Landform Analysis, vol. 39, 2020

Mikołaj Majewski

Sekularne i ekstremalne procesy erozji wodnej gleb na Pojezierzu Drawskim

Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, majewski@amu.edu.pl

Spis treści

Spis symboli	5
1. Wprowadzenie	7
1.1. Erozja wodna gleb w umiarkowanej strefie morfoklimatycznej.	7
1.2. Zjawiska ekstremalne erozji wodnej gleb i ich znaczenie w systemie morfogenetycznym	9
1.3. Cel i zakres badań	11
2. Obszar badań.	13
2.1. Lokalizacja obszaru badań	13
2.2. Rzeźba terenu	14
2.3. Litologia	19
2.4. Klimat.	20
2.5. Pokrycie terenu i użytkowanie ziemi	20
2.6. Powierzchnie testowe.	24
3. Metodyka badań	27
3.1. Obserwacje na stałych powierzchniach testowych	27
3.1.1. Spływ powierzchniowy i spłukiwanie	28
3.1.2. Cechy fizyczne powierzchniowej warstwy gleby	29
3.2. Eksperyment terenowy – symulacja opadu	31
3.3. Analiza danych meteorologicznych	34
3.4. Numeryczna mapa potencjalnej i aktualnej erozji wodnej gleb.	35
4. Uwarunkowania erozji wodnej gleb na powierzchniach testowych	37
4.1. Warunki meteorologiczne	37
4.1.1. Temperatura powietrza	37
4.1.2. Opady atmosferyczne.	38
4.1.3. Pokrywa śnieżna.	49
4.1.4. Przemarznięcie gruntu	50
4.2. Cechy fizyczne powierzchniowej warstwy gruntu	51

5. Przebieg i wielkość procesów erozji wodnej gleb na powierzchniach testowych	57
5.1. Wartości progowe dla ekstremalnych procesów erozji wodnej gleb na Pojezierzu Drawskim . . .	57
5.2. Erozja wodna gleb na stałych powierzchniach testowych	58
5.2.1. Spływ powierzchniowy.	58
5.2.2. Spłukiwanie	60
5.3. Erozja wodna gleb w warunkach symulowanego opadu	64
6. Wpływ struktury i erozyjności opadów atmosferycznych na wielkość spływu i spłukiwania	69
6.1. Wpływ opadów na spływ powierzchniowy	69
6.2. Wpływ opadów na spłukiwanie	72
7. Potencjalna i aktualna erozja wodna gleb na Pojezierzu Drawskim	77
7.1. Uwarunkowania potencjalnej i aktualnej erozji wodnej gleb.	77
7.2. Mapy analityczne	79
7.2.1. Spadki terenu	79
7.2.2. Ekspozycja stoków	80
7.2.3. Współczynnik topograficzny LS	81
7.2.4. Pokrycie terenu i użytkowanie ziemi	83
7.2.5. Litologia	85
7.2.6. Erozyjność opadów atmosferycznych.	86
7.3. Mapy syntetyczne.	87
8. Podsumowanie i wnioski.	93
Podziękowania.	95
Literatura	97
Secular and extreme soil erosion processes in the Drawskie Lakeland. Summary.	105

Secular and extreme soil erosion processes in the Drawskie Lakeland

Institute of Geoecology and Geoinformation, Adam Mickiewicz University in Poznań, majewski@amu.edu.pl

Table of contents

List of symbols	5
1. Introduction	7
1.1. Soil erosion by water in the moderate morphoclimatic zone	7
1.2. Extreme soil erosion events and their role in the morphogenetic system.	9
1.3. Aims and scope of the research	11
2. Study area	13
2.1. Location of the study area	13
2.2. Relief	14
2.3. Lithology	19
2.4. Climate.	20
2.5. Land use and land cover.	20
2.6. Testing plots.	24
3. Research methods	27
3.1. Stationary observation in the testing plots	27
3.1.1. Surface runoff and slopewash	28
3.1.2. Topsoil characteristics.	29
3.2. Field experiment–rainfall simulation.	31
3.3. Meteorological data analysis	34
3.4. Potential and actual soil erosion risk maps	35
4. Conditions of soil erosion by water in the testing plots.	37
4.1. Meteorological conditions	37
4.1.1. Air temperature	37
4.1.2. Precipitation.	38
4.1.3. Snow cover.	49
4.1.4. Soil freezing	50
4.2. Topsoil characteristics	51

5. Course and magnitude of soil erosion by water in the testing plots	57
5.1. Thresholds of extreme soil erosion processes in the Drawskie Lakeland	57
5.2. Soil erosion by water in the testing plots	58
5.2.1. Surface runoff.	58
5.2.2. Slopewash	60
5.3. Soil erosion by water under simulated rainfall	64
6. Impact of rainfall structure and erosivity on surface runoff and slopewash.	69
6.1. Impact of rainfall on surface runoff	69
6.2. Impact of rainfall on slopewash	72
7. Potential and actual soil erosion by water in the Drawskie Lakeland.	77
7.1. Conditions of potential and actual soil erosion by water	77
7.2. Analytic maps.	79
7.2.1. Slopes.	79
7.2.2. Aspect.	80
7.2.3. LS topographic factor.	81
7.2.4. Land use and land cover.	83
7.2.5. Lithology	85
7.2.6. Rainfall erosivity	86
7.3. Synthetic maps.	87
8. Summary and conclusions	93
Acknowledgments.	95
References	97
Secular and extreme soil erosion processes in the Drawskie Lakeland. Summary	105

Spis symboli/List of symbols

Symbol	Objaśnienie <i>Explanation</i>	Symbol	Objaśnienie <i>Explanation</i>
c	zwięzłość gleby <i>soil cohesion</i>	P	wysokość opadu <i>rainfall amount</i>
C	bezwymiarowy współczynnik rodzaju upraw i sposobu użytkowania terenu <i>cropping factor</i>	p	klasa przepuszczalności gleby <i>permeability class</i>
C.V.	współczynnik zmienności <i>coefficient of variation</i>	P(A)	prawdopodobieństwo <i>probability</i>
E	średnie roczne splukiwanie <i>average annual soil loss</i>	P _a	roczna suma opadów <i>annual precipitation total</i>
EI ₃₀	erozyjność deszczu <i>rainfall erosivity</i>	P _c	bezwymiarowy współczynnik zabiegów przeciwdziałających erozji <i>conservation practice factor</i>
E _{kin}	energia kinetyczna deszczu <i>rainfall kinetic energy</i>	P _d	dobowa suma opadów <i>daily precipitation</i>
Extr	proces ekstremalny <i>extreme process</i>	P _e	suma opadu efektywnego <i>effective rainfall total</i>
Extr!	proces wyjątkowo ekstremalny <i>extremely extreme process</i>	P _{hy}	półroczna suma opadów <i>half-year precipitation total</i>
I	natężenie opadu <i>rainfall intensity</i>	P _m	miesięczna suma opadów <i>monthly precipitation total</i>
i(t)	infiltracja skumulowana <i>cumulative infiltration</i>	P _s	suma opadów w porze roku <i>seasonal precipitation total</i>
I ₃₀	maksymalne natężenie opadu w czasie 30 minut <i>30-minute maximum rainfall intensity</i>	P _{snow}	suma opadów śniegu <i>snowfall total</i>
I _L	wskaźnik opadów uprzednich <i>soil moisture index</i>	Q1	pierwszy kwartyl, <i>first quartile</i>
K	wskaźnik podatności na erozję <i>soil erodibility factor</i>	Q3	trzeci kwartyl <i>third quartile</i>
K _{sat}	współczynnik filtracji gruntu <i>saturated hydraulic conductivity</i>	R ²	współczynnik determinacji <i>coefficient of determination</i>
L	długość stoku <i>slope length</i>	RC	współczynnik spływu powierzchniowego <i>runoff coefficient</i>
LS	wskaźnik topograficzny <i>topographic index</i>	S	nachylenie stoku <i>slope inclination</i>
M	wskaźnik struktury gleby <i>textural factor</i>	s	klasa struktury gleby <i>soil structure class</i>
maks	wartość maksymalna <i>maximal value</i>	S.D.	odchylenie standardowe <i>standard deviation</i>
Me	mediana <i>median</i>	SC	grubość pokrywy śnieżnej <i>thickness of snow cover</i>
MFI	zmodyfikowany uproszczony wskaźnik erozyjności opadów <i>Modified Fournier Index</i>	S _c	współczynnik sorpcyjności <i>sorptivity coefficient</i>
min	wartość minimalna <i>minimal value</i>	SF	grubość przemarznięcia gruntu <i>soil freezing thickness</i>

Symbol	Objaśnienie <i>Explanation</i>	Symbol	Objaśnienie <i>Explanation</i>
n	liczba dni <i>number of days</i>	SR	spływ powierzchniowy <i>surface runoff</i>
n _p	liczba dni z opadem <i>number of days with rainfall</i>	SR _{cum}	skumulowany spływ powierzchniowy <i>cumulative surface runoff</i>
n _{snow}	liczba dni z pokrywą śnieżną <i>number of days with snow cover</i>	ST	wskaźnik erozyjności roztopów <i>erosivity from snowmelt and thaw</i>
OM	zawartość materii organicznej <i>organic matter content</i>	SW	spłukiwanie <i>slope wash</i>
SW _{cum}	skumulowane spłukiwanie <i>cumulative slope wash</i>	X	średnia arytmetyczna <i>average (mean)</i>
t	czas <i>time</i>	ρ	gęstość objętościowa <i>bulk density</i>
T	temperatura <i>temperature</i>	τ _f	odporność na ścinanie <i>shear strength</i>
t _p	czas trwania opadu <i>rainfall duration</i>	%Cl	udział frakcji ilastej <i>share of clayey fraction</i>
v(t)	prędkość infiltracji <i>infiltration velocity</i>	%Sa	udział frakcji piaszczystej <i>share of sandy fraction</i>
W	wilgotność wagowa <i>moisture content</i>	%Si	udział frakcji pylastej <i>share of silty fraction</i>
W _o	wilgotność objętościowa <i>volumetric water content</i>	ΔP _i	suma opadu w okresie o stałej intensywności i <i>rainfall total for period of constant partial intensity i</i>
W _{sn}	wskaźnik śnieżności zim <i>winter snowiness index</i>		

1. Wprowadzenie

1.1. Erozja wodna gleb w umiarkowanej strefie morfoklimatycznej

Erozja wodna gleb jest ważnym, a w umiarkowanej strefie morfoklimatycznej najczęstszym procesem morfogenetycznym, kształtującym powierzchnie nacylonie (Gerlach 1966, Gil 1976). W obrębie form wypukłych erozja wodna prowadzi do rozcinania i obniżania powierzchni ziemi, a w obniżeniach i na powierzchniach płaskich wywołuje agradację. Każdą powierzchnię między kulminacją wzniesienia, a jego płaskim podnóżem nazywa się stokiem. Stoki stanowią najpowszechniejszy element rzeźby powierzchni Ziemi (Jahn 1956, Gerlach 1966, Klimaszewski 1981) i występują na wszystkich kontynentach, we wszystkich strefach morfoklimatycznych.

Dla zaistnienia procesów erozji wodnej gleb niezbędna jest dostawa wody do stoku w wyniku opadów atmosferycznych deszczu lub z topniejącego śniegu oraz grawitacja, która umożliwia wodzie spływanie w dół stoku. Erozja wodna gleb najczęściej inicjowana jest przez spływ powierzchniowy powstający z transformacji wody opadowej lub pochodzącej z tania śniegu. Zgodnie z infiltracyjną teorią spływu Hortona (1933, 1945), spływ powierzchniowy stanowi różnicę pomiędzy ilością wody pochodzącej z opadu deszczu, a wodą infiltrującą w podłoże oraz zależy od prędkości tej infiltracji. Wysokość warstwy wody spływającej po stoku zależy od jego długości oraz od prędkości spływu. Biorąc pod uwagę zawartość wody w glebie, można wyróżnić 2 rodzaje spływu: nienasycony i nasycony. W wyniku intensywnych opadów atmosferycznych woda zaczyna spływać po stoku, mimo, że profil glebowy nie jest nasycony wodą, występuje spływ nienasycony. Z kolei, gdy profil glebowy jest całkowicie nasycony wodą, ma miejsce spływ nasycony (Kirkby, Chorley 1967, Słupik 1981).

Spływająca woda przemieszcza cząsteczki zwierzeliny. Proces ten nazywa się spłukiwaniem (Horton 1945, De Ploey i in. 1976). Wyróżnić można spłukiwanie powierzchniowe (rozproszone, warstwowe) i liniowe, przechodzące w bruzdowe, a później w erozję wąwozową (Klimaszewski 1981). Spłukiwanie uznawane jest za główny czynnik wpływający na przekształcanie stoków w dojrzałym stadium ewolucji, w umiarkowanej strefie morfoklimatycznej (Gerlach 1966).

Na przebieg i wielkość procesów spłukiwania wpływa rozbryzg, który jest uzależniony m.in. od intensywności deszczu. Polega on na odrywaniu i przemieszczaniu materiału zwierzelinowego poprzez docierające do powierzchni ziemi krople deszczu o określonej energii kinetycznej (Ellison 1945, De Ploey 1969, Bryan 2000). Efekt rozbryzgu zauważalny jest przede wszystkim na powierzchniach bez szaty roślinnej. Całość procesów przekształcających powierzchnię stoku w wyniku degradującej działalności wody, czyli spływ powierzchniowy, rozbryzg i spłukiwanie, nazywa się erozją wodną gleb.

Procesy erozji wodnej gleb mają duży wpływ na współczesne funkcjonowanie geoekosystemów w umiarkowanej strefie morfoklimatycznej, głównie poprzez modyfikację obiegu wody krążącej w geoekosystemie. Zachodzi zmiana relacji infiltracji do spływu powierzchniowego, spływu śródglebowego oraz odpływu gruntowego (Słupik 1981, Jóźwiak 1994). Erozja wodna gleb powoduje zmiany strumienia przepływu materii w geoekosystemie. W wyniku spływu powierzchniowego i spłukiwania odprowadzany jest materiał z powierzchni stoku. Spłukiwanie pełni bardzo istotną rolę w denudacyjnym bilansie stoku poprzez przemiany rzeźby terenu, obejmujące denudację zachodzącą na stokach oraz agradację na spłaszczeniach terenowych, w obniżeniach, czy też dolinach (Jahn 1956, Gerlach 1966). Erozja wodna gleb istotnie wpływa na przekształcanie gleb. W miejscach podlegających denudacji zachodzi degradacja profilu glebowego, tworzą się tzw. gleby ogłowione, a w miejscach akumulacji ma miejsce nadbudowa profilu glebowego, powstają tzw. gleby namyte (Govers i in. 1994, Marcinek 1994, Rejman 2006). Generalnie erozja wodna pogarsza jakość gleb i jest procesem szkodliwym dla gospodarki m.in. poprzez: rozcinanie stoków (w tym głównie erozję wąwozową), niszczenie polnych dróg, odprowadzanie składników naturalnych oraz stosowanych przez rolników składników pokarmowych i środków ochrony roślin (Frielinghaus, Schmidt 1993, Evans 1996, Boardman i in. 2003).

Indywidualność geoekosystemów umiarkowanej strefy morfoklimatycznej decyduje o dynamice i wielkości procesów erozji wodnej gleb. Jako geoekosystem Kostrzewski (1993) przedstawia jednostkę przestrzenną o nieokreślonej randze taksonomicznej,

o określonej strukturze wewnętrznej obejmującej elementy, obiekty i zjawiska oraz o określonych współzależnościach pomiędzy elementami, obiektami i zjawiskami, a systemami sąsiednimi. Tak rozumiane geoeosystemy umiarkowanej strefy morfoklimatycznej różnią się między sobą w zakresie struktury wewnętrznej. Podstawowe różnice dotyczą morfologii. W umiarkowanej strefie znajdują się obszary zarówno o rzeźbie odznaczającej się wysoką energią potencjalną (obszary górskie, w tym wysokogórskie), średnią energią (obszary wyżynne) oraz niską energią (obszary nizinne). Obszary wysokoenergetyczne, w związku z występowaniem w nich bardziej nachylonych stoków niż w obszarach nizinnych, charakteryzują się potencjalnie większą podatnością na procesy spływu powierzchniowego i spłukiwania (Słupik 1981, Froehlich 1982, Poesen 1984, Gobin i in. 2003).

Zróznicowana dynamika spływu powierzchniowego i spłukiwania w obrębie umiarkowanej strefy morfoklimatycznej wynika też z heterogeniczności klimatycznej. W związku z oddziaływaniem klimatu morskiego i kontynentalnego, notowane są znaczne różnice w zakresie temperatur powietrza oraz wysokości opadów (Klein Tank i in. 2002). Oprócz wysokości opadów dla wystąpienia procesów erozji wodnej gleb istotne jest ich natężenie oraz erozyjność (Smith, Wischmeier 1962, Starkel 1986, Morgan i in. 1998, Goovaerts 1999, Salles, Poesen 2000, Le Bissonnais i in. 2002, Verstraeten i in. 2006, Prasuhn i in. 2013, Panagos i in. 2015).

W umiarkowanej strefie morfoklimatycznej występuje duża zmienność w zakresie pokrycia terenu i użytkowania ziemi (Rabbinge, Van Diepen 2000). Notuje się bardzo duży udział gruntów ornych. Właśnie na obszarach użytkowanych rolniczo procesy spływu powierzchniowego i spłukiwania zachodzą z największą intensywnością (Gerlach 1966, Gil 1976, Klimczak 1993, Szpikowski 1998b, Stępniewski i in. 2010). Wraz z rozwojem rolnictwa, zwiększają się arealy pojedynczych pól uprawnych. Duża ich powierzchnia, w połączeniu z niewłaściwymi zabiegami agrotechnicznymi, może powodować znaczne straty gleby (Govers i in. 1994, Govers 1999, Poesen i in. 2001, Van Rompaey i in. 2002). O istocie tego problemu świadczy fakt, że w związku z postępującą industrializacją, a co za tym idzie mechanizacją rolnictwa, w tym zarządzaniem gruntami ornymi, w Stanach Zjednoczonych stworzono uniwersalny model strat gleby (*Universal Soil Loss Equation*, USLE). Model stanowi praktyczne narzędzie, którego celem było i jest zniwelowanie strat gleby związanej z zabiegami agrotechnicznymi na polach uprawnych (Wischmeier, Smith 1978, Bryan 2000).

Erozja wodna gleb pełni istotną rolę we współczesnym rozwoju heterogenicznej rzeźby Polski, której złożoność oraz zróżnicowanie równoleżnikowe wynika z procesów orogenezy alpejskiej oraz transgresji

ładolodów plejstocenijskich o różnym zasięgu (Starkel 2008). Erozja wodna gleb oddziałuje na każdą strefę krajobrazową w inny sposób i w innej skali, co zobrażone jest zasięgiem obszarów zagrożonych erozją.

Pierwszego przestrzennego rozkładu takiego zagrożenia w Polsce dokonała Reniger (1950). Kolejnych opracowań w tej tematyce podjął się zespół z Instytutu Uprawy i Nawożenia Gleb w Puławach pod kierownictwem Józefaciuków (1975, 1985, 1992). Według nich ok. 29% powierzchni Polski jest zagrożone erozją wodną gleb. Do najbardziej zagrożonych obszarów należą tereny górskie i podgórskie, obszary wyżyn środkowopolskich oraz młodoglacjalny obszar pojezierny.

Tereny górskie od pogórskich zasadniczo różnią się użytkowaniem terenu oraz średnimi nachyleniami stoku. Większa lesistość na zboczach górskich działa w sposób ochronny przed erozją wodną gleb, dlatego też w warunkach naturalnych, na obszarach górskich erozja wodna gleb nie występuje (Gil 2009). Niemniej jednak w wyniku ingerencji człowieka, polegającej na deforestacji oraz intensyfikacji rolnictwa, procesy erozyjne nasiliły się. Częściowo procesy spływu powierzchniowego i spłukiwania są hamowane w wyniku terasowania zboczy oraz uprawy poprzecznostokowej (Koreleski 2008). Zbocza górskie cechują się większym nachyleniem niż zbocza pogórskie i nizinne, co powoduje z reguły szybszy spływ powierzchniowy (Słupik 1981). Występująca w tej strefie łączność systemów stokowych i korytowych za pośrednictwem rozcięć stokowych, wąwozów, dróg polnych sprawia, że wraz ze wzrostem prędkości spływu powierzchniowego rosną również przepływy górskich potoków (Słupik 1981, Froehlich 1982). Obszary górskie na ogół charakteryzują się wyższymi opadami atmosferycznymi niż inne części kraju (Banasik, Górski 1990, Lorenc i in. 2009, Stach 2009). Badania erozji wodnej gleb w polskich obszarach górskich i pogórskich dotyczyły głównie: pomiarów na powierzchniach testowych (Gerlach 1966, Gil 1976, 1994, 1998, 2009, Święchowicz 1998, 2002, 2008, 2010b, 2012, 2018, Bochenek, Gil 2007, 2010, Kijowska-Strugała, Kiszka 2014, 2018), oceny zdarzeń ekstremalnych (Gil 2009, Święchowicz 2009, 2010a, Kijowska 2011) i roli spływu powierzchniowego w kształtowaniu odpływu rzecznoego (Gerlach 1966, Słupik 1981, Froehlich 1982, Święchowicz 2002).

W pasie wyżyn środkowopolskich opady atmosferyczne są niższe niż w górach, a rzeźba mniej urozmaicona. Jednak erozji wodnej gleb sprzyja podatne podłoże (w szczególności pokrywy lessowe na Wyżynie Lubelskiej i Roztoczu) oraz znaczny udział użytków rolnych. W związku z intensywnymi zabiegami na polach uprawnych, znaczącym czynnikiem kształtującym rzeźbę tego obszaru jest erozja agrotechniczna (Rejman 2006). Znaczna podatność gleb lessowych, wynikająca z dużego udziału pyłu

i małego udziału ilu koloidalnego i próchnicy w ich składzie granulometrycznym (Rejman 2006), sprzyja rozwojowi procesów ponadprzeciętnych, w tym erozji wąwozowej. Właśnie ten rodzaj erozji jest częstym problemem poruszonym w literaturze (Maruszczak 1986, Rodzik i in. 1998, Janicki i in. 2010, Zgłobicki i in. 2014). Stacjonarne pomiary erozji wodnej gleb prowadzono na Wyżynie Lubelskiej i na Roztoczu (Pałys, Mazur 1994, Rejman, Usowicz 1999, 2002, Rejman 2001, 2006, Stępniewski 2008, Rejman, Brodowski 2010).

