcję jazu.

Od 1991 roku dane meteorologiczne i hydrologiczne rejestrowane są za pomocą elektronicznego systemu zbierania danych z częstotliwością zapisu co 10 min. Ten sam system rejestruje także pomiary rumowiska unoszonego, przy wykorzystaniu fotoelektrycznego czujnika zmącenia. Pomiary prowadzone są w zlewni także w tradycyjny sposób. Stany wody rejestrowane są za pomocą urządzenia samopiszącego, tj. limnigrafu (od 1980 roku), a dla kontroli wykonywany jest codziennie pomiar terminowy przez obserwatora – tzn. odczyt z łaty wodowskazowej, o określonej godzinie. Także dane z ogródka meteorologicznego, np. opad, są dodatkowo pobierane i zapisywane przez obserwatora.

Większość terenu zlewni zajmują grunty orne – 70% (13,61 km^2) obszaru hydrologicznie aktywnego. Lasy zajmują 20% (3,88 km^2), pastwiska – 9,4% (1,83 km^2), a tereny utwardzone – 0,6% (0,12 km^2) (Banasik – red. 1995). W hydrologiczne aktywnej części zlewni po profil Czarna występują trzy rodzaje gleb (nazwy według PTG). Piaski gliniaste zajmują 9,8 km^2, piaski słabo gliniaste – 7,8 km^2, a pozostałe gleby organiczne – 1,8 km^2, co stanowi odpowiednio 50,5, 40,2 oraz 9,3% powierzchni zlewni (Banasik – red. 1995).

Omówienie danych pomiarowych

Do analizy wykorzystano dane pomiarowe opad-odpływ-rumowisko unoszone dla 8 wybranych zdarzeń, zarejestrowanych w odstępach 10-minutowych w zlewni rzeki Zagożdżonki w latach 2000–2001. Fale, które wybrano do analizy spełniały następujące kryteria:

- wartości kulminacji przepływu były dwukrotnie większe od przepływu wyznaczonego jako punkt początkowy wezbrania,
- wartości maksymalne przepływu były większe od trzykrotnej wartości przepływu średniego, którego wartość wynosi około 0,3 $m^3 \cdot s^{-1}$,
- wartości przepływu kulminacyjnego reprezentowały przepływy z całego zakresu wartości, które zarejestrowano w badanym profilu.

Czasy opóźnienia obliczono, posługując się opracowanym w Katedrze Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW programem SN3 (Banasik 1994b). Czasowy rozkład opadu efektywnego wyznaczono metodą SCS (Soil Conserwation Service), której ideę i przydatność do wyznaczenia hydrogramów opisują Banasik i in. (2000). Uwzględnia ona występowanie strat początkowych, zmniejszających się wraz z czasem trwania deszczu. Przyjęta metoda rozdziału opadu na efektywny i straty ma wpływ na położenie środka ciężkości opadu efektywnego, a tym samym wartości czasów opóźnienia i jest jedną z częściej stosowanych metod (Banasik i Barszcz 2001). Nie ma ona jednak wpływu na wartość zależności czasowej między badanymi czasami opóźnienia.

Za przyjęciem metody SCS do analiz zadecydowało to, że uwzględnia ona występowanie początkowych strat, co jest zgodne z rzeczywistym przebiegiem procesu. Analiza miar zgodności hydrogramów pomierzonych i obliczonych wykazała nieznacznie lepszą ich zgodność z zastosowaniem metody SCS. Czasowy rozkład wytwarzanego w zlewni rumowiska obliczono przy wykorzystaniu wcześniej opracowanego wzoru (Banasik i Walling 1996). Wzór ma następującą postać:

$$Y_j = a \cdot \left(\sum_{i=1}^{j} \Delta H_i \cdot \Delta P_i^{b1} \right)^b \qquad (4)$$

gdzie:
ΔP_i i ΔH_i – wysokość opadu i wysokość opadu efektywnego w i-tym przedziale czasowym [mm],
a, $b1$, b – parametry optymalizowane.

Podstawowe charakterystyki pomierzonych zdarzeń wraz z obliczonymi czasami opóźnienia odpływu wody i rumowiska zestawiono w tabeli 1.

TABELA 1. Podstawowe charakterystyki analizowanych zdarzeń opad-odpływ-rumowisko unoszone i wyznaczone dla nich czasy opóźnienia
TABLE 1. The main characteristics of rainfall-runoff-suspended sediment events and their estimated lag times

Lp. No	Data wystąpienia Date of accurence	P^1 [mm]	H^2 [mm]	Q^3 [$m^3 \cdot s^{-1}$]	Lag^4 [h]	Lag_s^5 [h]	$a = Lag_s / Lag$ [–]
1	2	3	4	5	6	7	8
1	2000-03-08	19,2	2,74	1,52	7,74	6,07	0,79
2	2000-03-28	11,1	0,70	0,34	12,4	9,26	0,75
3	2000-07-29	48,3	2,02	0,69	7,42	4,89	0,66
4	2000-09-17	36,4	1,07	0,35	13,3	5,68	0,43
5	2001-04-20	7,80	0,66	0,24	15,3	11,91	0,78

cd. tabeli 1

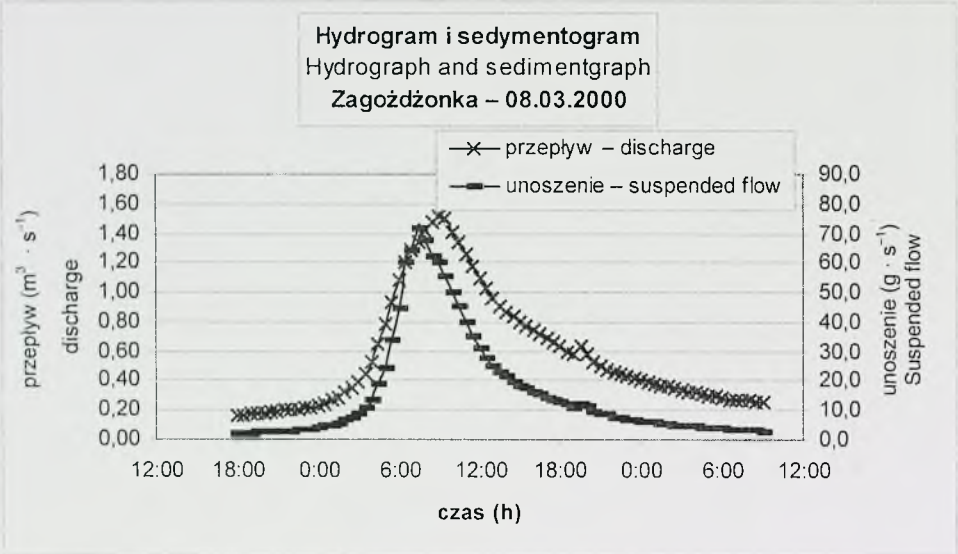
1	2	3	4	5	6	7	8
6	2001-04-22	18,9	3,97	1,04	12,8	11,0	0,86
7	2001-04-24	25,4	8,38	2,08	16,6	14,5	0,87
8	2001-03-19	7,90	0,79	0,24	16,1	12,5	0,78
Zakres – Range		7,80–48,3	0,66–8,38	0,24–2,08	7,42–16,6	4,89–14,5	0,43–0,87
Średnia – Mean		21,9	2,50	0,80	12,7	9,50	0,74
Odchylenie standardowe Standard deviation		14,38	2,64	0,68	3,52	3,59	0,14

[1] P – opad całkowity; rainfall,
[2] H – opad efektywny; runoff,
[3] Q_{max} – przepływ kulminacyjny: peak discharge,
[4] Lag – czas opóźnienia odpływu wody; runoff lag time,
[5] Lag_s – czas opóźnienia odpływu rumowiska: lag time of suspended sediment.

Wyniki i dyskusja

Pomierzone zdarzenia charakteryzowały się opadem P wysokości od 7,80 do 48,3 mm oraz warstwą opadu efektywnego H od 0,66 do 8,38 mm. Przepływy kulminacyjne zarejestrowanych fal wynoszą od 0,24 do 2,08 $m^3 \cdot s^{-1}$. Wyznaczone dla 8 zdarzeń czasy opóźnienia odpływu wody (Lag), ze zlewni rzeki Zagożdżonki, wynoszą od 7,42 do 16,6 h, przy wartości średniej 12,7 h i odchyleniu standardowym 3,52 h. Natomiast czasy opóźnienia odpływu rumowiska (Lag_s) zawierają się w granicach 4,89–14,5 h, przy wartości średniej 9,50 h i odchyleniu standardowym 3,59 h. Na podstawie wyznaczonych czasów opóźnienia ustalono dla zlewni średnią wartość ich stosunku (kolumna 8 w tabeli 1), która wynosi 0,74, przy odchyleniu standardowym wynoszącym 0,14. Zakres zmienności wartości Lag_s/Lag zawiera się w granicach 0,43–0,87 i mało zmienia się w badanej zlewni. Przebadano także wpływ wysokości opadu całkowitego i efektywnego (i innych jego charakterystyk) oraz przepływu kulminacyjnego (odpowiednio kolumna 3, 4, 5 w tabeli 1), na wartość Lag_s/Lag w każdym analizowanym zdarzeniu i stwierdzono, że związek między nimi jest statystycznie nieistotny.

Wyznaczona wartość stosunku czasu opóźnienia odpływu wody i rumowiska pozwala obliczyć jeden z trzech parametrów chwilowego sedymentogramu jednostkowego – parametr transportu rumowiska (B). Analizy mające na celu ustalenie tego parametru były jak dotąd prowadzone w niewielkim zakresie. Na wartość tego parametru ma wpływ wzajemne położenie środków ciężkości hydrogramu i sedymentogramu, a tym samym wartość zależności ich czasów opóźnienia. Przykładowy rysunek, ilustrujący wzajemne położenie hydrogramu i sedymentogramu, dla jednego z analizowanych w tej pracy zdarzeń pokazano na rysunku 3. Gdy czas opóźnienia odpływu wody jest dłuższy niż czas opóźnienia odpływu rumowiska, to wartość parametru B jest większa od zera. Szczegółowy opis metody wyznaczania parametrów IUSG zawarty jest w pracy Banasika (1994). Oprócz parametru B są nimi także parametry modelu opad-odpływ według Nasha:



RYSUNEK 3. Przykładowe zdarzenie, zarejestrowane w badanej zlewni, ilustrujące wzajemne położenie hydrogramu i sedymentogramu
FIGURE 3. The example event, which was in river Zagożdżonka watershed recorded and shown layout of hydrograph and sedimentgraph

N – liczba zbiorników w kaskadzie, k – parametr retencji pojedynczego zbiornika. Ich wyznaczenie jest stosunkowo łatwe i było przedmiotem wielu analiz.

Podsumowanie i wnioski

W artykule przedstawiono wyniki obliczeń czasów opóźnienia odpływu wody (Lag) i rumowiska (Lag_s) z małej zlewni rolniczej, położonej około 100 km na południe od Warszawy (na Równinie Radomskiej). Powierzchnia zlewni do badanego profilu w Czarnej wynosi 23,4 km^2 (aktywna hydrologicznie powierzchnia zlewni wynosi 19,5 km^2). Analizę przeprowadzono na podstawie 8 zdarzeń opad-odpływ-rumowisko unoszone. Uzyskane wyniki posłużyły do wyznaczenia średniego dla zlewni stosunku Lag_s do Lag. Zbadano także zmienność tego stosunku w zlewni, dla każdego z analizowanych zdarzeń, jako reakcji na opad o różnych charakterystykach. Przeprowadzone pomiary i analizy wskazują, że:

- czas opóźnienia odpływu wody jest w każdym analizowanym przypadku dłuższy niż czas opóźnienia odpływu rumowiska,
- wartość średnia pierwszego z tych czasów opóźnienia wynosi 12,7 h, a drugiego 9,50 h,
- wartość stosunku czasu opóźnienia rumowiska do czasu opóźnienia odpływu wody zawierała się w granicach 0,43–0,87, a wartość średnia wynosi 0,74, przy odchyleniu standardowym 0,14,
- wartość Lag_s/Lag jest mało zmienna w badanej zlewni, a związek między

nią a charakterystykami opadu oraz przepływu kulminacyjnego jest statystycznie nieistotny.

W przyszłych badaniach wartość tego stosunku może być wykorzystana do obliczenia jednego z parametrów chwilowego sedymentogramu jednostkowego – parametru transportu rumowiska (B), zarówno w badanej zlewni, jak i w innych zlewniach nieobserwowanych, o podobnych charakterystykach.

Literatura

BANASIK K. 1983: Rozmieszczenie użytków w zlewni jako czynnik minimalizujący natężenie transportu rumowiska w korycie rzecznym. Rozprawa doktorska SGGW, Warszawa.

BANASIK K. 1994a: Model sedymentogramu wezbrania opadowego w małej zlewni rolniczej. Rozprawy Naukowe i Monografie, Wydaw. SGGW.

BANASIK K. 1994b: Opis programu SN3. Raport wewnętrzny. Katedra Budownictwa Wodnego SGGW.

BANASIK K. (red.) 1995: Modelowanie wpływu działalności człowieka na wezbrania opadowe i transport rumowiska w małych zlewniach rolniczych. Raport końcowy projektu PL-ARS-195, Warszawa.

BANASIK K., BARSZCZ M. 2001: Wpływ metody wyznaczania opadu efektywnego na czas opóźnienia odpływu i parametry modelu opad-odpływ. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych*, z. 477: 15–21.

BANASIK K., BYCZKOWSKI A., KUBRAK J. 1985: Wykorzystanie małych budowli wodnych do pomiaru natężenia przepływu. *Studia i Materiały Oceanologiczne* nr 47, Komitet Badań Morza PAN, Gdańsk.

BANASIK K., GÓRSKI D., IGNAR S. 2000: Modelowanie wezbrań opadowych i jakości odpływu z małych nieobserwowanych zlewni rolniczych. Wydaw. SGGW.

BANASIK K., WALLING D.E. 1996: Predicting sedimentgraphs for a small agricultural catchment. *Nordic Hydrology* 27(4): 275–294.

WILLIAMS J.R. 1978: A sediment graph model based on an instantaneous unit sediment graph. *Water Resources Research* vol. 14, No 4: 659–664.

Summary

Investigation of lag time of runoff and of suspended sediment as a watershed response to rainfall. On the basis of eight recorded rainfall-runoff-suspended sediment events in a small, agricultural catchment of the Zagożdżonka river, a ratio of runoff lag time (Lag) and lag time of sediment flow (Lag_s) was analysed. The first Lag time of them is defined as the elapsed time between the occurrence of centroid of effective rainfall and the storm runoff hydrographs. The last one is defined as the elapsed time between the occurrence of centroid of sediment production during a storm event and the observed sedimentgraph at the gauging station. The investigated watershed is located near town Radom. In each of 8 analysed events runoff lag time was longer then lag time of suspended sediment. Mean value of the 8 ratio Lag_s/Lag was 0.74.

Authors' addresses:
Mariusz Barszcz, Leszek Hejduk
Warsaw Agricultural University – SGGW
Department of Hydraulic Engineering
and Environmental Recultivation
ul. Nowoursynowska 166
02-787 Warszawa
Poland

Kazimierz Banasik
Private College of Environmental Protection
in Radom
ul. Zubrzyckiego 6
26-600 Radom
Poland

Antoni T. MILER
Katedra Inżynierii Leśnej Akademii Rolniczej w Poznaniu
Departament of Forest Engineering Agricultural University of Poznań

Skład chemiczny oraz unosiny i zawiesiny w ciekach dwóch mikrozlewni o kontrastowym zalesieniu
Chemical composition, floating matter and suspending matter in two river of microcatchments with contrasting afforestation

Wstęp

Na kształtowanie stosunków wodnych w zlewniach oprócz parametrów meteorologicznych (opady, temperatura powietrza) modyfikujący wpływ mają czynniki fizyczno-geograficzne nieklimatyczne (Dobija i Dynowska 1975), wśród których na obszarach nizinnych dominujące znaczenie ma zalesienie – siedlisko oraz struktura wiekowa i skład gatunkowy (Miler 1998). Czynniki te powodują spłaszczanie fal wezbraniowych, podnoszenie niżówek, wyrównywanie odpływu (m.in. Kosturkiewicz i in. 1999, Miler i in. 1999, 2000, 2001). Czynniki fizjograficzne takie, jak: roślinność, gleby, topografia terenu i sieć hydrograficzna w istotny sposób wpływają też na jakość wód powierzchniowych i gruntowych danego terenu – bariery biogeochemiczne, ograniczanie erozji etc. (Miler i in. 2000, Ryszkowski i in. 1996). Szczególnie przydatne dla badań stosunków wodnych, zarówno w zakresie ilości, jak i jakości wód, są mikrozlewnie – zlewnie o powierzchni do 5 km^2 (Church 1997). Celem badań, których wybrane wyniki prezentowane są w niniejszej pracy, było wskazanie głównych parametrów implikujących jakość wód w ciekach dwóch mikrozlewni nizinnych o zróżnicowanym zalesieniu.

Zakres i metodyka badań

Badane zlewnie położone są w centralnej części Wielkopolski, w Puszczy Zielonka oraz w jej otulinie. Opracowując statystyki dla tych zlewni, wykorzystano głównie własne dane zbierane w latach 1997–2000 w ramach badań terenowych, dotyczących ilości i jakości wód (Miler i in. 1999, 2000, 2001). W ramach badań wykonywanych w mikrozlewniach Hutki i Potaszki oprócz standardowych obserwacji i pomiarów hydrometeorologicznych m.in. pobierano także próbki wody z cieków (raz w miesiącu).

Fizykochemiczne analizy wód obejmowały oznaczenia 20 wskaźników i składników charakteryzujących właściwości fizyczne (pH, temperatura), warunki tlenowe (zawartość tlenu), stężenia substancji organicznych (BZT_5, sucha pozostałość), obecność biogenów (związki azotu i fosforu) oraz zawartość wybranych składników, takich jak: Ca, Mg, Na, K, Fe, Cl, SO_4. Analizy wody wykonywano zgodnie z Wykazem norm... (1993), tzn.: pH – metodą potencjometryczną, zawartość tlenu rozpuszczonego – metodą Winklera, BZT_5 – biochemiczne zapotrzebowanie tlenu, i ChZT – chemiczne zapotrzebowanie tlenu – metodą dwuchromianową, suchą pozostałość oraz pozostałość po prażeniu i straty przy prażeniu – według PN-78/C-04541, azot amonowy – metodą kolorymetryczną z błękitem indofenolowym, azot azotynowy – metodą kolorymetryczną z kwasem sulfanilowym i α-naftyloaminą, azot azotanowy – metodą kolorymetryczną w reakcji z kwasem dihydroksybenzoesowym w środowisku stężonego kwasu siarkowego, ortofosforany – kolorymetrycznie metodą molibdenianową z kwasem askorbinowym jako reduktorem, żelazo – metodą kolorymetryczną z zastosowaniem ferrospektralu, twardość ogólną, wapń i magnez – metodą werseniановą, siarczany – metodą wagową, chlorki – metodą argentometrycznego miareczkowania, metodą Mohra, sód i potas – metodą adsorpcyjnej spektrometrii atomowej (ASA).

Wyniki badań i dyskusja

Mikrozlewnia cieku Hutka do przekroju Husta Pusta o powierzchni 0,52 km^2 jest w 89% zalesiona, a pozostałe 11% powierzchni zajmują głównie zabagnienia i nieużytki (5,5%) oraz nieliczne grunty orne (5,5%). Teren zlewni jest pofałdowany, średni spadek terenu wynosi około 10‰. Na obszarze zlewni Hutki można wyróżnić zasadniczo dwa typy gleb: gleby słabo zbielicowane (piaski luźne i słabo gliniaste) na 89,8% oraz gleby bagienne na 10,2% powierzchni zlewni. Zlewnia cieku Hutka ma charakter typowo leśny, głównie z siedliskami boru mieszanego świeżego i boru świeżego. Dominującym gatunkiem jest sosna, ale występują także dąb, olsza, modrzew i w niewielkiej ilości świerk. Natomiast mikrozlewnia Potaszki do przekroju Potasze jest ponaddwukrotnie większa, ma powierzchnię 1,33 km^2. Lasy zajmują około 15%, grunty orne i użytki zielone około 85% powierzchni zlewni. W zlewni występują liczne sfałdowania terenu często o dość spadzistych zboczach, a średni spadek terenu wynosi 16‰. Gleby zlewni znajdują się w stadium słabego zbielicowania (piaski słabo gliniaste) na 87,4% powierzchni zlewni. Na terenach zalesionych zlewni Potaszki dominującym gatunkiem jest sosna, występująca na siedliskach boru mieszanego świeżego, boru świeżego i boru mieszanego wilgotnego. Materiałami macierzystymi gleb badanych zlewni są głównie utwory polodowcowe, osady pochodzące ze stadiału poznańskiego zlodowacenia bałtyckiego. Sieci rzeczne w obu zlewniach są słabo rozwinięte, występują nieliczne oczka wodne (Miler i in. 2000).

W okresie badań: w latach hydrologicznych 1997/1998, 1998/1999 i 1999/2000 przebieg warunków meteorologicznych można uznać za zbliżony do przeciętnych. Prawdopodobieństwo

sum rocznych opadów atmosferycznych wraz z wyższymi wynosiło odpowiednio 22, 28 i 12% (rozkład Pearsona III typu), przy średnich rocznych wartościach temperatury wyższych o 16, 12 i 19% od wartości średnich wieloletnich. Większe od przeciętnych opady atmosferyczne w badanych latach (szczególnie w roku hydrologicznym 1999/2000) były kompensowane przez większe od przeciętnych wartości temperatury powietrza, implikujące wyższą ewapotranspirację.

Kontrastowym parametrem fizjograficznym badanych zlewni jest użytkowanie terenu. Zalesiona w prawie 90% zlewnia Hutki posiada bardzo duże zdolności retencyjne w porównaniu z ekstensywnie użytkowaną rolniczo zlewnią Potaszki (jedynie około 10% areału gruntów ornych jest uprawianych). Przejawem w różnicy zalesienia są: znacznie zredukowany odpływ (średnio o 40% – tab. 1), wyższa ewapotranspiracja (średnio o 10%), mniejsze wahania zmian retencji oraz nieznacznie większe opady atmosferyczne (średnio o 7%) w zlewni Hutki (Miler i in. 2001).

Stężenia siarczanów, żelaza, związków azotu (azotanowego i amonowego), BZT_5, odczynu, twardości, wapnia, magnezu, chlorków, suchej pozostałości, sodu i potasu kwalifikują w ciągu całych lat badań wody w obu ciekach do pierwszej klasy czystości (Rozporządzenie... 1991). Zawartość azotynów, fosforanów i tlenu rozpuszczonego w wodach cieku Potaszka w ciągu całego okresu kwalifikuje te wody do pierwszej klasy czystości. Natomiast w wodach cieku Hutka w miesiącach letnich i jesiennych odnotowano małe zawartości tlenu rozpuszczonego oraz duże ilości fosforanów (Miler i in. 2000). Wzrost stężenia fosforanów przy jednoczesnym spadku zawartości tlenu rozpuszczonego w wodzie może wynikać z uwalniania się rozpuszczalnych związków fosforu w warunkach anaerobowych (Dojlido 1995). Sprzyja tym procesom stosunkowo mała prędkość przepływu wody w cieku Hutka oraz ograniczone oddziaływanie wiatru wskutek dużego zalesienia zlewni. W wodzie cieku Hutka odnotowano także efemeryczne wzrosty stężenia azotynów (tab. 2).

Przebieg czasowy ładunków głównych zanieczyszczeń wód w ciekach – biogenów nie wykazywał wyraźnych regularności – okresowości (Miler i in. 2001). Oznaczone ich stężenia wykazują duży rozrzut (tab. 3). Pomimo że wyraźnie mniejsze stężenia związków azotu odnotowano w cieku Potaszka, średnie roczne ładunki są w obu ciekach podobne (odpowiednio dla Hutki i Potaszki: NO_3 – 8,7 i 8,4; NO_2 – 0,57 i 0,43; NH_4 – 4,5 i 2,8 $kg \cdot km^{-2} \cdot rok^{-1}$). Większe różnice w ładunkach otrzymano dla związków fosforu (PO_4), odpowiednio 11,0 i 3,8 $kg \cdot km^{-2} \cdot rok^{-1}$, jednak w tym przypadku m.in. maksymalne stężenia fosforanów w cieku Hutka były znacznie większe niż w cieku Potaszka. Zatem, pomimo jakościowo lepszych wód w cieku Potaszka, ładunki biogenów przenoszone w obu ciekach były zbliżone.

TABELA 1. Spływy jednostkowe w badanych mikrozlewniach [$l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$]
TABLE 1. Specific discharge in investigated microcatchments [$l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$]

Zlewnia rzeki Catchment of river	Rok badań Year of investigation	Miesiące Months												Rok Year
		XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI–X
Hutka	1997/98	0,58	0,77	0,46	0,50	0,58	0,62	0,66	0,66	0,66	0,54	0,58	0,66	0,61
	1998/99	0,69	0,77	0,81	1,08	0,93	1,28	1,28	0,97	0,62	0,54	0,46	0,73	0,85
	1999/00	0,50	0,66	0,58	0,73	0,69	0,73	0,54	0,58	0,54	0,73	0,66	0,46	0,62
Potaszka	1997/98	1,16	1,93	0,15	0,69	1,93	1,08	0,19	0,23	0,27	0,15	1,24	0,58	0,80
	1998/99	1,70	3,05	1,31	1,35	1,43	1,74	2,43	1,43	1,00	0,12	0,01	0,42	1,33
	1999/00	0,81	1,24	1,74	1,47	1,93	1,51	0,35	0,46	0,19	0,97	0,97	0,77	1,03

TABELA 2. Wskaźniki jakości wody
TABLE 2. Indexes of water quality

Ciek River	Siarczany Sulphates [mg SO_4/dm^3]	Żelazo Iron [mg Fe/dm^3]	Azot azotanowy Nitrate nitrogen [mg N–NO_3/dm^3]	Azot azotynowy Nitrite nitrogen [mg N–NO_2/dm^3]	Azot amonowy Ammoniacal nitrogen [mg N-NH_4/dm^3]	Fosforany Phosphates [mg PO_4/dm^3]	Tlen rozpuszczony Dissolved oxygen [mg O_2/dm^3]	BZT_5 BOD_5 [mg O_2/dm^3]	Odczyn Reaction pH [–]	Twardość Hardness [mval/dm^3]	Wapń Calcium [mg Ca/dm^3]	Magnez Magnesium [mg Mg/dm^3]	Chlorki Chlorides [mg Cl/dm^3]	Sód Sodium [mg Na/dm^3]	Potas Potassium [mg K/dm^3]
Hutka	60,5^{I}	0,36^{I}	0,45^{I}	0,030^{II}	0,20^{I}	0,52^{II}	5,8^{II}	1,7^{I}	7,6^{I}	4,8^{I}	81,4^{I}	8,8^{I}	16,6^{I}	9,1^{I}	1,3^{I}
Potaszka	86,8^{I}	0,20^{I}	0,28^{I}	0,016^{I}	0,14^{I}	0,12^{I}	10,2^{I}	1,8^{I}	7,8^{I}	6,4^{I}	106,6^{I}	13,4^{I}	24,5^{I}	10,4^{I}	1,6^{I}

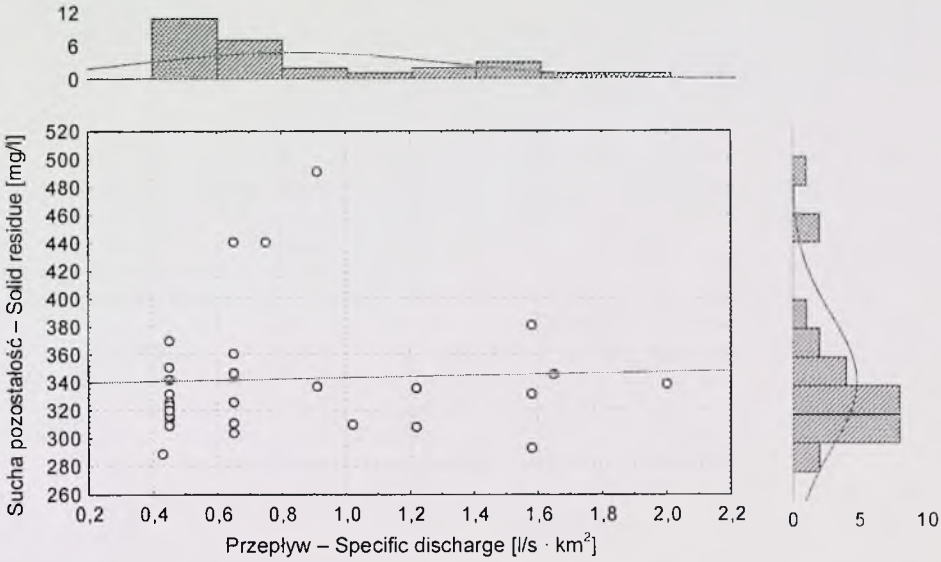
Oznaczenie (notation): I, II – pierwsza i druga klasa czystości (first and second class of cleanness according to Polish standards).

TABELA 3. Stężenia związków azotu i fosforu w wodach
TABLE 3. Concentration of nitrogen and phosphate compounds in water

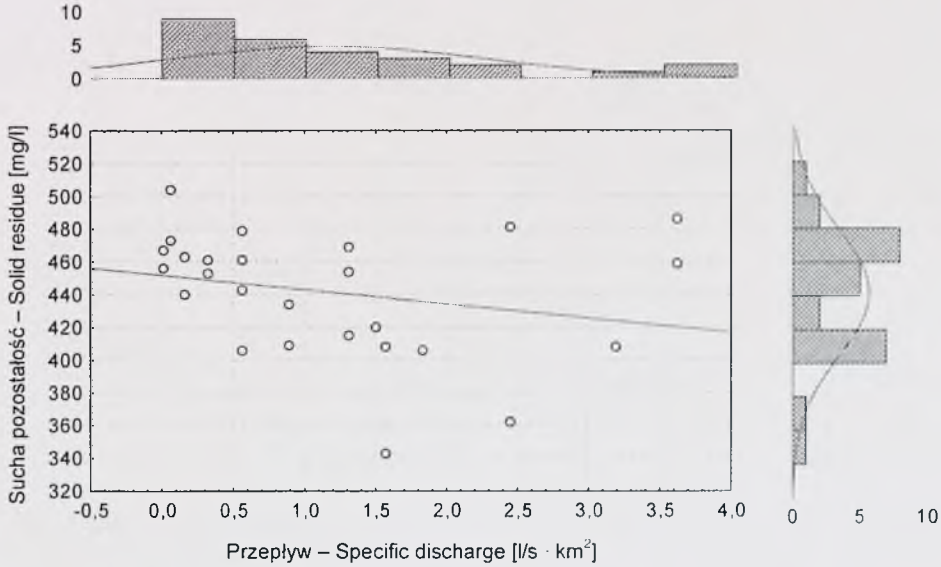
Parametry Parameters Statystyki Statistics Indeksy X σ Indexes −95% +95% ↓ ↘	Rodzaje wód Types of water	
	Wody cieku Hutka Water of the Hutka river	Wody cieku Potaszka Water of the Potaszka river
Azot azotanowy Nitrate nitrogen [mg $N-NO_3/dm^3$]	**0,45** 0,20 0,37 0,53	**0,28** 0,23 0,19 0,37
Azot azotynowy Nitrite nitrogen [mg $N-NO_2/dm^3$]	**0,030** 0,019 0,023 0,037	**0,016** 0,014 0,011 0,021
Azot amonowy Ammoniacal nitrogen [mg $N-NH_4/dm^3$]	**0,20** 0,10 0,16 0,24	**0,14** 0,19 0,06 0,21
Fosforany Phosphates [mg PO_4/dm^3]	**0,52** 0,35 0,38 0,65	**0,12** 0,06 0,10 0,15

Oznaczenia (notation):
X – średnia arytmetyczna (average),
σ – odchylenie standardowe (standard deviation),
−95%, +95% – poziom ufności (confidence level) – 95%, +95%.

Porównując średnie ilości suchej pozostałości w wodach cieków Hutki i Potaszki widać istotne różnice – dla Hutki średnia wartość wynosiła 285,5 $mg \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, a dla Potaszki, była prawie dwukrotnie większa – 494,6 $mg \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Różnica ta wynika z ilości unosin, wynoszących dla tych cieków odpowiednio 244,3 i 447,7 $mg \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Ilości zawiesin w wodach obu cieków były podobne – dla Hutki 41,2 $mg \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, a dla Potaszki 46,9 $mg \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Powyższe oszacowania mogą być obarczone znacznym błędem, gdyż nie stwierdzono istotnych zależności między ilością suchej pozostałości (podobnie unosin i zawiesin) a przepływem (rys. 1 i 2). Niemniej uzyskane wyniki upoważniają do tezy, że w ciekach zlewni leśnych ilość unosin jest istotnie mniejsza niż w ciekach odprowadzających wody z obszarów użytkowanych rolniczo.



RYSUNEK 1. Związek zawartości suchej pozostałości z wielkością przepływu w wodzie cieku Hutka
FIGURE 1. Relationship of contents solid residue with values of water flow in the Hutka river



RYSUNEK 2. Związek zawartości suchej pozostałości z wielkością przepływu w wodzie cieku Potaszka
FIGURE 2. Relationship of contents solid residue with values of water flow in the Potaszka river

Podsumowanie i wnioski

Jakość wód w badanych ciekach należy ocenić jako dobrą. Wody cieku Potaszka – zlewni ekstensywnie użytkowanej rolniczo, były pierwszej klasy czystości, natomiast w wodach cieku Hutka – zlewni leśnej, w miesiącach letnich i jesiennych odnotowano małe zawartości tlenu rozpuszczonego i duże ilości fosforanów oraz efemerycznie znaczące ilości azotynów. Wpłynęło to oczywiście na obniżenie oceny jakości wody cieku Hutka. Wzrost stężenia fosforanów przy jednoczesnym spadku zawartości tlenu rozpuszczonego w tych wodach może wynikać z uwalniania się rozpuszczalnych związków fosforu w warunkach anaerobowych.

Przebieg czasowy ładunków głównych zanieczyszczeń wód w ciekach – biogenów nie wykazywał wyraźnych regularności. Pomimo jakościowo lepszych wód w cieku Potaszka, ładunki biogenów przenoszone w obu ciekach były zbliżone.

Ilość unosin w cieku leśnej zlewni Hutki była znacząco mniejsza niż w cieku Potaszka odprowadzającego wodę z obszarów ekstensywnie użytkowanych rolniczo.

Literatura

CHURCH M.R. 1997: Hydrochemistry of forested catchments. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 25.

DOBIJA A., DYNOWSKA I. 1975: Znaczenie parametrów fizjograficznych zlewni dla ustalenia wielkości odpływu rzecznego. *Fol. Geogr. Ser. Geogr.-Phys.* 9: 77–129.

DOJLIDO J.R. 1995: Chemia wód powierzchniowych. Wydaw. Ekonomia i Środ., Białystok.

KOSTURKIEWICZ A., MILER A., LIBERACKI D., PLEWIŃSKI D. 1999: Wezbrania deszczowe w mikrozlewniach nizinnych o zróżnicowanym użytkowaniu terenu na przykładzie zalesionej zlewni Hutki i użytkowanej rolniczo zlewni Potaszki. *Rocz. AR w Poznaniu* 310, *Melior. Inż. Środ.* 20, cz. I: 421–430.

MILER A. 1998: Modelowanie obszarowych zmienności różnych miar retencji. Wydaw. AR w Poznaniu.

MILER A., LIBERACKI D., PLEWIŃSKI D. 1999: Obieg wody i wybrane wskaźniki jej jakości w dwóch mikrozlewniach o zróżnicowanym zalesieniu. *Rocz. AR w Poznaniu* 310, *Melior. Inż. Środ.* 20, cz. I, 443–463, 1999.

MILER A., LIBERACKI D., PLEWIŃSKI D. 2000: Ilościowa i jakościowa ocena stosunków wodnych w dwóch odmiennych pod względem zalesienia małych zlewniach nizinnych. PTPN, Wydz. Nauk, Roln. i Leś., Pr. Kom. Nauk Leś., t. 88, 81–92.

MILER A.T., LIBERACKI D., PLEWIŃSKI D. 2001: Water relations and content of pollutants in the waters outflows of two lowland river microcatchments with a different afforestation. Scientific Papers of Agricultural University of Poznań, *Forestry* vol. 4, 147–157.

Rozporządzenie Ministra Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa z dnia 05.11.1991 roku w sprawie klasyfikacji wód oraz warunków, jakim powinny odpowiadać ścieki wprowadzane do wód lub do ziemi. Dziennik Ustaw RP nr 116, poz. 503, Warszawa.

RYSZKOWSKI L., ŻYCZYŃSKA-BAŁONIAK I., SZPAKOWSKA B. 1996: Wpływ barier biogeochemicznych na ograniczanie rozprzestrzeniania się zanieczyszczeń obszarowych. Mater. II Międzynar. Konf. Nauk-Tech.: Oczyszczalnie hydrobotaniczne, Poznań

Wykaz norm z zakresu analityki wody i ścieków. 1993. Inst Gospod. Przestrzennej i Komunalnej – Zespół Normalizacji, Warszawa.

Summary

Chemical composition, floating matter and suspending matter in two river of microcatchments with contrasting afforestation. In the paper results of monitoring quantity and quality of water on areas of

different land utilization were analyzed. The analysis was carried out on the basis of measurements made in hydrological years 1998–2000 in the Hutka (0.52 km^2) and the Potaszka (1.33 km^2) river catchments. These catchments are located near Poznań in the southern part of the Wielkopolska Lake District, Poland. Obtained reduction of out flow in the afforested Hutka catchment, on the contrary to the arable utilized Potaszka catchment are significant. Water quality of the investigated rivers was evaluated as good. The water of the Potaszka river was in the first class of cleanness (Polish standards). Whereas in the Hutka river water in summer and autumn months, very low concentration of dissolved oxygen and high concentration (and contents) of phosphates were noted. The phosphates from soluble compounds of phosphorus were produced in anaerobic conditions. Significant differences of out flow pollution contents (nutrients) in water were not proved in the investigated rivers. Quantity of floating matter in river of the Hutka forest microcatchment was significantly smaller than in the Potaszka river draining water from extensively used arable lands.

Author's address:
Antoni T. Miler
Agricultural University of Poznań
Department of Forest Engineering
ul. Mazowiecka 41
60-623 Poznań
Poland
e-mail: amiler@au.poznan.pl

Włodzimierz PARZONKA[1], Wojciech BARTNIK[2], Robert KASPEREK[1]
[1]Akademia Rolnicza we Wrocławiu, Instytut Inżynierii Środowiska
Agricultural University in Wroclaw, Institute of Environmental Engineering
[2]Akademia Rolnicza w Krakowie, Katedra Inżynierii Wodnej
Agricultural University of Cracow, Department of Water Engineering

Modelowanie transportu rumowiska wleczonego w korytach rzek z dnem aluwialnym na przykładzie górnej i środkowej Odry
Modelling of the bed load transport in river channels with alluvial bed on the example of the Upper and Middle Odra

Wstęp

W rzekach o dnie aluwialnym, zbudowanych głównie z piasków i żwirów, ocena transportu rumowiska wleczonego ma dużą wagę. Związane jest to głównie z procesami erozji i sedymentacji. Modelowanie ruchu rumowiska wleczonego opiera się na ocenie jego intensywności w zależności od hydrauliki strumienia oraz geometrii i właściwości materiału dennego. Wszystkie te elementy wpływają mniej lub bardziej na transport rumowiska. Dlatego też dokładne poznanie reżimu rzeki umożliwia przyjęcie właściwego wzoru na obliczenie natężenia wleczenia oraz jego weryfikację na podstawie pomiarów terenowych.

W rzekach aluwialnych najczęściej używaną formułą na intensywność transportu rumowiska wleczonego jest wzór Meyera-Petera i Müllera (MPM) z 1948 roku. W pracy przedstawiono wyniki analizy warunków ruchu rumowiska dla Odry – w jej górnym biegu (na odcinku poniżej ujścia Olzy km 27,7 – km 33,6) oraz dla biegu środkowego (na odcinku między Malczycami a Ścinawą km 305,0 – km 332,0). Skoncentrowano się na ocenie parametru K_s/K_r występującego we wzorze MPM, który ma duży wpływ na wyniki obliczeń natężenia przepływu rumowiska wleczonego.

Wzór Meyera-Petera i Müllera

Badania nad wyznaczeniem funkcji wleczenia rumowiska rzecznego w warunkach laboratoryjnych prowadzili m.in. Meyer-Peter i Müller. Warto dodać, że ich doświadczenia dotyczyły początku ruchu oraz masowego transportu rumowiska wleczonego. Parametry procesu zmieniały się w szerokich granicach: spadek linii energii (I) od 0,4

do 20‰, średnica rumowiska (d) od 0,4 do 30 mm, głębokości wody (h) od 0,01 do 1,2 m, natężenie przepływu wody (Q) od 0,002 do 4 m^3/s, gęstość rumowiska (ρ_r) od 1000 kg/m^3 (miał węglowy) do 4200 kg/m^3 (baryt).

Na podstawie badań opracowali oni empiryczną formułę intensywności wleczenia:

$$\left(\frac{q_b(\gamma_r-\gamma_w)}{\gamma_r}\right)^{2/3}\left(\frac{\gamma_w}{g}\right)^{1/3}\left(\frac{0{,}25}{(\gamma_r-\gamma_w)d}\right)=$$

$$=\frac{\left(\frac{Q_b}{Q}\right)\left(\frac{K_s}{K_r}\right)^{3/2}\gamma_w R_h I}{(\gamma_r-\gamma_w)d}-0{,}047 \qquad (1)$$

q_b – intensywność wleczenia,
γ_r – ciężar właściwy rumowiska,
γ_w – ciężar właściwy wody,
g – przyspieszenie ziemskie,
Q_b – przepływ wody, przy którym występuje ruch rumowiska,
K_s – współczynnik prędkości we wzorze Manninga-Stricklera,
$K_s = v/R_h^{2/3}I^{1/2}$,
K_r – współczynnik prędkości dla materiału dennego,
$K_r = 21/d^{1/6}$,
R_h – promień hydrauliczny.

Najtrudniejsze jest prawidłowe określenie parametrów Q_b/Q oraz K_s/K_r. Pierwszy z nich (Dąbkowski i in. 1982) eliminuje wpływ zaburzeń wywołanych przez ściany koryta o szorstkości różnej od szorstkości dna. Współczynnik ten pozwala przeliczyć wartość siły poruszającej w korycie o ograniczonej szerokości na odpowiadającą jej wartość w korycie nieskończenie szerokim. Określenie wartości tego ilorazu w korytach naturalnych jest trudne. Najczęściej przyjmuje on wartości rzędu 0,9–1,0.

Natomiast drugi parametr K_s/K_r uwzględnia wpływ transportu rumowiska i zmiany form dennych na opory przepływu. Jego wartość dla dna ruchomego jest z reguły mniejsza od 1,0, a jedynie w przypadku płaskiego dna może dochodzić do 1,0. Większość badaczy przyjmuje oba parametry równe 1,0, zakładając, że wpływ tych parametrów jest pomijalny. Jednak jak wykazują wyniki analiz ilorazu K_s/K_r, jego wartość może spadać nawet do 0,3, co przejawia się znacznym zmniejszeniem transportowanego rumowiska wleczonego w porównaniu z K_s/K_r = 1,0. Wpływ parametru Q_b/Q jest znacznie mniejszy, ale z reguły również nie jest pomijalny.

Ze względu na wielofrakcyjność materiału dennego w rzekach o dnie aluwialnym nie można przyjmować stałej wartości bezwymiarowego naprężenia ścinającego f_m równej 0,047, rozgraniczającej ruch i spoczynek rumowiska. Parametr f_m może być według Gesslera (Bartnik 1992) wyznaczony na podstawie funkcji Wanga. Bartnik określił zależności $f_m = f(\delta)$ dla rzek karpackich, otrzymując:

$$f_m = 0{,}039\,\delta^{0{,}26} \quad \text{dla } d_i/d_m < 0{,}6 \qquad (2)$$

$$f_m = 0{,}028\,\delta^{0{,}26} \quad \text{dla } d_i/d_m > 0{,}6 \qquad (3)$$

gdzie:
d_i – średnica ziarna i-tej frakcji,
d_m – średnica miarodajna,
δ – odchylenie standardowe krzywej przesiewu.

Na podstawie pomiarów obrukowania dna oraz badań radioznacznikowych

transportu rumowiska wleczonego Bartnik zastąpił we wzorze Shieldsa f_m dla ziarna d_m przez współczynnik f_i dla i-tego ziarna (Bartnik 1992). Po wprowadzeniu tej zmiany oraz przyjęciu, że człon $Q_b/Q \cdot (K_s/K_r)^{3/2} = 1$, otrzymał następujący wzór na intensywność wleczenia (g_i) dla i-tej frakcji:

$$g_i = [(\rho_w g h_i I - f_i g \Delta\rho_r d_i)/ /(0{,}25\rho_w)^{1/3}]^{3/2} \Delta p_i b_i \rho/\Delta\rho_r \qquad (4)$$

gdzie:
b_i – szerokość aktywnego pasa wleczenia,
Δp_i – procentowy udział i-tej frakcji.

Autorzy niniejszej pracy zmodyfikowali wzór (4), wstawiając $(K_s/K_r)^{3/2} \neq \neq 1{,}0$ przed człon $\rho_w g h_i I$, stanowiący tą część siły poruszającej, która wpływa na transport rumowiska wleczonego. Wzór na intensywność wleczenia (g_i) i-tej frakcji rumowiska będzie miał następującą postać:

$$g_i = [((K_s/K_{ri})^{3/2} \rho_w g h_i I + - f_i g \Delta\rho_r d_i)/(0{,}25\rho_w)^{1/3}]^{3/2} \Delta p_i b_i \rho/\Delta\rho_r \qquad (5)$$

gdzie:
K_{ri} – współczynnik prędkości dla i-tej frakcji materiału dennego,
$K_{ri} = 21/d_i^{1/6}$.

Odcinek górnej Odry poniżej ujścia Olzy od km 27,7 do km 33,6

Odcinek ten został poważnie przebudowany, a koryto właściwe zostało w znacznym stopniu uregulowane. Dolina rzeki została najpierw zdeformowana przez działalność górniczą (eksploatacja pokładów żwiru), a następnie przez działalność hydrotechniczną związaną z budową polderu Buków. Polder ten jest pierwszym zbiornikiem przeciwpowodziowym na Odrze po polskiej stronie i wchodzi w skład projektowanego zbiornika Racibórz. Na badanym odcinku istnieją 2 nowe mosty w km 28,0 oraz w km 28,5 (Parzonka 2002). Spadki zwierciadła wody na badanym odcinku wyraźnie rosną wraz ze wzrostem natężenia przepływu Q, od 0,40 dla dorocznej wody powodziowej Q_1 do 0,63 dla wody tysiącletniej Q_{1000}.

Współczynnik K_s w przekroju Chałupki (km 20,7) dla przepływów w korycie głównym Odry, dla pomierzonych spadków zwierciadła wody podano w tabeli 1.

TABELA 1. Zmienność wartości K_s i K_s/K_r w zależności od przepływu wody Q, rzeka Odra, przekrój Chałupki (km 20,7)
TABLE 1. Variation of values of K_s and K_s/K_r versus water discharge Q, river Odra, cross-section Chałupki (km 20,7)

Q [m³/s]	K_s	Wartości K_s/K_r dla Values of K_s/K_r for	
		$K_r = 43$	$K_r = 40$
60	26–38	0,6–0,88	0,65–0,95
100	28–36	0,65–0,84	0,7–0,9
150	28–36	0,65–0,84	0,7–0,9
200	28–36	0,65–0,84	0,7–0,9
325	30–36	0,70–0,84	0,75–0,9

Znajomość $K_s(h_{śr})$ dla przekroju Chałupki umożliwiła określenie zmienności parametru K_s/K_r. Wartości współczynnika K_r dla rumowiska występującego w badanym odcinku Odry przedstawia tabela 2. W przekrojach Olza i Chałupki występuje rumowisko mające d_{50} rzędu 15 mm (Wołoszyn i Urbański 1991), dla którego K_r = 43. Stąd wartości K_s/K_r wynoszą od 0,60 do 0,88. Udział poszczególnych frakcji rumowiska podano w tabeli 3.

Odległość transportu ziaren rumowiska L zmienia się w szerokich granicach i zależy głównie od wielkości ziarna, i wynosi średnio 30–50 m (Michalik 1990). Dla otoczaków o wielkości 10–30 mm podczas jednej fali powodziowej L nie przekracza 100–150 m. Na przykład dla Raby wynosiło średnio 2–5 m, a maksymalnie 12–18 m. Dla rumowiska żwirowego o ziarnach od 0,5 do 5 mm odległość transportu (Dunajec) wynosiła od 58 do 160 m. Miąższość warstwy dennej będącej w ruchu wynosiła od 7 do 15 cm (dla cytowanej wielkości ziarna). Tylko frakcje piaszczyste mogą pokonać większą drogę podczas jednej fali. Taka ocena jest możliwa, jeżeli podzieli się rumowisko wielofrakcyjne na frakcje o uziarnieniu d_i.

Ocenę transportu rumowiska wleczonego na badanym odcinku Odry, tj. między Olzą a Krzyżanowicami, przeprowadzono dla przekroju Olza (koryto naturalne) w km 28,0 i dla przekroju kalibrowanego (koryto sztuczne) w km 33,322.

Do obliczeń przyjęto spadek zwierciadła wody na podstawie własnych analiz hydraulicznych (Parzonka 2002). Rumowisko denne badanego odcinka jest wyraźnie wielofrakcyjne. Udział frakcji piaszczystej (d_i < 2 mm) waha się od 5 do 32%, frakcji żwirowej od 40 do 89%, a otoczaków d_i > 40 mm od 6 do 40%.

Dokonano wstępnych obliczeń głębokości krytycznych $h_{kr,i}$ potrzebnych do wyznaczenia w nich kolejnych, coraz większych frakcji rumowiska dennego d_i. Zastosowano wzór MPM dla intensywności transportu oraz krzywą Shieldsa dla początku ruchu (tab. 4).

Tabela 4 pokazuje wyraźnie, że coraz większe frakcje o uziarnieniu d_i będą wprawiane w ruch, w miarę wzrostu natężenia przepływu Q. Przy przepływie zbliżonym do średniego Q = = 45,2 m^3/s zostaną wprawione w ruch wszystkie cząstki rumowiska o ziarnach mniejszych lub równych 7,73 mm. Procentowy udział tych cząstek stałych wynosi 32%. Przepływ Q = 250,8 m^3/s uruchomi już ziarna mniejsze lub równe 21,3 mm, tj. 66% całego rumowiska dennego. Przy przepływie 590 m^3/s, równemu wodzie brzegowej wystąpi już transport 82% rumowiska o ziarnach mniejszych lub równych 33,8 mm. Natomiast całe rumowisko wleczone, z otoczakami włącznie o ziarnach $d_i \leq$ 47,2 mm

TABELA 2. Wartości K_r dla różnych średnic rumowiska d_{50}, rzeka Odra

TABLE 2. Values of K_r for different sediment size d_{50}, river Odra

d_{50} (mm)	1	2	5	8	10	12	15	20	25	30	40
K_r	67	60	51	47	45	44	43	41	40	38	36

TABELA 3. Charakterystyka granulometryczna materiału dennego w wybranych przekrojach rzeki Odry

TABLE 3. Granulometric characteristic of bed material in selected cross-sections of river Odra

Przekrój Cross-section	d_{50} [mm]	d_{90} [mm]	Udział frakcji – Mass fraction [%]		
			piasek sand (0–2 mm)	żwir gravel (2–40 mm)	otoczaki cobbles (mm)
Chałupki (km 20,7)	14	35	15	83	2
Ujście Olzy (km 28,1)	14	38	14	79	7
Krzyżanowice (km 33,6)	17	48	15	72	13

TABELA 4. Głębokości krytyczne $h_{śr,kr}$ dla różnych frakcji rumowiska w Odrze na odcinku między Olzą a Krzyżanowicami

TABLE 4. Critical water depths $h_{śr,kr}$ for different sediment fractions in river Odra between sections Olza and Krzyżanowice

Q [m³/s]	45,2	84,6	250,8	374	455	590	765	870	990	1064	1193	1417	1512	1680	1848	2030
$h_{śr,kr}$ [m]	1,09	1,79	3,01	3,66	4,07	4,52	5,14	5,55	6,00	6,27	6,72	7,45	7,73	8,23	8,73	9,23
i (‰)	0,55	0,55	0,55	0,55	0,55	0,58	0,61	0,61	0,61	0,61	0,61	0,61	0,61	0,61	0,61	0,61
d_i [mm]	7,73	12,7	21,3	25,9	28,9	33,8	40,4	43,6	47,2	49,3	52,8	58,6	60,8	64,7	67,5	72,6

TABELA 5. Intensywność transportu rumowiska wleczonego obliczona wzorem MPM, rzeka Odra, przekrój Olza (km 28,0)

TABLE 5. Bed load transport intensity calculated on the basis of MPM formula Odra river, cross-section Chałupki (km 28.0)

Parametry Parameters	Natężenie wleczenie – Bed load transport intensity [kg/s,m]								
	$(K_s/K_r)^{1,5} = 0,6$			$(K_s/K_r)^{1,5} = 0,8$			$(K_s/K_r)^{1,5} = 1,0$		
	q_s	q_s	G_s	q_s	q_s	G_s	q_s	q_s	G_s
Q = 84 m³/s; $h_{śr}$ = 1,8 m; B = 42,9 m; i = 0,55‰; d_i = 6,3 mm	0,11	0,02	0,8	1,15	0,19	8,2	2,4	0,4	16
Q = 250 m³/s; $h_{śr}$=3,0 m; B = 56,7 m; i = 0,55‰; d_i = 10,6 mm	0,41	0,07	3,9	2,4	0,4	22,6	5,7	0,9	53
Q = 590 m³/s; $h_{śr}$ = 4,5 m; B = 63,2 m; i = 0,58‰; d_i = 16,9 mm	0,80	0,13	8,4	4,8	0,8	50,4	9,8	1,6	101
Q = 990 m³/s; $h_{śr}$ = 6,0 m; B = 63,2 m; i = 0,61‰; d_i = 26,0 mm	0,40	0,07	4,2	6,5	1,1	68,2	35	5,7	360

będzie transportowane już przy przepływach równych lub większych od 990 m³/s, porównywalnych z przepływem powodziowym Q_{10}, tj. występującym raz na 10 lat. Intensywność transportu rumowiska obliczono wzorem MPM dla współczynnika $K_s/K_r = 1$ oraz $K_s/K_r < 1,0$. Wyniki obliczeń pokazano w tabeli 5 (przekrój Olza) i w tabeli 6 (przekrój km 33,4).

TABELA 6. Intensywność transportu rumowiska wleczonego obliczona wzorem MPM, rzeka Odra, przekrój km 33,4
TABLE 6. Bed load transport intensity calculated on the basis of MPM formula, Odra river, cross-section km 33.4

Parametry Parameters	Natężenie wleczenie – Bed load transport intensity [kg/s,m]								
	$(K_s/K_r)^{1,5} = 0,6$			$(K_s/K_r)^{1,5} = 0,8$			$(K_s/K_r)^{1,5} = 1,0$		
	q_s	q_s	G_s	q_s	q_s	G_s	q_s	q_s	G_s
Q = 37 m³/s; $h_{śr}$ = 1,3 m; B = 38 m; i = 0,40‰; d_i = 3,4 mm	0	0	0	0,23	0,04	1,5	0,9	0,1	5,7
Q = 102 m³/s; $h_{śr}$ = 2,2 m; B = 44,5 m; i = 0,40‰; d_i =5,7 mm	0,17	0,03	1,3	1,0	0,2	8,9	5,7	0,9	42
Q = 372 m³/s; $h_{śr}$ = 4,1 m; B = 58,9 m; i = 0,40‰; d_i = 10,6 mm	0,42	0,07	4,1	2,4	0,4	23,5	6,3	1,1	62
Q = 634 m³/s; $h_{śr}$ = 5,11 m; B = 65,1 m; i = 0,40‰; d_i = 13,1 mm	0,56	0,09	6,1	3,6	0,6	32,9	11	1,8	117
Q = 950 m³/s; $h_{śr}$ = 5,5 m; B = 69,0 m; i = 1,00‰; d_i = 23,6 mm	12,5	2,1	143	30	5,0	344	60	10	675
Q = 1381 m³/s; $h_{śr}$ = 5,65 m; B = 70 m; i = 1,35‰; d_i = 23,6 mm	35	5,8	407	66	11	767	150	25	1750

Odcinek środkowej Odry od km 305 do km 332

Badany odcinek położony jest między Malczycami (km 305) a Ścinawą (km 332). Odra przepływa tutaj przez pradolinę Wrocławsko-Magdeburską. W wierzchnich warstwach dna koryta rzeki zalegają piaski, żwiry i gliny piaszczyste.

Spadek zwierciadła wody zmieniał się w czasie ostatnich dwustu lat. Wpłynęła na to regulacja koryta ostrogami oraz zabudowa hydrotechniczna. Środkowy odcinek Odry długości 357,5 km charakteryzował się spadkiem zwierciadła wody w granicach od 0,33‰ do 0,19‰. Na zmiany spadku wody na odcinku poniżej Wrocławia wpłynęło szczególnie wybudowanie stopni piętrzących w Rędzinie i w Brzegu Dolnym. Jeszcze przed oddaniem do eksploatacji stopnia Brzeg Dolny średni spadek zwierciadła wody w profilu podłużnym Odry na odcinku Brzeg Dolny – Malczyce wynosił 0,27‰. Po rozpoczęciu piętrzenia w Brzegu Dolnym spadek zwierciadła wody systematycznie zmniejszał się i osiągnął wartości 0,24‰ w 1961 roku oraz 0,23‰ w 1972 roku. Po 1972 roku zauważa się ponowny przyrost spadku do 0,24‰ (1991 rok).

Podobnie jak spadki zwierciadła wody, tak i współczynnik K_s koryta właściwego środkowej Odry zmieniał się w dość szerokich granicach. Przeanalizowano jego zmienność w przekrojach wodowskazowych Malczyce i Ścinawa. Punkty pomiarowe $K_s(Q)$

układają się w dość szerokim obszarze, mającym kształt falowy (według niektórych badaczy – kształt „harfy"). W dolnej strefie przepływów 50 $m^3/s < Q < 150$ m^3/s, wartości K_s wahają się od 25 do 55. W strefie środkowej maleją one wyraźnie o 25–50%, do wartości 35–45. Przy przepływach wyższych od 800 do 900 m^3/s wahania k są niewielkie, bo w granicach 38–42.

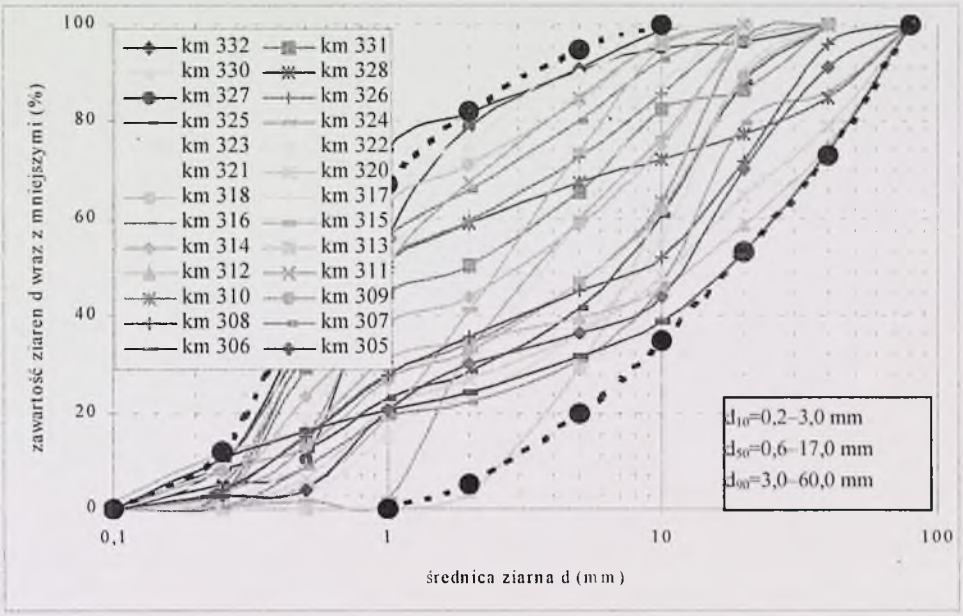
W przekroju pomiarowym Ścinawa obszar punktów przedstawiających zależność $K_s(Q)$ mieści się w podobnej strefie o kształcie „harfy". Największy rozrzut punktów oraz przesunięcie krzywych ma miejsce w strefie stanów wody odpowiadających przepływom rzędu 100–150 m^3/s, gdzie wartości K_s zmieniają się od 25 do 45. Przy przepływach od 200 do 500 m^3/s następuje przegięcie krzywych $K_s(Q)$ w kierunku mniejszych wartości współczynnika K_s, który maleje o 10–30%. Oznacza to wyraźne pogorszenie warunków przepływu. Dla przepływów rzędu 500–800 m^3/s ma miejsce drugie przegięcie obu obwiedni w kierunku większych wartości współczynnika K_s i wówczas rośnie on o 20–50%. Powyżej przepływów 800–900 m^3/s (podobnie jak w przekroju Malczyce) współczynnik K_s zmienia się nieznacznie (K_s = 37–42).

Związek stanów wody i przepływów wyrażony krzywą natężenia przepływu dla środkowej Odry nie ma cech trwałości. Analizując punkty pomiarowe z dłuższego okresu, stwierdzono ich rozrzut. Na odcinku między Brzegiem Dolnym a Ścinawą spowodowany jest on przede wszystkim zmianami wynikającymi z deformacji przekroju poprzecznego (erozja materiału dennego). Przeprowadzona ocena związku $Q = f(h)$ dla przekrojów wodowskazowych w Malczycach i Ścinawie wykazała, że zmiany w korycie właściwym zachodzą najczęściej przy małej wodzie, stąd też mają wpływ na stany niskie. Na stany wysokie zmiany te wpływają nieznacznie.

Pobór próbek rumowiska dennego ze środkowej Odry wykonywano w latach 1957–1998 (Parzonka i in. 1996). Stwierdzono duży rozrzut granulacji uziarnienia (rys. 1). Przeciętna średnica materiału dennego na badanym odcinku d_{50} wynosi 4,3 mm i zmienia się od 0,6 do 17 mm.

Dla badanego odcinka Odry przeprowadzono analizę zmienności parametrów K_s/K_r. Wykazała ona, że:

- dla materiału drobnego o średnicach rzędu 1 mm, przy szerokościach b_w około 40 m współczynnik K_s/K_r przyjmował najniższe wartości rzędu 0,35–0,56 przy wysokich spadkach I = 0,3‰, a najwyższe 0,43–0,69 (lecz dużo mniejsze od 1,0) przy spadkach niższych I = 0,2‰; dla wyrównanego spadku zwierciadła wody 0,24‰ wyrażenie K_s/K_r zmieniało się między 0,39 a 0,63,
- dla gruboziarnistego, żwirowego dna rzeki charakteryzującego się przeciętną wielkością d_{50} = 4,0 mm stwierdzono, że współczynnik K_s/K_r zmieniał się od 0,44 do 0,71 przy spadkach rzędu 0,3‰ oraz od 0,55 do 0,87 przy spadkach 0,2‰; dla spadku wyrównanego I = 0,24‰ parametr ten mieścił się w granicach 0,5–0,8.



RYSUNEK 1. Krzywe składu ziarnowego materiału dennego w Odrze na odcinku km 305 – km 332
FIGURE 1. Size distribution curves of bed material in river Odra on sector km 305 – km 332

Należy zatem stwierdzić, że zmienność wartości parametru K_s/K_r w nieznacznym stopniu zależy od spadku zwierciadła wody. Elementem mającym decydujący wpływ na zmiany K_s/K_r jest wielkość cząstek tworzących dno rzeki. W miarę wzrostu średnicy ziarna wartość współczynnika K_s/K_r zbliża się do jedności, wskutek czego większa część siły poruszającej bierze udział w transporcie materiału rzecznego, zwiększając tym samym intensywność wleczenia. Dla przepływów rzędu 100 m^3/s współczynnik K_s/K_r był równy 0,60; dla Q = 300–500 m^3/s K_s/K_r = 0,40–0,43, a dla Q = 700 m^3/s K_s/K_r = 0,56.

Wyniki pomiaru transportu rumowiska wleczonego w Odrze $g_{pom.}$ porównano z obliczeniami $g_{obl.}$ wykonanymi formułą MPM w postaci klasycznej z 1948 roku (MPM-A) oraz z modyfikacjami według Bartnika (MPM-B) i według Parzonki – Kasperka (MPM-C) (tab. 7).

Intensywność transportu rumowiska obliczona za pomocą wzoru MPM-A i MPM-B jest znacznie wyższa od pomierzonej. Przyczyną tak wysokich różnic jest pominięcie oporów ruchu pochodzących od form dennych, tj. założenie, że K_s/K_r = 1,0. Najbardziej zbliżone wyniki obliczeń transportu rumowiska do pomierzonych uzyskano ze wzoru MPM-C, zawierającego rzeczywiste wartości parametru K_s/K_r < 1,0. Ze względu na dużą zmienność uziarnienia materiału dennego w przekrojach pomiarowych wleczenie w pionach hydrometrycznych przy zbliżonych głębokościach i średnich prędkościach wody różniło się niekiedy znacznie.

TABELA 7. Porównanie obliczonej i pomierzonej intensywności transportu rumowiska wleczonego w środkowej Odrze
TABLE 7. Comparison of calculated and measured bed load transport intensityin Middle Odra

Pion Vertical	Przepływ wody Water discharge [m^3/s]	Głębokość wody Water depth [m]	Prędkość wody Flow velocity [m/s]	$g_{pom.}$ [kg/s,m]	g_{obl} [kg/s,m]		
					MPM-A	MPM-B	MPM-C
I	304	3,80	0,75	0,077	1,2	1,28	0,050
II		4,00	1,10	0,236	1,3	1,2	0,056
III		4,20	1,20	0,323	1,4	1,3	0,063
IV		4,10	1,30	0,122	1,36	1,26	0,059
V		2,90	0,70	0,007	0,84	0,71	0,028
I	705	6,60	1,78	0,020	2,8	2,7	0,175
II		6,20	1,42	0,130	2,57	2,45	0,153
III		4,90	1,50	0,019	1,80	1,68	0,092
IV		4,00	0,83	0,024	1,31	1,21	0,057
I	503	6,60	1,52	0,013	2,8	2,7	0,175
II		6,20	1,32	0,099	2,57	2,45	0,153
III		4,90	1,23	0,096	1,8	1,68	0,092
I	100	2,10	0,60	0,230	0,510	0,420	0,013
II		2,05	0,59	0,056	0,490	0,402	0,012
III		2,20	0,63	0,018	0,550	0,459	0,015

Wnioski

Przeprowadzona ocena warunków transportu rumowiska wleczonego w górnym i środkowym biegu Odry wykazała, że:

- wpływ transportu rumowiska i zmiany form dennych na opory przepływu wody, opisany parametrem K_s/K_r jest znaczący,
- parametr K_s/K_r dla ruchomego dna osiąga wartości znacznie mniejsze od 1,0,
- intensywność transportu rumowiska wleczonego obliczona wzorem Meyera-Petera i Müllera dla $K_s/K_r < 1,0$ jest wielokrotnie mniejsza niż w przypadku, gdy $K_s/K_r = 1,0$,
- wzór Meyera-Petera i Müllera w modyfikacji Parzonki i Kasperka, tj. z rzeczywistymi wartościami parametru K_s/K_r mniejszymi od 1,0, daje zbliżone wyniki intensywności wleczenia do pomierzonych w rzece.

Literatura

BARTNIK W. 1992: Hydraulika potoków i rzek górskich z dnem ruchomym. Początek ruchu rumowiska wleczonego. *Zeszyty Naukowe AR w Krakowie, Inżynieria Środowiska* nr 171.

DĄBKOWSKI L., SKIBIŃSKI J., ŻBIKOWSKI A. 1982: Hydrauliczne podstawy projektów wodno-melioracyjnych. PWRiL, Warszawa.

MICHALIK A. 1990: Badania intensywności transportu rumowiska wleczonego w rzekach karpackich. *Zeszyty Naukowe AR w Krakowie*, Nr 138.

PARZONKA W., MOKWA M., BANASIAK R., GŁOWSKI R., JELONEK L., KASPEREK R. 1996: Ocena zmienności uziarnienia materiału tworzącego dno Środkowej

Odry. XVI Ogólnopolska Szkoła Hydrauliki. IBW PAN, Gdańsk.
PARZONKA W. 2002: Studium rozwoju dna Odry (procesy erozyjne i sedymentacyjne) poniżej ujścia Olzy (km 27.7 – km 33.6).
URBAŃSKI I., WOŁOSZYN J. 1991: Charakterystyka rumowiska dennego Odry od Chałupek do Wrocławia. *Gospodarka Wodna* nr 11.

Summary

Modelling of the bed load transport in river channels with alluvial bed on the example of the Upper and Middle Odra. The paper presents the results of analysis of the bed load transport conditions in the river Odra. Parameter K_s/K_r has been estimated for upper and middle course of the river Odra. Its values are considerably less than 1.0 and can be even equal 0.3. The bed load transport intensity has been calculated by means of the Meyer-Peter and Müller formula (MPM). Parameter K_s/K_r, of this formula, has a great effect on the calculations of the bed load transport. The authors modified the MPM formula using the real values of parameter K_s/K_r for Upper and Middle Odra. The bed load transport intensity calculated according to the new MPM-C formula is comparable with the measured transport intensity in the cross-section Ścinawa.

Authors' addresses:
Włodzimierz Parzonka, Robert Kasperek
Agricultural University of Wrocław
Institute of Environmental Engineering
pl. Grunwaldzki 24
50-363 Wrocław
Poland

Wojciech Bartnik
Agricultural University of Cracow
Department of Water Engineering
al. Mickiewicza 24/28
31-120 Kraków
Poland

Marek KATRYCZ
Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geograficzny
Wroclaw University, Institute of Geography

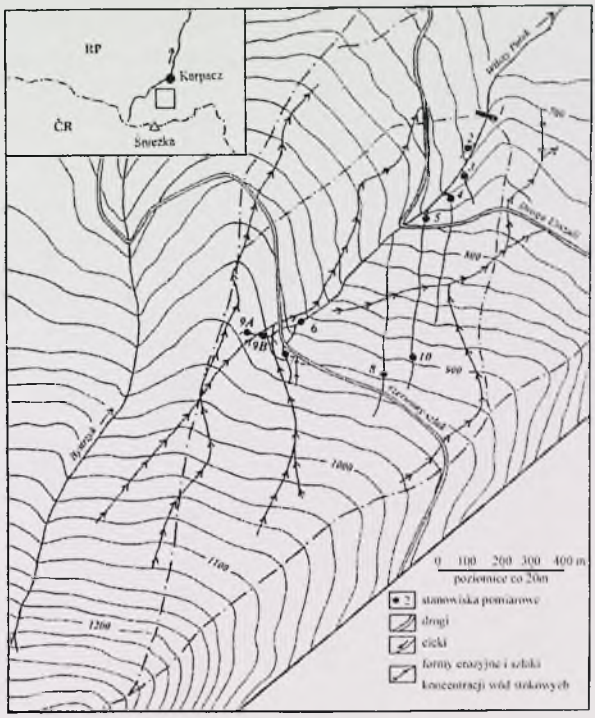
Charakterystyka ilościowa i jakościowa transportu rumowiska w eksperymentalnej zlewni Wilczego Potoku w Karkonoszach w latach 1994–1999
Quantitative characteristic and qualitative transportation of bedload in experimental catchment of Wilczy Potok in Karkonosze Mts. in 1994–1999

Obszar badań

Wilczy Potok jest asymetrycznym ciekiem V rzędu wypływającym ze źródeł szczelinowych na NE stoku Kopy (1377 m n.p.m.) w Karkonoszach Wschodnich, uchodzący do Łomniczki na terenie Karpacza (Wilcza Poręba) jako jej lewy dopływ – najwięcej dopływów otrzymuje z prawej strony w części środkowej. Cieki na terenie jego zlewni są krótkie (najdłuższy dopływ ma około 450 m długości). W 1989 roku wybudowano przelew pomiarowy w celu określenia dynamiki przepływu i transportu rumowiska, następnie siecią obserwacyjną objęto również system dopływów, montując w ich biegu skrzynie do przechwytywania przepływu o pojemności od kilkudziesięciu dm^3 do zwykle 1 m^3 (lokalizację stanowisk o wymuszonej sedymentacji przedstawia rys. 1).

Jest to typowy potok dla terenów Karkonoszy o stosunkowo niewielkich rozmiarach (patrz tab. 1). Tego typu potoków na terenie Karkonoszy jest stosunkowo najwięcej spośród tych, które mają ukształtowane doliny. Zlewnia jest typowa dla Karkonoszy również pod względem budowy geologicznej, ponieważ w całości zbudowana jest z granitu (Mierzejewski 1985). W jej obrębie występują dwie najbardziej rozpowszechnione w masywie Karkonoszy odmiany granitu: równoziarnisty – górna część zlewni, i porfirowaty – środkowa i dolna część zlewni.

W obrębie zlewni można wyróżnić dwie odmienne pod strefy morfologiczne. Strefa dolna (690–940 m n.p.m.) obejmuje właściwą dolinę Wilczego Potoku o V-kształtnym przekroju poprzecznym i zmniejszającej się w kierunku źródeł wysokości względnej zboczy dolinnych, oraz stoki położone, zamykające obniżenie doliny. Utwory powierzchniowe na przeważającym obszarze tej strefy są wykształcone w postaci pokryw gruzowo-blokowych o zróżnicowanej morfologii, a jedynie na stokach o mniejszych nachyleniach



RYSUNEK 1. Zlewnia Wilczego Potoku (stanowiska pomiarowe; cieki; formy erozyjne i szlaki koncentracji wód stokowych)
FIGURE 1. Wilczy Potok catchment (measure points; path; brooks; erosion forms and pathways of slope water concentrations)

TABELA 1. Parametry charakterystyczne zlewni Wilczego Potoku
TABLE 1. Characteristic parameters of Wilczy Potok catchment basin

Cecha zlewni Feature catchment	Wartość Value
Powierzchnia zlewni: całkowita/powyżej przelewu Catchment area: total/above measure section	1,60/0,99 km^2
Długość zlewni Length catchment	3,17 km
Długość cieku: całkowita/powyżej przelewu Length brook: total/above measure section	1350/800 m
Szerokość zlewni: maksymalna/średnia Width: max/average	940/482 m
Wysokość: maks./źródła/przelewu pomiarowego/ujścia (m n.p.m.) Altitude: max/spring/measure section/river confluence (m a.s.l.)	1270/920/700/630
Spadek rzeki: średni/powyżej przelewu/poniżej przelewu River gradient: average/above measure section/below measure section	166/210/90‰
Zalesienie zlewni Catchment forestation	80%
Przepływ: min./śr./ maks. Water discharge: min/average/max	8/37/8600 $dm^3 \cdot s^{-1}$
Opady roczne (1994–1999) Annual rainfall (1994–1999)	1360 mm

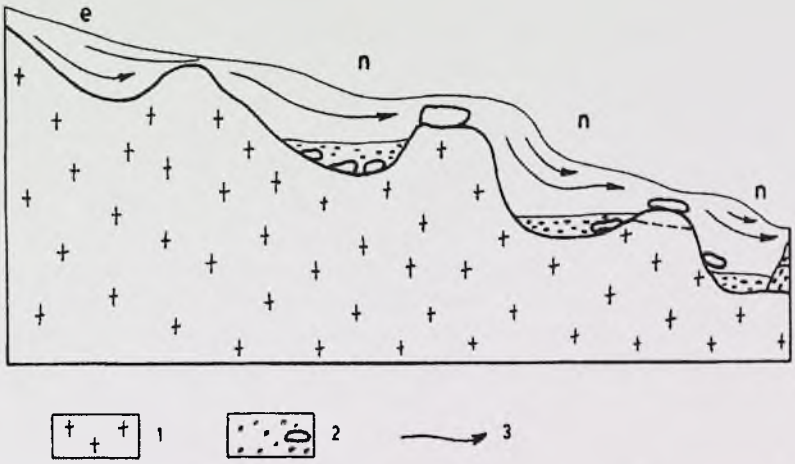
występują pokrywy stokowe gliniaste. W obrębie pokryw gruzowo-blokowych występują niewielkie skałki stokowe o wysokościach dochodzących do 2–3 m. Dno doliny Wilczego Potoku, zwłaszcza w strefie występowania skałek, jest niewyrównane i zasłane dużymi blokami granitowymi o maksymalnych średnicach 2–4 m.

Strefa górna zlewni Wilczego Potoku (powyżej źródeł) obejmuje słabo rozczłonkowany stok, opadający jednostajnie w kierunku NE. Strefę tę charakteryzują nachylenia stoku od 14–18° w części dolnej do ponad 30° w części górnej. W strefie tej występują pokrywy gruzowo-blokowe, przechodzące następnie w pokrywy blokowe, natomiast tylko niewielką powierzchnię zajmują pokrywy gruzowo-piaszczyste, głównie w obrębie spłaszczeń śródstokowych. Mniej więcej 30% powierzchni tej strefy jest obecnie nie zalesiona (wiatrołomy, wiatrowały, halizny), a istniejący drzewostan świerkowy jest częściowo zdegradowany w wyniku klęski ekologicznej. W związku z tym w strefie tej zaobserwowano ślady degradacji pokryw stokowych, zwłaszcza w miejscach, w których prowadzona jest intensywna zrywka drewna. Proces ten, wywołany niewłaściwie prowadzoną gospodarką leśną, prowadzi do powstania rynien erozyjnych o głębokościach dochodzących do 1,5–2 m. Formy te powstają w obrębie duktów leśnych, którymi prowadzona jest zrywka drewna. W niektórych miejscach rozcięcia takie dotarły do podłoża skalnego. Rynny te są w okresach nawalnych opadów deszczu i roztopów wiosennych strefami intensywnego spływu wody, erozji i dostawy materiału.

Mechanizm formowania i transportu rumowiska

Podstawowym źródłem materiału rumowiskowego cieków górskich są pokrywy zwietrzelinowe, w których obrębie odbywa się krążenie wód powierzchniowych. Na obszarze zlewni Wilczego Potoku występują pokrywy zwietrzelinowe granitu przeważnie o charakterze gruzowo-piaszczystym, a w środkowej części stoków gliny gruzowo-pylaste. Zwietrzelina granitu karkonoskiego ma specyficzny charakter w odniesieniu do przeobrażania jej w rumowisko. Ziarnisty charakter skały oraz jej silne zwietrzenie powodują powstanie charakterystycznej „kaszy granitowej" (Czerwiński 1985), a w składzie granulometrycznym rumowiska pojawiają się znaczne ilości ziaren rozmiarami odpowiadających przeciętnej średnicy minerałów skałotwórczych granitu. Ponadto można zauważyć nietrwałość odłamków złożonych z niewielkiej ilości minerałów (głównie frakcja żwirowa – do kilku cm). Powoduje to powstanie pewnej luki wielkościowej w składzie mechanicznym rumowiska korytowego.

Najłatwiej dostępnym materiałem dla strumienia wody płynącej jest materiał zalegający bezpośrednio w korytach. Materiał ten stanowi tę część rumowiska przyniesionego z wyższej części koryta, która nie mogła być dalej transportowana w danych warunkach przepływu i ukształtowania form koryta. Stromo nachylone koryta potoków karkonoskich mają niewyrównany profil podłużny (patrz rys. 2), z licznymi strefami przegłębień i progów założonych na większych głazach oraz stref tranzytowych. Powoduje to powstanie



RYSUNEK 2. Profil podłużny typowego odcinka górskiego potoku o charakterze akumulacyjno-erozyjnym
Objaśnienia: 1 – lita skała, 2 – rumowisko, 3 – linie prądu wody; **e** – strefa erozji, **n** – nisza akumulacyjna.
FIGURE 2. Longitudinal section typical segment of mountain stream with accumulation – erosion profile
Explanation: 1 – cast rock, 2 – rubble, 3 – current line of waters; **e** – zone of erosion, **n** – zone of accumulation.

swoistego mechanizmu frakcjonalnej segregacji materiału rumowiskowego w korytach potoków karkonoskich. Zagłębienia w korytach tworzą specyficzne nisze akumulacyjne o zróżnicowanej wielkości i sprawności względem zatrzymywania rumowiska, frekwencyjnie ograniczając udział danej frakcji. Zależnie od chwilowych warunków przepływu następuje w nich akumulacja grubszych lub drobniejszych cząstek, dopóki ich dno nie zostanie podniesione do poziomu umożliwiającego dalszy transport. Podczas wzrostu przepływów w potokach następuje wzrost prędkości ruchu wody, a więc i jej siły transportowej. Powoduje to porywanie osadzonego rumowiska i przemieszczanie go do niżej położonych nisz. W trakcie trwania wysokich przepływów następuje pełne uruchomienie rumowiska zakumulowanego w niszach oraz może dojść do przemieszczania większych kamieni. Zjawisko to może wpłynąć na przeobrażenie progów zamykających poszczególne nisze. Jednakże progi założone na wielkich głazach cechują się znaczną trwałością i ich transformacja jest zwykle znikoma lub przebiega etapami podczas kolejnych ekstremalnych wezbrań przez ich podmywanie i zsuwanie na nieznaczne odległości. W trakcie fazy opadania wezbrania przemieszczane rumowisko ponownie zapełnia nisze akumulacyjne, tworząc retencję gruboziarnistą dla kolejnego wezbrania, natomiast retencja drobnoziarnista tworzona jest w okresach międzywezbraniowych (Bieroński 1994, Froehlich 1982).

Dodatkowym elementem powodującym wzrost retencji rumowiskowej koryt są zatory organiczno-rumowiskowe, powstające na skutek obalania drzew bezpośrednio do koryta potoku oraz zatrzymywania się gałęzi, pni i liści – jest to charakterystyczna struktura cieku o niezakłóconym przez działalność człowieka przebiegu. To właśnie w ich cieniu dochodzi do akumulacji niesionego przez wodę materiału mineralnego – czasami w znacznych ilościach. Naruszenie stabilności zatorów organicznych zachodzi epizodycznie, nawet w ciekach niewielkich rozmiarów, i bywa uwarunkowane zarówno rozmiarami wezbrania, jak i zaawansowaniem procesów gnilnych, obejmujących podpierający rumowisko materiał organiczny. Zniszczenie zatoru powoduje natychmiastowe uruchomienie zgromadzonego materiału i jest odpowiedzialne za skokowy wzrost transportu rumowiska w okresie niskich i średnich wezbrań. Międzyzatorowe odcinki koryt są na ogół strefą tranzytową rumowiska wleczonego utrwaloną zwykle brukiem kamiennym (Bieroński i Tomaszewski 1979, Bieroński 1994, Dudziak 1978).