Pozostała część Polski cechuje się mniejszym zagrożeniem erozyjnym niż góry i wyżyny (Koćmit 1998). Zasadniczo obszar ten można podzielić na tereny staroglacjalne i młodoglacjalne. Obszary staroglacjalne, w znacznej mierze speneplenizowane, odznaczają się mniejszą dynamiką i wielkością procesów erozji wodnej gleb (Twardy 1990). Z kolei obszary młodoglacjalne, z większymi deniwelacjami, odznaczają się większą energią potencjalną od obszarów staroglacjalnych, co sprzyja występowaniu procesów erozyjnych (Kosturkiewicz, Szafranski 1993, Kostrzewski 1993, Kosturkiewicz i in. 1994). Według Jahna (1956) to właśnie na obszarach objętych ostatnim zlodowaceniem istnieją najlepsze warunki do badań wpływu postglacjalnego i obecnego klimatu na stoki. Jahn (1956) tłumaczy to tworzeniem się współczesnego stoku w Polsce północnej na pierwotnej akumulacyjnej powierzchni, podczas gdy obszary południowe rozwijają się na istniejących już stokach, co wiąże się z trudnościami rozdzielenia współczesnych procesów od procesów peryglacjalnych.

Występowaniu procesów erozyjnych w obszarach młodoglacjalnych sprzyja ich wewnętrzna struktura obejmująca (Koćmit 1998, Kostrzewski 1998, 2001):

- położenie w umiarkowanej strefie klimatycznej ze zróżnicowanym oddziaływaniem klimatu morskiego,
- litologię, w tym mozaikowatość pokrywy glebowej,
- zróżnicowaną rzeźbę terenu wynikającą z działalności lądolodu podczas ostatnich zlodowaceń,
- działalność człowieka, czyli użytkowanie ziemi i stosowane zabiegi agrotechniczne na użytkach rolnych.

Dotychczasowe badania erozji wodnej gleb pojezierzy dotyczyły pomiarów na stałych powierzchniach testowych (Karczewski 1981, Klimczak 1993, Kosturkiewicz, Szafranski 1993, Szpikowski 1998a, b, 2001a, b, 2003a, 2010b, Smolska 2002, 2005, 2010a, b, Szafranski 1992, Szafranski i in. 1998, Szafranski, Stasik 2001, Majewski 2014, 2016, 2019) oraz pojedynczych zdarzeń ekstremalnych (Rataj 1977, Kostrzewski i in. 1989, Koćmit i in. 2006, Podlasiński 2008, Smolska 2008). W oparciu o wyniki badań z pojezierzy można określić jakościowy i ilościowy udział procesów erozyjnych we współczesnym syste-

mie denudacyjnym. Pozwalają one również określić charakter oraz tendencje rozwoju procesów erozyjnych (Kostrzewski 2001).

1.2. Zjawiska ekstremalne erozji wodnej gleb i ich znaczenie w systemie morfogenetycznym

W warunkach obserwowanych zmian klimatycznych i wzrastającej antropopresji zauważalna jest zwiększona częstotliwość występowania zdarzeń ekstremalnych, zarówno meteorologicznych, hydrologicznych, jak i geomorfologicznych (Kostrzewski 2001, Kundzewicz, Jania 2007, Lorenc i in. 2009). Zdarzenie ekstremalne można zdefiniować jako zdarzenie powodujące zaburzenie w geoekosystemie, prowadzące do trwałych zmian w jego rzeźbie i/lub jego funkcjonowaniu (Starkel 2003). Według klasyfikacji ekstremalnych zdarzeń meteorologicznych i hydrologicznych, zdarzenie ekstremalne przekracza 90. percentyl prawdopodobieństwa wystąpienia danego zjawiska, a zdarzenia ekstremalne wyjątkowe przekraczają 99 percentyl prawdopodobieństwa (Niedźwiedź i in. 2006, Łupikasa 2007). Procesy sekularne to z kolei procesy ciągłe, o małym natężeniu, których efekty zależą m.in. od rozkładu opadów, temperatur zmieniających się w cyklu rocznym (Niedźwiedź, Starkel 2008). Zdarzenia ekstremalne mogą wielokrotnie bardziej wpływać na stan i funkcjonowanie geoekosystemów niż procesy sekularne (Wolman, Miller 1960, Maruszczak 1986, Starkel i in. 1997, Rodzik i in. 1998). Takie katastrofalne zdarzenia mogą powodować bardzo długi czas relaksacji geoekosystemu, bądź też uniemożliwić jego powrót do stanu sprzed zdarzenia (Zwoliński 2011).

Zdarzenie ekstremalne jest pojęciem szerszym od zjawiska ekstremalnego, a węższym od procesu ekstremalnego. Zdefiniowania powyższych terminów podjął się Zwoliński (2008). Zjawisko ekstremalne można rozumieć jako empiryczny fakt rzeczywistości, który można zaobserwować za pomocą dostępnych metod i środków. Zjawiska ekstremalne mogą przybierać formę klęski żywiołowej, czyli katastrofy naturalnej lub spowodowanej przez człowieka, która wystąpiła losowo i wywołała znaczne zniszczenia, w tym liczne ofiary śmiertelne. Zdarzenie ekstremalne jest zjawiskiem ekstremalnym, mogącym być umiejscowionym w czasoprzestrzeni przez podanie 4 wymiarów. Z kolei proces ekstremalny stanowi ciąg powiązanych ze sobą zdarzeń ekstremalnych, powodujących stałe zmiany w geoekosystemie.

W ostatnich latach, w środkach masowego przekazu coraz częściej pojawiają się doniesienia o klęskach żywiołowych. Najczęściej zdarzają się one w wyniku nałożenia się kilku czynników sprzyjających występowaniu zjawisk ekstremalnych. Nierzadko głównym czynnikiem są opady atmosferyczne. Za przykład posłużyć mogą znaczne zniszczenia

w Bogatyni, spowodowane błyskawiczną powodzią 7 sierpnia 2010 roku, poprzedzone deszczem nawalnym w Górach Izerskich o sumie wynoszącej 140 mm i czasie trwania równym 6 godzin (Salata i in. 2012). Trzypółgodzinny opad o sumie 95 mm spowodował z kolei ekstremalny spływ błotny, który 21 lipca 2014 roku całkowicie zniszczył infrastrukturę turystyczną w dolinie Vratna w Małej Fatrze na Słowacji (Bacova-Mitkova i in. 2015).

Geomorfologiczne zdarzenia ekstremalne w zakresie erozji wodnej gleb uwarunkowane są kilkoma czynnikami. Najważniejszym są opady atmosferyczne, ich suma, czas trwania i natężenie. Nie bez znaczenia jednak pozostają cechy litologiczne podłoża, takie jak: granulometria, zwięźłość i spoistość, gęstość objętościowa czy zdolność infiltracyjna.

Starkel (1986, 1996, 2008) wyróżnia 3 podstawowe kategorie opadów ekstremalnych o charakterze rzeźbotwórczym. Pierwszą, najistotniejszą z punktu widzenia erozji wodnej gleb, stanowią krótkotrwale ulewy, o małym zasięgu przestrzennym i o dużym natężeniu, dochodzącym do 2–4 mm min⁻¹. Maksymalny czas ich trwania to kilka godzin. Powodują one intensywne procesy spłukiwania na stokach. Drugim typem opadu ekstremalnego są opady rozlewne, obejmujące swoim zasięgiem całe dorzecza, o czasie trwania do 3 dni i warstwie opadu od 200 do 500 mm. Inicjują one spływ liniowy i śródpokrywowy. Ostatni rodzaj opadu ekstremalnego stanowią pory opadowe. Trwają przynajmniej kilka tygodni, podczas których łączna suma opadów przekracza 500 mm. Wynikiem pór opadowych jest przesycenie wodą podłoża.

Inną klasyfikację opadów zaproponował Chomicz (1951). W oparciu o czas trwania opadu oraz jego warstwę, wyróżnił on deszcz zwykły i silny oraz deszcze ulewne i nawalne. Deszcze ulewne podzielone są na 4 klasy, a nawalne na 7 klas rosnących wraz z natężeniem opadu. Deszcze nawalne są deszczami o największej intensywności, większej lub równej 1 mm min⁻¹.

Zdarzenia ekstremalne często mają charakter lokalny, więc ich rejestracja jest utrudniona w związku z rzadką siecią posterunków opadowych. Mimo oddziaływania na niewielki obszar, skala tych zdarzeń może być znaczna (Starkel i in. 1997).

W literaturze europejskiej i światowej licznie udokumentowane są zdarzenia ekstremalnego zmywu gleby. Na szczególną uwagę zasługuje opad w amerykańskim stanie Iowa, podczas którego w 45 minut spadło 90 mm deszczu. Pojedynczy opad nałożył się na tygodniowy o łącznej sumie 230 mm. W jego wyniku zniszczone zostało 90 000 ha upraw, przy maksymalnej erozji równej 330 t ha⁻¹. Współczynnik denudacji wyniósł aż 2,5 cm (Larson i in. 1997). W Europie podatne na katastrofalne zdarzenia erozyjne są winnice w regionie śródziemnomorskim.

Zanotowano tam szereg zdarzeń erozyjnych, m.in. we Francji (Wainwright 1996), we Włoszech (Tropeano 1983) oraz w Hiszpanii (Martínez-Casasnovas i in. 2002). Największe straty, wynoszące ok. 207 t ha⁻¹, spowodował opad w Hiszpanii. Obliczona dla niego erozyjność dziesięciokrotnie przewyższała średnią roczną. Oprócz intensywnych opadów deszczu, również zimowe roztopy w połączeniu z opadami deszczu mogą wywołać erozję ekstremalną. Taki przypadek zdarzył się w styczniu 1990 roku w południowej Norwegii. Podczas intensywnych roztopów wystąpił dwudniowy opad deszczu o warstwie 112 mm. Takie warunki sprzyjały intensywnej erozji wąwozowej. Oszacowana strata gleby przewyższała 100 t ha⁻¹, przy współczynniku denudacji równym 8–9 mm (Øygarden 2003).

W warunkach Polski intensywna erozja gleby podczas deszczów nawalnych oraz w czasie roztopów zalicza się do najważniejszych geomorfologicznych zdarzeń ekstremalnych. Jako wartości progowe opadów atmosferycznych przyjmuje się średnie natężenie większe niż 0,5 mm min⁻¹ oraz sumy dobowe większe niż 30 mm i 100 mm (Zwoliński 2008, Jania, Zwoliński 2011). Podobne wartości zaproponowała Lorenc, z różnicą dodania sum dobowych większych niż 50 mm i 70 mm (Lorenc i in. 2009).

W Polsce zdarzenia ekstremalne osiągają największe rozmiary na południu, szczególnie w Karpatach (Gil 2009, Świąchowski 2009, 2010a, Kijowska 2011) oraz w pasie wyżyn (Ziemnicki 1956, Maruszczak, Trembaczowski 1958, Buraczyński, Wojtanowicz 1971, Czyżowska 1997, Ciupa 2001, Michalczyk i in. 2008). Na uwagę zasługuje zdarzenie z Pogorza Wiśnickiego w maju 2010 roku. Dobowy opad o wysokości blisko 92 mm spowodował erozję wąwozową na polu z kukurydzą w fazie wzrostu. Oszacowany zmyw gleb wyniósł ok. 411 t ha⁻¹ (Kijowska 2011). Taki rozkład zdarzeń ekstremalnych związany jest ze strukturą przestrzenną maksymalnych sum dobowych opadów. Opady o sumie powyżej 100 mm w większości notowane są właśnie w Polsce południowej (Lorenc i in. 2009, Stach 2009).

Pojeziera, w porównaniu z innymi częściami kraju, uznawane są za mniej narażone na zdarzenia ekstremalne pod względem obszaru ich oddziaływania oraz częstości występowania (Jania, Zwoliński 2011). Niemniej jednak, erozja wodna gleb o ekstremalnej wielkości istotnie wpływa na przekształcanie rzeźby młodoglacjalnej. W czerwcu 1970 roku godzinny opad deszczu o warstwie 27 mm spowodował intensywną erozję żłobinową utrwaloną w krajobrazie Pojezierza Chełmińskiego (Rataj 1977). W Polsce północno-wschodniej, na Pojezierzu Suwalskim, jeden opad z czerwca 1999 roku o warstwie 35,7 mm i erozyjności równej 352 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ spowodował zmyw gleby stanowiący do 40% całkowitego zmywu z pięcioletniego okresu pomiarowego (Smolska

2007). Na Pomorzu Zachodnim ekstremalne zdarzenia geomorfologiczne wywołane intensywnymi opadami zarejestrowano kilkakrotnie. Jedno z takich zdarzeń miało miejsce w maju 1983 roku na polu z ziemniakami w zlewni środkowej Parsęty. Dwugodzinny opad o wysokości 73,4 mm wywołał zmyw gleby o wartości ok. 70 t ha⁻¹ (Kostrzewski i in. 1989). Pięć lat później w czerwcu 1988 roku, w zlewni Młyńskiego Potoku na Pojezierzu Drawskim, wystąpił opad o wyróżniającej się intensywności. Jego warstwa równa 130 mm oraz czas trwania 135 min wskazują, że jego natężenie było bliskie 1 mm min⁻¹. Spłukiwanie wywołane przez to ekstremalne zdarzenie przekroczyło zdolności zbiorcze zamontowanych chwytnaczy. Po oszacowaniu jego wielkości stwierdzono, że stanowiło 90% spłukiwania z trzyletniego okresu pomiarowego (Klimczak 1993). Z kolei 17-minutowy opad z maja 1997 roku na Pojezierzu Myśliborskim odznaczał się wyjątkową erozyjnością, równą 473 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ (wartość ta przewyższała zsumowaną erozyjność dwóch kolejnych lat). Zdarzenie spowodowało znaczne zmiany w krajobrazie poprzez intensywny zmyw gleby na polu z ziemniakami i z pszenicą w fazie wzrostu. Obliczone spłukiwanie z pola z pszenicą wyniosło 49,4 t ha⁻¹ (Koćmit i in. 2006). Kolejnym, wartym uwagi zdarzeniem, jest godzinny opad o warstwie 30,3 mm, który miał miejsce w sierpniu 2007 roku na Równinie Wełyńskiej. Nałożył się on z wykonywaniem orki, prowadzonej również zgodnie z kierunkiem spadku stoku. W jego wyniku zmyw gleby z całego pola wyniósł 35 t ha⁻¹, ale biorąc pod uwagę tylko strefę, w której powstawały żłobiny, wielkość zmywu wzrosła już do 100 t ha⁻¹, a na fragmencie pola z najintensywniejszą erozją aż do 250 t ha⁻¹ (Podlasiński 2008).

1.3. Cel i zakres badań

Jako główny cel podjętych badań przyjęto określenie uwarunkowań i wielkości sekularnych i ekstremalnych procesów erozji wodnej gleb zachodzących na Pojezierzu Drawskim, ze szczególnym uwzględnieniem znaczenia wskaźnika erozyjności opadów. Wyniki wcześniejszych badań (Maruszczak 1986, Klimczak 1993, Rodzik i in. 1998) wskazują, że procesy ekstremalne erozji wodnej, zdarzające się 1 raz na 10 lub więcej lat, mogą dorównywać wielkością результатам wieloletnich procesów sekularnych. Dlatego

też przy zachodzących obecnie zmianach klimatu i wzroście częstości zdarzeń ekstremalnych istotne jest rozpoznanie ich udziału w przekształcaniu rzeźby obszarów młodogłacialnych.

Główny cel badań realizowano poprzez cele szczegółowe–zadania badawcze. Realizacja pierwszego zadania badawczego, czyli rozpoznania uwarunkowań, przebiegu i wielkości procesów erozji wodnej gleb na obszarze młodogłacialnym, była możliwa dzięki określeniu wielkości i natężenia spływu powierzchniowego i spłukiwania na stałej powierzchni testowej w zlewni Chwalimskiego Potoku. Osiągnięte wyniki porównano z danymi z innych części kraju. Pomiary spływu i spłukiwania zostały uszczegółowione rozpoznaniem właściwości fizycznych powierzchniowej warstwy gleby.

Kolejne zadanie badawcze stanowiło rozpoznanie prawidłowości wpływu opadów atmosferycznych na wielkość erozji wodnej gleb. Znaczenie opadów atmosferycznych określono w oparciu o obliczone natężenie, energię kinetyczną i wskaźnik erozyjności opadów, na podstawie wieloletniej serii pomiarowej z posterunku meteorologicznego Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie. Otrzymane wartości skorelowano z wielkościami erozji wodnej gleb w zlewni Chwalimskiego Potoku w dorzeczu górnej Parsęty. Opady ekstremalne występują lokalnie i epizodycznie, zatem często nie zostają zarejestrowane przez istniejącą sieć posterunków opadowych. Dlatego też monitoring tych zdarzeń przeprowadzono w oparciu o regularne śledzenie map radarów meteorologicznych.

Trzecim zadaniem badawczym była ocena zarówno jakościowa, jak i ilościowa udziału sekularnych i ekstremalnych procesów erozji wodnej gleb w przekształcaniu rzeźby obszarów młodogłacialnych. W związku z wyjątkowo niską erozyjnością opadów w okresie pomiarowym, studia przypadków ekstremalnej erozji wodnej gleb w warunkach naturalnych zastąpiono oceną erozji o charakterze ponadprzeciętnym podczas eksperymentów terenowych, polegających na wywołaniu spływu powierzchniowego i spłukiwania za pomocą symulowanego deszczu.

Ostatnie zadanie badawcze obejmowało określenie przestrzennego zagrożenia erozją wodną gleb na Pojezierzu Drawskim. W tym celu opracowano numeryczne mapy potencjalnej i aktualnej erozji wodnej gleb dla badanego obszaru.

2. Obszar badań

2.1. Lokalizacja obszaru badań

Jako obszar podjętych badań obrano obszar młodoglacialny obejmujący Pojezierze Drawskie, w Polsce północno-zachodniej, w makroregionie Pojezierza Zachodniopomorskiego (tab. 1). Od północy obszar ten graniczy z Wysoczyzną Łobeską, Równiną Białogardzką oraz Wysoczyzną Polanowską, od wschodu z Pojezierzem Bytowskim i Doliną Gwdy (Kondracki 2009). Na południowym wschodzie przechodzi w Pojezierze Szczecineckie, na południu w Równinę Wałęcką i Drawską oraz w Pojezierze Wałęckie. Na zachodzie graniczy z Równiną Ińską (ryc. 1). Pojezierze Drawskie zajmuje powierzchnię ok. 2000 km², z najwyższym punktem sięgającym 219 m n.p.m. (Kondracki 2009). Badany obszar położony jest

w strefie wododziałowej. Północna część odwadniana jest przez Regę i Parsętę, należące do bezpośredniego zlewiska Morza Bałtyckiego. Na południu znajdują się zlewnie Drawy oraz Gwdy, które płyną do Note-

Tabela 1. Miejsce Pojezierza Drawskiego w regionalizacji fizycznogeograficznej według Kondrackiego (2009)

Table 1. The Drawskie Lakeland in physiographic regionalization (Kondracki 2009)

Obszar	Europa Zachodnia
Megaregion	Pozaalpejska Europa Środkowa (3)
Prowincja	Niż Środkowoeuropejski (31)
Podprowincja	Pojezierza Południowobałtyckie (314–316)
Makroregion	Pojezierze Zachodniopomorskie (314.4)
Mezoregion	Pojezierze Drawskie (314.45)

Ryc. 1. Lokalizacja Pojezierza Drawskiego według podziału fizycznogeograficznego według Kondrackiego (2009)

1 – Równina Nowogardzka, 2 – Pojezierze Ińskie, 3 – Równina Drawska, 4 – Pojezierze Wałęckie, 5 – Wysoczyzna Polanowska, 6 – Pojezierze Bytowskie

Fig. 1. Location of the Drawskie Lakeland against the physiogeographical units (Kondracki 2009)

1 – Nowogardzka Plain, 2 – Ińskie Lakeland, 3 – Drawska Plain, 4 – Wałęckie Lakeland, 5 – Polanowska Highland, 6 – Bytowskie Lakeland

Tabela 2. Miejsce Pojezierza Drawskiego w regionalizacji geobotanicznej według Szafera (1972)

Table 2. The Drawskie Lakeland in geobotanical regionalization (Szafer 1972)

Państwo	Holarktydy
Obszar	Euro-Syberyjski
Prowincja	Środkowoeuropejska Niżowo-Wyżynna
Dział	Bałtycki
Poddział	Pas Równin Przymorskich i Wysoczyzn Pomorskich
Kraina	Pojezierze Pomorskie
Okręg	Wałęcko-Drawski

Tabela 3. Miejsce Pojezierza Drawskiego w regionalizacji geobotanicznej według Matuszkiewicza (2008)

Table 3. The Drawskie Lakeland in geobotanical regionalization (Matuszkiewicz 2008)

Dział	Pomorski (A)
Kraina	Pojezierzy Środkowopolskich (A.4)
Okręg	Świdwiński (A.4.2) Drawsko-Szczecinecki (A.4.3)
Podokręg	Świdwińsko-Łobeski (A.4.2.c) Drawski (A.4.3.b)
	Tychowski (A.4.2.e) Połczyński (A.4.3.c)
	Zegrzyńskopomorski Barwicki (A.4.3.d)
	(A.4.2.g) Grzmiącej (A.4.3.f)
	Bobolicki (A.4.3.g)

ci. Dla krajobrazu Pojezierza Drawskiego charakterystyczne są jeziora polodowcowe. Największymi są: Drawskie (ok. 18 km²), Wielimie (ok. 17 km²) i Lubie (ok. 15 km²) (Choiński 2006).

Według geobotanicznego podziału Polski zaproponowanego przez Szafera (1972) Pojezierze Drawskie znajduje się w okręgu Wałęcko-Drawskim, w krainie Pojezierza Pomorskiego (tab. 2). W zmodyfikowanej regionalizacji według Matuszkiewicza (2008) obszar leży na granicy dwóch okręgów: Świdwińskiego i Drawsko-Szczecineckiego. W pierwszym obejmuje trzy podokręgi: Świdwińsko-Łobeski, Tychowski i Zegrzyńskopomorski, natomiast w drugim pięć: Drawski, Połczyński, Barwicki, Grzmiącej i Bobolicki (tab. 3).