Wezbraniowe wylewy pozakorytowe są ważnym czynnikiem kształtującym rozmiary transportu rumowiska – zwłaszcza w potokach stokowych, gdzie zdarzają się relatywnie często. W miejscu ich występowania obserwuje się czasami znaczne ilości rumowiska zdeponowanego poza korytem. Zazwyczaj depozycji podlega najgrubszy materiał spośród frakcji wleczonych, natomiast z powierzchni stoku pobierany jest materiał drobny, transportowany dalej jako wleczony lub zawiesinowy. Zdeponowany na stoku materiał podlega następnie utrwalaniu przez roślinność. Z tej przyczyny materiał ten raczej nie powinien być traktowany jako pozakorytowa forma retencji rumowiska, gdyż raz zrzucony rzadko jest następnie włączany do transportu.

Podczas występowania intensywnych opadów nawalnych lub długotrwałych opadów rozlewnych, w okresie letnim, kształtuje się gwałtowny odpływ powierzchniowy koncentrowany w różnego rodzaju ścieżkach i formach erozyjnych (głównie rynnach erozyjnych zainicjowanych zrywką drzewa – rys. 1). Spływająca woda krąży takim systemem odwadniającym, osiągając tam znaczną prędkość i siłę erozyjną. W takich warunkach następuje antropogeniczne przyspieszenie krążenia wody po stoku, a w konsekwencji pogłębianie i poszerzanie – lokalnie nawet do litej skały wcześniej rozciętych rynien erozyjnych (Parzóch 2001). Transportowany przez wodę ze stref erozji materiał różnofrakcyjny dociera często do sieci stałych cieków, wydatnie zwiększając ogólny transport rumowiska, lub zostaje zdeponowany na stoku u wylotu rynien erozyjnych i drogach. Przebiega to tym łatwiej, że w rozcięciach erozyjnych gromadzi się materiał „przygotowany" w okresie jesienno-wiosennym przez procesy wietrzeniowe i kriogeniczne, a jest tylko epizodycznie sczerpywany przez wody płynące.

Występująca znaczna ilość strumieni stokowych stałych i epizodycznych na obszarze Karkonoszy powoduje zwiększenie prawdopodobieństwa lokalnego oddziaływania antropogenicznego, zwłaszcza związanego z regulowaniem stosunków wodnych na stokach

(np. rowy przydrożne). Większość przepustów pod drogami na terenie zlewni Wilczego Potoku kanalizuje przepływy potoków stokowych. Nie zawsze są one utrzymane w dobrym stanie technicznym, co w okresach wezbrań powoduje spontaniczne przerzuty wody rowami lub wręcz po nawierzchni dróg do koryta sąsiedniego potoku. Rowy przydrożne cechują się niższymi nachyleniami niż koryta strumieni stokowych, dzięki czemu ulegają podczas wezbrań zasypywaniu rumowiskiem. Woda z zasypanych rowów bywa wówczas wyprowadzana bezpośrednio na stok, który miejscami podlega erozji. Przechwycenie części lub całości wody przez kolejny potok stokowy powoduje zazwyczaj wylewy pozakorytowe z towarzyszącymi zjawiskami erozji gleby. Nierzadko dochodzi do przechwytywania wód strumieni stokowych przez rynny erozyjne, w których zachodzi wówczas znaczne wymywanie materiału skalnego, skracanie drogi krążenia wód powierzchniowych, a nawet przerzuty wody do sąsiednich zlewni.

Dodatkowym elementem składowym rumowiska systemu Wilczego Potoku jest materiał organiczny złożony ze świeżych liści i gałązek, jak też silnie shumifikowanych fragmentów roślinnych. Świeży materiał organiczny pochodzi z opadania liści i gałązek drzew wprost do koryt potoków, z nawiewaniem ich do koryt, zwłaszcza w okresie jesiennym, oraz spłukiwania ściółki w okresie ablacyjnym i deszczów nawalnych. Na obszarze zlewni materiał organiczny może być transportowany we wszystkich rodzajach trakcji. Flotacji ulega świeży materiał, jednak szybko przechodzi w skład zawiesin po przepojeniu wodą i jako cięższy od niej transportowany jest w trakcji zawiesinowej lub dennej.

Analiza ilościowa transportowanego rumowiska

Wielkość transportu rumowiska na stanowiskach pomiarowych w zlewni Wilczego Potoku przedstawia tabela 2. Zapora przeciwrumowiskowa, pełniąca jednocześnie funkcję hydrologiczną, reprezentuje wyjście z systemu zlewni (stanowisko nr 1). System zlewni podzielono na dwie części składowe: stokową oraz dna doliny. Do pierwszej grupy zalicza się dopływy Wilczego Potoku jako potoki stokowe (Tomaszewski 1994) nie tworzące obniżeń dolinnych – płytko wcięte w zwietrzeliny koryta lokalnie zmieniające swój bieg podczas wezbrań. Cechują je przepływy do kilku $dm^3 \cdot s^{-1}$, a sporadycznie przekraczają 15 $dm^3 \cdot s^{-1}$. W trakcie badań stwierdzono bardzo zróżnicowane wielkości transportu rumowiska w poszczególnych potokach.

Zebrane dane ujawniają wielokrotną przewagę masy rumowiska transportowanego w korycie dolinnym Wilczego Potoku nad masą rumowiska dostarczanego przez jego dopływy. Ze stoków doliny zostało odprowadzone korytami dopływów w okresie od czerwca 1994 do maja 1999 roku 8,8 tony rumowiska, natomiast na stanowisku nr 1 (zapora) zarejestrowano 42 tony materiału rumowiskowego. Wartości te wskazują na niewielki udział dopływów Wilczego Potoku w bilansie materiału rumowiskowego zlewni oraz na bardzo duże

zróżnicowanie transportu rumowiska głównie wleczonego w obrębie stokowego systemu krążenia wody. Należy podkreślić, że w warunkach naturalnych zalesionych obszarów górskich zjawisko transportu rumowiska rzecznego cechuje się znikomym natężeniem – w tym wypadku dotyczy cieków, na których zlokalizowano stanowiska pomiarowe nr 7, 8, 9A.

Całkowicie odmiennie kształtuje się charakter transportu materiału w ciekach znajdujących w warunkach antropopresji (stanowiska 4 i 5) – sąsiadują z drogą leśną, a obok stanowiska 9B przebiega rynna erozyjna – szlak zrywki drewna, za pomocą których do stałych dopływów docierają znaczne ilości rumowiska. Odbija się to spotęgowanym wzrostem ilości niesionego przez wodę materiału w tych ciekach (por. tab. 2). Na podobne zależności wskazują prace Froehlicha (1975, 1982) i Prochala (1958), a Froehlich i Słupik (1980, 1986) oceniają, że ponad 70% materiału jest odprowadzane ze stoków za pomocą sieci dróg i rozcięć erozyjnych, którymi transportowane jest drewno.

TABELA 2. Transport rumowiska w zlewni Wilczego Potoku [kg] w terminach pomiarowych
TABLE 2. Bedload transport in Wilczy Potok catchment [kg] in measure deadlines

Data pomiaru Date of measure	Stanowiska pomiarowe Measure points										
	1 (org.)	1 (miner.)	2	3	4	5	7	8	9A	9B	10
09.01.94	×	×	41,8	0,1	87,4	32,3	×	×	×	×	×
26.03.94	101	2 234	14,7	9,5	29,5	46,6	2,1	×	0,8	433,2	7,6
29.6.94	×	×	5,2	1,6	5,0	8,9	×	0,5	2,0	195,4	×
26.7.94	×	×	6,4	1,4	50,5	7,9	×	×	1,3	24,9	×
23.8.94	230	540	4,5	1,2	1,8	5,7	×	×	1,6	19,9	×
21.9.94	50	12 580	30,1	0,2	84,7	735,9	×	×	5,6	45,6	10,6
23.10.94	×	×	1,9	0,0	1,3	0,0	×	×	0,6	9,3	×
25.11.94	×	×	0,0	0,9	0,0	0,0	16,9	×	1,0	3,1	×
28.1.95	×	×	3,9	0,8	3,0	10,1	×	×	1,5	40,9	1,8
27.2.95	×	×	3,2	0,0	2,3	22,2	1,4	×	0,8	6,7	0,3
26.3.95	×	×	0,0	0,2	0,0	0,5	0,0	×	0,5	7,7	0,4
30.4.95	840	2 110	0,7	1,2	0,5	90,3	1,6	×	4,0	349,9	3,9
16.12.95	423	2 459	28,3	1,0	45,5	338,4	0,0	×	0,0	779,6	0,0
9.3.96	×	×	2,0	×	×	×	×	×	2,6	178,6	17,2
9.6.96	676	3 431	21,8	3,6	5,0	195,5	4,8	×	×	568,4	10,7
14.9.96	338	1 732	11,7	1,6	9,3	59,6	0,0	×	×	324,8	2,4
8.4.97	389	439	4,0	4,8	14,5	20,6	0,0	1,4	0,9	460,2	5,5
27.7.97	135	14 845	32,4	0,6	343,0	721,7	324,8	1,2	23,4	872,2	12,1
19.10.97	×	×	0,0	1,2	4,2	2,8	4,2	1,6	0,0	4,2	0,9
29.3.98	×	×	2,6	3,8	8,1	12,5	6,5	3,4	16,0	34,3	9,5
13.6.98	×	×	0,8	3,6	4,0	3,0	×	2,0	×	3,0	0,8
10.10.98	×	×	3,0	2,6	5,1	11,7	6,7	2,4	4,4	15,6	2,4
7.2.99	×	×	10,3	1,0	9,9	119,0	×	1,6	×	107,1	5,1
16.5.99	609	1643	2,0	2,0	1,8	2,4	4,0	3,8	6,1	335,3	2,0
Suma [kg] Total	3 791	42 013	231	43	716	2 447	373	18	73	4 820	93

W związku z obserwowaną niewielką retencją rumowiska w korytach badanej zlewni oraz z jej szybką odnawialnością (znaczne rozmiary transportu materiału po następujących po sobie wezbraniach) można sądzić, że intensywne opady i ablacja kształtują bardzo szybki transport rumowiska w korytach. Prawdopodobnie nawet przez całą długość zlewni lub dużymi skokami – szczególnie w odniesieniu do frakcji piaszczystej, dominującej w transportowanym materiale. Pomimo wystąpienia ekstremalnego wezbrania (wrzesień 1994) nie pojawiły się znaczniejszych rozmiarów formy erozyjne w korycie Wilczego Potoku ani na jego stale funkcjonujących dopływach – tylko istniejące rozcięcia erozyjne uległy odnowieniu i powiększeniu, szczególnie w ciekach okresowych i epizodycznych. Dopiero po powodzi w lipcu 1997 roku przemodelowaniu uległo lokalnie koryto główne w dolnej i środkowej części potoku (przesunięcie niektórych progów skalnych), a w transportowanym materiale zaznaczyła się pewna ilość grubych żwirów. Koryta cieków epizodycznych zostały miejscami poszerzone i pogłębione do litej skały. Wskazuje na to, że potoki stale są przygotowane na tak duże wezbrania mimo wylewów szybko spływającej wody. Stąd wniosek o stabilnej równowadze dynamicznej profilów podłużnych górskich koryt, utrwalonych grubofrakcyjnym brukiem erozyjnym.

Na podstawie przeprowadzonych obserwacji ilościowych określić można średnio 4-krotną przewagę w transporcie rumowiska przez dno doliny nad transportem potoków stokowych (por. tab. 3). Jedynie podczas wezbrań po gwałtownych opadach nawalnych (we wrześniu 1994 roku spadło 97 mm deszczu w ciągu kilku godzin) przewaga ta jest trzynastokrotna.

W okresach niskich i średnich wezbrań odnotowano na stanowisku nr 1 (zapora) depozycję znaczniejszych ilości materiału organicznego, głównie liści i gałęzi oraz shumifikowanego materiału organicznego. Wagowy udział tego materiału wynosił w tym czasie do 40% ogólnej masy. W okresie dużych wezbrań materiał taki deponowany był w śladowej ilości, najprawdopodobniej był transportowany w zawiesinie, a nawet częściowo flotacyjnie.

TABELA 3. Zestawienie transportu rumowiska w potoku dolinnym i potokach stokowych
TABLE 3. Comparison of bedload transport in valley stream and slope streams

Data pomiaru Date of measure	Potok dolinny [kg] Main stream [kg]	Dopływy [kg] Subsidiaries [kg]	Proporcja Ratio
13.02.94	2 234,0	705,6	3,2
23.8.94	540,0	345,7	1,6
21.9.94	**12 580,0**	**912,7**	**13,8**
30.4.95	2 110,0	595,3	3,5
16.12.95	2 459,0	1 775,0	1,4
9.6.96	3 431,0	1 010,2	3,4
14.9.96	1 732,0	409,4	4,2
8.4.97	439,0	511,9	0,9
27.7.97	**14 845,0**	**2 331,4**	**6,4**
16.5.99	1 643,0	800,3	2,1
		Średnio Average	4,0

Duże znaczenie dla formowania sieci koryt stokowych bądź ich migracji ma roślinność utrwalająca powierzchnię stoku. Powierzchnie wylesione w górnej części zlewni wykazują większą podatność na działanie procesów erozyjnych, potęgowanych często działalnością człowieka (ryzy zrywkowe). Zebrany materiał obserwacyjny nie wskazuje na znaczny wpływ wysokości n.p.m. i nachylenia stoków oraz cieków na wielkość transportu rumowiska ze względu na istnienie naturalnych pułapek rumowiskowych, w których jest ono przechwytywane (Katrycz 1998).

Odnotowano znaczną przewagę transportu w okresie letnim w stosunku do okresów zimowych i jest oczywiste, że to właśnie letnie opady powodują największe odprowadzanie materiału ze zlewni, pomimo że występują stosunkowo rzadko, to jednak powodują wyniesienie 65% ogółu rumowiska. Wyraźnie zaznaczył się również udział niektórych potoków stokowych w masie transportowanego rumowiska, np. na stanowiskach nr 5 oraz 9B (tu zostało zdeponowane ponad 50% materiału niesionego przez dopływy).

W związku z tym, że stanowiska pomiarowe nie w pełni wychwytują niesione przez wodę rumowisko (trakcja zawiesinowa), dokonano porównania składu mechanicznego zwietrzeliny stokowej z materiałem zdeponowanym w pułapkach (tab. 4). I tak otrzymano, że frakcje poniżej 1 mm są najprawdopodobniej wynoszone poza przekrój pomiarowy, a grubsze od 2 mm jako cięższe są gubione na swej drodze transportu. Zatem do zmierzonej podczas pomiarów masy rumowiska powinno się dodać masę ziaren o rozmiarach < 1,0 mm – w ten sposób osiągnąć można urealnioną wartość transportu fluwialnego w Wilczym Potoku.

W badanym okresie (1994/1999) nastąpiło wyniesienie 50,8 tony materiału, a po skompensowaniu strat na transport zawiesiny – 76,3 tony. Przeliczenie zarejestrowanego materiału na stanowiskach pomiarowych na powierzchnię zlewni daje tempo denudacji mechanicznej 0,0061 mm litej skały w ciągu roku. Badania prowadzone w zlewni Wilczego Potoku we wcześniejszych latach (Bieroński i in. 1992) wykazały o ponad rząd mniejszą wartość wskaźnika denudacji mechanicznej – 0,000244 mm/rok. Tak znaczny wzrost wskaźnika wskazuje z jednej strony na wzrost wilgotności bieżącej dekady – średni opad dla Karpacza z lat 1931–1960 wynosił 1138 mm (Kwiatkowski i Hołdys 1985) oraz wzrost antropogenizacji środowiska górskiego Karkonoszy – eksploatacja zasobów leśnych i wzrost masowej turystyki.

Pomimo niedoskonałości przytoczonego wskaźnika, odniesienie do całkowitej powierzchni nie nachylonej zlewni – zamiast do aktywnych stref degradacyjnych, jest on jednak dość często w literaturze używany w celach porówczych. I tak znacznie wyższe od podawanych tutaj wartości otrzymano dla znajdującej się w niedużej odległości zapory przeciwrumowiskowej w Karpaczu na Łomnicy – 0,46 mm/rok (Traczyk 1991), a dla zlewni zbiornika pilchowickiego 0,016 mm/rok (Jahn 1968). Przedstawione dane są więc świadectwem, że degradacja zlewni Wilczego Potoku nie zaszła jeszcze tak daleko, jak ma to miejsce w innych zlewniach karkonoskich, a intensywne wysiłki Karkonoskiego Parku Narodowego – związane z zabudową sieci rozcięć erozyjnych po pracach leśnych – doprowadzą do renaturalizacji systemu cieków stokowych.

TABELA 4. Porównanie ilości zwietrzelin koniecznych do uformowania poszczególnych frakcji rumowiskowych zdeponowanych na stanowiskach pomiarowych (06.1994–05.1999)
TABLE 4. Comparison of quantity of necessary wastes to formation of individual bedload deposited fraction on measure positions (06.1994–05.1999)

Phi	Frakcje [mm] Fractions [mm]	Skład zwietrzeliny [%] Composition of waste [%]	Depozycja materiału [kg] Depositing material [kg]	Potrzebna ilość zwietrzeliny [kg] Necessary amount of waste [kg]	Niedobór zwietrzeliny [kg] Deficit of waste [kg]	Niedobór zwietrzeliny [%] Deficit of waste [%]
4	< 0,125	17,2	764,8	15 245,5	**14 480,7**	35,5
3	0,25–0,125	6,8	1 491,2	6 027,3	4 536,1	11,1
2	0,5–0,25	8,5	4 082,2	7 534,1	3 451,9	8,5
1	1–0,5	12,2	7 819,7	10 813,7	2 994,0	7,3
0	2–1	11,6	10 281,8	10 281,8	0,0	0,0
–1	4–2	10,6	8 865,9	9 395,5	529,6	1,3
–2	8–4	4,9	3 308,1	4 343,2	1 035,1	2,5
–3	16–8	7,9	3 307,2	7 002,3	3 695,1	9,1
–4	32–16	8,5	4 642,5	7 534,1	2 891,6	7,1
–5	> 32	11,8	3 312,1	10 459,1	7 147,1	17,5
	Suma Total	100,0	47 875,5	88 636,6	40 761,1	100,0

Literatura

BIEROŃSKI J. 1994, Warunki formowania i transportu rumowiska wleczonego w zlewniach karkonoskich. [W:] J. Tomaszewski (red.). Problemy Hydrologii Regionalnej. Materiały Ogólnopolskiej Konferencji Hydrograficznej. Karpacz, 26–28 września 1994, Wrocław. 168–175.

BIEROŃSKI J., CHMAL H., CZERWIŃSKI J., KLEMENTOWSKI J., TRACZYK A. 1992: *Współczesna denudacja w górskich* potokach zlewni Karkonoszy. [W:] A. Kotarba (red.). System denudacyjny Polski. *Pr. Geogr. IG i PZ PAN* 155, 151–169.

BIEROŃSKI J., TOMASZEWSKI J. 1979: Procesy korytowe w dolinie Białego Strumienia. (Grzbiet Lasocki – Sudety Zachodnie). *Probl. Zagosp. Ziem Górskich* 20, 163–184.

CZERWIŃSKI J. 1985: Główne rysy rzeźby i rozwój geomorfologiczny. [W:] A. Jahn (red.). Karkonosze Polskie. Wydaw. Ossolineum, Wrocław. 53–76.

DUDZIAK J. 1978: Warunki transportu rumowiska wleczonego w potoku górskim. *Gosp. Wodn.* nr 11, s. 332–333.

FROEHLICH W. 1975: Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nawojowskiej. *Prace Geogr. IGiPZ PAN* 114, s. 112.

FROEHLICH W. 1982: Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej. *IGiPZ PAN, Pr. Geogr.* 143, s. 1–144.

FROEHLICH W., SŁUPIK J. 1980: Drogi polne jako źródła dostawy wody i zwietrzelin do koryta cieku. *Zesz. Prob. Postępu Nauk Roln.* 235, s. 257–268.

FROEHLICH W., SŁUPIK J. 1986: Rola dróg w kształtowaniu spływu i erozji w karpackich zlewniach fliszowych. *Przegl. Geogr.* 58, z. 1–2, s. 67–87.

JAHN A. 1968: Geomorfologiczne wnioski z obserwacji dna jeziora zaporowego. *Czas. Geogr*, 39, 2, 117–123.

KATRYCZ M. 1998: Transport rumowiska wleczonego w zlewni Wilczego Potoku – Karkonosze Wschodnie. Acta Univ. Wratisl. No 2061, *Prace Instytutu Geograficznego*, seria A, *Geografia Fizyczna*, tom 9, s. 37–58.

KOSTRZEWSKI A. 1975: Granulometria zwietrzelin granitowych obszarów górskich Europy. UAM w Poznaniu, seria *Geogr.* nr 9.

KWIATKOWSKI J., HOŁDYS T. 1985: Klimat. [W:] A. Jahn (red.). Karkonosze Polskie. Wydaw. Ossolineum, Wrocław. 87–116.

MIERZEJEWSKI M.P. 1985: Geologia granitowej części Karkonoszy. [W:] A. Jahn (red.). Karkonosze Polskie. Wydaw. Ossolineum, Wrocław, s. 17–41.
PARZÓCH K. 2001: Erozja rynnowa na stokach wylesionych w Karkonoszach. Przyroda Sudetów Zachodnich, t. 4, s. 171–180.
PROCHAL P. 1958: Badania sieci hydrograficznej oraz stanu zlewni potoku Biała Woda w Jaworkach. *Rocz. Nauk Roln.* 72, s. 1273–1279.
TOMASZEWSKI J.T. 1994: Rodzaje cieków górskich. [W:] J. Tomaszewski (red.). Problemy Hydrologii Regionalnej. Materiały Ogólnopolskiej Konferencji Hydrograficznej. Karpacz, 26–28 września 1994. Wrocław, 104–110.
TRACZYK A. 1991: Osady zbiornika przeciwrumowiskowego w Karpaczu i ich znaczenie dla oceny degradacji stoków w zlewni Łomnicy. *Czas. Geogr.* t. LXII, z. 1–2, 77–84.

Summary

Quantitative characteristic and qualitative transportation of bedload in experimental catchment of Wilczy Potok in Karkonosze Mts. in 1994–1999. In 1989 a measuring overflow was built on a small water-course in the East Karkonosze Mountains in order to determine the dynamics of flow and bedload transport. The data collected in a 0.99 square kilometers basin reveal that the bedload mass in valley river-beds is considerably bigger than in slope streams. It has been shown that the bedload transport process is different for the naturally afforested areas and in conditions of anthropopressure, in which the material transport increases drastically. The observed minor retention of bedload in river-beds and its fast renewal indicate that big precipitation and ablation stimulate quick bedload transport and renewal of its resources during the settling of the flood wave. Since the measurements commenced, an upward trend of bedload transport has been noticed, which results from the increasing influx of water into the basin as well as from the progressing anthropogenisation of the whole area. It has been noted that the main bedload mass is carried out of the basin during intensive summer rainfall, when floods are the biggest although they take place rarely: once in a few years. In all, the flowing water has carried from the basin area over 50 tons of river bedload, there of 8.8 tons by the slope stream system.

Author's address:
Marek Katrycz
Wrocław University
Institute of Geography
pl. Uniwersytecki 1
50-137 Wrocław
Poland

Michał WIERZBICKI, Joanna WICHER
Akademia Rolnicza w Poznaniu, Katedra Budownictwa Wodnego
Agricultural University of Poznań Department of Hydraulic Engineering

Wpływ erozji poniżej zbiornika Jeziorsko na zmiany zachodzące w korycie rzeki Warty
The influence of the erosion process below the Jeziorsko reservoir on changes in Warta River bed

Wstęp

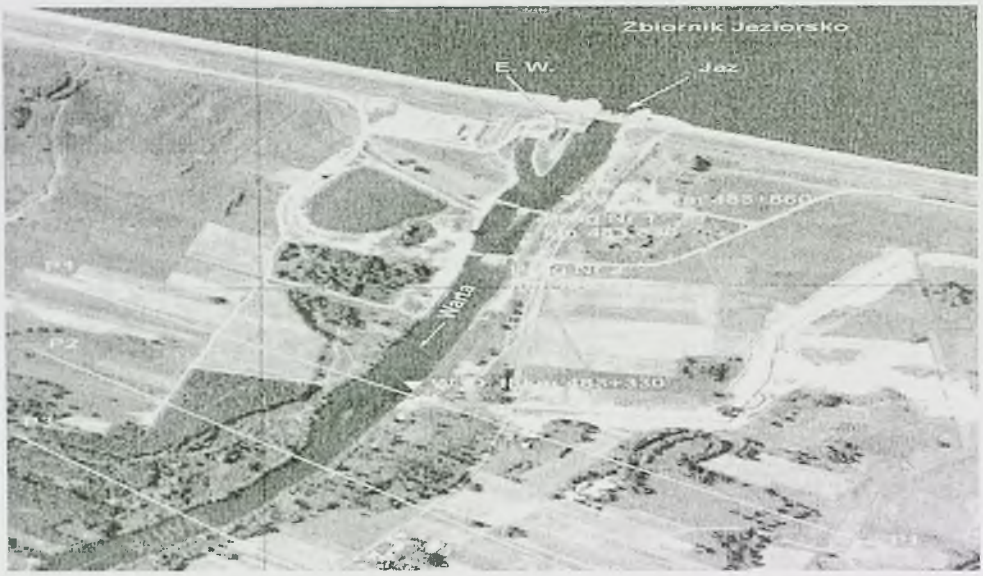
Przegrodzenie cieku budowlą piętrzącą ma ogromny wpływ na kształtowanie się koryta tego cieku, zarówno powyżej, jak i poniżej, tej budowli.

Bezpośrednio poniżej budowli występuje wybój miejscowy, który jest wynikiem działania zmiennego w czasie ruchu wody i rumowiska. Ważnym zjawiskiem związanym z postawieniem budowli piętrzącej, występującym poniżej, jest przyspieszona erozja. Ma ona charakter trwały i w miarę upływu czasu obejmuje swoim zasięgiem coraz dłuższy odcinek rzeki, która po latach eksploatacji może osiągnąć dziesiątki kilometrów. Z erozją tą wiąże się wiele zmian zachodzących w korycie, a jedną z nich jest zmienna granulacji rumowiska dennego. Efektem przyspieszonej erozji jest początkowo dość szybkie, następnie wolniejsze, lecz ciągle zwiększające obniżanie się dna rzeki i związane z tym obniżanie się poziomu zwierciadła wody, zmniejszanie się spadku podłużnego rzeki, a także zmiany w uziarnieniu rumowiska (Lenar-Matyas 2001).

Przedmiotem niniejszego referatu jest przybliżenie procesu erozji poniżej zbiornika wodnego Jeziorsko na rzece Warcie na tle budowy geologicznej, jego skutków w postaci zmian uziarnienia rumowiska dennego, zmian poziomów dna i zwierciadła wody w korycie rzeki w kolejnych przekrojach i latach (rys. 1).

Zarys warunków geologicznych

Cechą charakterystyczną jest położenie zbiornika Jeziorsko na krzyżujących się systemach dolinnych: współczesnej doliny Warty ze starszą vistulańską pradoliną Warty, zaznaczoną biegiem rzek Pichny i Teleszyny. W podłożu i w krawędziach dolin występują w wielu miejscach utwory górnej kredy (rys. 2). Powierzchnia górnej kredy w północnej części zbiornika – od zapory czołowej do zapór bocznych –

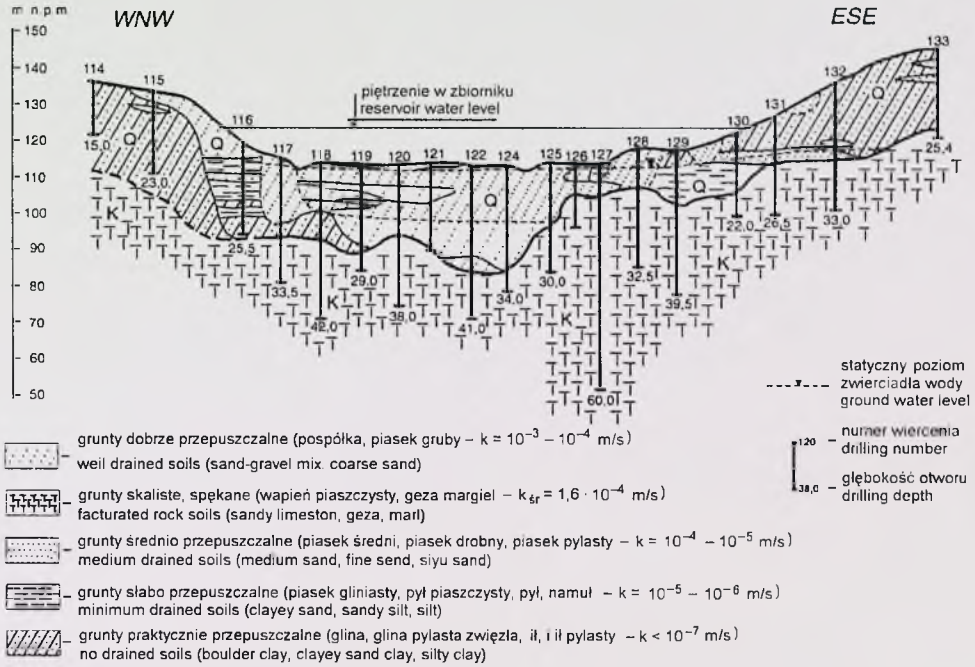


RYSUNEK 1. Koryto rzeki Warty poniżej zbiornika Jeziorsko
FIGURE 1. Warta River bed below the Jeziorsko reservoir dam

jest bardzo zróżnicowana, a wyniosłości tej powierzchni, zbudowane ze skał silnie spękanych (szczeliny tektoniczne, wietrzeniowe), stanowią bardzo aktywne strefy przekazywania ciśnień piezometrycznych. Formy te towarzyszą podstawowym budowlom zbiornika: zapora czołowa i zapory boczne (Przybyłek 1996).

Cechy budowy geologicznej wpływają na skomplikowane warunki hydrogeologiczne rejonu zbiornika Jeziorsko (rys. 2). W utworach czwartorzędowych występuje jedna podstawowa warstwa wodonośna związana z utworami aluwialnymi, tworząca rozległy porowy zbiornik wód podziemnych na bazie skrzyżowanych systemów dolinnych. Pod względem litologicznym aluwia składają się z takich osadów, jak: piaski drobnoziarniste, średnioziarniste, żwiry i pospółki. Warstwa ta pozostaje w wielu miejscach w bezpośredniej łączności hydraulicznej z poziomem górnokredowym. Utwory piaszczyste różnią się między sobą stopniem przewodzenia wody. W rejonie zapory czołowej otrzymano z pompowań średnią wartość współczynnika filtracji kompleksu aluwialnego $k_{śr} = 4{,}68 \cdot 10^{-4}$ m/s (Przybyłek 1996).

Pozycje występowania utworów wodonośnych w dolinach rzek Pichny i Teleszyny należy rozpatrywać w kontekście istnienia starszej od współczesnej doliny Warty formy dolinnej, której przebieg na osi NW-SE pokrywa się z biegiem dyslokacji tektonicznych w utworach kredowych. Na skutek głębokiego rozcięcia erozyjnego powstało w rejonie Księża Wólka – Kraczyki okno hydrogeologiczne do poziomu wodonośnego w utworach górnej kredy.



RYSUNEK 2. Przekrój geologiczno-inżynierski wzdłuż osi zapory czołowej (Przybyłek 1996)
FIGURE 2. Geological section along the dam (Przybyłek 1996)

Rumowisko denne poniżej zapory czołowej

Na podstawie pomiarów terenowych wykonanych w latach 1995–2001 określono wartości średnic rumowiska dennego dla wybranych przekrojów poprzecznych. Wyniki analizy granulometrycznych dla wybranych przekrojów w ww. latach zestawiono w tabelach od 1 do 4.

TABELA 1. Wartości średnic rumowiska dennego w osi koryta Warty, 1995 rok
TABLE 1. Grain-size in Warta River bed, 1995

Nr przekroju Cross section number	Kilometry	Wartości średnic [mm] Grain-size [mm]				
		D_{10}	D_{35}	D_{50}	D_{90}	D_{95}
Koniec niecki wypadowej poniżej jazu km 484+000 End of the stilling basin 484+000						
•	483+608	0,27	0,48	0,60	1,90	2,50
•	483+514	0,34	0,56	0,68	0,96	1,50
*P*1	483+390	0,40	0,95	1,30	9,20	12,50
*P*2	483+220	0,26	0,31	0,38	1,10	3,00
•	483+150	0,28	0,50	0,62	0,94	1,00
*P*3	483+012	0,40	0,65	0,80	2,70	3,30

TABELA 2. Wartości średnic rumowiska dennego w osi koryta Warty, 1997 rok
TABLE 2. Grain-size in Warta River bed, 1997

Nr przekroju Cross section number	Kilometry	Wartości średnic [mm] Grain-size [mm]				
		D_{10}	D_{35}	D_{50}	D_{90}	D_{95}
Koniec niecki wypadowej poniżej jazu km 484+000 End of the stilling basin 484+000						
•	483+608	–	–	–	–	–
•	483+514	0,25	0,40	0,49	3,00	8,00
*P*1	483+390	0,25	0,44	1,70	7,00	10,00
*P*2	483+220	0,28	0,45	0,56	1,20	2,00
•	483+150	0,33	0,52	0,56	0,86	1,00
*P*3	483+012	0,30	0,56	0,80	6,80	10,00

TABELA 3. Wartości średnic rumowiska dennego w osi koryta Warty, 1998 rok
TABLE 3. Grain-size in Warta River bed, 1998

Nr przekroju Cross section number	Kilometry	Wartości średnic [mm] Grain-size [mm]				
		D_{10}	D_{35}	D_{50}	D_{90}	D_{95}
Koniec niecki wypadowej poniżej jazu km 484+000 End of the stilling basin 484+000						
•	483+608	0,18	0,28	0,33	0,52	0,80
•	483+514	0,26	0,38	0,52	9,20	16,00
*P*1	483+390	0,25	0,50	0,95	23,00	40,00
*P*2	483+220	0,33	0,52	0,67	9,00	20,00
•	483+150	0,26	0,28	0,32	0,70	0,90
*P*3	483+012	0,27	0,35	0,43	0,88	2,00

TABELA 4. Wartości średnic rumowiska dennego w osi koryta Warty, 2001rok
TABLE 4. Grain-size in Warta River bed, 2001

Nr przekroju Cross section number	Kilometry	Wartości średnic [mm] Grain-size [mm]				
		D_{10}	D_{35}	D_{50}	D_{90}	D_{95}
Koniec niecki wypadowej poniżej jazu km 484+000 End of the stilling basin 484+000						
•	483+608	0,29	0,50	0,65	3,00	5,50
•	483+514	0,29	0,60	3,20	18,00	26,00
*P*1	483+390	0,25	0,38	5,60	29,00	32,00
*P*2	483+220	0,30	0,58	0,90	14,20	19,00
•	483+150	0,27	0,31	0,43	6,90	14,00
*P*3	483+012	0,24	0,37	0,95	12,00	14,50

Na podstawie przedstawionych wyników uwidacznia się zmienność średnic charakterystycznych w ww. przekrojach.

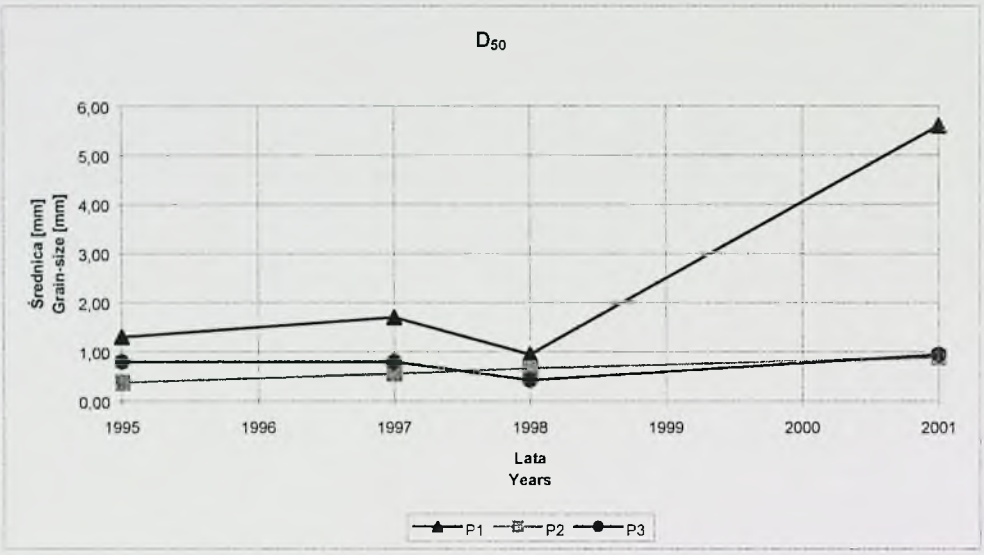
Zmienność średnic charakterystycznych D_{50} została przedstawiona w tabeli 5, a D_{90} – w tabeli 6. Na podstawie zestawionych wyników można zaobserwować wzrost średnic charakterystycznych w czasie dla odpowiednich przekrojów. Dla przekroju *P*1 (km 483+390) średnica D_{50} w 1995 roku wynosiła 1,30 mm, w 2001 roku – 5,60 mm, a średnica D_{90} wzrosła z 12,50 w 1995 roku do 29,00 mm w 2001 roku. Dla przekroju *P*2 (km 483+220) średnica D_{50} w 1995 roku wynosiła 0,38 mm, w 2001 roku – 0,90 mm, a średnica D_{90} wzrosła z 1,10 mm w 1995 roku do 14,20 mm w 2001 roku. Dla przekroju *P*3 (km 483+012) średnica D_{50} w 1995 roku wynosiła 0,80 mm, w 2001 roku – 0,95 mm, a średnica D_{90} wzrosła z 2,70 mm w 1995 roku do 12,00 mm w 2001 roku. Zmiany średnic charakterystycznych D_{50} i D_{90} dla przekrojów *P*1 (km 483+390), *P*2 (km 483+220), *P*3 (km 483+012) w kolejnych latach przedstawiono na rysunkach 3 i 4.

TABELA 5. Zmienność średnicy D_{50} w kolejnych latach w przekrojach
TABLE 5. Mutability of grain-*size* D_{50} in years and sections

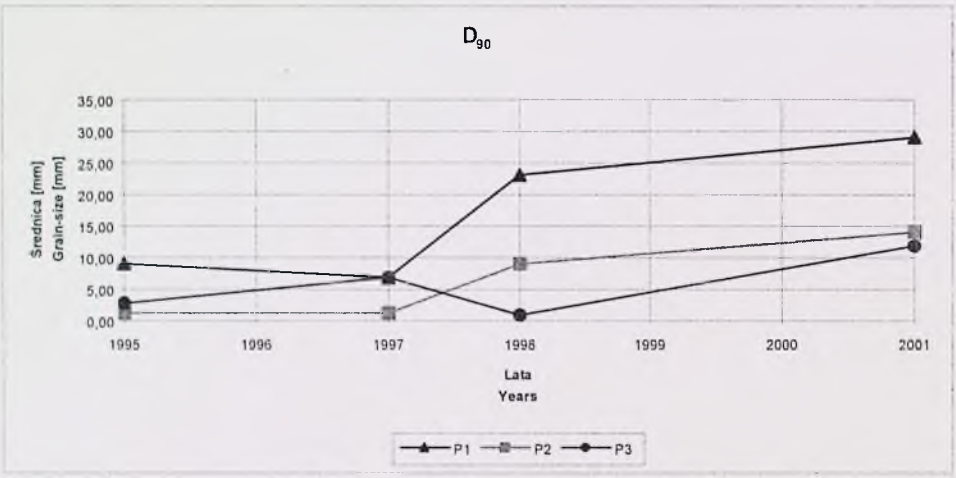
Nr przekroju Cross section number	Kilometry	Wartości średnie [mm] Grain-size [mm]			
		1995	1997	1998	2001
Koniec niecki wypadowej poniżej jazu km 484+000 End of the stilling basin 484+000					
•	483+608	0,60	–	0,33	0,65
•	483+514	0,68	0,49	0,52	3,20
*P*1	483+390	1,30	1,70	0,95	5,60
*P*2	483+220	0,38	0,56	0,67	0,90
•	483+150	0,62	0,56	0,32	0,43
*P*3	483+012	0,80	0,80	0,43	0,95

TABELA 6. Zmienność średnicy D_{90} w kolejnych latach w przekrojach
TABLE 6. Mutability of grain-size D_{90} in years and sections

Nr przekroju Cross section number	Kilometry	Wartości średnie [mm] Grain-size [mm]			
		1995	1997	1998	2001
Koniec niecki wypadowej poniżej jazu km 484+000 End of the stilling basin 484+000					
•	483+608	1,90	–	0,52	3,00
•	483+514	1,50	3,00	9,20	18,00
*P*1	483+390	12,50	7,00	23,00	29,00
*P*2	483+220	1,10	1,20	9,00	14,20
•	483+150	0,94	0,86	0,70	6,90
*P*3	483+012	2,70	0,80	0,88	12,00



RYSUNEK 3. Zmienność średnicy D_{50} w przekrojach *P*1 (km 483+390), *P*2 (km 483+220), *P*3 (km 483+012) w latach 1995–2001
FIGURE 3. Mutability of grain-size D_{50} in sections *P*1 (km 483+390), *P*2 (km 483+220), *P*3 (km 483+012) in 1995–2001



RYSUNEK 4. Zmienność średnicy D_{90} w przekrojach *P*1 (km 483+390), *P*2 (km 483+220), *P*3 (km 483+012) w latach 1995–2001
FIGURE 4. Mutability of grain-size D_{90} in sections *P*1 (km 483+390), *P*2 (km 483+220), *P*3 (km 483+012) in 1995–2001

Analiza przedstawionych wyników wskazuje, że na badanym odcinku (km 483+608 do km 483+012) występuje zmienny, lecz systematyczny wzrost wartości średnic rumowiska dennego w korycie Warty wynikający z postępującego procesu erozji. Postępująca erozja poniżej zapory jest decydującym czynnikiem wpływającym na zmiany rumowiska w korycie Warty na omawianym odcinku. Wody wypływające ze zbiornika usuwają drobniejszy materiał, powodując wzrost średnic charakterystycznych w przekrojach (rys. 3 i 4). Zmiany średnic rumowiska dennego świadczą o postępującym procesie erozji w czasie (kolejne lata; tab. 5 i 6, rys. 3 i 4) i w przestrzeni (kolejne przekroje; tab. 1–4).

Lokalne zmiany (zmniejszenie) średnic rumowiska dennego w latach 1997–1998 jest spowodowane zwiększonymi przepływami w korycie Warty podczas wezbrań w lipcu 1997 roku. Duże prędkości przepływu mogły spowodować zerwanie obrukowania dna, odsłaniając materiał drobniejszy, jak również uruchomiły rumowisko z wyrwy na prawym brzegu w rejonie progu nr 1 w km 483+830. Dopływ tego materiału mógł spowodować czasowe „uzupełnienie" rumowiska dennego o frakcje drobniejsze. W dalszych latach proces erozji dennej pociągnął za sobą usunięcie materiału drobniejszego i ponowny wzrost średnic rumowiska dennego.

Zmiany poziomów dna i zwierciadła wody poniżej zbiornika

Od 1987 roku prowadzone są pomiary geodezyjne układu zwierciadła wody i przekrojów poprzecznych poniżej zapory czołowej zbiornika. Oceny skutków procesu erozji wykonywane są na podstawie pomiarów zwierciadła wody w profilu podłużnym oraz na podstawie sondowań i pomiarów w ustabilizowanych przekrojach poprzecznych.

Wyniki pomiarów dna rzeki Warty, wykonane w latach 1989–2002, zestawiono w tabeli 7.

TABELA 7. Rzędne uśrednionego poziomu dna koryta rzeki Warty na odcinku od progu nr 2 do wodowskazu w Uniejowie z lat 1989–2002

TABLE 7. Averaging bottom level of the Warta River reach between the sill No 2 and staff-gauge Uniejów in the years 1989–2002

Kilometry	Rzędne dna w m nad Kr. według pomiarów z dnia: Bottom levels [m over Kr.] in:			
	27.06.1989 r.	03.06.1995 r.	12.09.1997 r.	21.09.2001 r.
483+608	107,70	107,63	107,06	106,79
483+514	108,42	108,01	107,53	107,27
483+390	108,38	108,15	108,34	107,84
483+220	108,33	–	108,40	107,60
483+012	108,10	107,64	107,47	106,79
482+606	108,98	107,30	107,42	106,80
428+136	108,09	107,69	107,48	106,84
481+314	107,90	–	106,95	106,40

cd. tabeli 7

Kilometry	Rzędne dna w m nad Kr. według pomiarów z dnia: Bottom levels [m over Kr.] in:			
	27.06.1989 r.	03.06.1995 r.	12.09.1997 r.	21.09.2001 r.
480+080	107,71	–	107,05	106,81
479+400	107,30	–	105,55	105,19
478+630	106,92	–	106,19	105,94
474+530	105,37	–	105,08	105,08
470+140	103,61	–	103,37	103,52
467+170	102,42	–	102,37	102,46
465+850 (466,000)	101,89	–	–	101,60

W początkowym okresie po wybudowaniu zapory (od 1983 do 1989 roku) występowała intensywna erozja wgłębna na długości około 1 km poniżej niecki wypadowej jazu, tj. od km 484+000 do km 483+000, natomiast po 18 latach od wybudowania zapory (od 1983 do 2001 roku) erozja wgłębna koryta Warty występuje na długości około 18,5 km, tj. od stanowiska dolnego progu nr 2 (km 483+650) do promu w Kościelnicy (km 465+000). Na odcinku długości 9,0 km poniżej zapory koryto rzeki obniżyło się od 2,5 m poniżej stanowiska dolnego progu nr 2 do 0,5 m w km 474+530. Na odcinku od km 474+530 do promu Kościelnica w km 465+000, długości 9,5 km erozja wgłębna spowodowała obniżenie dna koryta Warty od około 0,5 do około 0,25 m. Przedstawione wyżej obniżanie się dna koryta rzeki Warty, wywołane procesami erozji wgłębnej, powoduje na badanym odcinku rzeki obniżanie się poziomu zwierciadła wody. Wyniki pomiarów zwierciadła wody wykonane od 1975 (przed wybudowaniem zapory) do 2001 roku zestawiono w tabeli 8.

W okresie 12 lat (1989–2001), w odniesieniu do przepływu Q = 31,50 m^3/s, zwierciadło wody obniżyło się od 1,86 m w km 483+514 do 1,05 m w km 479+400, tj. 4,6 km poniżej niecki wypadowej oraz do 0,43 m w km 474+530, tj. 9,5 km poniżej niecki wypadowej. Z danych wynika, że średnie roczne obniżanie się zwierciadła wody na stanowisku dolnym progu nr 2 (w km 483+514) wynosi ΔH = 10,3 cm, a około 4,6 km poniżej jazu (w km 479+400) ΔH = 5,8 cm. W okresie ostatnich czterech lat (1997–2001) na wymienionym odcinku rzeki zwierciadło wody obniżyło się od 0,50 m w km 483+514 do 0,17 m w km 479+400 oraz do 0,08 m w km 474+530. W latach 1997–2001 średnie roczne obniżanie się zwierciadła wody na stanowisku dolnym progu nr 2 (w km 483+514) wynosiło ΔH = 12,5 cm, a przekroju Księże Młyny (tj. w km 479+400) – ΔH = 4,3 cm.

Powyższe dane wskazują, że z upływem czasu wzrosło tempo obniżania się poziomu zwierciadła wody na badanym odcinku koryta Warty. Powodem tego są prawdopodobnie duże natężenia przepływów wody obserwowane w latach 1999–2001.

TABELA 8. Rzędne zwierciadła wody w korycie rzeki Warty na odcinku od progu nr 2 do wodowskazu w Uniejowie z lat 1975–2001

TABLE 8. Water level in the Warta river reach between the sill No 2 and staff-gauge Uniejów in the years 1989–2001

Nr przekroju Cross section number	Kilometry	Rzędne zwierciadła wody w m nad Kr. według pomiarów z dnia: Water levels [m over Kr.] in:				
		17.07.1975 r. Q = 33,0 m^3/s	27.06.1989 r. Q = 33,0 m^3/s	03.06.1995 r. Q = 31,5 m^3/s	12.09.1997 r. Q = 31,5 m^3/s	21.09.2001 r. Q = 31,5 m^3/s
•	483+608	110,27	–	108,99	180,91	108,38
•	483+514	110,23	109,31	108,97	108,87	108,37
*P*1	483+390	110,17	–	108,94	108,81	108,31
*P*2	483+220	110,10	109,28	108,91	108,77	108,26
*P*3	483+012	110,03	109,22	108,87	108,73	108,13
•	482+606	109,84	109,13	108,79	108,65	108,10
•	428+136	109,66	109,01	108,69	108,55	108,03
•	481+314	109,31	108,84	108,52	108,39	107,89
•	480+080	108,76	108,43	–	107,84	107,53
•	479+400	108,43	108,22	107,62	107,55	107,38
•	478+630	108,16	107,91	107,58	–	107,32
•	474+530	106,46	106,35	106,10	–	106,03
•	470+140	104,61	104,48	104,47	–	104,46
•	467+170	103,32	103,27	103,27	–	103,27
Wodowskaz Uniejów	465+850 (466,000)	102,79	102,77	102,76	102,76	102,75

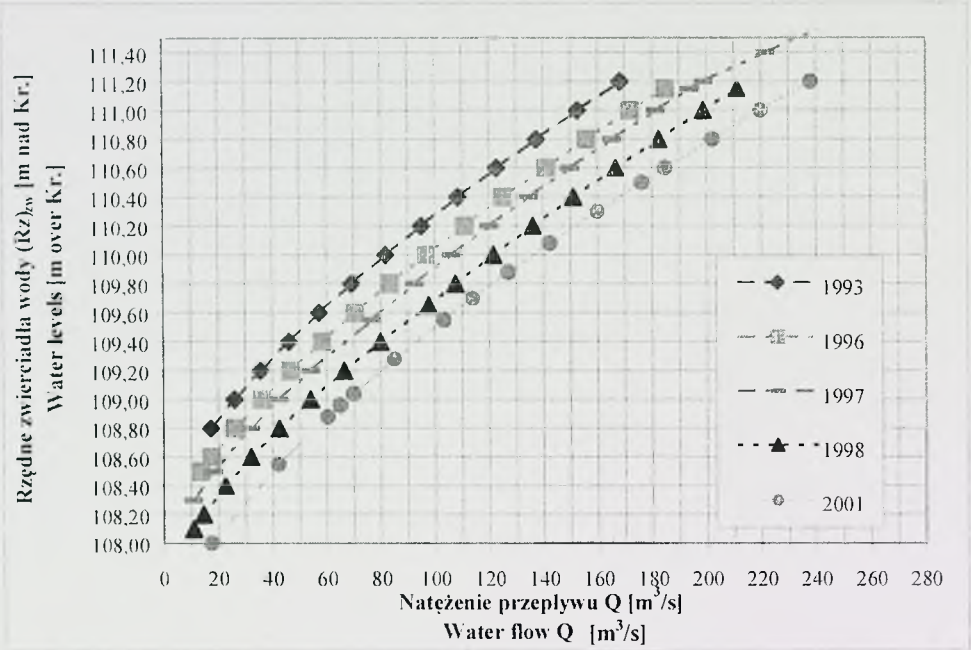
Zmiany krzywej natężenia przepływu

Ocenę zmian wywołanych w rzece wskutek procesów erozji można przeprowadzić na podstawie analizy krzywych przepływu w dwóch przekrojach wodowskazowych stanowiska dolnego zbiornika, na których notowane są codzienne stany wody:

- W.D.I w km 483+860,
- W.D.II w km 483+330.

Wodowskaz W.D.I usytuowany jest na lewym brzegu rzeki, 30 m powyżej progu nr 1 (rys. 1). Rzędna krawędzi progu nr 1 wynosi 109,50 m nad Kr. Szerokość przelewu wynosi 16,0 m, nachylenie krawędzi bocznych przelewu 1 : 2. Rzędna korony progu wynosi 111,50 m nad Kr. Tak usytuowany wodowskaz W.D.I powoduje, że krzywa przepływu w tym przekroju nie zmienia swojego położenia.

Wodowskaz W.D.II usytuowany jest na lewym brzegu rzeki, 380 m poniżej progu nr 2 (rys. 1). Znaczna erozja koryta rzeki poniżej tego progu powoduje systematyczne obniżanie się krzywej natężenia przepływu (rys. 5).



RYSUNEK 5. Zmiany położenia krzywej natężenia przepływu rzeki Warty. Wodowskaz W.D.II km 483+330, A = 9021,8 km^2, Pz = 108,00 m nad Kr.
FIGURE 5. Changes rating curve of the Warta River. Vertical staff-gauge W.D.II km 483+330, A = 9021,8 km^2, Pz = 108,00 m over Kr.

Z rysunku 5 wynika, że w okresie 8 lat, od 1993 do 2001 roku, obniżenie zwierciadła wody w przekroju wodowskazowym W.D.II wynosiło od 80 do 90 cm w przedziale 20–140 m^3/s. Obniżanie zwierciadła wody powodowane jest procesem erozji wgłębnej poniżej progu nr 2.

Codzienne obserwacje stanów wody na obu wodowskazach (W.D.I i W.D.II) można wykorzystać do oszacowania zmian poziomów zwierciadła wody na stanowisku dolnym progu nr 2.

Podsumowanie

Z przeprowadzonych badań i obserwacji terenowych wynika, że:

1. Na badanym obcinku (km 483+608 do km 483+012) występuje zmienny w czasie i przestrzeni wzrost średnic charakterystycznych rumowiska dennego spowodowany postępującym procesem erozji.
2. Dla przekroju *P*1 (km 483+390) średnica D_{50} w 1995 roku wynosiła 1,30 mm, a w 2001 roku – 5,60 mm, natomiast średnica D_{90} wzrosła z 12,50 mm w 1995 roku do 29,00 mm w 2001 roku. Dla przekroju *P*2 (km 483+220) w latach 1995–2001 średnice charakterystyczne D_{50} i D_{90}

wzrosły odpowiednio z 0,38 do 0,90 mm oraz z 1,10 do 14,20 mm, a dla przekroju *P*3 (km 483+012) z 0,80 do 0,95 mm (średnica D_{50}) i z 2,70 do 12,00 mm (średnica D_{90}).

3. Na odcinku 9,0 km poniżej zapory silna erozja wgłębna spowodowała obniżenie dna koryta rzeki od 2,50 m poniżej progu nr 2 (km 483+710) do 0,50 m w km 474+530, a na dalszym odcinku poniżej zapory erozja spowodowała obniżenie dna koryta o 0,50 m (km 474+530) do 0,25 m (km 465+000).
4. Postępujący proces erozji powoduje systematyczne obniżanie się poziomu zwierciadła wody. Zwierciadło wody obserwowane przy przepływie 31,50 m^3/s obniżyło się w latach 1983–2001 o 1,86 m w km 483+514; 1,05 m w km 479+400 oraz 0,43 m w km 474+530. W latach 1997–2001 poziom zwierciadła wody przy przepływie 31,50 m^3/s obniżył się od 0,50 m w km 483+514 do 0,17 m w km 479+400.
5. Do oceny obniżania zwierciadła wody na stanowisku dolnym zbiornika Jeziorsko można wykorzystać wyniki obserwacji wodowskazowych na wodowskazach W.D.I i W.D.II. Ocenę tą należy przeprowadzać w warunkach ustalonego odpływu ze zbiornika.

Literatura

LENAR-MATYAS A. 2001: Zmiany granulacji rumowiska w procesie erozji poniżej budowli piętrzącej. Praca doktorska. Politechnika Krakowska.

PRZEDWOJSKI B., WICHER J. 1999: Erozja koryta Warty poniżej zapory czołowej zbiornika Jeziorsko. Eksploatacja i oddziaływanie dużych zbiorników nizinnych na przykładzie zbiornika Jeziorsko. Konferencja Naukowo-Techniczna, Uniejów.

PRZEDWOJSKI B. 2001: Ocena erozji koryta Warty poniżej elektrowni wodnej i jazu w Jeziorsku. Poznań (maszynopis).

PRZYBYŁEK J. 1996: Wpływ zbiornika retencyjnego Jeziorsko w dolinie Warty na system wód szczelinowych w utworach górnej kredy. Konferencja: Problemy hydrogeologiczne południowo-zachodniej Polski. Wrocław.

WICHER J. i inni 2002: Zmiany krzywej natężenia przepływu w stanowisku dolnym zbiornika Jeziorsko. *Roczniki AR w Poznaniu: Melioracje i Inżynieria Środowiska*. Poznań.

Summary

The influence of the erosion process below the Jeziorsko reservoir on changes in Warta River bed. This report presents the influence of the erosion process below the Jeziorsko reservoir on changes in Warta river bed. It contains changes of grain-size in years and sections below the Jeziorsko dam, changes of bottom level in the Warta river reached between the sill No 2 and staff-gauge Uniejów in the years 1989–2001, water level in the Warta river reached between the sill No 2 and staff-gauge Uniejów in the years 1989–2001 and rating curve of the Warta River below the dam. The erosion proces below the Jeziorsko dam resulted in downstream progressing degradation. The effects of the erosion are the changes of grain-size in river bed, changes of bottom level: 2,50 m below the still No 2 (km 483+710) and 0,50 m in km 474+530 and water level: in 18 years (1983–2001) 1,86 m in km 483+514, 1,05 m in km 479+400 and 0,43 m in km 474+530.

Authors' address:
Michał Wierzbicki, Joanna Wicher
Agricultural University of Poznań
Department of Hydraulic Engineering
ul. Wojska Polskiego 73A
60-625 Poznań
Poland

Waldemar KOCIUBA, Sylwia STĘPNIEWSKA
Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie
Institute of Earth Sciences, Maria Curie-Skłodowska University in Lublin

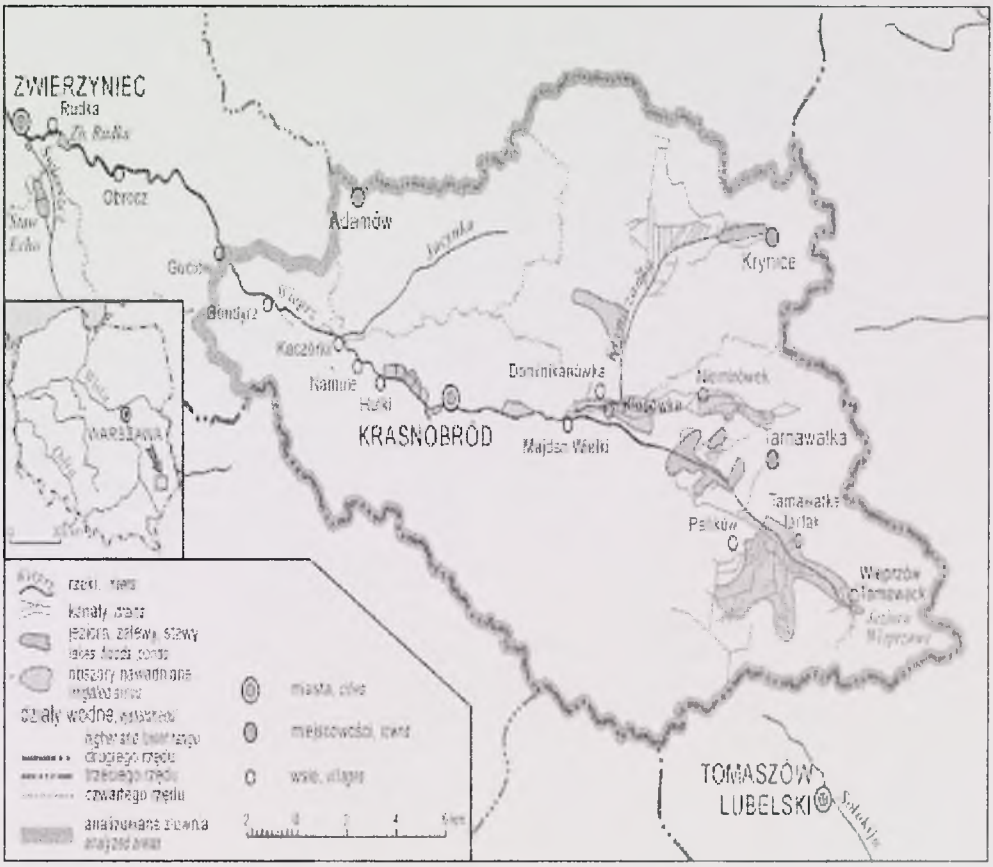
Rola wezbrań w transporcie rumowiska rzecznego górnego Wieprza
The part type floods in the river brash transportation the upper Wieprz River

Wstęp

Badania odpływu i transportu rzecznego górnego Wieprza prowadzone są w ramach monitoringu hydrologicznego i hydrochemicznego realizowanego przez Roztoczańską Stację Naukową Instytutu Nauk o Ziemi Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie. Badania terenowe przeprowadzono w ramach grantu prorektora UMCS ds. Nauki i Badań Naukowych „Współczesny rozwój środowiska przyrodniczego Roztocza Środkowego". Materiał wyjściowy stanowią: codzienne odczyty stanu wody, pobór wody z Wieprza o godz. 8:00 batometrem butelkowym o pojemności 1 dm^3 w strefie nurtu, pomiar ładunku zawiesin przy użyciu sączków metodą Brańskiego (1968) i pomiar ładunku roztworów metodą konduktometryczną. Ponadto raz w miesiącu wykonywane są pomiary intensywności wleczenia łapaczką PIHM oraz przepływy za pomocą młynka hydrometrycznego.

Zlewnia górnego Wieprza powyżej wodowskazu w Guciowie obejmuje powierzchnię 307 km^2 (rys. 1). W podłożu zalegają tu górnokredowe gezy i opoki, powszechnie odsłaniające się na powierzchni. Wśród utworów pokrywowych dominują piaski różnej genezy; stosunkowo niedużą powierzchnię zajmują lessy. Dna dolin rzecznych wyścielają piaski terasy nadzalewowej i utwory piaszczysto-pylaste terasy zalewowej.

Wieprz powyżej Guciowa ma długość 32,9 km. W odcinku górnym, od źródeł w Wieprzowie Tarnawackim do Krasnobrodu, rzeka płynie uregulowanym korytem w obrębie rozległego dna kotliny, zajętej przez zmeliorowane łąki i zbocza użytkowane jako grunty orne. Skrajna deniwelacja wynosi na tym odcinku 125 m. Od Krasnobrodu dolina Wieprza zwęża się. Zalesione z reguły zbocza osiągają znaczne nachylenia, a skrajna deniwelacja wzrasta do 149 m. Przepływ rzeki zwiększa się, co ma związek z szeregiem wydajnych źródeł wypływających ze skał górnokredo-



RYSUNEK 1. Lokalizacja analizowanej części zlewni dorzecza Wieprza
FIGURE 1. Localization of the investigated catchment

wych w rejonie Krasnobrodu i Hutek. Meandrujące koryto Wieprza ma w Guciowie szerokość około 5 m i jest wcięte na około 1,5 m.

W dorzeczu górnego Wieprza znajdują się sztuczne zbiorniki wodne, które zajmują łącznie około 0,8% powierzchni zlewni i są to: zalew w Krynicach o powierzchni 44 ha i objętości maksymalnej 1 mln m^3, założony na prawym dopływie Wieprza – Kryniczance, zbiornik rekreacyjny w Krasnobrodzie o powierzchni 7,86 ha oraz dwa kompleksy stawów rybnych (rys. 1) – jeden w Tarnawatce, o objętości około 2 mln m^3 wody i powierzchni 153 ha, drugi w Hutkach, o objętości około 450 tys. m^3 i powierzchni 40 ha. Stawy w Tarnawatce i Hutkach należą do Gospodarstwa Rybackiego „Topornica" i podobnie jak zalew w Krasnobrodzie zasilane są wodą z Wieprza.

Gospodarka stawowa znacznie modyfikuje reżim hydrologiczny. Napełnianie stawów na wiosnę obniża przepływy Wieprza w tym czasie, natomiast opróżnianie ich jesienią powoduje, że nie obserwuje się charakterystycznych

jesiennych niżówek, przyczyniając się tym samym do wyrównywania rocznego rytmu odpływu. W krótszej skali czasowej powoduje to jednak wzrost zmienności przepływów, wywołując drugorzędne, kontrolowane wezbrania podczas opróżniania stawów oraz niżówki podczas ich napełniania. W warunkach permanentnych wysokich przepływów, jak w latach 1998–2000, niżówki te nie były głębokie, jednak w latach suchych napełnianie stawów może wzmagać okresowy deficyt wody (Sadowska 2001).

Przepływy wezbraniowe

Przepływy wezbraniowe w Guciowie wyznaczono, stosując kryteria ilościowe. Za wezbrania przyjęto okresy o przepływie zawierającym się w przedziale 25% górnych wartości przepływu (kwartyl 3 = 1,91 m^3/s) oraz o przyroście dziennym fazy wstępującej większym niż 0,5 m^3/s. W czasie analizowanych dwóch lat hydrologicznych wystąpiło 182 dni z przepływem, który w świetle zastosowanych kryteriów (kwartyl 3 = 1,91 m^3/s, przyrost 0,5 m^3/s) można zaliczyć do wezbraniowych. W kolejnych latach było to odpowiednio: 66 (18%) oraz 116 (30%) dni (tab. 1).

Najczęściej w omawianym okresie występowały przepływy wezbraniowe w przedziale 2–2,5 m^3/s. W analizowanych latach hydrologicznych omawiane przepływy wystąpiły odpowiednio 22 oraz 37 razy, co stanowi 23 oraz 44% ogółu czasu wezbrań. Kolejnym charakterystycznym przedziałem jest zakres do 7 m^3/s, w którym mieści się niemal 98% wszystkich przepływów wezbraniowych okresu badań. W kolejnych dwóch latach wymienionym przedziale wystąpiło odpowiednio 91 i 100% wezbrań.

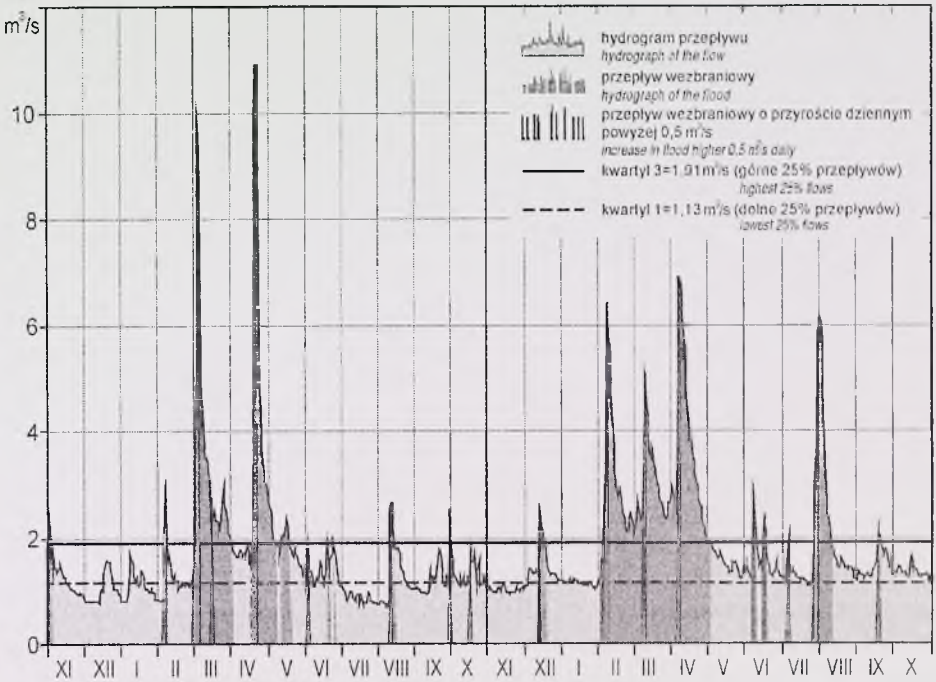
W ogólnej liczbie dni z przepływem wezbraniowym zaznacza się kilkanaście oddzielnych okresów (rys. 2). Czas ich trwania był zróżnicowany od 1 do 89 dni. W okresie najdłuższego wezbrania (od 3 lutego do 3 maja 2000 roku) fazy dynamicznego wzrostu fali wezbraniowej wystąpiły trzykrotnie, każdorazowo poprzedzając kulminacje.

Najczęstszymi przyczynami wystąpienia przepływów wezbraniowych są: szybkie tajanie pokrywy śnieżnej w okresie zimy i wiosny – czasem połączone z opadami deszczu, ulewne opady

TABELA 1. Częstość występowania przepływów w przedziałach wielkości w Guciowie w latach hydrologicznych 1999–2000

TABLE 1. Frequent occurrence flow in section value in the Guciów for the hydrological years 1999–2000

Q	1999		2000		1999–2000	
[m^3/s]	dni days	%	dni days	%	dni days	%
< 1,13	150	20,5	50	6,8	200	27,4
1,13–1,36	55	7,5	115	15,7	361	49,4
≤ 1,91	94	**12,9**	85	11,6	179	24,5
> 1,91	**66**	**18,1**	**116**	**31,7**	**182**	**24,9**



RYSUNEK 2. Hydrogram wezbrań w Guciowie w latach 1999–2000
FIGURE 2. Hydrograph of the flood of the Wieprz River at Guciów in the hydrological years 1999–2000

deszczu występujące od wiosny do wczesnej jesieni (przeciętne wyprzedzenie opadowe kulminacji wezbrania wynosi 2 doby) oraz jesienne opróżnianie zbiorników wodnych.

Amplituda maksymalnych przepływów wezbraniowych w Guciowie wyniosła w analizowanym okresie 9,01 m^3/s. W cyklu obserwacyjnym 1999–2000 najwyższe wezbrania miały miejsce w okresie wiosennym. Wezbrania o mniejszej intensywności wystąpiły również w okresie letnim (VI, VII, VIII) oraz jesienno-zimowym (XI, I, II).

Transport materiału

Jakość oszacowania ilości materiału odprowadzanego ze zlewni rzecznej podczas przepływów wezbraniowych jest obniżana przez efekt histereiczny, zachodzący między przepływem wody a koncentracją transportowanego materiału (Jarocki 1957, Zwoliński 1989, Ciupa 1991, Kostrzewski i in. 1994). Błędy w obliczaniu ilości materiału wynoszonego ze zlewni, spowodowane histerezą, związane są z dostawą lub wyczerpaniem się materiału do transportu w korycie rzecznym (Froehlich 1982, Gregory i Walling 1973, Webb i Walling 1982; Kostrzewski i in. 1994). Kształt pętli zależy głównie od natężenia impulsu powodującego wezbranie, warunków hydrometeorologicznych poprzedzających wezbranie, wilgotności podłoża, oraz stanu pokrycia szatą roślinną (Kostrzewski i in. 1994). Układy pętli, uzależnione są głównie od zmienności przestrzennej źródeł

dostawy i wyczerpywania się osadów do transportu po stoku i w korycie rzecznym (Rieger, Olive, Cippel 1988 – za Kostrzewski i in. 1994).

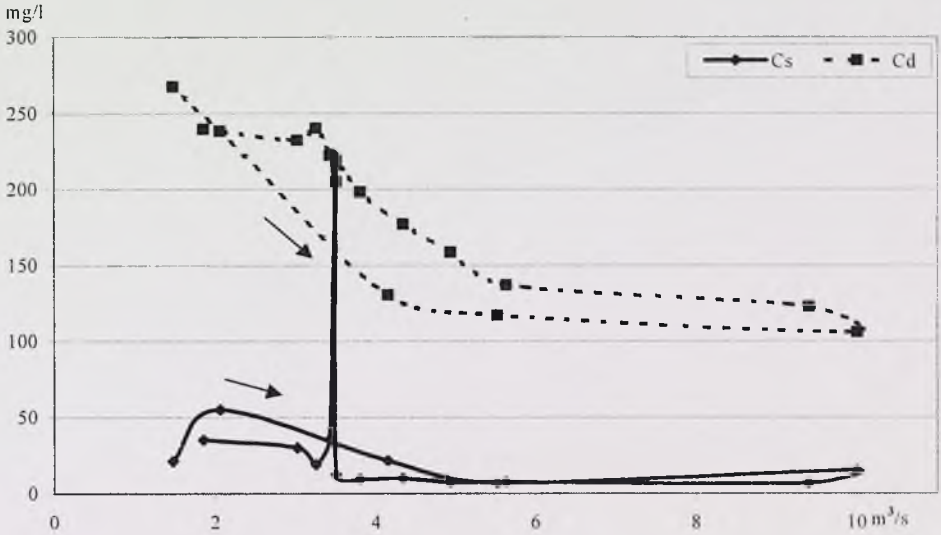
Uważa się, że pętle normalne towarzyszą transportowi materiału autochtonicznego lub z najbliższego sąsiedztwa koryta rzecznego, dostarczanego podczas spływów powierzchniowych i śródpokrywowych, natomiast pętle odwrotne reprezentują materiał przede wszystkim allochtoniczny, pochodzący z głębszego podłoża oraz z odleglejszych obszarów zlewni rzecznej (Kostrzewski i in. 1994).

Analizę przebiegu zmian koncentracji transportowanego materiału rozpuszczonego i zawieszonego wykonano dla czterech przepływów wezbraniowych o różnym czasie trwania, odmiennej dynamice i występujących w różnych sezonach. Uwzględniono m.in. dwutygodniowe wezbranie roztopowe, które wystąpiło między 1 a 16 marca 1999 roku. Kulminacja wezbrania o wartości przepływu 10 m^3/s wystąpiła 5 marca. Kolejne, trzytygodniowe wezbranie o genezie roztopowo-opadowej wystąpiło od 18 kwietnia do 27 maja 1999 roku. Dwudniowa kulminacja wezbrania wystąpiła 22 i 23 kwietnia, osiągając przepływ 10,9 m^3/s. Najdłuższe, trzymiesięczne wezbranie również o charakterze opadowo-roztopowym wystąpiło od 3 lutego do 3 maja 2000 roku. W trakcie tego wezbrania wystąpiły trzy kulminacje: 7 lutego (6,4 m^3/s), 10 marca (5,02 m^3/s) oraz 7 kwietnia (6,9 m^3/s). Ostatnie z analizowanych wezbrań trwało od 27 lipca do 10 sierpnia 2000 roku i było spowodowane ulewnymi opadami deszczu (w Guciowie w dniach 26–31 lipca spadło blisko 118 litrów wody na m^2). Kulminacja tego wezbrania przypadła na 1 sierpnia, osiągając przepływ 6,16 m^3/s.

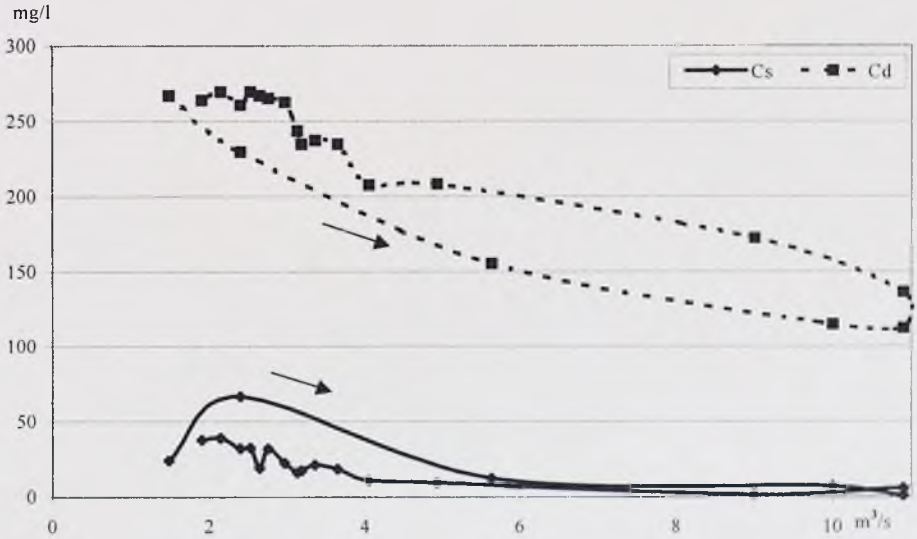
Analiza przebiegu zmian koncentracji materiału rozpuszczonego podczas wezbrań, zobrazowana krzywymi histereicznymi (rys. 3–6), we wszystkich analizowanych przypadkach zakreśla pętle odwrotne (przeciwnie do ruchu wskazówek zegara), co oznacza wzrost koncentracji materiału po przejściu fali kulminacyjnej przepływu wody. Przyjmuje się, że takie pętle są wynikiem procesów ługowania, kiedy wody roztopowe lub opadowe mają dłuższy kontakt z podłożem, w tym w szczególności z glebami (Kostrzewski i in. 1994).

W przebiegu zmian koncentracji materiału zawieszonego w analizowanych wezbraniach, pomimo generalnie „normalnego" przebiegu pętli, zaznacza się złożony proces dostawy materiału, co dokumentują niewielkie pętle odwrotne powstające podczas kulminacji przepływu (marzec i kwiecień 1999 rok, sierpień 2000 rok) bądź występowanie kilku kulminacji (marzec 1999, kwiecień – maj 2000 rok, sierpień 2000 rok) spowodowane zapewne zmianą warunków dostawy materiału do koryta w czasie trwania wezbrań.

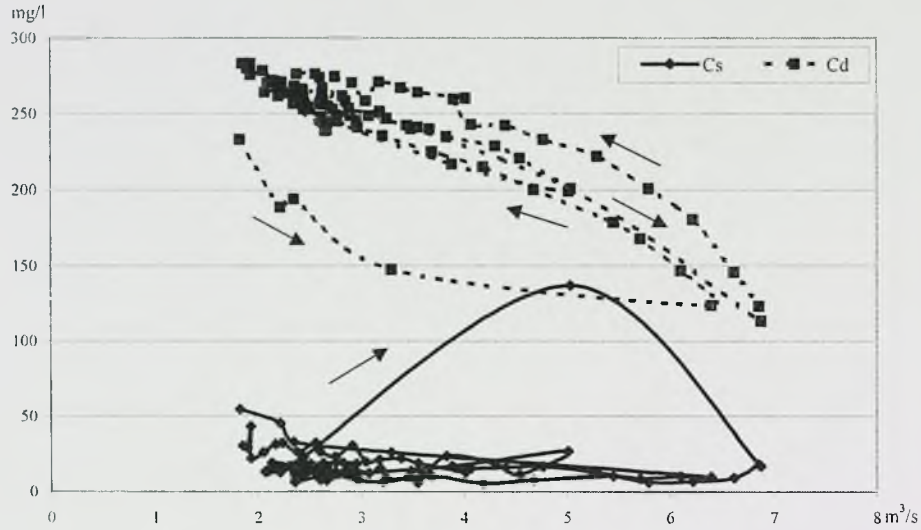
W latach hydrologicznych 1999–2000 niemal połowa całkowitej ilości rumowiska transportowanego wodami Wieprza przez przekrój wodowskazowy w Guciowie została odprowadzona podczas wezbrań. Łącznie podczas dwuletniego okresu pomiarów, w czasie 182 dni z przepływem wezbraniowym (25% czasu), wodami Wieprza odpłynęło 14 828 ton (49,6%) całkowitego ładunku materiału z czego na poszczególne składowe przypada odpowiednio: materiał rozpuszczony – 90,2%, materiał zawieszony – 9,1%, materiał wleczony – 0,6% (tab. 2).



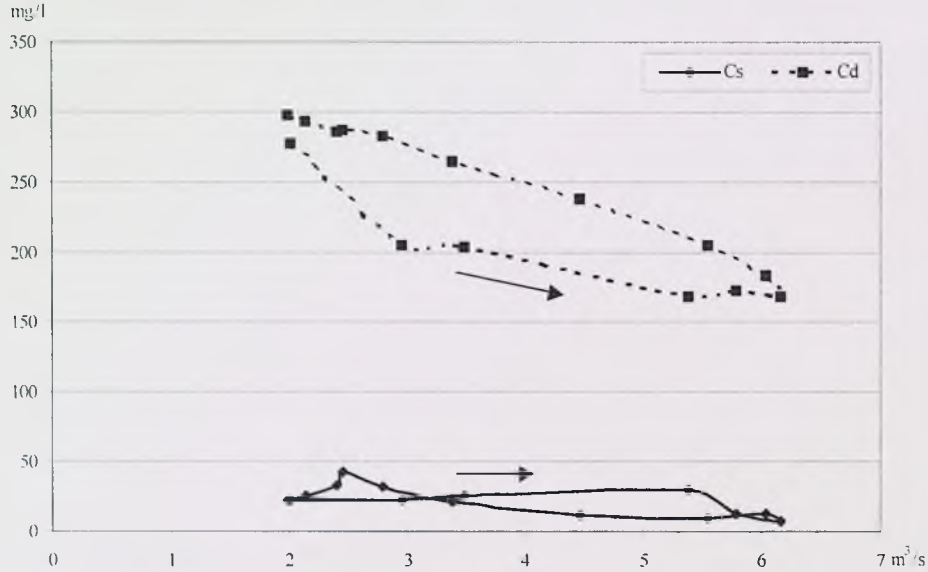
RYUNEK 3. Zależność między przepływem wody a koncentracją materiału rozpuszczonego Cd i zawieszonego Cs podczas wezbrania Wieprza w Guciowie w dniach 1–16.03.1999
FIGURE 3. Relationship between disharge and dissolve Cd and suspended Cs load concentrations during the flood of the Wieprz River in Guciów, 1–16.03.1999



RYSUNEK 4. Zależność między przepływem wody a koncentracją materiału rozpuszczonego Cd i zawieszonego Cs podczas wezbrania Wieprza w Guciowie w dniach 18.04–07.05.1999
FIGURE 4. Relationship between disharge and dissolve Cd and suspended Cs load concentrations during the flood of the Wieprz River in Guciów, 18.04–07.05.1999



RYSUNEK 5. Zależność między przepływem wody a koncentracją materiału rozpuszczonego Cd i zawieszonego Cs podczas wezbrania Wieprza w Guciowie w dniach 3.02–3.05.2000
FIGURE 5. Relationship between disharge and dissolve Cd and suspended Cs load concentrations during the flood of the Wieprz River in Guciów, 03.02–03.05.2000



RYSUNEK 6. Zależność między przepływem wody a koncentracją materiału rozpuszczonego Cd i zawieszonego Cs podczas wezbrania Wieprza w Guciowie w dniach 27.07–10.08.2000
FIGURE 6. Relationship between disharge and dissolve Cd and suspended Cs load concentrations during the flood of the Wieprz River in Guciów, 27.07–10.08.2000

TABELA 2. Ładunki (w tonach) składowych transportu rzecznego Wieprza w Guciowie podczas wezbrań na tle średnich wielkości w latach 1999–2000
TABLE 2. Loads (in tones) components of transportation the Wieprz River in Guciów during to rise in relation to means value in years 1999–2000

Rodzaj ładunku Type of load	Okres Season	1999				2000			
		za cały okres for all season		podczas wezbrań during to rise		za cały okres for all season		podczas wezbrań during to rise	
		średnia mean	suma total	średnia mean	suma total	średnia mean	suma total	średnia mean	suma total
Roztwory Solutions	XI–IV	37,0	6 710	77,0	3 467	45,7	8 223	74,2	6 822
	V–X	28,7	5 286	57,1	1 313	38,2	7 031	71,2	1 780
	rok year	32,9	11 996	70,3	4 779	41,9	15 254	73,5	8 603
Zawiesina Suspension	XI–IV	3,7	668	8,4	380	3,2	580	5,9	545
	V–X	2,9	534	9,1	208	3,2	584	8,8	219
	rok year	3,3	1 202	8,7	588	3,2	1 164	6,5	765
Wleczyny Trails	XI–IV	0,4	64	0,6	25	0,4	68	0,5	46
	V–X	0,3	60	0,5	11	0,3	63	0,5	12
	rok year	0,3	124	0,5	36	0,4	130	0,5	58

Należy podkreślić, że w okresach półroczy chłodnych, podczas wezbrań wynoszone jest od 1,8 do niemal 3,8 razy więcej materiału niż podczas półroczy ciepłych; duży udział mają w tym wezbrania roztopowe. W roku hydrologicznym 1999, całkowity ładunek wyniesiony podczas wezbrań półrocza chłodnego był 2,5 razy wyższy od wyniesionego podczas wezbrań półrocza ciepłego, natomiast w roku 2000 – 3,7 razy wyższy. Średnia dobowa wartość materiału wynoszonego podczas wezbrań była od 1,3 do 3,1 razy większa od przeciętnej dla danego sezonu. Efektywność średnich dobowych wartości odprowadzania materiału rozpuszczonego podczas wezbrań półrocza chłodnego jest w kolejnych latach większa niż wezbrań w półroczu ciepłym, choć podkreślić należy, że w roku hydrologicznym 2000 były to wartości zbliżone. W przypadku materiału zawieszonego zaznacza się przewaga średnich dobowych wartości w półroczu ciepłym. Efektywność średnich dobowych wartości odprowadzania materiału wleczonego jest w roku hydrologicznym 1999 większa podczas wezbrań półrocza chłodnego natomiast w roku hydrologicznym 2000 wartości dla obu półroczy są niemal identyczne.