Część obszaru Pojezierza Drawskiego objęta jest prawną ochroną. W centralnej części znajduje się Drawski Park Krajobrazowy oraz Obszar Chronionego Krajobrazu Pojezierze Drawskie. We wschodniej części znajduje się Obszar Chronionego Krajobrazu Jeziora Szczecineckie. Z sieci Natura 2000 można wymienić m.in. Ostoję Drawską, Dorzecze Parsęty, Dolinę Radwi, Chotli i Chocieli, Jeziora Szczecineckie oraz Ostoję Inąską.

2.2. Rzeźba terenu

Jedną z głównych determinant wystąpienia procesów spływu powierzchniowego oraz spłukiwania

jest ukształtowanie terenu. Pojezierze Drawskie jest obszarem młodoglacjalnym o urozmaiconej rzeźbie (ryc. 2). Położone jest ono na wysokości od ok. 50 m n.p.m. do 219 m n.p.m. na Wolej Górze koło Połczyna-Zdroju (Kondracki 2009). Dla ukształtowania aktualnej powierzchni Pojezierza Drawskiego istotny wpływ miały: znaczna miąższość utworów czwartorzędowych (przekraczająca 200 m), silna egzaracja lodowcowa i procesy glacytektoniczne oraz działalność morfogenetyczna zlodowacenia wisły (Dobraci, Lewandowski 2002).

W ujęciu geomorfologicznym według Karczewskiego (1997) Pojezierze Drawskie obejmuje swym zasięgiem dorzecze górnej Drawy wyznaczone ciągiem rynien równoleżnikowych na linii: Żerdno–Komorze–Drawsko–Pile oraz ciągiem form marginalnych fazy pomorskiej na linii: Zarańsko–Dołgie–Ostrowice–Nowe Worowo–Czarnkowie–Górzycy–Juchowo–Jezioraki–Radacz–Parsęcko–Dalecino. Odcinek od Juchowa do Dalecina obejmuje łob Parsęty.

Pojezierze Drawskie posiada typowy krajobraz czołowomorenowy ukształtowany w fazie pomorskiej zlodowacenia wisły. Wchodzi ono w skład garbu pojeziernego, ciągnącego się przez całą północną Polskę (Galon 1972a). Do garbu pojeziernego zaliczane są również ciągi czołowomorenowe i pagórki morenowe wraz z oddzielającymi je obniżeniami, znajdujące się na zapleczu strefy marginalnej (Galon 1972b, Kłysz 2001).

Różnice pomiędzy fazą pomorską, a fazami leszczyńską i poznańską zlodowacenia wisły stanowiły: wewnętrzna budowa, szerokość strefy marginalnej oraz rozległe powierzchnie sandrowe. Przebieg fazy pomorskiej wynika ze zróżnicowanej morfologii podłoża oraz istnienia progu powierzchni podczwartorzędowej, który był nadbudowany osadami starszych zlodowaceń (Karczewski 1989, 1991, 1996).

O urozmaiceniu form powierzchni terenu na obszarze Pojezierza Drawskiego świadczy występowanie w strefie marginalnej fazy pomorskiej szeregu form akumulacji lodowcowej: moren ablacyjnych, moren martwego lodu, kemów marginalnych, moren kemowych, form szczelinowych, ozów, rynien subglacjalnych, mis wytopiskowych i dolin wód roztopowych (Dobracka, Lewandowski 2002). Zróżnicowanie rzeźby Pojezierza Drawskiego zobrazowano na cyfrowym modelu wysokościowym (ryc. 3) oraz na profilach topograficznych (ryc. 4).

Kontrowersje budzi geneza form wyznaczających fazę pomorską, jej przebieg oraz typ deglacjacji (Karczewski 1997, Jania, Bukowska-Jania 1997). Według jednych poglądów była to faza transgresyjna, czyli powstała w wyniku ponownej glacji Pomorza i deglacjacji frontalnej (Galon 1972a, Kozarski 1995), a inne sugerują fazę recesyjną z deglacjacją arealną (Bartkowski 1969, 1972, Karczewski 1989). Pojawia

się również teza o poligenetyczności form, stanowiąca, że w pewnych rejonach miała miejsce deglacja frontalna, natomiast w innych arealna (Pasierbski 1984, Kłysz 1990, 2001, 2002).

Według Karczewskiego (1989) za deglacją arealną przemawia strefowość w regionie lobu Parsęty, gdzie można wyróżnić cztery podstrefy:

- kotlin wytopiskowych otoczonych formami akumulacji krawędziowej,
- moren martwego lodu i moreny kemowej (zewnętrznej); jest to najszersza podstrefa z licznymi zagłębieniami wytopiskowymi,
- form przetańowych, charakteryzująca się największymi wysokościami; składają się na nią plateaux kemowe oraz stożki sandrowe,
- moreny kemowej (wewnętrznej), przechodzącej bezpośrednio w północny skłon garbu pojezierza.

Rzeźba młodoglacjalna Pojezierza Drawskiego poddana została pewnemu retuszowi holoceniowskiemu. Przykładem takich najmłodszych zmian są: erozyjne i akumulacyjne formy ukształtowane przez procesy stokowe, w tym głównie spłukiwanie, a rzadziej osuwiska (niekiedy denudacyjne, rozcięcia erozyjne ze stożkami napływowymi), zespoły i pojedyncze formy eoliczne (wydmy, obszary zwydmione, obniżenia deflacyjne), równiny akumulacji jeziornej i torfowiskowej (zastoiska pojezierne, równiny torfowe). Młode formy holoceniowskie, w szczególności w obrębie krawędzi erozyjnych, uzupełniają lub nakładają się na formy glacialne, świadcząc o poligenetyczności rzeźby Pojezierza Drawskiego (Kostrzewski i in. 2008, Zwoliński i in. 2008). Do najmłodszych elementów holoceniowskich można zaliczyć również antropogeniczne formy rzeźby terenu ukształtowane podczas różnorodnej gospodarczej działalności człowieka: uprawy

Ryc. 2. Geomorfologia Pojezierza Drawskiego na podstawie Przeglądowej Mapy Geomorfologicznej Polski (Rosa, Kozarski 1980)

1 – równiny terasowe z okresu zlodowacenia wisły (bałtyckiego), 2 – równiny zalewowe i nadzalewowe holoceniowskie, 3 – wysoczyzna morenowa falista, 4 – wysoczyzna morenowa płaska, 5 – rynny subglacialne jeziorne z okresu zlodowacenia wisły (bałtyckiego), 6 – pagórkowata strefa marginalna, 7 – równiny sandrowe, 8 – wały moren spiętrzonych, 9 – wały moren akumulacyjnych, 10 – granica Pojezierza Drawskiego

Fig. 2. Geomorphology of the Drawskie Lakeland according to the Reference Geomorphological Map of Poland (Rosa, Kozarski 1980)

1 – terraces plains from the Vistula (Baltic) glaciation, 2 – Holocene floodplains and upper terraces, 3 – undulating morainic plateau, 4 – flat morainic plateau, 5 – lake subglacial trough from the Vistula (Baltic) glaciation, 6 – hilly marginal zone, 7 – outwash plains, 8 – thrust moraine rampart, 9 – accumulation moraine rampart, 10 – border of the Drawskie Lakeland

ziemi, budowy obiektów militarnych, osadniczych, szlaków komunikacyjnych, czy też eksploatacji surowców (Podgórski 2001, Szpikowski 2010a).

Rzeźba młodoglacjalna jest rzeźbą mniej energiczną, aniżeli obszary górskie, pogórskie i wyżyn-

ne. W związku z tym spadki obserwowane w pasie pojeziernym są zdecydowanie mniejsze niż na południu Polski. Na Pojezierzu Drawskim spadki osiągają maksymalną wartość 30°, przy średnim nachyleniu stoku równym 6,5°. W rzeźbie obszaru dominują

Ryc. 3. Cyfrowy model wysokościowy Pojezierza Drawskiego (na podstawie danych ASTER GDEM)

1 – granica Pojezierza Drawskiego, 2 – zlewnia Chwalimskiego Potoku, 3 – zlewnia Kłuda

Fig. 3. Digital elevation model of the Drawskie Lakeland (based on ASTER GDEM data)

1 – border of the Drawskie Lakeland, 2 - Chwalimski Brook catchment, 3 – Kłuda catchment

Ryc. 4. Pojezierze Drawskie z lokalizacją profili topograficznych (na podstawie cyfrowego modelu wysokościowego)

Fig. 4. The Drawskie Lakeland with location of topographic profiles (based on digital elevation model)

spadki mieszczące się w przedziale od 2° do 6° (ryc. 5). Stoki o największym nachyleniu pokrywają się z granicami lobu Parsęty, w szczególności w północno-wschodniej części obszaru, w okolicach Bobolic oraz w części centralnej, między Barwicami, a Połczynem-Zdrojem. Duże spadki występują również wzdłuż koryta Parsęty i na linii: jezioro Lubie–Zło-

Ryc. 5. Spadki (S) i długości (L) stoków na Pojezierzu Drawskim (na podstawie cyfrowego modelu wysokościowego)
Fig. 5. Slope inclinations (S) and length (L) in the Drawskie Lakeland (based on digital elevation model)

ceniec z jeziorem Siecino–jeziro Drawsko (ryc. 6). Większość stoków na Pojezierzu Drawskim należy do stoków krótkich. Ponad 50% powierzchni zajmują stoki o długości mniejszej niż 40 m (ryc. 5). Najdłuższe stoki na omawianym obszarze znajdują się

Tabela 4. Charakterystyka stoków na Pojezierzu Drawskim (na podstawie cyfrowego modelu wysokościowego)
Table 4. Slope characteristics in the Drawskie Lakeland (based on digital elevation model)

Nachylenie stoków Slope inclination			Długość stoków Slope length		
Nachylenie Inclination	Powierzchnia Area	Udział Share	Długość Length	Powierzchnia Area	Udział Share
[°]	[km ²]	[%]	[m]	[km ²]	[%]
0–2	273,4	12,48	0–20	915,26	41,77
2–4	521,0	23,78	20–40	547,96	25,01
4–6	496,2	22,64	40–60	353,88	16,15
6–8	357,7	16,33	60–80	129,81	5,92
8–10	227,4	10,38	80–100	86,60	3,95
10–12	135,6	6,19	100–120	54,68	2,50
12–14	77,9	3,55	120–140	35,77	1,63
14–16	44,0	2,01	140–160	23,29	1,06
>16	58,0	2,65	>160	44,01	2,01
Suma Sum	2191,27	100,00	Suma Sum	2191,27	100,00

Ryc. 6. Spadki terenu na Pojezierzu Drawskim (na podstawie cyfrowego modelu wysokościowego)
Fig. 6. Slopes in the Drawskie Lakeland (based on digital elevation model)

głównie w dolinach rzecznych. Zaliczyć do nich można okolice Chocieli na północ od Bobolic, górny bieg Chotli, Dębnicę na zachód od Barwic oraz górny bieg Drawy na terenie rezerwatu przyrody Dolina Pięciu Jezior (ryc. 7). Powierzchniową charakterystykę spadków terenu i długości stoków ilustruje tabela 4.

Ekspozycja stoków na Pojezierzu Drawskim rozkłada się niemal równomiernie. W oparciu o mapę ośmiu głównych ekspozycji można stwierdzić, że udział każdej z nich mieści się w przedziale 11–14%. Poszczególne kierunki obejmują następujące przedziały azymutów: N: 0°–22,5° i 337,5°–360°; NE:

Ryc. 7. Długości stoków na Pojezierzu Drawskim (na podstawie cyfrowego modelu wysokościowego)
Fig. 7. Slope lengths in the Drawskie Lakeland (based on digital elevation model)

Ryc. 8. Ekspozycje stoków na Pojezierzu Drawskim (na podstawie cyfrowego modelu wysokościowego)
Fig. 8. Slope aspects in the Drawskie Lakeland (based on digital elevation model)

22,5°–67,5°; E: 67,5°–112,5°; SE: 112,5°–157,5°; S: 157,5°–202,5°; SW: 202,5°–247,5°; W: 247,5°–292,5°; NW: 292,5°–337,5°. Najwięcej wypukłych form terenu przebiega południkowo, ponieważ najczęściej występują stoki o ekspozycji zachodniej (13,5%) oraz wschodniej (12,92%). Najmniej z kolei jest stoków o ekspozycji południowo-wschodniej (11,8%) oraz północno-zachodniej (12,19%) (ryc. 8). Na mapie ekspozycji bardzo dobrze zarysowuje się przebieg lobu Parsęty oraz bieg głównych rzek (Chotli, Dębny, Drawy).

2.3. Litologia

Litologia Pojezierza Drawskiego cechuje się mozaikowością (ryc. 9). Spowodowane jest to zróżnicowanym materiałem skalnym dostarczonym przez lądolód, jak i zmiennymi warunkami akumulacji i erozji

podczas transgresji i arealnej deglacjacji fazy pomorskiej zlodowacenia wisły (Karczewski 1989, 1991). Litologia Pojezierza Drawskiego została zestawiona w oparciu o arkusze Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski: Barwice (Popielski 2004), Bobolice (Marszałek, Szymański 2003), Czaplinek (Lewandowski i in. 2009), Dobrowo (Dobracka 2001), Drawsko Pomorskie (Dobracka 2007a), Konotop (Winnicki 2006), Łobez (Piotrowski, Szczesiak 2006), Łubowo (Lewandowski i in. 2006), Mirosławiec (Piotrowski 2003), Polanów (Piotrowski, Schiewe 2008), Połczyn Zdrój (Dobracka 2009), Pomianowo (Kurzawa 2006), Rusinowo (Piotrowski 2006), Sulinowo (Lewandowski i in. 2001), Szczecinek, Świdwin (Dobracka 2007b), Tychowo (Kwapisz 2001) i Wyszewo (Jodłowski, Bagrowska 2009). Na obszarze dominują utwory czwartorzędowe, głównie gliny zwałowe oraz piaski i żwiry (tab. 5).

Ryc. 9. Litologia Pojezierza Drawskiego na podstawie Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski (Popielski 2000, 2004, Dobracka 2001, 2007a, b, 2009, Kwapisz 2001, Lewandowski i in. 2001, 2006, 2009, Marszałek, Szymański 2003, Piotrowski 2003, 2006, Kurzawa 2006, Piotrowski, Szczesiak 2006, Winnicki 2006, Piotrowski, Schiewe 2008, Jodłowski, Bagrowska 2009)

1 – gliny i piaski gliniaste, 2 – gliny zwałowe i piaski ilaste, 3 – gliny zwałowe i piaski pyłowate, 4 – gliny zwałowe z piaskami i żwirami, 5 – gliny zwałowe, 6 – gytie, 7 – iły i mułki, 8 – kreda jeziorna, 9 – mułki piaszczyste i piaski, 10 – namuły, 11 – osady deluwialne, 12 – osady rzeczne w ogólności, 13 – piaski eoliczne, 14 – piaski humusowe, 15 – piaski i gliny, 16 – piaski i mułki, 17 – piaski i piaski ze żwirami, 18 – piaski i żwiry, 19 – piaski jeziorne, 20 – piaski pyłowate, 21 – piaski terasów rzecznych, 22 – piaski zastoiskowe, 23 – piaski, mułki i iły, 24 – piaski, żwiry i głązy, 25 – piaski, żwiry i gliny zwałowe, 26 – wody powierzchniowe, 27 – piaski, żwiry i mułki, 28 – torfy

Fig. 9. Lithology of the Drawskie Lakeland according to the Detailed Geological Map of Poland (Popielski 2000, 2004, Dobracka 2001, 2007a, b, 2009, Kwapisz 2001, Lewandowski et al. 2001, 2006, 2009, Marszałek, Szymański 2003, Piotrowski 2003, 2006, Kurzawa 2006, Piotrowski, Szczesiak 2006, Winnicki 2006, Piotrowski, Schiewe 2008, Jodłowski, Bagrowska 2009)

1 – loams and loamy sands, 2 – tills and clayey sands, 3 – tills and silty sands, 4 – tills with sands and gravels, 5 – tills, 6 – gyttjas, 7 – clays and silts, 8 – lacustrine chalk, 9 – sandy silts and sands, 10 – muds, 11 – deluvial deposits, 12 – fluvial deposits, 13 – aeolian sands, 14 – humic sands, 15 – sands and loams, 16 – sands and silts, 17 – sands and sands with gravels, 18 – sands and gravels, 19 – lacustrine sands, 20 – silty sands, 21 – sands of fluvial terraces, 22 – ice-dam sands, 23 – sands, silts and clays, 24 – sands, gravels and stones, 25 – sands, gravels and tills, 26 – water bodies, 27 – sands, gravels and silts, 28 – peats

Tabela 5. Utwory litologiczne na Pojezierzu Drawskim (Popielski 2000, 2004, Dobracka 2001, 2007a, b, 2009, Kwapisz 2001, Lewandowski i in. 2001, 2006, 2009, Marszałek, Szymański 2003, Piotrowski 2003, 2006, Kurzawa 2006, Piotrowski, Szczesiak 2006, Winnicki 2006, Piotrowski, Schiewe 2008, Jodłowski, Bagrowska 2009)

Table 5. Lithology in the Drawskie Lakeland (Popielski 2000, 2004, Dobracka 2001, 2007a, b, 2009, Kwapisz 2001, Lewandowski et al. 2001, 2006, 2009, Marszałek, Szymański 2003, Piotrowski 2003, 2006, Kurzawa 2006, Piotrowski, Szczesiak 2006, Winnicki 2006, Piotrowski, Schiewe 2008, Jodłowski, Bagrowska 2009)

Utwór litologiczny Lithology	Powierzchnia Area [km ²]	Udział Share [%]
Gliny i piaski gliniaste	0,28	0,01
Gliny zwałowe	713,29	32,55
Gliny zwałowe i piaski ilaste	0,61	0,03
Gliny zwałowe i piaski pyłowate	1,41	0,06
Gliny zwałowe z piaskami i żwirami	5,48	0,25
Gytie	4,56	0,21
Iły i mułki	33,29	1,52
Kreda jeziorna	4,12	0,19
Mułki piaszczyste i piaski	2,46	0,11
Namuły	38,00	1,73
Osady deluwialne	1,84	0,08
Osady rzeczne w ogólności	0,53	0,02
Piaski eoliczne	18,84	0,86
Piaski humusowe	24,51	1,12
Piaski i gliny	38,58	1,76
Piaski i mułki	33,35	1,52
Piaski i piaski ze żwirami	190,43	8,69
Piaski i żwiry	622,96	28,43
Piaski jeziorne	0,31	0,01
Piaski pyłowate	103,04	4,70
Piaski terasów rzecznych	41,17	1,88
Piaski zastoiskowe	6,32	0,29
Piaski, żwiry i głazy	32,07	1,46
Piaski, mułki i iły	40,63	1,85
Piaski, żwiry i gliny zwałowe	27,01	1,23
Piaski, żwiry i mułki	0,44	0,02
Torfy	205,74	9,39
Wody powierzchniowe	88,48	4,04
Suma	2191,27	100,00
Sum		

2.4. Klimat

Występowanie erozji wodnej gleb jest uzależnione wprost od sprzyjających warunków pogodowych. W klimacie Pojezierza Drawskiego zauważalne jest silne oddziaływanie Morza Bałtyckiego oraz mniejsze, ale istotne, mas powietrza znad Oceanu Atlantyckiego (Okołowicz, Martyn 1989). Według wspomnianych autorów badany obszar znajduje się w regionie pomorskim. Charakteryzuje się on łagodnym latem, krótką i łagodną zimą oraz niewielkimi amplitudami rocznymi temperatur, zwiększającymi się ku południowi. Największe opady występują

w obrębie wzniesień pojeziernych, przekraczając 700 mm rocznie.

Według regionalizacji klimatycznej Wosia (1993) Pojezierze Drawskie znajduje się na granicy dwóch regionów: środkowopomorskiego i wschodniopomorskiego. W zachodniej części obszaru, w porównaniu z innymi regionami kraju, częściej występują dni z pogodą umiarkowaną ciepłą z dużym zachmurzeniem oraz z pogodą chłodną i deszczową. Stosunkowo rzadko zdarzają się dni z pogodą bardzo ciepłą, słoneczną i bez opadu. Wschodnia część omawianego regionu charakteryzuje się większą liczbą dni z pogodą przymrozkową bardzo chłodną z dużym zachmurzeniem. Często zdarzają się dni z występującym przymrozkiem i opadem. W tym obszarze notuje się najmniej dni z pogodą bardzo ciepłą pochmurną z opadem (Woś 1993). Regiony środkowopomorski i wschodniopomorski, w porównaniu z innymi regionami, odznaczają się dużą liczbą dni z opadem w ciągu roku: odpowiednio 171 i 176 dni (Woś 1996).

Średnie roczne sumy opadów na badanym obszarze wynoszą od 610 mm do 810 mm. Ich rozkład jest zgodny z wynikami Okołowicza i Martyna (1989), mianowicie największe sumy notowane są w obrębie wzgórz strefy marginalnej łobu Parsęty (ryc. 10). Z rocznymi sumami opadu pokrywają się wartości uproszczonego wskaźnika erozyjności opadów (Fournier 1960) zmodyfikowanego przez Arnoldusa (1980) (MFI), który najwyższe wartości osiąga w północno-wschodniej części obszaru (ponad 85 mm), natomiast najniższe (ok. 70 mm) na południu w pasie na linii: jezioro Siecino–jezioro Drawskie–jezioro Pile–jezioro Wielimie (ryc. 11). Sumy roczne oraz uproszczony wskaźnik erozyjności zostały obliczone dla 23 posterunków opadowych na Pojezierzu Drawskim oraz w jego pobliżu na podstawie miesięcznych sum opadów z trzydziestopięciolecia 1980–2014. Średnie roczne sumy opadów oraz uproszczonego wskaźnika erozyjności prezentuje tabela 6.

Szczegółowa analiza uwarunkowań meteorologicznych erozji wodnej gleb została opisana w rozdziale 4.1.