Podsumowanie

Przedstawiona dynamika transportu fluwialnego górnego Wieprza podczas przepływów wezbraniowych miała miejsce w okresie zdecydowanie cieplejszym i bardziej wilgotnym od przeciętnych warunków w tej części dorzecza (Rodzik i Świeca 2001, Kociuba 2002). Seria lat „mokrych" zapoczątkowana w 1998 roku, sprzyjała sukcesywnemu nasycaniu gruntu, które osiągnęło największą wartość w roku hy-

drologicznym 2000. Skutkowało to większymi wartościami ładunku całkowitego odprowadzonymi wodami górnego Wieprza. W dostawie materiału zawieszonego do koryta brała udział niewielka część dorzecza górnego Wieprza; rzadka sieć dopływów, występowanie spłaszczeń stokowych, zagłębień bezodpływowych i zrównane powierzchnie wododziałowe znacznie ograniczają wielkość materiału klastycznego dostarczanego do koryta ze zboczy doliny, a płaskie dno doliny w znacznym stopniu przechwytuje produkty erozji stoków.

Materiał deponowany w obrębie spłaszczeń stokowych, u ich podnóży, jak też w dnie doliny, dostarczany jest do koryta okresowo, głównie podczas opadów atmosferycznych o dużej wydajności. W roku hydrologicznym 1999 wezbrania utrzymywały się łącznie przez 18% czasu; przez przekrój pomiarowy w Guciowie Wieprz odprowadził wówczas 41% całkowitego rocznego ładunku materiału. W roku hydrologicznym 2000 okresy wezbraniowe stanowiły 32% czasu, a transport materiału wyniósł 57% transportu rocznego. Średnio w okresie dwóch lat wezbrania stanowiły 25% czasu, w trakcie którego została odprowadzona połowa całkowitego ładunku rumowiska rzecznego. Wzrost czasu przepływów wezbraniowych w roku hydrologicznym 2000 w stosunku do 1999 spowodował zwiększenie się udziału ładunku materiału rozpuszczonego (z 88,5 do 90,2%), transport zawiesiny zmniejszył się z 10,9 do 8,1% przy stabilnym udziale materiału wleczonego (0,6%). Świadczy to o zróżnicowaniu pochodzenia źródeł zasilania poszczególnych składowych transportu fluwialnego. Materiał transportowany po dnie cechuje się dużą stabilnością zasilania, gdyż dostarczany jest głównie z brzegów i dna koryta. Natomiast materiał klastyczny, transportowany w zawiesinie, pochodzi głównie ze spływu powierzchniowego z obszarów nasyconych przez wody (stoki, dno doliny) stąd charakterystyczne jest stopniowe wyczerpywanie się źródeł zasilania tym materiałem.

Literatura

BRAŃSKI J. 1968: Oznaczanie ilości unosin metodą wagową bezpośrednią przy użyciu sączków. *Prace Państ. Inst. Hydrol. Met.* 94: 13–21.

CIUPA T. 1991: Współczesny transport fluwialny w zlewni Białej Nidy. WSP Kielce: 1–150.

FROEHLICH W. 1982: Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej. *Prace Geogr. IGiPZ PAN* 143: 1–144.

GREGORY K.J., WALLING D.E. 1973: Drainage basin form and process. Arnold, London: 1–456.

JAROCKI W. 1957: Ruch rumowiska w ciekach. Badanie oraz obliczanie ilości materiału wleczonego i unoszonego. Wydaw. Morskie, Gdynia: 1–356.

KOCIUBA W. 2002: Współczesny rozwój dna doliny górnego Wieprza. Rozpr. dokt. (niepublikowana). Arch. Biblioteki Głównej UMCS, Lublin: 1–243.

KOSTRZEWSKI A., MAZUREK M., ZWOLIŃSKI Z. 1994: Dynamika transportu fluwialnego jako odbicie funkcjonowania systemu zlewni. Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Poznań: 1–165.

RODZIK J., ŚWIECA A. 2001: Sezonowa zmienność wskaźników odpływu i transportu rzecznego górnego Wieprza w „mokrych" latach 1998–2000. [W:] I. Piotrowska, Z. Zwoliński (red.). Funkcjonowanie geosystemów w zróżnicowanych warunkach klimatycznych. Monitoring, ochrona, edukacja. Konf. Nauk. Str., Poznań, 19–20 X 2001: 124–125.

SADOWSKA S. 2001: Wpływ gospodarki stawowej na kształtowanie odpływu rzecznego górnego Wieprza w „mokrych" latach 1998–2000. Wpływ użytkowania terenu i antropogenicznych przekształceń środowiska przyrodniczego na elementy obiegu wody w zlewni rzecznej. Materiały Ogólnopolskiej Konferencji Hydrologicznej, Kielce – Wólka Milanowska, 25–27 IX 2001 r., Wydaw. IG AŚ Kielce: 97–99.

WEBB B.W., WALLING D.E. 1982: The magnitude arrdfrequency characteristic of fluvial transport in a Devon draintage basin and some geomorphological implications. *Catena* 9: 9–23.

ZWOLIŃSKI Z. 1989: Geomorficzne dostosowywanie się koryta Parsęty do aktualnego reżimu rzecznego. *Dokum. Geogr. IGiPZ PAN* 3–4: 1–144.

Summary

The part type floods in the river brash transportation the upper Wieprz River. Analysis variable concentration dissolve and suspended material made for three flow to rise. There flows were on different season and dynamics.

In the cool half-year during to rise out is from 1.8 to 3.8 more times material than during warm half-year.

In the hydrological years 1999–2000 during to rise the Wieprz River in Guciów out almost half brash.

Authors' address:
Waldemar Kociuba, Sylwia Stępniewska
Maria Curie-Skłodowska University
Institute of Earth Sciences
ul. Akademicka 19
20-033 Lublin
Poland

Alfred STACH
Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii UAM
Institute of Quaternary Research and Geoecology UAM

Metodyka estymacji stężeń roztworów w odpływie rzecznym
Methods of solute concentration estimation in river outflow

Wstęp

Szacunek chwilowych i okresowych stężeń i ładunków substancji rozpuszczonych w wodach rzecznych to podstawa wielu prac hydrologicznych, geomorfologicznych i ekologicznych. Bazują one najczęściej nie na ciągłej rejestracji, ale na wynikach analiz próbek wody pobieranych z bardzo różną frekwencją. Częstość próbkowania nie jest zazwyczaj dostosowana do specyfiki hydrologicznej badanego obiektu, ale jest adaptacją typowych metodyk do możliwości finansowych, technicznych i organizacyjnych (Littlewood 1995).

Depozycja atmosferyczna monitorowana jest w sposób ciągły lub kumulacyjny. Można przyjąć – szczególnie w przypadku małej zlewni nizinnej, gdzie zmienność przestrzenna jest znikoma – że sposób pomiaru gwarantuje potencjalnie maksymalną możliwą dokładność jej estymacji. Inaczej jest w przypadku odpływu. Próbki wody z cieku do oznaczeń makro- i mikroskładników pobierane są w odstępach tygodniowych, dwutygodniowych lub nawet miesięcznych. Dokładność określenia średnich stężeń i ładunków składników chemicznych w odpływie rzecznym jest więc trudna do oszacowania, a na dodatek zmienna w czasie – bo uzależniona od dynamiki przepływów i specyfiki konkretnej zlewni. Średnie okresowe stężenia oblicza się najczęściej metodą średniej ważonej. Do estymacji chwilowych wartości, a w konsekwencji także do obliczenia średniej okresowej – stosuje się najczęściej funkcję regresji między przepływem a stężeniem. Podobnie jest z ładunkami. Ograniczając się do stosowania jedynie regresji, ignorujemy istnienie silnej autokorelacji czasowej stężeń i przepływów.

W niniejszym opracowaniu proponuje się wykorzystanie do estymacji stężeń chwilowych metod geostatystycznych (geostatystyka – inaczej teoria zmiennych regionalnych; Goovaerts 1997, Wackernagel 1998) i funkcji krzywikowych (de Boor 1978). Zostały one skonfrontowane z tradycyjnie stosowanymi – interpolacją liniową i regresją w stosunku do przepływu. Do testowania ich skuteczności posłużyły wyniki codziennych pomiarów hydrologicznych z kontrastowych zlewni: nizinnej i górskiej.

Obszar badań i analizowane dane

Opracowane dane obejmują dwuletnie serie dobowych pomiarów przepływu i wybranych parametrów fizykochemicznych dla zlewni górnej Parsęty (73,4 km^2) i Bystrzanki (13,0 km^2). Pierwsza z nich jest typowa dla obszarów pojezierzy północno-zachodniej, Polski druga – dla Karpat Fliszowych. Szczegółowe charakterystyki obu zlewni zawarte są w publikacjach Kostrzewskiego i in. (1994a, b), Soji (1981), Starkla i Gila (1994) oraz Welca (1985). Dla górnej Parsęty analizowano przewodnictwo elektryczne wody (SEC) i stężenie zjonizowanej krzemionki (SiO_2), dla Bystrzanki – SEC i stężenie jonów wodorowych (odczyn wody – pH). Wszystkie wymienione powyżej dane pomiarowe zostały zebrane w ramach „Zintegrowanego monitoringu środowiska przyrodniczego", zgromadzone w Centralnej Bazie Danych ZMŚP. Rysunki przedstawiające przebieg czasowy analizowanych danych zawarte są w publikacji Stacha (2002, w tym tomie).

Podstawy teoretyczne

Jeśli celem pracy jest oszacowanie wartości ciągłej cechy (parametru) z w nieopróbowanym momencie czasu $\mathbf{u}$ przy wykorzystaniu istniejących danych pomiarowych z $\{z(\mathbf{u}_\alpha), \alpha = 1,..., n\}$, to wszystkie estymatory geostatystyczne są wariantami podstawowej formuły regresji liniowej $Z^*(\mathbf{u})$ zdefiniowanej w następujący sposób (Goovaerts 1997, wzór 1):

$$Z^*(\mathbf{u}) - m(\mathbf{u}) = \sum_{\alpha=1}^{n(\mathbf{u})} \lambda_\alpha(\mathbf{u})[Z(\mathbf{u}_\alpha) - m(\mathbf{u}_\alpha)] \tag{1}$$

gdzie:
$\lambda_\alpha(\mathbf{u})$ to waga przyporządkowana pomiarowi $z(\mathbf{u}_\alpha)$ interpretowanemu jako realizacja zmiennej losowej $Z(\mathbf{u}_\alpha)$ i zlokalizowana w określonym przedziale czasu $W(\mathbf{u})$ ze środkiem w $\mathbf{u}$.

Wagi $n(\mathbf{u})$ są tak obliczane, aby zminimalizować szacowaną wartość bądź wariancję błędu $\sigma_E^2(\mathbf{u}) = \mathrm{Var}\{Z^*(\mathbf{u}) - Z(\mathbf{u})\}$, przy założeniu braku obciążenia estymatora. Wagi te są uzyskiwane poprzez rozwiązanie układu równań liniowych, znanych jako *kriging system* (2). Zasadnicze znaczenie mają w nim wyliczone z modelu wartości semiwariancji γ dla dowolnego odstępu czasu między pomiarem wykonanym a szacowanym (Stach 2002, w tym tomie).

$$\begin{cases} \sum_{\beta=1}^{n(\mathbf{u})} \lambda_\beta(\mathbf{u})\gamma(\mathbf{u}_\alpha - \mathbf{u}_\beta) + \mu(\mathbf{u}) = \gamma(\mathbf{u}_\alpha - \mathbf{u}), & \alpha = 1,...,n(\mathbf{u}) \\ \sum_{\beta=1}^{n(\mathbf{u})} \lambda_\beta(\mathbf{u}) = 1 \end{cases} \tag{2}$$

Różnice między wariantami krigingu jednej zmiennej (*univariate kriging*) związane są z różnymi modelami trendu $m(\mathbf{u})$ we wzorze (1). Przywołamy tutaj dwa z nich:

1) prosty kriging (*simple kriging*, SK) opiera się na założeniu, że średnia wartość $m(\mathbf{u})$ jest znana i stała w całym analizowanym przedziale czasu $\mathcal{A}$:

$$m(\mathbf{u}) = m, \qquad \text{znane } \forall \mathbf{u} \in \mathcal{A}$$

2) zwykły kriging (*ordinary kriging*, OK) uwzględnia okresowe fluktuacje, zmiennej, ograniczając domenę stacjonarności średniej do przedziału czasu (sąsiedztwa) $W(\mathbf{u})$:

$$m(\mathbf{u}') = constant, \text{ lecz nieznane } \forall \mathbf{u}' \in \in W(\mathbf{u})$$

w przeciwieństwie do prostego krigingu średnia jest tutaj uważana za nieznaną.

Kiedy wyników pomiarów jest niewiele i/lub są słabo ze sobą skorelowane, szacunek wartości interesującego nas parametru (cechy) może być znacznie bliższy rzeczywistości, kiedy uwzględnimy dodatkowe informacje z pomiarów innego, wykazującego podobny przebieg czasowy (skorelowanego) parametru. Przy analizach transportu fluwialnego najczęściej dysponujemy wynikami „ciągłych" (z samopisów) lub bardzo częstych pomiarów przepływu i wykonywanych znacznie rzadziej pomiarów koncentracji transportowanej przez wodę substancji. Bywa również tak, że często mierzymy *in situ* (czasami automatycznie) „proste" parametry fizykochemiczne wody, jak przewodnictwo elektrolityczne czy pH, natomiast próbki wody przeznaczone do przeprowadzenia wyrafinowanych laboratoryjnych analiz składu chemicznego pobierane są ze znacznie mniejszą częstotliwością.

Reasumując, dysponujemy zazwyczaj wynikami pomiarów dodatkowych parametrów, które pochodzą zarówno z terminów pomiarów parametru szacowanego, jak i ze wszystkich terminów, dla których zamierzamy go oszacować. Geostatystyka oferuje w takich sytuacjach wiele metod umożliwiających wykorzystanie w pełni posiadanych dodatkowych danych pomiarowych, i to zarówno o charakterze ilościowym, jak i jakościowym. W niniejszym opracowaniu zostaną wykorzystane trzy z nich: „prosty kriging ze zmiennymi średnimi lokalnymi" (*simple kriging with varying local means*, w skrócie SKlm), „kriging z zewnętrznym trendem" (*kriging with external drift*, KED) i „kolokacyjny zwykły kokriging" (*colocated ordinary cokriging*, cOCK).

W pierwszej z wyżej wymienionych metod globalna średnia prostego krigingu zostaje zastąpiona lokalnymi średnimi uzyskanymi na podstawie kalibracji dodatkowymi danymi pomiarowymi. Jeśli dodatkowa zmienna jest ciągła, lokalne średnie uzyskujemy z regresji między nią a zmienną szacowaną. W praktyce procedura jest następująca:

1) obliczamy równanie regresji między danymi zmiennej szacowanej (Y) a odpowiednimi danymi skorelowanej zmiennej dodatkowej (X);
2) dla każdej zmierzonej wartości zmiennej szacowanej określamy resztę z regresji (wartość prognozowana z regresji – wartość zmierzona);
3) obliczamy semiwariancje empiryczne reszt z regresji oraz dopaso-

wujemy do nich model semiwariancji;

4) dla każdego momentu, dla którego chcemy uzyskać estymację interesującej nas zmiennej, obliczamy wartość z regresji oraz wartość reszty z prostego krigingu;
5) sumujemy obie wartości (predykcje z regresji i szacunek reszty).

Istota metody polega zatem na „odfiltrowaniu" z analizowanej serii pomiarowej składowej deterministycznej i wykonaniu obliczeń geostatystycznych na wykazującej autokorelację czasową części składowej losowej.

W krigingu z zewnętrznym trendem przyjmuje się, że nieznana lokalna średnia $m(\mathbf{u})$ zmienia się stopniowo wewnątrz każdego lokalnego przedziału czasu (sąsiedztwa) $W(\mathbf{u})$, a jej trend jest modelowany jako liniowa funkcja dodatkowej (zewnętrznej) skorelowanej zmiennej $y(\mathbf{u})$ (3):

$$m(\mathbf{u}) = a_0(\mathbf{u}) + a_1(\mathbf{u})y(\mathbf{u}) \qquad (3)$$

Różnica między obiema metodami polega na tym, że w SKlm uwzględniamy globalny trend analizowanej zmiennej w stosunku do zmiennej dodatkowej (zewnętrznej), natomiast w KED – tylko trend lokalny w obrębie przedziału czasu (sąsiedztwa) zdefiniowanego najczęściej jako zasięg autokorelacji. Z punktu widzenia przyrodniczego można przypuszczać, że metoda KED powinna dawać lepsze estymacje wartości rzeczywistych. Niestety, ze względu na problemy numeryczne algorytm KED uwzględnia jedynie liniową zależność między zmienną pierwotną i wtórną, podczas gdy przy SKlm możemy użyć dowolnej, optymalnej funkcji regresji, również wielokrotnej.

Pełnym wielozmiennym rozszerzeniem krigingu jest kokriging gdzie szacowaną wartość oblicza się według wzoru (4):

$$Z_1^*(\mathbf{u}) - m_1(\mathbf{u}) = \\ = \sum_{i=1}^{N_v} \sum_{\alpha_i=1}^{n_i(\mathbf{u})} \lambda_{\alpha i}(\mathbf{u})[Z_i(\mathbf{u}_{\alpha i}) - m_i(\mathbf{u}_{\alpha i})] \qquad (4)$$

gdzie $\lambda_{\alpha i}(\mathbf{u})$ jest wagą przypisaną do danej pierwotnej $z_1(\mathbf{u}_{\alpha i})$, a $\lambda_{\alpha i}(\mathbf{u})$ – gdy $i > 1$ jest wagą przypisaną do danej wtórnej (zmiennej dodatkowej) $z_i(\mathbf{u}_{\alpha i})$.

W zwykłym kokrigingu nie jest konieczne, aby zmienna(e) wtórna (dodatkowa) była określona dla każdego terminu, dla którego wykonuje się estymację. Kokriging jest znacznie trudniejszą numeryczne procedurą niż kriging, ponieważ należy obliczyć $N_v(N_v + 1)/2$ semiwariogramów i krossemiwariogramów empirycznych, które muszą być jednocześnie modelowane, oraz rozwiązać wielki układ równań liniowych. Wyraźną poprawę estymacji w stosunku do krigingu osiąga się jedynie wówczas, kiedy ilość pomiarów zmiennej szacowanej jest znacznie mniejsza niż zmiennej(ych) dodatkowej i kiedy istnieje między nimi silna korelacja.

Wariant kokrigingu, kiedy zmienna(e) dodatkowa jest określona we wszystkich terminach, dla których szacuje się zmienną pierwotną, nazywa się kolokacyjnym kokrigingiem (cOCK). Z teoretycznego punktu widzenia cOCK ma istotne zalety w stosunku do KED. W tym drugim algorytmie informacje

uzyskane ze zmiennej wtórnej służą jedynie do oceny trendu zmiennej pierwotnej. Kokriging wykorzystuje je szerzej – poprzez bezpośrednie włączenie wartości zmiennej wtórnej do obliczeń i pomiar stopnia czasowej synchronizacji ze zmienną pierwotną poprzez krossemiwariogram.

Oprócz metod geostatystycznych do estymacji stężeń użyto dwóch tradycyjnych sposobów – interpolacji liniowej (IL) i regresji potęgowej (REG) w stosunku do przepływu, oraz funkcje krzywikowe (*spline*) w trzech wariantach: sześcienne (*cubic spline*, CSPL), sześcienne ograniczone (*constrained cubic spline*, cCSPL) i lokalnej regresji (*local regression spline*, LRSPL)*. Jednym z podstawowych źródeł bibliograficznych informacji o funkcjach krzywikowych jest publikacja de Boor (1978).

Sześcienna funkcja krzywikowa interpoluje między danymi za pomocą wielomianów trzeciego stopnia. Algorytm zapewnia, że estymowana krzywa przechodzi przez punkty danych, a jej pierwsza i druga pochodna jest ciągła w węzłach (punktach przegięcia krzywej). Ponieważ nieciągłości trzeciej i wyższych pochodnych nie są widoczne, krzywe CSPL mają łagodne, „estetycznie" wyglądające kształty. Ich wygląd, podobny do linii rysowanych za pomocą tradycyjnego krzywika kreślarskiego, był podstawą stosowanego nazewnictwa. Ograniczona sześcienna funkcja krzywikowa (cCSPL) jest niewielką modyfikacją podstawowego algorytmu, redukującą znaczne skoki standardowej krzywej CSPL występujące przy dopasowaniu do bardzo chaotycznych danych. *Local regresion spline* (LRSPL) łączy dopasowanie lokalnie ważoną metodą najmniejszych kwadratów, które wygładza dane w sposób nieciągły, z wygładzaniem ciągłym typu *B-spline*. Nie jest to wierny interpolator (krzywa nie przechodzi przez punkty danych), lecz dobrze ekstrahuje regularne struktury nawet z bardzo chaotycznych serii pomiarowych. Algorytm przeprowadza dopasowanie w ruchomym oknie o ustalonej szerokości wzdłuż całej serii danych. W niniejszym opracowaniu stosowano okno 6-elementowe, rozkład wag gaussowski, wielomian trzeciego stopnia oraz wygładzającą sześcienną funkcję krzywikową.

W kategoriach geostatystycznych funkcje krzywikowe polegają na odfiltrowaniu składowej nuggetowej na podstawie niestacjonarnego liniowego modelu regionalizacji. Podstawowa różnica polega na tym, że w metodach geostatystycznych parametry estymacji uzyskuje się poprzez interaktywny proces obliczania semiwariogramu empirycznego i jego modelowania, natomiast w metodzie funkcji krzywikowych są one uzyskiwane automatycznie za pomocą zgeneralizowanej kroswalidacji (*generalized coross validation*, GCV). W wielu pracach, cytowanych przez Wackernagla (1998), wykazywano duży stopień podobieństwa estymacji krigingowej i funkcjami krzywikowymi.

Ze względu na poziom komplikacji numerycznej wykorzystanych w niniejszym opracowaniu metod, kluczowe znaczenie dla ich szerszego stosowania w praktyce ma dostępność ich kompute-

* W polskiej literaturze spotyka się czasem termin funkcje „sklejane".

rowych implementacji. Bardzo korzystne warunki stwarza fakt, że większość obliczeń wykonano dzięki publicznie dostępnym, bezpłatnym programom komputerowym, działającym na zwykłych komputerach PC. Semiwariancje i krossemiwariancje empiryczne obliczono oraz ich modelowanie przeprowadzono za pomocą programu Varowin 2.21 (Pannatier 1996). Większość estymacji geostatystycznych przeprowadzono za pomocą pakietu GSLIB 2 (Deutsch i Journel 1998). Jedynie obliczenia metodą cOCK wykonano komercyjnym programem ISATIS (Bleines i in. 2001). Regresje oraz funkcje sklejane (*spline*) estymowano, korzystając z bezpłatnej wersji testowej programu KyPlot 2.0 (http://www.kyence.com/). Niestety aktualnie zmienił on swój status na komercyjny. Większość jednak powszechnie dostępnego oprogramowania matematyczno-statystycznego ma wyżej wymienione procedury obliczeniowe.

Wyniki

W monitoringu jakości wód w ciekach stosuje się najczęściej tygodniowy interwał czasowy. Z analizowanych dobowych serii czasowych usunięto zatem odpowiednią część danych tak, aby uzyskać ekwiwalent takiego schematu próbkowania. Podstawą oceny jakości jakiejkolwiek metody pomiarowej jest jej dokładność, czyli zgodność uzyskanego wyniku z wartością rzeczywistą, oraz precyzja, czyli zmienność wyników powtarzalnych pomiarów. Jeżeli tak jak w tym przypadku możemy porównać na różne sposoby wartości estymowane z wynikami rzeczywistych pomiarów, to ocena dokładności nie nastręcza żadnych problemów. Gorzej jest z porównaniem precyzji analizowanych metod szacowania stężeń składników roztworu rzecznego. Aby uzyskać jakiekolwiek informacje na ten temat, zdecydowano się za każdym razem obliczenia wykonać siedmiokrotnie na podstawie serii tygodniowych pomiarów przesuniętych o jeden dzień (pomiary poniedziałkowe, wtorkowe... itp.). Siedem wartości to nieco za mało, aby uzyskać wiarygodne miary statystyczne rozrzutu, jednak wystarczająco dużo aby dokonać jakościowych porównań.

Bezpośrednie obliczanie statystyk parametru, który zapisywany jest w jednostkach logarytmicznych, tak jak pH, jest oczywiście błędne. W tym jednak przypadku zdecydowano się tak uczynić z dwóch względów. Po pierwsze – zmienność odczynu wody w Bystrzance jest niewielka – tylko 0,25 pH odstępu międzykwartylowego. Po drugie – antylogarytmowanie wprowadza dodatkowy błąd, który przy tak niewielkiej zmienności pH miałby istotne znaczenie. W rzeczywistości różnica między średnią obliczoną z wartości pH a uzyskaną ze stężeń H^+ wynosi 0,03 pH. Większe znaczenie ma fakt, że operując statystykami parametrów fizykochemicznych wody w cieku, najczęściej posługujemy się wartościami ważonymi w stosunku do przepływu. W niniejszym opracowaniu, gdzie główny nacisk został położony na estymację wartości chwilowych owych parametrów, ma to jednak znaczenie drugorzędne.

Tabela 1 zawiera porównanie statystyk referencyjnych dobowych serii danych z ich rozrzutem w seriach tygo-

dniowych: minimum, maksimum oraz odchylenie standardowe. Zestawienie to ma na celu stwierdzenie, czy uzupełnienie różnymi metodami brakujących danych dobowych w seriach tygodniowych może wpłynąć na polepszenie jakości typowych miar statystycznych populacji.

W tabeli 2 przedstawiono wszechstronne zestawienie wyników estymacji wykonanych różnymi metodami z referencyjnymi danymi pomiarowymi. Umożliwia ono zarówno ocenę ich jakości z punktu widzenia wierności odwzorowania miar centralnych analizowanej próby (średnia i mediana), miar rozrzutu/rozkładu (odchylenie standardowe, kwartyle, minimum i maksimum, skośność i kurtoza), jak i poszczególnych wartości (średni błąd – ME – wzór 5, średni błąd kwadratowy – MSE – wzór 6, i współczynnik korelacji):

$$\mathrm{ME} = \frac{\sum_{i=1}^{n}\left(x_i^m - x_i^e\right)}{n} \tag{5}$$

$$\mathrm{MSE} = \frac{\sum_{i=1}^{n}\left(x_i^m - x_i^e\right)^2}{n} \tag{6}$$

gdzie:
x^m – wartość zmierzona,
x^e – wartość szacowana.

Dla każdej metody i każdej miary jakości estymacji podano wartość średnią i odchylenie standardowe dla siedmiu tygodniowych serii danych. Za pomocą funkcji krzywikowych nie można ekstrapolować. Skrajnych terminów, poza pierwszym i ostatnim w podzbiorach obliczeniowych, nie uwzględniono zatem przy kalkulacji parametrów oceniających jakość estymacji. Tabela 2 jest bardzo obszerna i trudno bez czasochłonnego jej studiowania porównać obiektywnie i wszechstronnie jakość analizowanych metod. Dlatego też przeprowadzono ich ranking zarówno w odniesieniu do dokładności, jak i precyzji i jego wyniki zestawiono w tabeli 3. Dla każdej metody policzono również średnią rangę estymacji miar centralnych, miar rozrzutu/rozkładu i wartości chwilowych oraz średnią rangę globalną.

TABELA 1. Porównanie charakterystyk statystycznych codziennych danych pomiarowych i wyliczonych z 7 serii o tygodniowym interwale pomiarów. Miary statystyczne: Śred. – średnia arytmetyczna, Med. – mediana, Min. – minimum, Maks. – maksimum, Q1 i Q3 – pierwszy i trzeci kwartyl, SD – odchylenie standardowe, Sk – skośność, K – kurtoza

TABLE 1. Comparison of statistical parameters of the daily measurements data with calculated for 7 chosen subsets with weekly intervals. Parameters: Śred. – arithmetic mean, Med. – median, Min. – minimum, Maks. – maximum, Q1 and Q3 – first and third quartile, SD – standard deviation, Sk – skewness, K – kurtosis

Charakterystyka Characteristic		Śred.	Med.	Min.	Maks.	Q1	Q3	SD	Sk	K
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Parsęta										
SEC-1		450,5	445	225	540	427	487	48,96	−1,003	2,511
SEC-7	Min.	449,6	443,0	225	532	424,0	481,0	46,37	−1,420	0,544
	Maks.	453,1	448,0	306	540	430,5	490,0	51,86	−0,566	4,908

cd. tabeli 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	SD	1,224	1,676	25,158	2,752	2,464	3,092	2,260	0,307	1,405
SiO_2-1		12,00	12,23	4,93	15,93	10,38	13,85	2,190	–0,474	–0,491
SiO_2-7	Min.	11,97	12,11	4,93	15,23	10,21	13,75	2,070	–0,597	–0,796
	Maks.	12,10	12,35	7,31	15,93	10,57	13,99	2,265	–0,376	–0,234
	SD	0,048	0,084	0,757	0,261	0,130	0,085	0,066	0,070	0,200
Bystrzanka										
SEC-1		408,3	422	187	543	358	468	77,07	–0,605	–0,306
SEC-7	Min.	402,0	419,0	187	528	348,5	463,0	72,94	–0,755	–0,568
	Maks.	412,9	426,0	206	543	374,5	473,0	80,13	–0,419	0,181
	SD	3,324	2,474	7,274	5,255	9,431	4,113	2,353	0,121	0,257
pH-1		8,353	8,37	7,34	8,89	8,23	8,48	0,174	-0,483	0,929
pH-7	Min.	8,335	8,350	7,34	8,63	8,19	8,46	0,163	–1,474	–0,669
	Maks.	8,365	8,385	7,98	8,89	8,26	8,52	0,189	–0,198	6,435
	SD	0,012	0,014	0,221	0,098	0,022	0,022	0,010	0,464	2,586

Podsumowanie

Wyniki obliczeń zestawione w tabelach 1–3 pozwalają na przedstawienie następujących wniosków:

1. Żadna z testowanych metod nie może być uważana za uniwersalną i najlepszą w każdych warunkach. Wyniki testów są nie tylko różne w przypadku poszczególnych parametrów, ale także w sytuacji powtarzalnych serii pomiarów tego samego parametru. Porównanie wyników obliczeń wykonanych na jednym jedynie zbiorze danych referencyjnych może prowadzić do fałszywych uogólnień. Istotny jest również typ charakterystyk statystycznych, które potrzebujemy. Interpolacja liniowa na przykład daje bardzo dobre wyniki, kiedy chcemy oszacować miary centralne analizowanej zmiennej, lecz w przypadku miar rozkładu/rozrzutu jakość szacunków uzyskanych za pomocą IL jest zdecydowanie gorsza.
2. Zestawienie rozrzutu estymacji parametrów populacji, opartych na tygodniowych seriach pomiarowych i tych samych seriach uzupełnionych do ciągów dobowych, wykazuje wyraźną poprawę jakości po zastosowaniu takich procedur, jak: KED, cOCK, CSPL, cCSPL, a także w mniejszym stopniu IL, OK, LRSPL.
3. Generalnie najgorszą metodą do uzupełniania ciągów pomiarów parametrów fizykochemicznych wody w ciekach jest – chyba najczęściej stosowana – regresja w stosunku do przepływów. Rezultaty jej stosowania są zdecydowanie najgorsze w przypadku dokładności. Także, jeśli chodzi o precyzję obliczeń, regresja znajduje się w końcu zestawienia porównywanych metod. Zdecydowanie lepsze wyniki dają metody

TABELA 2. Porównanie charakterystyk statystycznych codziennych danych pomiarowych z estymacjami opartymi na 7 seriach pomiarów o tygodniowym interwale. Miary statystyczne jak w tabeli 1 oraz: ME – średni błąd, MSE – średni błąd kwadratowy, r – współczynnik korelacji liniowej Pearsona. Metody estymacji: IL – interpolacja liniowa, REG – regresja w stosunku do przepływu, OK – zwykły kriging, SKlm – prosty kriging z lokalnymi średnimi, KED – kriging z zewnętrznym trendem, cCOK – kolokacyjny zwykły kokriging z przepływem jako zmienną dodatkową, cCOK2 – kolokacyjny zwykły kokriging z SEC jako zmienną dodatkową, CSPL – sześcienna funkcja krzywikowa, cCSPL – ograniczona sześcienna funkcja krzywikowa, LRSPL – funkcja krzywikowa lokalnej regresji. Górna wartość to średnia z siedmiu estymacji, dolna – odchylenie standardowe

TABLE 2. Comparison of statistical parameters of the daily measurements data with calculated for estimated daily sets based for 7 chosen subsets with weekly intervals. Statistical parameters like in Table 1 and: ME – mean error, MSE – mean square error, r – Pearson correlation coefficient. Estimation methods: IL – linear interpolation, REG – rating relationship with discharge, OK – ordinary kriging, SKlm – simple kriging with varying local means, KED – kriging with external drift, cOCK – collocated ordinary cokriging with discharge as a secondary variable, cOCK – collocated ordinary cokriging with SEC as a secondary variable, CSPL – cubic spline, cCSPL – constrained cubic spline, LRSPL – local regression spline. Upper value for each method is a mean for seven estimations, lower one – standard deviation

Charakterystyka Characteristic	Śred.	Med.	Min.	Maks.	Q1	Q3	SD	Sk	K	ME	MSE	r
Parsęta – SEC												
Dane	450,5	445	225	540	427	487	48,96	–1,003	2,511	–	–	–
IL	450,6	444,8	265,7	536,3	426,9	486,2	46,17	–0,751	1,503	–0,059	393,3	0,916
	1,079	1,303	25,16	2,752	2,419	2,391	1,983	0,244	0,895	1,138	26,186	0,007
REG	454,6	464,7	141,0	471,5	453,3	470,2	29,90	–4,618	33,570	–4,087	1546,9	0,610
	1,967	2,492	47,72	3,826	1,997	3,538	5,62	0,529	7,992	1,968	30,410	0,009
OK	449,8	440,7	305,8	527,7	425,5	484,3	42,57	–0,474	0,513	0,813	464,3	0,899
	1,220	2,105	13,73	3,011	2,459	2,407	1,679	0,204	0,556	1,228	40,670	0,009
SKlm	450,6	444,2	135,0	536,3	427,9	486,1	47,31	–1,352	5,518	0,053	364,6	0,924
	1,406	1,867	64,69	2,752	2,098	2,610	2,966	0,369	2,415	1,415	57,640	0,011
KED	451,2	448,6	264,9	547,0	426,7	486,3	47,09	–0,773	1,386	–0,629	296,3	0,937
	1,016	1,964	24,26	9,894	1,561	1,605	1,598	0,189	0,645	1,025	43,290	0,009

cd. tabeli 2

cOCK	450,7	445,9	223,9	543,6	426,4	487,4	47,70	–0,908	2,159	–0,122	230,5	0,952
	0,880	1,340	39,30	10,500	2,070	2,370	1,890	0,198	0,892	0,888	27,240	0,006
CSPL	450,6	445,1	259,3	536,3	427,0	486,6	47,30	–0,831	1,811	–0,038	405,4	0,914
	1,067	1,172	23,18	2,729	2,586	2,137	2,079	0,264	1,031	1,126	24,360	0,006
cCSPL	450,6	445,9	255,1	539,1	426,8	487,0	48,26	–0,867	1,883	–0,072	439,4	0,908
	1,064	1,625	22,72	2,838	2,068	2,153	2,192	0,275	1,066	1,121	31,790	0,007
LRSPL	450,6	446,0	268,7	535,4	427,0	486,7	46,82	–0,763	1,469	–0,035	412,9	0,912
	1,066	1,734	19,12	2,498	2,516	2,727	2,032	0,247	0,884	1,123	26,170	0,006
Parsęta – SiO_2												
Dane	12,00	12,23	4,93	15,93	10,38	13,85	2,190	–0,474	–0,491	–	–	–
IL	12,00	12,17	6,06	15,54	10,40	13,83	2,095	–0,412	–0,651	0,001	0,794	0,916
	0,049	0,095	0,757	0,264	0,086	0,087	0,062	0,053	0,158	0,048	0,056	0,006
REG	12,00	12,14	4,80	14,85	11,13	13,01	1,520	–0,773	1,297	0,005	2,576	0,681
	0,039	0,091	1,577	0,142	0,066	0,076	0,077	0,336	0,945	0,039	0,011	0,001
OK	11,95	12,04	7,65	15,00	10,41	13,69	1,928	–0,259	–0,936	0,059	0,928	0,899
	0,057	0,161	0,464	0,278	0,036	0,107	0,079	0,105	0,152	0,057	0,130	0,015
SKlm	12,05	12,34	4,31	15,75	10,38	13,81	2,149	–0,555	–0,306	0,007	0,557	0,941
	0,037	0,102	1,077	0,255	0,086	0,076	0,064	0,086	0,320	0,037	0,077	0,008
KED	12,02	12,23	4,94	15,73	10,43	13,85	2,113	–0,509	–0,347	–0,002	0,613	0,936
	0,043	0,085	0,228	0,130	0,079	0,079	0,058	0,044	0,168	0,034	0,071	0,011
cOCK	12,00	12,22	5,54	15,56	10,42	13,83	2,117	–0,501	–0,469	0,007	0,573	0,939
	0,041	0,093	1,143	0,259	0,054	0,073	0,064	0,055	0,236	0,040	0,071	0,007
cOCK2	12,00	12,16	5,55	15,66	10,45	13,79	2,120	–0,464	–0,489	0,003	0,556	0,941
	0,031	0,097	0,581	0,291	0,077	0,052	0,058	0,056	0,155	0,031	0,059	0,006

cd. tabeli 2

Charak-terystyka Character-istic	Śred.	Med.	Min.	Maks.	Q1	Q3	SD	Sk	K	ME	MSE	r
Parsęta – SiO_2												
CSPL	12,00	12,18	5,83	15,58	10,38	13,86	2,133	–0,442	–0,574	0,001	0,820	0,914
	0,048	0,086	0,767	0,254	0,121	0,091	0,063	0,053	0,188	0,047	0,060	0,006
CCSPL	12,00	12,20	5,60	15,72	10,40	13,85	2,161	–0,443	–0,524	0,001	0,907	0,906
	0,048	0,093	0,828	0,322	0,125	0,085	0,064	0,046	0,198	0,047	0,056	0,006
LRSPL	12,00	12,19	6,03	15,47	10,39	13,83	2,115	–0,424	–0,622	0,001	0,837	0,912
	0,047	0,095	0,700	0,237	0,127	0,100	0,064	0,051	0,192	0,046	0,061	0,006
Bystrzanka – SEC												
Dane	408,3	422	187	543	358	468	77,07	–0,605	–0,306			
IL	408,1	418,3	196,7	533,4	360,5	463,9	70,80	–0,509	–0,348	–0,235	1526,9	0,865
	2,75	4,07	7,27	5,26	5,67	4,07	2,537	0,104	0,120	2,625	100,5	0,009
REG	406,2	408,6	178,8	498,4	378,5	453,3	57,86	–0,669	1,068	1,703	3008,3	0,715
	2,48	8,22	70,48	21,80	4,29	10,39	10,450	0,742	1,145	2,486	112,0	0,003
OK	404,6	412,1	243,0	520,3	361,5	450,6	61,38	–0,397	–0,435	3,182	1843,2	0,834
	2,90	3,77	9,43	7,31	3,72	3,28	2,770	0,104	0,157	2,835	197,9	0,019
SKlm	407,1	416,13	120,61	545,5	366,5	463,5	74,25	–0,713	0,476	0,649	1593,4	0,865
	3,153	3,802	59,456	10,89	4,24	7,22	6,768	0,299	0,650	3,034	239,1	0,019

KED	405,4	411,8	158,5	585,2	361,5	462,8	74,72	–0,493	0,032	1,924	1622,1	0,862
	2,65	3,56	32,10	43,20	4,19	5,83	3,960	0,178	0,210	2,654	128,8	0,012
cOCK	407,9	419,4	178,6	533,7	361,3	463,3	71,32	–0,570	–0,181	–0,242	1368,4	0,879
	2,13	2,64	35,34	5,12	4,75	4,03	2,034	0,151	0,398	0,197	105,2	0,010
CSPL	408,5	420,2	188,4	534,8	356,7	468,3	75,44	–0,554	–0,362	–0,604	1802,9	0,847
	3,22	4,34	6,89	5,57	4,39	5,04	2,573	0,096	0,173	3,058	244,4	0,022
CCSPL	408,1	419,4	194,5	534,4	358,7	465,8	73,39	–0,534	–0,349	–0,172	1640,5	0,860
	2,73	4,65	7,60	6,43	4,52	4,24	2,639	0,109	0,143	2,785	145,9	0,009
LRSPL	408,1	418,0	207,4	531,6	357,3	465,5	72,37	–0,488	–0,422	–0,279	1661,0	0,854
	2,74	5,35	12,97	2,70	3,65	4,58	2,569	0,106	0,107	2,628	128,4	0,012
Bystrzanka – pH												
Dane	8,353	8,37	7,34	8,89	8,23	8,48	0,174	–0,483	0,929	–	–	–
IL	8,353	8,361	7,840	8,720	8,236	8,477	0,157	–0,298	0,046	–0,0003	0,016	0,713
	0,012	0,015	0,221	0,098	0,012	0,019	0,009	0,366	1,702	0,012	0,002	0,024
OK	8,353	8,356	8,062	8,621	8,254	8,444	0,126	–0,018	–0,605	–0,0001	0,016	0,700
	0,012	0,016	0,082	0,030	0,009	0,018	0,010	0,249	0,339	0,012	0,001	0,023
KED	8,349	8,360	7,665	8,731	8,238	8,467	0,159	0,494	1,035	–0,003	0,016	0,720
	0,014	0,016	0,233	0,094	0,014	0,018	0,009	0,418	2,004	0,014	0,001	0,013
cOCK	8,354	8,361	7,790	8,720	8,240	8,474	0,154	–0,302	0,080	–0,001	0,0148	0,731
	0,012	0,012	0,239	0,098	0,013	0,017	0,009	0,309	1,472	0,012	0,001	0,019
cOCK2	8,353	8,361	7,830	8,730	8,240	8,470	0,151	–0,283	0,035	–0,0006	0,0128	0,771
	0,012	0,011	0,220	0,096	0,015	0,018	0,011	0,334	1,497	0,012	0,0016	0,023

cd. tabeli 2

Charak-terystyka Charac-teristic	Śred.	Med.	Min.	Maks.	Q1	Q3	SD	Sk	K	ME	MSE	r
CSPL	8,353	8,362	7,835	8,725	8,234	8,482	0,163	–0,341	0,155	–0,0002	0,017	0,708
	0,012	0,015	0,221	0,097	0,013	0,019	0,009	0,375	1,872	0,012	0,002	0,026
CCSPL	8,353	8,361	7,829	8,732	8,231	8,486	0,168	–0,347	0,142	–0.0004	0,018	0,691
	0,012	0,015	0,219	0,093	0,014	0,018	0,010	0,381	1,828	0,012	0,002	0,032
LRSPL	8,353	8,360	7,894	8,695	8,235	8,478	0,157	–0,266	–0,172	–0,0003	0,017	0,702
	0,012	0,015	0,181	0,068	0,010	0,020	0,010	0,334	1,389	0,012	0,002	0,027

interpolacyjne. Mówi to wiele o naturze zmienności czasowej składu roztworu rzecznego. „Bezpośrednia" składowa deterministyczna związana ze zmiennością objętości wody w korycie cieku ma bardzo małe znaczenie. Znacznie ważniejsze są czynniki, które można nazwać „buforowością" hydrologiczną i biogeochemiczną systemu zlewni, wpływające na wysoką autokorelację czasową parametrów fizykochemicznych wody. Można, jednakże przypuszczać, że w miarę zmniejszania się frekwencji pomiarów różnice na korzyść interpolacyjnych metod estymacji będą maleć.

TABELA. 3. Średnie rangi i odchylenia standardowe rang dokładności i precyzji poszczególnych testowanych metod estymacji stężeń. Podano też sumę średnich globalnych rang dokładności i precyzji
TABLE 3. Mean ranks and standard deviations of ranks of accuracy and precision for each tested methods of river solute concentration estimations. Sum of mean global ranks of accuracy and precision are also placed

Charakterystyka Characteristic	Miary centralne Central tendency estimation		Miary rozkładu/ /rozrzutu Estimation of scatter/ /distribution		Miary estymacji punktowej Instant values estimation		Ranga globalna Global rank		
	Śred.	SD	Śred.	SD	Śred.	SD	Śred.	SD	
Dokładność – Accuracy									
IL	2,5	1,69	5,0	1,82	3,2	1,19	3,5	1,57	
REG	6,2	2,93	8,0	2,38	8,3	1,80	7,5	2,37	
OK	5,4	2,88	7,6	1,10	7,0	2,45	6,7	2,14	
SKlm	4,5	2,74	5,4	2,69	3,3	1,66	4,4	2,36	
KED	4,3	2,38	4,7	2,37	4,2	2,25	4,4	2,33	
cOCK	2,4	0,92	3,6	1,88	2,8	2,08	2,9	1,63	
cOCK2	2,8	2,87	4,6	2,17	2,2	2,04	3,2	2,36	
CSPL	1,8	1,39	2,7	1,44	4,5	1,93	3,0	1,59	
cCSPL	2,3	1,04	2,2	1,25	5,4	2,35	3,3	1,55	Dokładność + Precyzja Accuracy + Precision
LRSPL	2,8	1,75	4,8	2,07	4,8	1,99	4,1	1,94	
Precyzja – Precision									
IL	4,9	2,70	4,3	1,90	3,2	1,99	4,1	2,20	7,6
REG	5,8	3,49	7,2	2,70	3,2	2,59	5,4	2,93	12,9
OK	6,3	3,28	3,4	2,64	5,4	2,57	5,0	2,83	11,7
SKlm	6,2	2,71	6,7	1,82	6,2	2,22	6,4	2,25	10,8
KED	3,3	1,98	4,1	2,64	3,8	2,12	3,7	2,25	8,1
cOCK	2,1	1,36	4,3	2,57	2,5	1,73	3,0	1,89	5,9
cOCK2	2,8	3,50	3,9	2,18	2,3	0,82	3,0	2,17	6,2
CSPL	4,3	2,96	4,7	2,02	4,5	2,84	4,5	2,61	7,5
cCSPL	4,4	2,26	4,8	2,11	4,0	2,17	4,4	2,18	7,7
LRSPL	4,8	2,12	3,8	2,39	3,6	1,62	4,1	2,04	8,2

4. Zaskakująco wysokie miejsce w rankingu zarówno dokładności, jak i precyzji zajmuje interpolacja liniowa (IL). Lokata ta jest porównywalna, a czasami nawet lepsza niż kilka innych, bardziej wyrafinowanych i pracochłonnych metod (OK, SKlm i KED). Wszędzie tam gdzie nie jest ważna subtelna dokładność, a w cenie jest prostota i szybkość obliczeń, należy stosować interpolację liniową.
5. Nieco lepsze efekty niż interpolacja liniowa dają sześcienne funkcje krzywikowe (CSPL). Można je zalecać do rutynowej estymacji stężeń składników roztworu rzecznego, bo (1) ich stosowanie nie wymaga żadnego czasochłonnego i wymagającego specjalistycznej wiedzy parametryzowania, a poza tym (2) procedury te występują w wielu łatwo dostępnych, tanich, a czasami nawet bezpłatnych programach matematyczno-statystycznych.
6. Stosunkowo słabą jakość estymacji za pomocą OK i SKlm można interpretować jako efekt globalnej ich parametryzacji. Oparte są one bowiem na wyliczonych dla całych analizowanych serii pomiarowych: modelu semiwariancji (OK) oraz modelu semiwariancji reszt i regresji w stosunku do przepływu (SKlm). Charakterystyki te nie są stacjonarne i zmieniają się sezonowo, a nawet w krótszych odcinkach czasu. Funkcje krzywikowe, które mają wybitnie charakter algorytmu lokalnie adaptacyjnego, wykazują tutaj swoją wyższość. Także kriging z zewnętrznym trendem (KED), który choć oparty na globalnym modelu semiwariancji, ale modyfikowany lokalną liniową regresją w stosunku do przepływu, dawał lepsze rezultaty niż OK i SKlm. Mankamenty estymacji parametrów fizykochemicznych wody za pomocą OK i SKlm można by w dużym stopniu zmniejszyć, stosując do obliczeń lokalne modele semiwariancji liczone dla ruchomego okna. Taki algorytm już istnieje, choć wykorzystywany jest głównie do estymacji zmiennych w przestrzeni dwuwymiarowej (Haas 1990). Być może efekty stosowania OK i SKlm byłyby również lepsze gdyby zastosować bardziej „dokładne" globalne semiwariogramy liczone z całej serii danych, a nie z każdej z tygodniowych próbek osobno. Zdarza się bowiem, że przez jakiś okres prowadzimy częste pomiary, a później redukujemy ich frekwencję. „Dokładne" semiwariancje obliczone dla serii częstych pomiarów mogą być użyte do podniesienia jakości estymacji zmiennej w nieopróbowanych terminach dla okresu, kiedy frekwencja pomiarów była mniejsza.
7. Zdecydowanie najlepszym w końcowym zestawieniu dokładności i precyzji jest kolokacyjny kokriging (cCOK), zarówno wówczas, kiedy zmienną dodatkową jest przepływ, jak i przewodnictwo elektryczne wody (SEC). Szczególnie zdecydowaną dominację algorytm ten wykazuje przy estymacji punktowej. Mimo więc, że do obliczeń używa się „globalnych" mo-

deli semiwariancji i krossemiwariancji, korygujący lokalny wpływ zmiennej dodatkowej jest wystarczający do podniesienia jakości estymacji. Prawdopodobnie, jak wspomniano wyżej, byłaby ona jeszcze lepsza, gdyby zastosować semiwariogramy i krossemiwariogramy liczone z całej serii danych, a nie z każdej z tygodniowych próbek osobno. Metoda cCOK jest również w najmniejszym stopniu obciążona słabością wszystkich metod interpolacyjnych – spłaszczaniem rozkładu estymowanej zmiennej poprzez przeszacowanie wartości minimalnych i niedoszacowanie maksymalnych.

8. Istotne znaczenie ma możliwość użycia w cOCK, z równie dobrym skutkiem jak przepływ, łatwej do pomiaru skorelowanej zmiennej, jaką jest przewodnictwo elektryczne wody. Jeśli celem badań jest jedynie charakterystyka jakości wody w wybranej lokalizacji, można wybrać strategię pomiarów pomijającą kłopotliwe często pomiary przepływu i obejmującą ciągłe albo bardzo częste pomiary przewodnictwa, pH, temperatury, mętności wody itp., oraz znacznie rzadsze pobieranie próbek do pełnych analiz składu chemicznego. Za pomocą cCOK można oszacować wówczas, z dużą wiarygodnością, wartości owych rzadko oznaczanych parametrów fizykochemicznych wody dla każdego terminu, dla którego dysponujemy wynikami pomiarów zmiennych dodatkowych. Innym, możliwym kierunkiem polepszenia jakości estymacji za pomocą cOCK jest rozszerzenie jej z wariantu dwóch zmiennych na wielozmienny.

9. Zasadniczym problemem oceny jakości różnych metod obliczania ładunku substancji rozpuszczonych transportowanych w rzece jest brak odpowiednich danych referencyjnych (Webb i in. 1997, 2000). W przypadku ładunku zawiesin jest on łatwiejszy do rozwiązania, ponieważ istnieje możliwość wykorzystania stosunkowo dokładnych, ciągłych nefeliometrycznych pomiarów mętności wody (Webb i in. 1997). Webb i in. (2000) przedstawili propozycję takiej oceny dla metod kalkulacji ładunku składników roztworu rzecznego opartą na syntetycznych, generowanych „sztucznie" ciągach pomiarowych stężeń. Idea jest niewątpliwie dobra, lecz do jej realizacji można mieć nieco zastrzeżeń. Podstawą algorytmu generującego ciągi stężeń jest bowiem regresja w stosunku do przepływu, co, jak wykazano w niniejszym artykule, jest najgorszym sposobem estymacji wartości chwilowych. Tak wyliczone wartości stężeń były dość arbitralnie, jak wynika z opisu modyfikowane, aby uwzględnić opóźnienia „chemogramu" w stosunku do hydrogramu w trakcie wezbrań. Wydaje się, w świetle powyżej zaprezentowanych danych, że bardzo dobre, bo oddające znacznie lepiej naturę zjawiska – „syntetyczne" ciągi pomiarowe stężeń można by generować za pomocą kolokacyjnego kokrigingu.

Literatura

BLEINES C., DERAISME J., GEFFROY F., PERSEVAL S., RAMBERT F., RENARD D., TOUFFAIT Y. 2001: ISATIS software manual. Geovariances & Ecole Des Mines de Paris, 1–531.

de BOOR C. 1978: A practical guide to splines. Springer-Verlag, New York.

DEUTSCH C.V., JOURNEL, A.G. 1998: GSLIB. Geostatistical software library and user's guide. Second Edition. Oxford University Press, 1–369.

GOOVAERTS P. 1997: Geostatistes for natural resources evaluation. Oxford University Press, 1–483.

HAAS T.C. 1990: Kriging and automated variogram modeling within a moving window. Atmospheric Environment 24A, 1759–1769.

KOSTRZEWSKI A., MAZUREK M., ZWOLIŃSKI Z. 1994a: Dynamika transportu fluwialnego górnego Parsęty jako odbicie funkcjonowania systemu zlewni. Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich. Poznań, 1–165.

KOSTRZEWSKI A., MAZUREK M., ZWOLIŃSKI Z. 1994b: Monitoring hydrologiczny i hydrochemiczny w Stacji Geoekologicznej w Storkowie w latach 1986–1993. [W:] A. Kostrzewski (red.). Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Stacja Bazowa Storkowo, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa, 45–68.

LITTLEWOOD I.G. 1995: Hydrological regimes, sampling strategies, and assessment of errors in mass load estimates for United Kingdom rivers. *Environmental International*, vol. 21, no. 2, 211–220.

PANNATIER Y. 1996: VARIOWIN. Software for Spatial Data Analysis in 2D. Springer-Verlag, New York, 1–91.

SOJA R. 1981: Analiza odpływu z fliszowych zlewni Bystrzanki i Ropy (Beskid Niski). Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN, z. 1, 1–91.

STACH A. 2002: Geostatystyczna identyfikacja mechanizmów transportu roztworów w ciekach. [W:] niniejszym tomie.

STARKEL L., GIL E. (red.). 1994: Zintegrowany monitoring środowiska przyrodniczego. Stacja Bazowa Szymbark (*Karpaty Fliszowe*). Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa, 1–169.

WACKERNAGEL H. 1998: Multivariate geostatistics. 2nd edition. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 1–291.

WEBB B.W., PHILLIPS J.M., WALLING D.E. 2000: A new approach to deriving „best estimate" chemical fluxes for rivers draining the LOIS study area. *The Science of the Total Environment* 251/252, 45–54.

WEBB B.W., PHILLIPS J.M., WALLING D.E., LITTLEWOOD I.G., WATTS C.D., LEEKS G.J.L. 1997: Load estimation methodologies for British rivers and their relevance to the LOIS RACS(R) programme. *The Science of the Total Environment* 194/195, 379–389.

WELC A. 1985: Zmienność denudacji chemicznej w Karpatach Fliszowych (na przykładzie zlewni potoku Bystrzanka). Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN, z. 5, 1–102.

Summary

Methods of solute concentration estimation in river outflow. The main aim of the present study is to compare a wide set of methods for estimation solute concentrations in river outflow, both statistical parameters of population and instant values. The reference data set consist two years of daily measurements from two catchments: lowland and mountainous. Each data set was modified to simulate seven series of measurements with weekly intervals. This allows to compare both accuracy and in some extent also precision of each tested estimation methods. No one method are always better than others. It depends not only on parameter under consideration but also on particular data subset. Generally the worse choice in terms of both accuracy and precision is to use rating relationships with discharge. Surprisingly very good result was obtained using simple linear interpolation. For routine calculation of river solute concentration from infrequent data, cubic spline was recommended both by it's good performance, simplicity and popularity in relatively chip mathematical-statistical software for PC. The best method in comparison was

collocated ordinary cokriging (cOCK). It's performance is similar good both were secondary variable was discharge or specific electric conductivity of water (SEC). It is suggested that cOCK will be particularly useful for generating synthetic river solute concentration data for comparison of different methods for solute loads calculation (eg. Webb et al. 2000).

Author's address:
Alfred Stach
Institute of Quaternary Research
and Geoecology UAM
ul. Fredry 10
61-710 Poznań
Poland
e-mail: frdstach@amu.edu.pl

Alfred STACH
Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii UAM
Institute of Quaternary Research and Geoecology UAM

Geostatystyczna identyfikacja mechanizmów transportu roztworów w ciekach
Geostatistical identification of solute transport mechanism in rivers

Wstęp

Odpływ rzeczny w zlewniach w strefie klimatu umiarkowanego pozbawionych trwałej pokrywy śnieżnej i/lub lodowej tworzony jest w zmiennych proporcjach przez zasilanie z wód gruntowych, wód glebowych (spływ śródpokrywowy lub okresowe, „zawieszone" zwierciadła wodonośne) oraz ze spływu powierzchniowego zarówno nasyconego, jak i nienasyconego (Dunne i in. 1975, Froehlich 1982, Pearce i in. 1986). Proporcje te zmieniają się w czasie w zależności od fazy cyklu wezbraniowego lub sezonowego oraz w przestrzeni, zależnie od wielkości i układu elementarnych obszarów zasilających uwarunkowanych głównie przez topografię i użytkowanie terenu. Prawidłowości te wpływają w decydujący sposób na czasową zmienność składu i stężenia substancji transportowanych w cieku zarówno w postaci rozpuszczonej, jak i stałej.

Interpretacja geomorfologiczna pomiarów transportu fluwialnego jest w dużych ciekach zazwyczaj bardzo trudna i wymaga ciągłego monitoringu oraz stosowania bardzo subtelnych technik pomiarowych. Kłopotliwe jest, szczególnie w zlewniach trzeciego i wyższych rzędów o powierzchniach większych od kilku km^2, oddzielenie wpływu hydraulicznych i chemicznych efektów spływu materii w korytach cieków od jej cech nabytych w „obszarach zasilania". Trudności rozgraniczenia i dokładnego zdefiniowania takich obszarów rosną nieproporcjonalnie do powierzchni zlewni.

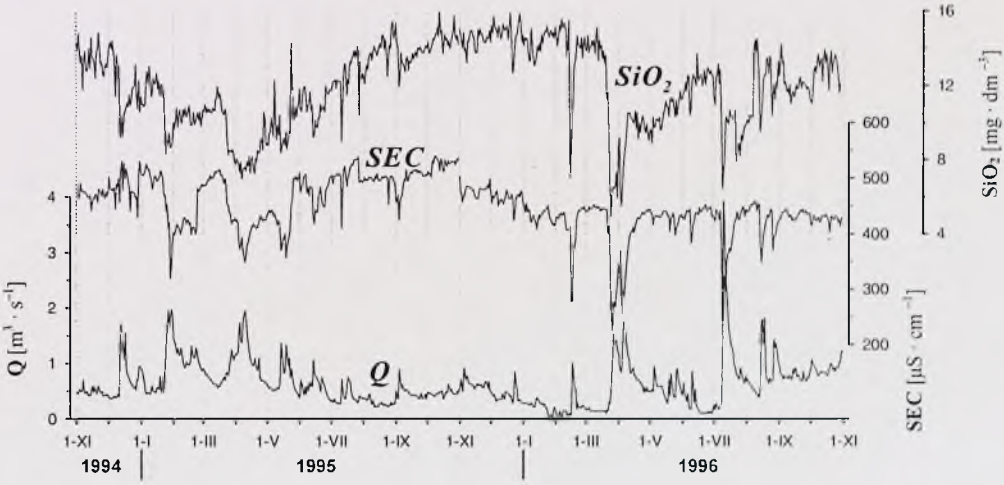
W ostatnich dwóch dekadach najbardziej znaczące postępy w tej dziedzinie osiągnięto, stosując techniki „odcisków palców" (*fingerprinting*) form i obszarów zasilania. Należą do nich trwałe izotopy tlenu i wodoru, „konserwatywne" składniki chemiczne w roztworze, aktywność ^{137}Cs w zawiesinie, specyficzne właściwości fizyczne i chemiczne zawiesiny (Bonell i in. 1990, Hirata i Muraoka 1988, Walling i in. 1999, Wels i in. 1991). Wydaje się jednakże, że zostały nieco zaniedbane

możliwości tkwiące w zaawansowanej numerycznej analizie danych pochodzących z klasycznego monitoringu odpływu wody i transportowanych przez nią substancji.

W niniejszym opracowaniu zostały wykorzystane geostatystyczne metody analizy serii czasowych, które, wedle dostępnej autorowi wiedzy, w takim kontekście nie były do tej pory stosowane.

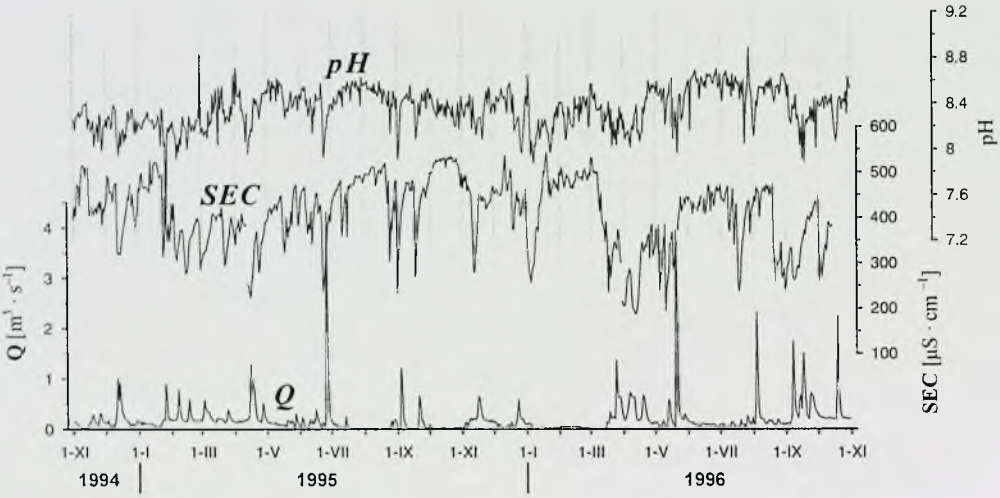
Obszar badań i analizowane dane

Opracowane dane obejmują dwuletnie serie dobowych pomiarów przepływu i wybranych parametrów fizykochemicznych dla zlewni górnej Parsęty (73,4 km^2) i Bystrzanki (13,0 km^2). Pierwsza z nich jest typowa dla obszarów pojezierzy północno-zachodniej Polski, druga – dla Karpat Fliszowych. Szczegółowe charakterystyki obu zlewni zawarte są w publikacjach Kostrzewskiego i in. (1994a, b), Soji (1981), Starkla i Gila (1994) oraz Welca (1985). Dla górnej Parsęty oprócz przepływu analizowano przewodnictwo elektryczne wody (SEC) i stężenie zjonizowanej krzemionki (SiO_2, rys. 1), dla Bystrzanki – SEC i stężenie jonów wodorowych (odczyn wody – pH, rys. 2). Wszystkie wymienione powyżej dane pomiarowe zostały zebrane w ramach „Zintegrowanego monitoringu środowiska przyrodniczego", zgromadzone w Centralnej Bazie Danych ZMŚP.



RYSUNEK 1. Analizowane serie dobowych pomiarów przepływu (Q), przewodnictwa elektrolitycznego wody (SEC) i stężenia zjonizowanej krzemionki (SiO_2) z lat hydrologicznych 1995–1996 ze zlewni górnej Parsęty

FIGURE 1. Analysed daily measurements data of discharge (Q), water electrical conductivity (SEC) and concentration of ionised silica (SiO_2) from upper Parsęta catchment and 1995–1996 hydrological years



RYSUNEK 2. Analizowane serie dobowych pomiarów przepływu (Q), przewodnictwa elektrolitycznego (SEC) i odczynu wody (pH) z lat hydrologicznych 1995–1996 ze zlewni Bystrzanki
FIGURE 2. Analysed daily measurements data of discharge (Q), water electrical conductivity (SEC) and reaction (pH) from upper Bystrzanka catchment and 1995–1996 hydrological years

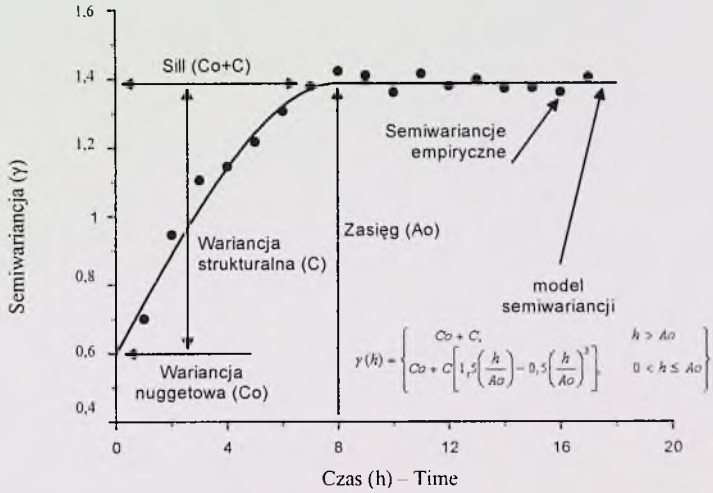
Podstawy teoretyczne

Charakterystyczną cechą większości zjawisk przyrodniczych, które są opisywane za pomocą pomiarów wybranych parametrów fizycznych, chemicznych czy też biologicznych, jest istnienie autokorelacji. Wyniki pomiarów, które sąsiadują ze sobą w czasie, są zazwyczaj bardziej do siebie podobne niż wyniki pomiarów bardziej odległych. Jest to skutkiem „bezwładności" i „samoregulacji" systemów przyrodniczych, które na bodziec reagują z pewnym opóźnieniem i stosunkowo powoli. Wyniki pomiarów nie można traktować zatem jakby to były niezależne zdarzenia losowe, co jest podstawą „klasycznej" statystyki. Ta prosta obserwacja leży u podstaw geostatystyki, a jej fundamentem jest teoria funkcji losowych (Goovearts 1997).

Punktem wyjścia analizy geostatystycznej jest obliczenie semiwariogramu empirycznego, będącego miarą średniego niepodobieństwa (braku podobieństwa) między danymi pomiarowymi odległymi o wektor (odcinek czasu) **h** (Gringarten i Deutsch 2001, rys. 3). Jest to połowa średniego kwadratu różnic między wartościami parametru w momencie 0 i momencie 0 + **h** (1):

$$\hat{\gamma}(\mathbf{h}) = \frac{1}{2N(\mathbf{h})} \sum_{\alpha=1}^{N(\mathbf{h})} \left[z(\mathbf{u}_\alpha) - z(\mathbf{u}_\alpha + \mathbf{h}) \right]^2 \tag{1}$$

gdzie:
$N(\mathbf{h})$ – liczba par danych dla danego odstępu czasu **h** między nimi,
$z(\mathbf{u}_\alpha)$ – dla $\alpha = 1, 2, \ldots, n$ oznaczają zbiór n pomiarów danego parametru,
$\mathbf{u}_\alpha$ – wektor terminów wykonywanych pomiarów.



RYSUNEK 3. Terminologia używana przy analizie semiwariancji
FIGURE 3. The nomenclature used in semivariogram analysis

Uogólnieniem informacji zawartych w semiwariogramie empirycznym jest model semiwariancji, czyli ciągła funkcja dopasowana do wartości semiwariancji empirycznych, obliczanych przecież dla skończonej liczby przedziałów czasowych (rys. 3). Model taki umożliwia szacowanie wartości semiwariancji dla jakiegokolwiek odstępu czasu i „wygładza" przypadkowe fluktuacje poszczególnych wartości semiwariancji empirycznych. Ma on również zasadnicze znaczenie dla szacowania wartości parametru w nieopróbowanych momentach czasu. Model semiwariancji umożliwia określenie trzech bardzo ważnych parametrów analizowanej serii czasowej:

- zasięg (Ao), określający odcinek czasu, w którym występuje autokorelacja (podobieństwo) między pomiarami,
- wariancja nuggetowa (Co), czyli teoretycznie oszacowana różnica między pomiarami wykonywanymi w tym samym momencie czasu; składa się nań wartość błędu pomiarowego oraz krótkookresowa zmienność występująca w skali czasu krótszej niż odstęp kolejnych pomiarów,
- wariancja strukturalna (C), czyli wartość wzrostu semiwariancji od poziomu nuggetowego do granicy zasięgu danych skorelowanych (*sill*, Co + C). W przypadku modeli złożonych (*nested models*), każdą ze składowych charakteryzuje się typem funkcji i wartością wariancji strukturalnej. Suma wariancji strukturalnych modeli cząstkowych jest zazwyczaj zbliżona lub równa wariancji całej analizowanej serii pomiarowej. Wariancje nuggetowa i strukturalne wyrażone są w jednostkach pomiarowych podniesionych do kwadratu.

Ideę semiwariogramu jako miary spadku samopodobieństwa wraz ze zwiększaniem się odstępu czasu między pomiarami można rozciągnąć również na analizę dwóch lub większej liczby wykonywanych jednocześnie serii pomiarowych. W szczególności jako miarę wspólnej zmienności dwóch mierzonych cech z_i i z_j wprowadzono pojęcie krossemiwariogramu empirycznego (2): kiedy wykres rozrzutu danych (XY) jest wykreślony w postaci symetrycznej. Oznacza to, że każda para obiektów w czasie $\mathbf{u}_\alpha$ i $\mathbf{u}_\alpha + \mathbf{h}$ pojawia się dwukrotnie: raz jako punkt o współrzędnych $([z_i(\mathbf{u}_\alpha) - z_i(\mathbf{u}_\alpha + \mathbf{h})], [z_j(\mathbf{u}_\alpha) - z_j(\mathbf{u}_\alpha + \mathbf{h})])$ i ponownie jako punkt $([z_i(\mathbf{u}_\alpha + \mathbf{h}) - z_i(\mathbf{u}_\alpha)], [z_j(\mathbf{u}_\alpha + \mathbf{h}) - z_j(\mathbf{u}_\alpha)]$.

Podstawy numeryczne algorytmów estymacji powodują, że modele semi-

$$\hat{\gamma}_{ij}(\mathbf{h}) = \frac{1}{2N(\mathbf{h})} \sum_{\alpha=1}^{N(\mathbf{h})} [z_i(\mathbf{u}_\alpha) - z_i(\mathbf{u}_\alpha + \mathbf{h})] \cdot [z_j(\mathbf{u}_\alpha) - z_j(\mathbf{u}_\alpha + \mathbf{h})] \quad (2)$$

Ze wzoru 2 wynika, że analizujemy wspólne zróżnicowanie wartości z_i i z_j między jednym momentem czasu, a innym – odległym o wektor $\mathbf{h}$. Jeżeli obie cechy są skorelowane dodatnio (zależność wprost proporcjonalna), to wzrost wartości z_i (spadek) przy przejściu z momentu $\mathbf{u}_\alpha$ do momentu $\mathbf{u}_\alpha + \mathbf{h}$ związany jest ze wzrostem wartości (spadkiem) z_j, i wówczas wartości krossemiwariogramu są dodatnie.

Przeskalowanie wartości krossemiwariogramu za pomocą odpowiadających mu wartości semiwariancji obu analizowanych cech daje współczynnik kodyspersji (3):

$$\nu_{ij}(\mathbf{h}) = \frac{\gamma_{ij}(\mathbf{h})}{\sqrt{\gamma_{ii}(\mathbf{h}) \cdot \gamma_{jj}(\mathbf{h})}} \in [-1, +1] \quad (3)$$

Uporządkowany szereg współczynników kodyspersji $\nu_{ij}(\mathbf{h}_1)$, $\nu_{ij}(\mathbf{h}_2)$,... stanowi tak zwaną eksperymentalną funkcję kodyspersji. Współczynnik kodyspersji może być interpretowany jako współczynnik korelacji między danymi oddalonymi o wektor $\mathbf{h}$ wtedy, wariancji i krossemiwariancji mogą być wybierane z ograniczonego zestawu tak zwanych dopuszczalnych (*permissible*) funkcji. Nie stanowi to istotnego zubożenia jakości dopasowania, ponieważ elementarne funkcje mogą być ze sobą łączone – zagnieżdżane tzw. *nested models*. Konieczność użycia modelu złożonego (zagnieżdżonego) może mieć istotne implikacje. Sugeruje bowiem, że dane zjawisko jest efektem działania kilku czynników, z których każdy funkcjonuje w innej skali czasu. Funkcja losowa o zagnieżdżonym modelu semiwariogramu może być traktowana jak liniowa kombinacja niezależnych i sumujących się funkcji losowych, każda ze średnią równą zero i prostym semiwariogramem. Jest to dość arbitralne założenie bez jednoznacznego odniesienia przyrodniczego.

Rzeczywiste procesy przyrodnicze nie są generalnie niezależne, a ich efekty niekoniecznie się sumują. Mimo to koncepcja ta ma istotne znaczenie, bo umożliwia wydzielanie z analizowanej serii czasowej składowych będących efektem działania różnych procesów

i obliczanie tak zwanych strukturalnych współczynników korelacji (4):

$$\rho_{ij}^{l} = \frac{b_{ij}^{l}}{\sqrt{b_{ii}^{l} \cdot b_{jj}^{l}}} \qquad (4)$$

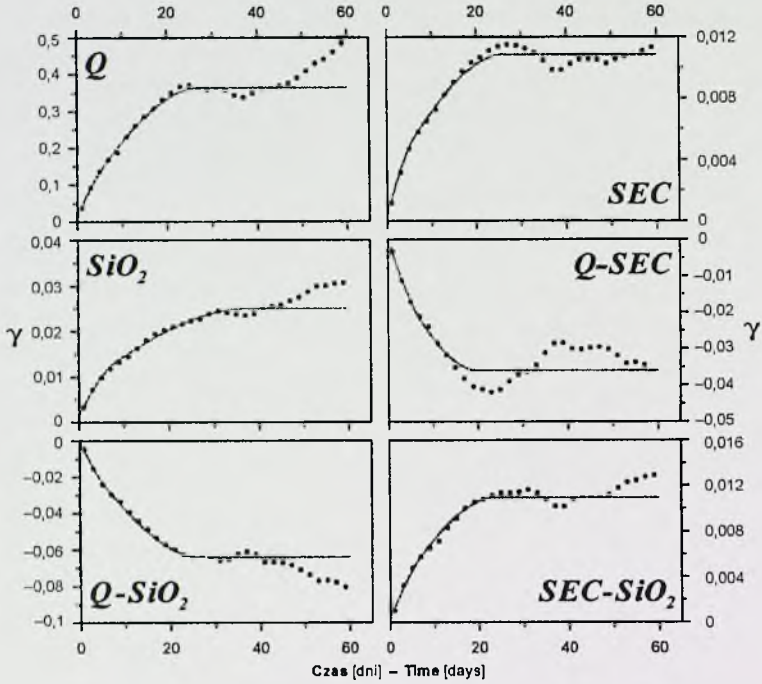
Jest to korelacja liniowa między jakimikolwiek analogicznymi składowymi dwóch skorelowanych zmiennych losowych. Do jej obliczenia potrzebne są wartości wariancji nuggetowej lub strukturalnej tych składowych modelu semiwariogramu każdej ze zmiennych (b_{ii}^{l} i b_{jj}^{l}) oraz modelu ich krossemiwariogramów (b_{ij}^{l}). Warunkiem ich obliczenia jest zastosowanie liniowego modelu koregionalizacji, który wymaga, aby wszystkie trzy modele miały identyczną strukturę, to jest tą samą liczbę identycznych składowych o identycznym zasięgu. Nie jest to wielkie ograniczenie, ponieważ analizujemy przecież zmienne skorelowane, których przebieg czasowy jest podobny.

Dyskusja wyników

Ponieważ wszystkie analizowane serie pomiarowe charakteryzują się skośnymi rozkładami, dane zostały znormalizowane poprzez transformację logarytmiczną. Analizę prowadzono dla okresu od 1 do 60 dni wstecz. Miało to na celu skoncentrowanie prac na interpretacji mechanizmu odpływu wezbraniowego i pominięcie zmienności sezonowej. Dwuletnia seria pomiarów, którą opracowywano, jest kompromisem między chęcią uzyskania informacji o generalnych prawidłowościach funkcjonowania badanych systemów fluwialnych a ograniczeniami związanymi z posiadanym oprogramowaniem i sprzętem komputerowym.

Pierwszym elementem algorytmu obliczeniowego jest bowiem stworzenie macierzy różnic wyników pomiarów wszystkich możliwych par obserwacji – czyli w tym przypadku 266 815 – i wykonywanie na niej obliczeń (Pannatier 1996). Analiza wykonywana na analogicznych danych pochodzących z obu zlewni z innych okresów dawała wyniki bardzo zbliżone. Przy dwuletniej serii pomiarowej wpływ pojedynczych, nawet ekstremalnych, wezbrań na wyniki jest już niewielki.

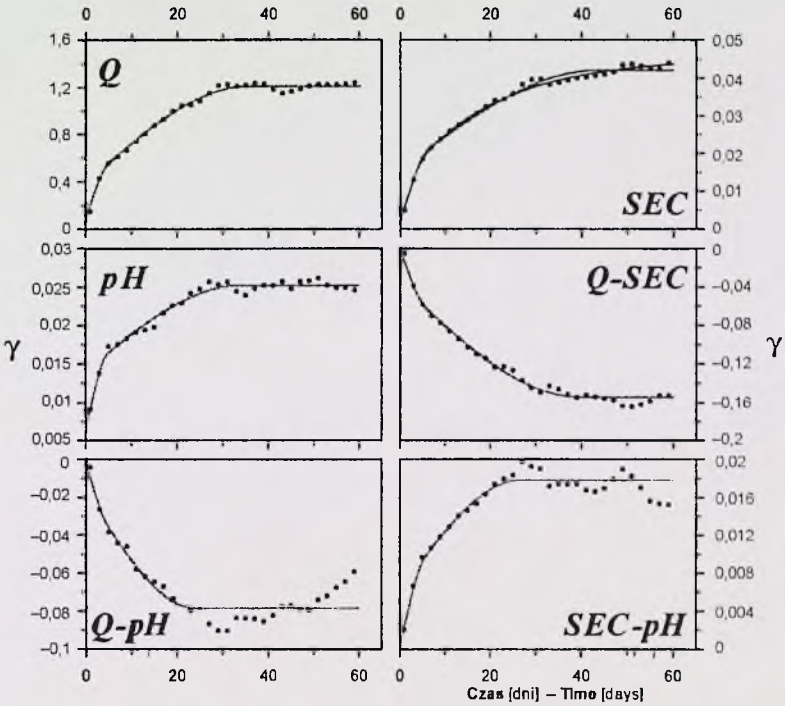
Istnieje możliwość jednakże zastosowania analizy geostatystycznej również do krótszych okresów, na przykład do badania zmienności sezonowej mechanizmów odpływu wezbraniowego. Generalnie stabilność numeryczną semiwariogram (krossemiwariogram) uzyskuje przy seriach danych zawierających minimum 150 obserwacji. Próby wykonywane przez autora wskazują, że w przypadku danych hydrologicznych zadowalające rezultaty osiąga się nawet przy znacznie mniejszych liczebnościach próby.



RYSUNEK 4. Semiwariogramy i krossemiwariogramy empiryczne oraz ich modele dla analizowanych serii pomiarowych z Parsęty. Dla zwiększenia czytelności rysunku zaznaczono co drugi punkt
FIGURE 4. Empirical semivariograms and cross semivariograms with theirs models for analysed data from upper Parsęta river. Only each second point was marked for plot clarity

Zarówno dla Parsęty, jak i dla Bystrzanki struktura podobieństwa analizowanych serii czasowych była zbliżona: niewielka wariancja nuggetowa i dwie składowe sferyczne o zasięgu 5–6 dni (Bystrzanka) i 6–8 dni (Parsęta) – pierwsza, oraz 34–36 (Bystrzanka) i 25–27 dni (Parsęta) – druga (tab. 1, rys. 4 i 5). Przy dobowym kroku pomiarowym przepływająca w korycie tych cieków woda może być w zasadzie traktowana jako mieszanina trzech składników. Względny ich udział jest w obu zlewniach również podobny: około 15, 30 i 55%. Składowa 1 obejmuje w sobie całą zmienność przepływu wody i rozpuszczonych w niej substancji dokonującą się w czasie krótszym niż odstęp próbkowania – czyli w ciągu 24 godzin.

Abstrahując od różnic między poszczególnymi seriami pomiarowymi, widoczny jest nieco wyższy udział składowej 2 dla Bystrzanki (około 34%) i składowej 3 dla górnej Parsęty (około 58%). Prawdopodobnie składowe te należy utożsamiać z szybkim spływem (opad na koryto i spływ powierzchniowy nasycony i nienasycony z obszarów przylegających do koryta), szeroko rozumianym zasilaniem glebowym (spływ powierzchniowy, spływ powrotny, a zwłaszcza spływ śródpokrywowy) i gruntowym. Większe nachylenia stoków i wyższa strukturalność gleb wykształconych na podłożu fliszowym



RYSUNEK 5. Semiwariogramy i krossemiwariogramy empiryczne oraz ich modele dla analizowanych serii pomiarowych z Bystrzanki. Dla zwiększenia czytelności rysunku zaznaczono co drugi punkt
FIGURE 5. Empirical semivariograms and cross semivariograms with theirs models for analysed data from Bystrzanka river. Only each second point was marked for plot clarity

wpływają zapewne na większe znaczenie składowej 2 w zlewni Bystrzanki. Szybszą reakcję wód stanowiących składową 3 w zlewni Parsęty należałoby wiązać z wyższym udziałem obszarów sąsiadujących z korytem o płytkim zaleganiu wód gruntowych. To efekt szerszej doliny i dużego udziału powierzchni obniżeń wytopiskowych wykorzystywanych przez koryto cieku.

Wyróżnione składowe nie korespondują w żaden sposób z długością czasu trwania i strukturą przepływów wezbraniowych w obu zlewniach (Soja 1981). Pewną analogię można widzieć w zlewni Bystrzanki między zasięgiem trzeciej składowej a przebiegiem krzywej wysychania (Soja 1981).

Nie można oczywiście wykluczyć możliwości, że zbieżność struktury czasowej serii pomiarowych z obu zlewni jest czysto przypadkowa. W wielu opracowaniach jednak podkreślany jest fakt podobieństwa mechanizmów krążenia wody w zlewniach w klimacie umiarkowanym. Różnice mają charakter głównie ilościowy, nie jakościowy (Tanaka 1988). W przypadku analizowanych serii pomiarów przepływu podstawowe różnice związane są z wielokrotnie większą zmiennością danych z Bystrzanki. Semiwariancja nuggetowa jest 4 razy większa, składowa 2–9 razy, a składowa 3–2,6 razy. W sumie wariancja danych przepływu ze zlewni fliszowej jest 3,32 razy większa niż ze zlewni pojeziernej.

TABELA 1. Modele semiwariancji i krossemiwariancji uzyskane dla analizowanych serii pomiarowych. Uproszczony zapis modelu zawiera wielkości wariancji nuggetowej i strukturalnej (*sill*) dla każdej składowej modelu (liczby bez nawiasów), typ składowej (skrót *Sph.* oznacza model sferyczny) oraz zasięg każdej składowej w dniach (liczba w nawiasie)

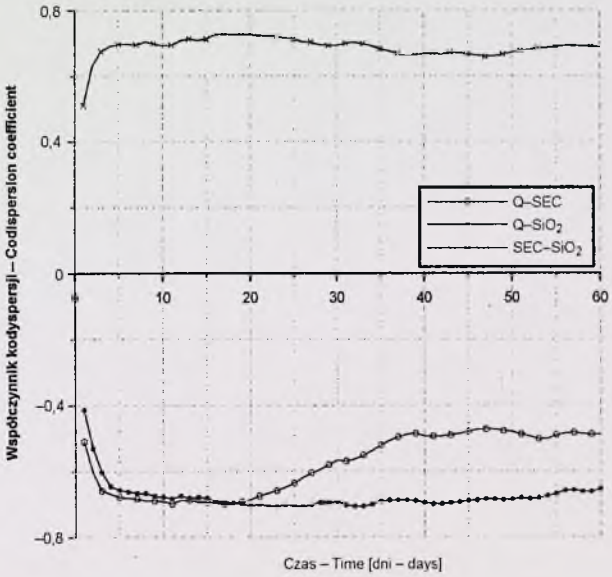
TABLE 1. Semivariograms and cross semivariograms models for analysed measurements data. Simplified model notation contains values of nugget and structural variance (sill) for each model component (numbers without parenthesis), component type (*Sph.* abbreviation stands for spherical model), and finally range of each component in days (numbers in parenthesis)

Zmienna Variable	Model semiwariancji (γ) Semivariance model
Górna Parsęta	
ln*Q*	0,015 + 0,0348 *Sph.*(6,0) + 0,314 *Sph.*(27,2)
ln*SEC*	0,0004 + 0,0022 *Sph.*(6,0) + 0,00823 *Sph.*(26,2)
lnSiO_2	0,0016 + 0,006 *Sph.*(7,9) + 0,0173 *Sph.*(37,2)
ln*Q* – ln*SEC*	–0,0072 *Sph.*(7,0) – 0,0289 *Sph.*(19,9)
ln*Q* – lnSiO_2	–0,0081 *Sph.*(6,0) – 0,056 *Sph.*(26,8)
ln*SEC* – lnSiO_2	0,0004 + 0,00155 *Sph.*(6,7) + 0,009 *Sph.*(24,0)
Bystrzanka	
ln*Q*	0,065 + 0,315 *Sph.*(5) + 0,83 *Sph.*(35,5)
ln*SEC*	0,0015 + 0,014 *Sph.*(6,5) + 0,0266 *Sph.*(43,8)
pH	0,006 + 0,008 *Sph.*(4,95) + 0,0112 *Sph.*(33,9)
ln*Q* – ln*SEC*	–0,037 *Sph.*(5,9) – 0,117 *Sph.*(39,4)
ln*Q* – *pH*	–0,0168 *Sph.*(4,8) – 0,062 *Sph.*(24)
ln*SEC* - *pH*	0,006 *Sph.*(5,8) + 0,0118 *Sph.*(26,6)

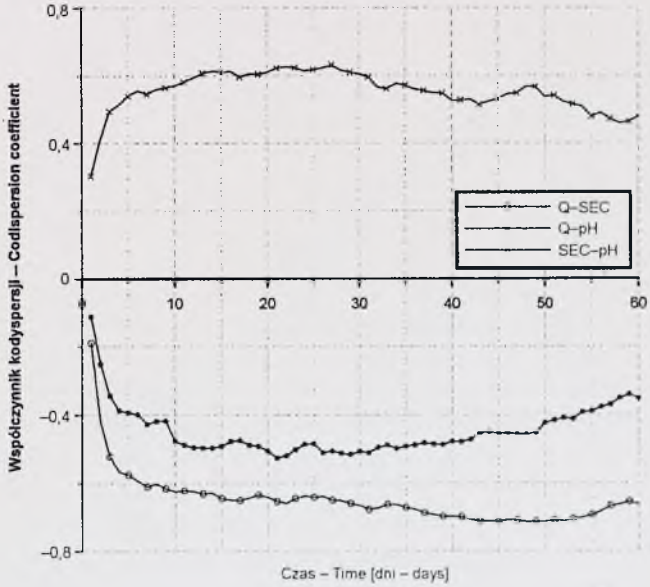
Zmienny skład mieszaniny w korycie obu cieków powoduje również, że zależności stężeń składników roztworu od objętości przepływu są generalnie „słabe" i dalekie od prostych krzywych rozcieńczania – patrz pierwszy wiersz w tabeli 2. Wykresy funkcji kodyspersji wskazują jednakże, że za niską siłę zależności przepływ – stężenia składników roztworu odpowiedzialne są głównie wody szybkiego spływu (składowa 1) i w mniejszym stopniu zasilania gruntowego (składowa 3). Wartości bezwzględne współczynników kodyspersji rosną gwałtownie do odstępu około 6 dni (rys. 6 i 7), maksimum osiągają zazwyczaj przy odstępie pomiarów od 15 do 30 dni. Jedynie zależność Q-SEC dla Bystrzanki wykazuje większe opóźnienie maksimum funkcji kodyspersji – około 48 dni.

Strukturalne współczynniki korelacji obliczono zgodnie z liniowym modelem koregionalizacji (tab. 2). Dla Bystrzanki przyjęto zasięg drugiej struktury 6 dni, a trzeciej 34. W przypadku Parsęty dla par z udziałem przepływu przyjęto zasięgi 6 i 28 dni, a dla zależności SEC-SiO_2 – 7 i 27 dni. Wyniki obliczeń są bardzo ciekawe, lecz, jak wspomniano uprzednio, należy je interpretować z dużą ostrożnością.

Oprócz zależności SEC-SiO_2 dla Parsęty, współczynniki dla pierwszej składowej (nugget) mają odwrotny znak niż zwykła korelacja liniowa. Oznaczałoby to między innymi, że dla wód szybkiego spływu istnieje wprost proporcjonalna zależność między objętością przepływu a stężeniem rozpuszczonych substancji. Można zaakceptować powyższy wniosek, ponieważ błędy pomiarowe, które również składają się na wariancję nuggetową, zazwyczaj charakteryzują się rozkładem losowym, a ich wielkość, w przypadku analizowanych parametrów, jest niezależna od wielkości wyniku pomiaru.



RYSUNEK 6. Funkcje kodyspersji dla analizowanych serii pomiarowych z Parsęty. Dla zwiększenia czytelności rysunku zaznaczono co drugi punkt
FIGURE 6. Experimental codispersion functions for analysed measurements data from upper Parsęta river. Only each second point was marked for plot clarity



RYSUNEK 7. Funkcje kodyspersji dla analizowanych serii pomiarowych z Bystrzanki. Dla zwiększenia czytelności rysunku zaznaczono co drugi punkt
FIGURE 7. Experimental codispersion functions for analysed measurements data from Bystrzanka river. Only each second point was marked for plot clarity

TABELA 2. Zwykłe i strukturalne współczynniki korelacji dla oryginalnych serii pomiarowych i składowych czasowych odpływu Bystrzanki i górnej Parsęty
TABLE 2. Ordinary and structural correlation coefficients for original measurements data and time components of the outflow from Bystrzanka and upper Parsęta rivers

Ciek – River:	Bystrzanka			Górna Parsęta		
Dane/Zależność Data/Relationship	Q-SEC	Q-pH	SEC-pH	Q-SEC	Q-SiO_2	SEC-SiO_2
Dane oryginalne – Original data	–0,696	–0,362	0,388	–0,357	–0,626	0,612
Składowa 1 – Time component	1,000	0,393	–0,277	0,737	0,063	0,309
Składowa 2 – Time component	–0,679	–0,711	0,860	–0,994	–0,917	0,984
Składowa 3 – Time component	–0,771	–0,585	0,615	–0,510	–0,717	0,693

Należy również zwrócić uwagę, że równy 1 strukturalny współczynnik korelacji dla pierwszej składowej zależności Q-SEC w Bystrzance jest prawdopodobnie artefaktem numerycznym wynikającym z bardzo małych wartości semiwariancji nuggetowej. Przypuszczalnie przyczyną wprost proporcjonalnej zależności między stężeniami a przepływem jest efekt wymywania (*flushing effect*) przez spływające powierzchniowo wody zakumulowanych w okresie bezopadowym rozpuszczalnych substancji (Klein 1981, Stach 2002). Dominacja zasilania glebowego i gruntowego w odpływie korytowym maskuje istnienie tego zjawiska, które rejestrowane jest bezpośrednio jedynie na poletkach stokowych i w skrajnie małych mikrozlewniach.

Przyjęcie takiego wyjaśnienia fenomenu pierwszej składowej pociąga za sobą również wniosek o bardzo niewielkim wpływie na kształtowanie się chemizmu wód wezbraniowych opadu bezpośrednio na koryto. Potwierdzeniem takiej interpretacji byłyby wyższe wartości współczynników korelacji strukturalnej dla pierwszej składowej w zlewni Bystrzanki, w której powierzchnia koryt cieków i obszarów permanentnie nasyconych stanowi mniejszy odsetek powierzchni.

Również bliską zera wartość współczynnika dla zależności Q-SiO_2 w zlewni górnej Parsęty można interpretować zgodnie z powyższym wyjaśnieniem. Rozpuszczona krzemionka jest w zasadzie nieobecna w składzie opadów atmosferycznych, a jej zawartość w wodach spływu powierzchniowego jest niewielka i bardzo zmienna, zależna od warunków lokalnych i długości okresu bezopadowego. Z kolei ładunek jonów wodorowych w mokrym i suchym opadzie atmosferycznym jest wielokrotnie większy niż w wodach glebowych i gruntowych, czego konsekwencją jest wprost proporcjonalna zależność między przepływem a pH dla pierwszej składowej.

W efekcie opisanego powyżej faktu współczynniki dla drugiej i trzeciej składowej mają taki sam znak, jak zwykły współczynnik korelacji liniowej i są od niego prawie zawsze wyższe (jedyny wyjątek to składowa 2 dla zależności Q-SEC w Bystrzance). Również jeden, ten sam, wyjątek istnieje od zasady, że wyższy współczynnik korelacji strukturalnej jest charakterystyczny dla składowej 2. Szybciej reagujące na zasilanie

i parowanie, mniej zmineralizowane wody składowej 2 wykazują większy zakres rozcieńczania i zatężania niż wody gruntowe.

Podsumowanie

Geostatystyczna wielozmienna analiza strukturalna została wykorzystana do opisu serii pomiarowych przepływu i wybranych parametrów fizykochemicznych wody w zlewni nizinnej (górna Parsęta, Pojezierze Pomorskie) i górskiej (Bystrzanka, Beskid Niski).

Zarówno dla Parsęty, jak i dla Bystrzanki struktura podobieństwa analizowanych serii czasowych była zbliżona: niewielka wariancja nuggetowa i dwie składowe sferyczne o zasięgu 5–6 dni (Bystrzanka) i 6–8 dni (Parsęta) – pierwsza, oraz 34–36 (Bystrzanka) i 25–27 dni (Parsęta) – druga (tab. 1, rys. 4 i 5). Przy dobowym kroku pomiarowym przepływająca w korycie tych cieków woda może być w zasadzie traktowana jako mieszanina trzech składników. Ich względny udział jest w obu zlewniach również podobny: około 15, 30 i 55%. Prawdopodobnie składowe te należy utożsamiać z szybkim spływem (opad na koryto i spływ powierzchniowy nasycony i nienasycony z obszarów przylegających do koryta), szeroko rozumianym zasilaniem glebowym (spływ powierzchniowy, spływ powrotny, a zwłaszcza spływ śródpokrywowy) i gruntowym.

Za niską siłę zależności przepływ – stężenia składników roztworu odpowiedzialne są głównie wody szybkiego spływu (składowa 1) i w mniejszym stopniu zasilania gruntowego (składowa 3). Wartości bezwzględne współczynników kodyspersji rosną gwałtownie do odstępu około 6 dni (rys. 6 i 7), maksimum osiągają zazwyczaj przy odstępie pomiarów od 15 do 30 dni. Dla wód szybkiego spływu istnieje wprost proporcjonalna zależność między objętością przepływu a stężeniem rozpuszczonych substancji. Prawdopodobnie jest to skutek wymywania (*flushing effect*) przez spływające powierzchniowo wody zakumulowanych w okresie bezopadowym rozpuszczalnych substancji. W efekcie opisanego powyżej faktu współczynniki dla drugiej i trzeciej składowej mają taki sam znak, jak zwykły współczynnik korelacji liniowej i są od niego prawie zawsze wyższe. Szybciej reagujące na zasilanie i parowanie, mniej zmineralizowane wody składowej 2 wykazują większy zakres rozcieńczania i zatężania niż wody gruntowe.

Zastosowanie podobnej metodyki dla zapisów limnigraficznych umożliwiło bardziej szczegółowy opis składowej związanej z szybkim spływem wody w trakcie wezbrania. Bardzo obiecujące możliwości stwarza również procedura *factorial kriging*, umożliwiająca szacowanie wartości składowych – a więc obiektywny rozdział genetyczny zarówno hydrogramu, jak i „chemogramu".

Literatura

BONELL, M., PEARCE, A.J., STEWART, M.K. 1990: The identification of runoff-production mechanisms using environmental isotopes in a tussock grassland catchment, east Otago, New Zealand. *Hydrological Process* 4, 15–34.

DUNNE T., MOORE T.R., TAYLOR C.H. 1975: Recognition and prediction of runoff-producing zones in humid regions. *Hydrological Sciences Bulletin* 20(3), 305–326.

FROEHLICH W. 1982: Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej. *Prace Geograficzne IGiPZ PAN* 143, 1–144.

HIRATA T., MURAOKA K. 1988: Separation of runoff components in a small mountainous watershed using stream solute data. *Verh. Internat. Limnol.* 23, 1354–1361.

GOOVAERTS P. 1997: Geostatistics for natural resources evaluation. Oxford University Press, 1–369, 1–483.

GRINGARTEN E., DEUTSCH C.V. 2001: Teacher's aide. Variogram interpretation and modeling. *Mathematical Geology*, vol. 33, no 4, 507–534.

KLEIN M. 1981: Dissolved material transport – the flushing effect in surface and subsurface flow. *Earth Surface Processes and Landforms* 6, 173–178.

KOSTRZEWSKI A., MAZUREK M., ZWOLIŃSKI Z. 1994a: Dynamika transportu fluwialnego górnego Parsęty jako odbicie funkcjonowania systemu zlewni. Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Poznań, 1–165.

KOSTRZEWSKI A., MAZUREK M., ZWOLIŃSKI Z. 1994b: Monitoring hydrologiczny i hydrochemiczny w Stacji Geoekologicznej w Storkowie w latach 1986–1993. [W:] A. Kostrzewski (red.). Zintegrowany monitoring środowiska przyrodniczego. Stacja Bazowa Storkowo, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa, 45–68.

PANNATIER Y. 1996: VARIOWIN. Software for Spatial Data Analysis in 2D. Springer-Verlag, New York, 1–91.

PEARCE A.J., STEWART M.K., SKLASH M.G. 1986: Storm runoff generation in humid headwater catchments. 1. Where does the water come from? *Water Resources Research* 22(8), 1263–1272.

SOJA R. 1981: Analiza odpływu z fliszowych zlewni Bystrzanki i Ropy (Beskid Niski). *Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN*, z. 1, 1–91.

STACH A. 2002: Uwarunkowania i funkcjonowanie procesów denudacji chemicznej i ich wpływ na morfodynamikę stoków mikrozlewni na obszarze młodoglacjalnym (zlewnia górnej Parsęty, Pomorze Zachodnie). *Zeszyty Naukowe UAM*, seria *Geografia*, w druku.

STARKEL L., GIL E. (red.). 1994: Zintegrowany monitoring środowiska przyrodniczego. Stacja bazowa Szymbark (Karpaty Fliszowe). Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa, 1–169.

TANAKA T. 1988: Residence time of water in humid headwater basins. *Annual Report of Institute of Geosciences*, University Tsukuba, 14, 4–7.

WALLING D.E., OWENS P.N. LEEKS G.J.L. 1999: Fingerprinting suspended sediment sources in the catchment of the River Ouse, Yorkshire, UK. *Hydrological Processes* 13, 955–975.

WELC A. 1985: Zmienność denudacji chemicznej w Karpatach Fliszowych (na przykładzie zlewni potoku Bystrzanka. *Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN*, z. 5, 1–102.

WELS C., CORNETT, R.J., LAZERTE B.D. 1991: Hygrograph separation: a comparison of geochemical and isotopic tracers. *Journal of Hydrology* 122, 253–274.

Summary

Geostatistical identification of solute transport mechanism in rivers. The geostatistical structural analysis was used to detect hidden mechanisms of solute transport in two contrasting temperate catchments: lowland lakeland one and mountainous. The data set consist two years of daily measurements of the discharge and two solute components for each catchment. In both catchment dissimilarity structure of analysed data in terms of semivariogram, is much the same: small nugget variance and two spherical components with the range 5–6 or 6–8 days first and 34–36 or 25–27 day second for mountainous and lowland catchments respectively. With daily sampling interval the water in both river can be treated as mixture of three components, presumably surface, subsurface and ground outflow. Weak relationships between solute concentrations and discharge is mainly result of the share of first time component

(quick runoff). Codispersion coefficients rise rapidly up to six days lag between discharge and solute concentration, and reaches its maximum between 15 and 30 days. For the quick runoff component relationship between solute concentration and discharge is positive, probably as an effect of periodic flushing effect of surface and subsurface runoff (Klein 1981, Stach 2002). Factorial kriging can be used for separation time components both for river hydrogram and chemogram.

Author's address:
Alfred Stach
Institute of Quaternary Research
and Geoecology UAM
ul. Fredry 10
61-710 Poznań
Poland
e-mail: frdstach@amu.edu.pl

Marcin KRUKOWSKI
Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska
Department of Hydraulic Engineering and Environmental Recultivation WAU

Porównanie wartości współczynników dyspersji zanieczyszczeń pasywnych wyznaczonych z pomiarów na rzece Wkrze z obliczonymi zależnościami empirycznymi
Comparison of coefficients dispersion of the passive pollutants obtained in measurements and calculated from empirical equations

Wstęp

Rozprzestrzenianie się i transport zanieczyszczeń pasywnych w rzekach i kanałach odbywa się poprzez adwekcję, dyfuzję molekularną i turbulentną. W jednowymiarowym opisie procesu rozprzestrzeniania się zanieczyszczeń występuje tzw. dyspersja, składająca się z części adwekcji i części dyfuzji. Należy jednak zaznaczyć, że dyspersja nie jest zjawiskiem fizycznym, jak to jest w przypadku adwekcji czy też dyfuzji. Dyspersja jest następstwem uśredniania prędkości przepływu wody i koncentracji zanieczyszczeń w przekroju koryta. Stanowi ona składnik powstały w wyniku uśredniania równania transportu masy, przy założeniu, że gęstość strumienia masy jest opisywana przez adwekcję i dyfuzję molekularną oraz nie występują dodatkowe źródła zanieczyszczeń (Krukowski i Kubrak 2002). Dla nieustalonego jednowymiarowego przepływu w korytach równanie adwekcji i dyspersji ma postać:

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + \bar{u}\frac{\partial \bar{C}}{\partial x} = D_x \frac{\partial^2 \bar{C}}{\partial x^2} \qquad (1)$$

gdzie:
$\bar{u}$ – uśredniona prędkość wody w przekroju poprzecznym,
$\bar{C}$ – uśredniona koncentracja masy zanieczyszczeń w przekroju poprzecznym,
D_x – współczynnik podłużnej dyspersji,
t – czas,
x – długość.

Zasadniczym parametrem charakteryzującym dynamikę rozprzestrzeniania się zanieczyszczeń wzdłuż rzeki jest współczynnik dyspersji.

Do wyznaczenia współczynników dyspersji podłużnej na podstawie pomierzonych koncentracji znacznika wykorzystuje się analityczne rozwiązanie równania (1) dla warunku brzegowego zastosowanego w postaci nagłego

wprowadzenia zanieczyszczenia, określanego za pomocą delty Diraca $\delta(x)$ i warunku brzegowego $C(\pm\infty, t) = 0$ dla $t \geq 0$ (Popławski 1976) podawane po opuszczeniu kresek oznaczających uśrednienie w postaci:

$$C(x,t) = \frac{M}{A\sqrt{4D_x \pi t}} \exp\left[-\frac{(x-ut)^2}{4D_x t}\right] \quad (2)$$

gdzie:
A – pole przekroju poprzecznego koryta rzeki,
M – całkowita masa znacznika,
t – czas.

Współczynnik dyspersji podłużnej obliczać można w przekroju koryta, wykorzystując równanie (2) i znajomość maksymalnej koncentracji zanieczyszczeń w przekroju. Maksymalne stężenia C_{max} są proporcjonalne do czasu $t^{-0,5}$:

$$C_{max}(t) = \frac{M}{A\sqrt{4D_x \pi t}} \quad (3)$$

Równanie (2) opisuje jednomodalny dwuwymiarowy ($C(x, t)$) rozkład statystyczny. Dla dostatecznie dużych wartości odległości od źródła i zmienności przebiegu zmian koncentracji badanego zanieczyszczenia w czasie posiada ono własność (Sukhodolov i in. 1997):

$$\sigma_x^2 = u^2 \sigma_t^2 = 2D_x t \quad (4)$$

gdzie:
σ_x^2 – wariancja przestrzenna koncentracji $C(x)$ [m^2],
$\sigma_t^2 = m_2 - (m_1)^2$ – wariancja rozkładu koncentracji w czasie $C(t)$ [min^2].

Z zależności (3) możliwe jest obliczanie współczynnika dyspersji, wykorzystując uzyskane z pomiarów rozkłady koncentracji znacznika w czasie $C(t)$, imitującego zanieczyszczenie pasywne w przekrojach koryta. Jest to możliwe jedynie dla długich przedziałów czasowych, gdyż wtedy można przyjąć, iż wariancja przestrzenna i czasowa mają wzrost liniowy (Rutheford 1994). Znajomości relacji miedzy przestrzenną wariancją σ_x^2 i wariancją czasową σ_t^2 pozwala na wykorzystanie równania (4) do obliczenia wartości współczynnika dyspersji podłużnej:

$$D_x = \frac{\sigma_t^2 u^2}{2t} \quad (5)$$

Innym sposobem bezpośredniego obliczania współczynnika dyspersji jest wykorzystanie obliczonej wariancji dla rozkładu koncentracji wskaźnika między dwoma badanymi przekrojami poprzecznymi (Holley 2001):

$$D_x = \frac{V^3}{2} \frac{\sigma_i^2 - \sigma_j^2}{x_i - x_j} \quad (6)$$

gdzie:
σ^2 – wariancja czasowa,
x – odległość do przekroju pomiarowego,
i, j – kolejne przekroje poprzeczne,
V – średnia prędkość chmury wskaźnika.

Bezpośrednie metody stosowane do obliczeń wartości współczynników dyspersji podłużnej wymagają przeprowadzenia badań terenowych, polegających na rejestracji rozkładu stężeń znacznika w czasie wprowadzonego do rzeki i imitującego zanieczyszczenia w niżej położonych przekrojach. Z tego

względu dużym zainteresowaniem cieszą się wzory empiryczne wykorzystywane do obliczeń współczynników dyspersji.

Empiryczne wzory do wyznaczania współczynników dyspersji

Taylor przeprowadził badania wskaźnikowe w przewodach zamkniętych, w których wyniku uzależnił wielkość współczynnika dyspersji D_x od prędkości dynamicznej. Wykazał, że stosunek D_x/hU_* jest stały i wynosi 10,1 (Beltaos 1980), skąd:

$$D_x = 10,1hU_* \tag{7}$$

gdzie:
h – promień przekroju poprzecznego.

Prędkość dynamiczną obliczał Taylor z zależności:

$$U_* = \sqrt{g}\frac{u}{c} \tag{8}$$

gdzie:
U_* – prędkość dynamiczna,
g – przyspieszenie ziemskie,
u – średnia prędkość przepływu wody,
c – współczynnik prędkości Chezy.

Jedną z pierwszych zależności empirycznych do obliczania współczynnika dyspersji podał Elder (1959). Według Eldera prędkość w szerokim kanale ma rozkład logarytmiczny, a współczynniki mieszania pędu i masowego transferu w kierunku pionowym są takie same:

$$D_x = 5,93hU_* \tag{9}$$

gdzie:
h – głębokość,
U_* – prędkość dynamiczna.

Ze względu na prostotę zależność Eldera była powszechnie stosowana do obliczania współczynników dyspersji. Fischer (1967) stwierdził, iż wartości współczynników dyspersji obliczane z zależności (9) mogą być zaniżone, ponieważ zależność ta nie uwzględnia poprzecznych zmian prędkości w przekroju. Tezę tę udowodnił w swych badaniach i wyprowadził zależność uwzględniającą we współczynniku dyspersji zmienność prędkości wraz z głębokością:

$$D = -\frac{1}{A}\int_0^B hu'\int_0^y \frac{1}{D_T h}\int_0^y hu'dydydy \tag{10}$$

gdzie:
h – średnia głębokość,
u' – odchylenia od średniej prędkości,
B – szerokość rzeki,
y – kierunek poprzeczny do kierunku przepływu (w układzie kartezjańskim),
D_T – współczynnik turbulentnej dyfuzji.

Stosowanie równania (10) w praktyce jest ograniczone ze względu na nieznajomość podłużnej i poprzecznej składowej prędkości w przekroju i złożoną geometrię przekroju poprzecznego rzeki.

Fischer w 1975 roku opublikował prostą zależność do obliczania współczynników dyspersji, na podstawie parametrów hydraulicznych przepływu, tj. głębokości, szerokości, średniej prędkości i prędkości dynamicznej wody (Marivoet i Van Craenenbroeck 1986):

$$D_x = 0,011\frac{u^2B^2}{hU_*} \tag{11}$$

McQuivey i Keefer (1974) podali do obliczania współczynników dyspersji zależność regresyjną, w postaci (Kashefipour i Falconer 2002):

$$D_x = 0{,}058 \frac{hu}{J} \tag{12}$$

gdzie
J – spadek podłużny zwierciadła cieczy.

W literaturze podawana jest zależność dla współczynników dyspersji oparta na równaniu Fischera (10) i uwzględniająca poprzeczne gradienty prędkości w naturalnych przekrojach koryt Liu (1977), w postaci (Marivoet i Van Craenenbroeck 1986):

$$D_x = \beta \frac{u^2 B^2}{hU_*} \tag{13}$$

gdzie:

$$\beta = 0{,}18 \left(\frac{U_*}{u} \right)^{1,5} \tag{14}$$

Parametr β charakteryzuje układ rzeki w planie (meandry), zmianę koncentracji i występowanie martwych stref.

Magazin i in. (1998) podali na podstawie przeprowadzonych badań na wielkoskalowym modelu koryta zależność empiryczną, uwzględniającą wpływ szorstkości ścian i dna koryta oraz liczby Reynoldsa:

$$\frac{D_x}{Ru} = 75{,}86 P^{-1,632} \tag{15}$$

gdzie:
R – promień hydrauliczny,
P – uogólniony parametr szorstkości obliczany z zależności:

$$P = 0{,}4 \frac{u}{U_*} \tag{16}$$

Iwasa i Aya w 1991 roku ustalili zależność dla współczynników dyspersji na podstawie własnych wyników otrzymanych z badań terenowych i publikowanych w literaturze oraz laboratoryjnych (Seo i Cheong 1998):

$$\frac{D_x}{hU_*} = 2{,}0 \left(\frac{B}{h} \right)^{1,5} \tag{17}$$

Wymienione i inne podawane w literaturze zależności empiryczne do obliczania współczynnika dyspersji podłużnej zestawiono w tabeli 1.

TABELA 1. Zależności empiryczne do obliczania współczynników dyspersji podłużnej
TABLE 1. Empirical formulas for calculation of longitudinal dispersion coefficients

Lp. No	Autorzy Authors	Zależności Formulas	Uwagi Specifications
1	Taylor (1956)	$D_x = 10{,}1hU_*$	prędkość dynamiczna obliczona z zależności (8)
2	Elder (1959)	$D_x = 5{,}93hU_*$	zależność wyprowadzona w założeniu logarytmicznego rozkładu prędkości (9)
3	Parker (1961) (18)	$D_x = 20{,}2RU_*$	zależność wyprowadzona zgodnie z równaniem Taylora
4	McQuivey i Keefer (1974)	$D_x = 0{,}058 \frac{hU}{J}$	wartość współczynnika wyznaczono metodą najmniejszych kwadratów

cd. tabeli 1

Lp. No	Autorzy Authors	Zależności Formulas	Uwagi Specifications
5	Fischer (1975)	$D_x = 0{,}011\dfrac{U^2B^2}{hU_*}$	zależność wykorzystuje parametry hydrauliczne: głębokość, szerokość, średnią prędkość i prędkość dynamiczną
6	Jain (1976) (Rutheford 1994) (19)	$D_x = \alpha\dfrac{U^2B}{D_y}$, $D_y = \dfrac{gUh}{Mc}$	$\alpha \in \langle 0{,}001 \div 0{,}016 \rangle$, $M = 1{,}7$ dla $c \in \langle 10 \div 60 \rangle$, $M = 48$ dla $c > 60$
7	Liu (1977)	$D_x = \beta\dfrac{U^2B^2}{hU_*}$, $\beta = 0{,}18\left(\dfrac{U_*}{U}\right)^{1,5}$	zależność wyznaczona na bazie równania (11)
8	Magazin i in. (1988)	$\dfrac{D_x}{RU} = 75{,}86P^{-1,632}$, $P = 0{,}4\dfrac{U}{U_*}$	wykorzystano wyniki badania na wielkoskalowym modelu, uwzględniając wpływ szorstkości ścianek koryta i wartość liczby Re
9	Iwasa i Aya (1991)	$\dfrac{D_x}{hU_*} = 2{,}0\left(\dfrac{B}{h}\right)^{1,5}$	zależność wyprowadzono na podstawie wyników badań laboratoryjnych i terenowych
10	Sukhodolov i in. (1997) (20)	$D_x = \alpha^2\beta UB$ $\alpha^2 = \dfrac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left[\dfrac{1}{Au^2}\sum_{j=1}^{k}\left(U_j - u\right)^2 a_j\right]$	$\alpha^2 = (0{,}17 \div 0{,}33)$, $\beta = (9 \div 22)$ U_j – lokalna prędkość, a_j – jednostkowa powierzchnia przekroju
11	Seo i Cheong (1998) (21)	$\dfrac{D_x}{hU_*} = 5{,}915\left(\dfrac{B}{h}\right)^{0,62}\left(\dfrac{U}{U_*}\right)^{1,428}$	zależność wyznaczono na podstawie analizy wymiarowej i analizy regresji
12	Koussis i Rodriguez-Mirasol (1998) (22)	$D_x = \varphi\dfrac{U_*B^2}{h}$	zależność wyprowadzona na podstawie równania Fischera oraz prawa Karmana
13	Thackston (Sawicki 1993) (23)	$D_x = 7{,}25hU_*\left(\dfrac{U}{U_*}\right)^{0,25}$	
14	Pattersona i Glony (Sawicki 1993) (24)	$D_x = 0{,}8\exp\left(0{,}34U\sqrt{A}\right)$	zależność uzyskana na drodze empirycznej

Porównanie współczynników dyspersji wyznaczonych z pomiarów i obliczonych ze wzorów empirycznych

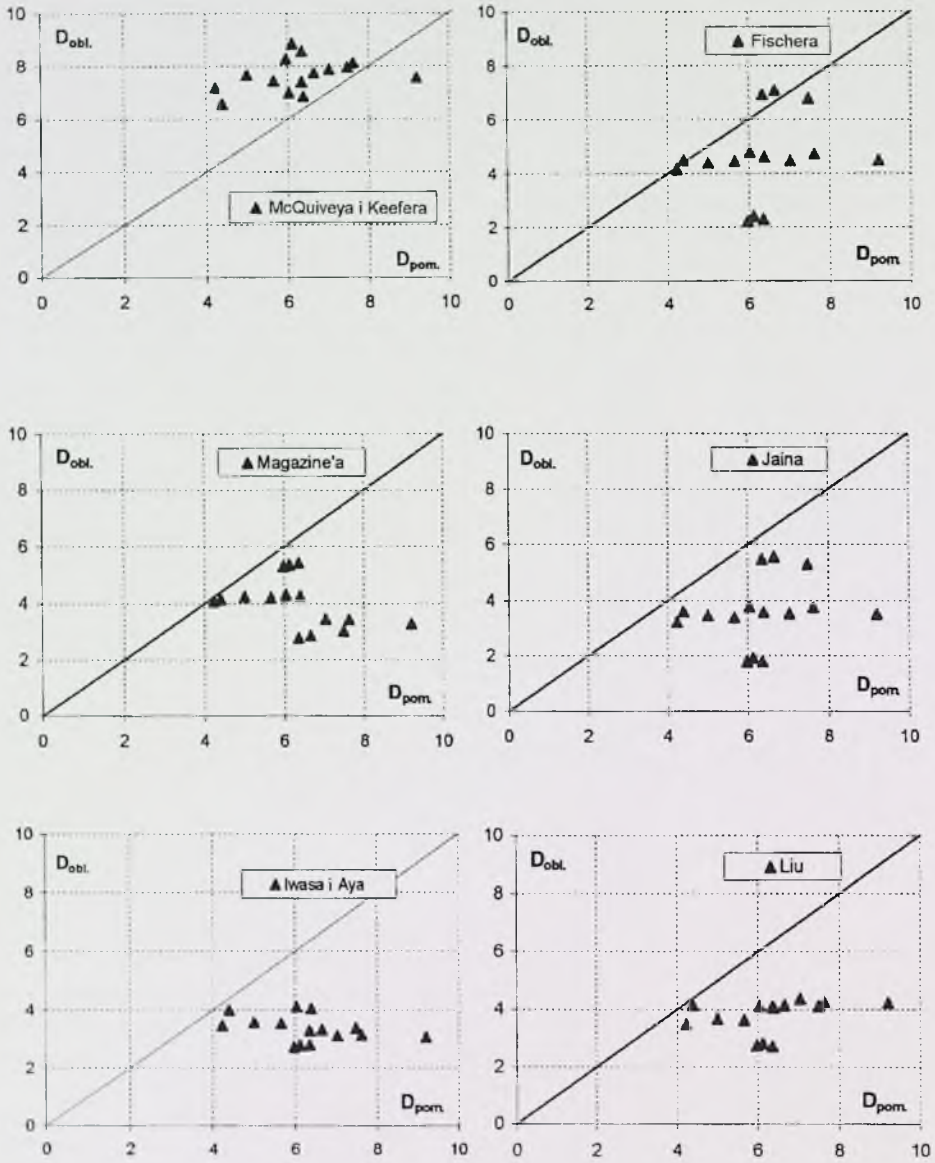
Na podstawie przeprowadzonych pomiarów koncentracji wskaźnika na 5-kilometrowym odcinku rzeki Wkry obliczono z zależności (6) współczynniki dyspersji podłużnej (Krukowski 2001), które porównano z wartościami obliczonymi z zależności empirycznych (tab. 2). Do porównań wybrano zależności empiryczne podane przez Fischera (11), Magazine'a (15), Jaina (19), Liu (13), Iwasa i Aya (17), a także McQuiveya i Keefera (12).

Obliczone wartości współczynników dyspersji podłużnej z wymienionych zależności D_{obl} odniesiono na rysunku 1 do wartości z pomiarów $D_{pom.}$. Obliczone ze wzorów empirycznych wartości współczynników dyspersji różnią się od wartości uzyskanych z pomiarów. Największe różnice w wartościach obliczonych ze wzorów empirycznych współczynników dyspersji w stosunku do wyznaczonych z pomiarów otrzymano dla wzoru Iwasa i Aya (17), a najmniejsze dla wzoru McQuiveya i Keefera (12). Do oszacowania różnicy między wartościami współczynników dyspersji wyznaczonymi z pomiarów a uzyskanymi z zależności empirycznych zastosowano współczynnik rozbieżności (Seo i Cheong 1998):

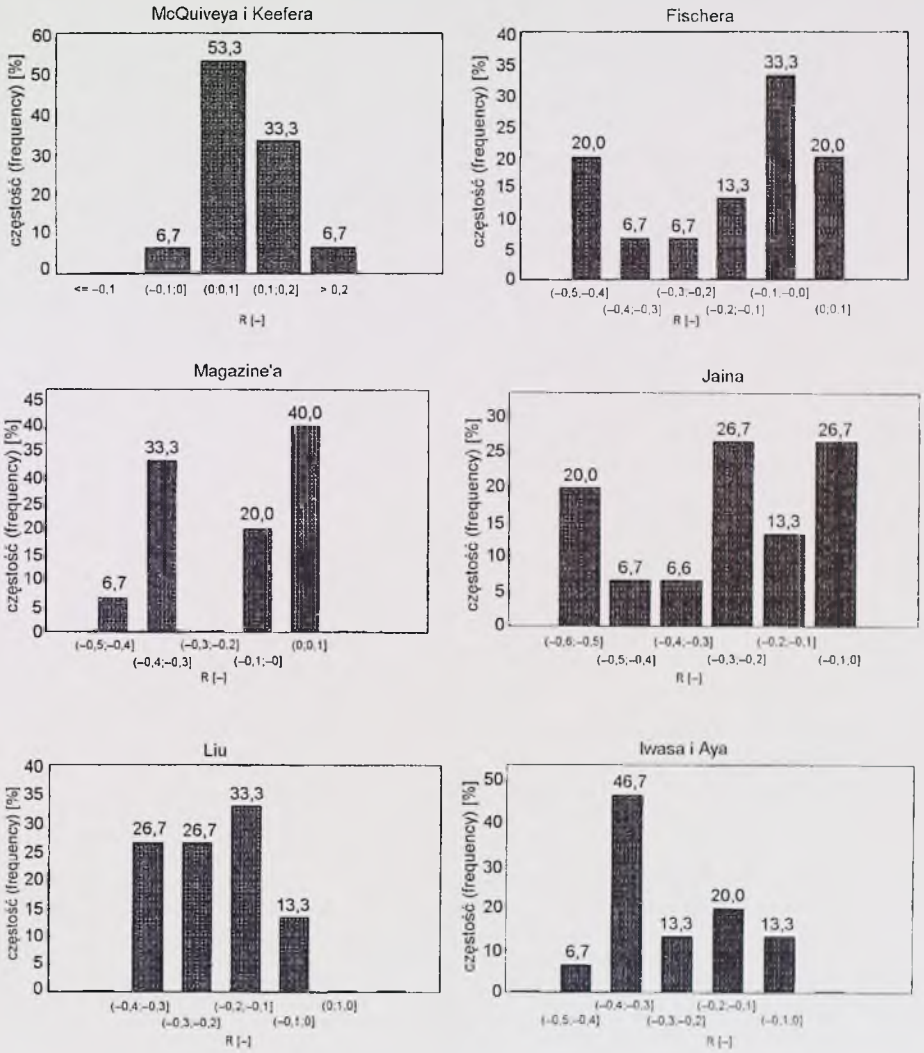
$$R = \log \frac{D_{obl.}}{D_{pom.}} \tag{25}$$

TABELA 2. Współczynniki dyspersji podłużnej obliczone z pomiarów koncentracji znacznika
TABLE 2. Estimated of coefficients longitudinal dispersion with measured data

Nr pomiaru No of measure	Nr profilu No of section	Wariancja Variance [min^2]	Współczynnik dyspersji – Coefficient of dispersion zależność – formula (4) [m^2/s]
POMIAR 1 Measurement 1	P – 1	25,91	6,65
	P – 2	55,77	5,65
	P – 3	102,89	7,03
	P – 4	163,97	6,35
	P – 5	230,11	6,38
POMIAR 2 Measurement 2	P – 1	25,44	6,35
	P – 2	43,07	4,23
	P – 3	138,74	9,20
	P – 4	161,10	5,97
	P – 5	165,88	4,39
POMIAR 3 Measurement 3	P – 1	27,93	7,48
	P – 2	47,29	5,00
	P – 3	104,18	7,61
	P – 4	149,24	6,12
	P – 5	212,85	6,03



RYSUNEK 1. Porównanie obliczonych współczynników dyspersji podłużnej na podstawie pomiarów i ze wzorów empirycznych
FIGURE 1. Comparison of estimated dispersion coefficients with measured data



RYSUNEK 2. Porównanie częstości występowania wartości współczynnika rozbieżności obliczonego dla współczynników dyspersji obliczonych z badań empirycznych z zależności empirycznych
FIGURE 2. Comparison of discrepancy coefficient ratios selected empirical of equations

Współczynnik rozbieżności umożliwia łatwą interpretację uzyskanych wyników. Gdy wartość współczynnika dyspersji obliczona ze wzorów empirycznych jest równa wartości uzyskanej z pomiarów, to R = 0. Jeśli R > 0, to wartości współczynników dyspersji obliczane ze wzorów są większe niż wyznaczone z pomiarów. Natomiast, gdy obliczone ze wzorów empirycznych wartości współczynników dyspersji są mniejsze niż uzyskane z pomiarów, to R < 0. Zgodność uzyskanych z pomiarów współczynników dyspersji z obliczonymi ze wzorów empirycznych została oceniona na podstawie częstości występowania wartości współczynnika rozbieżności zawartego w przedziałach liczbowych pokazanych na rysunku 2. Przedziały te wybrano ze względu na maksymalny dopuszczalny błąd określenia współczynnika dyspersji ze wzorów empirycznych w stosunku do wartości wyznaczonych z pomiarów. Dla wartości współczynnika rozbieżności R zawartego w przedziale (–0,1; 0,1) stosunek Dobl./Dpom. zawiera się w przedziale (0,79; 1,25).

Największą zgodność wartości współczynników dyspersji uzyskano w ponad 61%, stosując wzór McQuiveya i Keefera.

Dalej w kolejności największe zgodności uzyskano, stosując wzór Fischera – 53,3%, Magazine'a – 40%, Jaina – blisko 27%, Liu – 13,4%, Iwasa i Aya – 13,3%. Obliczone wartości współczynników rozbieżności zestawiono w tabeli 3. Dodatkowo w tabeli 3 umieszczono wartości błędu średniego ES (26) i średniego błędu kwadratowego ESK (27):

$$ES = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}|R_i| \qquad (26)$$

$$ESK = \frac{1}{N}\sqrt{\sum_{i=1}^{N}(R_i)^2} \qquad (27)$$

Wartości błędów bliskie zeru wskazują na dużą zgodność wartości współczynników dyspersji obliczonych ze wzorów i z pomiarów.

TABELA 3. Dokładność zastosowanych formuł empirycznych przy wyznaczaniu współczynników dyspersji podłużnej
TABLET 3. Accuracy of selected dispersion coefficient equations

Empiryczne formuły Empirical formulas	Zgodność Accuracy [%]	Średni błąd ES Mean of the absolute error	Średni błąd kwadratowy ESK Root mean square
McQuifeya i Keefera	61,1	0,10	0,006
Fischera	53,3	0,16	0,010
Magazine'a	40	0,19	0,013
Jaina	26,7	0,22	0,015
Liu	13,4	0,26	0,017
Iwasa i Aya	13,3	0,27	0,018

Podsumowanie

Z przeprowadzonych porównań wynika, że najmniejsze różnice wartości współczynników dyspersji wyznaczonych na podstawie pomiarów i ze wzorów empirycznych, otrzymano stosując wzór McQuiveya i Keefera. Największe różnice wartości otrzymano dla wzorów podanych przez Liu oraz Iwasa i Aya. Wartości obliczone z pozostałych zależności istotnie różniły się od wartości obliczonych na podstawie pomiarów. Wyniki przeprowadzonych analiz porównawczych potwierdzają, że obliczone ze wzorów empirycznych współczynniki dyspersji są niestety mało zbliżone do wartości ustalonych w pomiarach. Wymienione wzory empiryczne mogą być stosowane tylko jedynie do wstępnego rozpoznania dynamiki rozprzestrzeniania się zanieczyszczeń. Do celów praktycznych powinno stosować się wartości współczynników dyspersji obliczane metodami bezpośrednimi z pomiarów.

Literatura

BELTAOS S. 1980: Longitudinal dispersion in rivers. *Journal of Hydraulic Division*, Vol. 106, No HY1, 151–172.

CZERNUSZENKO W. 2000: Transport zanieczyszczeń w rzekach i kanałach. *Przegląd Geofizyczny*, z. 2, Wydawnictwo Naukowe PWN. Warszawa-Łódź 200. 139–147.

ELDER J.W. 1959: The dispersion of a marked fluid in turbulent shear flow. *J. Fluid Mech.*, Cambridge, U.K. 5(4), 544–560.

HOLLEY E.R. 2001: Fidel tests for evaluating hydraulic transport processes in rivers. Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences. Monographic Volume E-2 (325). Warszawa, s. 38–51.

KASHEFIPOUR S.M. FALCONER R.A. 2002: Longitudinal dispersion coefficients in natural channels. *Water Research* 36, s. 1596–1608.

KOUSSIS A.D., RODRIGUEZ-MIRASOL J. 1998: Hydraulic estimation of dispersion coefficient for streams. *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 124, No 3, s. 317–320.

KRUKOWSKI M. 2001: Analiza rozprzestrzeniania się zanieczyszczeń pasywnych na odcinku rzeki Wkry. XXI Ogólnopolska Szkoła Hydrauliki „Współczesne problemy hydrauliki wód śródlądowych", Gdańsk, s. 123–128.

KRUKOWSKI M., KUBRAK J. 2002: Przegląd Naukowy Wydziału Inżynierii i Kształtowania Środowiska, Warszawa 2002, z. 24, s. 232–240.

MAGAZINE M.K., PATHAK S.K., PANDE P.K. 1998: Effect of bed and side roughness on dispersion in open channels. *Journal of Hydraulic Engineering ASCE* 114, No 7, 766–782.

MARIVOET J.L., Van CRAENENBROECK W. 1986: Longitudinal dispersion in ship-canals. *Journal of Hydraulic Research*, Vol. 24, No 2, 123–132.

POPŁAWSKI W. 1976: Wpływ procesu mieszania się wód podgrzanych na rozkłady temperatury w rzekach swobodnie płynących. *Prace Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej* 8, 115–116.

RUTHEFORD J.C. 1994: River Mixing, Niwa Ecosystems National Institute of Water and Atmospheric Research Hamilton – New Zeland, John Wiley & Sons Ltd. Chichester, p. 186–189, 202–203.

SAWICKI J. 1993: Przenoszenie masy i energii. Wydawnictwo Politechniki Gdańskiej, s. 102–103.

SUKHODOLOV A.N., NIKORA I.V., ROWIŃSKI P., CZERNUSZENKO W. 1997: A case study of longitudinal dispersion in small lowland rivers. Water Environment Research, Washington, Vol. 69, No 7, 1246–1253.

SEO W.I., CHEONG S.T. 1998: Predicting longitudinal dispersion coefficient in natural streams. *Journal of Hydralic Engineering*, Vol. 124, No 1, 25–32.

Summary

Comparison of coefficients dispersion of the passive pollutants obtained in measurements and calculated from empirical equations. The prediction of water quality in natural rivers requires the solution of the mass-transport equation. The accuracy of the numerical solution is highly dependent upon the accuracy of longitudinal dispersion coefficient. The values of dispersion coefficients calculated for measured concentrations in Wkra River have been compared with values calculated using existing empirical equations for the dispersion coefficient. Using statistical methods for analysis, has shown that the accuracy of calculated values is good for McQuivey and Keefer formulation.

Author's address:
Marcin Krukowski
Warsaw Agricultural University – SGGW
ul. Nowoursynowska 166
02-787 Warszawa
Poland

Andrzej CIEPIELOWSKI[1], Agata ROSOCHA[1], Kinga PACHUTA[2]
[1]Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW
Department of Hydraulic Engineering and Environmental Recultivation WAU
[2]Katedra Kształtowania Środowiska SGGW
Department of Environmental Engineering WAU

Wpływ urządzeń piętrzących na jakość wody i uwilgotnienie siedlisk roślinnych w Kampinoskim Parku Narodowym
The impact of damming facilities on the quality of water and habitat moistening on the Kampinoski National Park

Wstęp

Od 50 lat na terenie Kampinoskiego Parku Narodowego (KPN) zachodzą niekorzystne zmiany w środowisku przyrodniczym. Pod wpływem obniżania się poziomu wód gruntowych i powierzchniowych siedliska roślinne Parku ulegają systematycznemu zubożaniu i degradacji.

W znacznej mierze przyczyniły się do tego melioracje odwadniające, regulacje cieków i obwałowanie Wisły. Na obniżanie się poziomu wód wpływają dodatkowo susze hydrologiczne, liczne ujęcia wód podziemnych w otulinie Parku oraz bliskie sąsiedztwo kilkumilionowej stolicy. Stale rozwijająca się aglomeracja warszawska stanowi zagrożenie dla fauny i flory KPN. Wpływa na stan ilościowy zasobów wodnych, jak również na ich stan jakościowy. Niewłaściwe gospodarowanie wodą na obszarze Parku i jago otuliny staje się przyczyną zanikania licznych zbiorowisk roślinnych związanych ze środowiskiem wodnym.

W następstwie obniżania się poziomu wód gruntowych zmienia się charakter wielu siedlisk. Bagienne olsy przechodzą w lasy wilgotne, a nawet świeże, z charakterystycznie zmieniającą się roślinnością runa i wyższych warstw drzewostanu (Ciepielowski 1995).

W ramach Planu Ochrony Kampinoskiego Parku Narodowego przewidywane są prace, mające na celu odtworzenie lokalnych zastoisk wody w olsach, na torfowiskach i wilgotnych łąkach (Chmielewski 1996). Zwiększanie obszarów i rodzajów siedlisk wilgotnych związane jest z ogólnym podniesieniem poziomu wód gruntowych.

Po przeprowadzonych w latach 60. melioracjach odwadniających wybudowano cały system urządzeń piętrzących w celu regulacji stosunków wodnych. Jednak nie spełniają one swego działania, a cała sieć kanałów ma charakter wybitnie drenujący. Wysokości piętrzenia nie są utrzymywane na poziomach

optymalnych dla otaczających zbiorowisk roślinnych. Przyczyną tego jest zły stan techniczny obiektów. Brakuje środków na ich konserwację. Stan ten pogarsza samowolne obniżanie piętrzenia przez okolicznych rolników. Od sprawnych technicznie urządzeń piętrzących i na dodatek właściwie eksploatowanych zależą optymalne głębokości wód podziemnych dla poszczególnych zbiorowisk. W związku z tym potrzebne jest przystosowanie istniejących jazów i zastawek do spełniania funkcji regulowania stosunków wodnych na terenie KPN pod kątem zaspokojenia potrzeb i wymagań, jakie stawiają poszczególne środowiska przyrodnicze Parku.

Dyrekcja Parku na początku lat 90. rozpoczęła realizację programu renaturyzacji cieków i odtwarzania bagien, w ramach Planu Ochrony Kampinoskiego Parku Narodowego (Chmielewski 1996). Planuje się budowę brakujących urządzeń piętrzących i podniesienie wysokości piętrzenia na obiektach już istniejących. Przewiduje się zwiększenie czasu utrzymywania w ciekach maksymalnych poziomów wód, docelowo do 9–10 miesięcy w roku. Zbyt długie wstrzymywanie odpływu powodować może zasolenie wód i związane z tym zmiany przyrody ożywionej (Kazimierski i in. 1996). Woda jest podstawowym elementem dla prawidłowego rozwoju szaty roślinnej i fauny. Dlatego podstawowym warunkiem przeprowadzenia renaturyzacji na terenie Parku jest również poprawa jakości wód.

W celu zapewnienia właściwego funkcjonowania Parku potrzebne jest poznanie systemów przyrodniczych i ich warunki ekologiczne. Teren Kampinoskiego Parku Narodowego wymaga wnikliwego monitoringu zasobów wodnych i roślinności oraz oceny wpływu prowadzonych działań technicznych na środowisko przyrodnicze.

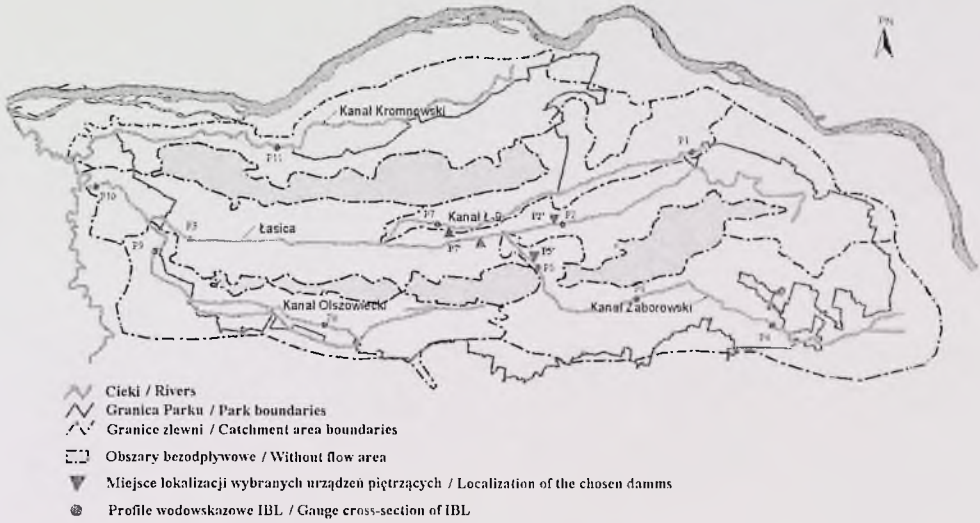
Cel, zakres i metodyka badań

Celem badań prowadzonych w ramach pracy magisterskiej była ocena wpływu wybranych urządzeń technicznych gospodarki wodnej na środowisko przyrodnicze Kampinoskiego Parku Narodowego. Został określony wpływ urządzeń piętrzących na jakość wody oraz na uwilgotnienie przyległych siedlisk.

Zakres pracy obejmował inwentaryzację roślinności wokół wybranych urządzeń, polegającą na spisie gatunków, oraz ustalenie średniej liczby wilgotnościowej dla poszczególnych zbiorowisk roślinnych. Dokonano również oceny jakości wód w profilach badawczych sieci pomiarowej KPN, w których znajdują się wybrane obiekty gospodarki wodnej (rys. 1).

Spośród urządzeń piętrzących, znajdujących się na ciekach Kampinoskiego Parku Narodowego i objętych programem renaturyzacji KPN, wybrano cztery:

- jaz z przepławką w Aleksandrowie na kanale Łasica (26+575 km) – profil P_2' (rys. 2),
- jaz z mostem w Nowej Dąbrowie na kanale Łasica (23+460 km) – (rys. 3),
- zastawkę w Górkach na kanale Ł-9 (4+500 km) – profil P_7' (rys. 4),
- jaz kozłowy w Roztoce na kanale Zaborowskim (1+940 km) – profil P_5' (rys. 5).



RYSUNEK 1. Sieć pomiarowa jakości wody w Kampinoskim Parku Narodowym
FIGURE 1. The water quality measuring – network in Kampinoski National Park

RYSUNEK 2. Jaz z przepławką w Aleksandrowie na kanale Łasica – widok od strony wody dolnej
FIGURE 2. Aleksandrów damm on the Łasica channel

RYSUNEK 3. Jaz z mostem w Nowej Dąbrowie na kanale Łasica – widok od strony wody górnej
FIGURE 3. Nowa Dąbrowa damm on the Łasica channel

Wybór podyktowany był możliwością porównania zmian w uwilgotnieniu siedlisk pod wpływem piętrzenia urządzeń wybudowanych w różnych okresach. Jaz na Łasicy (23+460 km) w Nowej Dąbrowie i jaz kozłowy na kanale Zaborowskim (1+940 km) w Roztoce zostały wybudowane w latach 70. Jaz z przepławką w Aleksandrowie na 26+575 km Łasicy i zastawka na kanale Ł-9 (4+500 km) w Górkach

RYSUNEK 4. Zastawka w Górkach na kanale Ł-9 – widok od strony wody górnej
FIGURE 4. Górki damm on the Ł-9 channel

RYSUNEK 5. Jaz kozłowy w Roztoce na kanale Zaborowskim – widok od strony wody górnej.
FIGURE 5. Roztoka damm on the Zaborowski channel

RYSUNEK 6. Kożuch zanieczyszczeń na kanale Zaborowskim
FIGURE 6. The pollution on the Zaborowski channel

RYSUNEK 7. Nadmierny rozwój glonów na kanale Ł-9
FIGURE 7. Excessive development of algas on the Ł-9 channel

Fotografie 2–7 wykonała Agata Rosocha

powstały w drugiej połowie lat 90., w wyniku realizacji programu renaturyzacji KPN. Urządzenia te wykonano w celu zatrzymania niekorzystnych zmian w siedliskach łąkowych.

Wybrane urządzenia leżą w pobliżu profili, w których były wykonywane badania jakości wody przez Zakład Gospodarki Wodnej Instytutu Badawczego Leśnictwa (IBL) w latach 1991–1993. Umożliwiło to porównanie wyników badań jakości wody, wykonywanych w ramach niniejszej pracy, z wynikami badań IBL.

Próby wody z trzech profili zostały pobrane 05.07.2001 roku, po opadach deszczu, przy wysokim stanie wód. Pobrano po cztery próby w profilach P_5' i P_2' (po trzy próby z wody dolnej i po jednej z wody górnej) oraz trzy w profilu P_7'.

Pobieranie prób wody – zarówno od strony górnej, jak i dolnej obiektów – miało na celu sprawdzenie, czy urządzenia piętrzące mają wpływ na jakość wody. Badania obejmowały następujące parametry: PO_4, $N–NO_3$, $N–NH_4$, Cl, tlen rozpuszczony, pH, BZT_5 oraz

przewodnictwo właściwe. Analizy chemiczne przeprowadzono w laboratorium Katedry Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW.

Zawartość fosforanów zmierzono za pomocą kolorymetru HI 93713 Phosphate Low Range ISM. Do pomiaru biochemicznego zapotrzebowania na tlen (BZT_5) wykorzystano bezrtęciowy system OXI TOP Control firmy WTW. Do zmierzenia zawartości azotanów i amoniaku użyto spektrofotometru Helios α. Natomiast pozostałe wskaźniki wyznaczono za pomocą wieloparametrowej sondy Data Sonde 4 firmy „HYDROLAB".

Do oceny warunków wilgotnościowych siedlisk roślinnych powyżej i poniżej urządzeń piętrzących wykorzystano metodę fitoindykacji Oświta (1992). Metoda ta pozwala na określenie stanu uwilgotnienia siedliska na podstawie występujących zbiorowisk roślinnych i gatunków wskaźnikowych.

Uwilgotnienie każdego z siedlisk określono przez wyliczenie średniej liczby wilgotnościowej zbiorowiska roślinnego. Do wyznaczenia tej liczby niezbędna jest pełna lista gatunków tworzących dane zbiorowisko oraz procentowy udział gatunków poszczególnych grup o tej samej liczbie wilgotnościowej. Każdy gatunek przyporządkowano do grupy siedliskowej według wymagań wilgotnościowych, ocenianych w 10-stopniowej skali Klappa, w której 1 oznacza siedliska suche, a 10 – wodnolądowe (Oświt 1992); patrz tabela 1.

TABELA 1. Gatunki roślin wokół jazu w Roztoce na kanale Zaborowskim i liczby wilgotnościowe Oświta (1992). Stanowisko I – od strony wody górnej, strefa ziemno-wodna

TABLE 1. The plant species around Roztoka damm on the Zaborowski channel and the moisture numbers according to Oświt. Site I – from the upper water, aquaterrestial zone

Lp. No	Nazwa gatunkowa The plant species		Liczba wilgotnościowa The moisture number
1	Knieć błotna	*Caltha palustris*	8
2	Krwawnik pospolity	*Achillea millefolium*	4
3	Niezapominajka błotna	*Myosotis palustris*	8
4	Pięciornik gęsi	*Potentilla anserina*	7
5	Pokrzywa zwyczajna	*Urtica dioica*	6
6	Przetacznik ożankowy	*Veronica chamaedrys*	5
7	Sit rozpierzchły	*Juncus effusus*	8
8	Marek szerokolistny	*Sium latifolium*	9
9	Szczaw lancetowaty	*Rumex hydrolapatum*	9
10	Tojeść rozesłana	*Lysimachia nummalaria*	7
11	Turzyca zaostrzona	*Carex gracilis*	9
12	Wiązówka błotna	*Filipendula ulmaria*	8

Średni wskaźnik uwilgotnienia wyliczono dla poszczególnych stanowisk poniżej i powyżej wybranych urządzeń piętrzących dla dwóch stref – ziemnej i ziemno-wodnej.

Znajomość tego wskaźnika i struktury wilgotnościowej zbiorowiska umożliwia ocenę warunków wilgotnościowych siedliska oraz zaliczenia go do określonej jednostki w podziale siedlisk wilgotnościowych. Łąkowe siedliska wilgotnościowe dzielą się na: A – suche, B – suche, okresowo nawilżane, C – świeże i wilgotne, D – silnie wilgotne i mokre, E – bagienne (tab. 2).

TABELA 2. Podział wybranych łąkowych siedlisk wilgotnościowych według Oświta
TABLE 2. The fission of the chosen meadow moisture habitats according to Oświt

Siedliska The habitats				Srednie liczby wilgotnościowe The average moisture number
B	suche okresowo nawilżane	B2	średnio nawilżane	4,4–4,7
		B3	silnie nawilżane	4,7–5,3
C	świeże i wilgotne	C1	świeże	5,3–5,9
		C2	wilgotne przesychające	5,9–6,3
		C3	wilgotne	6,3–6,6
D	silnie wilgotne i mokre	D1	silnie wilgotne	6,6–6,9
		D2	mokre	6,9–7,3
		D3	silnie mokre	7,3–7,7

Wyniki badań

Ocena jakości wody w wybranych profilach rzecznych KPN

Wody w wybranych profilach nie spełniają wymagań I klasy czystości, natomiast mieszczą się w normach II klasy (tab. 3). Decyduje o tym podwyższona zawartość PO_4 we wszystkich trzech profilach (0,26–0,44 mg/l PO_4).

Wartości tlenu rozpuszczonego nie spełniają I klasy czystości (powyżej 5 mg O_2/l) w dwóch profilach: P_5' – kanał Zaborowski w Roztoce i P_7' – kanał L-9 w Górkach. Również wartości BZT_5 nie są zadowalające, zwłaszcza w profilu P_7'. Wartości BZT_5 wskazują na II klasę czystości wód (4–8 mg O_2/l). W profilu P_5' dwie z czterech analizowanych prób również zalicza się do II klasy.

Pod względem azotanów i amoniaku woda ze wszystkich trzech profili kwalifikuje się do I klasy czystości (dla azotanów norma wynosi od 0 do 5 mg $N–NO_3$/l, dla amoniaku od 0 do 1 mg $N–NH_4$/l). Również zawartości chlorków we wszystkich badanych próbach mieszczą się w normie I klasy czystości (0–250 mg Cl/l).

Na podstawie otrzymanych wyników można stwierdzić, że piętrzenie wody przez urządzenia nie wpływa na jej jakość. Próbki wody pobierane od strony górnej urządzenia (nr 13 – Roztoka i nr 14 – Aleksandrów) nie różnią się składem chemicznym od prób wody pobieranych od strony dolnej.

Z przeprowadzonych badań własnych wynika, że wody w wybranych trzech profilach cieków KPN kwalifikują się do II klasy czystości. Czynnikiem decydującym jest podwyższona zawartość fosforanów (PO_4), jak również zawartość tlenu rozpuszczonego.

Z wieloletnich badań IBL (na podstawie wartości uśrednionych) wynika, że wody w dwóch profilach (w Aleksandrowie i w Roztoce) pod względem fosforanów są III klasy czystości, a w Górkach zawartość PO_4 wskazuje na wody pozaklasowe (Ciepielowski i Wawrzoniak 1996). We wszystkich profilach stwierdzono okresowe występowanie wód pozaklasowych. Jednak większość prób badanych przez IBL spełnia wymogi II klasy czystości wód. Wynika z tego, że w pewnych okresach płyną wody silnie zanieczyszczone (rys. 6).

TABELA 3. Charakterystyki chemiczne w wybranych profilach cieków w KPN badania własne na tle badań IBL (wartości średnie)
TABLE 3. The chemical characteristics in the chosen cross-sections of KPN rivers original studies on the background of IBL ones (averages)

Profil Cross-section	Lp. No	PO_4 [mg/l]	$N-NO_3$ [mg/l]	$N-NH_4$ [mg/l]	Cl^- [mg/l]	O_2 [mg/l]	pH	P [µs/cm]	BZT_5 [mg O_2/l]
Kanał Zaborowski Roztoka P_5'	1	0,26	0,2698	0,0608	51,72	4,67	7,46	645	4,5
	2	0,44	0,2	0,0551	54,44	4,65	7,46	646	4,5
	3	0,28	0,1733	0,0486	53,92	4,59	7,46	647	3,9
	13	0,14	0,8833	0,0438	48,89	4,23	7,43	648	3,4
IBL – P_5		0,681	1,571	0,317	59,70	8,74	–	–	2,79
Łasica Aleksandrów P_2'	9	0,32	0,7725	0,0359	10,0	6,59	7,63	335	4,5
	10	0,37	0,7910	0,0443	9,33	6,8	7,64	333	3,9
	11	0,28	0,7181	0,0382	9,35	6,39	7,58	334	3,4
	14	0,32	0,8649	0,0444	21,21	6,94	7,66	334	0,8
IBL – P_2		0,650	0,210	0,279	19,37	8,76	–	–	2,38
Kanał Ł-9 Górki P_7'	6	0,32	0,1282	0,0441	15,29	4,14	7,42	444	5,9
	7	0,33	0,1077	0,1355	14,15	4,45	7,43	442	6,2
	8	0,26	0,8166	0,0447	13,94	4,23	7,42	444	4,8
IBL – P_7		1,060	0,173	0,344	26,89	8,61	–	–	2,45

Z porównania wyników badań własnych z wynikami IBL (wartości średnie z wielolecia) wynika, że jedynie wartości fosforanów różnią się między sobą w znacznym stopniu (tab. 3). Zawartość fosforanów jest głównym czynnikiem decydującym o jakości wody i może to być przyczyną nadmiernego rozwoju glonów (rys. 7).

Wpływ pracy wybranych obiektów gospodarki wodnej na siedliska roślinne

Urządzenia piętrzące wodę sterują poziomem wody gruntowej na przyległych terenach. Zmieniają one stosunki wodne, a co za tym idzie – żyzność, stopień uwilgotnienia siedlisk roślinnych oraz skład gatunkowy zbiorowisk.

Woda jako nośnik substancji pokarmowych dla roślin i mikroorganizmów glebowych decyduje o żyzności siedliska. Pionowe wahania poziomu wody gruntowej kształtują żyzność siedlisk poprzez nadawanie kierunku wielu procesom glebowym (Jędra 1994). Zmiany w stosunkach wodnych uwidaczniają się w składzie florystycznym okrywy roślinnej. Stosunki wodne decydują o sukcesji zbiorowisk roślinnych. Przekształceniom zwłaszcza gwałtownym i intensywnym, jakim są zmiany stosunków wodnych, towarzyszy zwykle skrajne zubożenie florystyczne i uproszczenie struktury fitocenozy (Sikorski i Wysocki 2000).

Poniżej przedstawiono charakterystykę uwilgotnienia siedlisk poniżej i powyżej wybranych urządzeń piętrzących.

• **Jaz z przepławką na kanale Łasica w Aleksandrowie**

W strefie ziemnej wpływ jazu na stopień uwilgotnienia siedlisk nie jest widoczny. Zarówno od strony wody górnej, jak i dolnej występuje siedlisko wilgotne (C3). Wpływ jazu zaznacza się jedynie w strefie ziemno-wodnej. Stopień uwilgotnienia siedliska od strony wody górnej jest nieznacznie wyższy niż od strony wody dolnej. W strefie tej średni stopień uwilgotnienia siedliska od strony wody górnej wynosi 7,0, co kwalifikuje siedlisko do grupy mokrych (D2). Natomiast od strony wody dolnej liczba ta wynosi 6,4, co oznacza siedlisko wilgotne (C3) – patrz rysunek 8.

• **Jaz na kanale Łasica w Nowej Dąbrowie**

W tym przypadku widać wyraźny wpływ urządzenia piętrzącego na stopień uwilgotnienia siedlisk. W strefie ziemnej od strony wody górnej średnie liczby wilgotnościowe wynoszą 6,6 (siedlisko na pograniczu wilgotnego – C3 i silnie wilgotnego – D1) oraz 7,6 (siedlisko silnie mokre – D3). Od strony wody dolnej siedliska mają znacznie niższe stopnie uwilgotnienia. Średnie liczby wilgotnościowe wynoszą 5,6 (siedlisko świeże – C1) i 6,2 (siedlisko wilgotne przesychające – C2). W strefie ziemno-wodnej stanowiska od strony wody górnej mają niższy stopień uwilgotnienia niż siedliska w strefie ziemnej, ze względu na występujące tu groble. Średnie liczby wilgotnościowe wynoszą 6,1 (siedliska wilgotne przesychające – C2). W strefie ziemno-wodnej od strony wody dolnej średnia liczba wilgotnościowa siedliska wynosi 6,6, co stanowi siedlisko na pograniczu wilgotnego (C3) i silnie wilgotnego (D1) – patrz rysunek 9.

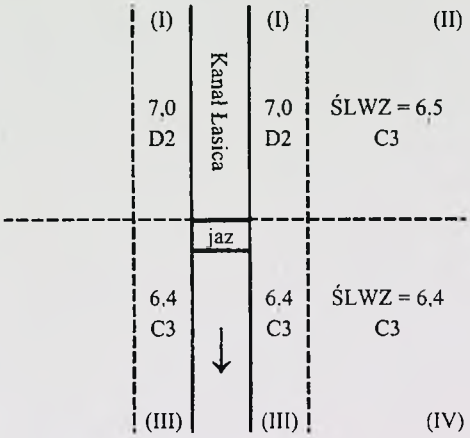
Piętrzenie wywołane przez jaz znacząco wpływa na stopień uwilgotnienia przyległych siedlisk. Zmiany te uwidaczniają się w składzie florystycznym zbiorowisk roślinnych.

• **Jaz kozłowy na kanale Zaborowskim w Roztoce**

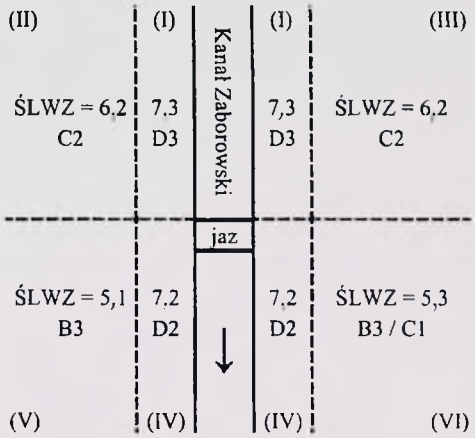
Wokół tego jazu w strefie ziemno-wodnej średnie liczby wilgotnościowe wskazują na siedlisko mokre (D2), od strony wody dolnej (7,2) oraz na siedlisko silnie mokre (D3), od strony wody górnej (7,3). W strefie ziemnej jest wyraźna różnica między stopniem uwilgotnienia siedlisk od strony wody dolnej i górnej. Od strony wody górnej średnie liczby wilgotnościowe wynoszą: 6,2, co stanowi siedlisko wilgotne przesychające (C2). Od strony wody dolnej średnie liczby wilgotnościowe wynoszą 5,1 (siedlisko silnie nawilżane – B3) i 5,3 (siedlisko na pograniczu silnie nawilżanego – B3 i świeżego – C1) – patrz rysunek 10.

• **Zastawka na kanale Ł-9 w Górkach**

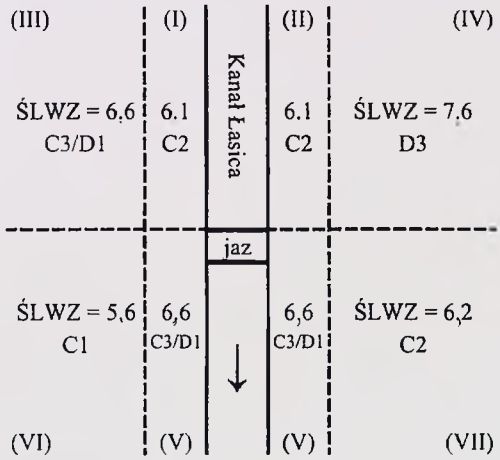
W strefie ziemno-wodnej średnie liczby wilgotnościowe zbiorowiska wskazują na siedlisko mokre – D2 od strony wody górnej (7,1) i na siedlisko silnie mokre – D3 od strony wody dolnej (7,6). W strefie ziemnej od strony wody dolnej średnie liczby wilgotnościowe zbiorowiska wynoszą 5,9 i 6,0, co stanowi odpowiednio siedlisko na pograniczu świeżego i wilgotnego przesychającego – C1/C2 oraz siedlisko wilgotne przesychające – C2. Od strony wody górnej po obu stronach kanału występuje siedlisko wilgotne przesychające – C2. Średnie liczby wilgotnościowe wynoszą 6,0, (rys. 11).



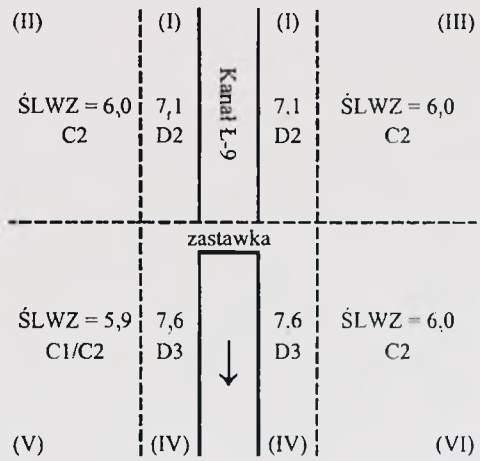
RYSUNEK 8. Uwilgotnienie siedlisk powyżej i poniżej jazu w Aleksandrowie
FIGURE 8. The habitat moistening around Aleksandrów damm on the Łasica channel



RYSUNEK 10. Uwilgotnienie siedlisk powyżej i poniżej jazu w Roztoce
FIGURE 10. The habitat moistening around Roztoka damm on the Zaborowski channel



RYSUNEK 9. Uwilgotnienie siedlisk powyżej i poniżej jazu w Nowej Dąbrowie
FIGURE 9. The habitat moistening around Nowa Dąbrowa damm on the Łasica channel



RYSUNEK 11. Uwilgotnienie siedlisk powyżej i poniżej zastawki w Górkach
FIGURE 11. The habitat moistening around Górki damm on the Ł-9 channel

LEGENDA do rysunków 8–11/LEGEND:

B3, C2, D3 – rodzaj uwilgotnienia siedliska według Oświta (tab. 2)/Habitat moistening according to Oświt (Table 2)

I...VI – stanowiska/site

ŚLWZ – średnia liczba wilgotnościowa zbiorowiska/ /Average moisture number

Podsumowanie

W celu oceny wpływu infrastruktury technicznej gospodarki wodnej na środowisko przyrodnicze prześledzono pracę wybranych urządzeń piętrzących na ciekach KPN. Na czterech obiektach (trzy jazy i zastawka), o różnych konstrukcjach i wybudowanych w różnych okresach, analizowano wpływ piętrzenia na jej jakość oraz na stopień uwilgotnienia przyległych siedlisk.

Na podstawie gatunków wskaźnikowych, występujących wokół wybranych urządzeń piętrzących, ustalono średnie liczby wilgotnościowe dla poszczególnych zbiorowisk.

Z przeprowadzonych badań wynika, że piętrzenie wywołane przez urządzenia techniczne nie wpływa istotnie na jakość wody. Piętrzenie na tych obiektach utrzymywane jest kilka miesięcy w roku, co nie powoduje nadmiernego zatrzymywania zanieczyszczeń.

W ostatnim dziesięcioleciu jakość wody nie pogorszyła się. Badania przeprowadzone w 2001 roku potwierdzają II klasę czystości wód, podobnie jak większość prób badanych przez IBL w latach 1991–1993. W obu przypadkach decydującym wskaźnikiem jest podwyższona zawartość fosforanów.

Wpływ obiektów piętrzących na stopień uwilgotnienia siedlisk zaznacza się w przypadku budowli powstałych w latach 70. (jaz kozłowy w Roztoce i jaz z mostem w Nowej Dąbrowie). Widać tutaj znaczące różnice między stopniem uwilgotnienia siedlisk od strony wody górnej a siedliskiem od strony wody dolnej. Natomiast urządzenia wybudowane w drugiej połowie lat 90., tzn. jaz w Aleksandrowie i zastawka w Górkach, nie wpływają na zbiorowiska roślinne. W przypadku zastawki w Górkach brak wpływu jest oczywisty ze względu na to, że urządzenie to nie spełnia właściwie swego zadania, tzn. nie podpiętrza wody w cieku. Przez cały okres obserwacji, w ramach niniejszej pracy, zastawka była otwarta. Dlatego prowadzone tu obserwacje mogą stanowić tło porównawcze.

Na terenie całego Parku powinno stosować się sterowaną gospodarkę wodną. Wysokości piętrzenia należy utrzymywać na takich poziomach, aby uwilgotnienie siedlisk było optymalne dla poszczególnych zbiorowisk roślinnych. Nie można dopuścić do nadmiernego odpływu wód ze zlewni Łasicy. Woda z okresów wezbrań powinna być wstrzymywana przez urządzenia piętrzące i wykorzystywana w okresach niskich stanów wód, tak aby utrzymać przypływ nienaruszalny. Sposobem na retencjonowanie wody są zabiegi i rozwiązania techniczne prowadzące do spowolnienia odpływu oraz stworzenie rozlewisk i zbiorników wodnych w pobliżu koryt cieków. Zbiorniki mogłyby pełnić ponadto funkcje gospodarcze i rekreacyjne, jak również przyczyniałyby się do zwiększenia bioróżnorodności Puszczy Kampinoskiej.

Proponuje się wykonanie przepławek dla ryb na urządzeniach piętrzących już istniejących, których konstrukcja na to pozwala. W innych przypadkach można wykonać obiegi wody w celu zachowania ciągłości korytarzy ekologicznych.

W odniesieniu do jakości wody niezbędna jest stała kontrola i prawnie egzekwowany zakaz wprowadzania zanieczyszczeń bezpośrednio do cie-

ków. Zanieczyszczenia (ścieki i nawozy) prowadzą bowiem do nadmiernego wzrostu biomasy i zarastania koryt. Nadmiar azotu i fosforu powoduje rozwój brzegowych roślin nitrofilnych. Warunkiem wprowadzenia programu renaturyzacji jest poprawa jakości wody.

Wnioski

1. Wody w badanych ciekach KPN od 10 lat utrzymują II klasę czystości. Głównie decyduje o tym podwyższona zawartość fosforanów (0,26–0,44 mg/l PO_4).
2. W badanych profilach nie stwierdzono wpływu piętrzenia wody na jej jakość.
3. Badania fragmentaryczne jakości wody, według zastosowanej metodyki, mogą być wykorzystane do weryfikacji badań długookresowych.
4. Ocena aktualna pozwala na określenie zanieczyszczeń chwilowych, lokalnych, dzięki czemu łatwiej jest identyfikować źródła zanieczyszczeń.
5. W celu poprawy jakości wody należy zlikwidować niekontrolowane zrzuty ścieków i wybudować brakujące oczyszczalnie ścieków w otulinie Parku.
6. Wpływ urządzeń piętrzących na stopień uwilgotnienia siedlisk zaznacza się jedynie wokół obiektów wybudowanych w latach 70.
7. Wokół urządzeń piętrzących wybudowanych w latach 90. wpływ na uwilgotnienie siedliska jest niewidoczny.
8. W Parku niezbędna jest sterowana gospodarka wodna. Piętrzenia na jazach i zastawkach powinny być utrzymywane na poziomach optymalnych dla otaczających je zbiorowisk roślinnych.
9. Należy stosować zabiegi i rozwiązania techniczne, prowadzące do spowolnienia odpływu.
10. Proponuje się wykonanie przepławek dla ryb na urządzeniach piętrzących już istniejących, których konstrukcja na to pozwala. W innych przypadkach można wykonać obiegi wody w celu zachowania ciągłości korytarzy ekologicznych.
11. Zastosowana metodyka fitoindykacji oceny wpływu urządzeń piętrzących na środowisko przyrodnicze wydaje się być poprawną i mogłaby być wykorzystana na całym terenie Kampinoskiego Parku Narodowego, jak również na obszarze innych parków narodowych. Następne badania pozwolą na porównanie przyjętej metody z bardziej dokładną, fitosocjologiczną.

Literatura

CHMIELEWSKI T.J. 1996: Plan renaturyzacji cieków i odtwarzanie bagien w KPN. [W:] Ekologiczno-hydrologiczne problemy Kampinoskiego Parku Narodowego. Izabelin (maszynopis).