2.5. Pokrycie terenu i użytkowanie ziemi

Pojezierze Drawskie należy do obszarów rolniczo-leśnych. W krajobrazie dominują grunty orne, które zajmują ok. 39% powierzchni oraz lasy, zajmujące ok. 40% (wszystkie rodzaje lasów razem) (tab. 7). Znaczny areal gruntów ornych sprzyja występowaniu erozji wodnej gleb na badanym obszarze. Warto zwrócić uwagę, że w ostatnich kilkunastu latach pokrycie terenu i użytkowanie ziemi ulegało zmianom. Z badań Piotrowskiej (2001) w dorzeczu górnej Parsęty, Łysko i Zabłockiego (2004) z okolic Czaplinka oraz Szpirowskiego (2010a) w zlewni Perznicy wynika, że od II wojny światowej do czasów

Tabela 6. Charakterystyka opadów na wybranych posterunkach opadowych na Pojezierzu Drawskim (na podstawie danych IMGW)

Table 6. Rainfall characteristics at selected rainfall stations in the Drawskie Lakeland (based on data from IMGW)

Posterunek opadowy Rainfall station	Współrzędne x x-coordinates [m]	Współrzędne y y-coordinates [m]	Lata obserwacji Observation period	P [mm]	MFI [mm]
Barwice	325197	657145	1980–2014	684,73	73,34
Białogard	302218	685905	1988–1992	661,63	75,12
Czaplinek	316716	637055	1980–1995	646,53	70,77
Drawsko Pomorskie	288974	634502	1980–2014	691,87	74,31
Grzmiąca	331024	666210	1981–2014	738,45	79,32
Grzybnica	332988	690262	1984–2014	776,90	84,56
Ińsko	270774	620565	1980–2014	682,68	73,16
Kluczewo	313773	646450	1980–2014	713,32	78,88
Łabędzie	288453	647522	1980–2014	685,59	73,12
Okonek	357422	631939	1980–2014	633,36	69,65
Ostrowice	299383	645186	1988–1994	576,53	69,98
Polanów	348499	697150	1980–2014	842,93	92,38
Połczyn-Zdrój	308798	659642	1980–1988	652,33	72,60
Poradz	276610	653641	1980–2014	711,96	75,46
Sępólno Wielkie	354451	678407	1981–2014	765,32	84,53
Silnowo	334626	643815	1980–2014	686,41	73,41
Sławoborze	284236	675565	1980–2014	767,19	83,11
Storkowo	335173	660051	1987–2014	693,33	75,87
Sypniewo	341716	625018	1980–2014	606,20	68,80
Szczecinek	347045	652671	1980–2010	608,66	69,50
Wielanowo	323491	670200	1980–2014	750,72	81,27
Wierzchowo	307438	626289	1980–2014	689,87	75,11
Wiewiecko	277848	633156	1980–2008	699,83	77,87
Średnia Mean				694,62	76,18

P – średnia roczna suma opadów, MFI – uproszczony wskaźnik erozyjności opadów

P – mean annual rainfall totals, MFI – simplified rainfall erosivity index

Ryc. 10. Średnie roczne sumy opadów na Pojezierzu Drawskim (na podstawie danych IMGW, czarnymi kropkami oznaczono posterunki opadowe)

Fig. 10. Mean annual rainfall totals in the Drawskie Lakeland (based on data from IMGW, rainfall gauges were marked with black dots)

obecných powierzchnia użytków rolných zmniejszyła się o 15–30%. Z kolei powierzchnia zajmowana przez lasy zwiększyła się blisko dwukrotnie.

Przestrzenny rozkład użytków rolných jest w miarę równomierny. Relatywnie mniejszą powierzchnię zajmują one w północnej części obszaru, między Ty-

chowem, Bobolicami i Polanowem (ryc. 12). Z kolei lasy znajdują się w głównej mierze w pobliżu rzek: Radwi, Chotli, Parsęty, Dębnicy i Drawy (w okolicach rezerwatu przyrody Dolina Pięciu Jezior, pomiędzy Czaplinkiem i Drawskim Pomorskim oraz pomiędzy jeziorami Komorze i Pile) (ryc. 13).

Ryc. 11. Średni roczny wskaźnik erozyjności opadów (MFI) na Pojezierzu Drawskim (na podstawie danych IMGW)
Fig. 11. Mean annual rainfall erosivity index (MFI) in the Drawskie Lakeland (based on data from IMGW)

Tabela 7. Pokrycie terenu i użytkowanie ziemi Pojezierza Drawskiego w oparciu o bazę CORINE Land Cover (EEA 2006)
Table 7. Land use and land cover in the Drawskie Lakeland according to CORINE Land Cover database (EEA 2006)

Kod CLC CLC Code	Rodzaj użytkowania Type of land use	Powierzchnia Area	Udział Share
		[km ²]	[%]
112	Zabudowa luźna	19,57	0,89
121	Strefy przemysłowe lub handlowe	0,29	0,01
124	Lotniska	3,90	0,18
131	Miejsca eksploatacji odkrywkowej	0,33	0,01
141	Miejskie tereny zielone	0,13	0,01
142	Tereny sportowe i wypoczynkowe	0,48	0,02
211	Grunty orne poza zasięgiem urządzeń nawadniających	853,36	38,94
231	Łąki	124,68	5,69
242	Złożone systemy upraw i działek	24,73	1,13
243	Tereny głównie zajęte przez rolnictwo z dużym udziałem roślinności naturalnej	191,51	8,74
311	Lasy liściaste	187,80	8,57
312	Lasy iglaste	445,01	20,31
313	Lasy mieszane	240,70	10,98
321	Murawy i pastwiska naturalne	0,57	0,03
324	Lasy w stanie zmian	15,39	0,70
411	Bagna śródlądowe	2,65	0,12
412	Torfowiska	1,78	0,08
512	Zbiorniki wodne	78,37	3,58
Suma		2191,27	100,00
Sum

Ryc. 12. Obszar użytkowany rolniczo na Pojezierzu Drawskim, Zaspy Wielkie koło Bobolic, 09.07.2013

Fig. 12. Arable land in the Drawskie Lakeland, Zaspy Wielkie near Bobolice, 09.07.2013

Ryc. 13. Pokrycie terenu i użytkowanie ziemi Pojezierza Drawskiego w oparciu o bazę CORINE Land Cover (EEA 2006)

112 – zabudowa miejska luźna, 121 – tereny przemysłowe lub handlowe, 124 – lotniska, 131 – miejsca eksploatacji odkrywkowej, 141 – tereny zielone, 142 – tereny sportowe i wypoczynkowe, 211 – grunty orne poza zasięgiem urządzeń nawadniających, 222 – sady i plantacje, 231 – łąki i pastwiska, 242 – złożone systemy upraw i działek, 243 – tereny zajęte głównie przez rolnictwo z dużym udziałem roślinności naturalnej, 311 – lasy liściaste, 312 – lasy iglaste, 313 – lasy mieszane, 321 – murawy i pastwiska naturalne, 324 – lasy i roślinność krzewiasta w stanie zmian, 333 – roślinność rozproszona, 411 – bagna śródlądowe, 412 – torfowiska, 512 – zbiorniki wodne

Fig. 13. Land use and land cover in the Drawskie Lakeland according to CORINE Land Cover database (EEA 2006)

112 – discontinuous urban fabric, 121 – industrial or commercial units, 124 – airports, 131 – mineral extraction sites, 141 – green urban areas, 142 – sport and leisure facilities, 211 – non-irrigated arable land, 222 – fruit trees and berry plantations, 231 – pastures, 242 – complex cultivation patterns, 243 – land principally occupied by agriculture, with significant areas of natural vegetation, 311 – broad-leaved forest, 312 – coniferous forest, 313 – mixed forest, 321 – natural grasslands, 324 – transitional woodland-shrub, 333 – sparsely vegetated areas, 411 – inland marshes, 412 – peat bogs, 512 – water bodies

2.6. Powierzchnie testowe

Stacjonarne pomiary erozji wodnej gleb i badania powierzchniowej warstwy gruntu prowadzone były w zlewni Chwalimskiego Potoku o powierzchni równej 4,8 ha. W zlewni przeprowadzone zostały również 2 eksperymenty terenowe, natomiast trzeci eksperyment wykonano w zlewni lokalnego zagłębienia bezodpływowego w zlewni Kłudy.

Zlewnia Chwalimskiego Potoku jest zlewnią I rzędu i stanowi subsystem zlewni Młyńskiego Potoku, a w dalszej kolejności zlewni górnej Parsęty. Można ją uznać za reprezentatywną zlewnię źródłiskową na obszarach młodoglacjalnych umiarkowanej strefy klimatycznej (Kostrzewski i in. 1994). Takie poło-

żenie zlewni decyduje o wykształceniu współczesnej struktury krajobrazowej, w tym również funkcjonowaniu procesów erozji wodnej gleb (Kostrzewski 1998, Szpikowski 2001a). Obszar badań położony jest w obrębie moreny dennej, wchodzącej w skład najwyższego poziomu wysoczyznowego północnego skłonu Pomorza (Karczewski 1991). Zlewnia charakteryzuje się krótkimi stokami i niewielkimi deniwelacjami, dochodzącymi do 10 metrów (ryc. 14). W obrębie stoku, na którym prowadzone były badania, występują piaski i piaski gliniaste, na których ukształtowała się gleba płowa zaciekowa gruntowo-glejowa (Marcinek, Komisarek 1998). Stok o nachyleniu ok. 4° ma ekspozycję południowo-wschodnią (ryc. 15).

Ryc. 14. Hipsometria zlewni Chwalimskiego Potoku (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Fig. 14. Hypsometry of the Chwalimski Brook catchment (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

Ryc. 15. Powierzchnia testowa w zlewni Chwalimskiego Potoku, 14.12.2011

Fig. 15. Testing plot in the Chwalimski Brook catchment, 14.12.2011

Ryc. 16. Hipsometria zagłębienia bezodpływowego w zlewni Kłudy (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Fig. 16. Hypsometry of the local closed depression in the Kłuda catchment (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

Ryc. 17. Powierzchnia eksperymentalna w zlewni lokalnego zagłębienia bezodpływowego w zlewni Kłudy, 10.07.2014

Fig. 17. Experimental plot in the local closed depression in the Kłuda catchment, 10.07.2014

Zlewnia Kłudy znajduje się na obszarze wysoczyzny morenowej falistej i charakteryzuje się większymi deniwelacjami niż zlewnia Chwalimskiego Potoku. Stok, na którym przeprowadzony został eksperyment

terenowy tworzą piaski, a głębiej glina zwałowa. Nachylenie stoku wynosi ok. 10–12° przy ekspozycji południowozachodniej (ryc. 16, 17).

3. Metodyka badań

Badania erozji wodnej gleb mogą być oparte na pomiarach terenowych, eksperymentach laboratoryjnych lub terenowych ze sztucznym bądź naturalnym opadem oraz na modelowaniu (Rüttimann i in. 1995, Kostrzewski 2001). Jako okres pomiarowy przeprowadzonych badań przyjęto 3 lata hydrologiczne: 2012, 2013 i 2014. W tym czasie prowadzono systematyczne, stacjonarne pomiary spływu powierzchniowego, spłukiwania (40-krotnie) i właściwości fizycznych powierzchniowej warstwy gruntu na powierzchniach testowych (18-krotnie) oraz obserwacje patrolowe ekstremalnych zdarzeń erozyjnych na całym Pojezierzu Drawskim (21-krotnie). Przeprowadzono trzy eksperymenty terenowe w warunkach symulowanego opadu (ryc. 18). Opracowano też mapy potencjalnej i aktualnej erozji wodnej gleb dla Pojezierza Drawskiego.

Patrolowe obserwacje ekstremalnych zdarzeń erozyjnych prowadzono raz w miesiącu od marca do października. W przypadku zanotowanych większych opadów atmosferycznych, obserwacje miały miejsce dwa razy miesięcznie. Jako podstawę obserwacji przyjęto monitorowanie radarów meteorologicznych na stronie internetowej Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (<http://www.pogodynka.pl/radary>) oraz mapy zagrożenia potencjalną i aktualną erozją wodną gleb.

W ciągu 3 lat hydrologicznych 2012–2014 nie stwierdzono wystąpienia na Pojezierzu Drawskim form rzeźby, będących skutkiem erozji wodnej gleb o ekstremalnej wielkości. Również monitoring radarów meteorologicznych nie wykazał żadnych opa-

dów o ekstremalnej intensywności, a co za tym idzie i erozyjności.

3.1. Obserwacje na stałych powierzchniach testowych

Jedną z podstawowych i najpopularniejszych metod badań erozji wodnej gleb są pomiary na stałych powierzchniach testowych. Badania prowadzone są na powierzchniach o różnej długości, o różnym użytkowaniu rolniczym oraz o różnym nachyleniu (Rüttimann i in. 1995, Sirvent i in. 1997, Bagarello, Ferro 1998, 2004, Chaplot, Le Bissonnais 2000).

Stacjonarne pomiary spływu powierzchniowego, spłukiwania oraz właściwości powierzchniowej warstwy gruntu prowadzone były na powierzchniach testowych w zlewni Chwalimskiego Potoku. W zlewni znajduje się 5 poletek doświadczalnych o różnym użytkowaniu terenu, na których prowadzone były już wcześniejsze badania (Szpikowski 1998a, b, 2001a, b, 2003a, b, 2010b). Poletkowe pomiary erozji były również przedmiotem badań w innych częściach Polski, m.in.: w Szymbarku w Beskidzie Niskim (Gil 1976, 1994, 1998, Bochenek, Gil 2007, 2010), w Łazach na Pogórzu Wiśnickim (Świąchłowicz 1998, 2002, 2008, 2010b, 2012, 2018), w Guciowie na Roztoczu Środkowym (Stępniewski 2008, Stępniewski i in. 2010), w Bogucinie na Płaskowyżu Nałęczowskim (Rejman, Usowicz 1999, 2002, Rejman 2006, Rejman i in. 2008, Rejman, Brodowski 2010), w Udziejku na Pojezierzu Suwalskim (Smolska 2002, 2008, 2010a, b) i w Mokronosach (Szafrąński 1992, Szafrąński i in. 1998, Szafrąński, Stasik 2001).

W zlewni Chwalimskiego Potoku badania są prowadzone na powierzchniach testowych, z których cztery mają 42 m długości i 4 m szerokości, a piąte jest o tej samej długości, ale o szerokości równej 7 metrów. Powierzchnie zostały założone na stoku o wystawie południowo-wschodniej, o nachyleniu ok. 4°. Górna część poletek graniczy z działem wodnym zlewni Chwalimskiego Potoku. W niniejszym opracowaniu wykorzystano wyniki pomiarów prowadzonych tylko na najszerzej powierzchni z utrzymanym czarnym ugiem (ryc. 19). Powierzchnia okresowo poddawana była zabiegom agrotechnicznym (orka, kultywatorowanie, bronowanie, opryski herbicydami), pozwalającym usunąć chwasty oraz spulchnić glebę.

Ryc. 18. Kalendarium badań terenowych

1 – eksperyment terenowy, 2 – obserwacje patrolowe zdarzeń eksperymentalnych, 3 – pomiary właściwości fizycznych powierzchniowej warstwy gruntu, 4 – stacjonarne pomiary spływu powierzchniowego i spłukiwania

Fig. 18. Field research calendar

1 – field experiment, 2 – patrol observations of extreme events, 3 – measurements of physical properties of the topsoil layer, 4 – stationary measurements of surface runoff and slope wash

Ryc. 19. Powierzchnia testowa z utrzymywanym czarnym ugiem w zlewni Chwalimskiego Potoku, 26.07.2012
Fig. 19. Testing plot with black fallow in the Chwalimski Brook catchment, 26.07.2012

3.1.1. Spływ powierzchniowy i spłukiwanie

Pomiary spływu powierzchniowego i spłukiwania wykonywano wykorzystując chwytacz wzorowany na urządzeniach Seilera (Seiler 1980), zmodyfikowanych przez Klimczaka (1993) (ryc. 20, 21). Chwytacz miał kształt zamykanej od góry skrzyni o pojemności 800 dm³, zbudowanej z blachy aluminiowej. W dolnej części chwytacza zamontowany był zawór, umożliwiający pobranie próbki z chwytacza oraz jego opróżnienie.

Wielkość spływu powierzchniowego określano na podstawie wysokości lustra wody w chwytaczu i przeliczanej na jej podstawie objętości wody. Jako jednostki pomiarowe spływu powierzchniowego przyjęto: dm³ poletko⁻¹, dm³ m⁻² i współczynnik spływu powierzchniowego wyrażony w procentach. Wielkość spłukiwania obliczano metodą wagową poprzez określenie koncentracji zawiesiny w próbce

Ryc. 20. Schemat chwytacza spływu powierzchniowego i spłukiwania w zlewni Chwalimskiego Potoku (strzałkami oznaczono kierunek spływu powierzchniowego)

Fig. 20. Scheme of surface runoff and slope wash catcher in the Chwalimski Brook catchment (arrows indicate the direction of surface runoff)

Ryc. 21. Chwytacz spływu powierzchniowego i spłukiwania w zlewni Chwalimskiego Potoku
A – 26.07.2012, B – 24.01.2012

Fig. 21. Surface runoff and slope wash catcher in the Chwalimski Brook catchment
A – 26.07.2012, B – 24.01.2012

wody. Próbkę pobierano bezpośrednio z chwytacza, wykorzystując zawór. Przed każdym poborem próbki, zawartość chwytacza była ujednoliconiana. Następnie, w laboratorium sedimentologicznym Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie, mierzono objętość próbki oraz suszono ją w temperaturze 105°C aż do całkowitego odparowania wody. Po wysuszeniu ważono masę zebranego materiału, a na koniec, znając objętość próbki oraz objętość całkowitego spływu powierzchniowego, obliczano całkowitą masę materiału zgromadzonego w chwytaczu. Jako jednostki pomiarowe splukiwania przyjęto: kg poletko^{-1} , kg m^{-2} i t ha^{-1} . Wartości spływu powierzchniowego i splukiwania obliczone zostały dla całego poletka o długości 42 metrów. Jako jego szerokość przyjęto 2 m, czyli tyle, ile wynosi szerokość wlotu do chwytacza, co razem daje 84 m^2 powierzchni zbiorczej.

3.1.2. Cechy fizyczne powierzchniowej warstwy gleby

Systematycznie, od połowy roku hydrologicznego 2012 do końca roku hydrologicznego 2014, prowadzono terenowe pomiary właściwości fizycznych powierzchniowej warstwy gruntu: zwięzłości, odporności na ścinanie, wilgotności i gęstości objętościowej. Pomiary były prowadzone w profilu podłużnym stoku, w co najmniej 5 powtórzeniach dla każdego stanowiska na poletku testowym. Zostało wyznaczonych do wykonywania tych pomiarów 5 punktów położonych w odległości: 3 m, 10 m, 20 m, 30 m i 40 m od wlotu do chwytacza spływu powierzchniowego.

Pomiary zwięzłości gruntu wykonywano za pomocą ręcznego penetrometru powierzchniowego firmy Eijkelkamp (ryc. 22). Ten przyrząd cechuje się większą dokładnością oraz większym zakresem pomiarowym od często używanych penetrometrów

kieszonkowych i umożliwia określenie maksymalnej zwięzłości gleby w warstwie o grubości 10 cm od powierzchni. Odporność na ścinanie mierzono za pomocą ręcznej ścinarki obrotowej (ryc. 23). Pomiar wielkości ścinania może być obarczony błędem związanym z dużym udziałem frakcji piaszczystej oraz okresowym występowaniem skorup glebowych (Szpikowski 2010b). Pomiar ścinarką obrotową umożliwia jedynie określenie ogólnej wytrzymałości na ścinanie, bez podziału na siły tarcia i spójności występujące w równaniu Coulomba (Wiłun 2003). Jednak badania wykazały, że istnieje możliwość zastosowania ścinarki obrotowej do prognozowania odporności na ścinanie w warunkach polowych, bez konieczności określania naprężeń normalnych (Błazejczak i in. 2006). Próbkę do pomiaru gęstości objętościowej gleby i jej wilgotności były pobierane w terenie do cylindrów metalowych o objętości 50 cm^3 (ryc. 23). Wilgotność i gęstość objętościową gleby określano po wysuszeniu próbek w temperaturze 105°C poprzez obliczenie straty masy w wyniku wysuszenia.

Jako jednostki pomiarowe powierzchniowych cech fizycznych gruntu przyjęto: dla zwięzłości gruntu – MPa, dla odporności na ścinanie – kPa, dla wilgotności – %, a dla gęstości objętościowej – g cm^{-3} .

W celu porównania powierzchni, na których zostały przeprowadzone eksperymenty terenowe z symulowanym opadem, wykonano jednorazowe, uszczegóławiające badania wierzchniej warstwy gruntu. Określono skład granulometryczny oraz zdolność infiltracyjną.

Próbki do określenia uziarnienia zostały pobrane w dwóch punktach pomiarowych, na każdym z dwóch poletek eksperymentalnych. Materiał został poddany analizie sitowej oraz zmierzony metodą are-

Ryc. 22. Ręczny penetrometr powierzchniowy (A) i pomiar zwięzłości gleby penetrometrem w terenie (B), 12.08.2013

Fig. 22. Hand penetrometer for top layers (A) and soil cohesion field measurement (B), 12.08.2013

Ryc. 23. Pomiar odporności na ścinanie (A) oraz pobór próbki gleby do cylindra (B), 12.08.2013
 Fig. 23. Measurement of soil shear strength (A) and collecting soil sample (B), 12.08.2013

ometryczną Bouyoucosa w modyfikacji Casagrande'a i Prószyńskiego (Bednarek i in. 2011). Skład granulometryczny określono w oparciu o klasyfikację gleb i utworów mineralnych według Polskiego Towarzystwa Gleboznawczego (2008).

Ryc. 24. Schemat infiltrometru dwupierścieniowego
 Fig. 24. Scheme of the double ring infiltrometer

Współczynnik infiltracji obliczono w oparciu o pomiary terenowe. Wykorzystano w tym celu metodę infiltrometru dwupierścieniowego (Johnson 1963, Ząbek 1983, Vičanová i in. 2011, Winowski, Majewski 2016). Do celów pomiarowych służył pierścień wewnętrzny, natomiast zewnętrzny zapobiegał rozprzeczaniu się na boki wody z pierścienia wewnętrznego. Pierścienie miały średnice równe odpowiednio: 10 cm i 16 cm oraz wysokość 20 cm (ryc. 24). Zostały one wbite centrycznie, pionowo, na głębokość 10 cm, z jak najmniejszym naruszeniem struktury gruntu. W pierwszym etapie uzupełniono wodę w pierścieniu zewnętrznym, następnie w wewnętrznym. Podczas pomiaru wodę dolewano, aby utrzymywała się na równym poziomie w obu pierścieniach. Pomiary wykonano dla 3 stanowisk na każdej z dwóch powierzchni eksperymentalnych, przy czym każdy pomiar trwał 60 minut (ryc. 25).

Ryc. 25. Pomiar infiltracji infiltrometrem dwupierścieniowym, 22.07.2015
 Fig. 25. Infiltration measurement by double ring infiltrometer, 22.07.2015

Wielkość infiltracji skumulowanej uzyskano bezpośrednio z pomiarów, a prędkość infiltracji obliczono z równań infiltracyjnych Philipa (1957):

$$i(t) = S_c t^{\frac{1}{2}} + At \quad (1)$$

$$i(t) = \frac{1}{2} S_c t^{-\frac{1}{2}} + A \quad (2)$$

gdzie:

- $i(t)$ – infiltracja skumulowana,
- $v(t)$ – prędkość infiltracji,
- S_c – współczynnik sorpcyjności,
- t – czas,
- A – stała.

Krzywa prędkości infiltracji dąży do asymptoty równej współczynnikowi filtracji gruntu K_{sat} , który można obliczyć formułą:

$$K_{sat} = \frac{A}{m} \quad (3)$$

gdzie m jest stałą, równą 0,66667 (2/3) (Báfková i in. 2013).

Przeprowadzone badania cech fizycznych powierzchniowej warstwy gleby pozwoliły na obliczenie wskaźnika podatności na erozję, uwzględnionego w modelu USLE jako czynnik K (Wischmeier, Smith 1978). Użyto w tym celu wzór zaproponowany przez Renarda i in. (1997):

$$K = \frac{2,1 \times 10^{-4} (12 - OM) \times M^{1,14} + 3,25(s - 2) + 2,5(p_c - 3)}{100} \quad (4)$$

gdzie:

- K – wskaźnik podatności na erozję,
- M – iloczyn procentowej zawartości ziaren 0,002–0,1 mm i ziaren 0,002–2 mm,
- OM – procentowa zawartość materii organicznej,
- s – klasa struktury gleby,
- p_c – klasa przepuszczalności gleby.

3.2. Eksperyment terenowy – symulacja opadu

Opady o dużej erozyjności, mogące powodować ekstremalne zdarzenia erozji wodnej gleb, występują z różną częstotliwością. W regionach, w których takie opady zdarzają się bardzo rzadko, można zastosować alternatywę dla naturalnego deszczu w postaci symulowanego opadu (Iserloh i in. 2013). Stosowanie symulatorów deszczu nie tylko umożliwia kontrolę nad charakterystykami opadu takimi jak: natężenie, czas trwania opadu, warstwa opadu (Pall i in. 1983, Tossell i in. 1987, Sangüesa i in. 2010), ale również umożliwia wywołanie opadu w celu przeprowadzenia

zaplanowanego eksperymentu terenowego (Bowyer-Bower, Burt 1989).

Najczęściej używane są symulatory nawadniające małe powierzchnie, poniżej 5 m². Wśród nich wyróżnia się symulatory laboratoryjne (Bryan 1974, Piechnik 1992, Brodowski, Rejman 2004, Wierzbicki 2008) oraz terenowe (Józefaciuk 1966, Tossell i in. 1987, Józwiak 1992, Piechnik 1992, Slattery, Bryan 1994, Humphry i in. 2002, Nowocień i in. 2004, Sangüesa i in. 2010, Iserloh i in. 2013). Deszczowanie większych powierzchni stanowi problem w miejscach o utrudnionej drodze dojazdowej oraz pozbawionych wody i elektryczności. Małe, przenośne symulatory są też tańsze i umożliwiają większą kontrolę nad wielkością i natężeniem opadu (Humphry i in. 2002, Iserloh i in. 2013). Mimo niedogodności, w badaniach erozyjnych stosowane są również terenowe symulatory nawadniające powierzchnie kilkunastu, kilkudziesięciu, a nawet ponad 100 m² (Hart i in. 1985, Simanton i in. 1985, Luk i in. 1986, Panini i in. 1997, Elhakeem, Papanicolaou 2009).

Podczas trzech lat pomiarowych, nawet podczas zdarzeń spłukiwania o ponadprzeciętnej intensywności, nie zarejestrowano powstawania na powierzchni testowej wyraźnych form rzeźby terenu ze spłukiwania. W celu uszczegółowienia wpływu zdarzeń ekstremalnych na przekształcanie rzeźby stoku, trzykrotnie przeprowadzono eksperymenty terenowe polegające na wywołaniu sztucznego opadu. Dwa deszczowania wykonano na stałej powierzchni testowej spływu powierzchniowego i spłukiwania w zlewni Chwalimskiego Potoku (ryc. 26, 27), natomiast trzeci przeprowadzono w zlewni lokalnego zagłębienia bezodpływowego w zlewni Kłudy (ryc. 28).

Na obu powierzchniach eksperymentalnych nie było problemów z dojazdem, zgromadzeniem wody, czy też wytworzeniem prądu, dlatego zdecydowano się na nawadnianie powierzchni o długości 15 m i szerokości 3 m. Wyznaczona do eksperymentu część poletka została otoczona plastikowym obrzeżem ogrodowym o wysokości 20 cm. W zlewni Chwalimskiego Potoku powierzchnia testowa zakończona była chwytaczem o szerokości wlotu 2 m i objętości ok. 800 dm³, a w zlewni Kłudy powierzchnia zamknięta była rynną Gerlacha o szerokości 2 m wraz z odpływem do zbiornika zamontowanego w zagłębieniu.

Do symulacji opadu wykorzystano zbudowaną specjalnie w tym celu deszczownię, składającą się z: 6 zraszaczy wynurzanych turbinowych typu Gardena Comfort T200 z możliwością czterostopniowej regulacji wielkości kropli (podczas pierwszego eksperymentu wykorzystano 3 zraszacze), hydroforu z węzłem ssącym o średnicy 25 mm, rur montażowych o średnicy 20 mm oraz agregatu prądotwórczego (ryc. 29). Podczas testowania urządzenia tak dobrano parametry jego części składowych: zraszaczy,

Ryc. 26. Pierwszy eksperyment terenowy–deszczowanie powierzchni testowej czarny ugór w zlewni Chwalimskiego Potoku, 10.07.2013

Fig. 26. First field experiment–sprinkling on black fallow testing plot in the Chwalimski Brook catchment, 10.07.2013

Ryc. 27. Drugi eksperyment terenowy–deszczowanie powierzchni testowej czarny ugór w zlewni Chwalimskiego Potoku, 13.09.2013

Fig. 27. Second field experiment–sprinkling on black fallow testing plot in the Chwalimski Brook catchment, 13.09.2013

Ryc. 28. Trzeci eksperyment terenowy–deszczowanie powierzchni testowej czarny ugór w zlewni lokalnego zagłębienia bezodpływowego w zlewni Kłudy, 10.07.2014

Fig. 28. Third field experiment–sprinkling on black fallow testing plot in the local closed depression in the Kłuda catchment, 10.07.2014

ciśnienia pompy, długości przewodów, aby spełnić przyjęte założenia eksperymentu, tj. wytworzyć opad o wielkości i natężeniu mieszczącym się w zakresie zjawisk ekstremalnych dla serii pomiarowej z lat 2001–2014. Oznaczało to konieczność wytworzenia

Ryc. 29. Schemat powierzchni i symulatora opadu podczas eksperymentu terenowego w zlewni Chwalimskiego Potoku
CH – chwytacz, ZW – zbiornik z wodą, Z – zraszacz, D – deszczomierz, A – agregat, H – hydrofor

Fig. 29. Plot and rainfall simulator scheme during field experiment in the Chwalimski Brook catchment
CH – catcher, ZW – water tank, Z – sprinkler, D – pluviometer, A – generator, H – hydrophore

opadu o wielkości co najmniej 10 mm i natężeniu nie mniejszym niż 8 mm h⁻¹.

Kolejny wymóg, który musiał spełnić zastosowany symulator, to zapewnienie wysokości spadania deszczu z takiej wysokości, aby została zachowana równowaga pomiędzy prędkością spadania a wielkością kropeł. Energia takiego opadu jest wówczas najbardziej zbliżona do energii opadu naturalnego (Gunn, Kinzer 1949). Dotychczasowe badania wskazują, że taką granicę stanowi wysokość 5 m i w nawiązaniu do tego w licznych symulatorach opadu krople spadają w przybliżeniu z takiej właśnie wysokości (Luk i in. 1986, Bowyer-Bower, Burt 1989, Slattery, Bryan 1994). W dotychczasowych badaniach stosowane jednak były również symulatory opadu, w których krople spadały z wysokości 1,5 m (Imeson, Verstraen 1986), 2,5 m (Salles i in. 1999), 2,8 m (Bryan 1974), 3,0 m (Meyer, Harmon 1979). Zastosowane podczas przeprowadzonego eksperymentu zraszacze wyrzucały strumień wody na wysokość 5–6 m. Drugie istotne założenie przyjęte w przeprowadzonym eksperymencie z symulowanym opadem to wytworzenie kropeł deszczu o wielkości zbliżonej do opadu naturalnego. W opadzie naturalnym wielkość kropeł deszczu przyjmuje pewien zakres mieszczący się od dziesiątych części milimetra do około 4–5 mm. Mediana krzywej rozkładu wielkości kropli zależy od intensywności opadu i jak wykazały badania laboratoryjne (Brandt 1989) dla deszczu o natężeniu 0,5 mm h⁻¹ wynosi około 1 mm, dla opadu 2,5 mm h⁻¹ około 2 mm, a podczas opadów o większych natężeniach, rzędu 25 mm h⁻¹, ponownie maleje do około 1,5 mm. Dla sztucznych opadów wytworzonych podczas eksperymentów wielkość kropeł deszczu

Tabela 8. Charakterystyka symulatora opadu
Table 8. Rainfall simulator characteristics

Typ zraszacza Type of sprinkler	Gardena Comfort T200, dysza nr 1	
Wysokość opadania wody Drops fall height	5 m	
Wielkość nawadnianego poletka Sprinkling plot area	45 m ²	
	symulator z 3 zraszaczami simulator with 3 sprinklers	symulator z 6 zraszaczami simulator with 6 sprinklers
Wielkość opadu Rainfall amount	16 mm	16 mm
Czas trwania pojedynczego opadu Single rainfall duration	30 min.	25 min.
Średnie natężenie opadu Mean rainfall intensity	32,0 mm h ⁻¹	38,4 mm h ⁻¹
Zakres wielkości kropeł deszczu Raindrop size range	0,1–2,5 mm	0,1–2,8 mm
Średnia wielkość kropli deszczu Mean raindrop size	0,96 mm	0,93 mm
Mediana wielkości kropeł deszczu Raindrop size median	1,0 mm	1,0 mm

Tabela 9. Charakterystyki eksperymentów terenowych

Table 9. Field experiments characteristics

	Eksperyment 1 1 st experiment	Eksperyment 2 2 nd experiment	Eksperyment 3 3 rd experiment
Data Date	10.07.2013	13.09.2013	10.07.2014
Powierzchnia testowa Testing plot	Chwalimski Potok	Chwalimski Potok	Kłuda
Nachylenie stoku Slope inclination	4°	4°	10°
Liczba deszczowań Number of sprinklings	5	4	4
Wysokość pojedynczego opadu Single rainfall amount	16 mm	16 mm	16 mm
Natężenie opadu Rainfall intensity	32,0 mm h ⁻¹	38,4 mm h ⁻¹	38,4 mm h ⁻¹

zmierzono stosując metodę Lawsa i Parsons (1943) poprzez pomiar wielkości ich śladów w kuwecie wysypanej gipsem budowlanym (Bryan 1974, Slattery, Bryan 1994) dla każdego z dwóch stosowanych natężeń: 32,0 mm h⁻¹ i 38,4 mm h⁻¹. Charakterystykę zastosowanego chwytacza przedstawia tabela 8.

Wysokość opadu podczas eksperymentów obliczano na podstawie pomiarów z dwóch deszczomierzy Hellmanna ustawionych na deszczowanej powierzchni testowej (ryc. 29). W pierwszych dwóch eksperymentach woda wykorzystana do nawodnienia zgromadzona była w chwytaczu zamykającym sąsiednią powierzchnię, a w trzecim eksperymencie w beczkowie.

Podczas pierwszego eksperymentu, prowadzonego w ciągu 24 godzin, pięciokrotnie wywołano opad trwający po 30 minut. Po trzecim deszczowaniu powierzchnia gruntu została spulchniona glebogryzarką do głębokości 15 cm. Drugi oraz trzeci eksperyment polegały na wywołaniu czterech opadów trwających po 25 minut, każdorazowo na spulchnioną powierzchnię. Każdy wywołany opad miał wysokość 16 mm. Biorąc pod uwagę różny czas trwania deszczowań, wynikający z różnej liczby użytych zraszaczy, opady w drugim i trzecim eksperymencie odznaczały się większym natężeniem (tab. 9).

W trakcie każdego deszczowania, co 5 minut mierzono objętość spływu powierzchniowego. Po każdym deszczowaniu pobrano próbki z chwytacza oraz przeprowadzono uszczegóławiające badania powierzchniowej warstwy gleby: zwięzłości, odporności na ścinanie, wilgotności i gęstości objętościowej.

3.3. Analiza danych meteorologicznych

Tło meteorologiczne stacjonarnych badań spływu powierzchniowego i spłukiwania stanowiły pomiary meteorologiczne z posterunku meteorologicznego Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie. Stacja jest

oddalona od powierzchni testowych w zlewni Chwalimskiego Potoku o 1300 m. Do analiz uwarunkowań meteorologicznych, oprócz danych z 3 lat pomiarowych, wykorzystano również dane z wielolecia od roku 1987, a w przypadku natężenia opadu atmosferycznego dane od roku 2001.

Najważniejsze uwarunkowania dla procesów erozji wodnej gleb, dotyczące opadów atmosferycznych były określone w oparciu o pomiary deszczomierzem Hellmanna oraz pluwiografem elektronicznym Vaisala mierzącym opad co 1 minutę. Dane z wielolecia z deszczomierza Hellmanna dostępne były od roku 1987, natomiast z pluwiografu Vaisala od 2001 roku.

Oddziaływanie opadów atmosferycznych na wielkość spływu powierzchniowego i spłukiwania najlepiej obrazuje wskaźnik erozyjności opadów EI₃₀ (Wischmeier, Smith 1978, Brown, Foster 1987, Banasik, Górski 1990, Renard i in. 1997, Ferro i in. 1999, Baryła 2004, 2012, Licznar 2005, Rejman 2006, Verstraeten i in. 2006, Świąchowicz 2013). Wskaźnik EI₃₀ stanowi iloczyn energii kinetycznej opadu i jego maksymalnej intensywności w czasie 30 minut (Wischmeier, Smith 1978):

$$EI_{30} = E_{kin} \times I_{30} \quad (5)$$

gdzie:

- EI₃₀ – erozyjność deszczu [MJ mm h⁻¹ ha⁻¹],
- E_{kin} – energia kinetyczna deszczu [MJ ha⁻¹],
- I₃₀ – maksymalne natężenie opadu w czasie 30 minut [mm h⁻¹].

Jednostkową energię kinetyczną opadu można obliczyć korzystając z zapisów pluwiograficznych. W oryginalnym modelu USLE jednostkową energię kinetyczną oblicza się wykorzystując równanie logarytmiczne (Wischmeier, Smith 1978). W badaniach erozyjności opadów wykorzystywany jest również drugi wzór na jednostkową energię kinetyczną, zaproponowany przez Browna i Fostera (1987):

$$E_{kin} = \sum_{i=1}^n 0,29[1 - 0,72 \times \exp(-0,05I_i)] \times \Delta P_i \quad (6)$$

gdzie:

- E_{kin} – energia kinetyczna opadu [MJ ha^{-1}],
- I_i – intensywność opadu w okresie o stałej intensywności i [mm h^{-1}],
- ΔP_i – suma opadu w okresie o stałej intensywności i [mm].

W literaturze polskiej stosowane było zarówno równanie Wischmeiera i Smitha (Banasik, Górski 1990, Banasik i in. 2001, Baryła 2004, Licznar 2005, Stępniewski i in. 2010, Święchowicz 2013) jak i Browna i Fostera (Rejman, Usowicz 1999, Rejman 2006, Smolska 2010a, Szpikowski 2010b, Święchowicz 2010b, 2012, Kijowska-Strugała, Kiszka 2014, 2018). W niniejszej pracy zastosowano formułę Browna i Fostera.

Zgodnie z definicją USLE/RUSLE (Wischmeier, Smith 1978, Renard i in. 1997), jako opad erozyjny rozumie się opad oddzielony od kolejnego przerwą nie krótszą niż 6 godzin, o warstwie opadu większej lub równej 0,5 cala, co w układzie metrycznym odpowiada 12,7 mm. Jednak w warunkach opadowych Polski północno-zachodniej znaczny udział w rocznej sumie erozyjności mają opady o mniejszej warstwie. Dla danych z 14 lat hydrologicznych (2001–2014) dla Storkowa, skumulowana erozyjność opadów o warstwie pomiędzy 1,27 mm a 12,7 mm wyniosła ponad 85% całkowitej erozyjności opadów o warstwie powyżej 12,7 mm. Wynika z tego, że wykorzystując do analizy tylko opady o sumie ponad 12,7 mm traci się niemalże 50% całkowitej erozyjności opadu. W analizie opadów na Pojezierzu Drawskim, jako dolną granicę warstwy opadu erozyjnego uznano 1,27 mm. Takie rozwiązanie było już stosowane m.in. w Belgii (Laurant, Bollinne 1976, Verstraeten i in. 2006).

Do zbadania zależności właściwości fizycznych powierzchniowej warstwy gruntu od opadów atmosferycznych wykorzystano wskaźnik opadów uprzednich, będący funkcją opadów, które wystąpiły w okresie poprzedzającym dni, dla którego określa się wskaźnik (Niemczyk i in. 2010). Badania wykazały, że wskaźnik bardzo dobrze charakteryzuje zależność wilgotności gleby od opadów na stokach z czarnym ugiem (Wąsek 1980, Biniak-Pieróg 2008). Wskaźnik można obliczyć stosując formułę zaproponowaną przez Lambora (1962):

$$I_L = \left(\frac{1}{120} \sum_{i=1}^{15} a_i \times \sqrt{P_i} \right)^2 \quad (7)$$

gdzie:

- I_L – wskaźnik opadów uprzednich,
- a_i – współczynnik wagowy przyjmowany w ten sposób, że dla opadu z dnia bezpośrednio poprzedza-

jącego dzień, w którym obliczany jest wskaźnik, przyjmuje się wagę 15, dla opadu sprzed dwóch dni 14, a dla opadu sprzed 15 dni waga wynosi 1,

- P_i – dobową sumę opadów atmosferycznych w i -tym dniu [mm].

Analizując wpływ warunków śnieżnych na wielkość erozji wodnej gleb, oprócz liczby dni z pokrywą śnieżną oraz miąższości pokrywy śnieżnej, zastosowano 2 wskaźniki: wskaźnik erozyjności roztopów i wskaźnik śnieżności. Wskaźnik erozyjności roztopów obliczono, przyjmując, że jego wartość stanowi 10% sumy opadów w okresie od 1 grudnia do 31 marca (Banasik, Górski 1990, Baryła 2004, Święchowicz 2013). Wskaźnik śnieżności przyjmuje wartości od 0 do 10, a obliczyć go można wykorzystując formułę zaproponowaną przez Paczosa (Paczos 1982, Majewski i in. 2011):

$$W_{sn} = 0,0409d_{ps} + 0,0246d_{ps20} + 0,00007S_h \quad (8)$$

gdzie:

- W_{sn} – wskaźnik śnieżności zimy,
- d_{ps} – liczba dni z pokrywą śnieżną o grubości powyżej 1 cm,
- d_{ps20} – liczba dni z pokrywą śnieżną o grubości powyżej 20 cm,
- S_h – suma grubości pokrywy śnieżnej [cm].

3.4. Numeryczna mapa potencjalnej i aktualnej erozji wodnej gleb

Mapa potencjalnej erozji wodnej gleb została wykonana w oparciu o klasyfikację 5 map analitycznych: spadków terenu, ekspozycji stoków, współczynnika zdolności transportowania osadu LS, litologicznej oraz erozyjności opadów. Mapa aktualnej erozji wodnej gleb uwzględnia również pokrycie terenu i użytkowanie ziemi. Wszystkie mapy zostały wykonane w Państwowym Układzie Współrzędnych Geodezyjnych 1992 (EPSG: 2180).

Mapy spadków terenu, ekspozycji stoków oraz współczynnika LS zostały wykonane na podstawie cyfrowego modelu wysokościowego ASTER-GDEM (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer–Global Digital Elevation Model*). Model ma rozdzielczość przestrzenną równą 1", czyli dla szerokości geograficznej zlewni Chwalimskiego Potoku około 30 metrów.

Spadki terenu oraz ekspozycję stoków wyznaczono w oprogramowaniu SAGA-GIS (*geoprocessing–terrain analysis–morphometry–slope, aspect, curvature*). Mapa spadków oraz cyfrowy model wysokościowy posłużyły do utworzenia mapy współczynnika LS. W ramach preprocessingu, depresje modelu wysokościowego zostały wypełnione przy użyciu modułu *fill sinks* (*geoprocessing–terrain analysis–preprocessing–fill sinks*) w SAGA GIS. Następnie stworzono mapę

właściwych lokalnych powierzchni zlewni (*geoprocessing-terrain analysis-hydrology-catchment area-flow tracing*), stosując metodę *Digital Elevation Model Network-DEMON* (Costa-Cabral, Burges 1994). Na koniec, na podstawie mapy spadków oraz mapy właściwych lokalnych powierzchni zlewni, wyznaczono ostateczną mapę współczynnika LS (*geoprocessing-terrain analysis-topographic indices-LS factor*). W tym celu wykorzystano metodę Moore'a i in. (1991), którzy zaproponowali następującą formułę do obliczania współczynnika zdolności transportowania osadów:

$$LS = 1,4 \left(\frac{A_s}{22,13} \right)^{0,4} \times \left(\frac{\sin_q}{0,0896} \right)^{1,3} \quad (9)$$

gdzie:

- LS – współczynnik topograficzny (bezwymiarowy),
- A_s – jednostkowa powierzchnia zasilania (z właściwej lokalnej powierzchni zlewni),
- q – kąt nachylenia stoku.