CIEPIELOWSKI A. 1995: Zasady regulacji stosunków wodnych w siedliskach nadmiernie uwilgotnionych (w wyniku działalności antropogenicznej). Dokumentacja. IBL, Warszawa.

CIEPIELOWSKI A., WAWRZONIAK T. 1996: Czystość wód płynących w ciekach Kampinoskiego Parku Narodowego. [W:] Hydrologia u progu XXI wieku. 25-lecie Zakładu Hydrologii Wydziału Geografii i Studiów

Regionalnych, Mądralin koło Warszawy, 24–27 IX 1996, Warszawa. Polskie Towarzystwo Geograficzne.
JĘDRA R. 1994: Dynamika poziomu wód gruntowych w wilgotnych siedliskach leśnych w Kampinoskim Parku Narodowym. [W:] *Zeszyty Naukowe AR we Wrocławiu*. Konferencje III. Tom (1), nr 246.
KAZIMIERSKI B., SIKORSKA-MAYKOWSKA M., PILICHOWSKA-KAZIMIERSKA E. 1996: Operat ochrony zasobów i ekosystemów wodnych. [W:] Plan Ochrony KPN. NFOŚ.
OŚWIT J. 1992: Identyfikacja warunków wilgotnościowych w siedliskach łąkowych za pomocą wskaźników roślinnych (metoda fitoindykacji). *Biblioteczka Wiadomości IMUZ* nr 79. Hydrogeniczne siedliska wilgotnościowe. IMUZ Falenty.
SIKORSKI P., WYSOCKI C. 2000: Zarys fitosocjologii stosowanej. Wydaw. SGGW, Warszawa.

Summary

The impact of damming facilities on the quality of water and habitat moistening on the Kampinoski National Park. Unfavorable changes are taking place in plant assemblages of Kampinoski National Park resulting from lowering of the ground water level. The reasons for that are agricultural drainage, watercourse regulation, embankment of Vistula River and the lack of planned water economy. Numerous underground water intakes and hydrological droughts in the park protection zone also contribute to the lowering of the water level. In order to improve water conditions the whole system of damming facilities was built. They do not however serve their purpose and the whole system of channels is of a highly draining nature. Therefore, the management of Kampinoski National Park took action to restore the previous character of the Primeval Forest.

This thesis studies the impact of selected damming facilities on moistening of adjacent habitat and quality of water. The degree of habitat moistening was tested according to the Oświt method of phyto-indication. This method allows to determine moisture conditions of the habitat on the basis of existing indicative plant species. On the basis of indicative species average moisture numbers were determined for different assemblages around selected damming facilities.

The tests made show that the damming by technical facilities does not have any impact on the quality of water. The quality of water has not deteriorated for previous ten years. Tests made in 2001 prove the II class of water purity, which is similar to the majority of samples tested by the Forestry Research Institute from 1991 to 1993. The decisive factor in both cases is the increased phosphate content. The impact of damming facilities on the degree of habitat moistening is visible in case of constructions built in the seventies. However, there is no impact of damming on plant assemblages around facilities build in the second half of the nineties.

Planned water economy shall be applied on the whole territory of the Park. The height of damming should be kept at levels allowing for optimum moistening of habitats for different plant assemblages.

Authors' addresses:
Andrzej Ciepielowski, Agata Rosocha
Warsaw Agricultural University – SGGW
Department of Hydraulic Engineering
and Environmental Recultivation
ul. Nowoursynowska 166
02-787 Warszawa
Poland

Kinga Pachuta
Warsaw Agricultural University – SGGW
Department of Environmental Engineering
ul. Nowoursynowska 166
02-787 Warszawa
Poland

Agnieszka GUTKOWSKA
Katedra Kształtowania Środowiska SGGW
Department of Environmental Management WAU

Początkowy rozwój wybranych gatunków roślin przydatnych do stabilizowania powierzchni składowisk odpadów paleniskowych
The primary development of selected plant species useful for stabilising the surface ash dump

Wstęp

Spalanie węgla dla celów energetycznych prowadziło do powstania składowisk odpadów paleniskowych. Obecnie większość tych odpadów jest zagospodarowywana, co skutecznie powstrzymuje powstawanie nowych obiektów. W ramach biologicznej rekultywacji powierzchnię składowisk pokrywano warstwą gleby próchnicznej i obsiewano nasionami roślin łąkowych, traw i roślin motylkowatych.

Podstawowym zadaniem roślinności na składowiskach jest stworzenie trwałego zadarnienia. Trwałe roślinne umocnienia potrafią skutecznie stabilizować powierzchnię składowisk, przyczyniając się do ochrony atmosfery i przyległych terenów przed skutkami erozji wietrznej i wodnej. Dodatkowo ograniczają wypłukiwanie związków toksycznych ze składowiska i przedostawanie się zanieczyszczeń do wód podziemnych.

Wiele lat badań i obserwacji dowiodły, że szczególnie przydatne do rekultywacji składowisk popiołów elektrownianych są trawy (Maciak i in. 1976, Patrzałek i Rostański 1992, Głażewski i Ziaja 1995, Bender 1995). Dawniej do umacniania powierzchni składowisk stosowano trawy łąkowe. Obecnie powstaje dużo nowych odmian roślin lepiej przygotowanych do egzystencji w tak trudnych warunkach. Wraz ze wzrostem zainteresowania trawnikami nastąpił rozwój hodowli tzw. traw gazonowych, które w kraju znane są od lat sześćdziesiątych. W ostatnich 15 latach powstało wiele cennych odmian. Trawy te charakteryzują się szybkimi wschodami oraz dobrym krzewieniem. Faza kiełkowania rozpoczyna się już po 8–14 dniach od siewu. Już w pierwszym roku wykształcają zwartą i równą darń. Nie dopuszczają do zachwaszczenia, są wytrzymałe na niesprzyjające warunki rozwoju i wzrostu. Odznaczają się powolnym odrastaniem po skoszeniu. Od-

porne są na choroby oraz wytrzymałe na deptanie i ścieranie, zanieczyszczenia powietrza pyłami i spalinami.

Celem przeprowadzonych badań było prześledzenie początkowego rozwoju (kiełkowania i przeżywalności) wybranych gatunków traw gazonowych i roślin motylkowatych na popiele ze składowiska odpadów paleniskowych EC Siekierki.

Metodyka badań

Do oceny początkowego rozwoju roślin zastosowano dwa rodzaje badań – badania laboratoryjne i wazonowe. Badania laboratoryjne zostały przeprowadzone w szalkach Petriego, jesienią 1998 roku, w pracowni botanicznej Katedry Kształtowania Środowiska.

Na podstawie literatury zostały wybrane gatunki roślin szczególnie wskazanych do rekultywacji hałd popiołów. Badaniom poddano następujące odmiany traw gazonowych i roślin motylkowatych: mietlicę pospolitą – *Agrostis vulgaris* IGEKA (odm. polska), mietlicę białawą – *Agrostis alba* HIGHLAND (odm. duńska), wiechlinę łąkową – *Poa pratensis*: CONNI i BALIN (odm. duńskie), ALICJA (odm. polska), życicę trwałą – *Lolium perenne*: NIRA i NIGA (odm. polskie), TAYA (odm. duńska), kostrzewę owczą – *Festuca ovina*: SIMA (odm. polska), RIDU (odm. duńska), kostrzewę różnolistną – *Festuca heterophylla Lam.* SAWA (odm. polska), kostrzewę czerwoną – *Festuca rubra*: TAMARA i PERNELLI (odm. duńskie), NIMBA i LEO (odm. Polskie), koniczynę białą – *Trifolium repens* GRASSLAND FUIA (odm. duńska), lucernę siewną – *Medicago sativa* VELA (odm. polska).

Każda odmiana została wysiana w 3 powtórzeniach na 3 podłożach: popiele, glebie próchnicznej i bibule filtracyjnej. Popiół pochodził z EC Siekierki (charakterystyka popiołu została opisana w dalszej części). Gleba stanowiła podłoże naturalne roślin. Bibuła jest podłożem chemicznie neutralnym, używanym do celów porównawczych. W badaniach dokonano następujących pomiarów
i obserwacji:

- zdolności kiełkowania (energia i siła kiełkowania),
- długości korzenia i wysokości części nadziemnej.

Badania wazonowe przeprowadzono w szklarni badawczej Katedry Kształtowania Środowiska. Badano 3 gatunki traw gazonowych: wiechlinę łąkową ALICJĘ, życicę trwałą NIGĘ, kostrzewę czerwoną NIMBĘ oraz roślinę motylkowatą – lucernę siewną VELĘ. Gatunki te zostały wybrane na podstawie wyników badań laboratoryjnych. Wazony wypełniono popiołem z EC Siekierki i wysiano nasiona w siewie czystym w ilości wyliczonej według norm. Zastosowano 2 warianty badawcze: w pierwszym wodę podawano powierzchniowo, „od góry", w drugim – podsiąkowo, „od dołu". W badaniach tych dokonano tych samych pomiarów i obserwacji, jak w badaniu laboratoryjnym. Doświadczenie trwało dłużej, co pozwoliło na zbadanie przeżywalności.

Charakterystyka popiołu użytego w doświadczeniach

Popiół pochodził ze składowiska odpadów paleniskowych EC Siekierki, zlokalizowanego na terenie Warszawy. W stanie suchym jest rozdrobniony i silnie pylący, a w stanie mokrym – spoisty i często twardy. Charakteryzuje się stosunkowo równomiernym składem granulometrycznym (tab. 1). W ocenie gleboznawczej odpowiada piaskom gliniastym bądź glinom piaszczystym. Według klasyfikacji PTG popioły zalicza się do XIX klasy gleb industrioziemnych.

Popiół z EC Siekierki zawiera tylko około 20% wody użytecznej dla roślin, a jego skład chemiczny zależy od jakości węgla spalonego w elektrociepłowni. Odznacza się znaczną alkalicznością (pH 8,4–9,3). Wysokie pH może blokować przyswajalność niektórych składników pokarmowych. Popiół zawiera dużo krzemionki (48–85% SiO_2 w s.m.), żelaza (1,2–9,2%), glinu (do 14,6%), wapnia (do 8%) i magnezu (do 2,7%). Nie zawiera natomiast azotu, a tylko w niewielkich ilościach – fosfor (0,07–0,27%) i potas (0,06–4,4%). Wartości średnie większości metali ciężkich w popiołach mieszczą się w pobliżu granicy górnej gleb nie zanieczyszczonych. Jedynie zawartość Ba, V, Zn, Cu i Pb jest często większa od średnich dla gleb mineralnych (Pawlat i Matyjasik 1994).

Wyniki

W badaniach laboratoryjnych najlepszą energią kiełkowania (73–95%) wykazały się życice trwałe (tab. 2). Nieco mniejsze wartości miały kostrzewy czerwone. Wśród kostrzew owczych lepszą energią (56–59%) wykazała się odmiana duńska. Odmiana polska Sima miała słabą wartość energii – zaledwie 10–13%. Wśród wiechlin łąkowych najwyższą energią wyróżniła się odmiana Alicja: 71% na popiele, 68% na ziemi i 64% na bibule. Wśród mietlic lepszą wartość energii miała mietlica biaława Highland, a z roślin motylkowatych koniczyna biała.

U większości odmian wartości siły kiełkowania były większe od energii. Najlepsze wyniki siły kiełkowania (73%–93%) osiągnęły życice trwałe, a z nich odmiana TAYA. Nieco mniejsze wartości uzyskały mietlica biaława HIGHLAND oraz kostrzewy czerwone, wśród których najlepsza okazała się odmiana PERNILLE. Bardzo słabo wypadła odmiana LEO na glebie – zaledwie 10%.

TABELA 1. Zawartość frakcji mechanicznych
TABLE 1. Size fractions content

Procentowa zawartość frakcji mechanicznych – Size fractions content [%]			
< 0,002 mm	0,002–0,1 mm	0,1–1,0 mm	> 1,0 mm
17	33	50[1]	–
24	40	36[1]	–
17	36	47[2]	–
19	36	45[3]	–

[1]Według Maciaka i in. 1984. [2]Według Maciaka i in. 1988. [3]Według Maciaka i in. 1989.

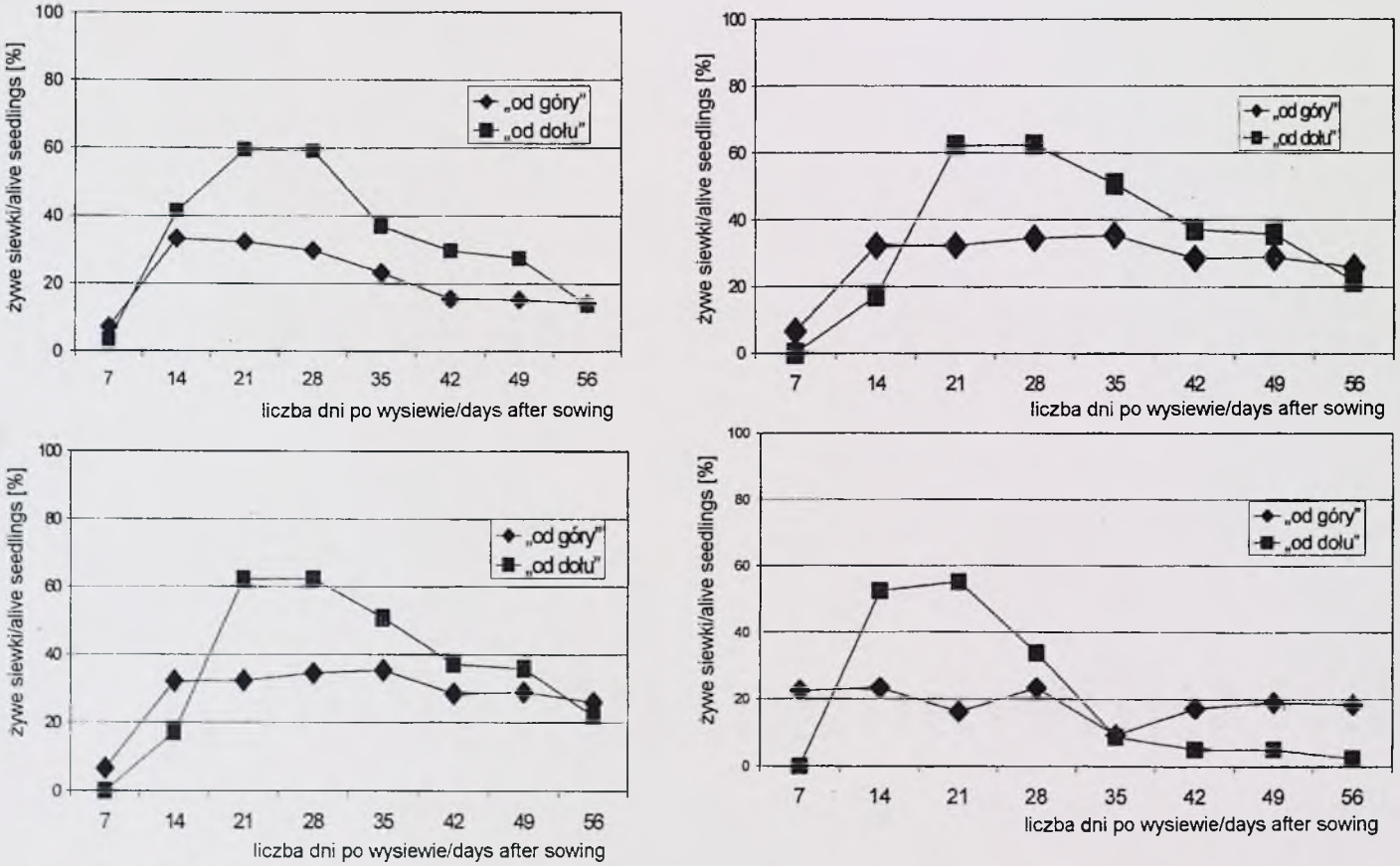
Najdłuższe korzenie pomierzono na glebie i rekordy należały do życic trwałych (odm. NIRA – 78 mm). Mniejsze długości korzeni wystąpiły u kostrzew czerwonych (21–38 mm), a najkrótsze u mietlic (od 2 mm na popiele do 8 mm na glebie) i wiechliny łąkowej na popiele (3–6 mm). U wszystkich badanych odmian najkrótsze korzenie wyrastały na popiele. Największe długości części nadziemnej roślin odnotowano na bibule (dla życic trwałych 71–79 mm), z wyjątkiem kostrzewy czerwonej NIMBY i kostrzewy różnolistnej SAWA. Najkrótsze natomiast na glebie, z wyjątkiem kostrzew czerwonych TAMARY i NIMBY, wiechliny łąkowej BALIN i lucerny siewnej VELA. Obserwując rozwój poszczególnych odmian, zauważono niewnikanie korzeni większości badanych roślin w popiół. Wszystkie odmiany życicy trwałej, odmiany kostrzewy czerwonej: PERNILLE i TAMARA oraz kostrzewy różnolistnej SAWA osiągnęły drugą fazę rozwoju, pozostałe – pierwszą.

Badana w doświadczeniu wazonowym odmiana życicy trwałej NIGA zarówno przy zwilżaniu popiołu „od góry", jak i „od dołu", wykazywała się szybkim wschodem (rys. 1). Po 21 dniach po wysiewie w wariancie nawadnianym podsiąkowo stwierdzono ponaddwukrotnie więcej wykiełkowanych nasion. Przy nawadnianiu „od góry" korzenie były dwukrotnie krótsze (dł. do 84 mm) niż przy nawadnianiu „od dołu" (dł. do 160 mm) i wykazywały tendencje do wytwarzania bocznych rozgałęzień.

Kostrzewa czerwona NIMBA w porównaniu z badaną odmianą życicy kiełkowała wolniej. Po 21 dniach od siewu w wariancie nawadnianym podsiąkowo liczba siewek dochodziła do 62,1%. Zaobserwowano znacznie rzadsze rozgałęzianie się korzeni w wariancie nawadnianym podsiąkowo. Siewki w wazonach zwilżanych „od góry" charakteryzowały się większą wysokością ostatniego liścia, która wahała się w granicach od 27 do 66 mm.

Wiechlina łąkowa ALICJA z badanych traw kiełkowała najwolniej. Sposób nawadniania popiołu nie powodował większych różnic w tempie wschodów. Największą liczbę siewek zanotowano po 21 dniach od wysiewu w wazonach nawadnianych podsiąkowo – 31%, natomiast przy nawadnianiu „od góry" po 28 dniach od siewu – niewiele ponad 8%. Od tego okresu siewki wykazywały tendencję do zamierania.

Badana w doświadczeniu wazonowym roślina motylkowata, lucerna siewna VELA, w wariancie nawadnianym „od dołu" kiełkowała później. Po 21 dniach po wysiewie odnotowano największą liczbę siewek – 59,2%. W wariancie nawadnianym podsiąkowo liczba siewek była trzykrotnie wyższa niż wariancie nawadnianym „od góry". Po 28 dniach liczba żywych siewek systematycznie malała. Analiza korzeni wykazała podobne tendencje zaobserwowane u poprzednich gatunków. W wazonach zasilanych w wodę podsiąkiem rośliny wytwarzały długie korzenie z nielicznymi bocznymi rozgałęzieniami. W wazonach nawadnianych „od góry" korzenie były krótsze, ale z bocznymi rozgałęzieniami.



RYSUNEK 1. Kiełkowanie nasion i przeżywalność siewek *Lolium perenne* NIGA, *Festuca rubra* NIMBA, *Poa pratensis* ALICJA, *Medicago sativa* VELA w zależności od sposobu zasilania w wodę

FIGURE 1. The germination of the seeds and seedlings of *Lolium perenne* NIGA, *Festuca rubra* NIMBA, *Poa pratensis* ALICJA, *Medicago sativa* VELA in dependency on irrigation variants (from above —◆— and from below —■—)

TABELA 2. Energia i siła kiełkowania oraz wysokość części nadziemnej i długość korzeni [mm] badanych roślin w zależności od rodzaju podłoża
TABLE 2. The energy and the power of germination and the height of overground part of plants and the length of the roots [mm] of the investigated plants on various soils

Gatunek Species	Odmiana Variety	Energia kiełkowania [%] Energy of germination			Wysokość części nadziemnej [mm] The height of overground part			Długość korzeni [mm] The length of the roots			Siła kiełkowania [%] Power of germination		
		popiół ash	gleba soil	bibuła blotting-paper	popiół ash	gleba soil	bibuła blotting-paper	popiół ash	gleba soil	bibuła blotting-paper	popiół ash	gleba soil	bibuła blotting-paper
Agrostis vulgaris	IGEKA	23	37	21	15	15	21	2	8	5	69	59	72
Agrostis alba	HIGHLAND	56	83	43	22	22	27	3	8	6	84	86	89
Lolium perenne	NIRA	88	73	42	57	43	74	23	78	47	87	73	86
Lolium perenne	TAYA	95	83	86	67	63	79	29	61	44	93	80	93
Lolium perenne	NIGA	81	79	76	59	42	71	22	74	45	90	78	85
Festuca rubra	PERNELLIE	83	71	72	31	29	39	6	21	16	80	61	85
Festuca rubra	TAMARA	51	65	35	45	50	50	10	38	25	56	54	58
Festuca rubra	NIMBA	71	75	26	69	68	64	10	30	26	68	81	75
Festuca rubra	LEO	67	68	35	64	57	68	16	26	27	69	10	43
Festuca ovina	SIMA	13	10	11	61	42	62	12	9	32	19	12	22
Festuca ovina	RIDU	56	59	56	51	39	61	10	26	32	59	70	74
Festuca heterophylla Lam.	SAWA	63	60	58	61	42	60	17	13	21	67	67	62
Poa pratensis	CONNI	52	59	35	37	32	61	6	12	18	55	56	52
Poa pratensis	ALICJA	71	68	64	32	30	39	4	42	9	71	59	81
Poa pratensis	BALIN	59	67	43	40	42	55	3	34	16	57	54	60
Medicago sativa	VELA	42	39	59	17	24	23	6	17	8	71	85	79
Trifolium repens	GRASLAND FUJA	58	59	66	29	30	31	10	29	17	75	41	73

Podsumowanie

Przeprowadzone doświadczenia laboratoryjne wykazały dobrą zdolność kiełkowania badanych odmian na popiele EC Siekierki. Wyniki pomiarów energii kiełkowania wykazały, że na popiele niektóre gatunki i odmiany kiełkowały szybciej niż na ziemi próchnicznej. Dotyczyło to wszystkich badanych odmian życicy trwałej oraz kostrzewy czerwonej odm. PERNILLA. Spośród badanych odmian największą długością korzenia na popiele odznaczyły się życice trwałe (22–29 mm) oraz kostrzewy czerwone (10–17 mm). Jednak długość korzeni na popiele była znacznie krótsza niż na bibule czy glebie. Obserwowano również niewnikanie korzeni w głąb podłoża. Na składowisku prowadziłoby to do wywiewania roślin lub spływu podczas obfitych opadów deszczu.

Zakładając, że przyczyną słabej penetracji popiołu przez korzenie było powierzchniowe zwilżanie, które nie „zmuszało" rośliny do poszukiwania wody w głębi podłoża, w doświadczeniu wazonowym zastosowano dwa warianty zasilania korzeni w wodę: powierzchniowe „od góry" i podsiąkowe „od dołu". Lepszą zdolność kiełkowania wykazały rośliny przy zasilaniu wodą „od dołu". Przy zasilaniu „od góry" liczba skiełkowanych nasion była prawie o połowę mniejsza. Wysokość części nadziemnej w obu przypadkach była do siebie zbliżona. Zwilżanie popiołu „od góry" powodowało lepszy poziomy rozwój korzeni, a przy zasilaniu „od dołu" korzenie były dłuższe, ale pojedyncze. Po 28 dniach we wszystkich przypadkach następowało schnięcie roślin i powolne ich obumieranie, czego powodem mógł być brak mikro- i makroelementów.

Literatura

BENDER J. 1995: Rekultywacja terenów pogórniczych w Polsce. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych*, z. 418: 75–86.

GŁAŻEWSKI M., ZIAJA W. 1995: Wyniki rekultywacji składowisk popiołów przy zastosowaniu hydroobsiewów mieszankami traw i motylkowatych. *Wiadomości Melioracyjne i Łąkarskie*: 170–175.

MACIAK F., LIWSKI S., BIERNACKA E. 1976: Rekultywacja składowisk popiołu z węgla brunatnego i kamiennego. Cz. 1. *Roczniki Gleboznawcze*, t. 27, z. 4.

PAWŁAT H., MATYJASIK Z. 1994: Ocena oddziaływania składowiska odpadów paleniskowych Elektrociepłowni Siekierki na środowisko. *Przegląd Naukowy Wydziału Melioracji i Inżynierii Środowiska* 4, SGGW, Warszawa: ss. 91.

PATRZAŁEK A., ROSTAŃSKI A. 1992: Procesy glebotwórcze i zmiany roślinności na skarpie rekultywowanego biologicznie zwałowiska odpadów po kopalnictwie węgla kamiennego. *Archiwum Ochrony Środowiska* 3–4, 157–168.

Summary

The primary development of selected plant species useful for stabilising the surface ash dump. The objective of the research project was the initial development of selected plant species useful for stabilising the surface ash dump. In the experiments, the effect of ash from the Termoelectric Power Plant „Siekierki" on the germination and growth of grass species was studied.

Author's address:
Agnieszka Gutkowska
Warsaw Agricultural University – SGGW
Department of Environmental Management
ul. Nowoursynowska 166
02-787 Warszawa
Poland

Agata PAWŁAT-ZAWRZYKRAJ
Katedra Budownictwa i Geodezji SGGW
Department of Civil Engineering and Geodesy WAU

Opracowanie ekofizjograficzne jako narzędzie kształtowania zrównoważonego rozwoju w planowaniu przestrzennym
Ecophysiographic study as a tool for implementation of sustainable development in spatial planning

Wstęp

Jednym z najważniejszych instrumentów realizacji zasad zrównoważonego rozwoju jest planowanie przestrzenne. Z dniem 1 stycznia 2001 roku został wprowadzony obowiązek sporządzania opracowań ekofizjograficznych przed podjęciem prac nad planami przestrzennego zagospodarowania (DzU z 2001 roku nr 62, poz. 627).

W artykule przedstawiono cele, zasady, środki, instrumenty i wskaźniki zrównoważonego rozwoju realizowane w opracowaniu ekofizjograficznym oraz jego zakres tematyczny i potrzeby doskonalenia metod ich wykonywania.

Idea zrównoważonego rozwoju – cele i zasady

Zrównoważony rozwój ukierunkowany jest na spełnienie wszystkich zidentyfikowanych celów społecznych, ekonomicznych i przyrodniczych na pewnym progowym poziomie. Można go w ujęciu ogólnym wyszczególnić jako:

- zapewnienie równości i sprawiedliwości społecznej,
- spełnienie potrzeb ludzkich dla osiągnięcia materialnego dobrobytu,
- utrzymanie ekologicznej integralności przyrody.

Następstwem tego jest to, że żaden cel nie jest promowany lub niedowartościowany kosztem innych (Sadler 1992).

Zrównoważony rozwój wymaga podejścia kompleksowego (Kozłowski 1997):

- w ujęciu systemowym – prawnym, ekonomicznym, środowiskowym, politycznym,
- w ujęciu przestrzennym – krajowym, regionalnym, gminnym,
- w ujęciu sektorowym – rolnictwo, leśnictwo, gospodarka wodna, przemysł itp.

Zrównoważony rozwój zakłada modyfikację istniejącego poprzednio systemu społeczeństwo – gospodarka – środowisko, charakteryzującego się intensywnym procesem antropogeniza-

cji. W podsystemie potrzeb człowieka wprowadza się zmiany w stylu życia i konsumpcji, kształtujące nowe potrzeby na dobra i usługi. W podsystemie działań gospodarczych realizowane są zmiany w strategii produkcji i polityce ekologicznej, w technologii produkcji i w niekonwencjonalnych źródłach energii. W środowisku przyrodniczym dopuszcza się zmiany pod warunkiem, że naruszona równowaga ekologiczna zostanie przywrócona drogą naturalnych procesów lub wspomaganych działalnością człowieka. Efekty środowiskowe osiągane są planowaniem przestrzennym, procedurą lokalizacyjną itp.

W powyższym układzie systemowym istnieją bariery ograniczające poszczególne jego elementy. W podsystemie potrzeb człowieka istnieją bariery moralne, kulturowe, ekonomiczne. Dla środowiska przyrodniczego za barierę uznaje się równowagę ekologiczną. Bariery te są zasadami zrównoważonego rozwoju modyfikującymi poszczególne podsystemy oraz cały układ systemowy. Bariery środowiska oddziałują między innymi na działania gospodarcze. Ograniczają korzystanie ze środowiska, umożliwiając zachowanie jego równowagi przyrodniczej. Bariery gospodarcze oddziałują z kolei na zmianę potrzeb człowieka. Antropopresja przekształcona jest w ekopresję (Starzewska-Sikorska 1994).

Zasady zrównoważonego rozwoju dotyczą różnych grup zagadnień – formułowania ideologii, koncepcji, sposobów ich realizacji. Mają one wymiar globalny, krajowy, regionalny i lokalny.

Podstawowe zasady zrównoważonego rozwoju zostały sformułowane i przyjęte w:

- Światowej Karcie Przyrody przez Zgromadzenie Ogólne ONZ z 1982 roku,
- Deklaracji z Rio z 1992 roku,
- Polityce ekologicznej państwa polskiego z 1991 roku,

Próbę unifikacji zasad zrównoważonego rozwoju dokonał Borys (1999). Tworzą je:

- zasada ekologizacji gospodarki i jej rozwoju,
- zasada integralności środowiska,
- zasada współdziałania w ochronie środowiska,
- zasada efektywności ekonomicznej i ekologicznej ochrony środowiska,
- zasada zapobiegania zanieczyszczeniom środowiska,
- zasada reagowania na zagrożenie ekologiczne,
- zasada partycypacji społecznej,
- zasada regionalizacji polityki ekologicznej,
- zasada przestrzegania międzypokoleniowej sprawiedliwości ekologicznej.

Dla realizacji celów i zasad zrównoważonego rozwoju istnieją właściwe narzędzia, którymi są środki i instrumenty (Górka i in. 1995). Podstawowymi środkami są:

- informacja ekologiczna (monitoringowa, statystyczna, naukowa, w formie masowego przekazu),
- planowanie przestrzenne,
- instytucje i organizacje zarządzania użytkowaniem, ochroną i kształtowaniem środowiska,
- badania naukowe i środki techniczno-technologiczne.

Podstawowymi instrumentami wdrażania zrównoważonego rozwoju są:

- akty prawne, normy i przepisy,

- podatki, opłaty, subwencje, systemy depozytowe, tworzenie rynku, kary i inne.

Dla oceny stopnia realizacji celów i zasad zrównoważonego rozwoju wykorzystuje się odpowiednie wskaźniki. Powszechnie dzielone są one na trzy podstawowe grupy funkcjonalne:

- wskaźniki presji (zagrożenia, stresu) środowiskowej,
- wskaźniki stanu (jakości) środowiska,
- wskaźniki reakcji środowiska.

Opracowane są one według kryterium: realizacji celów, zasad zrównoważonego rozwoju, skali obszarowej działań, sektorów dziedzinowych i rodzajowych, stopnia agregacji, zakresu kompleksowości, czasu itp. (Borys 1999). Podstawą operacyjną wskaźników zrównoważonego rozwoju są funkcje systemu przyrodniczego.

Polski system wskaźników stopnia wdrażania zrównoważonego rozwoju opiera się na wykorzystaniu dwóch grup danych – opisujących rozwój społeczno-gospodarczy i informacje o środowisku – na wzór Dyrektywy Unii Europejskiej EU 313/90. Zasady gromadzenia i udostępniania informacji o środowisku reguluje Ustawa Prawo ochrony środowiska (DzU z 2001 roku nr 62, poz. 627).

Z przedstawionej powyżej analizy filozofii zrównoważonego rozwoju wynika, że można ją wyrazić zbiorem celów, zasad, narzędzi i wskaźników. Dalszy postęp w realizacji zrównoważonego rozwoju można uzyskać przez integrację ładu ekologicznego, społecznego, ekonomicznego, przestrzennego i instytucjonalno-politycznego (Kołodziejski 1994, Kozłowski 1997, Borys 1999, Decleris 2000).

Narzędzia realizacji idei zrównoważonego rozwoju w planowaniu przestrzennym

Każda działalność społeczno-gospodarcza człowieka odbywa się w określonej przestrzeni geograficznej, na którą składa się przestrzeń przyrodnicza i przestrzeń antropogeniczna. Planowanie przestrzenne określa, kto, gdzie, kiedy i w jaki sposób może korzystać z przestrzeni. Stanowi podstawowe narzędzie kształtowania zrównoważonego rozwoju. Planowanie rozwoju obejmuje:

- projekty koncepcji przestrzennego zagospodarowania kraju, strategii rozwoju regionalnego, planów zagospodarowania przestrzennego,
- projekty polityki, strategii, planów lub programów sektorowych (gospodarka wodna, rolnictwo, leśnictwo...),
- planowanie przedsięwzięć (projektów inwestycyjnych).

W świetle zmian zaistniałych w prawodawstwie ochrony i kształtowania środowiska (DzU z 2000 roku nr 109, poz. 1157; DzU z 2001 roku nr 62, poz. 627; DzU z 2001 roku nr 100, poz. 1085), w procesie tworzenia planu zagospodarowania przestrzennego gminy wykonuje się aktualnie:

- studium uwarunkowań i kierunków zagospodarowania przestrzennego,
- opracowanie ekofizjograficzne,
- projekt planu zagospodarowania przestrzennego,
- prognozę oddziaływania na środowisko projektu planu zagospodarowania przestrzennego.

Projekt planu zagospodarowania przestrzennego po uchwaleniu przez

radę gminy i ogłoszeniu w wojewódzkim dzienniku urzędowym staje się przepisem gminnym. Na jego podstawie wydawane są decyzje o warunkach zabudowy i zagospodarowania terenu (DzU z 1994 roku nr 89, poz. 415 z późniejszymi zmianami).

Wymienione powyżej wymagane dokumentacje są zintegrowane wspólnymi celami – równoważenia rozwoju na całym obszarze gminy lub jej określonej części.

Opracowania ekofizjograficzne – cele, zakres

Cele i zasady zrównoważonego rozwoju są wspólne dla wszystkich działań człowieka w przestrzeni geograficznej. Dla poszczególnych form i dokumentów planowania rozwoju wykorzystywane są, stosownie do potrzeb, odpowiednie środki, instrumenty i wskaźniki zrównoważonego rozwoju. Dotyczy to także opracowań ekofizjograficznych.

W prawodawstwie ochrony środowiska w 1964 roku został wprowadzony obowiązek wykonywania opracowań fizjograficznych przed opracowaniem projektu miejscowego planu zagospodarowania przestrzennego (Dz. Bud. z 1964 roku nr 6, poz. 16). Jego zakres ograniczał się do charakterystyki poszczególnych elementów środowiska oraz ich oceny pod względem przydatności dla różnych form użytkowania i przeznaczenia terenu, w tym głównie dla budownictwa, rolnictwa i rekreacji. Ustawa o zagospodarowaniu przestrzennym z dnia 12 lipca 1984 roku zniosła obowiązek wykonywania tego rodzaju opracowań i tym samym zahamowała rozwój metodologii ich wykonywania. Ponownie został wprowadzony w Ustawie Prawo Ochrony Środowiska (DzU z 2001 roku nr 62, poz. 627).

Dokumentacja ekofizjograficzna, w obecnym ujęciu, jest zbiorem informacji o środowisku jako systemie, przedstawiającym mechanizm funkcjonowania środowiska. Ma służyć uwzględnianiu uwarunkowań przyrodniczych w realizacji dalszych etapów procesu planowania przestrzennego. Dodanie przedrostka „eko" do dawnych opracowań fizjograficznych wzmacniają znaczenie komponentów biotycznych środowiska jako wyznaczników zrównoważonego rozwoju w planowaniu przestrzennym.

Na pierwszym miejscu wśród zadań opracowań ekofizjograficznych są cele ekologiczne i cele przestrzenne zrównoważonego rozwoju. Ich realizacja umożliwia poznanie zasad funkcjonowania ekosystemów i fizjocenoz dla potrzeb planowania przestrzennego.

Opracowanie ekofizjograficzne, według wydanego do powyższej ustawy – Rozporządzenia Ministra Środowiska (DzU z 2002 roku nr 155, poz. 1298), „sporządza się, biorąc pod uwagę:

- dostosowanie funkcji, struktury i intensywności zagospodarowania przestrzennego do uwarunkowań przyrodniczych,
- zapewnienie trwałości podstawowych procesów przyrodniczych na obszarze objętym dokumentem planistycznym,
- zapewnienie warunków odnawialności zasobów przyrodniczych,
- eliminowanie lub ograniczanie zagrożeń i uciążliwości negatywnie

oddziaływających na środowisko i zdrowie ludzi,
- ustalenie kierunków rekultywacji obszarów zdegradowanych.

Rozporządzenie rozróżnia dwa rodzaje opracowań:
- podstawowe – sporządzane na potrzeby projektu miejscowego planu zagospodarowania przestrzennego oraz na potrzeby projektu planu zagospodarowania przestrzennego województwa lub obszaru województwa,
- problemowe – wykonywane w przypadku konieczności bardziej szczegółowego rozpoznania cech wybranych elementów przyrodniczych lub określenie wielkości i zasięgów konkretnych zagrożeń środowiska i zdrowia ludzi.

Opracowanie ekofizjograficzne podstawowe wykonuje się przed podjęciem prac nad projektem miejscowego planu zagospodarowania przestrzennego oraz projektem planu zagospodarowania przestrzennego województwa. Problemowe opracowanie ekofizjograficzne sporządza się przed podjęciem lub w trakcie prac nad wyżej wymienionymi projektami planów zagospodarowania przestrzennego. Opracowanie podstawowe i problemowe składa się z części kartograficznej i opisowej. Stanowi ono podstawę proponowania rozwiązań przestrzennych oraz formowania ustaleń planów miejscowych zagospodarowania przestrzennego w zakresie wynikającym z powyższych celów.

Opracowania podstawowe wykonuje się dla wszystkich rodzajów opracowań planistycznych w zakresie zagospodarowania przestrzennego, a opracowania problemowe – jeżeli w toku prac planistycznych zostaną ujawnione dodatkowe problemy środowiskowe wymagające rozpoznania. Podstawowe opracowanie ekofizjograficzne, zgodnie z wymienionym „Rozporządzeniem...", powinno obejmować:
- rozpoznanie i charakterystykę stanu oraz funkcjonowania środowiska,
- diagnozę stanu i funkcjonowania środowiska,
- wstępną prognozę zmian zachodzących w środowisku,
- określenie przyrodniczych predyspozycji do kształtowania struktury funkcjonalno-przestrzennej,
- ocenę przydatności środowiska dla różnych rodzajów użytkowania i zagospodarowania,
- określenie uwarunkowań ekofizjograficznych.

Szczegółowy zakres tematyki opracowania należy dostosować do celu i przedmiotu sporządzanego dokumentu planistycznego oraz specyfiki środowiska analizowanego obszaru.

Rozpoznanie i charakterystyka stanu oraz funkcjonowania środowiska obejmuje: poszczególne elementy środowiska i ich wzajemnych powiązań oraz procesów zachodzących w środowisku, dotychczasowe zmiany środowiska, strukturę przyrodniczą obszaru i jego powiązania z otoczeniem, zasoby przyrodnicze i walory krajobrazowe oraz stan ich ochrony prawnej, jakość i zagrożenia wraz z identyfikacją źródeł.

Diagnoza stanu i funkcjonowania środowiska obejmuje ocenę: odporności środowiska na degradację oraz zdolność do regeneracji, stanu ochrony i użytkowania zasobów przyrodniczych oraz walorów krajobrazowych i możliwości ich kształtowania, zgodności dotychcza-

sowego użytkowania i zagospodarowania obszaru z uwarunkowaniami przyrodniczymi, zmian zachodzących w charakterze i jakości środowiska oraz jego zagrożeń i możliwości ich minimalizacji.

Wstępna prognoza zmian zachodzących w środowisku polega na określeniu kierunków niekorzystnych przekształceń i degradacji środowiska. Sformułowanie przyrodniczych predyspozycji do kształtowania struktury funkcjonalno-przestrzennej ma za zadanie – w szczególności – wskazać obszary, które w układzie tym pełnić powinny przede wszystkim funkcje przyrodnicze. Ocena przydatności środowiska dotyczy możliwości rozwoju i ograniczeń dla poszczególnych rodzajów użytkowania i form zagospodarowania.

Uwarunkowania ekofizjograficzne formułowane są w formie wniosków z wyżej wymienionych analiz i ocen, stosownie do celu, przedmiotu i skali dokumentu planistycznego. W szczególności należy określić przydatność poszczególnych terenów do rozwoju funkcji użytkowych, wskazać tereny, które powinny być podporządkowane potrzebom stabilnego funkcjonowania środowiska i zachowania różnorodności biologicznej; sformułować ograniczenia na wskazanych obszarach w zakresie ochrony zasobów przyrodniczych oraz występujących uciążliwości i zagrożeń środowiskowych.

Szczegółowy zakres opracowania problemowego obszaru objętego planem dostosowuje się do problemów środowiskowych wymagających rozpoznania.

Problemy metodyki wykonywania opracowań ekofizjograficznych

Szeroki zakres tematyczny oraz nowe wymagania stawiane opracowaniom ekofizjograficznym narzucają potrzebę rozwoju nowych metod pracy lub rozbudowy istniejących, ale niedostatecznie upowszechnionych.

Obszar objęty opracowaniem ekofizjograficznym może, ale nie musi się pokrywać z obszarem objętym projektem planu przestrzennego zagospodarowania. Jest to szczególnie ważne przy obecnej, powszechnej niestety, praktyce opracowywania miejscowych planów przestrzennego zagospodarowania dla bardzo niewielkich, fragmentarycznych terenów. Przy delimitacji terenu objętego opracowaniem ekofizjograficznym należy uwzględniać przede wszystkim granice jednostek naturalnych, o określonej strukturze i funkcjonowaniu, stanowiących całość w ujęciu systemowym. Linie rozgraniczające różne formy użytkowania, elementy liniowe, takie jak np. drogi, geodezyjne podziały własnościowe czy granice administracyjne, nie powinny być wyznacznikiem granic opracowania.

W geografii fizycznej obszar, który ujmuje zarówno komponenty przyrodnicze, jak i zachodzące w nich zmiany, wywołane przez działalność człowieka, nazywany jest geokompleksem (geosystemem), a w ekologii krajobrazu – krajobrazem ekologicznym lub fizjocenozą (Kondracki 1976, Bartkowski 1986). Jednostką przestrzenną, szczególnie przydatną do opracowania ekofizjograficznego, jest zlewnia rzeczna.

Mnogość celów, szeroki zakres problemowy opracowań ekofizjograficznych oraz wykonywanie ich na potrzeby planów różnych szczebli planowania przestrzennego zmusza do bardzo kompleksowego i w dużej mierze analitycznego podejścia do zagadnienia. Trudności może sprawiać duża ilość informacji i ich aktualność. Im niższy poziom planowania, tym większe zapotrzebowanie na wyniki aktualnych badań terenowych. Niewątpliwie konieczna jest hierarchizacja i generalizacja danych. Ta ostatnia rozumiana jest jako synteza informacji z danych niższego rzędu. Pomocne mogą być tutaj zarówno metody od dawna stosowane w fizjografii i innych dziedzinach przyrodniczych, jak i nowe techniki GIS.

Zważywszy na służebną rolę opracowań ekofizjograficznych wobec planów przestrzennego zagospodarowania, ważnym zagadnieniem jest przedstawienie wniosków w formie użytecznej dla planistów. Powinny one przede wszystkim odpowiadać w czytelny i przestrzenno-czasowy sposób na pytania wynikające z zakresu opracowań ekofizjograficznych (DzU z 2002 roku nr 155, poz. 1298) oraz umożliwić wpisanie otrzymanych przez planistę informacji w układ geodezyjno-administracyjny.

Wnioski

1. Cele i zasady zrównoważonego rozwoju mają szeroką podbudowę teoretyczną i znajdują zastosowanie w różnych dziedzinach życia. Nowe możliwości realizowania tej idei w planowaniu przestrzennym dają wprowadzone do procedury opracowywania planów przestrzennego zagospodarowania – opracowania ekofizjograficzne.
2. Opracowania ekofizjograficzne mają podbudowę w fizjografii urbanistycznej – nauce zajmującej się badaniami oraz kompleksową oceną środowiska przyrodniczego dla potrzeb planowania przestrzennego. Problematyka opracowań fizjograficznych i ekofizjograficznych miał duże osiągnięcia w minionych latach (Stala 1968, 1982, 1982; Różycka 1971, 1978; Andrzejewski 1980 i in.).
3. Dla potrzeb aktualnie wykonywanych opracowań ekofizjograficznych zachodzi potrzeba:
   - przeglądu, oceny i aktualizacji metodologii wykorzystywanej do 1984 roku,
   - wyboru metod badań środowiska w fizjografii i w innych dziedzinach nauk w latach 1984–2002 oraz ich weryfikacji i upowszechnienia,
   - tworzenia banku informacji o środowisku, zgodnie z Ustawą o ochronie środowiska.
4. Praktyka wykonywania opracowań ekofizjograficznych w nowej formie jest jeszcze bardzo krótka. Pozostaje wiele niejasności dotyczących metodologii ich realizowania. Niewątpliwe jest jednak duże potencjalne znaczenie tych opracowań w procesie szeroko rozumianego racjonalnego gospodarowania zasobami środowiska.

Literatura

ANDRZEJEWSKI R. 1980: Ekofizjografia i ekologiczne kształtowanie środowiska biotycznego na obszarach zurbanizowanych. *Człowiek i Środowisko* 4; 5–20.

BARTKOWSKI T. 1986: Zastosowanie geografii fizycznej. PWN, Warszawa, ss. 398.

BORYS T. (red.). 1999: Wskaźniki ekorozwoju. Wydaw. Naukowe PWN, Warszawa, ss. 287.

DECLERIS M. 2000: The law of sustainable development. General Principles. European Commission, ss 146.

Dz. Bud. z 1964 r. nr 6, poz. 16: Zarządzenie nr 3 Przewodniczącego Komitetu Budownictwa, Urbanistyki i Architektury z dnia 17 stycznia 1964 roku w sprawie opracowań fizjograficznych do miejscowych planów zagospodarowania przestrzennego.

DzU z 1994 r. nr 89, poz. 415: Ustawa z dnia 7 lipca 1994 roku o zagospodarowaniu przestrzennym z późniejszymi zmianami.

DzU z 2000 r. nr 109, poz. 1157: Ustawa z dnia 9 listopada 2000 roku o dostępie do informacji o środowisku i jego ochronie oraz o ocenach oddziaływania na środowisko z późniejszymi zmianami.

DzU z 2001 r. nr 62, poz. 627: Ustawa z dnia 27 kwietnia 20001 roku. Prawo ochrony środowiska.

DzU z 2001 r. nr 100, poz. 1085: Ustawa z dnia 27 lipca 2001 roku o wprowadzeniu ustawy – Prawo ochrony środowiska, ustawy o odpadach oraz o zmianie niektórych ustaw.

DzU z 2002 r. nr 155, poz. 1298: Rozporządzenia Ministra Środowiska w sprawie opracowań ekofizjograficznych.

GÓRKA K., POSKROBKO B., RADECKI W. 1995: Ochrona środowiska. Problemy społeczne, ekonomiczne i prawne. Państwowe Wydawnictwo Ekonomiczne, Warszawa; ss. 293.

KOŁODZIEJSKI J. 1994: Koncepcja metodologii kształtowania strategii ekorozwoju w procesie transformacji systemowej. [W:] Europejskie studia bałtyckie. Gdańsk. 23–32.

KONDRACKI J. 1976: Podstawy regionalizacji fizyczno-geograficznej. PWN, Warszawa, ss. 168.

KOZŁOWSKI S. 1997: W drodze do ekorozwoju. Wydaw. Naukowe PWN, Warszawa, ss. 287.

MOSZNiL. 1992: Polityka ekologiczna państwa. Ministerstwo Ochrony Środowiska Zasobów naturalnych i Leśnictwa, Warszawa; ss 34.

RÓŻYCKA W. 1971: Metody oceny warunków fizjograficznych dla potrzeb planowania przestrzennego miast. *Prace Geogr. IG PAN*, z. 90.

RÓŻYCKA W. 1978: Opracowanie fizjograficzne jako źródło informacji o środowisku abiotycznym na obszarach urbanizowanych. Wiad. Ekol. 24, 43–50.

SADLER B. 1992: Klucz do jutra. [W:] B.D. Clark. (red.) Ocena oddziaływania na środowisko. IUCN, CEMP, EKOKONSULT, Gdańsk. 1–19.

STALA Z. 1968: Szczegółowa instrukcja w sprawie zasad sporządzania opracowań fizjograficznych ogólnych dla potrzeb miejscowych planów zagospodarowania przestrzennego „Geoprojekt", Warszawa.

STALA Z. 1982: Synteza badań ekofizjograficznych do projektu zespołu osiedli mieszkaniowych w Białołęce Dworskiej w Warszawie. *Człowiek i Środowisko* 6/3–4, 455–469.

STASZEWSKA-SIKORSKA A. 1994: Ocena oddziaływania na środowisko jako narzędzie planowania przestrzennego w ekorozwoju. Wydaw. Ekonomia i Środowisko. ss. 121.

Summary

Ecophysiographic study as a tool for implementation of sustainable development in spatial planning. Spatial planning is one of the most important tools to implement principles of sustainable development. The ecophysiographic study is a new and potentially significant element of the Polish spatial planning system introduced in the 1st of January 2001. The main role of the study is to give a planner wide environmental background for works on spatial management plans. The article presents principles, rules, instruments and indicators of sustainable development that can be put into practice by ecophysiographic studies.

Author's address:
Agata Pawłat-Zawrzykraj
Warsaw Agricultural University – SGGW
Department of Civil Engineering and Geodesy
ul. Nowoursynowska 166
02-787 Warszawa
Poland
e-mail: pawlat@alpha.sggw.waw.pl

Norbert DĄBKOWSKI
Katedra Budownictwa i Geodezji SGGW
Department of Civil Engineering and Geodesy WAU

Metoda i kryterium oceny zagrody pod względem ekologicznym
Method and criterion of farmstead evaluation in terms of ecology

Wstęp

Czy gospodarstwo ekologiczne to ekologiczne metody produkcji żywności? Tak, ale nie tylko. Samo przekształcenie gospodarstwa na ekologiczne polega przede wszystkim na uświadomieniu sobie, że to tylko etap wstępny do przekształcania swojego życia na ekologiczne. Chodzi tu o ekologiczną filozofię życia. Oczywiście nie chodzi tu o cofanie się w rozwoju cywilizacyjnym, ale o krok naprzód, o współdziałanie z przyrodą, godne życie, ochronę środowiska i jego zasobów. Dlatego też kierując się tymi przesłankami, jak również potrzebą dalszego rozwoju polskich gospodarstw ekologicznych, stworzono metodę i kryterium oceny zagrody pod względem ekologicznym. Dotyczy ona zagospodarowania i wyposażenia zagrody oraz budynków w niej się znajdujących.

Założenia metody

Przyjęto założenie, że zagroda w gospodarstwie rolnym będzie miała cechy zagrody ekologicznej, gdy będzie znajdowała się w atestowanym gospodarstwie ekologicznym (atestacja świadczy o spełnianiu przez gospodarstwo wymogów rolnictwa ekologicznego). Założono, że spełnianie każdej z poniższych cech jest tak samo ważne (patrz tab. 1).

1. Lokalizacja zagrody w obrębie miejscowości i powiązanie z obszarem produkcji

Za najlepszą uważa się (z punktu widzenia rolnictwa ekologicznego) lokalizację luźną lub samotniczą, ponieważ ten układ sprawia, że wszystkie ewentualne szkodliwe wpływy zagród sąsiednich są wyeliminowane lub znacząco osłabione. Zagroda w tym układzie ma ponadto dużą możliwość rozwoju pod warunkiem, że grunty sąsiednie należą do gospodarstwa. Wiadomo jednak, że położenie zagrody w małym stopniu zależy lub wręcz nie zależy od rolnika, dlatego też inne typy zagród są również punktowane, ale mniejszą liczbą punktów.

TABELA 1. Metoda oceny zagrody rolniczej pod względem ekologicznym
TABLE 1. Method of farmstead evaluation in terms of ecology

Lp. No	Cecha Attribute	Charakterystyka cechy i punkty Characteristic of an attribute and points			
1	Lokalizacja zagrody Location of a farmstead	zwarta compact	półzwarta semicompact	luźna dispersed	samotnicza singular
		1	2	3	3
2	Materiał budowlany Building material	nie ekologiczny unecological	mieszany mixed	ekologiczny ecological	
	Budynki mieszkalne Houses	0	0,25	0,5	
	Budynki inwentarskie Buildings for livestock	0	0,25	0,5	
	Budynki składowe i przechowalnicze Storage and ware buildings	0	0,25	0,5	
	Budynki gospodarcze Auxiliary buildings	0	0,25	0,5	
	Budynki przetwórcze Processing buildings	0	0,25	0,5	
	Budynki inne Other buildings	0	0,25	0,5	
3	Segregacja odpadów Waste segregation	tak yes	nie no		
		3	0		
4	Gromadzenie i oczyszczanie ścieków Wastewater accumulation and treatment	zbiornik bezodpływowy septic tank	oczyszczalnia zagrodowa farmstead wastewater treatment plant	oczyszczalnia zbiorcza cumulative wastewater treatment plant	
		1	2	3	
5	Odnawialne źródła energii wykorzystywane jako: Utilisation of renewable energy sources:	niewykorzystywane lack of utilisation	uzupełniające additional	podstawowe basic	
		0	2	3	
6	Trzy układy przyrodnicze: zieleni niskiej, zieleni wysokiej, zbiornika wodnego Three natural systems: low greenery, high greenery, water pond	tak yes	nie no		
		3	0		
7	Korytarze ekologiczne Ecological corridors	tak yes	nie no		
		3	0		

cd. tabeli 1

Lp. No	Cecha Attribute	Charakterystyka cechy i punkty Characteristic of an attribute and points			
		zwarta compact	półzwarta semicompact	luźna dispersed	samotnicza singular
		1	2	3	4
8	Oddzielenie strefy mieszkalno-wypoczynkowej od strefy produkcji za pomocą barier biotycznych lub abiotycznych Separation of living and refreshment area from processing zone by biotical and abiotical thresholds	tak yes		nie no	
		3		0	

2. Materiały użyte do budowy budynków

Jest szczególnie ważne, aby zdrowie ludzi i zwierząt nie było narażone na niekorzystny wpływ **szkodliwych** materiałów. Budynki w zagrodzie ekologicznej muszą być zbudowane z materiałów co najmniej obojętnych dla środowiska. Wyróżniono trzy grupy materiałów: ekologiczne (Mikoś 2000, Aniuk i in. 1996, Krusche 1989), mieszane (budynki zbudowane z materiałów ekologicznych i nie ekologicznych) oraz grupę materiałów nie ekologicznych. Należy rozważyć wyróżnienie czwartej grupy – materiałów szkodliwych (azbest, żużel itp.). Każdej grupie budynków można przyznać odpowiednią liczbę punktów. Przy występowaniu np. dwóch budynków inwentarskich – jednego z materiałów ekologicznych, drugiego z materiałów nie ekologicznych lub mieszanych, należy przyznać punkty dla kategorii niższej.

3. Gospodarka odpadami stałymi

Na działce ekologicznej powinna być prowadzona segregacja odpadów przynajmniej na dwie grupy – odpady organiczne i nieorganiczne. Dobrze jeśli w zagrodzie prowadzona jest segregacja dalej posunięta, czyli wydziela się z grupy odpadów nieorganicznych dalsze podgrupy (metale, szkło, plastik itp.).

4. Oczyszczanie ścieków

Zagroda ekologiczna powinna być wyposażona w ekologiczną biologiczną oczyszczalnię ścieków lub podłączona do kanalizacji zbiorczej, na której końcu znajduje się również biologiczna oczyszczalnia ścieków (zamykamy w ten sposób obieg substancji). Zbiornik bezodpływowy uznano za najmniej polecane rozwiązanie utylizacji ścieków (brak w nim oczyszczania, ścieki są tylko gromadzone). Nie dopuszczalne jest nieposiadanie zbiornika na ścieki (oznacza to dyskwalifikację danej zagrody). Kanalizację zbiorczą uznano za najefektywniejszą (jednak nie jest to rozwiązanie możliwe przy zabudowie rozproszonej), gdyż procesy w profesjonalnej oczyszczalni ścieków są w pełni kontrolowane i jakiekolwiek odchylenia niwelowane są na bieżąco,

dlatego też przyznano temu rozwiązaniu maksymalną liczbę punktów.

5. Odnawialne (ekologiczne) źródła energii

Ważnym elementem nowoczesnej, a przez to ekologicznej zagrody jest wykorzystywanie odnawialnych źródeł energii w zagrodzie. Źródła energii odnawialnej (Lewandowski 2001) mogą być wykorzystywane jako główne (rozwiązanie najlepsze) lub stanowić uzupełnienie źródeł konwencjonalnych. Powinno się zmierzać do wykorzystywania w każdej zagrodzie przynajmniej uzupełniająco.

6. Trzy układy przyrodnicze

Trzy układy przyrodnicze na działce stwarzają lepsze warunki mikroklimatyczne oraz zamykają obieg wody w przyrodzie w obrębie już małej działki.

7. Korytarze ekologiczne

Korytarze ekologiczne są to nasadzenia różnego rodzaju roślinności, stworzenie możliwości przenikania się zagrody i terenów sąsiednich. Zagroda ma stanowić integralną część środowiska przyrodniczego, stwarzać możliwość przemieszczania się czy to roślin, czy zwierząt. Nie należy tego w żaden sposób utożsamiać z zarastaniem zagrody przez roślinność. Z tym wiąże się problem estetyki zagrody. Jest to czynnik niemierzalny wprost. Niemniej jednak zagroda powinna być zadbana, bioróżnorodna pod względem szaty roślinnej, lecz nie należy wprowadzać dużej liczby gatunków obcych (szczególnie chodzi tu o drzewa i krzewy ozdobne).

8. Strefowanie na działce

Cecha ostatnia to oddzielenie strefy mieszkalno-wypoczynkowej od strefy produkcyjnej przez bariery biotyczne lub/i abiotyczne. Jest to cecha, która występuje przy kształtowaniu nowoczesnych zagród w ogóle, lecz szczególnie zwracano na nią uwagę przy weryfikacji metody dokonywanej przez rolników w badanych gospodarstwach ekologicznych.

Metoda oceny oraz kryterium ekologicznej zagrody

Maksymalnie zagroda może uzyskać 24 punkty, z zastrzeżeniem punktu drugiego, w którym to przy występowaniu tylko wszystkich grup budynków można uzyskać maksymalną liczbę punktów. Dlatego też przy braku jednej lub więcej grup budynków maksymalną liczbę punktów z całej metody zmniejszamy o punkty z brakującej grupy i odpowiednio przeliczamy poniższe kryterium (np. w zagrodzie brak budynków przetwórczych i innych, maksymalna liczba punktów do zdobycia: 24 – 0,5 – 0,5 = 23 punkty. Wtedy kryterium będzie odpowiednio do 11 punktów na 23 możliwe – zagroda tradycyjna, 12–15 zagroda niskoekologiczna itd.). Ze względu na szkodliwy wpływ na zdrowie ludzi i zwierząt materiałów zawierających azbest, przy występowaniu tego materiału w gospodarstwie (najczęściej w postaci płyt azbestowo-cementowych) – od ogólnej liczby punktów uzyskanej przez zagrodę odejmuje się 3 punkty, i dopiero ten wynik brany jest pod uwagę.

W zależności od otrzymanych wyników proponuje się następujące kryterium oceny ekologicznej zagrody:

- do 13 uzyskanych punktów na 24 możliwe – zagroda tradycyjna w gospodarstwie ekologicznym,

- powyżej 13 do 16 punktów na 24 możliwe – zagroda niskoekologiczna,
- powyżej 16 do 20 punktów na 24 możliwe – zagroda średnioekologiczna,
- powyżej 20 do 24 punktów na 24 możliwe – zagroda wysokoekologiczna.

Podsumowanie

Przedstawiona w artykule metoda oceny zagrody rolniczej pod względem ekologicznym może być zastosowana przy atestacji gospodarstw ekologicznych jako jeden z elementów składowych badań atestacyjnych.

Literatura

ANIUK D., BOONSTRA C., MAK J. 1996: Handbook of Sustainable Building. An Environmental Preference Method for Selection of Materials for Use in Construction and Refurbishment. James & James, London.

KELM T. 1996: Architektura ziemi. Tradycja i współczesność. Wydaw. Murator, Warszawa.

KRUSCHE H. 1989: Ökologisches Bauen, Bauverlag, München.

LEWANDOWSKI W.M. 2001: Proekologiczne źródła energii odnawialnej. Wydaw. Naukowo-Techniczne, Warszawa.

MIKOŚ J. 2000: Budownictwo ekologiczne. Wydaw. Politechniki Śląskiej, Gliwice.

WODLEY T., KIMMINS S. 1998/99: Green Building Handbook. Vol. 2, E&FN Spon, New York.

WODLEY T., KIMMINS S., HARRISON P., HARISON R. 1998/99: Green Building Handbook. Vol. 1, E&FN Spon, New York.

Summary

Method and criterion of farmstead evaluation in terms of ecology. The paper presents method of farmstead evaluation in terms of ecology that can be employed as a part of ecological farm certification process.

Author's address:
Norbert Dąbkowski
Warsaw Agricultural University – SGGW
Department of Civil Engineering and Geodesy
ul. Nowoursynowska 166
02-787 Warszawa
Poland

Bonifacy ŁYKOWSKI[1], Gustaw DEMIDOWICZ[2]
[1]Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW
Zakład Meteorologii i Klimatologii
Department of Hydraulic Engineering and Environmental Recultivation WAU
Division of Meteorology and Climatology
[2]Zakład Meteorologii i Informatyki IUNG
Department of Agrometeorology and Applied Informatics
Institute of Soil Science and Plant Cultivation

Naturalne zmiany klimatyczne w Polsce
Natural variability of climate in Poland

Klimat kuli ziemskiej kształtuje się w wyniku działania systemu klimatycznego, w którym zjawiska fizyczne polegają na wymianie energii i masy między składowymi systemu, którymi są: atmosfera, hydrosfera, litosfera, kriosfera i biosfera. Cechy składowych systemu są zmienne i powiązane wzajemnie przez procesy zachodzące wewnątrz systemu klimatycznego, należące w sumie do procesów wymiany energii i masy (energia promieniowania, parowanie, opady atmosferyczne, ruchy poziome i pionowe powietrza i wody i in.). Jedynym źródłem energii zapewniającym działanie systemu klimatycznego jest promieniowanie słoneczne. Zmiany w ilości tej energii docierającej do Ziemi można więc uznać za przyczynę zewnętrzną zmian klimatu.

Większość charakterystyk klimatu (elementów klimatologicznych), jak też pozostałych składowych systemu klimatycznego i opisujących je zmiennych, charakteryzuje się właściwą dla danej składowej bezwładnością zmian w czasie i przestrzeni. Na przykład, wymiana energii i masy w warstwie troposfery zachodzi w czasie 4–8 dni, w stratosferze (do wysokości 50 km) 100–500 dni, między atmosferą i oceanem (do głębokości 0,5 km) 1 do 5 lat, między atmosferą i lądem (do głębokości 1 m) 60 lat, a pozioma wymiana wody gruntowej z oceanem (do głębokości 100 m) 10 do 1000 lat (Flohn i Fantechi 1985). Z powyższego wynika, że zmiany klimatyczne mogą mieć charakter cykliczny lub przypadkowy, a wielkość i zakres tych zmian mogą być różne. Należy też zwrócić uwagę, że cykliczne zmiany w wymiany energii i masy między składowymi systemu mogą się nakładać, wywołując zmiany klimatu o różnej wielkości i okresie, a także mogą działać w różnych kierun-

kach i wzajemnie się znosić, nie powodując zmian klimatu. Są to więc czynniki wewnętrzne zmian klimatu.

Zmiany systemu klimatycznego mogą być wywoływane przez czynniki zewnętrzne. Muszą wtedy nastąpić zmiany prowadzące do ukształtowania się nowego stanu równowagi przychodów i straty energii układu Ziemia--atmosfera na górnej granicy atmosfery.

Do najlepiej poznanych czynników zewnętrznych zmian klimatu należą zmiany w dopływie promieniowania słonecznego do Ziemi, związane z aktywnością Słońca w cyklach: 11-letnim i około 100-letnim (plamy słoneczne), erupcji wulkanów, wyrzucających do atmosfery duże ilości pyłów i gazów, zmian w kształcie orbity ziemskiej od kolistej do elipsy w cyklu 90 tys. lat, zmian nachylenia osi ziemskiej względem płaszczyzny ekliptyki w cyklu 45 tys. lat oraz innych przyczyn, mniej zbadanych i udokumentowanych.

Bardzo złożony charakter mają zmiany klimatyczne wywołane zmianami prędkości ruchu obrotowego Ziemi o okresie 60–70 lat. Na prędkość ruchu obrotowego Ziemi mają wpływ zarówno czynniki zewnętrzne w stosunku do systemu klimatycznego (przemieszczanie się mas w głębi Ziemi), jak i czynniki działające wewnątrz tego systemu (ruchy wody, lodów i mas atmosferycznych). Ostatnie 35 lat (do około 2005 roku) to okres zwiększonej prędkości ruchu obrotowego Ziemi. Wzrasta więc wielkość składowej równoleżnikowej sił działających na ruch mas powietrza i wody. W Europie oznacza to zwiększony napływ mas powietrza z Atlantyku i pewne ocieplenie klimatu, bardziej wyraźne w porze zimowej niż latem.

Człowiek może wpływać w stopniu istotnym na klimat lokalny. Natomiast w odniesieniu do kuli ziemskiej wpływ ten jest mocno ograniczony ze względu na wielkoskalowe zjawiska fizyczne, jakie zachodzą w atmosferze Ziemi i duże możliwości samoregulacji systemu klimatycznego przez zmianę wielkości wymiany energii i masy między składowymi systemu.

Do groźnych dla klimatu zjawisk wywołanych przez człowieka zalicza się masowy wyrąb lasów tropikalnych, gdyż wywołuje to zmiany w bilansie cieplnym i wodnym tych rejonów. Zwiększa się transport ciepła do atmosfery, zmniejsza retencja wody, a likwidacja wielkich obszarów leśnych może uwolnić do atmosfery znaczną ilość dwutlenku węgla (jednego z głównych gazów cieplarnianych). Jeżeli dodać do tego emisję do atmosfery dwutlenku węgla pochodzenia antropogenicznego (3,5% w stosunku do ilości CO_2 na Ziemi), rozważa się, czy zdolności regulacyjne systemu klimatycznego są zdolne zapewnić równowagę w wymianie energii i masy w dotychczasowym zakresie.

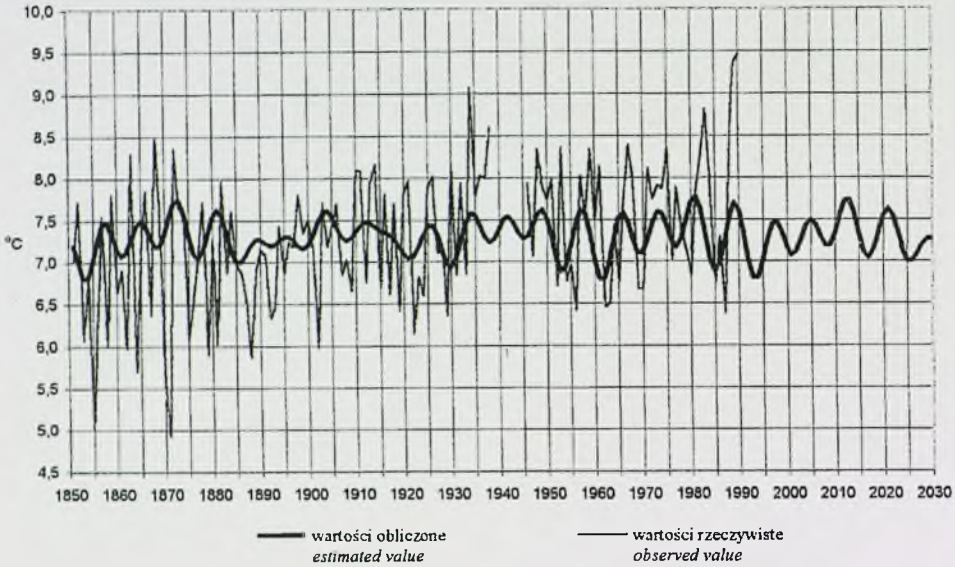
Ekstremalne zjawiska klimatyczne i pogodowe występujące w ostatnich kilkudziesięcioleciach nie są czymś nadzwyczajnym. W okresie historycznego istnienia człowieka współczesnego (10 tys. lat) klimat Ziemi zmieniał się w istotnym stopniu. Temperatura powietrza w środkowej Anglii (według Lamba cyt. za Flohnem i Fantechi 1985) wynosiła: 9,3°C (w okresie 8000–6000 lat p.n.e.), 10,7°C (6000–3000 lat p.n.e.), 9,3–9,7°C (3000–300 lat p.n.e.)

i 8,8–10,2°C (300 lat p.n.e. – teraźniejszość). Roczne sumy opadów atmosferycznych w tym okresie zmieniały się w zakresie 14%. Natomiast w krótkich okresach (20–40 letnich, niekiedy dłuższych) w kronikach i opisach podróży zanotowano występowanie zjawisk pogodowych i klimatycznych ekstremalnych o skali większej niż w ostatnim 150-leciu, to jest w okresie nowożytnych pomiarów instrumentalnych.

Znaczne ocieplenie klimatu wystąpiło w drugiej połowie X i na początku XI wieku. Niejaki Thordvald (zabójca) ratował się ucieczką z Norwegii i udał się do Islandii. Musiał się jednak osiedlić w północnej części wyspy, gdyż wybrzeża południowe były zbyt zaludnione. W 982 roku jego syn Eric założył osadę na Grenlandii. W tym okresie w Anglii uprawiano winorośl. W XII wieku klimat zaczął się ochładzać. Zlikwidowano winnice w Anglii, Grenlandia została odcięta od Islandii lodami, a osadnicy europejscy wymarli stopniowo z braku żywności. Na Islandii zanikała uprawa zbóż i w XVI wieku zaprzestano ich uprawy aż do 1920 roku.

W latach 1430–1850 na całej półkuli północnej wystąpiło ochłodzenie, zwane Małym Glacjałem. W ramach tej fazy wyróżnia się jednak okres niewielkiego ocieplenia (lata 1450–1550 – ważne ze względu na cytowane dalej kroniki). Względnie ciepła była także pierwsza połowa XVIII wieku, w której wystąpiły jednak bardzo mroźne zimy (1709 i 1740 roku). Szczególnie ostra zima wystąpiła na przełomie lat 1683–1684. W Anglii zamarzła Tamiza, na której odbywały się targi (uwiecznione przez malarzy). Zamarzło Morze Bałtyckie, przez które uruchomiono komunikację saniami i pobudowano schronisko dla podróżnych. Chłodne zimy 1709 i 1739 roku spowodowały wyginięcie bydła, a ludzie umierali z głodu i zimna. Wyjątkowo chłodny był także historyczny 1812 rok.

Stopniowe ocieplenie i rzadziej występujące zjawiska klimatyczne ekstremalne zaznaczają się w Europie i na Ziemi pod koniec XIX wieku. Widać to wyraźnie na rysunku 1, ilustrującym przebieg temperatury w Koszalinie. W latach 1850–1880 występują duże ekstrema temperatury, które zanikają w latach 1885–1930, przy wyraźnej tendencji wzrostowej temperatury. Następuje stopniowo kolejna faza klimatyczna, nazwana ociepleniem XX wieku. Niestety, luka w obserwacjach w latach II wojny światowej zamazuje częściowo ten obraz ocieplenia. W fazie tej najwyższa temperatura wystąpiła w 1938 roku (temperatura wzrosła w skali globalnej znacznie, bo o 0,4°C). W 1981 roku temperatura na półkuli północnej była nieco wyższa niż w 1938 roku. W pracach Boryczki (1993) i Banaszkiewicz (1999) przedstawiono cykle zmian temperatury i opadów atmosferycznych, obliczone na podstawie pomiarów instrumentalnych w Warszawie, Koszalinie i Kilonii. Autorzy ci prognozują, że w pierwszym dziesięcioleciu XXI wieku nastąpi obniżenie temperatury w Europie Środkowej w porównaniu z „ociepleniem XX wieku" (1938 rok) o mniej więcej 0,6°C, ale po 2005 roku zaznaczy się niewielki wzrost temperatury (o mniej więcej 0,3°C). Zmiany te będą związane z cyklami 89,7- i 195,2-letnimi wahań klimatycznych w Europie (a być może i na półkuli północnej). Ostatnie 50-lecie charakteryzuje się ponownie występowaniem w Polsce ekstremów klimatycznych (rys. 1).



RYSUNEK 1. Przebieg średniej rocznej temperatury powietrza w Koszalinie (wg B. Banaszkiewicz 1999)
FIGURE 1. The course of annual means air temperature in Koszalin

W badaniach zmian klimatycznych napotykamy na różne trudności, gdyż zjawiska te mają charakter wybitnie złożony. W klimacie umiarkowanym i chłodnym zaznaczają się wyraźnie pory roku. Średnie roczne wartości elementów meteorologicznych są często kształtowane ekstremalnymi warunkami meteorologicznymi, występującymi np. zimą. Bardziej szczegółowe dane z tego zakresu można znaleźć w cytowanej literaturze. W niniejszym opracowaniu natomiast chodzi o wykazanie, że do chwili obecnej brak jest dostatecznych dowodów na występowanie jednokierunkowych zmian klimatu, wywołanych czynnikami antropogenicznymi. Dlatego oprócz wcześniej przedstawionych faktów historycznych, w dalszej części artykułu zostaną przedstawione cytaty z kronik „klęsk elementarnych" (Walawender 1932), obejmujących lata 1450–1586, to jest okres o pewnym ociepleniu klimatu, jakie wystąpiło w chłodnym, tzw. Małym Glacjale w latach 1430–1850 (Kożuchowski 1990).

Monografia Walawendera została opracowana na podstawie bogatego materiału źródłowego z obszaru Polski i krajów sąsiednich. Są to głównie zapisy w aktach kapituł, kroniki miejskie, kronika Długosza, opracowania kronikarzy królewskich itp.

„W roku 1451 przypadał na okres żniw przez kilka dni bezustannie padający deszcz... Duża ilość opadów cechowała i dalszy ciąg lata, jak również i jesień". Podobnie wilgotne i chłodne były lata 1452 i 1453, a zima 1453/1454 w Polsce była mroźna z dużymi opadami śniegu, „...odejmując pożywienie zwierzętom domowym i leśnym".

W 1455 roku wystąpiła posucha na Śląsku, deszcze nie padały przez 16

tygodni. W 1456 roku po ostrej zimie, przez całe lato padały deszcze. W latach 1457–1458 wystąpiła ostra zima, powódź na wiosnę i upalne lato.

Śledząc rok po roku kroniki z XV/XVI wieku, napotykamy opisy ekstremalnych zjawisk pogodowych, które po zmianie dat występowania można cytować także współcześnie. „W roku 1459 wielki wicher trwał kilka dni, ...który najsilniejsze wieże, domy i drzewa po całej Polsce obalał". Są także zapisy o wielkim gradzie, ciepłej zimie 1471/1472 i ciepłym, suchym lecie w 1472 roku. Katastrofalne posuchy wystąpiły w 1473 roku w całej Europie, a po łagodnej zimie w 1474 roku znowu panowała posucha.

Od kilkudziesięciu lat znaczne rozpowszechnienie zdobyły poglądy o ocieplaniu się klimatu, wywołanym działalnością człowieka, zwłaszcza przez zwiększoną emisję do atmosfery CO_2 i innych gazów cieplarnianych. W 1988 roku powołano z inicjatywy ONZ Intergovernment Panel on Climate Change – IPCC. W 1996 roku ukazał się raport opracowany przez IPCC, w którym przewiduje się katastrofalne następstwa w środowisku, wywołane ociepleniem klimatu, w następstwie wzmożonego efektu cieplarnianego. W odpowiedzi na to, w 1996 roku zawiązało się europejskie stowarzyszenie niezależnych uczonych ESEF (European Science and Environmental Forum), krytykujące raport IPCC. W opracowaniu ESEF zwraca się uwagę na system klimatyczny Ziemi, który działa w tak znacznej skali, że człowiek nie jest w stanie go naruszyć w sposób trwały.

Ocieplenie XX wieku z optimum w latach 1938–1940 wystąpiło przed okresem przyspieszonego wzrostu emisji CO_2, pochodzącej ze spalania paliw kopalnych. Udział CO_2 pochodzenia antropogenicznego w ogólnej ilości tego gazu na Ziemi wynosi 3,5%, a więc tyle, ile wynoszą roczne wahania koncentracji CO_2 w atmosferze. Nie jest też możliwe do stwierdzenia, w jakim stopniu CO_2 jest odpowiedzialne za efekt cieplarniany atmosfery. Można uzasadnić, że głównym gazem cieplarnianym jest para wodna, a jej udział w efekcie cieplarnianym wynosi 96%. Uczeni z ESEF stwierdzają także, że nie ujawniono, iż w XIX wieku koncentracja CO_2 w atmosferze wahała się w zakresie 250–550 ppm (uwzględniono w publikacjach wartości jedynie poniżej 280 ppm). Nie jest też prawdą, że postępującemu topnieniu ulegają lodowce na kuli ziemskiej, gdyż lodowce w Alpach, na Alasce i Spitsbergenie rozrastają się.

W raporcie ESEF poddano w wątpliwość możliwości oddziaływania człowieka na klimat w skali kuli ziemskiej. Należy jednak pamiętać, że emisja licznych zanieczyszczeń do atmosfery pochodzenia antropogenicznego, bezspornie wpływa ujemnie na środowisko w skali lokalnej i regionalnej. Niektóre zjawiska wywołane tymi zanieczyszczeniami są bardzo groźne dla środowiska i człowieka. Należą do nich: niszczenie warstwy ozonowej – zwłaszcza w obszarach okołobiegunowych, zamieranie lasów w rejonach o dużej emisji związków siarki i azotu, tworzenie się smogu komunikacyjnego, kwaśne deszcze i inne. Dlatego zasługują na poparcie wszelkie międzynarodowe wysiłki (konwencje) zmierzające do ograniczenia emisji zanieczyszczeń.

Literatura

BANASZKIEWICZ B. 1999: Zmienność temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Polsce Północnej i jej wpływ na produktywność rolniczą klimatu. Rozpr. dokt. w Kat. Met. i Klim. Uniw. Warm.-Maz. w Olsztynie, promotor: B. Łykowski.

BORYCZKA J. 1993: Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Ziemi w XVII–XXI wieku. Uniwersytet Warszawski, Warszawa.

FLOHN H., FANTECHI R. 1985: The Climate of Europe: Past, Present and Future. Kluwer Acad. Publish. Dortrecht (Boston) Lancaster.

KOŻUCHOWSKI K. (red.) 1990: Materiały do poznania historii klimatu w okresie obserwacji instrumentalnych. Wydaw. Uniwersytetu Łódzkiego. Łódź.

WALAWENDER A. 1932: Kronika klęsk elementarnych w Polsce i w krajach sąsiednich w latach 1450–1586. Kasa im. Rektora J. Mianowskiego, Lwów.

Summary

Natural variability of climate in Poland. The paper presents of natural causes changes of the Europe's and Poland's climate on the base of the meteorological data and chronicles (Długosz's, capiturals, municipals etc.). It is difficult to distinguish antropogenic climatic changes from the natural ones. The climatological and astronomical feorecasts are the only forecasts regarding changes of the Earth's climate in the 21st century.

Authors' addresses:
Bonifacy Łykowski
Warsaw Agricultural University – SGGW
Department of Hydraulic Engineering
and Environmental Recultivation
ul. Nowoursynowska 166
02-787 Warszawa
Poland

Gustaw Demidowicz
Institute of Soil Science and Plant Cultivation
Department of Agrometeorology and Applied Informatics
ul. Czartoryskich 8
24-100 Puławy
Poland

Bonifacy ŁYKOWSKI, Wiesława PRZEWOŹNICZUK
Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW
Zakład Meteorologii i Klimatologii
Department of Hydraulic Engineering and Environmental Recultivation WAU
Division of Meteorology and Climatology

Charakterystyka stężeń tlenków azotu w rejonie Ursynowa w latach 2001–2002
Characteristic of nitrogen oxides concentration in Ursynów in 2001–2002

Wstęp

Tlenki azotu w atmosferze są pochodzenia zarówno naturalnego jak i antropogenicznego. Podtlenek azotu (N_2O) jest nawet zaliczany do stałych składników chemicznych powietrza (udział objętościowy – 1 ppm). Natomiast tlenek azotu (NO) i dwutlenek azotu (NO_2) wymieniane są na drugim miejscu (po SO_2) jako najbardziej szkodliwe dla środowiska zanieczyszczenia, ze względu na dużą toksyczność (NO_2), stężenie w powietrzu oraz silne właściwości utleniające (Łykowski – red. 1999). Tlenek azotu powstaje w sposób naturalny w stratosferze, w okresie rozbłysków na Słońcu, gdy do Ziemi dochodzą wysokoenergetyczne protony, a w troposferze – w czasie wyładowań atmosferycznych.

Przy powierzchni Ziemi tlenki azotu powstają w wyniku działalności człowieka, gdyż ich głównymi źródłami są: energetyka, transport, spalanie odpadów oraz wszelkie procesy technologiczne, w których wytwarzana jest wysoka temperatura (paleniska elektrociepłowni i hut, silniki spalinowe itp.). W temperaturze powyżej 1000°C azot utlenia się i powstaje NO, który jest nietrwały. Po wydaleniu do atmosfery szybko ochładza się i w okresie kilku godzin utlenia się do NO_2. W tej postaci gaz ten może przebywać dłużej w atmosferze, wchodząc w różne reakcje chemiczne. Dwutlenek azotu jest silnym utleniaczem, ma właściwości toksyczne oraz wchodzi w reakcje, uczestnicząc w tworzeniu silnego kwasu azotowego, azotanu nadtlenku acetylu (bardzo toksyczny), ozonu (w nadmiarze uciążliwy dla człowieka), kwaśnych deszczy i zwiększa obieg azotu w środowisku, co wpływa na pogorszenie jakości wód.

Obserwacje prowadzone w Zakładzie Meteorologii i Klimatologii SGGW wskazują, że przy powierzchni ziemi, w krótszych okresach stężenie NO_x zależy głównie od transportu samochodowego i warunków meteorologicznych, gdyż elektrociepłownie emitują te gazy

z kominów dużej wysokości (nawet do 300 m), przy czym nad kominem występuje silne przewyższenie smugi gazów, wywołane ich wysoką temperaturą. Z tych względów NO_x grawitacyjnie osiadają na powierzchni ziemi na przestrzeni kilkudziesięciu kilometrów od źródła emisji i są już znacznie rozrzedzone. W okresie roku zaznacza się jednak podwyższone stężenie NO_x w rejonach elektrociepłowni Siekierki i Huty Warszawa. Na Woli i w Śródmieściu Warszawy podwyższone stężenie NO_x jest wynikiem nałożenia się emisji z EC Wola oraz ruchu samochodowego (WIOŚ 1999).