Mapę litologiczną Pojezierza Drawskiego wykonano w oparciu o Szczegółową Mapę Geologiczną Polski w skali 1:50 000 (Popielski 2000, 2004, Dobracka 2001, 2007a, b, 2009, Kwapisz 2001, Lewandowski i in. 2001, 2006, 2009, Marszałek, Szymański 2003, Piotrowski 2003, 2006, Kurzawa 2006, Piotrowski, Szczesiak 2006, Winnicki 2006, Piotrowski, Schiewe 2008, Jodłowski, Bagrowska 2009). Wykorzystano w tym celu 18 arkuszy mapy, z czego 14 zostało udostępnionych przez Państwowy Instytut Geologiczny–Państwowy Instytut Badawczy w postaci plików wektorowych shapefile. Pozostałe cztery arkusze uzyskane w PIG w formie skanów, zostały zdigitalizowane w programie Quantum GIS. Następnie wszystkie mapy w postaci wektorowej zostały połączone (*wektor-narzędzia geoprocessingu-suma*). Mapa pokrycia terenu i użytkowania ziemi została przygotowana z wykorzystaniem danych wektorowych bazy CORINE Land Cover (EEA 2006). Obie mapy wektorowe: litologiczną oraz pokrycia terenu i użytkowania ziemi dla potrzeb dalszych analiz zrasteryzowano.

Mapę erozyjności opadów atmosferycznych wykonano wykorzystując dane Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej z 22 posterunków opadowych IMGW położonych w granicach i w pobliżu Pojezierza Drawskiego oraz z posterunku meteorologicznego Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie. Zakres danych obejmował miesięczne sumy opadów. Dla 13 posterunków dane pochodziły z 25 lat (1980–2014), dla pozostałych z krótszych okresów: od 5 do 24 lat. Dostępne dane obejmowały sumy opadów i nie umożliwiły obliczenia erozyjności opadów według formuły Wischmeiera i Smitha, dlatego erozyjność uzyskano wykorzystując uproszczony wskaźnik erozyjności opadów (Fournier 1960) zmodyfikowany przez Ar-

noldusa (1980) (*Modified Fournier Index, MFI*), który oblicza się według formuły:

$$MFI = \sum_{i=1}^{12} \frac{p^2}{P} \quad (10)$$

gdzie:

- MFI – uproszczony wskaźnik erozyjności opadów [mm],
- p – miesięczna suma opadów [mm],
- P – roczna suma opadów [mm].

Zastosowanie uproszczonego wskaźnika erozyjności może skutkować szeregiem błędów. Przy wyższych wartościach wskaźnika, te formuły mogą nie doszacować lub przeszacować jego wartość (Bosco i in. 2009). Uproszczony wskaźnik Fourniera może nie ukazywać dokładnego zróżnicowania erozyjności, ponieważ jest ściśle skorelowany ze średnią roczną sumą opadów (Bagarello 1994, Ferro i in. 1999). Mimo możliwych błędów, wskaźnik MFI jest powszechnie używany w badaniach erozyjności opadów. Na potrzeby niniejszej pracy, wskaźnik ma przedstawiać erozyjność w ujęciu jakościowym, a nie ilościowym, dlatego też zdecydowano się go zastosować.

Po obliczeniu średniego wskaźnika MFI z wielolecia dla 23 punktów pomiarowych, dokonano interpolacji jego rozkładu przestrzennego, wykorzystując metodę krigingu w programie Surfer 10 (*grid-data*). W związku z niedużymi deniwelacjami w obrębie Pojezierza Drawskiego (sięgającymi ok. 170 m), zrezygnowano z zaproponowanego przez Goovaerts (1999) uwzględnienia wysokości nad poziomem morza w obliczaniu erozyjności opadu.

Dla każdej z map analitycznych wydzielono 4 klasy podatności na erozję wodną gleb. Reklasyfikacji dokonano za pomocą tabeli z przedziałami klasowymi w programie SAGA-GIS (*geoprocessing-grid-values-reclassify grid values*). Przedziały klasowe zdefiniowano w głównej mierze w oparciu o literaturę, jedynie w przypadku klasyfikacji współczynnika topograficznego LS oraz uproszczonego wskaźnika erozyjności MFI wykorzystano metodę naturalnych przerw Jenksa (1967). Szczegółowy opis przyjętych przedziałów klasowych dla poszczególnych parametrów został zawarty w rozdziale poświęconym mapie potencjalnej i aktualnej erozji wodnej gleb.

Po reklasyfikacji wszystkich map analitycznych, zostały one połączone w syntetyczną mapę potencjalnej (5 parametrów) i aktualnej (6 parametrów) erozji wodnej gleb. Użyto w tym celu kalkulatora rastrow w programie QGIS (*raster-kalkulator rastra*). Po zsumowaniu rastrow otrzymano mapę potencjalnej erozji wodnej gleb o zakresie wartości od 5 do 20 oraz mapę aktualnej erozji wodnej gleb o zakresie od 6 do 24. Na koniec obie syntetyczne mapy zostały ponownie zreklasyfikowane na 4 klasy podatności na erozję.

4. Uwarunkowania erozji wodnej gleb na powierzchniach testowych

4.1. Warunki meteorologiczne

Uwarunkowania pogodowe erozji wodnej gleb w zlewni Chwalimskiego Potoku przedstawiono w oparciu o pomiary na posterunku meteorologicznym Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie. Szczegółowe charakterystyki dla okresu badań (2012–2014) zostały zaprezentowane na tle danych z wielolecia 1987–2014. Warunki pogodowe w Storkowie w okresie pomiarowym 1987–2014 cechowały się znaczną zmiennością. Według klasyfikacji termicznej zaproponowanej przez Lorenc (1998), w ciągu wielolecia, najczęściej było lat normalnych – 13. Lata lekko ciepłe wystąpiły 6 razy, natomiast 3 razy lata lekko chłodne. Najrzadziej zdarzały się lata bardzo ciepłe i ekstremalnie chłodne (dwukrotnie) oraz lata chłodne i ciepłe (jednokrotnie). W klasyfikacji opadowej (Kaczorowska 1962) również najczęściej wystąpiły lata normalne – 13. Lat suchych było 8, a wilgotnych 5.

Ryc. 30. Klasyfikacja termiczno-opadowa według Kaczorowskiej (1962) i Lorenc (1998) w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)
I – bardzo wilgotny, II – wilgotny, III – normalny, IV – suchy, V – bardzo suchy; A – ekstremalnie chłodny, B – anomalnie chłodny, C – bardzo chłodny, D – chłodny, E – lekko chłodny, F – normalny, G – lekko ciepły, H – ciepły, I – bardzo ciepły

Fig. 30. Thermal and precipitation classification according to Kaczorowska (1962) and Lorenc (1994) in Storkowo (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

I – very humid, II – humid, III – normal, IV – dry, V – very dry, A – extremely cold, B – anomalously cold, C – very cold, D – cold, E – slightly cold, F – normal, G – slightly warm, H – warm, I – very warm

Tylko raz zdarzyły się lata bardzo suche i bardzo wilgotne. Według obu klasyfikacji rok 2012 był rokiem normalnym zarówno pod względem temperatury, jak i opadów, rok 2013 był rokiem normalnym termicznie i suchym, natomiast rok 2014 zaliczony został do roku bardzo ciepłego i suchego (ryc. 30).

4.1.1. Temperatura powietrza

Warunki termiczne badanego okresu znacząco nie wyróżniały się na tle wielolecia. Średnia roczna temperatura powietrza wyniosła: 8,0°C w 2012, 7,6°C w 2013 oraz 9,2°C w 2014 roku. Wyjątek stanowił tylko rok 2014, którego średnia temperatura była drugą najwyższą w okresie 1987–2014 (wyższa średnia roczna temperatura została zanotowana tylko w 2007 roku i wyniosła 9,4°C). W trzyletnim okresie pomiarowym najwyższa zmierzona temperatura wyniosła 34,6°C, natomiast najniższa –23,5°C. Średnie dobowe temperatury wahały się pomiędzy –17,6°C a 25,0°C. Łączna liczba dni z temperaturą ujemną wyniosła 153 (ryc. 31).

Ryc. 31. Średnie dobowe temperatury powietrza (T) w latach hydrologicznych: 2012, 2013 i 2014 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Fig. 31. Daily mean temperatures (T) in 2012, 2013 and 2014 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

4.1.2. Opady atmosferyczne

Spośród wszystkich uwarunkowań pogodowych największy wpływ na procesy erozji wodnej gleb mają opady atmosferyczne. Energia kinetyczna spadających kropeł inicjuje proces rozbryzgu, przechodzący następnie w spływ powierzchniowy oraz splukiwanie.

Średnia roczna suma opadów w wieloleciu 1987–2014 wyniosła 690,6 mm. Okres pomiarowy 2012–2014 zdecydowanie wyróżniał się spośród pozostałych lat, ponieważ średnia suma opadów wyniosła zaledwie 605,9 mm. We wspomnianym okresie trzyletnim zanotowano najniższą trzyletnią sumę

opadów od 1987 roku, wynoszącą 1817,6 mm, przy średniej trzyletniej z wielolecia wynoszącej 2088,4 mm. Porównywalne wartości przypisane są tylko dla trzyleci: 1992–1994 oraz 2003–2005. Trzyletnia suma opadu z okresu 2012–2014 i tak została zawyżona przez rok 2012, który był rokiem normalnym pod względem opadów, z ich sumą wynoszącą 698,3 mm. Porównując zatem dwulecie 2013–2014 z wieloleciem, okazuje się, że było ono zdecydowanie najsuchsze. Dwuletnia suma opadów (2013–2014) wyniosła 1119,3 mm i była niższa od drugiego najsuchszego dwulecia (1991–1992) o 86 mm, a od średniej dwuletniej o ponad 270 mm (ryc. 32, tab. 10).

Tabela 10. Sumy opadów: roczne, półrocza zimowego i półrocza letniego w latach hydrologicznych 1987–2014 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Table 10. Annual, summer half-year and winter half-year precipitation totals in 1987–2014 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

Rok Year	Suma roczna opadów Annual precipitation total	Suma opadów półrocza zimowego Summer half-year precipitation total		Suma opadów półrocza letniego Winter half-year precipitation total	
	[mm]	[mm]	[%]	[mm]	[%]
1987	614,5	237,1	38,6	377,4	61,4
1988	825,5	343,0	41,6	482,5	58,4
1989	574,9	272,6	47,4	302,3	52,6
1990	700,2	277,3	39,6	422,9	60,4
1991	635,4	198,5	31,2	436,9	68,8
1992	569,9	322,0	56,5	247,9	43,5
1993	696,7	287,8	41,3	408,9	58,7
1994	561,0	327,7	58,4	233,3	41,6
1995	801,4	385,1	48,1	416,3	51,9
1996	696,4	142,6	20,5	553,8	79,5
1997	752,7	227,9	30,3	524,8	69,7
1998	815,7	324,5	39,8	491,2	60,2
1999	695,2	354,4	51,0	340,8	49,0
2000	655,0	307,5	46,9	347,5	53,1
2001	728,6	246,9	33,9	481,7	66,1
2002	919,8	389,0	42,3	530,8	57,7
2003	524,9	164,3	31,3	360,6	68,7
2004	693,9	316,1	45,6	377,8	54,4
2005	623,9	292,1	46,8	331,8	53,2
2006	617,4	259,5	42,0	357,9	58,0
2007	855,2	346,9	40,6	508,3	59,4
2008	744,0	378,5	50,9	365,5	49,1
2009	718,1	246,2	34,3	471,9	65,7
2010	791,6	265,2	33,5	526,4	66,5
2011	707,5	290,2	41,0	417,3	59,0
2012	698,3	317,3	45,4	381,0	54,6
2013	579,9	267,7	46,2	312,2	53,8
2014	539,4	211,4	39,2	328,0	60,8
X	690,6	285,7	41,6	404,9	58,4
S.D. [mm]	100,5	62,9	8,3	86,7	8,3
C.V. [%]	14,6	22,0	19,9	21,4	14,7
Me [mm]	696,6	289,0	41,4	395,0	58,6

X – średnia, S.D. – odchylenie standardowe, C.V. – współczynnik zmienności, Me – mediana

X – mean, S.D. – standard deviation, C.V. – coefficient of variation, Me – median

Ryc. 32. Sumy opadów (P_a) w półroczach 1 – zimowym (XI–IV) i 2 – letnim (V–X) lat hydrologicznych 1987–2014 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Fig. 32. Half-year precipitation totals (P_a) in 1 – winter (XI–IV) and 2 – summer (V–X) in 1987–2014 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

Analizując poszczególne sumy roczne opadów należy zwrócić uwagę, że rok 2014 z sumą równą 539,4 mm był drugim najsuchszym rokiem w wieloleciu, ponadto poprzedzający go rok charakteryzował się jedną z najniższych sum opadów. Suchszy był tylko rok 2003 (524,9 mm), jednak poprzedzony był on najwilgotniejszym rokiem z wielolecia, z roczną sumą opadów wynoszącą 919,8 mm.

W omawianym wieloleciu większość opadów przypadła na półrocze letnie. Średnia ich suma z miesięcy maj–październik wyniosła 404,9 mm, co stanowi ok. 58,5% sumy rocznej. Lata suche i bardzo suche charakteryzują się mniejszym udziałem opadów w półroczu letnim, wynoszącym blisko 55%. W latach wilgotnych i bardzo wilgotnym udział ten wynosił 59%. Największy udział opadów z półrocza letniego, równy 60,6%, zanotowano w latach normalnych. W wieloleciu najniższy udział opadów z półrocza letniego zanotowano w suchym 1994 roku (41,6%), nawyższy zaś w normalnym pod względem opadów roku 1996 (79,5%). Udział opadów półrocza letniego w trzyletnim okresie pomiarowym był niższy od średniej wieloletniej w latach 2012–2013, a w roku 2014 był minimalnie ponad średnią.

Na wielkość rocznej sumy opadów większy wpływ miał opad z półrocza letniego, aniżeli z półrocza zimowego. Świadczy o tym silniejszy związek sumy opadów z miesięcy maj–październik z roczną sumą opadów, o współczynniku determinacji R^2 wynoszącym 0,62 (ryc. 33).

Związek pomiędzy opadami letnimi a roczną sumą opadów jest mniej zauważalny w przypadku porównania pór roku. Współczynnik R^2 zależności rocznej warstwy opadów od ich wysokości wyniósł tylko 0,42, a i tak był on najwyższy spośród wszystkich pór roku (ryc. 34).

Sezonowy rozkład rocznych opadów w trzyletnim okresie pomiarowym charakteryzował się dużą

Ryc. 33. Sumy opadów w półroczach (P_{hy}) 1 – zimowym (XI–IV) i 2 – letnim (V–X) w porównaniu z rocznymi sumami opadów (P_a) w latach hydrologicznych 1987–2014 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Fig. 33. Half-year precipitation totals (P_{hy}) in 1 – winter (XI–IV) and 2 – summer (V–X) compared with annual precipitation totals (P_a) in 1987–2014 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

Ryc. 34. Sumy opadów w porach roku (P_s) w porównaniu z rocznymi sumami opadów (P_a) w latach hydrologicznych 1987–2014 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Fig. 34. Seasonal precipitation totals (P_s) compared with annual precipitation totals (P_a) in 1987–2014 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

zmiennością. O ile największy udział we wszystkich latach obserwacji notowano w sezonie letnim (odpowiednio 35,7% w 2012, 29,9% w 2013 oraz 32,7% w 2014), to udział opadów w pozostałych porach roku znacząco się różnił. Rok 2012 cechował się bardzo deszczową zimą z blisko 36% rocznego opadu. W roku 2013, oprócz lata, najwilgotniejsza była jesień (28,3% rocznego opadu), natomiast w 2014 roku duży udział w rocznej sumie opadów miały opady wiosenne (28,3%). W całym wieloleciu 1987–2014 sezonowa zmienność opadów była równie dobrze widoczna. Największe opady notowane były latem (blisko 35%), z kolei najmniejsze wiosną (ponad 20%). Na przestrzeni 28 lat największy udział w rocznej sumie opadów zanotowano w lecie – aż 24 razy, trzykrotnie jesienią (lata 1989, 1991 i 2002) oraz jednokrotnie zimą (1994) i wiosną (1992). Najwilgotniejsze lato wystąpiło w 1996 roku (ponad 50% rocznego opadu). W tym samym roku odnotowano najsuchszą spośród wszystkich pór roku w wieloleciu – zimą, której opady stanowiły tylko 10,5% rocznego opadu. Odwrotna sytuacja miała miejsce w 1994 roku. Udział

Ryc. 35. Sumy opadów (P_a) w poszczególnych porach roku w latach hydrologicznych 1987–2014 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Fig. 35. Seasonal precipitation totals (P_a) in 1987–2014 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

opadu zimowego wyniósł aż 35,8%, natomiast letniego zaledwie 13,2% rocznego opadu (ryc. 35).

Miesięczny rozkład opadów w trzyleciu 2012–2014 był porównywalny do rozkładu z wielolecia 1987–2011. Najwięcej opadów przypadało na miesiące letnie: czerwiec, lipiec i sierpień (tab. 11, ryc. 36, 37). W czerwcu sumy opadów były podobne w latach 2012–2014 i wynosiły od 67,7 mm do 86,4 mm. Inaczej sytuacja wyglądała w lipcu oraz sierpniu. W sierpniu 2013 roku odnotowano najniższą sumę opadu w odniesieniu do wartości wieloletniej notowanej w tym miesiącu od 1987 roku, z sumą opadów równą 26,5 mm (jedynie 4,6% rocznego opadu). Niemalże taka sama suma opadów została zanotowana w lipcu 2014 roku (26,7 mm), co stanowiło niecałe 5% rocznego opadu. Największe różnice zanotowano w styczniu. W latach 2012 i 2013

Ryc. 36. Miesięczne sumy opadów (P_m) w latach hydrologicznych 2012–2014 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Fig. 36. Monthly precipitation totals (P_m) in 2012–2014 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

miesięczne sumy opadów ze stycznia były zdecydowanie wyższe od średniej wieloletniej. Wynosiły odpowiednio 102,4 mm oraz 76,2 mm, przy średniej równej 48,8 mm. W roku 2012 w styczniu spadło aż 14,7% całorocznego opadu. Jednocześnie był to najwilgotniejszy miesiąc w trzyleciu. W roku 2012 kolejnym miesiącem charakteryzującym się wyjątkowo dużą sumą opadów był grudzień. Suma opadów wyniosła 85,3 mm, co stanowiło 12,2% rocznego opadu (przy średniej wieloletniej 8,2%). Odwrotna sytuacja miała miejsce w listopadzie. O ile opad w listopadzie 2013 roku był wyższy od średniej wieloletniej, to w latach 2012 i 2014 był niższy. Rekordowy pod tym względem był rok 2012, kiedy to w listopadzie zanotowano opad o wysokości zaledwie 2 mm. Jest to najniższa zmierzona miesięczna suma opadów od początku pomiarów, czyli od 1987 roku. Drugim najsuchszym miesiącem

Tabela 11. Sumy miesięczne opadów w latach hydrologicznych 2012–2014 oraz średnie miesięczne sumy opadów w latach hydrologicznych 1987–2011 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Table 11. Monthly precipitation totals in 2012–2014 hydrological years and average monthly precipitation totals in 1987–2011 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

Miesiąc Month	2012		2013		2014		1987–2011			
	[mm]	[%]	[mm]	[%]	[mm]	[%]	[mm]	[%]	S.D. [mm]	C.V. [%]
XI	2,0	0,29	66,9	11,54	36,0	6,67	55,2	7,56	22,3	40,43
XII	85,3	12,21	31,6	5,45	40,1	7,43	58,3	8,22	29,3	50,20
I	102,4	14,66	76,2	13,14	44,0	8,16	48,8	7,36	31,2	63,96
II	61,1	8,75	33,8	5,83	8,4	1,56	41,3	5,79	19,3	46,82
III	22,1	3,16	25,0	4,31	55,3	10,25	50,1	6,91	24,9	49,70
IV	44,4	6,36	34,2	5,90	27,6	5,12	34,4	4,93	17,5	50,94
V	26,0	3,72	41,6	7,17	69,8	12,94	58,4	8,14	26,4	45,31
VI	86,4	12,37	73,5	12,67	67,7	12,55	83,7	11,82	46,7	55,82
VII	86,8	12,43	73,3	12,64	26,7	4,95	84,4	11,71	40,5	48,04
VIII	76,3	10,93	26,5	4,57	82,2	15,24	78,1	10,89	39,8	51,00
IX	50,9	7,29	54,4	9,38	42,4	7,86	61,7	8,61	26,7	43,22
X	54,6	7,82	42,9	7,40	39,2	7,27	46,5	6,62	34,1	73,35
Suma Sum	698,3	100,00	579,9	100,00	539,4	100,00	646,7	100,00		

S.D. – odchylenie standardowe, C.V. – współczynnik zmienności

S.D. – standard deviation, C.V. – coefficient of variation

Ryc. 37. Średnie miesięczne sumy opadów (P_m) w latach hydrologicznych 1987–2011 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Fig. 37. Average monthly precipitation totals (P_m) in 1987–2011 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

trzyletniego okresu pomiarowego był luty 2014 roku. Spadło wtedy tylko 8,4 mm opadu, przy średniej wieloletniej ponad 40 mm (tab. 11, ryc. 36).

Najwyższe opady dobowe notowano w miesiącach letnich, o największych sumach opadów. W 2012 roku maksymalna dobową sumą opadów wyniosła 19,7 mm, a opad z dwóch dni 33,5 mm (koniec sierpnia). Absolutne maksimum trzylatnie miało miejsce w czerwcu 2013 roku i wyniosło 28,4 mm, a w dwa dni 47 mm. W roku tym opad o warstwie większej niż 20 mm zdarzył się również w sierpniu. Jedynie w roku 2014 maksymalne dobowe opady nie wystąpiły latem. Maksimum wynoszące 19 mm miało miejsce w marcu, a dwukrotnie notowano opady o wysokości powyżej 17 mm, w grudniu oraz maju (ryc. 38).