Materiał i metodyka gromadzenia danych

W opracowaniu wykorzystano wartości stężeń NO, NO_2, NO_x gromadzone na stacji Ursynów-SGGW (ul. Nowoursynowska 166) od lutego 2001 roku. Pomiary wykonywane są metodą chemiluminescencyjną za pomocą analizatora 200A firmy MLU, połączonego z rejestratorem, który zbiera wyniki pomiarów z krokiem czasowym 10-minutowym. Stacja prowadzona jest przez Zakład Meteorologii i Klimatologii SGGW. W 2001 roku została ona włączona do Mazowieckiego Systemu Oceny jakości powietrza, działającego w ramach Programu PHARE 2000 nr PL/2000/IB/ENO2. Stacja spełnia więc międzynarodowe normy oceny poziomów substancji w powietrzu.

W sąsiedztwie stacji znajduje się rzadka zabudowa, średnia (miasteczko akademickie SGGW), w kierunku W, NW, N, NE występują tereny zielone z rzadką zabudową a w odległości 1200–2000 m – rzadka zabudowa osiedli Mokotowa i osiedle Stegny. Od strony E, SE, S, częściowo SW, w odległości 500–800 m położone są osiedla mieszkaniowe Ursynowa o zabudowie średniej i zwartej.

Wyniki

W rozważanym okresie (lata 2001–2002) stwierdzono na stacji Ursynów-SGGW średnie roczne stężenie NO_2 18,2 $\mu g \cdot m^{-3}$ i NO_x 28,5 $\mu g \cdot m^{-3}$ (tab. 1). Dopuszczalny poziom stężenia NO_2 wynosi 40 $\mu g \cdot m^{-3}$ ze względu na ochronę zdrowia ludzi i NO_x – 30 $\mu g \cdot m^{-3}$ (od 1 I 2003 roku) ze względu na ochronę roślin.

Maksymalne jednogodzinne stężenie NO_2 wynosiło 119,2 $\mu g \cdot m^{-3}$ (dopuszczalny poziom 200 $\mu g \cdot m^{-3}$). W 2001 roku poziom dopuszczalny stężenia jednogodzinnego NO_2 nie został przekroczony i tylko 9 razy został przekroczony poziom stężenia 100 $\mu g \cdot m^{-3}$ (50% dopuszczalnego).

Występują różne prawidłowości w rozkładzie czasowym NO i NO_2. Na rysunku 1 przedstawiono typowy przebieg NO i NO_2 z dnia na dzień w sierpniu reprezentującym półrocze ciepłe i w styczniu reprezentującym półrocze chłodne. Z przebiegu krzywych na rysunku 1 wynika, że stężenie NO z dnia na dzień nie ulega zbyt częstym i dużym zmianom niezależnie od pory roku. Natomiast dużej zmienności z dnia na dzień ulega stężenie NO_2. W półroczu chłodnym wartości NO są znacznie niższe niż NO_2, a w półroczu ciepłym stężenie NO jest na ogół tylko nie-

TABELA 1. Zestawienie normowanych charakterystyk stężeń związków azotu (DzU nr 87, poz. 796). Stacja Ursynów-SGGW, 2001 rok
TABLE 1. Air quality standards of nitrogen oxides concentration (DzU nr 87, poz. 796) Station Ursynów-WAU, 2001

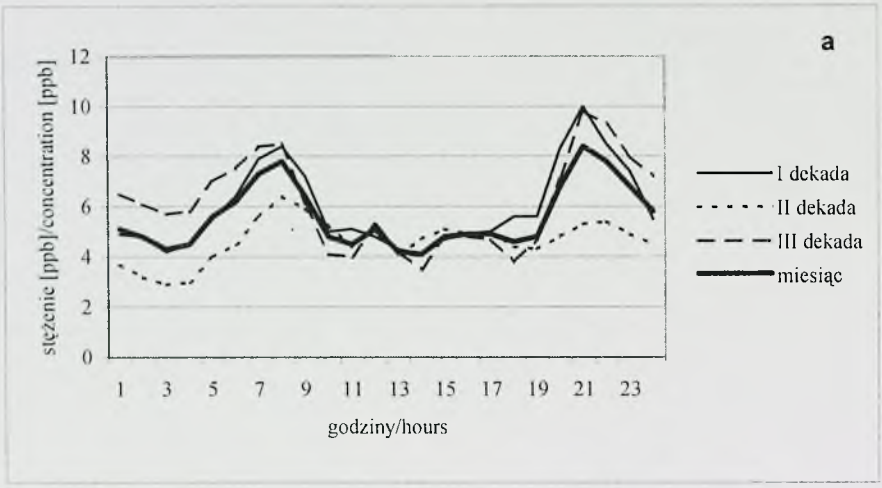
Charakterystyka Characteristic	NO_2	NO_x
Liczba pomiarów w 2001 roku (II–XII) Number of results in 2001 (II–XII)	7149	–
Liczba wyników 24-h Number of results 24-h	300	–
Stężenie średnie roczne [μg/m^3] Annual mean concentration [μg/m^3]	18,2	28,5
Stężenie maks. 24-h [μg/m^3] Max. 24-h concentration [μg/m^3]	119,4	–
Percentyl 99,8 ze stężenia 1 h [μg/m^3] 99,8th percentile from 1 h concentr. [μg/m^3]	88,9	–
Liczba przekroczeń wartości 200 μg Number of results over level 200 μg	0	–
Liczba przekroczeń wartości 140 μg Number of results over level 140 μg	0	–
Liczba przekroczeń wartości 100 μg Number of results over level 100 μg	9	–

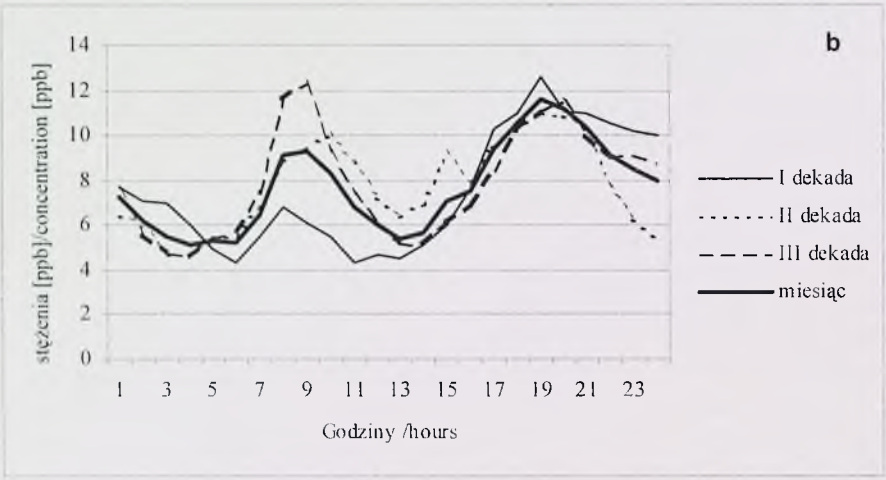
znacznie niższe od stężenia NO_2. Jest to związane głównie z temperaturą powietrza. Reakcja przemiany NO w NO_2 zachodzi tym szybciej im szybciej spada temperatura po wydaleniu NO ze źródła emisji (O'Neill 1997). Dlatego w chłodnej porze roku NO szybciej przechodzi w NO_2. Z kolei znaczna zmienność stężenia NO_2 z dnia na dzień jest związana z warunkami meteorologicznymi, które mogą przyspieszać lub utrudniać rozprzestrzenianie się tego gazu, prowadząc do zmniejszenia lub zwiększenia jego stężenia w rejonie emisji.

Przebieg krzywych na rysunkach 2 i 3 wskazuje, że na południowych peryferiach Warszawy o stężeniu NO_x w powietrzu decyduje transport samochodowy. W dobowym przebiegu stężenia NO_2 zaznaczają się wyraźnie dwa maksima, odpowiadające rannemu i popołudniowemu szczytowi komunikacyjnemu. Pewne podwyższenie koncentracji NO_2 ma miejsce także nocą ze względu na zmniejszoną wymianę powietrza (brak konwekcji, słabsza turbulencja).

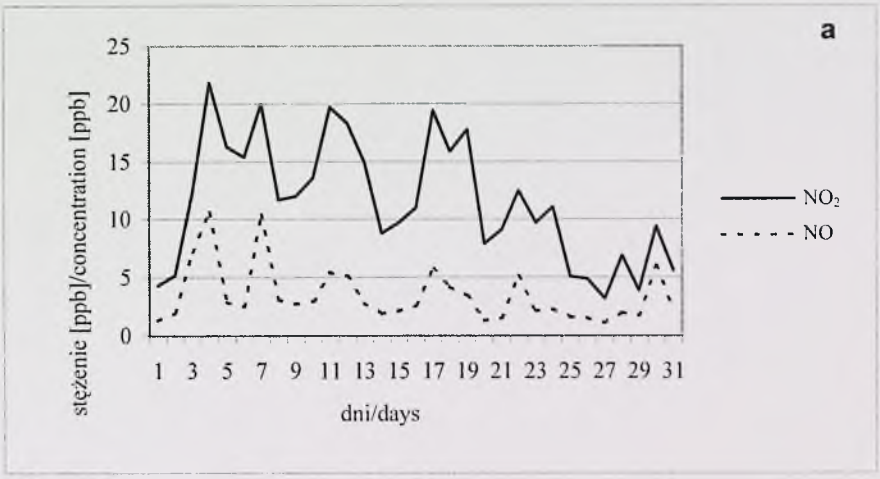
Oddziaływanie ruchu samochodowego na stężenie NO_x obserwujemy także porównując przebieg dobowy stężenia NO_2 w piątki i w niedziele (rys. 3). W dniu 19 VII 2002 roku (piątek) stężenie NO_2 stopniowo rośnie od godzin rannych, osiągając maksimum w godzinach 19–20, natomiast 21 VII 2002 roku (niedziela) w ciągu dnia stężenie NO_2 jest małe i rośnie szybko po godzinie 20.

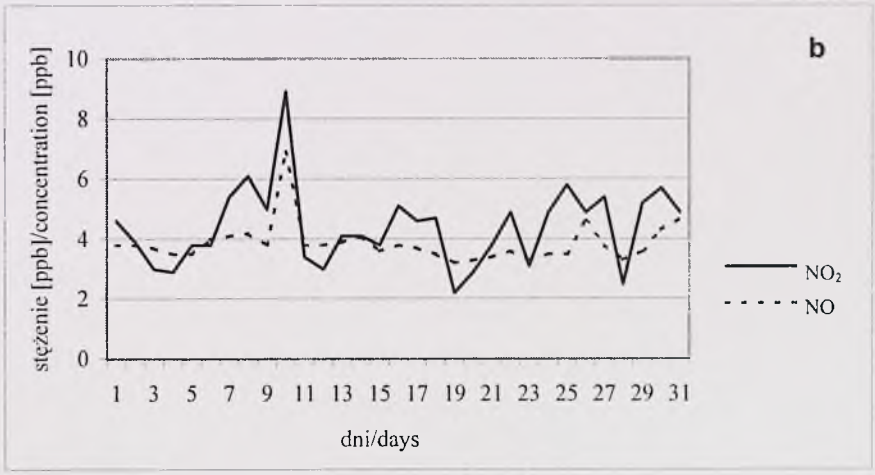
W okresie zimy (rys. 3) ta prawidłowość nie występuje. W dniu 18 I 2002 roku (piątek) obserwujemy typowy przebieg dobowy stężenia NO_2 dla dnia roboczego, a w dniu 20 I 2002 roku (niedziela) ze względu na zmniejszony ruch komunikacyjny, nie występują wyraźniejsze zróżnicowania w przebiegu stężenia NO_2.



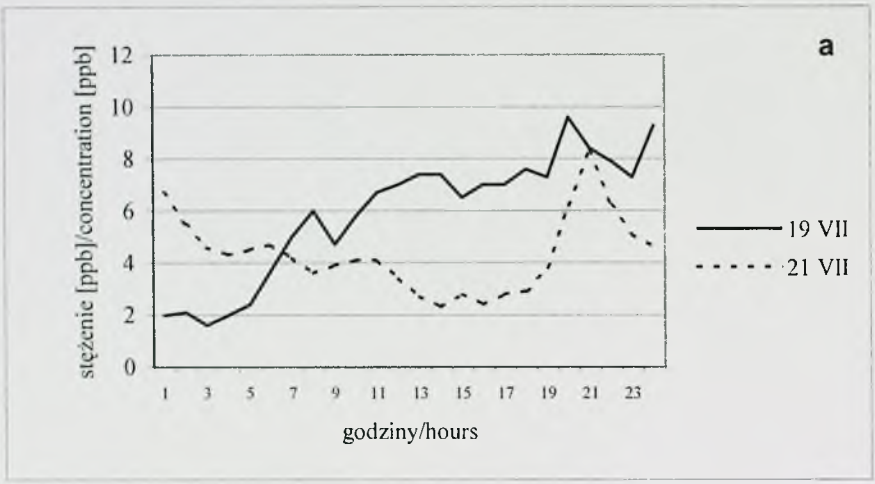


RYSUNEK 1. Przebieg miesięczny średnich dobowych stężeń NO_2 i NO w styczniu 2002 roku (a) i sierpniu 2001 roku (b) (Ursynów-SGGW)
FIGURE 1. Monthly course of concentration NO, NO_2 in January 2002 (a) and August 2001 (b) (Ursynów-WAU)





RYSUNEK 2. Przebieg dobowy średnich dekadowych i miesięcznych wartości stężeń NO_2 w lipcu 2002 roku (a) i w lutym 2001 roku (b) (Ursynów-SGGW)
FIGURE 2. Daily course of ten-daily and monthly means of the concetration NO_2 in July 2002 (a) and February 2001(b) (Ursynów-WAU)



RYSUNEK 3. Przebieg dobowy średnich godzinowych stężeń NO_2 w piątek (19 VII i 18 I 2002 r.) i w niedzielę (21 VII i 20 I 2002 r.) w lipcu (a) i w styczniu (b) (Ursynów-SGGW)
FIGURE 3. Daily course of hours mean of the concentration NO_2 on Friday (19 VII and 18 I 2002) and Sunday (21 VII and 20 I 2002) in July (a) and February (b) (Ursynów-WAU)

Wnioski

Bezwzględne wartości stężenia NO_2 w rejonie Ursynowa stanowią około 50% wartości dopuszczalnej ze względu na zdrowie człowieka, a średnie roczne stężenie NO_x – 28,5 $\mu g \cdot m^{-3}$ jest zbliżone do wartości dopuszczalnej ze względu na ochronę roślin (30 $\mu g \cdot m^{-3}$).

W półroczu ciepłym średnie wartości stężenia NO i NO_2 są na ogół zbliżone, jednak zmienność stężenia NO_2 z dnia na dzień jest znacznie większa niż NO.

Stwierdzono wyraźną zależność w przebiegu dobowym stężenia NO_2 od ruchu samochodowego. W dni robocze obserwuje się dwa maksima dobowe związane ze szczytami komunikacyjnymi – rannym i popołudniowym.

Ruch samochodowy weekendowy decyduje także o przebiegu dobowym stężenia NO_2 w piątki i niedziele.

Literatura

ŁYKOWSKI B. (red.). 1999: Podstawy klimatologii stosowanej. Działy wybrane. Wydaw. SGGW, Warszawa.

O'NEILL P. 1997: Chemia Środowiska. PWN, Warszawa-Wrocław.

Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 6 czerwca 2002 roku w sprawie dopuszczalnych poziomów niektórych substancji w powietrzu, alarmowych poziomów niektórych substancji w powietrzu oraz marginesów tolerancji dla dopuszczalnych poziomów niektórych substancji. DzU nr 87 poz. 796.

WIOŚ. 1999: Stan środowiska w województwie mazowieckim. Bibl. Monit. Środ., Warszawa.

Summary

Characteristic of nitrogen oxides concentration in Ursynów in 2001–2002. The primary sources of NO_x in Ursynów are motor vehicles. The highest polution levels and the increasing trends are observed with high and increasing car traffic, during the whole day (Fig. 2), weekday and Sunday (Fig. 3). The maximum 1-hours concentration in 2001 accounted for 50% of air quality standard.

Authors' address:
Bonifacy Łykowski, Wiesława Przewoźniczuk
Warsaw Agricultural University – SGGW
Department of Hydraulic Engineering
and Environmental Recultivation
ul. Nowoursynowska 166
02-787 Warszawa
Poland

Agnieszka BŁĘDZIŃSKA
Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW
Zakład Meteorologii i Klimatologii
Department of Hydraulic Engineering and Environmental Recultivation WAU
Division of Meteorology and Climatology

Wstępne wyniki badań kwasowości oraz przewodności elektrolitycznej opadów atmosferycznych w rejonie Warszawy
Introductory results on the study acidity and electrolytic conductivity of precipitation water in Warsaw

Wstęp

Wody opadowe w czasie opadania na powierzchnię Ziemi w postaci deszczu, śniegu, mżawki (depozycja mokra) oraz osady w postaci pyłów (depozycja sucha) wymywają wszelkiego rodzaju substancje zawarte w powietrzu. Charakter i skład wód opadowych zależy od stanu czystości atmosfery, tzn. od ilości i jakości domieszek naturalnych oraz zanieczyszczeń antropogenicznych zawartych w powietrzu atmosferycznym.

W normalnej (czystej) atmosferze ma miejsce reakcja CO_2 z H_2O w wyniku czego powstaje H_2CO_3 (kwas węglowy). W wyniku dysocjacji kwasu węglowego występuje pewien nadmiar jonów wodorowych w atmosferze. Dlatego przy średnim stężeniu CO_2 w powietrzu, które wynosi 320 ppm, stężenie jonów wodorowych pH w kroplach wody, w temperaturze 15°C powinno wynosić 5,63, a w rzeczywistości wynosi 4,3–4,6. W naturalnej atmosferze można także zanotować odczyn zasadowy opadów atmosferycznych, a ma to miejsce wtedy, gdy w powietrzu znajduje się większa ilość soli NaCl, np. nad morzem czy w rejonie zasadowych gleb.

Kwaśne deszcze są rezultatem zanieczyszczenia powietrza substancjami, które reagując z parą wodną i wodą, tworzą kwasy. Główny udział w tworzeniu kwaśnych deszczy mają dwutlenek siarki, i tlenki azotu. Z reguły kwaśne deszcze w 2/3 są powodowane przez tlenki siarki, a w 1/3 przez tlenki azotu. Tlenki azotu (NO_x) i dwutlenek siarki (SO_2) są gazami łatwo rozpuszczalnymi w wodzie, dlatego też w atmosferze łączą się z kroplami pary wodnej, powodując powstawanie silnych kwasów. Cechą charakterystyczną kwasów jest to, że uwalniają się z nich jony wodorowe. Zakwaszenie więc oznacza, że do obiegu wchodzą coraz większe ilości jonów wodorowych (stę-

żenie jonów wodorowych w cieczy jest miarą jej kwasowości), co ma duże znaczenie dla wielu procesów chemicznych i biologicznych, zarówno w glebie, jak i w roślinach.

W czasie kondensacji pary wodnej na dużych wysokościach, w powstałej wodzie rozpuszczają się tlenki siarki i tlenki azotu, tworząc kwas siarkowy i kwas azotowy. W ten sposób w chmurach zbierają się małe, kwaśne krople wody, w których, w czasie opadania na powierzchnię ziemi, rozpuszczają się różne substancje szkodliwe, zawarte w powietrzu. Dlatego woda deszczowa może wykazywać względnie duży stopień zakwaszenia. Wystąpienie deszczu doprowadza do naturalnego „wymycia" atmosfery z zanieczyszczeń, przy czym wiele z tych zanieczyszczeń opada w postaci kwasów na powierzchnię ziemi.

W Polsce pH opadów atmosferycznych wynosi średnio 4,3–4,6, z tym że w okręgach przemysłowych, gdzie w powietrzu licznie występują cząstki popiołów lotnych, opady są obojętne lub nawet zasadowe (Kraków, Katowice). W rejonach występowania cementowni lub wapienników opady mają często charakter zasadowy (Górny Śląsk), a w rejonach położonych w odległości kilkudziesięciu kilometrów od przemysłowych źródeł emisji zanieczyszczeń atmosfery pH wynosi 4,4–4,6, a coraz częściej zdarza się, że w pojedynczych opadach pH wynosi poniżej 4,0. Najmniejsze wartości pH zaobserwowano na Śnieżce, w zagłębiu miedziowym na Dolnym Śląsku i w Kotlinie Jeleniogórskiej (pH około 2). W miarę zwiększania się odległości od źródła emisji, zmniejsza się udział NO_x w zakwaszaniu (w stosunku do SO_2), gdyż szybciej przebiega jego utlenienie do NHO_3 niż SO_2 do H_2SO_4.

Nadmierne zakwaszenie jest problemem ogólnoświatowym. Rozkład średniego pH z połowy lat osiemdziesiątych wskazuje na dwa rejony o największym zakwaszeniu opadów, tj. Europę Zachodnią i Środkową oraz część Stanów Zjednoczonych. Rozkład dla Europy za okres 1983–1987 potwierdza, że w zasadzie prawie cały obszar ma opady kwaśne w granicach od 4,3 do 5,4.

Materiał i metoda

Do obliczenia kwasowości i przewodności elektrolitycznej wykorzystano dane meteorologiczne ze stacji monitoringu powietrza atmosferycznego SGGW w Warszawie – Ursynowie, gdzie zainstalowane są pojemniki do poboru próbki opadu według zaleceń polskiej normy oraz standardu Światowej Organizacji Meteorologicznej. Pojemniki te składają się z lejka zbierającego oraz naczynia gromadzącego wodę. Zostały one wykonane z wysoko zagęszczonego polietylenu typu HDPE. Materiał ten charakteryzuje się dużą odpornością na różnego rodzaju reakcje chemiczne zachodzące między wodą a plastikiem.

W celu zbadania wpływu dużej aglomeracji miejskiej na wielkość wskaźnika odczynu wody opadowej zostały wybrane dodatkowe stanowiska pomiarowe. Pierwsze z nich znajduje się w Izabelinie koło Łomianek (19 km od Warszawy na trasie do Nowego Dworu). Drugie znajduje się w Wołominie (24 km na wschód od Warszawy).

Badanie wielkości kwasowości wód opadowych przeprowadzono, wykorzystując metodę elektrometryczną. Wartość pH wody opadowej była mierzona za pomocą pehametru HI 9321 firmy Hanna Instruments. Wielkość przewodności elektrolitycznej została zmierzona za pomocą konduktometru HI 9032 firmy Hanna Instruments. W badaniach kwasowości i przewodności elektrolitycznej wykorzystano dane z okresu od VII 2001 do VI 2002 roku.

Wyniki pomiarów zostały opracowane statystycznie w celu przedstawienia średnich miesięcznych wartości pH oraz przewodności elektrolitycznej wody opadowej. W opracowaniu przedstawiono również rozkład częstości wartości pH oraz przewodności elektrolitycznej w poszczególnych przedziałach. Przy wyznaczaniu przedziałów wykorzystano system oceny stosowany w Austrii. W celu łatwiejszej interpretacji wyniki zilustrowano wykresami.

Wyniki badań

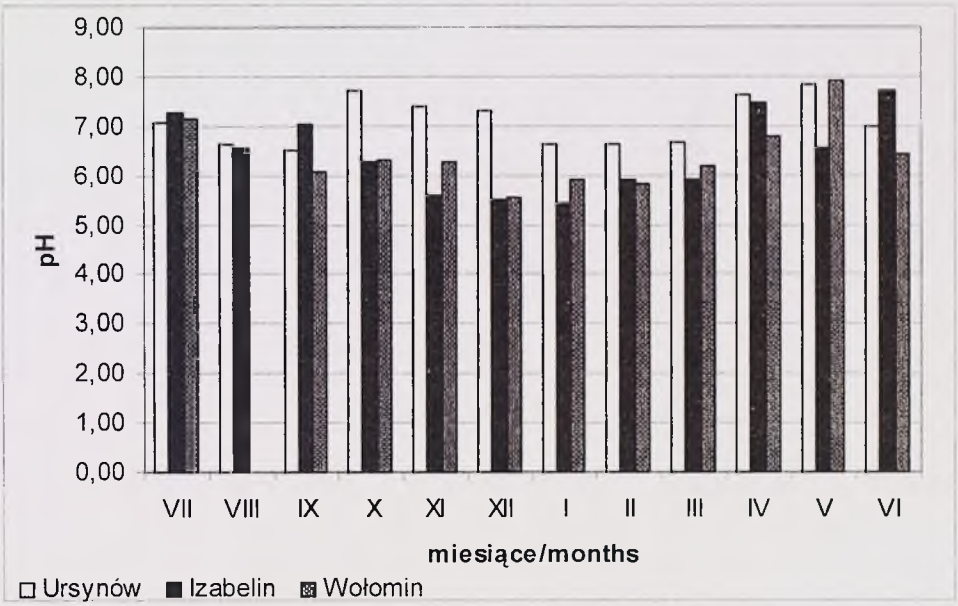
W tabeli 1 oraz na rysunku 1 przedstawiono średnie miesięczne wartości pH wody opadowej w poszczególnych punktach pomiarowych. Na podstawie tych wartości można stwierdzić, że na stacji Ursynów-SGGW średnie miesięczne wartości pH wody opadowej są słabo zróżnicowane i wahają się od 6,5 we wrześniu do 7,85 w maju, co oceniane jest jako pH lekko i silnie podwyższone. W Izabelinie średnie miesięczne wartości pH wyniosły od 5,44 w styczniu do 7,73 w czerwcu. Natomiast w Wołominie – od 5,56 w grudniu do 7,93 w maju, co oceniane jest jako pH normalne i silnie podwyższone. Należy również zauważyć, że zarówno w Izabelinie, jak i Wołominie cechą wspólną jest występowanie podwyższonych wartości pH w ciepłej porze roku.

Przebieg średnich miesięcznych wartości przewodności elektrolitycznej w poszczególnych punktach pomiarowych przedstawiono w tabeli 2 oraz na rysunku 2. Charakteryzuje się on wyraźną zmiennością w ciągu roku. Na stacji Ursynów-SGGW wartości te wahały się od 17,14 µS/cm (lekko podwyższona) w lutym do 53,5 µS/cm (mocno podwyższona) w sierpniu. W Izabelinie średnie miesięczne wartości przewodności elektrolitycznej wyniosły od 15,55 µS/cm (lekko podwyższona) w lutym do 95,20 µS/cm (bardzo silna) w kwietniu. W Wołominie wartości te wyniosły od 10,88 µS/cm (nieznaczna) w czerwcu do 46,40 µS/cm (mocno podwyższona) w kwietniu.

W tabeli 3 oraz na rysunku 3 przedstawiono rozkład częstości wartości pH wody opadowej. Na stacji Ursynów największa liczba opadów (33 przypadki), stanowiąca 56,9% wszystkich opadów, miała odczyn wody opadowej większy od 7, co według klasyfikacji austriackiej oznacza pH silnie podwyższone. Opady o wartościach pH z przedziałów 5,01–6,00 (odczyn normalny) i 6,01–7,00 (odczyn lekko podwyższony) stanowiły odpowiednio 25,9 oraz 15,5% wszystkich przypadków. Opadów o odczynie silnie obniżonym (pH < 4,00) oraz znacznie obniżonym (4,00–4,5) nie zaobserwowano. Wystąpił natomiast 1 opad o odczycie lekko obniżonym (4,51–5,00) stanowiący 1,7% wszystkich przypadków.

TABELA 1. Średnie miesięczne wartości pH wody opadowej od VII 2001 do VI 2002 roku
TABLE 1. Mean monthly values pH of precipitation water from VII 2001 to VI 2002

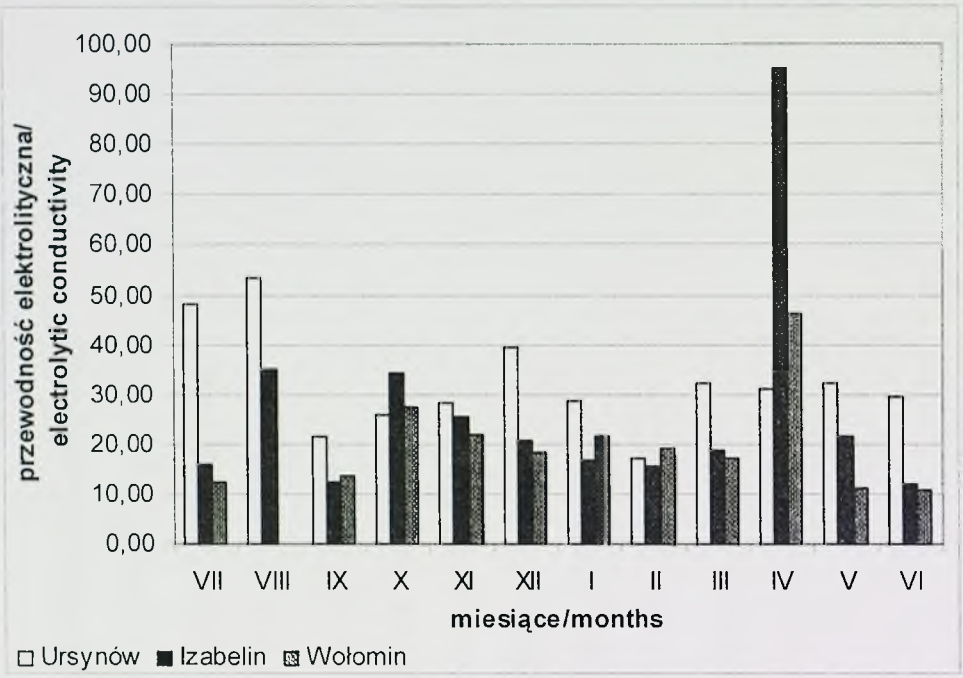
Stacje Stacions	Miesiące/Months											
	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI
Ursynów	7,07	6,62	6,50	7,73	7,40	7,30	6,64	6,62	6,67	7,63	7,85	6,98
Izabelin	7,29	6,56	7,04	6,26	5,59	5,50	5,44	5,90	5,91	7,47	6,55	7,73
Wołomin	7,15	–	6,08	6,30	6,27	5,56	5,90	5,81	6,19	6,80	7,93	6,45



RYSUNEK 1. Średnie miesięczne wartości pH wody opadowej od VII 2001 do VI 2002 roku
FIGURE 1. Mean monthly values pH of precipitation water from VII 2001 to VI 2002

TABELA 2. Średnie miesięczne wartości przewodności elektrolitycznej wody opadowej od VII 2001 do VI 2002 roku
TABLE 2. Mean monthly values electrolytic conductivity of precipitation water from VII 2001 to VI 2002

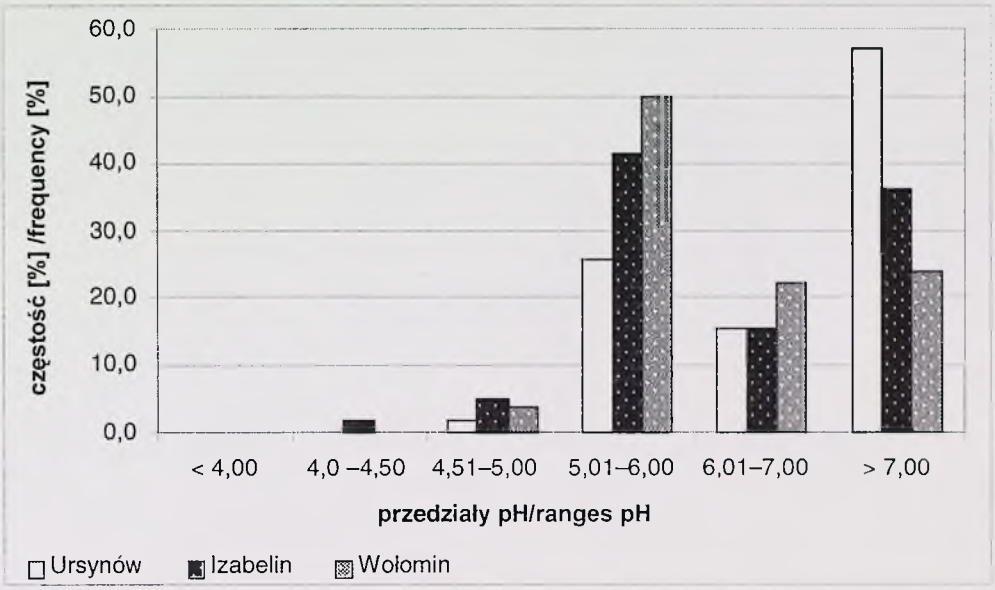
Stacje Stacions	Miesiące/Months											
	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI
Ursynów	48,04	53,50	21,64	25,95	28,13	39,35	28,53	17,14	32,15	30,90	32,40	29,33
Izabelin	16,12	35,00	12,37	34,20	25,68	20,80	16,88	15,55	18,76	95,20	21,35	12,03
Wołomin	12,50	–	13,48	27,62	22,10	18,27	21,60	18,95	17,12	46,40	11,10	10,88



RYSUNEK 2. Średnie miesięczne wartości przewodności elektrolitycznej wody opadowej od VII 2001 do VI 2002 roku
FIGURE 2. Mean monthly values electrolytic conductivity of precipitation water from VII 2001 to VI 2002

TABELA 3. Rozkład częstości wartości pH wody opadowej od VII 2001 do VI 2002 roku
TABLE 3. Distribution of values pH of precipitation water from VII 2001 to VI 2002

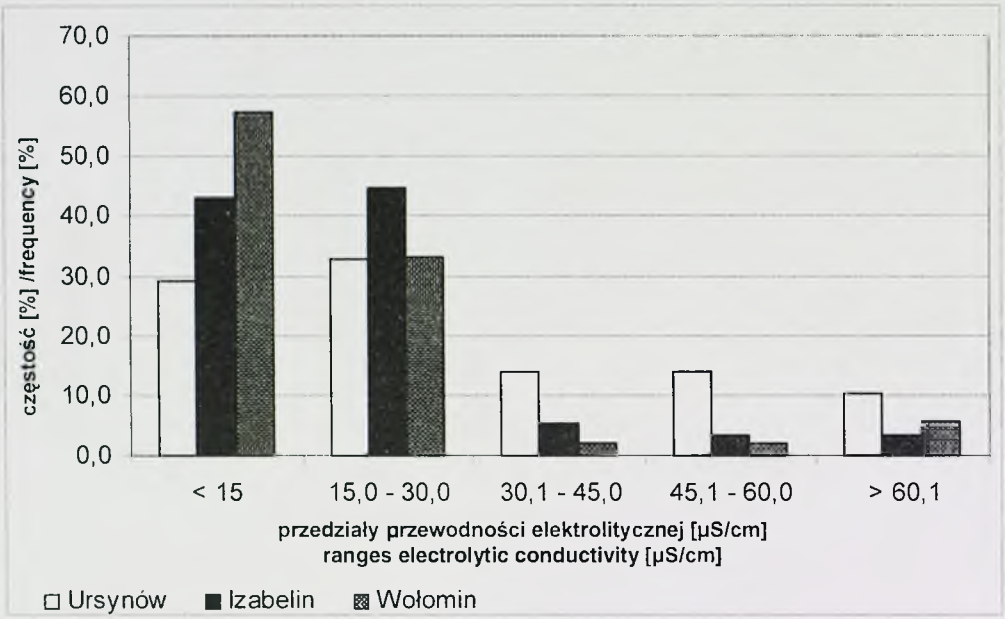
Ocena kwasowości opadów w pH Classification of precipitation acidity in pH	Przedziały pH Ranges pH	Liczba przypadków na stacji Ursynów Number of cases in Ursynów	Częstość [%] Frequency [%]	Liczba przypadków w Izabelinie Number of cases in Izabelin	Częstość [%] Frequency [%]	Liczba przypadków w Wołominie Number of cases in Wołomin	Częstość [%] Frequency [%]
Silnie obniżone Very low	< 4,00	0	0,0	0	0,0	0	0,0
Znacznie obniżone Low	4,0–4,50	0	0,0	1	1,7	0	0,0
Lekko obniżone Lightly low	4,51–5,00	1	1,7	3	5,2	2	3,7
Normalne Moderate	5,01–6,00	15	25,9	24	41,4	27	50,0
Lekko podwyższone High	6,01–7,00	9	15,5	9	15,5	12	22,2
Silnie podwyższone Very high	> 7,00	33	56,9	21	36,2	13	24,1
Suma Total		58	100	58	100	54	100



RYSUNEK 3. Rozkład częstości wartości pH wody opadowej od VII 2001 do VI 2002 roku
FIGURE 3. Distribution of values pH of precipitation water from VII 2001 to VI 2002

TABELA 4. Rozkład częstości wartości przewodności elektrolitycznej wody opadowej od VII 2001 do VI 2002 roku
TABLE 4. Distribution of values electrolytic conductivity of precipitation water from VII 2001 to VI 2002

Ocena przewodności elektrolitycznej Classification of precipitation electrolytic conductivity	Przedziały przewodności [µS/cm] Ranges electrolytic conductivity [µS/cm]	Liczba przypadków na stacji Ursynów Number of cases in Ursynów	Częstość [%] Frequency [%]	Liczba przypadków w Izabelinie Number of cases in Izabelin	Częstość [%] Frequency [%]	Liczba przypadków w Wołominie Number of cases in Wołomin	Częstość [%] Frequency [%]
Nieznaczna Very low	< 15	17	29,3	25	43,1	31	57,4
Lekko podwyższona Slightly increased	15,0–30,0	19	32,8	26	44,8	18	33,3
Znacznie podwyższona Largely increased	30,1–45,0	8	13,8	3	5,2	1	1,9
Mocno podwyższona High increased	45,1–60,0	8	13,8	2	3,4	1	1,9
Bardzo silna Very high increased	> 60,1	6	10,3	2	3,4	3	5,6
Suma Total		58	100	58	100	54	100



RYSUNEK 4. Rozkład częstości wartości przewodności elektrolitycznej wody opadowej od VII 2001 do VI 2002 roku
FIGURE 4. Distribution of values electrolytic conductivity of precipitation water from VII 2001 to VI 2002

W Izabelinie najwięcej opadów (41,4%) było o odczynie normalnym z przedziału 5,01–6,00. Opadów o odczynie silnie (pH > 7) i lekko (6,01–7,00) podwyższonym zaobserwowano odpowiednio 36,2 oraz 15,5%. Wartości pH oceniane jako lekko obniżone (4,51–5,00) stanowiły 5,2%, natomiast oceniane jako znacznie obniżone (4,0–4,5) – 1,7% wszystkich opadów. Opadów o kwasowości silnie obniżonej (pH < 4,0) nie zaobserwowano.

W Wołominie najwięcej opadów (50% wszystkich przypadków) było z przedziału 5,01–6,00 (kwasowość normalna). Opady o wartościach pH > 7,0 (odczyn silnie podwyższony) stanowiły 24,1%, a opady z przedziału 6,01–7,0 (odczyn lekko podwyższony) – 22,2%. Opadów o odczynie lekko obniżonym (4,51–5,00) zaobserwowano 2 przypadki (3,7%). W badanym okresie (na tym punkcie pomiarowym) nie zaobserwowano opadów o odczynie silnie obniżonym (pH < 4,00) oraz znacznie obniżonym (4,00–4,5).

W tabeli 4 oraz na rysunku 4 przedstawiono rozkład częstości występowania wartości przewodności elektrolitycznej w poszczególnych przedziałach. Na Ursynowie największa liczba opadów wystąpiła w przedziale przewodności 15,0–30,0 µS/cm, czyli o lekko podwyższonej przewodności i stanowiła 32,8%. Opady o nieznacznej przewodności (do 15,0 µS/cm) stanowią 29,3% całości zbioru. Opadów o przewodności znacznie i mocno podwyższonej (30,1–45,0 i 45,1–60,0 µS/cm) zaobserwo-

wano po 8 przypadków (13,8%). Pozostałe opady (10,3%) miały przewodność ocenianą jako bardzo silną.

W Izabelinie największa częstość przewodności elektrolitycznej wystąpiła w przedziale 15,0–30,0 µS/cm (przewodność lekko podwyższona) i wyniosła 44,8% wszystkich przypadków. Opadów o przewodności ocenianej jako nieznaczna (przewodność < 15 µS/cm) zaobserwowano 25 przypadków (43,1%). Niewielka liczba opadów (5,2%) wystąpiła o znacznie podwyższonej przewodności (30,1–45,0 µS/cm). Najmniej opadów, bo po 2 przypadki (3,4%), zaobserwowano o przewodności ocenianej jako mocno podwyższona (45,1–60,0 µS/cm) i bardzo silna (powyżej 60,1 µS/cm).

W Wołominie ponad 57% opadów miało przewodność elektrolityczną ocenianą jako nieznaczną (poniżej 15,0 µS/cm). Opadów o przewodności lekko podwyższonej (15,0–30,0 µS/cm) zaobserwowano 33,3%, a opadów o przewodności bardzo silnej (> 60,1 µS/cm) – tylko 5,6%. Najmniej opadów (1,9%) miało przewodność ocenianą jako znacznie (30,1–45,0 µS/cm) i mocno podwyższoną (45,1–60,0 µS/cm).

Podsumowanie i wnioski

Na podstawie średnich miesięcznych wartości pH wody opadowej można stwierdzić, że najmniejszym zróżnicowaniem w ciągu roku charakteryzowały się opady zaobserwowane na stacji Ursynów-SGGW. Zarówno w Izabelinie, jak i w Wołominie najwyższe średnie miesięczne wartości pH przypadają podczas ciepłej pory roku, najniższe zaś podczas chłodnej pory roku Podczas chłodnej pory roku na Ursynowie zanotowano wyraźnie większe wartości pH wody opadowej niż poza Warszawą. Podczas cieplej pory roku wartości pH są zbliżone we wszystkich punktach pomiarowych (tab. 1).

Na podstawie średnich miesięcznych wartości przewodności elektrolitycznej wody opadowej można zauważyć, że największe wartości przewodności elektrolitycznej zanotowano na Ursynowie (poza wrześniem 2001 i kwietniem 2002 roku). W półroczu chłodnym wartości przewodności elektrolitycznej poza Warszawą są zbliżone, a w półroczu ciepłym różnią się między trzema punktami pomiarowymi (tab. 2).

W badanym okresie zaobserwowano, że na terenie Ursynowa najczęściej występowały opady o pH > 7,0 (silnie podwyższone), a poza Warszawą w przedziale 5,01–6,00 (kwasowość normalna). Opadów o kwasowości silnie obniżonej (pH < 4,0) oraz znacznie obniżonej (4,0–4,5) nie zaobserwowano w badanym okresie – wyjątek: 1 opad w Izabelinie o kwasowości znacznie obniżonej (tab. 3).

Ponad 80% przypadków opadów atmosferycznych zaobserwowanych poza Warszawą oraz ponad 50% przypadków na terenie Ursynowa miało przewodność elektrolityczną nieznacznie (< 15,0 µS/cm) oraz lekko podwyższoną (15,0–30,0 µS/cm). Opadów atmosferycznych o przewodności elektrolitycznej ocenianej jako mocno podwyższona (45,1–60,0 µS/cm) oraz bardzo silna (> 60,1 µS/cm) zaobserwowano na terenie Ursynowa ponad 20%, w Izabelinie – 6,8%, a w Wołominie – 7,5% (tab. 4).

Literatura

JANSEN A., BLOCK A., KNAACK J. 1988: Kwaśne deszcze – historia, powstanie, skutki. *Aura* 4: 18–19.

ŁYKOWSKI B. 2000: Kwasowość opadów atmosferycznych w rejonie Ursynowa w latach 1997–1999 *Przegląd Naukowy Wydziału Inżynierii i Kształtowania Środowiska SGGW* 19: 137–141.

DENIS-LEMPEREUR J. 1983: Kwaśne deszcze. *Problemy* 4: 14 –17.

Summary

Introductory results on the study acidity and electrolytic conductivity of precipitation water in Warsaw. The paper presents analysis of introductory data concerning acidity and electrolytic conductivity of precipitations from VII 2001 to VI 2002.

During observation period, on the area of Ursynów the most frequent were precipitations with very high acidity and outside Warsaw with moderate acidity. There were no precipitations with very low acidity. Over 80% of precipitations outside Warsaw and over 50% in Ursynów accomplished low or very low values of electrolytic conductivity. There was over 20% of precipitations with high and very high electrolytic conductivity in Ursynów area, where as in Izabelin over 6.8% and in Wołomin over 7.5% respectively.

Author's address:
Agnieszka Błędzińska
Warsaw Agricultural University – SGGW
ul. Nowoursynowska 166
02-787 Warszawa
Poland

Małgorzata KLENIEWSKA
Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW
Zakład Meteorologii i Klimatologii
Department of Hydraulic Engineering and Environmental Recultivation WAU
Division of Meteorology and Climatology

Związek między stężeniem dwutlenku siarki w powietrzu atmosferycznym a elementami meteorologicznymi w miesiącach letnich w Ursynowie-SGGW
The relationship between sulphur dioxide concentration and meteorological elements in summer months in Ursynów-WAU

Wstęp

Dwutlenek siarki przebywa w atmosferze od 1 do 4 dni. W tym czasie może brać udział w reakcjach chemicznych, fotochemicznych i przemieszczać się wraz z masami powietrza na setki kilometrów od źródła emisji. Przemiany dwutlenku siarki w atmosferze powodują zmniejszanie jego koncentracji w powietrzu, a szybkość przemian zależy od aktualnych warunków meteorologicznych. Z badań autorki nad związkiem między elementami meteorologicznymi a stężeniem dwutlenku siarki w powietrzu atmosferycznym wynika między innymi, że istnieje zarówno bezpośredni, jak i pośredni wpływ temperatury powietrza na wielkość koncentracji SO_2 (Kleniewska 2001, 2002). Temperatura powietrza może bowiem wpływać na wydajność reakcji z udziałem dwutlenku siarki oraz determinuje wielkość emisji tego gazu (sezon grzewczy). Aby wyeliminować pośredni związek między temperaturą powietrza a stężeniem dwutlenku siarki poprzez wpływ temperatury na wielkość emisji do badań wybrano okres poza sezonem grzewczym i obliczono związki statystyczne między elementami meteorologicznymi a koncentracją dwutlenku siarki.

Materiał i metoda

Jako materiał wyjściowy posłużyły wartości średnie dobowe stężenia dwutlenku siarki oraz elementów meteorologicznych: temperatury powietrza, wilgotności względnej powietrza, prędkości wiatru, natężenia promieniowania słonecznego w VI, VII, VIII 1999 roku oraz w VI, VII, VIII 2001 roku ze stacji Ursynów-SGGW i zachmurzenia w 1999 roku ze stacji Okęcie. Związek między stężeniem dwutlenku siarki

w powietrzu atmosferycznym a elementami meteorologicznymi został określony metodą analizy regresji wielokrotnej krokowej według równania:

$$y = a + b_1x_1 + b_2x_2 + ... + b_nx_n$$

gdzie:
y – stężenie dwutlenku siarki,
$x_1, x_2, ..., x_n$ – zmienne niezależne (opisujące),
a – wyraz wolny,
$b_1, b_2, ..., b_n$ – współczynniki regresji informujące, o ile zmieni się wielkość y, gdy zmienna niezależna wzrośnie o 1, przy ustalonych pozostałych wartościach.

Zastosowana analiza regresji wielokrotnej krokowej polega na wprowadzaniu w kolejnych etapach obliczeń zmiennych niezależnych, aż do uzyskania najlepszego równania. Na każdym etapie bada się powtórnie regresje zmiennych niezależnych, wprowadzonych już wcześniej do modelu, ponieważ zmienna niezależna, która mogła być najlepszą pojedynczą zmienną do wprowadzenia w poprzednim etapie, może być w etapie późniejszym zbyteczna ze względu na swoją zależność od innych zmiennych niezależnych. Każda zmienna niezależna, której udział jest nieistotny, jest usuwana z równania (Draper i Smith 1973). Jako zmienne niezależne przyjęto wartości średnie dobowe elementów meteorologicznych, a jako zmienną zależną przyjęto średnią dobową wartość stężenia dwutlenku siarki. Wyniki obliczeń przedstawiono w tabelach 1 i 2.

Wyniki

W tabeli 1 podano wyniki analizy regresji wielokrotnej krokowej w postaci równań opisujących związki między stężeniem dwutlenku siarki a elementami meteorologicznymi oraz charakterystyki statystyczne uzyskanych związków. W równaniach dla obydwu rozpatrywanych okresów znalazły się dwie zmienne: wilgotność względna powietrza i prędkość wiatru.

Reakcje konwersji SO_2 do SO_3, a później do kwasu siarkowego zachodzą w znacznej mierze w fazie ciekłej. Falkowska i Korzeniewski (1995) podają, że około 80% dwutlenku siarki ulega utlenieniu w fazie ciekłej, pozostałe 20% – w fazie gazowej, natomiast według Brosset (za: Motowicka-Terelak i Terelak 1998) 97–98% dwutlenku siarki utlenia się pod wpływem reakcji katalitycznych (w fazie ciekłej), a pozostałe 2–3% pod wpływem reakcji fotochemicznych. Zależność między stężeniem dwutlenku siarki w powietrzu atmosferycznym a wartością wilgotności względnej powietrza jest odwrotnie proporcjonalna – wzrostowi wilgotności względnej powietrza towarzyszy spadek stężenia dwutlenku siarki.

Współczynnik korelacji R stężenia dwutlenku siarki z wilgotnością względną powietrza dla miesięcy letnich w 1999 roku wynosi 0,51, natomiast w 2001 roku – 0,50. Wartość testu t-Studenta (tab. 2) w obydwu rozpatrywanych okresach kształtuje się na poziomie istotności 0,001%, a więc

TABELA 1. Równania opisujące związek między stężeniem dwutlenku siarki a elementami meteorologicznymi w miesiącach letnich w latach 1999 i 2000, Ursynów-SGGW
TABLE 1. Multiple regression equations between sulphur dioxide concentration and meteorological elements in summer months in 1999 and 2001, Ursynów-WAU

Okres Period	Postać równania regresji Multiple regression equation	R	F	Poziom istotności p-value
VI–VIII 1999 r.	$SO_2 = 10{,}5298 - 0{,}0900738 \cdot f - 0{,}707977 \cdot v$	0,60	24,74	0,0000
VI–VIII 2001 r.	$SO_2 = 6{,}41033 - 0{,}0469656 \cdot f - 0{,}330582 \cdot v$	0,56	11,33	0,0000

Objaśnienia / Explanations:
f – wilgotność względna powietrza / air humidity,
v – prędkość wiatru / wind velocity,
R – współczynnik korelacji / correlation coefficient,
F – test Snedecora / Snedecore test.

TABELA 2. Niektóre charakterystyki statystyczne regresji
TABLE 2. Multiple regression analysis

Okres Period	Element meteorologiczny Meteorological element	Test Studenta Student test	Poziom istotności p-value
VI, VII, VIII 1999 rok	f – wilgotność względna air humidity	–6,00	0,0000
	v – prędkość wiatru wind velocity	–3,59	0,0005
VI, VII, VIII 2001 rok	f – wilgotność względna air humidity	–4,76	0,0000
	v – prędkość wiatru wind velocity	–2,77	0,0071

różnice między rozpatrywanymi zbiorami danych są istotne statystycznie.

W badaniach zależności stężenia dwutlenku siarki od prędkości wiatru zaobserwowano na terenach miejskich i przemysłowych występowanie największych stężeń SO_2 przy ciszy i słabych wiatrach oraz przy prędkości wiatru 4–6 $m \cdot s^{-1}$ (Sonkin i Czalikov 1968 za: Kasina 1981). W badaniach dla Krakowa (Kasina 1981), w rejonach o przeważającej emisji lokalnej dwutlenku siarki stwierdzono występowanie największych stężeń tego gazu przy ciszy, natomiast na terenach o przewadze emisji napływowej wyższe stężenia dwutlenku siarki notowano przy prędkości wiatru powyżej 5 $m \cdot s^{-1}$. Ujemna wartość współczynnika regresji przy zmien-nej niezależnej v (tab. 1) świadczy o tym, że związek prędkości wiatru i stężenia dwutlenku siarki w powietrzu atmosferycznym jest odwrotnie proporcjonalny, a więc przy małych prędkościach wiatru należy się spodziewać wysokich stężeń SO_2, z czego można wnioskować o przeważającej na badanym terenie emisji lokalnej.

Przy uwzględnieniu dwóch zmiennych – wilgotności względnej powietrza i prędkości wiatru – współczynniki korelacji R dla równania opisującego związek między stężeniem dwutlenku siarki a elementami meteorologicznymi

wynoszą odpowiednio: 0,60 dla 1999 roku (współczynnik determinacji R^2 = = 0,36) i 0,56 dla 2001 roku (współczynnik determinacji R^2 = 0,32). Wynika stąd, że kształtowanie się średnich dobowych wartości stężenia dwutlenku siarki może być tłumaczony w 36% średniodobowymi wartościami wilgotności względnej powietrza i prędkości wiatru. Wartość testu *F*-Snedecora dla powstałego równania wynosi 24,74 dla 1999 roku, co w rozpatrywanym przypadku odpowiada poziomowi istotności poniżej 0,001%, i 17,23 dla 2001 roku, co odpowiada poziomowi istotności również poniżej 0,001%. W obydwu przypadkach równania opisujące związek między stężeniem dwutlenku siarki a elementami meteorologicznymi są wysoce istotne statystycznie.

Wnioski

1. Najmocniejszy związek wielkości stężenia dwutlenku siarki w powietrzu atmosferycznym występuje z wilgotnością względną powietrza i prędkością wiatru.
2. Kształtowanie się średnich dobowych wartości stężenia dwutlenku siarki może być tłumaczone w 36% średniodobowymi wartościami wilgotności względnej powietrza i prędkości wiatru.
3. Na badanym obszarze przeważa emisja lokalna (głównie z EC Siekierki) dwutlenku siarki nad emisją napływową.

Literatura

DRAPER N.R., SMITH H. 1973: Analiza regresji stosowana. PWN, Warszawa.

FALKOWSKA L., KORZENIEWSKI K. 1995: Chemia atmosfery. Wydaw. Uniwersytetu Gdańskiego.

KASINA S. 1981: Procesy przemieszczania, transformacji oraz usuwania związków siarki z atmosfery. IKŚ, Warszawa.

KLENIEWSKA M. 2001: Wyniki badań zależności stężenia dwutlenku siarki od temperatury powietrza w Warszawie – Ursynowie. *Przegląd Naukowy Wydziału Inżynierii i Kształtowania Środowiska SGGW*, zeszyt 21.

KLENIEWSKA M. 2002: Charakterystyka stężenia dwutlenku siarki w miesiącach zimowych w Warszawie – Ursynowie. *Przegląd Naukowy Wydziału Inżynierii i Kształtowania Środowiska SGGW*, zeszyt 24.

MOTOWICKA-TERELAK T., TERELAK H. 1998: Siarka w glebach Polski – stan i zagrożenie. PIOŚ, Warszawa, Biblioteka Monitoringu Środowiska.

Summary

The relationship between sulphur dioxide concentration and meteorological elements in summer months in Ursynów-WAU. The paper aimed at finding out relation between SO_2 concentration and meteorological elements in summer months. The results of stepwise multiple regression show, that sulphur dioxide concentration is mostly dependent on the air humidity and wind velocity. In summer months decrease of SO_2 concentration accompanies increase of air humidity and wind velocity.

Author's address:
Małgorzata Kleniewska
Warsaw Agricultural University – SGGW
ul. Nowoursynowska 166
02-787 Warszawa
Poland

Dariusz GOŁASZEWSKI
Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW
Department of Hydraulic Engineering and Environmental Recultivation WAU
Division of Meteorology and Klimatology

Struktura bilansu cieplnego standardowej powierzchni trawnika w wybrane jesienne noce z pogodą radiacyjną i adwekcyjno-radiacyjną na stacji Ursynów-SGGW
Heat balance structure during nights with radiation and advection-radiation weather in autumn for standard surface of grass in Ursynów-WAU

Wstęp

Jedną z najlepszych charakterystyk warunków klimatycznych rozpatrywanego terenu jest bilans cieplny powierzchni czynnej, który może być sporządzany w zależności od potrzeb w różnej skali, np.: ekosystemu, regionu, kraju lub kontynentu (Skoczek 1970, Konstantinova i in. 1994, Paszyński i in. 1999; Kapuściński 2000). Prawo zachowania energii umożliwia przedstawienie równania bilansu cieplnego w następującej formie:

$$Q + G + A + LE = 0$$

gdzie:
Q – strumień ciepła wynikający z bilansu radiacyjnego,
G – strumień wymiany ciepła między powierzchnią czynną a głębszymi warstwami gleby,
A – strumień wymiany ciepła jawnego między powierzchnią czynną a atmosferą,
LE – strumień wymiany ciepła utajonego przemian fazowych wody zachodzących na powierzchni czynnej.

Należy pamiętać, że wszystkie elementy powyższego równania mogą przyjmować wartości dodatnie lub ujemne. W pracy przyjęto ogólną zasadę: wartości dodatnie oznaczają strumienie skierowane do powierzchni czynnej z warstw głębszych gleby i wyższych atmosfery (przychód energii), natomiast wartości ujemne – strumienie skierowane od tej powierzchni w głąb gleby lub wzwyż do atmosfery (utrata energii).

Nocne straty ciepła powierzchni czynnej, zależące w głównej mierze od bilansu radiacyjnego, uzupełniane są strumieniami ciepła G, A, LE. W zależności od typu pogody intensywność strat i ich uzupełnianie jest różne. Prowadzi to m.in. do obniżenia się temperatury powietrza, i powstawania inwersji temperatury w przygruntowej war-

stwie powietrza, a często do pojawiania się przymrozków. Celem niniejszego opracowania jest przedstawienie przebiegu składowych bilansu cieplnego w okresie rozpatrywanych nocy oraz określenie struktury tego bilansu – oddzielnie dla nocy typowo radiacyjnych i adwekcyjno-radiacyjnych.

Materiał pomiarowy

W pracy wykorzystano pięcioletni materiał badawczy okresu IX–XII z lat 1994–1999, zgromadzony na stacji meteorologicznej SGGW w Ursynowie. Wykorzystane w pracy temperatury i wilgotności względne powietrza rejestrowane były na trzech poziomach pomiarowych (0,05; 2 i 21 m n.p.g.), natomiast temperaturę gruntu mierzono na głębokościach 0,05 i 0,2 m.

Natężenie promieniowania słonecznego całkowitego w czasie dnia rejestrowane było termostosem typu Molla, natomiast pojawiające się w nocy wypromieniowanie efektywne zostało wyznaczone na podstawie pomiarów temperatury powietrza na wysokości 2 metrów. Pomiary każdego z wymienionych parametrów wykonywane były automatycznie co 6 sekund, po czym uzyskane wyniki były sumowane i uśredniane do wartości dziesięciominutowych. Wyjątek stanowiły obserwacje zachmurzenia ogólnego, dokonywane co trzy godziny (w terminach: 0:00; 3:00; 6:00; 9:00; 12:00; 15:00; 18:00; 21:00 czasu CSE) na stacji Warszawa Okęcie.

Zbiór danych opisujących rozpatrywane noce podzielono na dwa podzbiory, z których pierwszy zawierał dane opisujące noce z pogodą radiacyjną, charakteryzującą się małym zachmurzeniem w okresie nocy ($N \leq 0,1$ pokrycia nieba chmurami) i przy praktycznym braku wiatru w warstwie przygruntowej. Drugą grupę stanowiły dane opisujące noce z pogodą adwekcyjno-radiacyjną, charakteryzujące się umiarkowanym zachmurzeniem z okresu nocy ($N = 5,3$) i przy pojawiającym się wietrze w przygruntowej warstwie powietrza.

Bilans promieniowania (Q) – wartości tego bilansu obliczono, wykorzystując formułę:

$$Q = T(1 - a) - e_{ef}$$

gdzie:
T – natężenie promieniowania słonecznego całkowitego,
a – albedo; przyjęto, że jego wartość dla trawnika wynosi 0,25,
e_{ef} – natężenie promieniowania efektywnego; wartości te obliczono wykorzystując formułę Berlanda w modyfikacji Budyko.

Strumień ciepła w glebie (G) – obliczono na podstawie danych temperatury gruntu pomierzonych na głębokościach 0,05 i 0,2 m, wykorzystując zależność:

$$G = -k_v \cdot \Delta t/\Delta z$$

gdzie:
$\Delta t/\Delta z$ – gradient temperatury gruntu,
k_v – współczynnik przewodnictwa cieplnego gleby.

Strumień ciepła utajonego (LE) – określono, dysponując wcześniej wyznaczonym wskaźnikiem Bowena (β):

$$\beta = \Delta t/\Delta p$$

gdzie:
Δt – różnica temperatury powietrza pomiędzy poziomami 0,05 i 2 m,
$\Delta \rho$ – różnica wilgotności bezwzględnej powietrza między poziomami 0,05 i 2 m, obliczona na podstawie pomiarów wilgotności względnej oraz temperatury powietrza z wyżej wymienionych poziomów.

$$LE = -(Q + G)/(1 + \beta)$$

gdzie:
Q – bilans radiacyjny,
G – strumień ciepła w gruncie,
β – wskaźnik Bowena.

Strumień ciepła jawnego (A) – określono, przekształcając podstawowe równanie bilansu cieplnego.

Wyniki

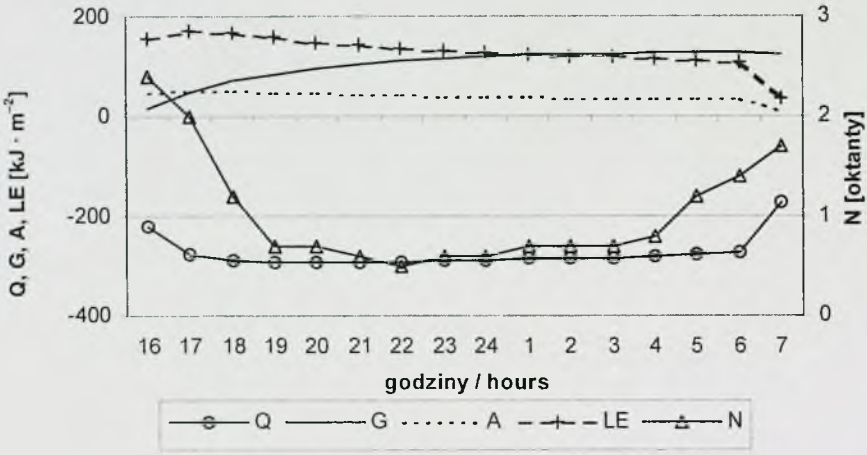
Na rysunku 1 został przedstawiony przebieg składowych bilansu cieplnego nocy radiacyjnych. W całym rozpatrywanym okresie nocy (tj. w godzinach od 16:00 do 7:00) wartości bilansu radiacyjnego są ujemne. W godzinach od 16:00 do 18:00 widoczny jest spadek tych wartości, po czym od godziny 19:00 wyrównany przebieg krzywej Q. Przebieg tego typu związany jest z małą średnią wielkością zachmurzenia ogólnego z okresu analizowanych nocy (N = = 0,09), która umożliwiała silne wypromieniowanie efektywne, szczególnie w późnych godzinach popołudniowych, co ujawnia się wyraźnie w przebiegu krzywej. Między godziną 6:00 a 7:00 widoczny jest znaczny przyrost wartości saldo promieniowania związany ze wschodem słońca o godzinie 6:55. W całym okresie rozpatrywanych nocy wypromieniowanie energii związane z silną georadiacją równoważone było przez strumienie ciepła utajonego pochodzącego z kondensacji pary wodnej, strumień ciepła dopływającego z głębszych warstw gleby oraz w stosunkowo ograniczonym zakresie przez strumień ciepła jawnego.

Nocny przebieg strumienia ciepła utajonego LE charakteryzuje się nieznacznym wzrostem wartości w godzinach od 16:00 do 17:00 – od 154,6 do 174,0 $kJ \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$. Od godziny 17:00 następuje stały spadek wartości LE nasilający się znacznie w godzinach porannych (między 6:00 a 7:00). Przebieg taki powodowany był powolnym, z upływem nocy, zmniejszaniem się procesów kondensacji pary wodnej i krzepnięcia wody, pojawianiem się w ich miejsce procesów topnienia, a później parowania.

Strumień ciepła w glebie w całym okresie nocy również osiągał wartości dodatnie, wzrastały one od 17,8 $kJ \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$ tuż po zachodzie Słońca do 125,7 $kJ \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$ o godzinie 7:00, co świadczyło o silnym wychładzaniu się wierzchniej warstwy gleby w tym czasie.

Stosunkowo niewielkim zmianom ulegały wartości strumienia wymiany ciepła z powietrzem. Wartości te zmalały od 47,9 $kJ \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$ o godzinie 16:00 do 11,4 $kJ \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$ o godzinie 7:00.

Średnie godzinne wartości poszczególnych strumieni bilansu cieplnego z okresu rozpatrywanych nocy z pogodą radiacyjną oraz adwekcyjno-radiacyjną zestawiono w tabeli 1.

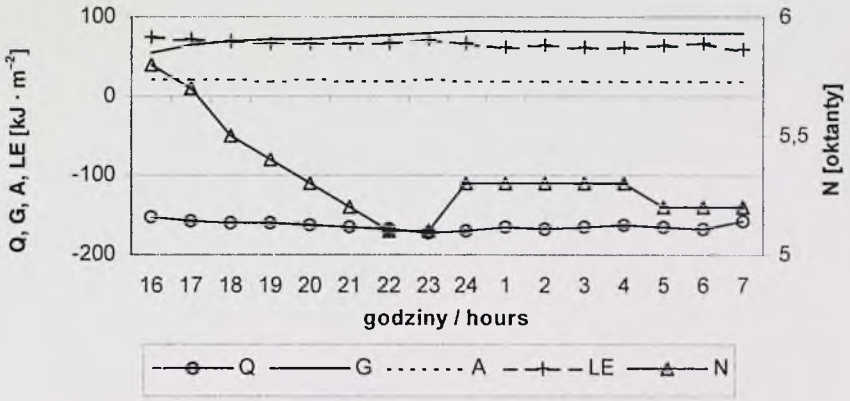


RYSUNEK 1. Średni przebieg składowych bilansu cieplnego oraz zachmurzenia ogólnego w jesienne noce z pogodą radiacyjną: Q – saldo promieniowania, G – strumień ciepła w glebie, A – strumień ciepła jawnego, LE – strumień ciepła utajonego, N – wielkość zachmurzenia
FIGURE 1. Mean duration of heat balance components and cloudiness during nights with radiation weather in autumn: Q – net radiation, G – soil heat flux, A – sensible heat flux, LE – latent heat flux, N – cloudiness

TABELA 1. Średnie wartości strumieni bilansu cieplnego w jesienne noce radiacyjne oraz adwekcyjno-radiacyjne z lat 1994–1999 na stacji Ursynów-SGGW
TABLE 1. Mean walues of heat balance components fluxes during autumn nights with radiation and advection-radiation weather for period 1994–1999 in Ursynów-WAU

Typ nocy Type of night	Wartość strumienia [kJ·m^{-2}·h^{-1}] Heat flux [kJ·m^{-2}·h^{-1}]			
	Q	G	A	LE
Noce radiacyjne Radiation nights	– 259,8	102,8	40,3	130,2
Noce adwekcyjno-radiacyjne Advection-radiation nights	– 163,8	76,1	20,7	66,9

Na rysunku 2 przedstawiono średni wieloletni przebieg godzinnych wartości składowych bilansu cieplnego nocy z pogodą adwekcyjno-radiacyjną. Większe średnie zachmurzenie z okresu rozpatrywanych nocy (N = 0,53) i związane z tym mniejsze wypromieniowanie efektywne powodowały wzrost wartości godzinnych bilansu radiacyjnego (średnio o 37%) oraz bardziej równomierny ich przebieg w stosunku do analogicznych danych z nocy bezchmurnych. Maksymalna różnica między największą a najmniejszą godzinną wartością bilansu radiacyjnego wynosiła 20,7 kJ·m^{-2}·h^{-1}, podczas gdy w okresie nocy radiacyjnych 118,8 kJ·m^{-2}·h^{-1}. Podobnie jak w przypadku nocy radiacyjnych wypromieniowanie energii cieplnej



RYSUNEK 2. Średni przebieg składowych bilansu cieplnego oraz zachmurzenia ogólnego w jesienne noce z pogodą adwekcyjno-radiacyjną. Q – saldo promieniowania, G – strumień ciepła w glebie, A – strumień ciepła jawnego, LE – strumień ciepła utajonego, N – wielkość zachmurzenia
FIGURE 2. Mean duration of heat balance components and cloudiness during nights with advection-radiation weather in autumn. Q – net radiation, G – soil heat flux, A – sensible heat flux, LE – latent heat flux, N – cloudiness

z powierzchni czynnej równoważone było przez strumienie ciepła utajonego przemian fazowych wody, strumień ciepła dopływającego z głębszych warstw gleby oraz przez strumień ciepła jawnego z powietrza. Wszystkie wymienione powyżej strumienie ciepła charakteryzowały się jednak bardziej wyrównanymi przebiegami w porównaniu z nocą radiacyjną oraz o mniej więcej połowę mniejszymi wartościami (tab. 1).

W tabeli 2 zestawiono średni procentowy udział poszczególnych składowych bilansu cieplnego w uzupełnianiu strat ciepła w okresie nocy z rozpatrywanymi typami pogody.

TABELA 2. Porównanie wartości strumieni bilansu cieplnego w okresie jesiennych nocy radiacyjnych oraz adwekcyjno-radiacyjnych z lat 1994–1999 na stacji Ursynów-SGGW
TABLE 2. Comparison values of heat balance components fluxes during autumn nights with radiation and advection-radiation weather for period 1994–1999 in Ursynów-WAU

Typ nocy Type of night	Wartość średnia Heat flux [%]		
	G/Q	A/Q	LE/Q
Noce radiacyjne Radiation nights	41,5	13,8	44,7
Noce adwekcyjno-radiacyjne Advection-radiation nights	47,8	12,4	39,8

W noce radiacyjne strumień ciepła pochodzący z przemian fazowych wody kompensuje w 44,7% nocne straty związane z nocnym bilansem promieniowania. Tłumaczyć to należy małą prędkością wiatru przy powierzchni gruntu prowadzącą do powstawania dużych gradientów temperatury powietrza. W efekcie znacznego spadku temperatury w przygruntowej warstwie powietrza dochodziło do kondensacji pary wodnej i uwalniania przy tym ciepła utajonego. Nieznacznie mniejszy udział (41,5%) w uzupełnianiu nocnych strat ma strumień ciepła płynącego z głębszych warstw gleby. Pozostałe 13,8% przypada na strumień wymiany ciepła między powierzchnią czynną a atmosferą.

W noce z pogodą adwekcyjno-radiacyjną, w odróżnieniu od nocy pogodnych, największy udział w uzupełnianiu nocnych strat ciepła ma strumień glebowy – 47,8%, a nieco mniejszy strumień ciepła przemian fazowych wody – 39,8%, tj. o prawie 5% mniej niż w noce radiacyjne, co świadczy o mniej intensywnym procesie kondensacji w czasie nieco cieplejszych nocy adwekcyjno-radiacyjnych. Pozostałe 12,4% nocnych strat ciepła rekompensuje strumień wymiany ciepła z atmosferą.

Wnioski

Znaczne straty ciepła powodowane silną georadiacją, pojawiającą się w pogodne noce radiacyjne, rekompensowane są przez strumień ciepła przemian fazowych wody w 44,7%, strumień ciepła glebowego w 41,5% i przez wymianę ciepła z atmosferą w 13,8%.

W noce charakteryzujące się pogodą adwekcyjno-radiacyjną straty ciepła wynikające z bilansu radiacyjnego uzupełniane są strumieniami ciepła w glebie w 47,8%, przemian fazowych wody w 39,8% i wymiany ciepła z atmosferą w 12,4%.

Średnie wieloletnie godzinne wartości strumieni ciepła wynikające z bilansu radiacyjnego nocy pogodnych są średnio o 58% wyższe od analogicznych wartości nocy z pogodą adwekcyjno-radiacyjną. Wartości pozostałych strumieni ciepła w rozpatrywanych typach nocy nie są jednakowe i różnią się w stosunku do siebie od 35% dla wartości strumieni ciepła glebowego do 95% dla strumieni ciepła przemian fazowych i wymiany z atmosferą.

Literatura

KAPUŚCIŃSKI J. 2000: Struktura bilansu cieplnego powierzchni czynnej na tle warunków klimatycznych środkowozachodniej Polski. *Roczniki AR w Poznaniu*, Rozprawy Naukowe, z. 303. Poznań.

KONSTANTINOVA T.S., PASZYŃSKI J. i in. 1994: Przestrzenna i czasowa zmienność składników bilansu cieplnego w terenie o pagórkowatej rzeźbie. IGiPZ PAN, z. 26.

PASZYŃSKI J., SKOCZEK J., MIARA K. 1999: Wymiana energii między atmosferą a podłożem jako podstawa kartowania topoklimatycznego. *Dok. Geogr.* nr 14, IGiPZ PAN.

SKOCZEK J. 1970: Wpływ podłoża atmosfery na przebieg dobowy bilansu cieplnego powierzchni czynnej. IG PAN, *Prace Geograficzne* nr 84, PWN, Warszawa.

Summary

Heat balance structure during nights with radiation and advection-radiation weather in autumn for standard surface of grass in Ursynów-WAU. Mean duration of heat balance components during autumn nights with advection-radiation and radiation weather in years 1994–1999 were stated on the basis of data observed in meteorological station Ursynów-WAU. Mean fluxes of heat balance components and values of components ratios are presented in tables.

Author's address:
Dariusz Gołaszewski
Warsaw Agricultural University – SGGW
02-787 Warszawa
ul. Nowoursynowska 166
Poland

Katarzyna ROZBICKA, Tomasz ROZBICKI
Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW
Zakład Meteorologii i Klimatologii
Department of Hydraulic Engineering and Environmental Recultivation WAU
Division of Meteorology and Climatology

Analiza przebiegu parowania obliczonego metodą aerodynamiczną i parowania z ewaporometru pan klasy „A" w wybranych dniach w Ursynowie
Analysis of evaporation calculated by the use aerodynamic approach method and the class „A" pan evaporation on selected days in Ursynów

Wprowadzenie

Jednym z podstawowych zagadnień, jakim zajmuje się meteorologia badająca wzajemne oddziaływanie atmosfery i podłoża, jest problematyka związana z oceną konwekcyjnej wymiany pędu, materii (wody, dwutlenku węgla, innych pierwiastków śladowych) i energii (ciepła odczuwalnego i utajonego). Celem niniejszego opracowania jest analiza porównawcza wielkości parowania obliczonego na podstawie pomiarów wymiany strumienia pary wodnej między powierzchnią wody a atmosferą z parowaniem zmierzonym za pomocą ewaporometeru pan klasy „A".

Metody określania parowania można podzielić na bezpośrednie i pośrednie. Metody bezpośrednie polegają na obserwacji strat wody z naczynia wypełnionego pewną objętością wody (ewaporometru wodnego) lub obserwacji strat wody z urządzenia pomiarowego wypełnionego uwilgotnionym profilem glebowym wraz z pokrywającą go roślinnością (ewaporometru glebowego lub lizymetru). W metodach pośrednich oblicza się wielkość parowania za pomocą równań fizycznych, statystycznych oraz modeli symulujących proces parowania. Do metod pośrednich zaliczamy (Kędziora 1995, Oke 1987, Ruimy 1995):

- metodę kowariancji wirów (eddy covariance), zwaną także metodą korelacji pulsacji (eddy correlation),
- metody profilowe:
  - aerodynamiczną,
  - bilansu cieplnego,
- metody kombinowane.

Metoda aerodynamiczna

Procesy zachodzące w przygruntowej warstwie powietrza można scharakteryzować ilościowo na podstawie trzech zasad zachowania: pędu, masy i energii. Masa i energia mogą być przekazywane w różnych kierunkach zarówno od powierzchni czynnej do atmosfery, jak i od atmosfery do podłoża. Ogólne zasady przepływu dowolnej wielkości przez dowolny ośrodek zostały sformułowane następująco (za Kędziorą 1995):

1. Gęstość strumienia I_Q dowolnej wielkości Q w każdym punkcie pola przepływającej przez dany ośrodek jest wprost proporcjonalna do gradientu pola potencjału wielkości powodującej ten przepływ (grad Ω):

$$I_Q = K_Q \cdot \text{grad}\,\Omega \qquad (1)$$

2. Gęstość strumienia I_Q dowolnej wielkości Q przepływającej między dwoma punktami ośrodka jest wprost proporcjonalna do różnicy potencjałów w tych dwóch punktach pola wielkości powodującej ten przepływ, a odwrotnie proporcjonalna do oporu każdym r_Q, jaki stawia ośrodek przepływającemu strumieniowi:

$$I_Q = \frac{\Delta\Omega}{r_Q} \qquad (2)$$

gdzie:
K_Q – współczynnik wymiany, który jest miarą zdolności ośrodka do przenoszenia danej wielkości fizycznej Q,
r_Q – aerodynamiczny opór warstwy powietrza leżącej między powierzchnią czynną a poziomem pomiarowym.

Dla parowania, które jest wynikiem przepływu strumienia pary wodnej od podłoża do przypowierzchniowej warstwy powietrza powyższe zasady można uściślić i zapisać je w następującej postaci:

$$E = K_v \cdot \frac{\partial \rho_v}{\partial z} \qquad (3)$$

$$E = \frac{\Delta \rho_v}{r_v} \qquad (4)$$

gdzie:
E – wielkość parowania [$g \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$],
K_v – współczynnik wymiany dyfuzyjnej dla pary wodnej w [$m^2 \cdot s^{-1}$],
$\frac{\partial \rho_v}{\partial z}$ – pionowy gradient gęstości pary wodnej [$g \cdot m^{-4}$ (= $g \cdot m^{-3} \cdot m^{-1}$)],
r_v – współczynnik oporu aerodynamicznego [$s \cdot m^{-2}$].

W metodzie aerodynamicznej zakłada się następujące warunki:

- stan równowagi obojętnej atmosfery,
- stabilność warunków meteorologicznych w trakcie wykonywania pomiarów,
- stałość przepływu wielkości wraz z wysokością – brak konwergencji i dywergencji strumieni,
- podobieństwo przepływu różnych wielkości (pędu, ciepła odczuwalnego i parowania), z którego wynika podobieństwo współczynników charakteryzujących ten przepływ ($K_M = K_H = K_v$ oraz $r_M = r_H = r_v$).

W rzeczywistości, w przypowierzchniowej warstwie atmosfery spełnienie pierwszego warunku jest praktycznie niemożliwe. Parametrem, który

pozwala na zastosowanie przedstawionej metody obliczeniowej dla warunków równowagi stałej i chwiejnej, jest funkcja $(\Phi_M \Phi_x)^{-1}$ [dla wymiany ciepła i pary wodnej jest ona oznaczana odpowiednio $(\Phi_M \Phi_H)^{-1}$ i $(\Phi_M \Phi_v)^{-1}$] określająca odchylenie krzywej charakteryzującej pionowy rozkład prędkości wiatru (profil wiatru) dla dowolnego stanu równowagi od regularnej krzywej logarytmicznej. Jest ona charakterystyczna dla pionowego rozkładu prędkości wiatru przy równowadze obojętnej. Wartość funkcji $(\Phi_M \Phi_x)^{-1}$ oblicza się na podstawie liczby Richardsona Ri obliczonej dla przygruntowej warstwy atmosfery: (Oke 1987, Stull 1995):

$$\mathrm{Ri} = \frac{g}{T_s} \cdot \frac{\frac{\Delta T}{\Delta z}}{\left(\frac{\Delta u}{\Delta z}\right)^2} \qquad (5)$$

gdzie:
g – przyspieszenie ziemskie (= 9,81 $m \cdot s^{-2}$),
T_s – średnia wartość temperatury powietrza w profilu [K],
$\frac{\Delta T}{\Delta z}$ – pionowy gradient temperatury powietrza,
$\frac{\Delta u}{\Delta z}$ – pionowy gradient prędkości wiatru.

O znaku liczby Richardsona decyduje pionowy gradient temperatury powietrza $\frac{\Delta T}{\Delta z}$. Jeżeli temperatura warstw leżących bliżej powierzchni jest wyższa od temperatury warstw leżących wyżej ($t_1 > t_2$), to różnica temperatur oraz gradient są ujemne. Taka sytuacja obrazuje stan równowagi chwiejnej lub lekko chwiejnej atmosfery i sprzyja konwekcyjnej wymianie materii i energii. Wartość funkcji $(\Phi_M \Phi_x)^{-1}$ oblicza się z zależności:

$$(\Phi_M \Phi_x)^{-1} = (1 - 16 \cdot \mathrm{Ri})^{\frac{3}{4}} \qquad (6)$$

Dodatni (lub zerowy) gradient temperatury $\frac{\Delta T}{\Delta z}$ oznacza, że warstwy powietrza leżące bliżej podłoża są chłodniejsze od warstw leżących wyżej ($t_1 \leq t_2$). Taka sytuacja jest charakterystyczna dla izotermii lub inwersji termicznej, a więc stanu równowagi stałej atmosfery tłumiącej konwekcję swobodną. Wartość funkcji $(\Phi_M \Phi_x)^{-1}$ oblicza się wówczas ze wzoru:

$$(\Phi_M \Phi_x)^{-1} = (1 - 5 \cdot \mathrm{Ri})^2 \qquad (7)$$

Uwzględniając powyższe założenia, wielkość parowania, wyrażona, jako przepływ strumienia pary wodnej, oblicza się następujący w sposób:

$$E = k^2 \cdot \frac{\Delta u \cdot \Delta \rho_v}{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)^2} \cdot (\Phi_M \Phi_v)^{-1} \qquad (8)$$

gdzie:
E – wielkość parowania [$g \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$],
k – bezwymiarowa stała von Karmana (= 0,4).

Analogicznie jak w przypadku pionowego gradientu temperatury, znak ujemny różnicy gęstości pary wodnej

($\Delta\rho_v = \rho_{v2} - \rho_{v1} < 0$) oznacza, że wilgotność powietrza przy powierzchni jest większa niż w warstwie leżącej wyżej, i w takim przypadku przepływ strumienia pary wodnej odbywa się od podłoża do atmosfery. Znak dodatni różnicy $\Delta\rho_v$ oznacza, że wilgotność warstw powietrza leżących bliżej podłoża jest mniejsza niż warstw leżących wyżej, i w takim przypadku strumień pary wodnej skierowany jest do powierzchni. Reasumując, ujemny gradient gęstości pary wodnej determinujący ujemną wartość E oznacza parowanie wody, a gradient dodatni i dodatnia wartość E oznacza kondensację pary wodnej.

Materiał i metoda opracowania

Wielkości parowania oraz wartości elementów meteorologicznych pochodzą z kilku serii pomiarowych przeprowadzonych podczas wybranych dni w maju i w lipcu 2002 roku na stacji meteorologicznej Ursynów SGGW. Harmonogram tych serii przedstawia tabela 1.