Do pełnej charakterystyki dobowych opadów istotna jest również częstość występowania oraz prawdopodobieństwo wystąpienia opadu o danej warstwie. Porównując trzylatni okres pomiarowy (2012–2014) z wieloleciem 1987–2011, uwagę zwraca brak opadów bardzo silnych o warstwie ponad 30 mm oraz bardzo mały udział opadów silnych, powyżej 20 mm (zaledwie 0,7% w 2013 roku, przy średniej 2,1% w wieloleciu). Najczęściej zdarzają się opady słabe, o wysokości od 1,1 mm do 5,0 mm. Ich udział wynosi od 43,6% w 2013 roku do 49,7% w roku 2014 (średnia wieloletnia to 45%). Następną grupę stanowią opady bardzo słabe, poniżej 1,0 mm (od 25,4% do 29,6%). W roku 2012 wystąpiło stosunkowo dużo opadów umiarkowanie silnych (10,7%), które mogą przyczyniać się do powstawania procesów spływu powierzchniowego i splukiwania. W latach 2012–2013 odsetek tych opadów był już niższy od średniej wieloletniej (8,7%) i wyniósł 7% (ryc. 39).

Dla wielolecia 1987–2014 prawdopodobieństwo wystąpienia opadu bardzo silnego (powyżej 30 mm)

Ryc. 38. Dobowe sumy opadów (P_d) w latach hydrologicznych 2012, 2013 i 2014 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Fig. 38. Daily precipitation totals (P_d) in 2012, 2013 and 2014 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

wynosi zaledwie 0,46% (w półroczu letnim 0,97%, w półroczu zimowym taki opad wystąpił tylko raz, zatem prawdopodobieństwo jest znikome). Z kolei prawdopodobieństwo wystąpienia opadu silnego, czyli opadu o wysokości większej niż 20 mm, równa się 1,72%. Granica opadu ekstremalnego, czyli 90. percentyl prawdopodobieństwa wystąpienia dobowego opadu mniejszego od wskazanej warstwy opadu przypadł na wielkość 10 mm dla całego roku, 12,9 mm dla półrocza letniego oraz 8,2 mm dla półrocza zimowego (ryc. 40). Te wartości progowe można uznać za granicę opadu ekstremalnego zgodnie z me-

Ryc. 39. Frekwencja opadów bardzo słabych (0,1–1,0 mm), słabych (1,1–5,0 mm), umiarkowanych (5,1–10,0 mm), umiarkowanie silnych (10,1–20,0 mm), silnych (20,1–30,0 mm) i bardzo silnych (ponad 30,0 mm) w latach hydrologicznych 1987–2014 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Fig. 39. Frequency of very weak (0.1–1.0 mm), weak (1.1–5.0 mm), moderate (5.1–10.0 mm), moderate-heavy (10.1–20.0 mm), heavy (20.1–30.0 mm) and very heavy (above 30.0 mm) rainfalls in 1987–2014 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

todyką zaproponowaną przez Niedźwiedzia (Niedźwiedź i in. 2006, Łupikasa i in. 2009).

W okresie pomiarowym wystąpiło 475 dni z opadem, z czego w 2012 roku – 171 dni, w 2013 – 153 dni, a w 2014 – 151 dni. Średnia wieloletnia liczba dni z opadem w okresie 1987–2014 wyniosła 169,2, przy współczynniku zmienności równym 16,1%. Najmniej dni z opadem zanotowano w 1992 roku (146), natomiast najwięcej w 2004 (201). W wieloleciu średnia liczba dni z opadem w obu półroczach była porównywalna: w półroczu zimowym wyniosła 88 (52%), a w półroczu letnim 81 (48%). Wszystkie lata okresu

pomiarowego różniły się od średniej. W 2012 i 2014 roku ok. 52% dni z opadem miało miejsce w półroczu letnim, natomiast w roku 2013 aż 59% dni z opadem przypadło na półrocze zimowe (tab. 12).

W każdym roku z trzylecia 2012–2014 liczba dni z opadem bardzo słabym, czyli o dobowej sumie od 0,1 mm do 1 mm, była zbliżona do średniej wieloletniej równej 47 i wynosiła odpowiednio 43 dni w 2012, 49 dni w 2013 oraz 44 dni w 2014 roku. Najmniej dni z opadem słabym (od 1,1 mm do 5,0 mm) było w roku 2013 (64 dni). W 2014 roku takie dni wystąpiły 70 razy, a w 2012 minimalnie więcej niż

Tabela 12. Liczba dni z opadem: w roku, w półroczu zimowym i półroczu letnim w latach hydrologicznych 1987–2014 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Table 12. Number of days with rainfall in: year, winter half-year, summer half-year in 1987–2014 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

Rok Year	Liczba dni z opadem w roku Number of days with rainfall in year	Liczba dni z opadem w półroczu zimowym Number of days with rainfall in winter half-year		Liczba dni z opadem w półroczu letnim Number of days with rainfall in summer half-year	
	[n]	[n]	[%]	[n]	[%]
1987	184	96	52,2	88	47,8
1988	162	84	51,9	78	48,1
1989	148	82	55,4	66	44,6
1990	161	76	47,2	85	52,8
1991	149	58	38,9	91	61,1
1992	146	89	61,0	57	39,0
1993	163	75	46,0	88	54,0
1994	175	100	57,1	75	42,9
1995	180	106	58,9	74	41,1
1996	150	60	40,0	90	60,0
1997	162	82	50,6	80	49,4
1998	185	92	49,7	93	50,3
1999	165	96	58,2	69	41,8
2000	178	101	56,7	77	43,3
2001	192	107	55,7	85	44,3
2002	194	107	55,2	87	44,8
2003	157	74	47,1	83	52,9
2004	201	102	50,7	99	49,3
2005	164	90	54,9	74	45,1
2006	165	93	56,4	72	43,6
2007	195	105	53,8	90	46,2
2008	182	104	57,1	78	42,9
2009	184	82	44,6	102	55,4
2010	168	89	53,0	79	47,0
2011	152	76	50,0	76	50,0
2012	171	83	48,5	88	51,5
2013	153	90	58,8	63	41,2
2014	151	70	46,4	81	53,6
X	169,2	88,2	52,0	81	48,0
S.D. [mm]	16,1	13,7	0,1	10,4	0,1
CV [%]	9,5	15,57	10,88	12,88	11,79
Me [mm]	165	89,5	52,1	80,5	47,9

X – średnia, S.D. – odchylenie standardowe, C.V. – współczynnik zmienności, Me – mediana

X – mean, S.D. – standard deviation, C.V. – coefficient of variation, Me – median

Ryc. 40. Prawdopodobieństwo ($P(A)$) wystąpienia opadu (P_d) o określonej warstwie w latach hydrologicznych 1987–2014 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

A – cały rok hydrologiczny, B – półrocze letnie, C – półrocze zimowe

Fig. 40. Probability ($P(A)$) of occurrence of rainfall (P_d) of a given amount in 1987–2014 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

A – hydrological year, B – summer half-year, C – winter half-year

średnia z wielolecia (74 dni), czyli 75 razy. W latach 2012 i 2013 powyżej średniej wieloletniej (28,5 dnia) zanotowano również liczbę dni z opadem umiarkowanym, od 5,1 mm do 10,0 mm. W 2012 było ich 35, a w 2013 29 dni. Mniej wystąpiło takich dni w 2014 roku – 26. Dla powstawania procesów erozji wodnej gleb istotne jest występowanie wysokich sum dobowych opadów. Dni z takimi sumami częściej występowały w 2012 roku. Zanotowano w nim 18 dni z opadem umiarkowanie silnym lub silnym, przy średniej wieloletniej równej 17 dni. Inaczej sytuacja wyglądała w latach 2013 i 2014, w których liczba dni z takimi opadami była zdecydowanie niższa i wynosiła odpowiednio 11 i 10 dni (ryc. 41).

Miesięczna liczba dni z opadem w badanym trzyleciu wahała się od 2 w listopadzie 2012 roku do 23 w grudniu tego samego roku. Wspomniany listopad był wyjątkowy, ponieważ ten miesiąc zazwyczaj cha-

Ryc. 41. Liczba dni z opadem (n) o określonej wysokości w latach hydrologicznych 1987–2014 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Fig. 41. Number of days with rainfall (n) with defined amounts in 1987–2014 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

Tabela 13. Miesięczna liczba dni z opadem w latach hydrologicznych 2012–2014 oraz średnie miesięczne liczby dni z opadem w latach hydrologicznych 1987–2011 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Table 13. Number of days with precipitation in months in 2012–2014 hydrological years and average monthly number of days with precipitation in 1987–2011 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

Miesiąc Month	2012		2013		2014		1987–2011			
	[n]	[%]	[n]	[%]	[n]	[%]	[n]	[%]	S.D.	C.V. [%]
XI	2	1,2	19	12,4	16	10,6	16,3	9,6	3,2	19,5
XII	23	13,5	16	10,5	13	8,6	16,8	9,8	5,2	30,8
I	22	12,9	20	13,1	15	9,9	16,3	9,6	5,5	33,9
II	16	9,4	13	8,5	6	4,0	14,5	8,5	4,5	30,8
III	8	4,7	10	6,5	11	7,3	14,2	8,4	4,9	34,2
IV	12	7,0	12	7,8	9	6,0	10,9	6,4	4,9	44,9
V	8	4,7	10	6,5	13	8,6	12,9	7,6	4,7	36,0
VI	18	10,5	9	5,9	13	8,6	13,6	8,0	4,8	35,0
VII	19	11,1	9	5,9	13	8,6	14,2	8,3	5,2	36,8
VIII	17	9,9	8	5,2	15	9,9	14,0	8,2	4,0	28,3
IX	13	7,6	17	11,1	12	7,9	13,5	7,9	4,4	32,3
X	13	7,6	10	6,5	15	9,9	13,2	7,8	4,4	33,4

S.D. – odchylenie standardowe, C.V. – współczynnik zmienności

S.D. – standard deviation, C.V. – coefficient of variation

rakteryzuje się największą średnią liczbą dni z opadem (16,3), równo ze styczniem i grudniem (16,8). Również w latach 2013 i 2014 liczba dni z opadem w listopadzie była znacznie wyższa. W wieloleciu 1987–2011 najmniejsza średnia liczba dni z opadem wystąpiła w kwietniu i maju, co miało również potwierdzenie w latach 2012–2014 (tab. 13).

Informacje dotyczące wysokości opadu atmosferycznego nie są wystarczające dla wskazania uwarunkowań opadowych erozji wodnej gleb. Zupełnie różny wpływ na inicjację procesów erozyjnych mogą mieć opady o tej samej warstwie, a o różnym natężeniu, np. opad o wysokości 15 mm trwający 20 godzin wpłynie inaczej na stok, aniżeli 15-milimetrowy opad trwający 15 minut. Dla lepszego zobrazowania

efektywności opadów można przedstawić udział opadów o natężeniu większym niż 5 mm h^{-1} , które mogą rozpocząć proces spływu powierzchniowego. Znajac natężenie opadu, można obliczyć wskaźnik erozyjności opadów EI30, który jest jednym ze wskaźników, decydujących o wystąpieniu procesów erozyjnych, obok np. maksymalnego natężenia 30-minutowego opadu. Wskaźnik jest wykorzystywany w modelach USLE i RUSLE (Wischmeier, Smith 1978, Brown, Foster 1987, Renard i in. 1997, Ferro i in. 1999, Rejman 2006, Verstraeten i in. 2006, Świąchowski 2013, Panagos i in. 2015). Wskaźnik EI30, oprócz sumy opadów wykorzystuje również intensywność opadu.

Pomiary elektronicznym pluwiografem Vaisala, umożliwiające precyzyjne obliczenie natężenia opa-

Ryc. 42. Natężenie opadów atmosferycznych w latach hydrologicznych 2001–2014 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Fig. 42. Rainfall intensity in 2001–2014 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

Ryc. 43. Zależność natężenia opadu (I) od jego wysokości (P) w latach hydrologicznych 2001–2014 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Fig. 43. Relation between rainfall intensity (I) and its amount (P) in 2001–2014 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

Ryc. 44. Zależność natężenia opadu (I) od czasu jego trwania (t_p) w latach hydrologicznych 2001–2014 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Fig. 44. Relation between rainfall intensity (I) and its duration (t_p) in 2001–2014 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

Ryc. 45. Sumy roczne opadu efektywnego (P_e) oraz ich udział w całkowitej sumie opadu w latach hydrologicznych 2001–2014 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Fig. 45. Annual effective rainfall totals (P_e) and its share in total rainfall amount in 2001–2014 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

du, zapoczątkowano w Storkowie w 2000 roku. Zatem charakterystyki natężenia opadu, udziału opadu efektywnego oraz wskaźnika erozyjności opadu z trzylecia 2012–2014 porównano z wartościami z lat hydrologicznych 2001–2011, dla których posiadano kompletne dane.

Średnie natężenie opadu w Storkowie w latach 2012–2014 wyniosło $4,49 \text{ mm h}^{-1}$ i było porównywalne ze średnią z lat 2001–2011, równą $4,58 \text{ mm h}^{-1}$. Można zatem opady w Storkowie zaklasyfikować do opadów o małej sile. Opady o takim natężeniu zaliczane są do deszczów zwykłych (Chomicz 1951). Zarejestrowane na przestrzeni 14 lat największe natężenie pojedynczego opadu wyniosło 90 mm h^{-1} (28.07.2007), ale dla stosunkowo krótkiego opadu, trwającego 2 minuty. Jednak opady o bardzo wysokim natężeniu powyżej 45 mm h^{-1} (opady nawałne) zdarzały się tylko 3-krotnie, z czego ani razu w latach 2012–2014 (ryc. 42).

Zależność natężenia opadu od jego wysokości najlepiej obrazuje funkcja potęgowa. Stosunkowo niski współczynnik determinacji R^2 (0,03) świadczy o małej korelacji dodatniej. Wynika z tego, że zarówno opady o małej, jak i większej warstwie mogą osiągać różne natężenie (ryc. 43). Większą zależność można wykazać w przypadku natężenia opadu oraz czasu jego trwania. Związek ten również najlepiej obrazuje

wykres funkcji potęgowej, ale o ujemnym wykładniku potęgi. Świadczy to o zmniejszającej się intensywności opadu wraz ze wzrostem czasu jego trwania (ryc. 44).

W latach 2001–2014 średnia roczna suma opadu efektywnego (o natężeniu powyżej 5 mm h^{-1}) (Rejman, Usowicz 1999) wyniosła $159,8 \text{ mm}$. W trzyleciu pomiarowym suma ta była zdecydowanie niższa i równała się odpowiednio: $107,6 \text{ mm}$ w 2012, $80,2 \text{ mm}$ w 2013 i $109,8 \text{ mm}$ w 2014 roku. Nie tylko suma roczna, ale również udział opadu efektywnego w całkowitym opadzie we wspomnianych 3 latach był niższy niż średnia. Średnio z 14 lat 23% opadu całkowitego stanowił opad o natężeniu ponad 5 mm h^{-1} . W latach 2012–2014 udział ten wyniósł od 14% w 2013 do 20% w 2014 roku (ryc. 45).

Wartości wskaźnika EI30 w latach 2012–2014 wyraźnie odznaczały się na tle lat poprzednich. Przed 2012 rokiem nie zdarzyło się, aby nie zanotowano dnia z opadem o erozyjności powyżej $30 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$. Maksymalne dobowe sumy wskaźnika wyniosły odpowiednio $24,3 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$ dla opadu trwającego 10 minut w 2012, $24,2 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$ dla opadu blisko 5-godzinnego w 2013 oraz $22,6 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$ dla opadu trwającego ponad 160 minut w 2014 roku. Dla porównania, w poprzedzającym trzylecie roku 2011 zarejestrowano opad o erozyjności równej $146,2 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$. Natomiast najwyższe wartości wskaźnika EI30 od 2001 roku wyniosły $287,4 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$ dla opadu trwającego 25 minut w 2010 roku oraz $274 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$ dla 30-minutowego opadu w 2006 roku (ryc. 46, tab. 14).

Na przestrzeni 14 lat, lata 2012–2014 odznaczały się również najmniejszą roczną sumą erozyjności opadów. W każdym z nich nie przekroczyła ona $200 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$. W poprzednich latach najmniejsze sumy roczne wskaźnika EI30 obliczono dla roku 2009 ($278,3 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$) oraz dla roku 2005 ($297,8 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$). Dla porównania w roku 2013 roczna erozyjność wyniosła $164,5 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$, a więc zaledwie 59% najniższej rocznej erozyjności z lat 2001–2011. Największa roczna suma wskaźnika EI30 równała się $703,9 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$. Natomiast

Ryc. 46. Dobowe sumy wskaźnika erozyjności opadu EI30 w latach hydrologicznych 2001–2014 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Fig. 46. Daily amounts of rainfall erosivity index EI30 in 2001–2014 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

Tabela 14. Charakterystyki erozyjności opadów w latach hydrologicznych 2001–2014 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Table 14. Characteristics of rainfall erosivity in 2001–2014 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

Rok Year	Liczba deszczów erozyjnych Number of erosive rainfalls	Suma wskaźnika erozyjności EI ₃₀ Rainfall erosivity index EI ₃₀ total	Maksymalna erozyjność opadu Maximum rainfall erosivity
	[n]	[MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹]	[MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹]
2001	57,0	326,4	99,6
2002	79,0	782,1	189,8
2003	51,0	354,8	66,6
2004	64,0	454,2	70,2
2005	56,0	297,8	106,3
2006	56,0	703,9	274,0
2007	80,0	403,9	47,8
2008	62,0	365,2	75,5
2009	62,0	278,3	31,2
2010	55,0	617,2	287,4
2011	63,0	363,6	146,2
2012	62,0	198,0	24,3
2013	55,0	164,5	24,2
2014	51,0	176,2	22,6
X	60,9	391,9	104,7
S.D.	8,9	189,9	88,9
C.V.	14,6	48,5	85,0
Me	59,5	359,2	72,8

X – średnia, S.D. – odchylenie standardowe, C.V. – współczynnik zmienności, Me – mediana

X – mean, S.D. – standard deviation, C.V. – coefficient of variation, Me – median

średnia wieloletnia wynosiła 391,9 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ (tab. 14, ryc. 47). Wartość ta pokrywa się z symulacją wskaźnika EI₃₀ dla Polski północno-zachodniej (Panagos i in. 2015). Średnia roczna suma wskaźnika erozyjności opadów EI₃₀ obliczona dla Storkowa jest niższa nie tylko od wartości obliczonych dla stacji górskich i wyżynnych (Banasik, Górski 1990, Rejman, Usowicz 1999, Banasik i in. 2001, Rejman 2006, Rejman i in. 2008, Rejman, Brodowski 2010, Stępniewski i in. 2010, Święchowicz 2010b, 2012, 2013, Kijowska-Strugała, Kiszka 2014, Kijowska-

-Strugała, Demczuk 2015), ale również dla obszarów pojeziernych w Polsce (Banasik, Górski 1990, Banasik i in. 2001, Smolska 2010b).

W trzyleciu 2012–2014 wystąpiło 168 opadów erozyjnych, czyli o wysokości ponad 1,27 mm (Laurant, Bollinne 1976, Verstraeten i in. 2006). Roczna liczba opadów erozyjnych nie odbiega od średniej z lat poprzednich, wynoszącej 61 opadów. Jednak średnia erozyjność opadów w latach 2012–2014 równała się ok. 3 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹, a w latach poprzednich od 5 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ do ponad 12,5 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹. Zatem porównywalna liczba deszczów erozyjnych nie przekładała się na zbliżone roczne sumy wskaźnika erozyjności (tab. 14).

W wieloleciu 2001–2011 największe miesięczne wartości wskaźnik erozyjności opadów osiągał w miesiącach letnich. Średnio w czerwcu erozyjność wyniosła ponad 120 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹. Ponad 100 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ przypadło również na lipiec (110) oraz sierpień (104) (ryc. 48, tab. 15).

W trzyletnim okresie pomiarowym największe miesięczne sumy wskaźnika obliczono również dla miesięcy letnich. W 2012 roku opady o największej erozyjności w roku wystąpiły od czerwca do sierpnia. W czerwcu wyniosła ona 25,6 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹, w lipcu 75,7 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ (najwięcej w całym trzyleciu), a w sierpniu 33,6 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹. W 2013 roku najbardziej erozyjnymi miesiącami były li-

Ryc. 47. Sumy roczne wskaźnika erozyjności opadu EI₃₀ w latach hydrologicznych 2001–2014 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie) 1 – półrocze zimowe (XI–IV), 2 – półrocze letnie (V–X)Fig. 47. Annual rainfall erosivity index EI₃₀ totals in 2001–2014 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo) 1 – winter half-year (XI–IV), 2 – summer half-year (V–X)

Ryc. 48. Średnie miesięczne wartości wskaźnika erozyjności opadów EI_{30} w latach hydrologicznych 2001–2011 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Fig. 48. Average monthly amounts of rainfall erosivity index EI_{30} in 2001–2011 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geocological Station in Storkowo)

piec ($60,4 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$) oraz czerwiec ($26,8 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$). W sierpniu wartość wskaźnika EI_{30} była zdecydowanie najniższa od początku pomiarów pluwiograficznych ($1,4 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$). W 2014 roku wystąpiła również ekstremalnie niska miesięczna wartość wskaźnika EI_{30} . W lipcu erozyjność opadów wyniosła zaledwie $0,8 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$. Dla porównania, najniższa wartość wskaźnika w lipcu od 2001 roku wyniosła $32 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$. Pozostałe miesiące letnie 2014 roku charakteryzowały się wartościami zbliżonymi do tych z lat poprzednich (ryc. 49, tab. 15).