Na podstawie gradientowych pomiarów psychrometrycznych wykonywanych w 30-minutowych odstępach czasu zostały określone wartości temperatury powietrza i gęstości pary wodnej na poziomie $z_1 = 5$ cm oraz $z_2 = 1$ m nad powierzchnią wody. Dodatkowo, korzystając z anemometru indukcyjnego umieszczonego na wysokości $z_2 = 1$ m, została wyznaczona średnia prędkość wiatru na tym poziomie (u_2). Dla każdego elementu meteorologicznego obliczono różnicę:

$$\Delta z = z_2 - z_1 = 1 - 0{,}05 = 0{,}95 \text{ m}$$

$$\frac{z_2}{z_1} = \frac{1}{0{,}05} = 20$$

$$\Delta t = \Delta T = t_2 - t_1$$

$$\Delta\rho_v = \rho_{v2} - \rho_{v1}$$

$$\Delta u = u_2 - u_1$$

przy czym założono, że prędkość wiatru na wysokości $z_1 = 5$ cm nad powierzchnią wody jest bliska wartości zero, czyli $\Delta u \approx u_2$.

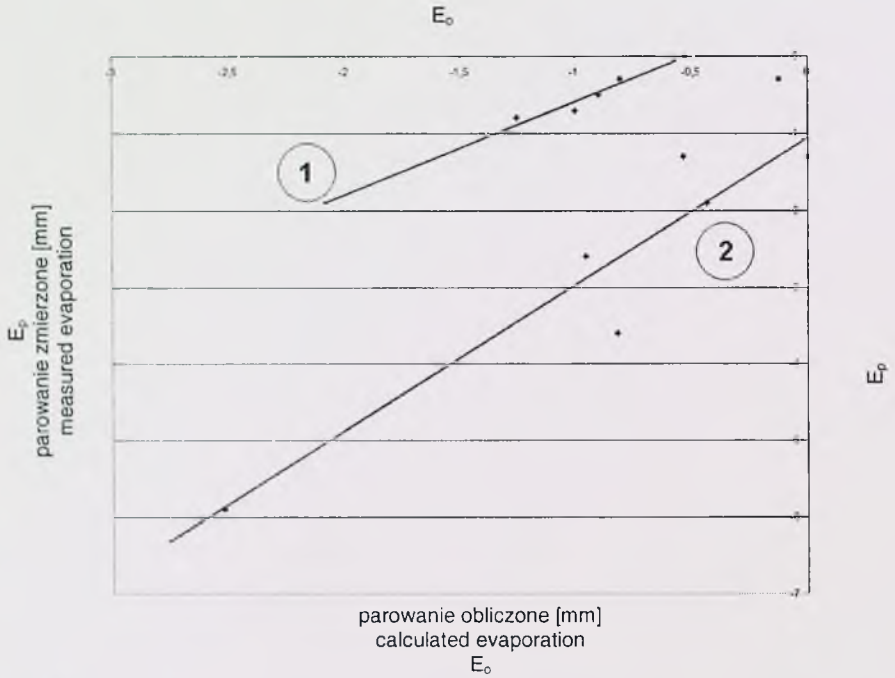
TABELA 1. Harmonogram serii pomiarowych (Ursynów-SGGW – maj, lipiec 2002)
TABLE 1. Timing of measurement series

Lp. No	Data pomiaru Date of measurement	Czas pierwszego pomiaru Time of first measurement	Czas ostatniego pomiaru Time of last measurement	Liczba przedziałów 30-minutowych Number of 30 minutes intervals
1	11 V	10:00	14:00	8
2	16 V	12:00	14:00	4
3	17 V	10:30	13:30	6
4	1 VII	10:00	14:00	8
5	3 VII	10:00	19:00	18
6	8 VII	12:00	14:00	4
7	9 VII	9:30	14:00	9
8	10 VII	10:00	14:00	8
9	11 VII	6:30	19:00	25
10	12 VII	6:00	19:00	26
11	17 VII	10:00	14:00	8
12	19 VII	10:00	14:00	8

W każdym 30-minutowym przedziale czasowym na podstawie pomiarów z automatycznej stacji meteorologicznej wyznaczono wielkość parowania *Ep* z ewaporometru pan klasy „A" oraz obliczono średnią wartość strumienia przepływu pary wodnej *E* (w $g \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$) na podstawie pomiarów psychrometrycznych. W celu porównania uzyskanych wyników wielkości strumienia *E* zostały przeliczone (uwzględniając powierzchnię ewaporometru i półgodzinny przedział czasowy) jako parowanie E_o (w mm).

Wyniki

Wstępna analiza wyników dotyczy dziennych (kilkugodzinnych) sum parowania z poszczególnych serii pomiarowych. Na wykresie par wartości parowania (rys. 1) widać, że punkty są rozproszone i ustalenie między nimi związku jest trudne. Zauważa się jednak, że punkty te układają się w dwóch zbiorach (grupach). Zbiór 1 zawiera sumy parowania z 11, 16 i 17 maja oraz 1 i 8 lipca, natomiast do zbioru 2 należą sumy z siedmiu dni lipca: 3, 9, 10, 11, 12, 17 i 19. Dalsza analiza została przeprowadzona odrębnie dla obu grup punktów.



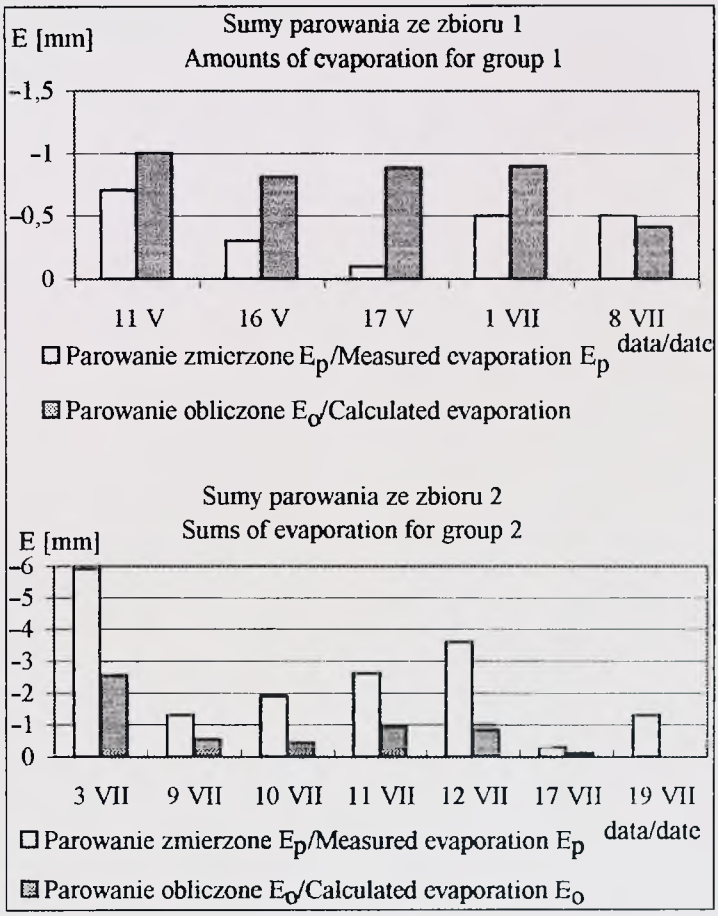
RYSUNEK 1. Wykres punktowy par wartości parowania zmierzonego ewaporometrem pan klasy „A" (E_p) i parowania obliczonego metodą aerodynamiczną (E_o)

FIGURE 1. Scatterplot of evaporation values measured by class „A" pan evaporimeter (E_p) and evaporation calculated by aerodynamic approach method (E_o)

W przypadku zbioru nr 1 wielkość parowania dziennego obliczonego przewyższa wielkość parowania zmierzonego za pomocą ewaporometru pan klasy „A" (rys. 2). Analiza regresji wykazała, że związek między dziennymi sumami parowania jest bardzo silny; współczynnik korelacji wynosi 0,97, a uzyskana funkcja regresji, którą na rysunku 1 obrazuje prosta nr 1, ma postać:

$$E_p = 0{,}593 + 1{,}172 \cdot E_o \qquad (9)$$

Równanie jest istotne statystycznie na poziomie $\alpha = 1\%$. W dalszej kolejności, na rysunku 3 zostały przedstawione krzywe kumulatywne przebiegu parowania podczas sesji pomiarowych. Zgodnie z konwencją przyjętą w metodzie obliczeń znak ujemny wartości, czyli spadek krzywej, oznacza proces



RYSUNEK 2. Sumy parowania zmierzonego i obliczonego dla 1 i 2 grupy danych
FIGURE 2. Amounts of measured and calculated evaporation for 1 and 2 groups of data

parowania, a znak dodatni, czyli wzrost krzywej, oznacza kondensację. W przypadku zbioru punktów nr 1 widać, że kształt krzywych na poszczególnych wykresach jest zbliżony, co świadczy o bardzo podobnym charakterze przebiegu parowania zmierzonego i obliczonego w tych dniach (wyjątkiem jest dzień 17 maja). Na tej podstawie, a także na podstawie silnego związku sum parowania zbadano, czy istnieje równie silny związek miedzy wartościami parowania zmierzonego i obliczonego dla okresów 30-minutowych. Uzyskana funkcja regresji przyjmuje postać:

$$E_p = -0{,}001 + 0{,}527 \cdot E_o \qquad (10)$$

Jest ona istotna na poziomie $\alpha = 1\%$, ale ma znacznie niższą, choć także dosyć wysoką wartość współczynnika korelacji 0,69; jednak w tym wypadku równanie nie wyjaśnia ponad 50% przypadków (współczynnik determinacji wynosi 48%). Zwrócić należy jednak uwagę, że wartość wyrazu wolnego równania regresji jest bliska zero.

Podobną analizę przeprowadzono dla drugiego zbioru punktów. Tym razem wielkości dziennych sum parowania obliczonego są niższe od wielkości parowania zmierzonego (rys. 2). Tak jak w przypadku pierwszej grupy punktów, analiza regresji wykazała, że związek między obiema wielkościami jest silny; współczynnik korelacji wynosi 0,92, a uzyskana funkcja regresji, którą na rysunku 1 obrazuje prosta nr 2 przyjmuje postać:

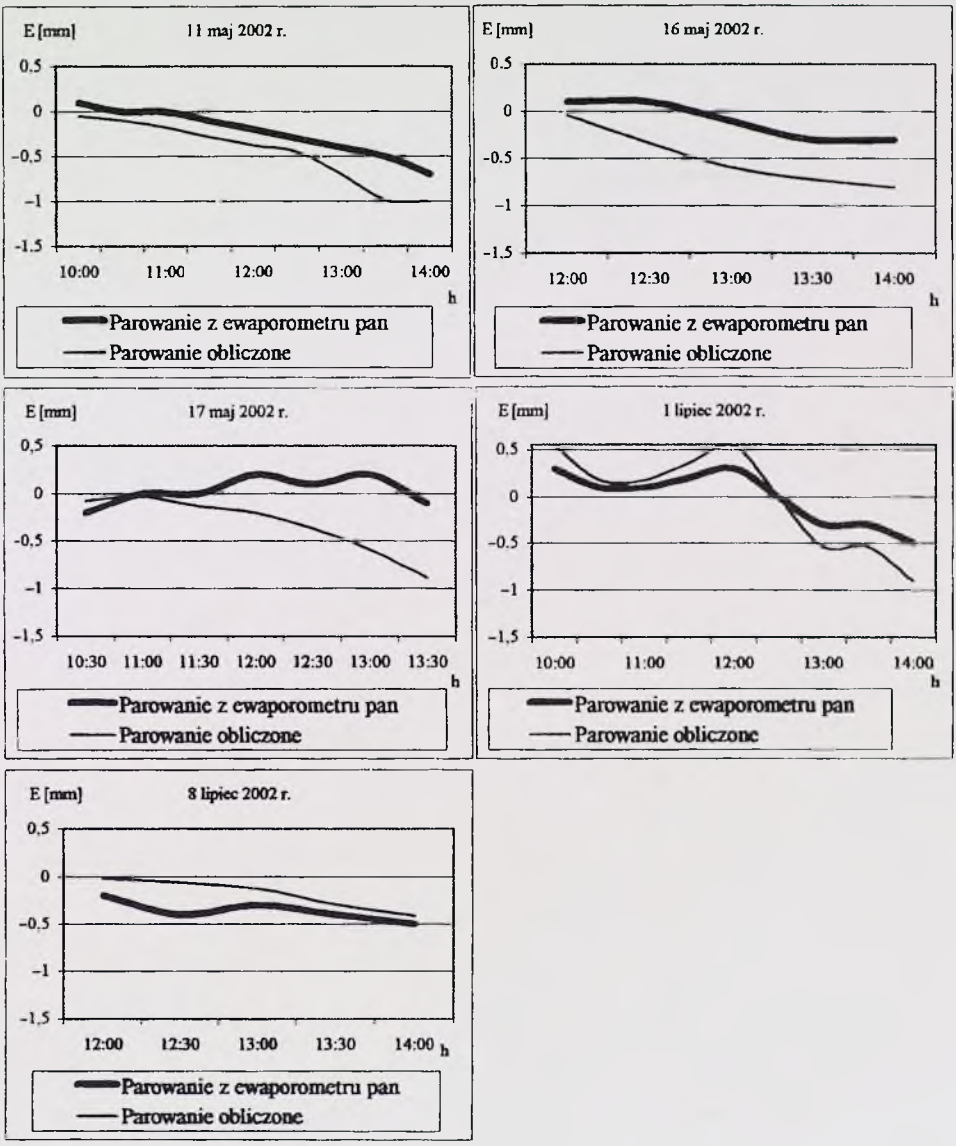
$$E_p = -1{,}040 + 1{,}917 \cdot E_o \qquad (11)$$

Jest ona istotna statystycznie na poziomie $\alpha = 1\%$. Na rysunku 4 zaprezentowano krzywe kumulatywne przebiegu parowania zmierzonego i obliczonego dla zbioru dni nr 2. Kształt krzywych przedstawionych na poszczególnych wykresach dla dni 9, 11, 12 i 17 lipca jest dość podobny, ale w tym przypadku podobieństwo krzywych kumulatywnych wydaje się mniejsze niż krzywych dla dni ze zbioru 1. Dla zbioru punktów nr 2, pomimo dość silnego związku dziennych sum parowania nie udało się znaleźć funkcji określającej związek między wartościami parowania zmierzonego i obliczonego dla okresów 30 minutowych.

Podsumowanie

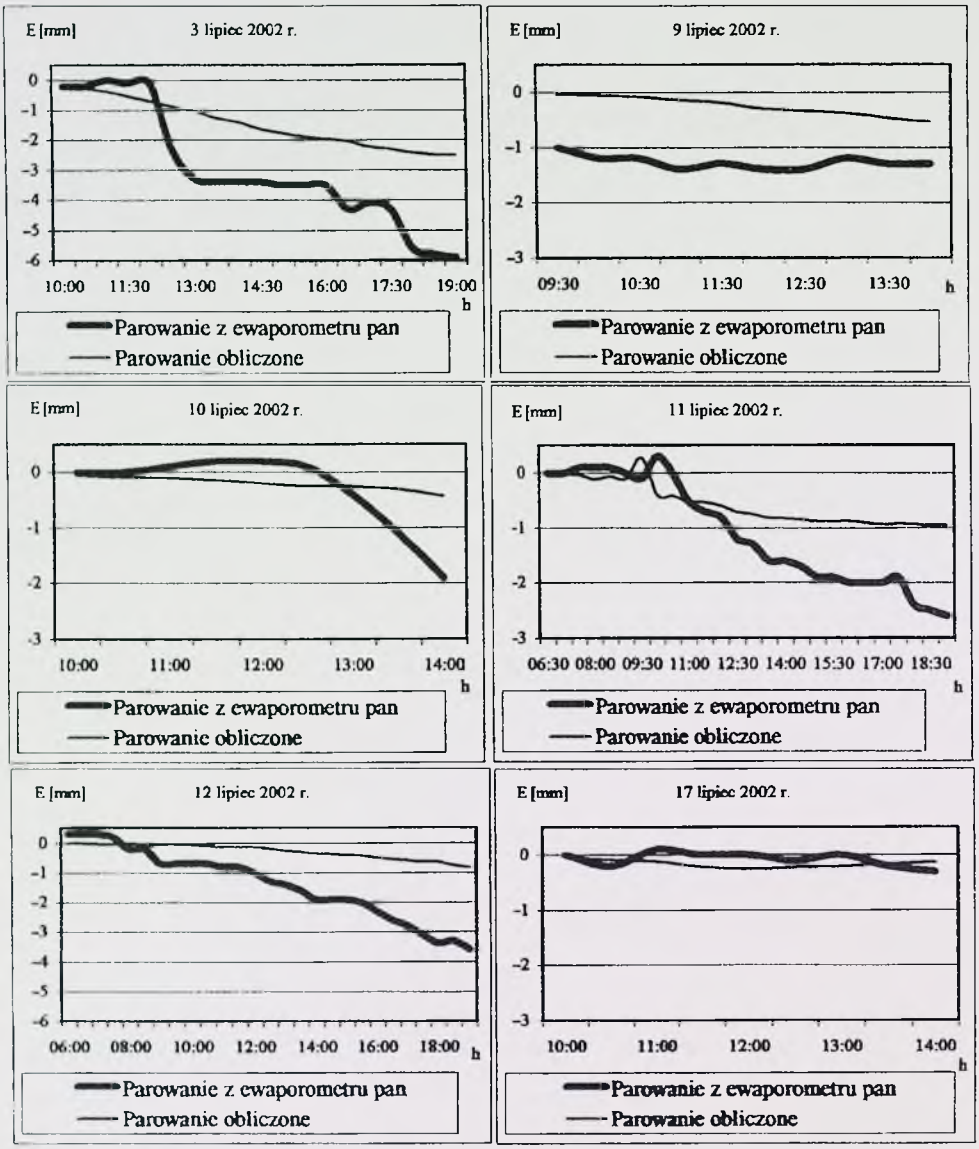
Na podstawie analizy przebiegu parowania obliczonego metodą aerodynamiczną i parowania zmierzonego za pomocą ewaporometru pan klasy „A" w wybranych dniach maja i lipca 2002 roku w Ursynowie można sformułować następujące spostrzeżenia i wnioski:

1. Znalezienie związków między parowaniem obliczonym i zmierzonym wymagało pogrupowania dni na dwa odrębne zbiory. Przyczyna takiej sytuacji oraz jakie jest kryterium przynależności poszczególnych dni do zbioru pierwszego lub drugiego, nie zostały jednoznacznie sformułowane. Analizowano takie elementy meteorologiczne, jak temperatura i wilgotność powietrza, prędkość wiatru, zachmurzenie, a także stany równowagi atmosfery i nie znaleziono istotnych różnic między przebiegiem tych warunków w dniach należących do zbioru pierwszego w stosunku do dni ze zbioru drugiego. Jedynym czynnikiem różnicującym oba zbiory jest to, że w przypadku pierwszej grupy



RYSUNEK 3. Przebieg parowania zmierzonego ewaporometrem pan klasy „A" i parowania obliczonego metodą aerodynamiczną w Ursynowie SGGW dla zbioru dni 1

FIGURE 3. Course of class „A" pan evaporation and evaporation calculated by the use aerodynamic approach in Ursynów WAU for days of group 1



RYSUNEK 4. Przebieg parowania zmierzonego ewaporometrem pan klasy „A" i parowania obliczonego metodą aerodynamiczną w Ursynowie SGGW dla dni ze zbioru 2

FIGURE 4. Course of class „A" pan evaporation and evaporation calculated by the use aerodynamic approach in Ursynów WAU for days of group 2

dzienne sumy parowania obliczonego przewyższają sumy parowania zmierzonego. W przypadku grupy drugiej jest odwrotnie. Zestawiając to spostrzeżenie z faktem, że do pierwszego zbioru należą dni z maja i pierwszej dekady lipca, a do zbioru drugiego – tylko dni z lipca, można przypuszczać, że takim czynnikiem różnicującym mogą być warunki termiczne, lub solarne. Nieco wyższa temperatura powietrza i temperatura powierzchni gruntu mogą być przyczyną ogrzewania przyrządu powodując wzrost wielkości parowania zmierzonego. Sprawdzenie tej tezy wymagałoby jednak przeprowadzenia odrębnej analizy.

2. Istnieje silny związek między sumami dziennymi parowania obliczonego i zmierzonego. W przypadku okresów krótszych (badano 30-minutowe sumy parowania) związek taki nie jest jednoznacznie określony. Dla dni z grupy pierwszej istnieje, dla dni z grupy drugiej – nie.
3. Porównanie wielkości i przebiegu parowania uzyskanego za pomocą dwóch różnych, niezależnych metod – bezpośrednią (ewaporometryczną) i pośrednią (aerodynamiczną) – jest jedną z form weryfikacji tych metod. Zadowalające wyniki, zawłaszcza w odniesieniu do dłuższego okresu (kilkugodzinnego), świadczą o przydatności obu metod w określaniu wielkości parowania w warunkach Ursynowa. Należy jednak wspomnieć, że pomiary prowadzone były w wybranych dniach, bezopadowych, z ustabilizowanymi warunkami pogodowymi.

Literatura

KĘDZIORA A. 1995: Podstawy Agrometeorologii. PWN, Warszawa.

OKE T.R. 1987: Boundary Layer Climates. Routledge, London & New York, ss. 435.

PASZYŃSKI J. i in. 1999: Wymiana energii między atmosferą a podłożem jako podstawa kartowania topoklimatycznego. Dokumentacja geograficzna nr 14 Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk. Materiały PAN, Warszawa, ss 127.

RUIMY A. i in. 1995: CO_2 Fluxes over Plant Canopies and Solar Radiation: A Review. Advances in Ecological Research No 26. Academic Press Ltd, New York.

STULL R.B. 1995: Meteorology Today for Scientists and Engineers. A Technical Companion Book. West Publishing Co, Minneapolis/St. Paul, ss. 385.

Summary

Analysis of evaporation calculated by the use aerodynamic approach method and evaporation of the class „A" pan evaporation on selected days in Ursynów. The paper presents relation between evaporation stated by two different and independent methods: calculated one on the basis of profile meteorological elements measurement and pan evaporation. The relationship between daily amounts of these kind of evaporation strong and for short period (i.e. 30 minute amounts) has two.

Authors' address:
Katarzyna Rozbicka, Tomasz Rozbicki
Warsaw Agricultural Univresity – SGGW
Department of Hydraulic Engineering
and Environmental Recultivation
ul. Nowoursynowska 166
02-787 Warszawa
Poland

Tomasz ROZBICKI, Katarzyna ROZBICKA
Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW
Zakład Meteorologii i Klimatologii
Department of Hydraulic Engineering and Environmental Recultivation WAU
Division of Meteorology and Climatology

Ocena przydatności wybranych równań opisujących sezonowy przebieg parowania w Ursynowie obliczonych różnymi metodami statystycznymi
The use evaluation of seasonal course evaporation equations in Ursynów calculated by the use selected statistical analysis methods

Wstęp

Funkcje matematyczne, statystyczne i fizyczne, opisujące przebieg dowolnego zjawiska czy elementu pogody, mają szerokie zastosowanie. Mogą służyć do różnego rodzaju opracowań klimatologicznych, agrometeorologicznych, umożliwiają uzupełnianie luk w danych pomiarowych, a także generowanie danych wyjściowych do modelowania meteorologicznego i klimatologicznego (np. zmian klimatu). Celem niniejszego opracowania jest znalezienie funkcji odzwierciedlającej sezonowy przebieg wielkości parowania w półroczu ciepłym na podstawie danych uzyskanych za pomocą ewaporometrów Piche'a i Wilda oraz analiza porównawcza uzyskanych równań.

Materiał i metoda

Materiał obliczeniowy pochodzi z codziennych pomiarów wielkości parowania z ewaporometrów Piche'a i Wilda. Pomiary wykonywano na stacji meteorologicznej Ursynów SGGW w półroczu ciepłym, to znaczy od początku kwietnia do końca września w dwudziestoleciu 1980–1999. Na podstawie dobowych wielkości parowania obliczono wartości średnie dobowe w pięciodniowych przedziałach czasowych (średnie dobowe w pentadach), a na ich podstawie – wartości średnie z wielolecia (Rozbicki i Rozbicka 2002). Zróżnicowany z roku na rok przebieg pogody, a więc także przebieg warunków wpływających na proces parowania powoduje, że średnie dwudziestoletnie wielkości obliczone na podstawie dobowych sum parowania mogłyby być obarczone dużą zmienno-

ścią, co utrudniałoby wstępną selekcję materiału badawczego. Z drugiej strony wydłużenie okresu uśredniania, np. do 10 dni, i analiza średnich dobowych wielkości parowania dekadowego znacznie zmniejszyłaby liczebność próby (do 18 wartości).

W celu dokładniejszego określenia przebiegu parowania, w przypadku ekstremalnych typów pogody, materiał obliczeniowy podzielono na trzy grupy: wszystkie dni obejmujące cały materiał badawczy i odzwierciedlające średni przebieg parowania, następnie dni pochmurne, ze średnim zachmurzeniem większym lub równym 8/10 oraz dni słoneczne ze średnim zachmurzeniem mniejszym lub równym 2/10. Obliczono 36 średnich dobowych wartości parowania w pentadzie odrębnie dla każdego z wymienionych trzech zbiorów danych i dla dwóch typów ewaporometrów – Piche'a i Wilda. Materiał obliczeniowy obejmuje zatem sześć zbiorów danych. W analizie statystycznej jako zmienną zależną przyjęto średnią dobową wielkość parowania w pentadzie, a jako zmienną niezależną – kolejny numer pentady (okresu pięciodniowego) od początku kwietnia.

W pierwszym przypadku podjęto próbę określenia równania sezonowego przebiegu parowania metodą analizy harmonicznej. Założono, że funkcja przebiegu wielkości parowania będzie miała postać:

$$y_t = \bar{y} + A \cdot \sin(\omega \cdot t + \theta) \qquad (1)$$

gdzie:
t – numer pentady,
y_t – średnie parowanie dobowe w pentadzie o numerze t,
$\bar{y}$ – średnia wartość parowania (utożsamiana z położeniem równowagi harmoniki),
A – amplituda harmoniki,
ω – prędkość kątowa, czyli pulsacja harmoniki,
θ – faza początkowa ruchu harmonicznego.

Poszczególne parametry równania można obliczyć z następujących wzorów (za Smolikiem 2001):

$$\bar{y} = \frac{1}{T} \cdot \sum_{t=1}^{t=T} y_t \qquad (2)$$

gdzie
T – okres zmienności.

$$\omega = \frac{2 \cdot \pi}{T} = 2 \cdot \pi \cdot f \text{, dla } f = \frac{1}{T} \qquad (3)$$

gdzie
f – częstotliwość.

$$\theta = arctg\left[\frac{\sum_{t=T}^{t=T}(y_t \cdot \cos(\omega \cdot t))}{\sum_{t=1}^{t=n}(y_t \cdot \sin(\omega \cdot t))}\right] \qquad (4)$$

$$A = \frac{2}{n} \cdot \left[\cos\theta \cdot \sum_{t=1}^{t=T}(y_t \cdot \sin(\omega \cdot t)) + \sin\theta \cdot \sum_{t=1}^{t=T}(y_t \cdot \cos(\omega \cdot t))\right] \qquad (5)$$

W przypadku analizy pojedynczego widma Fouriera funkcja sezonowego przebiegu wielkości parowania będzie przyjmować postać:

$$y_t = \bar{y} + \sum_k (\{a_k \cdot \cos[2 \cdot \pi \cdot f_k \cdot (t-1)] \cdot H_k\} + \{b_k \cdot \sin[2 \cdot \pi \cdot f_k \cdot (t-1)] \cdot H_k\}) \quad (6)$$

gdzie:
a_k – współczynnik przy funkcji cosinus,
b_k – współczynnik przy funkcji sinus,
H_k – wartość wagi Hamminga.

Oznaczenia pozostałych parametrów jak wyżej.

Przy wyznaczeniu parametrów funkcji posłużono się pakietem programu „Statistica" (Conrad i Pollack 1950 za Banaszkiewicz 2001).

W przypadku trzeciej metody założono, że funkcja będzie miała postać wielomianu n-tego stopnia:

$$y_t = a_o + a_1 \cdot t + a_2 \cdot t^2 + ... + a_n \cdot t^n \quad (7)$$

gdzie:
a_o – wyraz wolny wielomianu,
$a_1, a_2, ..., a_n$ – współczynniki wielomianu.

Oznaczenia pozostałych parametrów jak wyżej.

Aby dobór parametrów był najbardziej obiektywny, zaniechano wstępnej oceny stopnia wielomianu (np. wykorzystując wartości średnie konsekutywne). Postać wielomianu, jego stopień, wyraz wolny i współczynniki wyznaczono metodą analizy regresji wielokrotnej krokowej. Metoda ta pozwoliła na przebadanie wielu postaci funkcji i wybór takiej, która najlepiej opisuje przebieg badanego zjawiska. W przypadku gdy uzyskane równanie dobrze odzwierciedlało przebieg parowania tylko w jednej części sezonu (np. w pierwszej połowie), wykonano dodatkową analizę i określono inną funkcję, lepiej dopasowaną do rzeczywistego przebiegu w drugiej części sezonu.

Wyniki

Dla wartości 36, która jest liczebnością zbioru danych średnich dobowych sum parowania w pentadzie i przyjęciu tej wartości jako okres $T = 36$, parametry funkcji harmonicznej (wzór 1) przyjmują wartości odpowiednio:

$f = 0{,}027(7)$

$$\omega = \frac{\pi}{18}$$

Pozostałe parametry $\bar{y}$, θ i A dla wszystkich sześciu rozpatrywanych zbiorów danych: dla ewaporometru Piche'a – wszystkich dni, dni pochmurnych i dni słonecznych oraz dla ewaporometru Wilda – wszystkich dni, dni pochmurnych i dni słonecznych zamieszczono w tabeli 1.

Wyniki analizy widmowej parowania dla wszystkich rozpatrywanych zbiorów zostały zawarte w tabeli 2. Zastosowane wagi Hamminga powodują, że równanie opisujące przebieg parowania zawiera parametry w zasadzie dla pełnego okresu $T = 36$ oraz dla okresu 18 i 12.

Współczynniki równań wielomianów obrazujących przebieg parowania w półroczu ciepłym zestawiono w tabeli 3. Jedynie w dwóch przypadkach, ewaporometru Piche'a dla dni pochmurnych i ewaporometru Wilda dla dni słonecznych, przebieg został opisany jedną funkcją. W pozostałych przypadkach model przebiegu parowania jest kombinacją dwóch wielomianów.

TABELA 1. Parametry równań regresji harmonicznej przebiegu średniej dobowej wielkości parowania w pentadach z ewaporometru Piche'a i Wilda
TABLE 1. Coefficients of harmonical regression equations for mean daily Piche and Wild evaporation of five-day periods

Parowanie/Evaporation	$E_{śr}$	A	θ
Parowanie z ewaporometru Piche'a – wszystkie dni Piche evaporation – all days	2,65	0,425	–1,445
Parowanie z ewaporometru Piche'a – dni pochmurne Piche evaporation – cloudy days	1,81	–0,200	–1,400
Parowanie z ewaporometru Piche'a – dni słoneczne Piche evaporation – sunny days	3,91	0,666	–0,986
Parowanie z ewaporometru Wilda – wszystkie dni Wild evaporation – all days	2,77	–0,661	1,399
Parowanie z ewaporometru Wilda – dni pochmurne Piche evaporation – cloudy days	1,87	–0,339	1,253
Parowanie z ewaporometru Wilda – dni słoneczne Wild evaporation – sunny days	4,06	0,798	–1,436

Objaśnienia/Explanations:
$E_{śr}$ – średnia wartość parowania/average value of evaporation,
A – amplituda/amplitude,
θ – faza początkowa/starting phase.

TABELA 2. Wyniki analizy widmowej średniej dobowej wielkości parowania w pentadach z ewaporometru Piche'a i Wilda
TABLE 2. Spectral analysis results for mean daily Piche and Wild evaporation of five-day periods

Parowanie/Evaporation	f	T	a_k	b_k	H_k
Parowanie z ewaporometru Piche'a – wszystkie dni Piche evaporation – all days	0		0	0	0,036
	0,02778	36	–0,4199	–0,0321	0,241
	0,05556	18	–0,2143	0,1866	0,446
	0,08333	12	–0,1208	0,0471	0,241
	0,11111	9	0,1009	–0,0003	0,036
Parowanie z ewaporometru Piche'a – dni pochmurne Piche evaporation – cloudy days	0		0	0	0,036
	0,02778	36	–0,2067	–0,0748	0,241
	0,05556	18	–0,0278	0,1276	0,446
	0,08333	12	–0,0242	0,1158	0,241
	0,11111	9	0,0646	–0,0424	0,036
Parowanie z ewaporometru Piche'a – dni słoneczne Piche evaporation – sunny days	0		0	0	0,036
	0,02778	36	–0,5293	–0,0742	0,241
	0,05556	18	–0,2411	0,3035	0,446
	0,08333	12	–0,0237	0,1562	0,241
	0,11111	9	–0,0020	–0,0908	0,036
Parowanie z ewaporometru Wilda – wszystkie dni Wild evaporation – all days	0		0	0	0,036
	0,02778	36	–0,6638	–0,0333	0,241
	0,05556	18	–0,2836	0,2158	0,446
	0,08333	12	0,0174	0,0574	0,241
	0,11111	9	0,0253	–0,0407	0,036

cd. tabeli 2

Parowanie/Evaporation	f	T	a_k	b_k	H_k
Parowanie z ewaporometru Wilda – dni pochmurne Piche evaporation – cloudy days	0		0	0	0,036
	0,02778	36	–0,3401	–0,0971	0,241
	0,05556	18	–0,0622	0,1738	0,446
	0,08333	12	–0,0265	0,0545	0,241
	0,11111	9	0,0781	0,0979	0,036
Parowanie z ewaporometru Wilda – dni słoneczne Wild evaporation – sunny days	0		0	0	0,036
	0,02778	36	–0,7865	–0,0551	0,241
	0,05556	18	–0,3022	0,1251	0,446
	0,08333	12	0,1295	0,0965	0,241
	0,11111	9	–0,1313	–0,1425	0,036

Objaśnienia/Explanations:
f – częstotliwość/frequency,
T – okres/period,
a_k – współczynnik przy cos/cosine coefficient,
b_k – współczynnik przy sin/sine coefficient,
H_k – wagi Hamminga/Hamming window values.

TABELA 3. Współczynniki wielomianu opisującego przebieg średniej dobowej wielkości parowania w pentadach z ewaporometru Piche'a i Wilda
TABLE 3. Coefficients of the polynomial equations for mean daily Piche and Wild evaporation of five-day periods course

Parowanie/Evaporation	Okres Period	t	a_0	$a_1 \cdot 10^{-1}$	$a_2 \cdot 10^{-2}$	$a_3 \cdot 10^{-3}$	$a_4 \cdot 10^{-4}$	$a_5 \cdot 10^{-5}$	$a_6 \cdot 10^{-6}$
Parowanie z ewaporometru Piche'a – wszystkie dni Piche evaporation – all days	1–26	x	1,82	2,35	0	–3,22	2,68	–0,82	0,09
	27–36	$(37 - x)$	1,59	0	3,82	–3,69	1,27	–0,15	0
Parowanie z ewaporometru Piche'a – dni pochmurne Piche evaporation – cloudy days	1–36	x	1,41	2,56	–4,71	3,46	–1,06	0,11	0
Parowanie z ewaporometru Piche'a – dni słoneczne Piche evaporation – sunny days	1–15	x	3,47	2,72	0	–4,80	4,19	–1,30	0,14
	16–36	$(37 - x)$	2,03	0	5,63	–5,27	1,79	–0,21	0
Parowanie z ewaporometru Wilda – wszystkie dni Wild evaporation – all days	1–17	x	1,78	0	6,50	–9,70	5,88	–1,60	0,16
	18–36	$(37 - x)$	2,26	–6,32	20,6	–21,2	9,95	–2,20	0,18
Parowanie z ewaporometru Wilda – dni pochmurne Wild evaporation – cloudy days	1–21	x	1,36	2,32	–3,98	2,64	–0,63	0	0,01
	22–36	$(37 - x)$	1,11	0	2,80	–2,31	0,56	0	–0,01
Parowanie z ewaporometru Wilda – dni słoneczne Wild evaporation – sunny days	1–36	x	3,49	0,75	0	0	–0,03	0	0

Objaśnienia/Explanations:
x lub $(37 - x)$ – postać zmiennej niezależnej w równaniu/independent variable in polynomial equation,
a_0 – wyraz wolny wielomianu/interception of polynomial equation,
$a_1, a_2, \ldots, a_6$ – współczynniki wielomianu przy potęgach 1, 2,..., 6/polynomial coefficients for powers 1, 2,..., 6.

W celu zobrazowania przebiegu parowania i oceny dopasowania poszczególnych równań, które zostały opracowane różnymi metodami statystycznymi, do rzeczywistego przebiegu parowania w Ursynowie w półroczu ciepłym, na zbiorczym rysunku 1 przedstawiono wykresy tych równań, a w tabeli 4 zestawiono wartości współczynników korelacji uzyskanych równań. Krzywe na rysunku 1 zostały pogrupowane w ten sposób, że na jednym rysunku (dla jednego zbioru danych) razem z rzeczywistymi wielkościami średniego parowania dobowego w pentadach, przedstawiono wszystkie trzy wykresy funkcji (uzyskanych w wyniku trzech rozpatrywanych metod obliczeniowych: analizy harmonicznej, analizy Fouriera oraz analizy wielomianowej).

Podsumowanie

1. Analiza wykresów funkcji zestawionych na rysunku zbiorczym oraz porównanie współczynników korelacji równań uzyskanych trzema różnymi metodami pozwala na stwierdzenie, że równaniem najlepiej odzwierciedlającym rzeczywisty przebieg parowania w Ursynowie jest wielomian. Widoczne jest to szczególnie w pierwszych i końcowych pentadach rozpatrywanego okresu, w których krzywa przebiegu parowania obliczonego jest najlepiej dopasowana do rzeczywistego przebiegu parowania.
2. Krzywe przebiegu parowania wyznaczone metodą analizy widmowej Fouriera i analizy wielomianowej mają podobny kształt w prawie wszystkich przypadkach. Od pierwszej pentady wartości parowania wzrastają, następnie obserwuje się niewielki, okresowy spadek wartości. Zjawisko to można wytłumaczyć osobliwościami rocznego przebiegu temperatury powietrza w Polsce. W końcu kwietnia i na początku maja występuje u nas często napływ arktycznego chłodnego powietrza wywołujący spadek temperatury. Podobne ochłodzenie może wystąpić także w pierwszych dniach czerwca. W pentadach następnych wartości parowania rosną, a potem maleją – aż do końca września. Kształt krzywej uzyskany na podstawie analizy harmonicznej jest regularny, w tym przypadku nie zaznacza się okresowe obniżenie wartości parowania.

Literatura

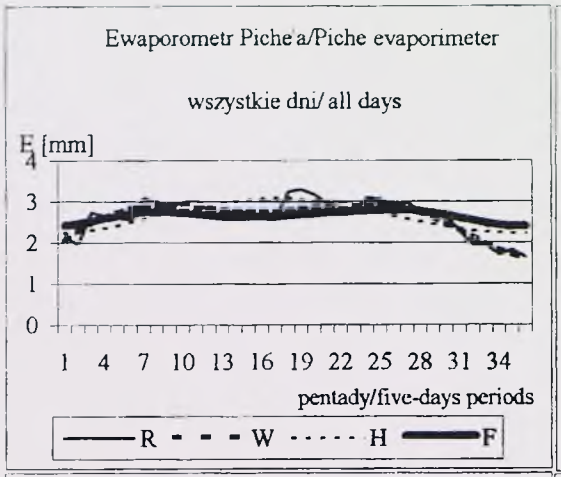
BANASZKIEWICZ B. 2001: Zmienność temperatury powietrza i opadów atmosferycznych i jej wpływ na plonowanie ziemniaków późnych w Polsce północnej. Część II. *Przeg. Nauk. Wydz. Inż. i Kształtow. Środ.*, z. 21. Wydaw. SGGW, Warszawa, s. 31–34.

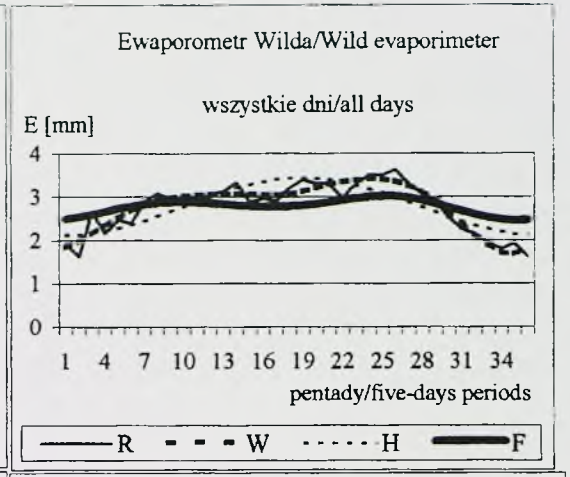
CONRAD V., POLLACK L. W. 1950: Methods in climatology. Harvard University Press. Cambridge, Massachusets.

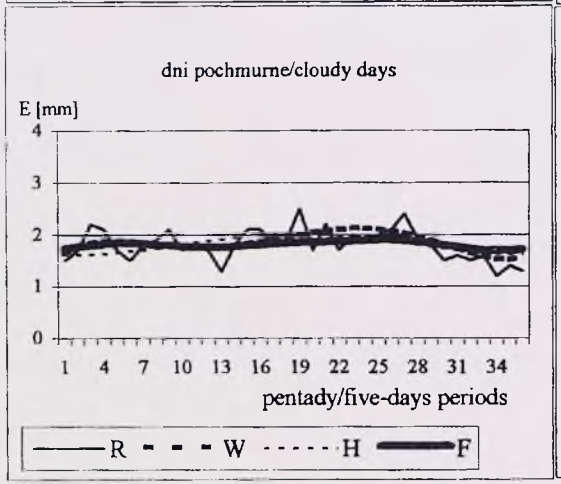
ŁYKOWSKI B., ROZBICKI T. 1994a: Porównanie parowania ewaporometrów Piche'a i Wilda z ewaporometrem pan klasy „A". *Przegl. Nauk. Wydz. MiłŚ.*, z. 5. Warszawa. Wydaw. SGGW.

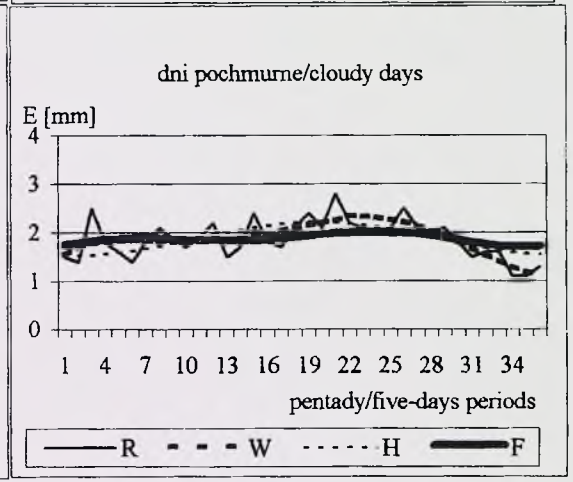
ŁYKOWSKI B., ROZBICKI T. 1994b: Związek między wskazaniami ewaporometru Piche'a a warunkami meteorologicznymi. *Przegl. Nauk. Wydz. MiłŚ.*, z. 5. Warszawa. Wydaw. SGGW.

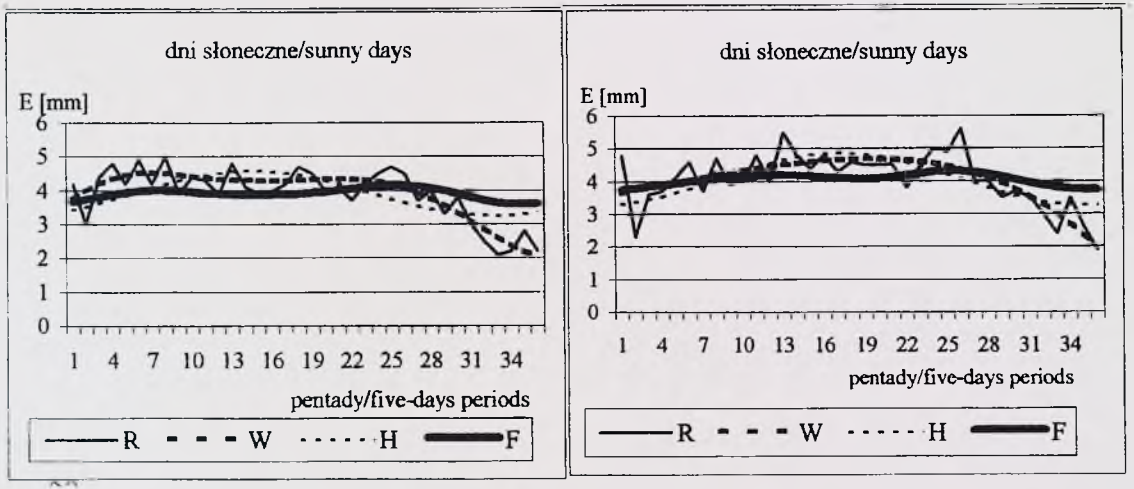
ROZBICKI T., ROZBICKA K. 2002: Modele sezonowego przebiegu parowania na stacji meteorologicznej Ursynów SGGW. Woda – Środowisko – Obszary Wiejskie. T. 2, z. 1(4). Wydaw. IMUZ. Falenty, s. 187–195.


Ewaporometr Piche a/Piche evaporimeter
wszystkie dni/ all days
E [mm]
4
3
2
1
0
1 4 7 10 13 16 19 22 25 28 31 34
pentady/five-days periods
R W H F


Ewaporometr Wilda/Wild evaporimeter
wszystkie dni/all days
E [mm]
4
3
2
1
0
1 4 7 10 13 16 19 22 25 28 31 34
pentady/five-days periods
R W H F


dni pochmurne/cloudy days
E [mm]
4
3
2
1
0
1 4 7 10 13 16 19 22 25 28 31 34
pentady/five-days periods
R W H F


dni pochmurne/cloudy days
E [mm]
4
3
2
1
0
1 4 7 10 13 16 19 22 25 28 31 34
pentady/five-days periods
R W H F



gdzie:/where:

R – Wartości rzeczywiste parowania/real values of evaporation, W – przebieg parowania uzyskany na podstawie wielomianu/course of evaporation stated on the bafis polynomial analysis, H – przebieg parowania uzyskany na podstawie analizy harmonicznej/course of evaporation stated on the bafis harmonical analysis, F – przebieg parowania uzyskany na podstawie analizy Fouriera/course of evaporation stated on the bafis Fourier analysis.

RYSUNEK 1. Wykresy funkcji przebiegu parowania z ewaporometru Piche'a i Wilda obliczonych różnymi metodami dla Ursynowa SGGW
FIGURE 1. Chart of functions Course for Piche and Wild evaporation calculated by the use different methods for Ursynów WAU

TABELA 4. Zestawienie wartości współczynników korelacji równań regresji uzyskanych trzema rozpatrywanymi metodami
TABLE 4. Correlation coefficients of the regressions equations worked out three considered methods

Parowanie Evaporation	AH HA	SF FS	W / P	
			x	$37 - x$
Parowanie z ewaporometru Piche'a, wszystkie dni Piche evaporation, all days	0,69	0,62	0,89	0,88
Parowanie z ewaporometru Piche'a, dni pochmurne Piche evaporation, cloudy days	0,47	0,47	0,62	
Parowanie z ewaporometru Piche'a, dni słoneczne Piche evaporation, sunny days	0,61	0,48	0,85	0,84
Parowanie z ewaporometru Wilda, wszystkie dni Wild evaporation, all days	0,83	0,66	0,94	0,91
Parowanie z ewaporometru Wilda, dni pochmurne Piche evaporation, cloudy days	0,61	0,51	0,76	
Parowanie z ewaporometru Wilda, dni słoneczne Wild evaporation, sunny days	0,67	0,495	0,70	0,71

Objaśnienia/Explanations:
AH/HA – analiza harmoniczna/harmonical analysis,
SF/FS – analiza spektralna Fouriera/fourier spectral analysis,
W/P – analiza wielomianowa/polynomial analysis.

RÓŻDŻYŃSKI K. 1996: Miernictwo meteorologiczne. T. 2. Wydaw. IMGW, Warszawa.
SMOLIK S. 2001: Związki statystyczne między podstawowymi czynnikami ekologicznymi. Ref. wygł. na XXIX Ogólnopolskim Zjeździe Agrometeorologów w Warszawie. Maszynopis.

Summary

The use evaluation of seasonal course evaporation equationsin Ursynów calculated by the use selected statistical analysis methods. The study was aimed to compare the suitability of selected statistical methods for estimation of the equations describe seasonal course of evaporation in Ursynów. Three method was considered: harmonical regression, Fourier spectral analysis and polynomial regression. Chart of the functions analysis and correlation coefficients comparision shows the best fitting for polynomial equations.

Authors' address:
Tomasz Rozbicki, Katarzyna Rozbicka
Warsaw Agricultural University – SGGW
Department of Hydraulic Engineering
and Environmental Recultivation
ul. Nowoursynowska 166
02-787 Warszawa
Poland

Anna CZERSKA, Kazimierz GARBULEWSKI
Katedra Geoinżynierii SGGW
Department of Geotechnical Engineering WAU

Odpady z opon – właściwości, metody zagospodarowania, zagrożenia dla środowiska
Waste tyre material – characterization, management, environmental hazard

Wprowadzenie

Zużyte opony pojazdów są odpadami, których ilość gwałtownie rośnie, zarówno w krajach Unii Europejskiej (UE), np. w Zjednoczonym Królestwie rocznie przybywa 25 milionów opon samochodów osobowych i 3 miliony opon samochodów ciężarowych (Al-Tabbaa i Aravinthan 1997), jak i w USA, gdzie co roku powstaje ponad 200 mln (2,1 mln t) opon samochodów osobowych i 40 mln (1,9 mln t) samochodów ciężarowych (Epps 1994). Odpady zużytych opon, ze względu zarówno na olbrzymią masę, jak i właściwości odbiegające od przeciętnych, wymagają specjalnego potraktowania, jeżeli chodzi o ich zagospodarowanie i/lub powtórne wykorzystanie. Wyrazem uznania zagospodarowania odpadów z opon za priorytetowe zadanie w UE jest Rozporządzenie 99/31/EU z 1999 roku, w którym zaleca się podjęcie środków w celu niedopuszczenia na składowiska całych opon z wyłączeniem opon stosowanych jako materiał do robót inżynierskich (np. drogowych). W związku z tym istnieje pilna potrzeba opracowania strategii zagospodarowania zużytych opon samochodowych i innych, które stanowią potencjalne źródło zanieczyszczenia środowiska i zagrożenie dla zdrowia ludzi.

W początkowej części artykułu przedstawiono konstrukcję opon i właściwości materiałów stosowanych do ich produkcji oraz dane statystyczne o ilości zużytych opon w Polsce na tle sytuacji w krajach UE i w USA. Dalsza część artykułu zawiera informacje o dotychczasowych metodach zagospodarowania opon, w tym o wykorzystaniu opon do wzmacniania gruntów i wykorzystania ich jako materiał budowlany (np. mieszanki oponowo-gruntowe). W tej części podano również wyniki badań mieszanki opon i skały płonnej, które wykonano w 2002 roku w Katedrze Geoinżynierii SGGW (Czerska 2002). Końcowa część artykułu poświęcona jest ocenie wpływu opon całych i rozdrobnionych na środowisko wodno-gruntowe.

Ilość i właściwości zużytych opon

Na świecie rocznie wycofywanych jest z użycia około miliarda opon; w 1998 roku liczba ta wynosiła, zależnie od źródła informacji, od 750 mln do 1 mld sztuk, czyli od 6 do 10 mln ton, w tym około 550 mln (5,7 mln ton) tylko w Europie i USA. W krajach UE w 1990 roku wycofano około 2 mln ton opon (Skalmowski 2002), a w 2000 roku ponad 2,5 mln ton (Pyskło i Parasiewicz 2001). Masa zużytych opon przypadająca na 1000 mieszkańców w krajach UE jest wyższa niż w Polsce (tab. 1) – np. w Niemczech wynosi około 7 ton, podczas gdy w Polsce około 4 ton. Według Instytutu Przemysłu Gumowego w 2000 roku wycofano w Polsce 150 tys. ton zużytych opon (Pyskło i Parasiewicz 2001).

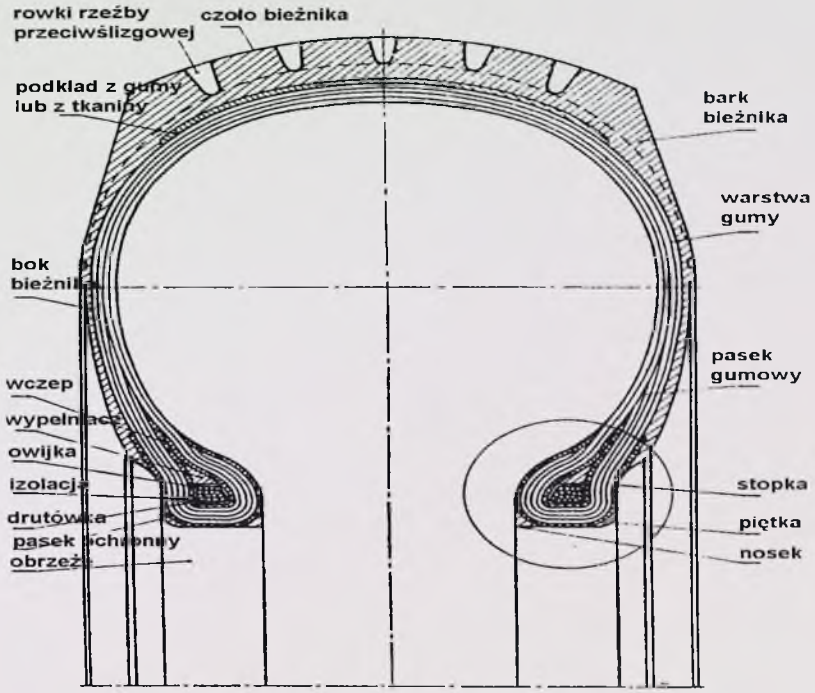
Opona składa się z bieżnika, osnowy, boku, stopki i opasania (rys. 1). Najważniejszą, decydującą o wytrzymałości częścią opony jest osnowa, wykonywana dawniej z kordu bawełnianego, natomiast obecnie wiskozowego, poliamidowego, poliestrowego lub stalowego. Między warstwami osnowy i bieżnikiem znajduje się guma, którą jest naturalny lub sztuczny, wulkanizowany kauczuk – *cis*-poliizopren lub *cis*-polibutadien (Garga i O'Shaughnessy 2000). W skład kauczuku wchodzą ponadto żywice, białka, węglowodory i sole nieorganiczne. Typowy skład chemiczny gumy w oponach podano w tabeli 2.

Według Skalmowskiego (2002) opony zawierają 1,3–2,2% S i około 0,2% Cl, a także następujące ilości metali ciężkich: Cd – 8 mg/kg, Pb – 70 mg/kg, Zn – 16 000 mg/kg, Cr – 97 ppm, Ni – 77 ppm.

TABELA 1. Ilość opon zużytych w 2000 roku w UE, Polsce i na Węgrzech (Pyskło i Parasiewicz 2001)
TABLE 1. Amount of tires generated in EU, Poland and Hungary in 2000 (Pyskło and Parasiewicz 2001)

Kraj Country	Ilość zużytych opon [tony] Amount of used tires [tons]	Ilość zużytych opon na 1000 mieszkańców [t] Amount of used tires per 1000 inhabitants [t]
Szwecja	60 000	6,7
Niemcy	587 000	7,2
Finlandia	33 000	6,4
UK*	435 000	7,4
Włochy	378 000	6,6
Francja	405 000	6,9
Hiszpania	265 000	6,7
Portugalia*	52 000	5,2
Belgia**	70 000	6,9
Grecja	60 000	5,6
Dania**	38 500	7,2
Austria**	41 000	5,0
Irlandia**	7 640	2,0
Luksemburg**	2 000	4,6
Polska	150 000	3,9
Węgry*	50 000	5,0

* Dane z 1999 roku. ** Dane z 1998 roku.



RYSUNEK 1. Przekrój opony i jej części składowe (Rodzynkiewicz-Rudzińska 1973)
FIGURE 1. Cross-section and main parts of typical tyre (Rodzynkiewicz-Rudzińska 1973)

TABELA 2. Skład chemiczny gumy w oponie (Garga i O'Shaughnessy 2000)
TABLE 2. Chemical constitution of tyre rubber (Garga and O'Shaughnessy 2000)

Związek chemiczny Componds	Masa [kg] Mass [kg]	Masa [%] Mass [%]
Polimer gumowy (SBR)	6,09	62,1
Sadza	3,04	31
Rozcieńczalnik	0,19	1,9
Tlenek cynku	0,19	1,9
Kwas stearynowy	0,12	1,2
Siarka	0,11	1,1
Katalizator	0,07	0,7
Suma/Total	9,81	9,99

W zależności od rozmiaru i przeznaczenia opony różnią się wyglądem, konstrukcją i masą. Masa opon samochodów osobowych wynosi 6,5–9,0 kg, samochodów półciężarowych – 11 kg, ciężarowych – 50 kg, a pojazdów rolniczych – około 100 kg (Technical guidelines... 1999, Shulman 1998). Opona zużyta jest zwykle o 10% lżejsza od nowej. Opony charakteryzuje wysoka wartość opałowa, rzędu 32–36 MJ/kg (tab. 3). Tona opon pod względem wartości opałowej równoważy tonę dobrej jakości węgla lub 0,7 tony oleju opałowego (Technical guidelines... 1999).

TABELA 3. Porównanie wartości energetycznej opon i klasycznych paliw (Technical guidelines... 1999)
TABLE 3. Comparison of thermal values for tyres and classical fuels (Technical guidelines... 1999)

Paliwo Fuel	Wartość energetyczna, około Thermal values (app.)	
Gaz (naturalny)/Gas (natural)	1,000 BTU**/ft^3	(37 kJ/dm^3)
TDF (Tire Derived Fuel*)	15,500 BTU/lb	(36 MJ/kg)
Węgiel podbitumiczny/Subbituminous coal	10,500 BTU/lb	(24 MJ/kg)
Węgiel bitumiczny/Bituminous coal	12,700 BTU/lb	(29 MJ/kg)
Drewno (mokre)/Wood (wet)	4,375 BTU/lb	(10 MJ/kg)

*z ang. paliwo otrzymane z opon.
**BTU – ang. British Thermal Unit (brytyjska jednostka cieplna; 1 BTU ≈ 1,05506 MJ).

Według Skalmowskiego (2002) opony nie ulegają rozkładowi przez blisko 100 lat. Dane z „The Economist" (1990) potwierdzają tę opinię, podając, że rozkład opon trwa ponad 80 lat.

Metody zagospodarowania

Konwencja bazylejska zaleca dostosowanie metod zagospodarowania wycofanych z użytku opon do ich rodzaju. W tym celu opony zostały podzielone na „używane nadające się do dalszej eksploatacji" i „używane nadające się do dalszej eksploatacji po bieżnikowaniu" (tzw. part-worn tyres) oraz na całkowicie zużyte (tzw. end-of-life tyres), nie nadające się do bieżnikowania. Opony „częściowo zużyte" w Unii Europejskiej w 1997 roku stanowiły około 11% wszystkich wycofanych opon, w tym około 7% były to opony odsprzedane do dalszej eksploatacji, a około 4% do innych zastosowań, np. bieżnikowania (Shulman 1998).

Jedynie opony całkowicie zużyte są odpadem (zarówno w rozumieniu konwencji, jak i nowego katalogu odpadów UE) i jako takie podlegają przepisom dotyczącym zagospodarowania odpadów. Do metod zagospodarowania odpadów z opon zaliczamy:

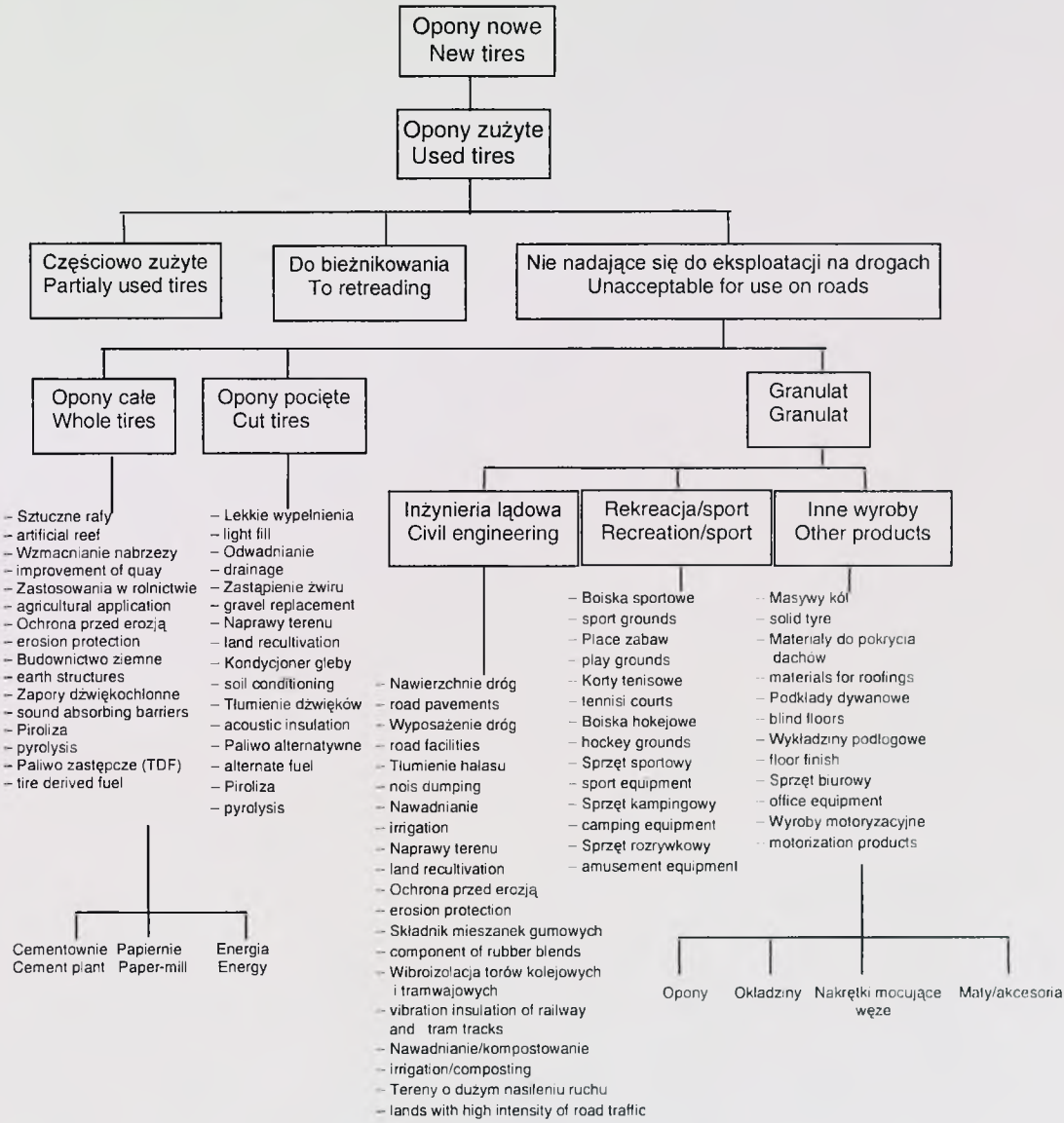
- recykling produktowy,
- recykling materiałowy,
- recykling energetyczny,
- składowanie.

Polityka Unii Europejskiej zmierza do stosowania w większym stopniu recyklingu materiałowego niż energetycznego. Składowane powinny być wyłącznie odpady, których nie udało się zagospodarować w inny sposób, co zaleca zarówno prawodawstwo UE, jak i polskie. Kierunki wykorzystania zużytych opon przedstawiono na rysunku 2.

Recykling produktowy

Recykling produktowy zakłada ponowne wykorzystanie odpadu, bez zmiany jego składu jakościowego. W przypadku zużytych opon oznacza to powtórne wykorzystanie całych opon albo opon rozdrobnionych. Opony całe lub pocięte znajdują zastosowanie w budownictwie wodnym, lądowym i inżynierii środowiska (Pisarczyk i in. 2001, Technical guidelines... 1999) do:

- zabezpieczania zboczy i wybrzeży przed erozją, nabrzeży w portach, skarp na składowiskach odpadów komunalnych,



RYSUNEK 2. Kierunki wykorzystania zużytych opon w krajach UE (Shulman 1998)
FIGURE 2. Applications of used tyres in EU (Shulman 1998)

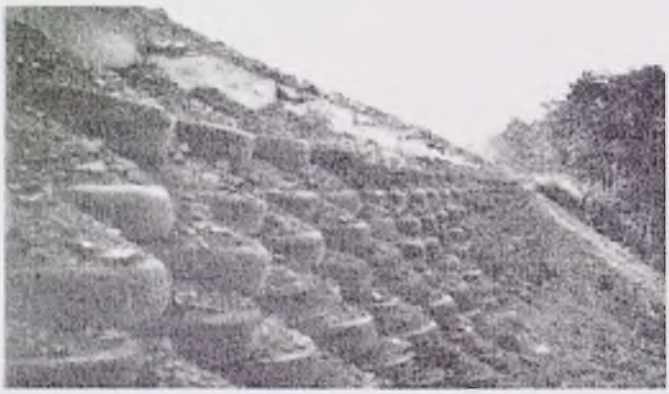
- budowy ścian oporowych i falochronów,
- zbrojenia skarp nasypów i ścian oporowych (np. przyczółków mostowych), do zbrojenia podbudów drogowych i nasypów wykonywanych na słabonośnych podłożach, do budowy tymczasowych dróg do przejazdu ciężkiego sprzętu,
- izolacji cieplnej i akustycznej, np. do budowy osłon dźwiękochłonnych wzdłuż tras komunikacyjnych,
- budowy sztucznych raf, stanowiących schronienie wielu morskich organizmów,
- wytworzenia mat, podkładek hamulcowych, akcesorii ubraniowych i innych artykułów,
- budowy lekkich i elastycznych zbiorników, np. w systemach nawadniających.

Przykładem recyklingu produktowego jest opracowana we Francji metoda konstrukcji budowli ziemnych z gruntu wzmocnionego oponami, zwana Pneusol (zarejestrowany znak firmowy) (Long i in. 1990). Pneusol (por. podrozdz. „Wzmacnianie gruntów") wykorzystuje całe lub pocięte opony pojazdów samochodowych i ciężarowych w budowie skarp nasypów lub wykopów. Opony mogą być ze sobą łączone za pomocą sznurów, taśm, metalowych części, metalowych haków itp. (rys. 3).

W Unii Europejskiej w 1997 roku około 12% wycofanych z użytku opon poddano recyklingowi – 6% produktowemu i 6% materiałowemu. Liczba ta zwiększyła się dwukrotnie w ciągu ostatnich pięciu lat (Shulman 1998).

Recykling materiałowy

Recykling materiałowy zakłada rozdzielenie (przynajmniej częściowe) materiału na poszczególne składniki. W związku z tym, materiał po rozdzieleniu może mieć różny od wyjściowego skład chemiczny. Podstawowym procesem, który umożliwia rozdzielenie składników opon jest rozdrabnianie. Wyroby gumowe poddaje się również działaniu wysokiej temperatury, czynników chemicznych i mechanicznych. Guma na skutek destrukcji wiązań polisiarczkowych, monosiarczkowych i polimerów, ulega przekształceniu



RYSUNEK 3. Ściana oporowa wykonana techniką Pneusol (Long 1990)
FIGURE 3. Pneusol wall (Long 1990)

w materiał kauczukopodobny, zwany regeneratem.

Do metod powszechnie stosowanych do rozdrabniania opon zaliczamy (Landra 1997, Skalmowski 2002):

- metodę mechaniczną – rozdrabnianie za pomocą młynów, walcarek, dezintegratorów nożowych,
- metodę kriogeniczną – rozdrabnianie z użyciem ciekłego azotu w temperaturze poniżej – 195,8°C (temperatura tzw. zeszklenia gumy),
- metodę Bestorffa – stanowiącą odmianę rozdrabniania mechanicznego.

Nazwy dla różnych wielkości cząstek rozdrobnionych opon podał Komitet Normalizacyjny Europejskiego Stowarzyszenia Recyklingu (ETRA[1]) – wymieniono je w tabeli 4. Zastosowanie ścinek, grysu, granulatu i miału gumowego zestawiono w tabeli 5.

Regenerat może być składnikiem wielu produktów wytwarzanych z gumy (Baran i Turski 1999): opon trakcyjnych, dywaników samochodowych, wykładzin podłogowych w oborach bezściółkowych, płyt izolacyjnych dla budownictwa, artykułów sanitarnych, odbojników, amortyzatorów i obuwia gumowego. Produkcja regeneratu w Polsce utrzymuje się na poziomie kilku procent – w 1992 roku wynosiła 1%, w 1996 roku 4% (Skalmowski 2002). Największe zapotrzebowanie dotyczy regeneratu butylowego (Pyskło i Parasiewicz 2001).

Recykling energetyczny

Energię z opon uzyskuje się w wyniku spalania lub pirolizy, która oznacza rozkład termiczny związku bez lub przy ograniczonym dostępie tlenu. Opony można spalać, uważając je jako alternatywny rodzaj paliwa, które nazwano TDF (ang. Tire Derived Fuel), czyli paliwo otrzymywane z opon. Paliwa z opon używa się głównie w cementowniach, ale także w papierniach, elektrowniach, kotłach energetycznych oraz spalarniach służących do wytwarzania energii z odpadów (Lewandowski 2000). Całe opony stanowią trudny materiał do spalenia z powodu swojej dużej wartości energetycznej i zawartości niepalnej sadzy. Utylizacja termiczna z wykorzystaniem energii jest popularną metodą zagospodarowania opon w Stanach Zjednoczonych i w krajach skandynawskich. Ogólny procent zużytych opon poddawanych utylizacji termicznej w UE w 1997 roku wyniósł 15% (Shulman 1998).

Składowanie

Składowanie jest najtańszą metodą zagospodarowania odpadów, w tym również odpadów z opon, przy czym należy zdawać sobie sprawę, że jest to metoda uciążliwa i niebezpieczna dla środowiska, o czym świadczą następujące czynniki (Skalmowski 2002): zajmowanie dużych powierzchni terenu – na składowanie 1 tony odpadów gumowych potrzeba 4–8 m^2 terenu (Landra 1997), długotrwały rozkład (około 100 lat), tendencja do wydostawania się na powierzchnię składowiska, co utrudnia jego dalsze użytkowanie i rekultywację.

Składowanie opon stwarza też poważne zagrożenie wystąpienia pożaru (Black i Shakoor 1994, Technical guidelines... 1999), które są trudne do ugaszenia i długotrwałe, np. pożar w Hagersville w stanie Ontario pochłonął

[1] European Tyre Recycling Association (*ang.*) – Europejskie Stowarzyszenie Recyklingu Opon.

TABELA 4. Nazewnictwo rozdrobnionych opon w zależności od wymiarów cząstek (Pyskło i Parasiewicz 2001)
TABLE 4. Terms of crushed tyres depending on sizes (Pyskło and Parasiewicz 2001)

Wymiar cząstek [mm] Size of scrap tires [mm]	Nazwa polska Polish term	Nazwa angielska English term
< 1	miał gumowy	powder
1,0–15	granulat	crumb/granulate
15–100	grys	shred
100–300	ścinki	cuts

TABELA 5. Zastosowanie produktów recyklingu materiałowego opon (według Pyskło i Parasiewicza 2001)
TABLE 5. Application of tyre recycling products (acc. to Pyskło and Parasiewicza 2001)

Nazwa produktu Product name		
ścinki i grys scraps and grit	granulat granulat	miał gumowy rubber fines
• wypełnienia lekkie w konstrukcjach tuneli, przejść podziemnych i w zabudowie naziemnej obiektów zawierających kondygnacje podziemne; light fills in tunnels, pedestrian subways and buildings with underground facilities • budowa dróg i mostów, a także wiele innych zastosowaniach tego typu; road and bridges constructions and similar applications	• syntetyczny torf; synthetic peat • nawierzchnie placów i boisk sportowych (po dobraniu odpowiedniego lepiszcza); pavements of building sites and sport grounds (after selection of proper binders) • płyty wibroizolacyjne, izolacje dźwiękochłonne, ekrany tłumiące hałas: plate vibration insulations, sound insulations, acoustic baffles • podkłady amortyzujące hałas, elastyczna kostka brukowa; shakeproof washer, elastic pitcher	• mieszanki gumowe przeznaczone na mniej odpowiedzialne wyroby, jak: dywaniki samochodowe, wycieraczki, maty podłogowe dla bydła, płyty podeszwowe, wykładziny podłogowe, pokrycia dachów rubber blends for producing of secondary goods as rubber vehicle blankets, wipers, floor mats in stalls and piggeries, floor finish, roofings

14 mln opon – był to jeden z największych pożarów w historii, trwał 17 dni. Składowane opony mogą również stanowić schronienie dla szkodników, głównie komarów, którym woda stagnująca w oponach stwarza dobre warunki do rozmnażania. Mimo zaleceń konwencji bazylejskiej i polityki prowadzonej przez UE, w Europie nadal około 50% zużytych opon trafia na składowiska – w 1997 roku było to 52% wycofanych opon (Shulman 1998).

Wzmacnianie gruntów

Jednym z ważnych kierunków wykorzystania zużytych opon jest ich zastosowanie w budownictwie do wzmocnienia i stabilizacji gruntów, z których wykonywane są nasypy, np. drogowe, hydrotechniczne (wały przeciwpowodziowe) i inne ziemne konstrukcje, takie jak: ściany oporowe, zbrojone skarpy, lekkie nasypy i zasypki, bariery dźwiękowe i bufory energetyczne. Opony były dotychczas stosowane w dwóch

formach: (1) – całe, zwykle wbudowywane w skarpy nasypów, a czasami kotwione w ścianach oporowych (Jones 1995) i (2) – rozdrobnione, wymieszane z gruntami jako wzmocnienie. Zastosowanie opon rozdrobnionych eliminuje trudności związane z zagęszczaniem materiałów budowlanych, które występuje w przypadku stosowania opon całych.

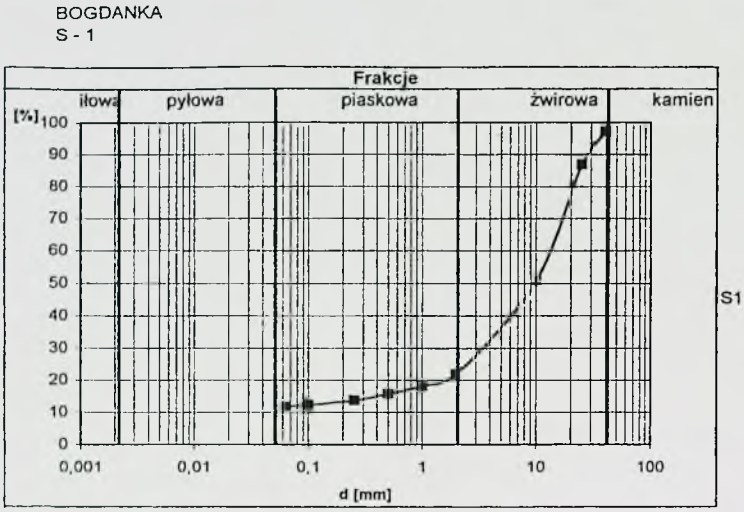
Od ponad 30 lat zużyte opony wykorzystywane są w wielu krajach do wzmacniania gruntów; tylko we Francji w 1993 roku zbudowano ponad 250 budowli z gruntu wzmocnionego oponami. Jak już wyżej podano, Francja była krajem, gdzie rozpoczęto (1976 roku) badania i praktyczne stosowanie opon do wzmacniania gruntów i gdzie opatentowano metodę zwaną Pneusol. Metodę Pneusol wykorzystano między innymi do (Long 1990):

- wzmacniania i stabilizacji skarp,
- konstrukcji ścian oporowych,
- tworzenia nasypów pod drogi (budowanych np. w krajobrazie górskim, krasowym),
- budowania konstrukcji chroniących przed lawinami i obrywami skalnymi,
- ochrony brzegów dróg wodnych,
- tworzenia konstrukcji mających na celu ochronę przed uderzeniem (zabezpieczenia doków, torów wyścigowych, filarów mostowych, sztucznych wysp itp.),
- konstrukcji występów oporowych dla mostów metalowych,
- budowy wałów ochronnych,
- budowy zbiorników na wodę służącą do celów przeciwpożarowych,
- budowy fundamentów płytowych.

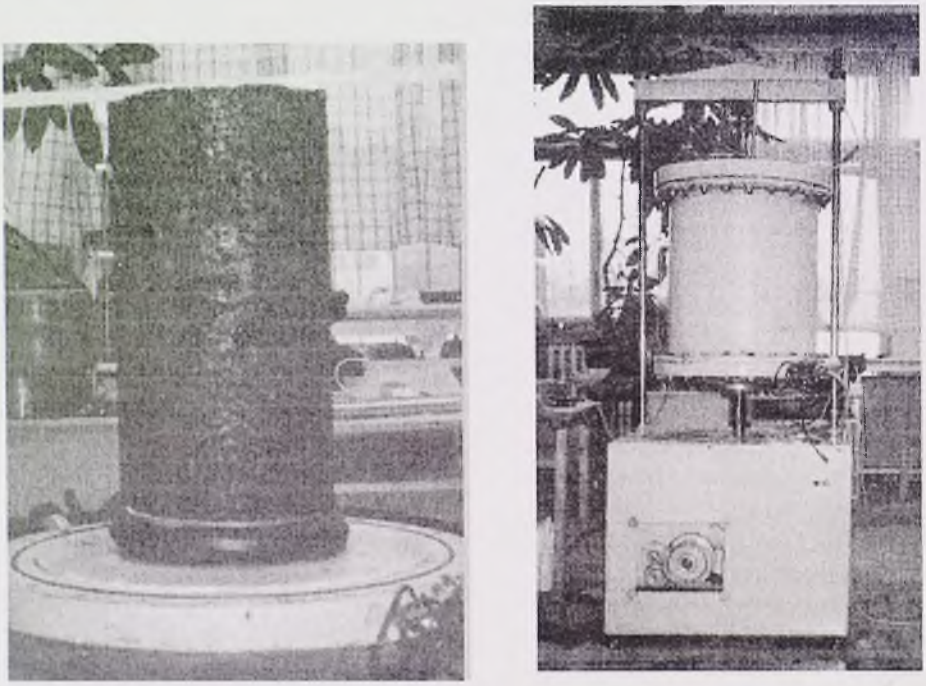
W 2002 roku w Katedrze Geoinżynierii przeprowadzono badania wytrzymałościowe, których celem było sprawdzenie możliwości wykorzystania rozdrobnionych opon do wzmocnienia materiałów gruboziarnistych (Czerska 2002). Rozdrobnione mechanicznie opony do elementów o wymiarach około 5 × 3 cm[2] wymieszano ze skałą płonną, pochodzącą ze wzbogacania węgla z KWK Bogdanka. Uziarnienie skały pokazuje rysunek 4.

Zawartość opon w mieszance wynosiła 5% wagowo. Próbki do badań wytrzymałościowych przygotowywano, zagęszczając mieszankę opon i skały płonnej o wilgotności optymalnej około 12% w cylindrze, stosując normalną energię Proctora (594 kJ/m^3 według PN-88/B-04481). Badania wytrzymałościowe przeprowadzono w wielkowymiarowym aparacie trójosiowego ściskania (rys. 5) metodą bez konsolidacji i bez odpływu. Po ustawieniu zagęszczonej próbki o wymiarach: średnica – 25 cm i wysokość – 50 cm, na podstawie komory aparatu (rys. 5) zakładano osłonę gumową i uszczelniano próbkę O-ringami. Komorę napełniano odpowietrzoną wodą i instalowano tłok oraz czujniki pomiaru siły i przemieszczeń pionowych. W celu sprawdzenia szczelności komory i umożliwienia dopasowania się części aparatu pozostawiano próbkę na dobę. W czasie ścinania próbek, przy naprężeniach bocznych 50, 100 i 150 kPa, prędkość przesuwu pionowego wynosiła 5% odkształcenia próbki na godzinę (25 mm/h). Pomiary wartości siły pionowej wykonywano co 0,5% odkształcenia pionowego próbki do momentu jej ścięcia. Wyniki badań opracowywano w postaci wykresów pokazujących zależności dewiatora

[2] Opony rozdrobniono w laboratorium Politechniki Warszawskiej.



RYSUNEK 4. Uziarnienie badanej skały płonnej (badania wykonane przez IMUZ Falenty
FIGURE 4. Grain size distribution of waste rock tested (obtained in IMUZ Falenty)



RYSUNEK 5. Próbka skały płonnej z elementami opon i widok trójosiowego ściskania
FIGURE 5. Specimen of waste rock mixed with crushed tyres and view of triaxial apparatus

naprężenia ($\sigma_1 - \sigma_3$) i stosunku σ_1/σ_3 od odkształcenia względnego ε. Dla odkształceń, które uznano za niszczące, wykreślano koła Mohra i określano parametry wytrzymałościowe – kąt tarcia wewnętrznego φ i spójność c. Przykładowe wyniki badań przedstawiono na rysunku 6.

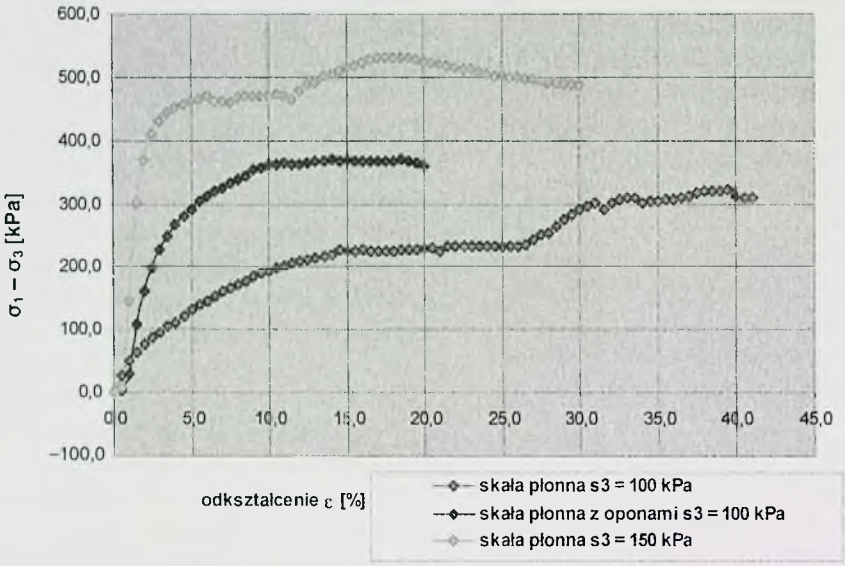
Na podstawie kół Mohra określono następujące wartości parametrów c i φ dla skały płonnej (bez elementów z opon): $c = 0$ kPa; $\varphi = 37°$. Przy założeniu, że spójność c wynosi 10 kPa, kąt tarcia wewnętrznego $\varphi = 36°$. Dla skały płonnej wymieszanej z oponami określono:

$\varphi = 40°$ przy założeniu,
że $c = 0$ kPa;
$\varphi = 38°$ przy założeniu,
że $c = 10$ kPa.

Wyniki badań wskazują, że 5-procentowy dodatek rozdrobnionych opon do skały przyczynia się do wzrostu jej wytrzymałości na ścinanie. Przyjmując wartość spójności $c = 0$ kPa, kąt tarcia wewnętrznego φ zwiększył się o 3°; jeżeli spójność wynosiła 10 kPa, kąt tarcia zwiększył się o 2°.

Wnioski

1. Recykling materiałowy opon zużytych ma dużą szansę na rozwój, głównie dzięki wsparciu ze strony obecnego prawodawstwa UE. Dużą szansę dla rozwoju recyklingu materiałowego stanowi istniejące zapotrzebowanie na budowę nowych dróg. Obecnie UE posiada 921 502 km dróg. W ciągu najbliższych 5 lat w UE i środkowowschodniej Europie powstanie około 300 000 km nowych dróg (Shulman 1998). W związku z tym istnieje możliwość wykorzystania zużytych opon do wzmacniania gruntów w nasypach drogowych oraz mieszanin asfaltu i cementu (Nehdi i Khan 2001).
2. Badania dotychczas przeprowadzone, w celu ustalenia przydatności opon w budownictwie inżynieryjnym, miały szeroki zakres i dotyczyły wielu materiałów, w tym samych opon – całych i rozdrobnionych oraz mieszanin opon z gruntem, z cementem i z asfaltem. Badania te obejmowały parametry fizyczne, takie jak np. zdolność do zagęszczania oraz mechaniczne, takie jak ściśliwość, nośność i osiadanie. W większości przypadków wyniki badań dowiodły korzystnego wpływu opon na wartość analizowanych parametrów.
3. Przeprowadzone do chwili obecnej badania właściwości fizykomechanicznych skały płonnej z kopalni Bogdanka dowodzą jej przydatności w budownictwie inżynieryjnym. Badania wykonane w Laboratorium Geotechniki SGGW wykazały wzrost wytrzymałości na ścinanie skały płonnej po dodaniu 5% wagowo „mikroelementów" z opon. Kąt tarcia wewnętrznego φ zwiększył się o 3° przy spójności $c = 0$ kPa oraz o 2° przy spójności $c = 10$ kPa. Wyższy kąt tarcia wewnętrznego umożliwia budowę nasypów o nachyleniu od 29° (1 : 1,8) do 35° (1 : 1,4). Powyższe badania pozwalają na sformułowanie wniosku, że odpady kopalniane w połączeniu z odpadami z opon mogą tworzyć mieszaninę spełniającą warunki



RYSUNEK 6. Wyniki badań skały płonnej bez i z elementami opon
FIGURE 6. Test results for waste rock (alone) and mixed with tyres

stawiane materiałom wykorzystywanym do konstrukcji budowli ziemnych. Wniosek ten powinien jednak znaleźć dalsze potwierdzenie w kolejnych badaniach, prowadzonych w warunkach laboratoryjnych, a także na rzeczywistych konstrukcjach ze skały płonnej i opon, zbudowanych dla celów testowych.

4. Pod wpływem kontaktu z wodą ze zużytych opon wypłukuje się pewna ilość substancji chemicznych, w tym metali ciężkich. Metale ługowane są zwłaszcza w środowisku kwaśnym, ponieważ zasadowy odczyn uniemożliwia uruchamianie w wodzie metali ciężkich, z wyjątkiem związków o charakterze amfoterycznym, jak miedź i cynk. Większość badaczy podkreśla jednak, że ilości ługowanych związków są nieznaczne. Wydaje się zatem, że rozsądne wykorzystanie zużytych opon nie stanowi zagrożenia dla środowiska wodno-gruntowego.

Literatura

AL-TABBAA A., ARAVINTHAN T. 1997: Engineered clay-shredded tyre mixtures as barrier materials. Proc. of the International Containment Technology Conference, St. Petersburg, USA, 621–627.

BARAN S., TURSKI R. 1999: Wybrane zagadnienia z utylizacji i unieszkodliwiania odpadów. Wydaw. Akademii Rolniczej w Lublinie.

BLACK B.A., SHAKOOR A. 1994: A Geotechnical Investigation of Soil-Tire Mixtures for Engineering Applications. Proc. of the First International Congress on Environmental Geotechnics. Edmonton, 617–623.

CZERSKA A. 2002: Ocena możliwości wykorzystania zużytych opon w konstrukcjach inżynierskich. Praca magisterska. Międzywydziałowe Studium Ochrony Środowiska SGGW, Warszawa.

EPPS J.A. 1994: Uses of Recycled Rubber Tires in Highways. Synthesis of Highway Practice 198, TRB, National Research Council, Washington, DC.

GARGA V.K., O'SHAUGHNESSY V. 2000: Tire-reinforced earthfill. *Canadian Geotechnical Journal* 37, 75–96.

JONES C.J.F.P. 1995: The development and use of polymeric reinforcements in reinforced soil. The practice of soil reinforcing in Europe (ed. T.S. Ingold), Thomas Telford, London,1–32.

LANDRA T. 1997: Czy wymrażanie może być alternatywą dla spalania odpadów gumowych? Eko-problemy utylizacji odpadów przemysłowych i komunalnych, Warszawa, nr 3, 6–9.

LEWANDOWSKI K. 2000: Zużyte opony jako źródło surowca. *Odpady i środowisko* nr 4, 86–89.

LONG N.T. 1990: *The pneusol.* Laboratoire Central des Ponts et Chaussees, Paris.

NEHDI M., KHAN A. 2001: Cementitious Composites Containing Recycled Tire Rubber: An Overview of Engineering Properties and Potential Applications. Cement, Concrete, and Aggregates, CCAGDP, Vol. 23, No 1, June: 3–10.

PISARCZYK S., WĄSOWICZ M., MIĘDLARZ J. 2001: Badania możliwości wzmacniania przetworzonymi zużytymi oponami samochodowymi gruntów nasypowych w konstrukcjach ziemnych. Materiały VIII Seminarium Instytutu Zaopatrzenia w Wodę i Budownictwa Wodnego. Wydaw. PW, Warszawa, 163–169.

PYSKŁO L., PARASIEWICZ W. 2001: Recykling zużytych opon. Praca wykonana na zlecenie Ministra Gospodarki. Wydaw. IPG, Warszawa.

RODZYNKIEWICZ-RUDZIŃSKA J. (red.). 1973: Guma. Poradnik inżyniera i technika. Wydawnictwo Naukowo-Techniczne, Warszawa.

SHULMAN V.L 1999: Zagospodarowanie zużytych opon w krajach UE. Stan obecny i perspektywy. Referat wygłoszony na międzynarodowej konferencji Elastomery'98 w Warszawie, *Elastomery* nr 1, tom 3, 26–38.

SKALMOWSKI K. 2002: Poradnik gospodarowania odpadami (praca zbiorowa). Wydaw. Verlag Dashofer, Warszawa.

Technical guidelines on hazardous wastes: identification and management of used tyres. Basel Convention Series/SBC No 99/008. Geneva, October 1999.

„The Economist" 1990. August 11, v. 316, n 7667.

Summary

Waste tyre material – characterization, management, environmental hazard. The satisfactory disposal of scrap tires is a major problem worldwide. This paper deals with the scrap vehicle tires management at Poland, which was examined in terms of actual law, especially the UE legislation, where used tires were identified as a priority waste stream. The technical possibilities of rubber products re-use are presented with special attention given to material recycling as it has become a preferred way of scrap tires treatment. The various applications of recycled tires are described in this paper. Moreover, the results of shear strength tests on shredded tires mixed with waste rock are also included. The results show that the strength of waste rock increase with the addition of the shredded tires due to good interaction developed between the rock and tyre. Tires are composed of polymeric materials, mainly vulcanized rubber, and therefore are usually not susceptible to corrosion. The leachability results indicate low concentration leaching out of the soil-tyre mixtures. This paper adds evidence to the potential advantages of using soil-tyre mixtures as construction materials.

Authors' address:
Anna Czerska, Kazimierz Garbulewski
Warsaw Agricultural University – SGGW
Department of Geotechnical Engineering
ul. Nowoursynowska 166
02-787 Warszawa
Poland

Helena KAZIEKO, Lucyna KAZIEKO
Katedra Zastosowań Matematyki SGGW
Department of Applied Mathematics WAU

Wyznaczenie wydatku szczeliny pionowego drenażu*
Estimation of discharge in vertical drainage

Wstęp

Rozpatruje się nieustalony ruch wód podziemnych ze swobodną powierzchnią do szczeliny pionowego drenażu umieszczonego w kołowym płacie o nieprzepuszczalnym brzegu (można uogólnić na szczeliny pionowego drenażu rozmieszczone w kwadratowej siatce na dużej powierzchni). Z uwagi na wzajemne oddziaływanie szczelin, wokół każdej z nich powstaje odrębny nieprzepuszczalny brzeg, który w przybliżeniu można traktować jako okrąg.

Klute (1973) rozpatruje ruch wód podziemnych jako sumaryczny wynik obniżenia poziomu wód podziemnych wskutek odwadniania i podniesienia poziomu wód podziemnych wskutek stałego infiltracyjnego zasilania.

Zagadnienie uwzględniające zasilanie warstwy wodonośnej od dołu przez słabo przepuszczalne podłoże rozpatrzono w pracy Wasiliewa (1970). Do rozwiązania zagadnienia zastosowano przekształcenie Laplace'a, przyjmując, że intensywność infiltracyjnego zasilania jest stała. Przy braku infiltracji i przepływu z niżej położonych warstw ($\varepsilon = 0$, $\mu = 0$) rozwiązania te odpowiadają rozwiązaniom Połubarinowy-Kocziny i Priażinskoj (1969).

Sformułowanie i rozwiązanie zagadnienia

W rozpatrywanym zagadnieniu uwzględnia się przepływ z dolnej warstwy oraz infiltrację wód powierzchniowych, której intensywność zmienia się w czasie zgodnie z zależnością:

$$\varepsilon = \varepsilon_0 t^m, \quad m = 1, 2, \ldots$$

Niech przy podanych założeniach szczelina o promieniu r_0 pracuje przy stałym poziomie wody H_1.

---

* Z uwagi na rozbudowane wzory artykuł złożono jednołamowo.

Początkowy poziom wód podziemnych:

$$h(r,0) = H_e$$

na brzegu zaś

$$\text{dla } r = R, \quad \frac{\partial h}{\partial r} = 0$$

Przy powyższych warunkach zagadnienie można sprowadzić do rozwiązania równania różniczkowego:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = a\left(\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} - \frac{1}{r}\frac{\partial h}{\partial r}\right) - \beta(h - H_0) + \varepsilon_1 t^m \tag{1}$$

gdzie:

$$a = \frac{kh_{śr}}{\mu}, \quad \beta = \frac{k_1}{\mu m_1}, \quad \varepsilon_1 = \frac{\varepsilon_0}{\mu}$$

H_0 – ciśnienie dolnej warstwy,
k, k_1 – współczynniki filtracji podstawowych, słabo przepuszczalnych warstw,
$h_{śr}$ – średnia głębokość strumienia wody,
μ – współczynnik charakteryzujący ubytek wody,
m_1 – grubość słabo przepuszczalnej warstwy.

Warunek początkowy

$$\text{dla } t = 0, \quad h = H_e \tag{2}$$

Warunki brzegowe

$$\text{dla } r = R, \quad \frac{\partial h}{\partial r} = 0 \tag{3}$$

$$\text{dla } r = r_0, \quad h = H_1 \tag{4}$$

Rozwiązanie zagadnienia opisanego za pomocą równania różniczkowego (1), warunku początkowego (2) oraz warunków brzegowych (3) i (4) można przedstawić w postaci:

$$h(r,t) + H_1 - (H_1 - H_e)\pi e^{-\beta t} \sum_{n=1}^{\infty} A_n e^{-a\lambda_n^2 t} +$$

$$- \pi a \sum_{n=1}^{\infty} \left[(H_1 - H_0) \frac{\lambda_n^2}{\beta + a\lambda_n^2} \left(1 - e^{-(\beta + a\lambda_n^2)t} \right) - \frac{\varepsilon_1 B_m}{m+1} \right] A_n \tag{5}$$

gdzie:

$$A_n = \frac{J_0(\lambda_n r_0) - J_1(\lambda_n R)}{J_0^2(\lambda_n r_0) - J_1^2(\lambda_n R)} V(\lambda_n, r)$$

$$B_m = \frac{t^{m+1}}{a\lambda_n^2} \sum_{k=1}^{m+1} (-1)^k \frac{(m+1)m(m-1)...(m-k+2)}{(a\lambda_n^2)^{k+1}} t^{m+1-k}$$

$$V(\lambda_n, r) = J_0(\lambda_n r) Y_1(\lambda_n R) - J_1(\lambda_n R) Y_0(\lambda_n r)$$

gdzie:

J_0, Y_0, J_1, Y_1 – funkcje Bessela argumentu rzeczywistego I i II rodzaju odpowiednio rzędu zerowego i rzędu pierwszego,

λ_n – pierwiastki równania $V(\lambda_n, r_0) = 0$ (Spirlein 1993).

Otrzymane rozwiązanie (5) spełnia warunki zadania.
Istotnie:

dla $t = 0$, $h = H_e$, $\sum_{n=1}^{\infty} A_n = \frac{1}{\pi}$

dla $r = R$, $\frac{\partial h}{\partial r} = 0$

dla $r = r_0$, $h = H_1$, $V(\lambda_n, r_0) = 0$, $V'(\lambda_n, R) = 0$

Rozwiązanie zagadnienia w pewnych przypadkach szczególnych

Rozważymy przypadki szczególne.

Przyjmiemy, że zasilanie infiltracyjne zmienia się liniowo. Wówczas podniesienie powierzchni wód podziemnych nad poziom wody w szczelinie wynosi:

$$h(r,t) = H_1 - (H_1 - H_e)\pi e^{-\beta t} \sum_{n=1}^{\infty} A_n e^{-a\lambda_n^2 t} +$$

$$- \pi a \sum_{n=1}^{\infty} \left[(H_1 - H_0) \frac{\lambda_n^2 \left(1 - e^{-(\beta + a\lambda_n^2)t} \right)}{\beta + a\lambda_n^2} - \left(\frac{t}{a\lambda_n^2} - \frac{(1 - e^{-a\lambda_n^2 t})}{a\lambda_n^2} \right) \right] A_n \tag{6}$$

Jeśli nie występuje zasilanie infiltracyjne ($\varepsilon = 0$), wówczas:

$$h(r,t) = H_1 - (H_1 - H_c)\pi e^{-\beta t} \sum_{n=1}^{\infty} A_n e^{-a\lambda_n^2 t} +$$

$$- (H_1 - H_0)\pi a \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\lambda_n^2}{\beta + a\lambda_n^2} A_n \left(1 - e^{-(\beta + a\lambda_n^2)t} \right) \tag{7}$$

Powyższy wynik otrzymano, stosując przekształcenie Laplace'a (Kazieko i Kazieko 2001).

Jeśli nie występuje przepływ z niżej położonych warstw ($\beta = 0$), a zasilanie infiltracyjne jest stałe ($\varepsilon = \text{const}$), to rozwiązanie jest postaci:

$$h(r,t) = H_1 + \pi \sum_{n=1}^{\infty} (H_c - H_1 - \varepsilon) A_n (1 - e^{-a\lambda_n^2 t}) \tag{8}$$

Gdy $\varepsilon = 0$, wówczas:

$$h(r,t) = H_1 - (H_e - H_1)\pi \sum_{n=1}^{\infty} A_n e^{-a\lambda_n^2 t} \tag{9}$$

Otrzymane wyniki można uprościć.

Zastosujemy następującą tożsamość (Spirlein 1993):

$$\pi \sum_{n=1}^{\infty} \frac{J_0(\alpha_n \bar{r}_0) J_1(\alpha_n)}{\alpha_n^2 \left[J_0^2(\alpha_n \bar{r}_0) - J_1^2(\alpha_n) \right]} V(\alpha_n, 1) = \frac{1}{2} \left(\frac{\bar{r}^2 - \bar{r}_0^2}{2} - \ln \frac{\bar{r}}{\bar{r}_0} \right)$$

gdzie:

$$\bar{r} = \frac{r}{R}, \quad \bar{r}_0 = \frac{r_0}{R}, \quad \alpha_n = \lambda_n R$$

dla $\bar{r} = 1$

$$V(\alpha_n, 1) = Y_1(\alpha_n)J_0(\alpha_n) - Y_0(\alpha_n)J_1(\alpha_n) = -\frac{2}{\pi\alpha_n}$$

Ponadto, gdy $\bar{r}_0 \leq 0{,}001$, mamy:

$$\frac{2J_0(\alpha_n\bar{r}_0)J_1(\alpha_n)}{\alpha_n\left[J_0^2(\alpha_n\bar{r}_0) - J_1^2(\alpha_n)\right]} = 1$$

W dalszym ciągu wykorzystujemy rozwinięcie funkcji Bessela dla małych argumentów, zaniedbujemy małe wartości i ograniczamy się do pierwszego wyrazu szeregu. Dla wartości $\bar{r}_0 \leq 0{,}001$ przy $r = R$, przyjmując, że zasilanie infiltracyjne jest liniowe ($\varepsilon = \varepsilon_0 t$), otrzymujemy rozwiązanie w postaci:

$$\begin{aligned} h(1,t) &= H_1 - (H_1 - H_e)e^{-(\bar{\beta}+\alpha_1^2\tau)} + \\ &+ \frac{H_0 - H_1}{\ln\frac{2}{2\bar{r}_0}}\left(\frac{1-\bar{r}_0^2}{2} - \ln\frac{1}{\bar{r}_0}\right)\frac{\tau}{\bar{\beta}}\left(1 - e^{-(\bar{\beta}-\alpha_1^2\tau)}\right) + \\ &- \frac{\varepsilon_1 R^4}{2a^2}\ln\frac{1}{2\bar{r}_0}\left[\tau - \frac{1}{2}\ln\frac{2}{2\bar{r}_0}\left(1 - e^{-\alpha_1^2\tau}\right)\right] \end{aligned} \tag{10}$$

gdzie:

$$\tau = \frac{at}{R^2}, \quad \bar{\beta} = \beta t, \quad \frac{1}{\alpha_1^2} = \frac{1}{2}\ln\frac{1}{2\bar{r}_0}$$

Ponadto, gdy $\beta = 0$, $\varepsilon = \text{const}$, otrzymujemy:

$$h(1,t) = H_1 - \frac{\varepsilon R^2}{2a}\cdot\left(\frac{1-\bar{r}_0^2}{2} - \ln\frac{1}{\bar{r}_0}\right) + \left[(H_e - H_1) - \frac{R^2\varepsilon}{a\alpha_1^2}\right]e^{-\alpha_1^2\tau} \tag{11}$$

Stąd, gdy $\varepsilon = 0$, mamy:

$$h(1,t) = H_1 + (H_e - H_1)e^{-\alpha_1^2\tau} \tag{12}$$

Wydatek szczeliny określa się następująco:

$$Q = -2\pi kTr\frac{\partial h}{\partial r} \tag{13}$$

W szczególności przy założeniu, że zasilanie infiltracyjne zmienia się liniowo ($\varepsilon = \varepsilon_1 t$) z (7), znajdujemy wydatek szczeliny:

$$Q = 2\pi kT\left[(H_e - H_1)\sum_{n=1}^{\infty} B_n e^{-(\bar{\beta}+\alpha^2\tau)}\right] + \\ -\sum_{n=1}^{\infty}\left[\frac{(H_1 - H_e)a\alpha^2}{BR^2 + a\alpha^2}(1 - e^{-(\bar{\beta}+\alpha^2\tau)}) - \frac{R^4\varepsilon_1}{a^2\alpha_1^2}\left(\tau - \frac{1 - e^{-\alpha_1^2\tau}}{\alpha_1^2}\right)\right]B_n \tag{14}$$

gdzie:

$$B_n = \frac{J_1^2(\alpha_n)}{J_0^2(\alpha_n \bar{r}_0) - J_1^2(\alpha_n)}$$

Gdy nie występuje przepływ z niżej położonych warstw ($\beta = 0$) i nie uwzględnia się infiltracji, wydatek szczeliny określa się następująco:

$$Q = 2\pi kT(H_e - H_1)\sum_{n=1}^{\infty} B_n e^{-\alpha_n^2\tau} \tag{15}$$

Przy $0{,}01 > \bar{r}_0 > 0{,}0001$ wzór (15) przyjmuje postać:

$$Q = \frac{2\pi kT(H_e - H_1)}{\ln\frac{R}{2r_0}} e^{-\alpha_n^2\tau} \tag{16}$$

Podsumowanie

Otrzymane wyniki określające wydatek szczeliny stanowiącej pionowy drenaż można wykorzystać przy projektowaniu i eksploatacji pionowego drenażu.

Literatura

GRODSTEIN I.S., RYŻIK J.M. 1962: Tablicy integrałow, summ, riadow i proizwedenija. Fizmatgiz, Moskwa.

KAZIEKO H., KAZIEKO L. 2002: Matematyczny model dopływu wód podziemnych do szczeliny pionowego drenażu. *Przegląd Naukowy IiKŚ*, Warszawa.

KAZIEKO H., KAZIEKO L. 2001: Matematyka – działy wybrane. Cz. 1. Wydaw. SGGW, Warszawa.

KLUTE A. 1973: Some theoretical aspects of the flow of water in unsaturated soil. *Soil Sci Soc. Am. Proc.* 16.

POŁUBARINOWA-KOCZINA P.J., PRIAŻINSKAJA W.G., EMICH W.N. 1969: Matematiczeskije metody w woprosach oroszenija. Nauka, Moskwa.
SPIRLEIN J.N. 1993: Tablicy specjalnych funkcji. Cz. 1. Gostechteoretizdat, M-L.
WASILIEW S.W., WERIGIN N.N. 1970: Metody filtracjonnych rasczetow gridromeliorativnych sistem. Kołos. Moskwa.

Summary

Estimation of discharge in vertical drainage. In this paper an analytical model of groundwater flow to vertical drainage is described. As a results of calculations the formulae for estimation of water discharge was proposed.

Authors' address:
Helena Kazieko, Lucyna Kazieko
Warsaw Agricultural University – SGGW
Department of Applied Mathematics
ul. Nowoursynowska 166
02-787 Warszawa
Poland

Jerzy WYSOCKI
Katedra Budownictwa i Geodezji
Zakład Geodezji i Fotogrametrii
Department of Civil Engineering and Geodesy WAU
Division of Geodesy and Photogrammetry

Ocena dokładności transformacji afinicznej podkładu mapowego za pomocą przekształcenia elektrofotograficznego
Problem of the accuracy of the affine transformation of the map on the base of the electrophotographic conversion

Wstęp

Wprawdzie oryginały map geodezyjnych opracowywane są z zasady na materiałach nie podlegających istotnym deformacjom, jednak użytkownicy często (na ogół ze względów oszczędnościowych) posługują się odbitkami map na papierach ulegających nawet znacznym zniekształceniom. W tabeli 1 podano za (Hopfer i Urban 1984) wielkość deformacji dla wybranych materiałów. Jak wynika z tabeli, deformacje te mogą dochodzić nawet do kilkunastu procent.

Obliczenie współczynników deformacji i ich wprowadzenie do pozyskiwanych z mapy długości odcinków nie jest

TABELA 1. Wielkości deformacji dla różnych materiałów
TABLE 1. Magnittude of deformations of the various materials

Lp. No	Rodzaj materiału Type of materials	Deformacja [%] Deformation [%]	
		wzdłuż włókien along fibre	w poprzek włókien across fibre
1	Papier rysunkowy gat. I	2,5	2,5
2	Papier rysunkowy gat. II	2,0	4,0
3	Papier dyfuzyjny pozytywowy	1,5	5,0
4	Papier ozalidowy	5,0	15,0
5	Plansze aluminiowe	0,7	0,7
6	Folie plastyczne typu astralon	0,3	0,3
7	Folie plastyczne typu sicoprint	0,3	0,3

skomplikowane, ale pracochłonne (Hopfer i Urban 1984). Przyjmując np., że: p – jest współczynnikiem deformacji w kierunku podłużnym, a q – jest współczynnikiem deformacji w kierunku poprzecznym, możemy łatwo obliczyć:

$$p = \frac{a}{a_o}, \qquad q = \frac{b}{b_o}$$

gdzie:
a, b – wartości odcinków odczytane z mapy,
a_o, b_o – „prawdziwe" wartości tych samych odcinków.

Wtedy poprawioną długość odcinka otrzymamy, mnożąc jego długość odczytaną z mapy przez odpowiedni współczynnik deformacji.

Bardziej złożone będzie uwzględnienie współczynnika deformacji k dla odcinka o dowolnym kierunku:

$$k = \sqrt{p^2 \cos^2 \alpha - q^2 \sin^2 \alpha}$$

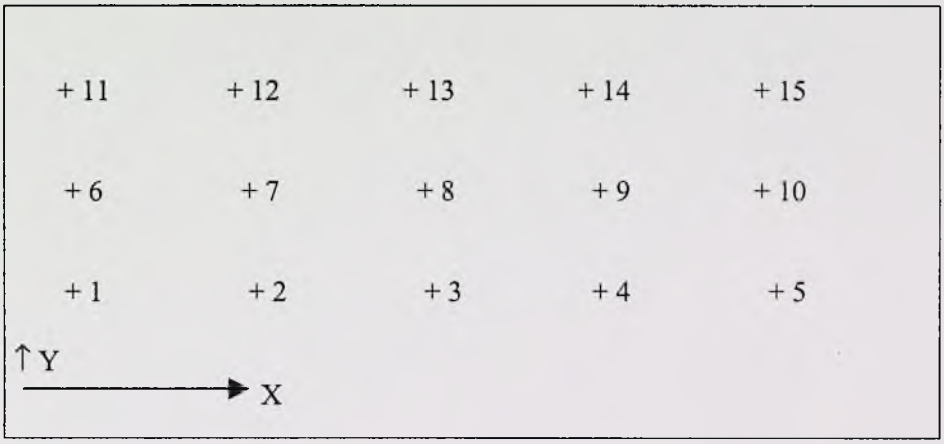
gdzie
α – kąt kierunkowy danej linii w stosunku do przyjętego kierunku głównego.

W tym przypadku dużo mniej pracochłonną metodą będzie uwzględnienie współczynników deformacji poprzez transformację afiniczną współrzędnych punktów na mapie opisujących mierzone obiekty, którą możemy szybko realizować za pomocą komputera, a następnie na podstawie przetransformowanych współrzędnych obliczać potrzebne wielkości. Wprowadzenie digitizerów, pozwalających na szybkie określanie z mapy współrzędnych potrzebnych punktów, przyczyniło się do znacznej popularyzacji tego rozwiązania (Wysocki i Orłowski 1998, Wysocki 2000).

Innym, łatwiej dostępnym rozwiązaniem tego zadania może być wykonanie transformacji afinicznej całego rysunku mapy, a następnie wykonywanie pomiarów i projektowania na poprawionym już podkładzie. Na taką afiniczną transformację obrazu, poprzez przekształcenie na drodze elektrofotograficznej, pozwalają współczesne kserografy. Jednak z punktu widzenia jakości prac pomiarowych i projektowych podstawowe znaczenie ma dokładność takiego przekształcenia. Ponieważ autor nie napotkał w dostępnej mu literaturze dokładniejszych informacji na ten temat, to pozwolił sobie przeprowadzić, wstępne na tym etapie, badania eksperymentalne, które dałyby pewien udokumentowany pogląd na to zagadnienie.

Ocena dokładności transformacji afinicznej za pomocą przekształcenia elektrofotograficznego

W przeprowadzonym eksperymencie jako „model" wykorzystano fragment siatki kwadratów o boku 100 mm, naniesionej z dużą dokładnością na arkusz dobrej jakości brystolu o formacie A3 (rys. 1).



RYSUNEK 1. Układ punktów kontrolnych
FIGURE 1. Scheme of control points

Jest to format najczęściej stosowanych kserografów, posiadających możliwość afinicznego przekształcania reprodukowanego obrazu. Nie wnikając tutaj w szczegóły techniczne, operator ma możliwość nastawiania po osi X i po osi Y potrzebnego współczynnika przekształcenia. W przeprowadzonym eksperymencie, w nawiązaniu do tabeli 1, wykorzystano następujące współczynniki: 0,97; 0,99; 1,00; 1,01; 1,03 (co odpowiada: –3%, –1%, oraz +1% i +3%) – tabela 2.

„Zreprodukowane" przy odpowiednich współczynnikach obrazy siatki pomierzono za pomocą digitizera Mutoh XL-2436, a następnie dla poszczególnych punktów obliczono błędy δx i δy – jako różnice wartości teoretycznych i odczytanych. Dla każdego analizowanego wariantu przekształcenia obliczono błędy średnie: m_x i m_y na podstawie błędów δx i δy – według formuły:

$$m = \pm\sqrt{\frac{\sum \delta^2}{n}}$$

gdzie
n – liczba punktów siatki.

Wartości błędów w tabeli 2 podano w milimetrach, „w skali mapy". Ze względu na widoczny szczątkowy wpływ błędów o charakterze systematycznym obliczono również i podano przeciętne wartości błędów δx i δy – w tabeli 2 oznaczono symbolem t.

W wariancie 1 podano wartości błędów dla punktów pomierzonych na oryginale siatki – nie kserowanych. Można to zinterpretować jako dokładność metody. Wynika ona z rozdzielczości digitizera, dokładności identyfikacji punktów siatki podczas digitalizacji itp.

TABELA 2. Dokładność transformacji afinicznej za pomocą przekształcenia elektrofotograficznego
TABLE 2. Accuracy of the affine transformation on the base of the electrophotographic conversion

Wariant opracowania Variant of elaboration	1		2		3		4		5	
Błędy współrzędnych Coordinate errors	δ_x	δ_y	δ_x	δ_y	δ_x	δ_y	δ_x	δ_y	δ_x	δ_y
Deformacja [%] Deformation [%]	0	0	+1	–1	–1	0	–3	0	+3	–3
Współczynnik deformacji Cooficient of deformation	1,00	1,00	1,01	0,99	0,99	1,00	0.97	1,00	1,03	0,97
Nr punktu Point number										
1	0,08	–0,07	–0,20	0,13	–0,48	–0,12	–0,61	0,00	–0,22	0,00
6	–0,15	–0,08	–0,19	0.07	–0,45	0,00	–0,44	0,14	–0,11	0,06
11	–0,07	–0,14	–0,09	0,10	–0,35	0,25	–0,36	0,38	–0,02	0,63
2	–0,03	–0,15	0,00	–0,09	–0,52	–0,05	–0,65	–0,06	–0,47	–0,27
7	0,05	–0,13	–0,12	–0,09	–0,24	0,01	–0,20	0,04	–0,01	0,24
12	–0,13	–0,11	0,01	0,28	–0,18	0,26	–0,17	0,32	–0,18	0,28
3	0,11	0,08	–0,20	–0,02	–,012	0,20	–0,18	0,10	–0,04	–0,15
8	0,06	0,00	0,14	–0,16	0,02	0,02	0,17	–0,09	0,22	–0,01
13	–0,06	–0,09	0,19	0,09	0,15	0,19	0,28	0,25	0,36	0,35
4	0,08	–0,07	–0,20	0,13	–0,04	0,09	–0,07	–0,08	–0,22	0,00
9	–0,05	0,05	–0,12	–0,13	–0,13	–0,06	0,08	–0,20	–0,16	0,04
14	–0,02	0,17	0,09	–0,13	0,22	–0,12	0,48	–0,23	0,08	–0,05
5	0,07	0,11	0,34	0,19	0,62	–0,12	0,31	–0,34	0,12	0,06
10	0,07	0,23	0,40	–0,41	0,69	–0,25	0,58	–0,47	0,25	–0,31
15	0,00	0,22	0,29	–0,07	0,79	–0,12	0,80	–0,44	0,33	–0,36
Błąd średni m Standard error	0,08	0,12	0,20	0,17	0,41	0,14	0,42	0,24	0,23	0,26
Błąd przeciętny t Average error	0,07	0,11	0,17	0,14	0,33	0,12	0,36	0,21	0,19	0,22

Jak wynika z danych w tabeli 2, większa rozpiętość błędów wystąpiła wzdłuż osi X, czego należało się spodziewać, ponieważ jest to dłuższy bok formatu arkusza. Dla wariantów: 2, 3, 4 i 5 obliczone przeciętne wartości błędów średnich wyniosły w skali mapy odpowiednio:

$m_x = \pm 0{,}32$ mm

oraz $m_y = \pm 0{,}20$ mm

Jednak należy zauważyć, że maksymalne błędy we współrzędnych poszczególnych punktów dochodziły do 0,80 mm po osi X, a do 0,63 mm po osi Y.

Podsumowanie

W wyniku przeprowadzonych badań i analiz w zakresie dokładności transformacji afinicznej podkładu mapowego za pomocą przekształcenia

elektrofotograficznego oszacowane ogólne wartości średnich błędów współrzędnych transformowanych punktów wyniosły w skali mapy odpowiednio:

$m_x = \pm 0{,}3$ mm

oraz $m_y = \pm 0{,}2$ mm

czyli otrzymany średni błąd transformacji można oszacować na ±0,36 mm w skali mapy (przy formacie arkusza A3).

Należy zauważyć, że w wyniku badań dokładności digitalizacji w procesie transformacji map ewidencyjnych (Wysocki i Orłowski 1998) otrzymano średni błąd transformacji równy ±0,38 mm w skali mapy. Wynika stąd, że dla obydwu metod otrzymano podobną dokładność transformacji. Nieduży zakres przeprowadzonych badań nie upoważnia jednak do wyciągnięcia dalej idących wniosków.

Literatura

HOPFER A., URBAN M. 1984: Geodezyjne urządzanie terenów rolnych. PPWK, Warszawa.

WYSOCKI J., ORŁOWSKI P. 1998: O dokładności digitalizacji w procesie transformacji map ewidencyjnych na potrzeby katastru. *Przegląd Geodezyjny* nr 11, Warszawa.

WYSOCKI J. 2000: Geodezja z fotogrametrią dla inżynierii środowiska i budownictwa. Wydawnictwo SGGW, Warszawa, ss. 360 (podręcznik dotowany przez MEN).

Summary

Problem of the accuracy of the affine transformation of the map on the base of the electrophotographic conversion. In the paper problem of the accuracy of the affine transformation of the map on the base of the electrophotographic conversion are presented. The investigation prove that accuracy o the above method is similar to accuracy of the digitalisation of the map.

Author's address:
Jerzy Wysocki
Warsaw Agricultural University – SGGW
Department of Civil Engineering and Geodesy
ul. Nowousynowska 166
02-787 Warszawa
Poland
e-mail: WysockiJerzy@alpha.sggw.waw.pl

Antoni KEGLER
Katedra Budownictwa i Geodezji SGGW
Department of Civil Engineering and Geodety WAU

Refrakcja w niwelacji geometrycznej
Refraction of geometric levelling

Wstęp

Pomiary geodezyjne odbywają się zazwyczaj w przygruntowej 3-metrowej warstwie powietrza. Przy pomiarach różnic wysokości niwelatorem, promień świetlny, biegnący od łaty do instrumentu, ulega refrakcji. Dzieje się to dlatego, że przestrzeń pomiarowo nie jest jednolita pod względem gęstości powietrza. Czynnikami meteorologicznymi powodującymi błędy refrakcyjne są: temperatura powietrza, ciśnienie atmosferyczne i wilgotność powietrza.

Teoretyczne i doświadczalne badania nad podnoszeniem dokładności pomiarów optycznych, ze szczególnym uwzględnieniem negatywnego oddziaływania heterogenicznego ośrodka pomiarowego, stanowią wciąż aktualny i istotny problem w geodezji. Dotyczy to w szczególności wysokoprecyzyjnych pomiarów, niwelacji geometrycznej dla wyznaczenia przemieszczeń pionowych obiektów budownictwa lądowego i hydrotechnicznego.

Przebieg dobowy gradientów temperatury

Na podstawie pomierzonych temperatur powietrza na trzech wysokościach: 30, 150 i 300 cm (VI, VII, VIII 1993 r., Warszawa – Bielany), obliczono wartości średnie różnic temperatury oraz gradienty dla średnich warunków pogodowych. Wyniki obliczeń przedstawiono w tabeli 1 i na rysunku 1.

Dla średnich warunków pogodowych (VI, VII, VIII 1993 r.) średni dobowy gradient temperatury w °C wynosi: $\tau_I = -0{,}14$, $\tau_{II} = 0{,}03$, $\tau_{III} = -0{,}04$. Średni współczynnik refrakcji wynosi: $k_I = 1{,}02$, $k_{II} = 0{,}01$ i $k_{III} = 0{,}46$. Nocą współczynnik refrakcji $k_{III} = 0{,}39$, w godzinach od 9 do 13, jest ujemny i wynosi $k_{III} = -0{,}36$.

TABELA 1. Średnie godzinne: a) różnice temperatury [°C], b) gradienty temperatury [°C/1 m] w warstwach: I (0,3÷1,5 m), II (1,5÷3,0 m), III (0,3÷3,0 m), dla średnich warunków pogodowych (VI, VII, VIII 1993 r., Warszawa – Bielany)

TABLE 1. The hours average: a) difference temperature, b) temperatur gradient in lagers: I (0,3 to 1,5 m), II (1,5 to 3,0 m) and III (0,3 to 3,0 m), for average weather conditions (VI, VII, VIII, 1993, Warszawa – Bielany)

Godziny Hours	a		b		
	I	II	τ_I	τ_{II}	τ_{III}
1	0,49	0,03	–0,18	–0,01	–0,09
2	0,45	0,12	–0,22	–0,03	–0,11
3	0,36	0,00	–0,17	0,00	–0,07
4	0,34	0,07	–0,19	–0,03	–0,10
5	0,21	0,13	–0,08	–0,05	–0,07
1	0,49	0,03	–0,10	–0,04	–0,07
7	0,20	0,05	–0,07	0,00	–0,02
8	0,02	0,22	0,08	–0,12	–0,02
9	0,05	0,04	0,07	–0,02	0,01
10	–0,19	0,06	0,19	–0,02	0,07
11	–0,14	–0,06	0,12	0,05	0,08
12	0,23	–0,07	–0,06	0,33	0,15
13	0,22	–0,37	0,05	0,16	0,11
14	0,49	–0,47	–0,16	0,20	0,04
15	0,63	–0,57	–0,16	0,18	0,03
16	0,64	–0,42	–0,31	0,14	–0,05
17	0,88	–0,23	–0,60	0,02	–0,25
18	0,59	0,16	–0,45	–0,06	–0,23
19	0,48	–0,13	–0,24	0,05	–0,07
20	0,27	–0,01	–0,17	0,00	–0,07
21	0,40	0,00	–0,21	0,00	–0,09
22	0,36	0,00	–0,15	0,01	–0,06
23	0,32	0,05	–0,12	–0,01	–0,05
24	0,22	–0,01	–0,05	0,02	–0,01

Podstawiając do wzoru Jordana średnie (VI, VII, VIII 1993 r.) wartości temperatury powietrza (16°C) i ciśnienia atmosferycznego (752 mm Hg), uzyskano wzór:

$$k = 0{,}205 - 6{,}033\ \tau \qquad (1)$$

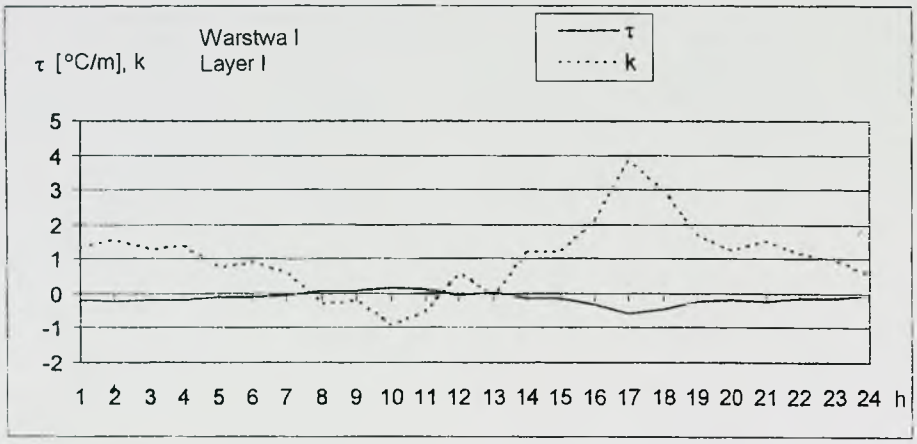
gdzie

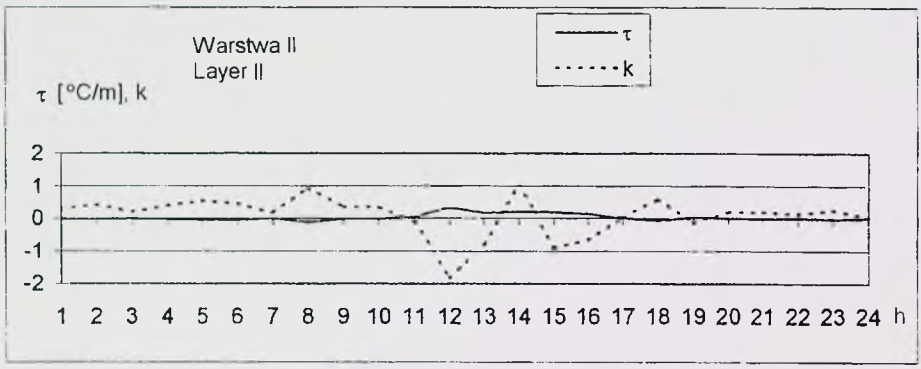
τ – pionowy gradient temperatury powietrza (°C/1 m).

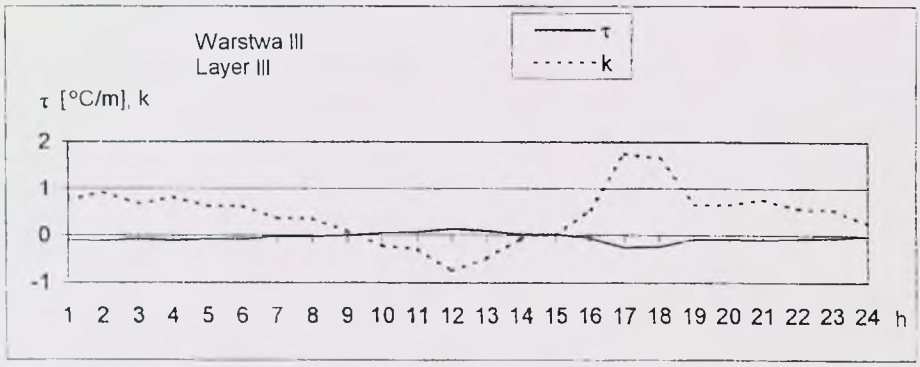
Błędy niwelacji wywołane refrakcją różnicową

Błąd spowodowany refrakcją jest jednym z błędów występujących w pomiarach niwelacyjnych. Zagadnienie błędów występujących w niwelacji omawiają prace Ząbka (1984).

Błędy refrakcji różnicowej w niwelacji geometrycznej szczegółowo zostały przedstawione w pracach Brysia (1995) i Mozžuchina (1995).







RYSUNEK 1. Przebieg dobowy gradientu temperatury – τ i współczynnika refrakcji – *k* dla średnich warunków pogodowych (VI, VII, VIII 1993 r., Warszawa – Bielany)
FIGURE 1. Daily distribution of temperature gradient – τ and refraction coefficient *k* for average weather conditions (VI, VII, VIII 1993)

TABELA 2. Pionowy rozkład średniej temperatury powietrza (VI, VII, VIII 1993 r., Warszawa – Bielany)

TABLE 2. Vertical distribution of average air temperature (VI, VII, VIII 1993, Warszawa – Bielany)

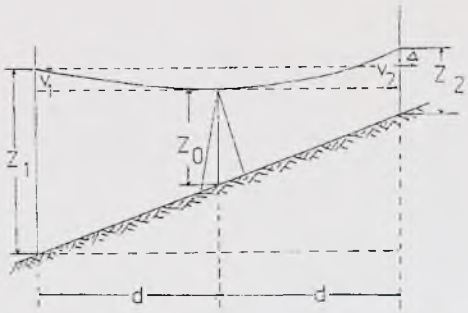
Z	Srednie warunki pogodowe Average weather conditions
3,0 m 1,5 m 0,3 m	15,00°C 15,03°C 15,38°C
Równanie regresji Regression equation	$t = 15{,}15 \cdot Z^{0{,}01}$ $r = 0{,}97$

W tym miejscu ograniczamy się tylko do przedstawienia rzędu wielkości błędów refrakcji różnicowej w niwelacji geometrycznej.

Wyniki pomiarów temperatury powietrza na trzech wysokościach: 0,3; 1,5 i 3,0 m, posłużyły do ustalenia pionowego rozkładu temperatury warstwy przygruntowej powietrza do 3 m.

Pionowy rozkład temperatury powietrza, obliczony dla średnich warunków pogodowych (VI, VII, VIII 1993 r., Warszawa – Bielany), przedstawiono w tabeli 2.

W celu obliczenia poprawki za refrakcję różnicową w niwelacji na stanowisku niwelacyjnym przyjęto założenie, że pomiar wykonywany jest w terenie pochyłym (rys. 2).



RYSUNEK 2. Stanowisko niwelacyjne w terenie pochyłym

FIGURE 2. Levelling stadion on the slope

Uwzględniając pionowy rozkład temperatury powietrza oraz wzór (1), możemy błąd niwelacji spowodowany refrakcją na stanowisku niwelacyjnym $\Delta = v_1 - v_2$ (Kegler 1998), napisać w postaci:

$$\Delta = d^2 \cdot 0{,}473 \cdot 10^{-6} \frac{2t_0 - t_1 - t_2}{Z_1 - Z_0} \quad (2)$$

gdzie:

d – długość celowych „wstecz" i „w przód",

t_0, t_1, t_2 – wartości temperatury na wysokościach Z_0, Z_1, Z_2 (tab. 2).

Poprawkę refrakcyjną na stanowisku niwelacyjnym obliczono ze wzoru Kukkamäkiego (Niwelacja precyzyjna 1993):

$$\Delta = \frac{4d^2}{(z_2 - z_1)^2} \cdot 0{,}952 \cdot$$

$$\cdot 10^{-6} \frac{t_2 - t_1}{Z_2^c - Z_1^c} \left\{ \frac{Z_1^{C+1} - Z_2^{C+1}}{C+1} + \right. \quad (3)$$

$$\left. - Z_0^c (Z_1 - Z_2) \right\}$$

gdzie:

d – długość celowej,

Z_1, Z_2 – wysokości celowych ponad terenem na łacie „wstecz" i „w przód",

t_1, t_2 – wartości temperatury powietrza na wysokości celowej przy łacie „wstecz" i „w przód,

C – współczynnik występujący we wzorze $t = a + bz^c$, opisującym zmianę temperatury wraz z wysokością Z nad terenem.

Dla typowych wartości:

$d = 30$ m, $\Delta t = 0{,}16°C$, $c = -0{,}3$,

$Z_1 = 2{,}4$ m, $Z_2 = 0{,}8$ m, $Z_0 = 1{,}6$ m

otrzymamy

$\Delta = -0{,}03$ mm

Poprawka refrakcyjna na stanowisku niwelacyjnym, obliczona przez Mozżuchina (1996) na podstawie eksperymentalnych pomiarów, wyniosła $\Delta = 0{,}34$ mm (dla celowych równych 25 m).

Poprawka refrakcyjna na stanowisku niwelacyjnym obliczona ze wzoru (2): dla wartości

$d = 50$ m, $Z_0 = 1{,}6$ m, $Z_1 = 2{,}9$ m,

$Z_2 = 0{,}5$ m

$t = 15{,}15 \cdot Z^{0{,}01}$ (tab. 2)

wynosi

$\Delta = -0{,}05$ mm

Wnioski końcowe

1. W okresie ostatnich 60-ciu lat powstało wiele opracowań szczegółowych znanych geodetów światowych, dotyczących tego problemu, a między innymi: Kukkamäkiego, Lepparia, Izotopa, Mazżuchina, Ostrowskiego, Brysia.
2. Poprawka refrakcyjna v_1 i v_2 jest funkcją długości i wysokości całej celowej nad nierównym i pochyłym podłożem i zmienia się w sposób ciągły.
3. Jeżeli celowa jest równoległa do powierzchni terenu, to wówczas błąd z tytułu refrakcji jest równy 0, bo $v_1 = v_2$. Wpływ refrakcji wystąpi jedynie w terenie pochyłym.
4. Dalsze podnoszenie dokładności precyzyjnych pomiarów wysokościowych jest możliwe jedynie poprzez uwzględnienie wpływu refrakcji różnicowej i wprowadzanie odpowiednich poprawek lub też wykonywanie pomiarów niwelacyjnych w określonych godzinach doby, tzn. podczas występowania „zerowych gradientów temperatury".

Literatura

BRYŚ H. 1995: Theoretische Grundbagen der Refraktion beim trigonometrischen Nivellement höchster Genauigkeit. All. *Vermes. – Nachr.* nr 2.

KEGLER A. 1998: Przebieg dobowy gradientu temperatury w przygruntowej warstwie powietrza jako podstawa oceny błędów refrakcji w niwelacji. *Prace Instytutu Geodezji i Kartografii*, t. XLV, z. 96.

MOZŻUCHIN O.A. 1996: Sposób uwzględnienia refrakcji w niwelowaniu precyzyjnym. *Przegl. Geod.* nr 2.

Niwelacja precyzyjna 1993. I. Laudyn (red.). PPWK, Warszawa.

ZĄBEK Z. 1984: Badanie zmian długości precyzyjnych łat niwelacyjnych w terenie. *Przegląd Geodezyjny* nr 4.

Summary

Refraction of geometric levelling. The results of measurements of temperature gradient at soil adjacent air layer (to 3 m) was presented In the article. For average weather conditions mean air temperature gradient in 3 – meter air layer is 0,04°C/1 m.

Author analyzed in the work errors of differential refraction, appearing in geometrical levelling, which can reach in unfavourable conditions 4 mm/1 km.

Author's address:
Antoni Kegler
Warsaw Agricultural University – SGGW
Department of Civil Engineering and Geodety
ul. Nowoursynowska 166
02-787 Warszawa
Poland

Gustaw DEMIDOWICZ[1], Bonifacy ŁYKOWSKI[2]
[1]Zakład Agrometeorologii i Zastosowań Informatyki IUNG
Department of Agrometeorology and Applied Informatics
Institute of Soil Science and Plant Cultivation in Puławy
[2]Zakład Meteorologii i Klimatologii SGGW
Division of Meteorology and Climatology
Warsaw Agricultural University

Warunki wilgotnościowe wiosny i lata w 2002 roku w Polsce
Humidity conditions of spring and summer in the year 2002 in Poland

Wstęp

W bieżącym roku rozwój warunków agrometeorologicznych w wielu regionach naszego kraju był niekorzystny dla roślin uprawnych. Informacje z miejsc zagrożonych suszą wzbudzały poważny niepokój w świadomości społecznej, a jednocześnie powstawały kontrowersje odnośnie natężenia i rozległości tego zjawiska przyrodniczego. Celem pracy jest opisanie przebiegu pogody w czasie jej największej efektywności plonotwórczej i przedstawienie w sposób obiektywny, przy użyciu wskaźników klimatycznych, zróżnicowania przestrzennego warunków wilgotnościowych w okresach największego zachwiania bilansu wodnego.

Materiał i metody

Do pracy wykorzystano dekadowe dane o pogodzie z 56 stacji IMGW. Opisano warunki przyrodnicze w aspekcie wilgotnościowym, opierając się na agrometeorologicznej metodyce IUNG i SGGW.

Charakterystykę agrometeorologiczną, jak też ilościowe oceny warunków wilgotnościowych przedstawiono rozłącznie dla dwóch okresów, tzn. okresu wiosennego kształtowania się niedoborów wody, pokrywającego się z drugim kwartałem roku oraz okresu letniego, kiedy ponownie i z większą intensywnością nastała susza, niekorzystna szczególnie dla roślin okopowych, przypadająca na trzeci kwartał.

Intensywność niedoborów wody na obszarze kraju określono klimatycznym bilansem wodnym, który jest różnicą między zmierzoną sumą opadów a wskaźnikiem ewapotranspiracji (w milimetrach), wyliczonym ze wzoru empirycznego uwzględniającego temperaturę, usłonecznienie i długość dnia (Doroszewski i Górski 1995, Doroszewski i Marcinkowska 1995). Według założeń tej metody bilans należy obli-

czać dla miesięcy i dlatego scharakteryzowano jego zróżnicowanie przestrzenne w okresach kalendarzowych, najbardziej suchych. Ponadto wyliczono (w procentach) prawdopodobieństwo nieprzekroczenia rzeczywistych sum opadów w okresach o największym ich niedoborze klimatycznym. Prawdopodobieństwo określono według metody Górskiego i Zaliwskiego (1999), bazującej na analizie harmonicznej rocznego cyklu opadów.

Wyniki

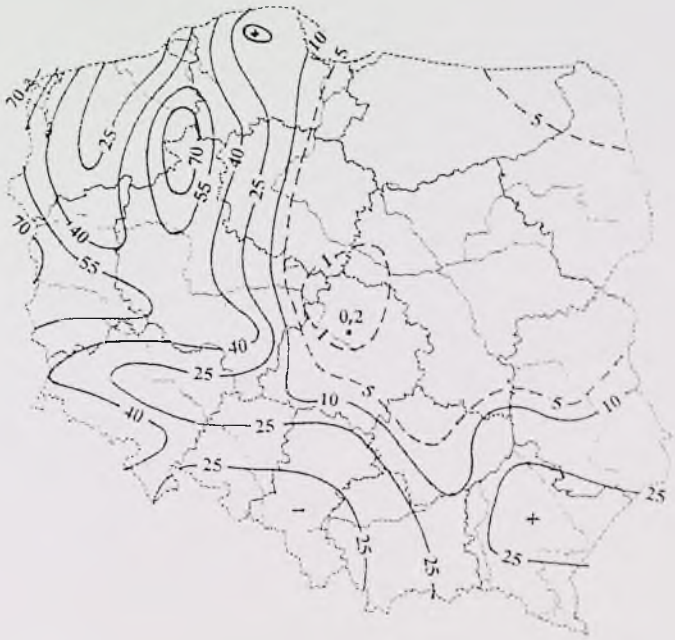
Już w kwietniu na obszarze Polski wystąpiły znaczne niedobory klimatyczne opadów, a od drugiej dekady tego miesiąca – przez pięć dekad średnia temperatura wyraźnie przewyższała wartości wieloletnie. Szczególnie wysoki wzrost temperatury nastąpił w pierwszej dekadzie maja, kiedy w Polsce jej wartość kształtowała się powyżej normy, o 5 do 8°C. Na ogół panowała słoneczna pogoda, a na wschodzie dekadowe usłonecznienie dochodziło do 90% wartości astronomicznie możliwej. Na przeważającym obszarze nie zanotowano opadów lub wystąpiły one w znikomej ilości. Taka pogoda spowodowała na znacznej powierzchni kraju wystąpienie niedoboru wody, największego w części północno-wschodniej i centralno-wschodniej. Rozpoczęło się dość wcześnie kłoszenie zbóż ozimych oraz miejscami strzelanie w źdźbło zbóż jarych.

W drugiej dekadzie maja wystąpiło wyraźne zróżnicowanie opadów – od znikomej ilości na pograniczu województwa mazowieckiego i lubelskiego do około 50 mm w województwach centralnych. W wielu miejscach, zwłaszcza na wschodzie Polski, utrzymywał się niedobór wilgoci glebowej, co wpływało niekorzystnie na zboża znajdujące się w fazie dużego zapotrzebowania na wodę. W trzeciej dekadzie w kraju, z wyjątkiem części północno-wschodniej, opady spowodowały dostateczne zaopatrzenie roślin uprawnych w wodę.

Na początku czerwca wystąpiły opady w ilości przewyższającej normę z wyjątkiem północnych i północno-wschodnich regionów, gdzie panowała słoneczna pogoda. Pogłębiający się tam niedobór wody został uzupełniony przez opady w drugiej dekadzie czerwca. Jednak na przeważającej części kraju, zwłaszcza na południu, spadło niewiele deszczu. Mała ilość opadów w następnej dekadzie spowodowała ponowne wysuszenie wierzchniej warstwy gleby w różnych częściach kraju.

W drugim kwartale roku powtarzające się okresy z niedostateczną ilością opadów przy stosunkowo wysokiej temperaturze spowodowały w wielu miejscach kraju krótkotrwałe bądź długie (kilkudekadowe) stany niedoboru wody.

Najdłuższy okres z klimatycznym niedoborem opadów, mający wpływ na ukształtowanie się niekorzystnych dla produkcji roślinnej warunków wilgotnościowych, przypadł na pięć kolejnych dekad – od 1 kwietnia do 10 maja. Prawdopodobieństwo nieprzekroczenia rzeczywistych sum opadów w tym okresie jest bardzo niskie we wschodniej Polsce w odróżnieniu od jej zachodniej połowy (rys. 1). Najmniejsze jego wartości wystąpiły w centralnej Polsce, tylko 0,2% w Łodzi.

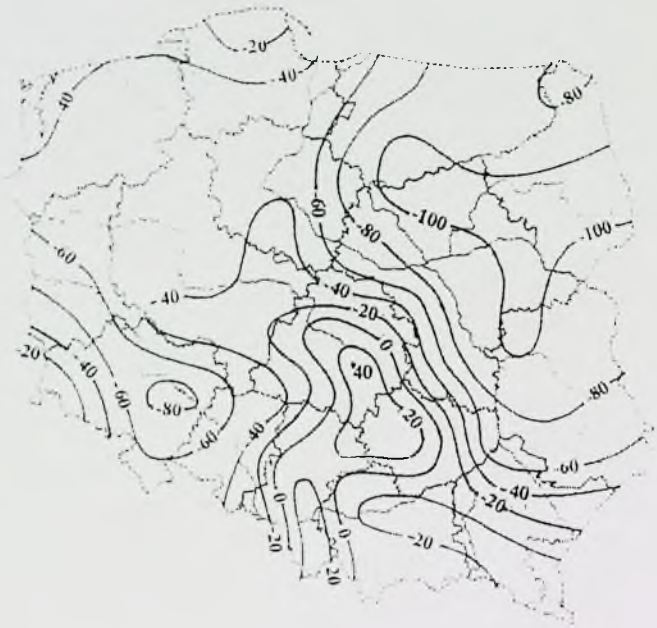


RYSUNEK 1. Prawdopodobieństwo opadów poniżej rzeczywistej sumy w okresie 1 IV – 10 V 2002 rok (%)
FIGURE 1. Probability of lower rainfall than the real sum in the period 1 IV – 10 V 2002 (%)

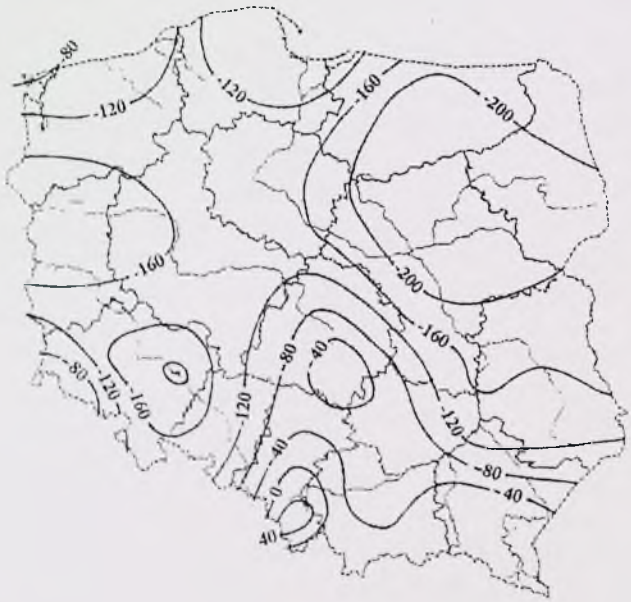
Spośród miesięcy wiosennych największym niedoborem wody wyróżnił się maj. Na znacznej części województwa podlaskiego i mazowieckiego wartości klimatycznego bilansu wodnego układały się poniżej –100 mm (rys. 2), np. w Białymstoku aż –114 mm. W klimatologicznej skali ocen niedobór wody w miesięcznym bilansie większy od 100 mm oznacza wystąpienie warunków skrajnie suchych, czyli stopień głębokiej suszy, najsilniejszej w naszym klimacie. Pośrednie stany suszy atmosferycznej zalicza się do przedziału wartości bilansu od –51 do –100 mm, normalne warunki zaś odpowiadają przedziałowi od –50 do 50 mm (Tomaszewska i in. 1993).

Kwartalny bilans wodny niemalże w całym kraju był ujemny, a najmniejsze jego wartości ukształtowały się poniżej –200 mm w północno-wschodnich regionach (rys. 3). Z uzupełniających obliczeń autorów wynika, że na przeważającej powierzchni kraju wystąpiły ujemne odchylenia bilansu od średniej wieloletniej wartości z okresu 1950–1990. Największe odchylenia wyniosły –128 mm w Olsztynie, –126 mm w Ostrołęce i –115 mm we Wrocławiu.

Dwie pierwsze dekady lipca były bardzo ciepłe. Powiększyła się powierzchnia z niedoborem wody w glebie, zwłaszcza w centralno-zachodnich województwach. Znaczne zróżnicowanie ilości opadów było spowodowane powszechnym występowaniem burz.



RYSUNEK 2. Klimatyczny bilans wody w maju 2002 roku (mm)
FIGURE 2. Climatic water balance in May 2002 (mm)



RYSUNEK 3. Klimatyczny bilans wodny w drugim kwartale 2002 roku (mm)
FIGURE 3. Climatic water balance in the second quarter of the year 2002 (mm)

Sumy opadów drugiej dekady kształtowały się w przedziale od 1 mm na północy do ponad 100 mm na południu kraju, gdzie miejscami zaznaczyło się nadmierne uwilgotnienie gleby. Niedobór opadów w następnej dekadzie uwydatnił się najbardziej w północno-wschodniej i centralnej części kraju.

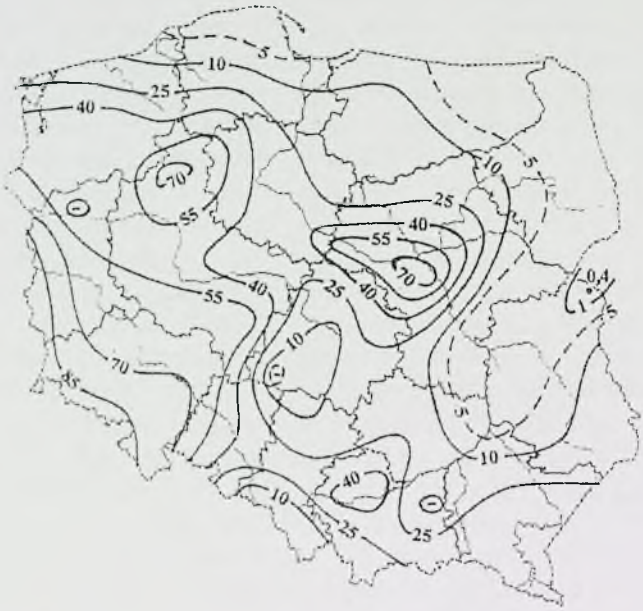
Przez sierpień utrzymywała się gorąca i słoneczna pogoda ze średnią temperaturą przewyższającą znacznie normę wieloletnią. W połowie miesiąca najwięcej dni słonecznych wystąpiło na północy i wschodzie. W trzeciej dekadzie prawie na całym obszarze kraju usłonecznienie przekroczyło 100 godzin i dochodziło w wielu regionach do 75% wartości astronomicznie możliwej.

Chociaż na przeważającym obszarze kraju w pierwszej dekadzie sierpnia spadło deszczu ponad normę wieloletnią, to jednak sumy opadów były znacznie zróżnicowane i nie wszędzie uzupełniły niedobór wody w glebie, np. w województwie podlaskim i opolskim opady nie przekroczyły 5 mm. W połowie sierpnia obfite opady zanotowano w województwach południowych i centralno-zachodnich, na pozostałym obszarze kształtowały się w pobliżu normy wieloletniej. W ostatniej dekadzie znaczne opady wystąpiły tylko w województwach południowo-zachodnich, a w wielu regionach wschodniej i północnej części kraju opadów nie było. Z powodu długo utrzymującego się niedoboru opadów w wielu regionach kraju utworzyła się susza, nie sprzyjająca pracom polowym i powodująca przedwczesne zasychanie naci ziemniaków.

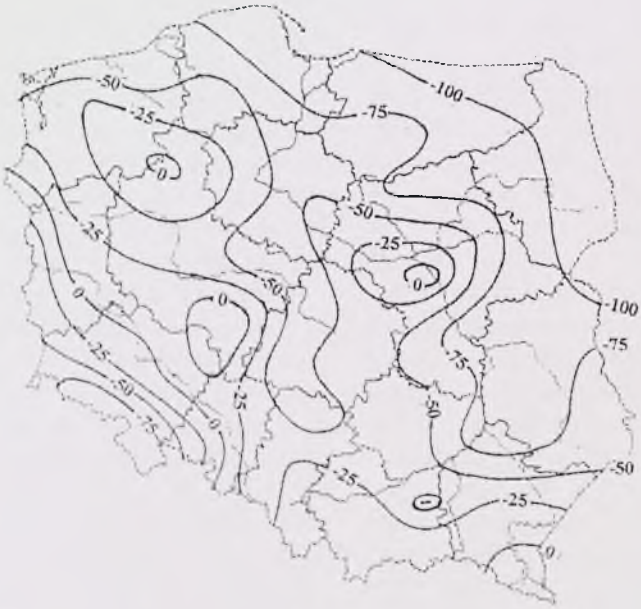
Pierwsza dekada września była dziewiątą z kolei dekadą cieplejszą od normy wieloletniej i z utrzymującym się w wielu regionach niedoborem klimatycznym opadów. Najbardziej dotknięte suszą były województwa: podlaskie, warmińsko-mazurskie, mazowieckie, łódzkie i lubelskie. Przesuszenie wierzchniej warstwy gleby spowodowało w różnych częściach kraju przerwanie prac polowych, opóźnienie siewu rzepaku ozimego i przyspieszenie wykopków ziemniaków. W połowie września nastąpiło znaczne i długie ochłodzenie, a umiarkowane opady w całym kraju wyraźnie zmniejszyły obszar z niedoborem wody. Stan niedostatecznego uwilgotnienia gleby utrzymywał się głównie na północo-wschodzie, a miejscami w centralnej i północnej części kraju. W trzeciej dekadzie na przeważającym obszarze sumy opadów niewiele odbiegały od normy, jednak w północno-wschodniej części kraju wystąpiły w małej ilości, rzędu kilku mm i tam jeszcze utrzymywał się niedobór wody.

Długim ciągiem małych sum opadów podczas lata wyróżnił się okres pięciu kolejnych dekad – od 21 lipca do 10 września. Prawdopodobieństwo wystąpienia ilości opadów nie przekraczających ich rzeczywistych sum w tym okresie jest bardzo małe we wschodniej i północnej części Polski (rys. 4); w Terespolu wynosi tylko 0,4%, trochę wyższe jest w Kozienicach, Suwałkach i Lęborku – po 1%.

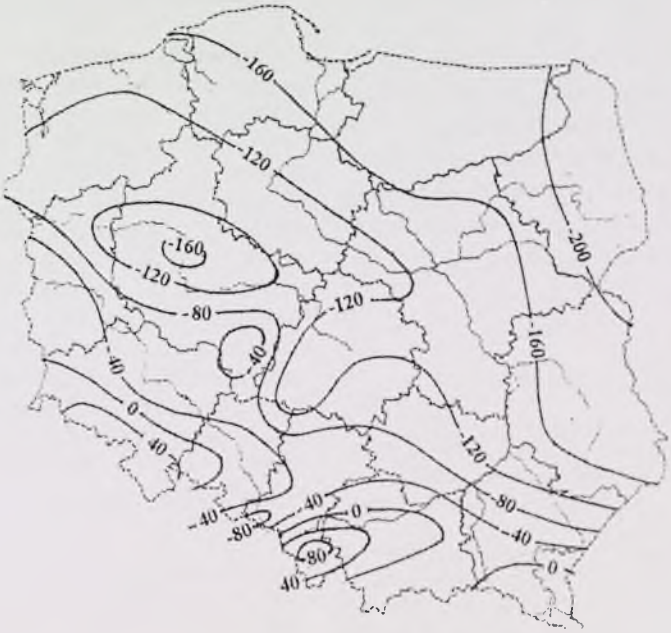
Najbardziej suchym miesiącem okresu letniego był sierpień. Największy niedobór wody w klimatycznym bilansie tego miesiąca (rys. 5) wystąpił w północno-wschodniej części kraju i wyniósł –110 mm w Suwałkach, –104 mm w Białymstoku i –103 mm w Terespolu. W tej części Polski został na tyle



RYSUNEK 4. Prawdopodobieństwo opadów poniżej rzeczywistej sumy w okresie 21 VII – 10 IX 2002 roku (%)
FIGURE 4. Probability of lower rainfall than the real sum in the period 21 VII – 10 IX 2002 (%)



RYSUNEK 5. Klimatyczny bilans wodny w sierpniu 2002 roku (mm)
FIGURE 5. Climatic water balance in August 2002 (mm)



RYSUNEK 6. Klimatyczny bilans wodny w trzecim kwartale 2002 roku (mm)
FIGURE 6. Climatic water balance in the third quarter of the year 2002 (mm)

zachwiany bilans wodny, że w wielu miejscach wytworzył się w sierpniu stan na pograniczu suchych i skrajnie suchych warunków wilgotnościowych, czyli silnej lub głębokiej suszy. Oprócz małych powierzchni w centrum i na zachodzie z dodatnim bilansem, w pozostałej części kraju wartości jego były ujemne. Najintensywniejsza susza objęła te dzielnice Polski, które w maju doznały największych ubytków wody.

Klimatyczny bilans wodny trzeciego kwartału był ujemny w kraju z wyjątkiem rejonu Krakowa i terenów górskich (rys. 6). Najmniejsze wartości układały się poniżej –200 mm głównie w województwie podlaskim, np. –214 mm w Białymstoku, –210 mm w Suwałkach. W tej części kraju odchylenia bilansu od średniej wartości wieloletniej wynosiły około –160 mm, co jest rzadkim zjawiskiem o tak dużym niedoborze wody w ciągu trzech miesięcy.

Wnioski

1. Najdłuższe okresy z niedoborem wody, kiedy rozwinęła się najintensywniejsza susza, wystąpiły od 1 kwietnia do 10 maja i od 21 lipca do 10 września.
2. Najbardziej suchymi miesiącami były: maj i sierpień, kiedy zaistniały warunki wilgotnościowe, które można zaliczyć według klimatologicznej skali do skrajnie suchych, a więc głębokiej suszy. Objęły one

głównie północno-wschodnią część Polski.

3. Susza atmosferyczna w 2002 roku kształtowała się przemiennie z okresami wilgotniejszymi i nie miała zasięgu powszechnego, może z wyjątkiem regionów najbardziej suchych, a to z powodu wysokiego zróżnicowania opadów, w znacznej części burzowych.

Literatura

DOROSZEWSKI A., GÓRSKI T. 1995: Prosty wskaźnik ewapotranspiracji potencjalnej. Rocz. AR w Poznaniu CCLXXI, *Melior. Inż. Środ.* 16: 3–8.

DOROSZEWSKI A., MARCINKOWSKA I. 1995: Klimatyczny bilans wodny sezonów wegetacyjnych 1921–1993 w Puławach. Mat. Konf. Nauk. nt.: Gleby i klimat Lubelszczyzny. LTN Lublin, 193–197.

GÓRSKI T., ZALIWSKI A. 1999: Algorytmy dla opadów w Polsce i program obliczeniowy. Dyskietka w Zakł. Agrometeorologii i Zastos. Informatyki IUNG, Puławy.

TOMASZEWSKA T., LORENC H., RUTKOWSKI Z., GĄSIOROWSKA E., LASKOWSKA A., ŻORAWSKA K. 1993: Susza w Polsce. Sprawozdanie z II etapu zadań 3 i 4 według zlecenia MRiGŻ nr 27/SP/93.

Summary

Humidity conditions of spring and summer in the year 2002 in Poland. Weather and plant vegetation data gathered by the observation net of the Institute of Meteorology and Water Management in Warsaw were used to describe agrometeorological conditions in spring and summer of the year 2002. The probability of lower rainfall than the real sum in during periods with their highest shortage, and climatic water balance in May and June as well as in the second and third quarter of the year in Poland were defined. In the regions with the highest precipitation shortage water balance values were lower than 110 mm in May and in August.

Authors' addresses:
Gustaw Demidowicz
Institute of Soil Science and Plant Cultivation
ul. Czartoryskich 8
24-100 Puławy
Poland

Bonifacy Łykowski
Warsaw Agricultural University – SGGW
ul. Nowoursynowska 166
02-787 Warszawa
Poland

Leszek HEJDUK[1], Kazimierz BANASIK[2]
[1]Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW
Department of Hydraulic Engineering and Environmental Recultivation WAU
[2]Wydział Ochrony Środowiska PWSOŚ w Radomiu
Private College of Environmental Protection in Radom

Erozja gleb i transport rumowiska rzecznego Sympozjum naukowe, Zakopane 10–12.10.2002

Sympozjum zorganizowała Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW we współpracy z Wydziałem Ochrony Środowiska Prywatnej Wyższej Szkoły Ochrony Środowiska w Radomiu oraz Instytutem Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, przy finansowym poparciu także Ministerstwa Edukacji Narodowej. W sympozjum, którego celem było przedstawienie stanu wiedzy i aktualnie prowadzonych w kraju prac badawczych w zakresie monitorowania i modelowania procesów erozji gleb i transportu rumowiska rzecznego oraz środków ochrony przed niekorzystnymi skutkami tych procesów udział wzięło 45 osób z jednostek uczelnianych (Akademii Rolniczej we Wrocławiu, Akademii Rolniczej w Poznaniu, Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach, Akademii Rolniczej w Krakowie, Uniwersytetu Jagiellońskiego, Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, Uniwersytetu Warszawskiego, Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Uniwersytetu Wrocławskiego, Prywatnej Wyższej Szkoły Ochrony Środowiska w Radomiu oraz SGGW), instytutów naukowych (IMGW, PAN) oraz przedstawicieli Tatrzańskiego Parku Narodowego.

Spotkanie otworzył dziekan Wydziału Inżynierii i Kształtowania Środowiska SGGW prof. dr hab. Kazimierz Banasik, witając gości i uczestników sympozjum oraz wprowadzając zebranych w tematykę i wygłaszając pierwszy wprowadzający referat.

Sympozjum zostało podzielone na część referatową (10 i 11.10.2002 r.), podczas której wygłoszono 21 referatów w 5-ciu sesjach, oraz część wyjazdową (12.10.2002 r.), podczas której uczestnicy zapoznali się z historią budowy Zespołu Zbiorników Wodnych Czorsztyn-Niedzica-Sromowce Wyżne oraz zwiedzili Pracownie Procesów Fluwial-

nych HOMERKA IGiPZ PAN we Frycowej k. Nowego Sącza.

Poniżej przedstawiono tytuły i autorów referatów wraz z krótkim omówieniem przedstawionych zagadnień. Przy dwóch lub większej liczbie autorów wyróżniono nazwisko osoby referującej. Pierwsza sesja została poświęcona ogólnym zagadnieniom dotyczącym trzech głównych tematów Sympozjum. Prof. **K. Banasik** przedstawił referat dotyczący równania USLE jako narzędzia do oceny intensywności erozji gleb i wydatku rumowiska unoszonego ze zlewni. Drugi referat, wygłoszony przez doc. dr. inż **A. Dobrowolskiego**, kierownika Ośrodka Zasobów Wodnych IMGW, dotyczył przeglądu metod pomiarowych transportu rumowiska unoszonego stosowanych w Polsce oraz innych krajach europejskich. Sesję pierwszą zakończył prof. **W. Froehlich** referatem opisującym badania transferu zwietrzelin w beskidzkim systemie fluwialnym.

Przewodnictwo sesji drugiej, zatytułowanej „Erozja gleb", objął prof. dr hab. W. Parzonka. Sesja ta składała się z pięciu referatów. W pierwszym referacie, dr. **P. Licznara** i prof. M. Rojka, przedstawiono wyniki obliczeń wskaźnika erozyjności deszczy i spływów dla stacji opadowej Wrocław Swojec. Drugi referat, przedstawiony przez dr E. Smolską, dotyczył wyników pomiarów natężenia międzybruzdowej erozji gleb na stokach oraz analizy wybranych uwarunkowań przyrodniczych (długość i kształt stoku oraz erozyjność deszczy) przebiegu procesu. Trzecia praca autorów dr. inż. J. Rejmana i dr. hab. **B. Usowicza** dotyczyła określania ilości materiału glebowego przenoszonego w procesie erozji na zboczu lessowym na podstawie pomiarów poletkowych. Czwarty referat autorstwa dr. T. Ciupy opisywał badania nad poznaniem mechanizmów funkcjonowania systemu hydrologicznio-fluwialnego w zróżnicowanych warunkach antropopresji, ze szczególnym uwzględnieniem środowiska zurbanizowanego. Ostatni referat w sesji drugiej, wygłoszony przez dr. A. Czerniaka, dotyczył zabezpieczeń przeciwerozyjnych skarp, w szczególności określenia możliwości wytwarzania elementów gazonowych z kory sosnowej scalonej cementem i zastosowania jej jako obudowy biologiczno-technicznej.

Sesji trzeciej, zatytułowanej „Transport rumowiska unoszonego", przewodniczył doc. A. Dobrowolski. Sesja składała się z pięciu referatów. Jako pierwszy, referat dotyczący przebiegu i skutków ulewy w niewielkiej zlewni lessowej na Roztoczu Tomaszowski, przedstawił K. Stępniewski. Referat ten został opracowany przez zespół: L. Gawrysiak, G. Janicki, dr J. Rodzik, K. Stępniewski. W kolejnym referacie, współautorstwa prof. K. Banasika, **M. Barszcza**, J. Pudzianowskej, Z. Czempińskiej-Świtalskiej, przedstawiono wyniki pomiarów czasu opóźnienia (Lag) odpływu z małej zlewni rolniczej oraz uzyskane wartości porównano z wielkościami obliczonymi ze wzorów empirycznych. W referacie autorstwa dr. **L. Hejduka** i prof. dr. hab. inż. K. Banasika przedstawiono wyniki zastosowania metody dyfrakcji laserowej do analiz granulometrycznych rumowiska unoszonego. Trzeci referat autorstwa **M. Barszcza**, dr. L. Hejduka, prof. K. Banasika dotyczył analizy czasów opóźnienia odpływu wody i rumowiska

unoszonego w małej zlewni nizinnej oraz wyznaczenia na ich podstawie jednego z parametrów równania chwilowego sedymentogramu jednostkowego. W ostatnim referacie sesji trzeciej prof. dr hab. T. Miler przedstawił wyniki pracy, której celem było wskazanie głównych parametrów implikujących jakość wody w ciekach nizinnych o zróżnicowanym zalesieniu.

Sesji czwartej, zatytułowanej „Transport rumowiska wleczonego", przewodniczył prof. dr hab. W. Bartnik. Sesja składała się z pięciu referatów. W pierwszym referacie autorstwa prof. dr. hab. inż. W. Parzonki, prof. W. Bartnika oraz dr. **R. Kasperka** przedstawiono wyniki analizy warunków ruchu rumowiska na wybranych odcinkach dla Odry. Skoncentrowano się na ocenie parametru K_s/K_r we wzorze na intensywność transportu rumowiska wleczonego Meyera-Petera i Müllera. Drugi referat autorstwa dr. **Z. Popka** oraz dr. D. Górskiego dotyczył oceny przydatności modelu MIKE 11 do obliczeń transportu rumowiska w małej rzece nizinnej. Ostatni wygłoszony w tej sesji referat autorstwa M. Katrycza dotyczył ilościowej oceny transportu rumowiska w zlewni Wilczego Potoku w Karkonoszach.

Dwa planowane referaty nie zostały wygłoszone, lecz ich teksty opublikowano w materiałach konferencyjnych. Dotyczyły one: prognozowania transportu rumowiska za pomocą modelu SPAW – autorstwa dr. A. Radeckiego-Pawlika, P. Barana, oraz zależności przepływu korytotwórczego rzek górskich od składu granulometrycznego rumowiska wleczonego – autorstwa dr hab. A. Michalik i dr. A. Radeckiego-Pawlika.

Przewodnictwo sesji piątej, ostatniej, zatytułowanej: „Zagadnienia różne" i obejmującej pozostałe referaty nie zakwalifikowane do sesji tematycznych, objął prof. dr hab. inż. Jan Żelazo. Sesja ta składała się z pięciu wygłoszonych referatów. Pierwszy referat autorstwa W. Kociuby i **S. Stępniewskiej** dotyczył roli wezbrań w transporcie rumowiska rzecznego górnego Wieprza. Przedmiotem kolejnego referatu autorów **M. Wierzbickiego** i J. Wicher było przybliżenie procesu erozji poniżej zbiornika wodnego Jeziorsko na rzece Warcie na tle budowy geologicznej, jego skutków w postaci zmian uziarnienia rumowiska dennego, zmian poziomów dna i zwierciadła wody w korycie rzeki. Trzeci referat, opracowany przez zespół: dr inż. S. Bajkowski, dr inż. P. Siwicki, J. Urbański, prezentował wyniki badań laboratoryjnych nad stopniem zagrożenia budowli przez rozmycia w stanowisku dolnym. Ostatnie dwa referaty wygłosił dr A. Stach. Pierwszy z jego referatów dotyczył wykorzystania metod geostatystycznych i funkcji krzywikowych do estymacji chwilowych stężeń roztworów w odpływie rzecznym. Drugi referat dotyczył wykorzystania geostatystycznej wielozmiennej analizy strukturalnej do opisu serii pomiarowych przepływu i wybranych parametrów fizykochemicznych wody w zlewni nizinnej i górskiej.

Biorąc pod uwagę liczną reprezentację krajowych ośrodków zajmujących się zagadnieniami erozji gleb i transportu rumowiska rzecznego, prezentowaną w wystąpieniach problematykę oraz żywą dyskusję w czasie całego spotkania, można uznać, że sympozjum spełniło założone cele.

Authors' addresses:
Leszek Hejduk
Warsaw Agricultural University – SGGW
Department of Hydraulic Engineering
and Environmental Recultivation
ul. Nowoursynowska 166
02-787 Warszawa
Poland
e-mail: hejduk@alpha.sggw.waw.pl,
banasik@alpha.sggw.waw.pl

Kazimierz Banasik
Private College of Environmental Protection
in Radom
ul. Zubrzyckiego 6
26-600 Radom
Poland