Ryc. 49. Sumy miesięczne wskaźnika erozyjności opadów EI_{30} w latach hydrologicznych 2012–2014 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Fig. 49. Monthly rainfall erosivity index EI_{30} totals in 2001–2014 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geocological Station in Storkowo)

Frekwencja występowania opadów erozyjnych, o określonej erozyjności, z trzyletniego okresu pomiarowego jest zbliżona do średniej z lat poprzednich. Od 2001 roku najczęściej występowały opady o erozyjności poniżej $1 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$ (36,7%) oraz poniżej $5 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$ (36,4%). W 2012 roku więcej było opadów o erozyjności zawartej w przedziale $1,1\text{--}5 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$ (51%). W 2013 i 2014 roku dominowały opady erozyjne o wartości wskaźnika EI_{30} poniżej $1 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$, ok. 45%. W trzyleciu częstotliwość występowania opadów o większej erozyjności była już zdecydowanie mniejsza. Ani razu nie wystąpił opad powyżej $50 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$ (w latach 2001–2011 opady o takiej erozyjności stanowiły 2,8% wszystkich opadów). Opady o erozyjności zawartej w przedziale $20\text{--}50 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$ stanowiły od 1,75% (2012 rok) do 6% (2014 rok), przy średniej wieloletniej 4,6% (ryc. 50). Większy udział opadów

Tabela 15. Miesięczne sumy wskaźnika erozyjności opadów EI_{30} w latach hydrologicznych 2012–2014 oraz średnie miesięczne sumy wskaźnika erozyjności opadów EI_{30} w latach hydrologicznych 2001–2011 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Table 15. Monthly amounts of rainfall erosivity index EI_{30} in 2012–2014 hydrological years and average monthly amounts of rainfall erosivity index EI_{30} in 2001–2011 hydrological years in Storkowo based on data from AMU Geocological Station in Storkowo

Miesiąc Month	2012	2013	2014	Miesięczny wskaźnik erozyjności opadów EI_{30} Monthly rainfall erosivity index EI_{30} 2001–2011				
				X	Min	Max	S.D.	C.V.
				[MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹]				[%]
XI	0,0	6,6	2,7	4,6	1,1	12,3	4,0	86,1
XII	5,1	0,4	2,4	1,9	0,0	7,4	2,2	116,0
I	5,0	3,6	2,9	4,7	0,0	21,2	6,6	139,0
II	2,0	0,1	0,8	3,2	0,0	10,9	4,6	146,0
III	3,0	0,0	6,9	5,5	0,8	19,1	5,4	99,2
IV	10,9	7,1	3,6	4,4	0,3	12,8	3,7	84,6
V	1,6	25,9	22,7	30,7	4,5	57,2	18,8	61,3
VI	25,6	26,8	34,7	120,1	15,9	360,3	100,3	83,5
VII	75,7	60,5	0,8	110,1	32,0	369,3	108,0	98,1
VIII	33,5	1,4	44,2	104,1	9,7	391,6	105,1	101,0
IX	23,4	13,0	47,3	28,1	4,5	56,0	17,6	62,6
X	12,0	19,1	7,3	32,5	0,4	130,1	41,6	128,0

X – średnia, S.D. – odchylenie standardowe, C.V. – współczynnik zmienności

X – mean, S.D. – standard deviation, C.V. – coefficient of variation

z powyższego przedziału w 2014 roku może być mylący, ponieważ składają się na niego zaledwie 3 opady o erozyjności większej od $20 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$, a mniejszej od $23 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$.

Ryc. 50. Frekwencja opadów o erozyjności (EI_{30}) $0,1-1 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$, $1,1-5 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$, $5,110 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$, $10,1-20 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$, $20,1-50 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$ i ponad $50 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$ w latach hydrologicznych 2001–2014 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Fig. 50. Frequency of rainfall with erosivity (EI_{30}) of $0.1-1 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$, $1.1-5 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$, $5.110 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$, $10.1-20 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$, $20.1-50 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$ and above $50 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$ in 2001–2014 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

Warstwa pojedynczych opadów erozyjnych w latach 2001–2014 wahała się od $0,6 \text{ mm}$ do $54,6 \text{ mm}$. Opady poniżej 10 mm stanowiły zaledwie $9,6\%$. Najczęściej zdarzały się opady erozyjne o wielkości pomiędzy 10 mm , a 20 mm – aż 64% . Z kolei opady o największej sumie, czyli powyżej 30 mm , stanowiły niecałe 5% (ryc. 51).

Rozpiętość czasu trwania opadów erozyjnych była bardzo duża. Najkrótszy opad trwał zaledwie minutę, natomiast najdłuższy aż $9 \text{ godzin i } 9 \text{ minut}$. Spośród wszystkich opadów erozyjnych, te trwające poniżej 30 minut stanowiły $9,7\%$, a 28% deszczów trwało poniżej 2 godzin . Z kolei długotrwałe opady trwające dłużej niż 5 godzin stanowiły 26% wszystkich opadów (ryc. 51).

Wartość wskaźnika erozyjności opadu ściśle zależy od warstwy oraz maksymalnego, 30-minutowego natężenia tego opadu. Obie zależności najlepiej obrazuje wykres funkcji potęgowej. Zarówno w przypadku erozyjności oraz warstwy opadu, jak i erozyjności oraz maksymalnego natężenia 30-minutowego, uzyskano wysokie współczynniki determinacji R^2 . W pierwszym przypadku wyniósł on $0,88$. Wartość ta jest większa aniżeli dla stacji: Łazy (Świąchowski 2012, 2013), Puczniew (Baryła 2004, 2012), Puławy, Sando-

Ryc. 51. Prawdopodobieństwo ($P(A)$) wystąpienia opadu erozyjnego o określonej sumie (P), czasie trwania (t_p) oraz erozyjności (EI_{30}) w latach hydrologicznych 2001–2014 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Fig. 51. Probability ($P(A)$) of occurrence of erosive rainfall of a given amount (P), duration (t_p) and erosivity (EI_{30}) in 2001–2014 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

Ryc. 52. Zależność erozyjności opadu (EI_{30}) od jego wysokości (P) w latach hydrologicznych 2001–2014 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Fig. 52. Relation between rainfall erosivity (EI_{30}) and its amount (P) in 2001–2014 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

Ryc. 53. Zależność erozyjności opadu (EI_{30}) od jego maksymalnego natężenia 30minutowego (I_{30}) w latach hydrologicznych 2001–2014 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Fig. 53. Relation between rainfall erosivity (EI_{30}) and its 30-minute maximum intensity (I_{30}) in 2001–2014 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

mierz oraz Limanowa (Banasik, Górski 1990). Natomiast współczynnik determinacji erozyjności opadu i natężenia I_{30} wyniósł 0,89 i był porównywalny z innymi stacjami (Świąchłowicz 2012, 2013) (ryc. 52, 53).

4.1.3. Pokrywa śnieżna

Na rozmiary erozji wodnej gleb wpływają również czas zalegania oraz grubość pokrywy śnieżnej, a w szczególności tempo jej topnienia. W wieloleciu 1987–2014 przeciętnie pokrywa śnieżna utrzymywała się przez 53 dni. Maksymalny czas zalegania zanotowano w 1996 roku (aż 108 dni), z kolei minimalny w 1989 roku (tylko 10 dni). Średnia miąższość pokrywy śnieżnej w wieloleciu, obliczona dla dni z występowaniem tej pokrywy, równała się 7,4 cm. Zaobserwowano dużą zmienność tych wartości. Najgrubsza pokrywa zalegała w latach 1987 i 2010 (średnio ponad 18,5 cm), z kolei najcieńsza w 1992, 2001 i 2008 roku (średnio poniżej 3,5 cm). Zróżnicowaniem charakteryzowała się również roczna suma opadów śniegu. Największe opady, o sumie 177,5 mm, zanotowano w 2010 roku, z kolei najmniejsze w 2014 – tylko 29,8 mm. Średnia wieloletnia suma opadów śniegu

Ryc. 54. Liczba dni z pokrywą śnieżną (n_{snow}) oraz suma opadów śniegu (P_{snow}) w latach hydrologicznych 1987–2014 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Fig. 54. Number of days with snow cover (n_{snow}) and snowfall totals (P_{snow}) in 1987–2014 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

wyniosła 105,5 mm (ryc. 54). Na tle powyższych charakterystyk wieloletnich, trzylecie 2012–2014 zasadniczo się nie wyróżniało. W latach 2012 i 2014 czas zalegania pokrywy śnieżnej był poniżej średniej wieloletniej i trwał odpowiednio 31 i 24 dni. W tych latach również średnia miąższość pokrywy śnieżnej była niska i wyniosła 4,4 cm w 2012 i 4,0 cm w 2014 roku. Ponadto rok 2014 odznaczał się bardzo niską sumą opadów śniegu. W wieloleciu porównywany może być tylko z latami 1989 i 1991, kiedy to spadło odpowiednio 20 i 35 mm śniegu. Rok 2013 był zdecydowanie bardziej śnieżnym od pozostałych dwóch lat. Zarówno liczba dni ze śniegiem (85), suma opadów śniegu (107,8 mm), jak i średnia miąższość pokrywy śnieżnej (10 cm) były powyżej śred-

Ryc. 55. Grubość pokrywy śnieżnej (SC) w latach hydrologicznych: 2012, 2013 i 2014 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Fig. 55. Thickness of snow cover (SC) in 2012, 2013 and 2014 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

Ryc. 56. Wskaźnik śnieżności (W_{sn}) oraz wskaźnik erozyjności roztopów (ST) w latach hydrologicznych 1987–2014 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Fig. 56. Winter snowiness index (W_{sn}) and erosivity from snowmelt and thaw (ST) in 1987–2014 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

nich wieloletnich (ryc. 54). Pokrywa śnieżna zalegała w różnych miesiącach w każdym roku. W 2012 roku najczęściej śniegu utrzymywało się w lutym. Ponadto szczytkowe ilości obserwowano w grudniu i styczniu. Rok 2013 charakteryzował się równomiernym rozkładem czasowym zalegania pokrywy śnieżnej. Występowała ona, z krótkimi przerwami, od grudnia do początku kwietnia. Natomiast w roku 2014 niewielka pokrywa śnieżna zalegała w drugiej połowie stycznia oraz w kilku dniach na przełomie listopada i grudnia. W trzyleciu pomiarowym maksymalne miąższości pokrywy śnieżnej wynosiły: w 2012 roku 20 cm, w 2013 roku 23 cm, a w 2014 roku zaledwie 5 cm (ryc. 55). Ta ostatnia wartość jest rekordowa, ponieważ na przestrzeni 27 lat, od 1987 do 2013 roku, nie zdarzyło się ani razu, aby maksymalna miąższość pokrywy śniegu była tak niska.

Dla charakterystyki pokrywy śnieżnej zaproponowano wskaźnik śnieżności Paczosa (1982). We wskaźniku tym brana pod uwagę jest suma pokrywy śnieżnej oraz liczba dni z pokrywą śnieżną o danej miąższości. Wskaźnik przybiera wartości od 0 do 10. W wieloleciu 1987–2014 średnia wartość wskaźnika wynosiła 2,09. Najbardziej śnieżna zima miała miejsce w 1987 roku (wskaźnik śnieżności równy 5,17), a najmniej śnieżna w 1992 roku (wskaźnik śnieżności 0,66). Porównując z wieloleciem, rok 2013 odznaczył się jako jeden z bardziej śnieżnych, natomiast lata 2012 i 2014 były zdecydowanie poniżej średniej (ryc. 56).

Dla powstania procesów erozyjnych istotniejsze od zalegania pokrywy śnieżnej jest natężenie jej topnienia. W celu zobrazowania tego zjawiska zaproponowano uproszczony wskaźnik erozyjności roztopów (Wischmeier, Smith 1978, Banasik, Górski 1990, Baryła 2004, Świąchowicz 2013). W wieloleciu największą wartość uzyskał on w 2002 roku i wyniósł $29 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$, gdzie średnio wynosił $19,8 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$. W trzyleciu pomiarowym 2012–2014 największą erozyjność roztopy miały w 2012 roku. Wskaźnik erozyjności roztopów wyniósł wówczas

$27 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$. Wpłynęło to na gwałtowne topnienie pokrywy śnieżnej w połowie lutego (w 3 dni pokrywa o miąższości 20 cm zmalała do 2 cm). W latach 2013–2014 wskaźnik wyniósł odpowiednio: $16,7 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$ i $14,8 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$ (ryc. 56). O ile w roku 2014 erozyjność wód roztopowych nie mogła być znaczna w związku z małą miąższością pokrywy śnieżnej oraz krótkim czasem jej zalegania, to w roku 2013 roztopy odegrały istotną rolę w inicjowaniu procesów erozyjnych. Było to skutkiem kilkukrotnego wytapiania pokrywy śnieżnej. W zimie 2013 roku czterokrotnie pokrywa śnieżna o miąższości ponad 10 cm całkowicie się wytapiała. Każdorazowo proces topnienia przebiegał dość gwałtownie (ryc. 55).

4.1.4. Przemarznięcie gruntu

Przy ujemnej temperaturze i przemarzniętym gruncie, tworzy się lita warstwa gleby, na której znacznie utrudnione jest odrywanie cząstek gleby przez wodę. W takich warunkach procesy rozbryzgu, jak i splukiwania zachodzą ze zdecydowanie mniejszą intensywnością.

Najważniejszą charakterystyką przemarznięcia gruntu jest liczba dni ze zmarzliną. Jednak jako dzień z przemarzniętym gruntem rozumie się zarówno dzień, kiedy zmarzlina ma głębokość kilkudziesięciu centymetrów, jak również dzień ze zmarzliną kilkucentymetrową. Dlatego istotną cechą jest również średnia głębokość przemarznięcia gruntu, liczona dla

Ryc. 57. Grubość przemarznięcia gruntu (SF) w latach hydrologicznych: 2012, 2013 i 2014 w Storkowie (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Fig. 57. Soil freezing thickness (SF) in 2012, 2013 and 2014 hydrological years in Storkowo (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

dni z występowaniem zmarzliny. Obie charakterystyki odznaczały się dużą zmiennością na przestrzeni lat 1987–2014. Najmniej dni ze zmarzliną zanotowano w 2007 roku (19 dni), natomiast najwięcej takich dni było w 1996 roku (130). Średnia wieloletnia liczba dni z przemarzeniem gruntu wyniosła 69,5 dnia.

W trzyletnim okresie pomiarowym 2012–2014, najwięcej dni ze zmarzliną było w 2013 roku–87, natomiast w 2012 i 2014 liczba takich dni wyniosła odpowiednio: 57 i 50. Średnia głębokość przemarzania gruntu w wieloleciu równała się 21,5 cm. Największą średnią głębokość zanotowano (podobnie jak liczbę dni z przemarzeniem gruntu) w 1996 roku. Wyniosła ona 68,5 cm. Z kolei najpłycej grunt przemarzał w 2002 roku, średnio na głębokości 4,9 cm. Średnia głębokość przemarzania gruntu w trzyleciu 2012–2014 była bardzo zróżnicowana. W 2012 roku odnotowano najwyższą średnią głębokość przemarzania

gruntu wynoszącą 49,3 cm, natomiast w 2014 o połowę niższą (24,5 cm). Najmniejszą średnią głębokość przemarzania gruntu, mimo największej liczby dni występowania zmarzliny, zanotowano w 2013 roku–zaledwie 7,4 cm. W 2012 i 2014 roku, grunt przemarznięty był głównie w drugiej połowie stycznia i w lutym. W pozostałych miesiącach zimowych zmarzlina występowała w pojedynczych dniach. W 2013 roku, w związku z blisko 90 dniami z przemarzeniem gruntu, występowało ono z krótkimi przerwami od grudnia, do początku kwietnia (ryc. 57).

4.2. Cechy fizyczne powierzchniowej warstwy gruntu

W badaniach erozji wodnej gleb, obok uwarunkowań meteorologicznych, na szczególną uwagę zasługują uwarunkowania litologiczne podłoża oraz cechy fi-

Tabela 16. Zwięzłość i odporność na ścinanie powierzchniowej warstwy gruntu powierzchni testowej w zlewni Chwalimskiego Potoku

Table 16. Soil cohesion and shear strength of topsoil layer in the testing plot in Chwalimski Brook catchment

Data pomiaru Date of measurement	Zwięzłość Soil cohesion			Odporność na ścinanie Shear strength		
	[MPa]			[kPa]		
	1	2	3	1	2	3
04.09.2012	1,16	0,93	1,60	81,1	82,0	91,1
26.09.2012	0,50	0,87	0,89	57,0	89,3	126,7
25.10.2012	0,63	0,88	1,10	83,8	173,2	155,4
rok hydrol. 2012 2012 hydrol. year	0,76	0,89	1,20	74,0	114,8	124,4
29.11.2012	0,49	0,38	0,61	65,6	88,4	92,0
31.01.2013	0,58	0,61	0,54	87,5	93,0	97,5
22.04.2013	1,65	1,17	1,40	87,0	121,2	92,0
23.05.2013	1,58	1,47	1,58	81,6	104,8	99,8
27.06.2013	0,77	1,25	1,13	62,9	118,5	92,0
12.08.2013	1,88	1,96	1,92	177,3	132,1	170,9
24.10.2013	1,83	1,71	1,69	187,7	86,6	113,0
rok hydrol. 2013 2013 hydrol. year	1,26	1,22	1,27	107,1	106,4	108,2
22.11.2013	1,25	0,79	0,88	140,3	144,9	155,4
26.02.2014	1,66	1,19	1,36	141,7	139,4	144,4
27.03.2014	1,83	1,32	1,35	148,1	150,4	168,1
26.04.2014	1,84	1,77	1,92	98,0	90,2	110,7
29.05.2014	1,79	1,65	1,83	97,1	109,4	110,3
28.08.2014	1,65	1,59	1,99	120,3	132,1	129,0
29.09.2014	1,60	1,83	1,95	73,4	85,7	90,7
29.10.2014	1,47	1,08	1,42	77,5	85,7	81,1
rok hydrol. 2014 2014 hydrol. year	1,64	1,40	1,59	112,0	117,2	123,7
X (20122014)	1,34	1,25	1,40	103,8	112,6	117,8
S.D.	0,54	0,45	0,47	39,43	27,52	29,44
C.V. [%]	37,00	41,90	32,90	38,00	24,40	25,00

1 – dół stoku, 2 – środek stoku, 3 – góra stoku, X – średnia, S.D. – odchylenie standardowe, C.V. – współczynnik zmienności

1 – lower part of the slope, 2 – middle of the slope, 3 – top of the slope, X – mean, S.D. – standard deviation, C.V. – coefficient of variation

zyczne powierzchniowej warstwy gruntu. W trzyletnim okresie pomiarowym 2012–2014 na powierzchni testowej w zlewni Chwalimskiego Potoku prowadzone były systematyczne pomiary stanu powierzchniowej warstwy gruntu. Pomiary rozpoczęto we wrześniu 2012 roku i trwały one do końca roku hydrologicznego 2014. Zakres badań obejmował: zwięźłość, odporność na ścinanie, wilgotność wagową i objętościową oraz gęstość objętościową. Na powierzchniach, na których przeprowadzano eksperymenty terenowe (poletko w zlewni Chwalimskiego Potoku oraz poletko w zlewni Kłudy), określono dodatkowo współczynnik filtracji i skład granulometryczny.

Zwięźłość gruntu odznaczała się znacznym zróżnicowaniem. Amplituda tego parametru wyniosła 1,61 MPa, a wartości zawierały się w przedziale 0,38 MPa–1,99 MPa. Średnie wartości zwięźłości w poszczególnych częściach stoku kształtowały się następująco: 1,34 MPa na dole stoku, 1,25 MPa na środku

stoku oraz 1,40 MPa na górze stoku. W trzech kolejnych latach hydrologicznych przestrzenne zróżnicowanie tego parametru różniło się. W 2012 roku największe wartości zmierzono na górze, najmniejsze zaś na dole stoku. Rok 2013 charakteryzował się dużą jednorodnością przestrzenną. Różnice średnich rocznych wartości z trzech punktów pomiarowych mieściły się w 4%. Z kolei w roku 2014 największą zwięźłość zmierzono na dole stoku (tab. 16).

Drugi istotny parametr, czyli odporność na ścinanie, również cechował się zróżnicowaniem. Jego wartości zawierały się w przedziale od 56,0 kPa do 187,0 kPa. Największą odpornością na ścinanie charakteryzowała się górna część stoku. Średnia jej wartość w tym punkcie pomiarowym to 117,8 kPa. W dół stoku odporność malała. Na środku stoku równała się 112,6 kPa, a na dole 103,8 kPa. Powyższy rozkład odporności na ścinanie wystąpił w trzech analizowanych latach (tab. 16).

Tabela 17. Charakterystyki powierzchniowej warstwy gruntu powierzchni testowej w zlewni Chwalimskiego Potoku
Table 17. Characteristics of topsoil in the testing plot in the Chwalimski Brook catchment

Data pomiaru Date of measurement	1			2			3		
	W	W _o	ρ	W	W _o	ρ	W	W _o	ρ
	[%]	[%]	[g cm ⁻³]	[%]	[%]	[g cm ⁻³]	[%]	[%]	[g cm ⁻³]
04.09.2012	12,0	15,4	1,44	12,4	13,3	1,20	14,4	17,7	1,41
26.09.2012	11,3	15,6	1,54	11,7	16,7	1,60	12,7	18,8	1,66
25.10.2012	10,2	13,1	1,41	13,4	17,6	1,49	13,1	20,2	1,74
rok hydrol. 2012 2012 hydrol. year	11,2	14,7	1,46	12,5	15,9	1,43	13,4	18,9	1,60
29.11.2012	18,9	26,0	1,65	18,6	28,2	1,80	18,0	28,4	1,86
31.01.2013	28,7	43,2	1,94	27,9	42,2	1,94	27,7	40,8	1,88
22.04.2013	10,7	15,5	1,61	13,0	20,5	1,79	12,8	19,4	1,70
23.05.2013	9,0	12,1	1,65	12,4	20,0	1,82	11,0	15,7	1,57
27.06.2013	13,5	18,5	1,54	12,9	21,9	1,93	13,6	20,4	1,70
12.08.2013	6,0	8,6	1,53	7,5	8,9	1,27	9,1	12,0	1,44
24.10.2013	12,0	18,4	1,72	12,9	16,5	1,45	13,1	17,2	1,48
rok hydrol. 2013 2013 hydrol. year	14,1	20,3	1,66	15,0	22,6	1,71	15,1	21,9	1,66
22.11.2013	14,9	23,1	1,78	16,2	26,0	1,87	16,7	26,1	1,82
26.02.2014	11,3	17,0	1,68	13,4	21,0	1,78	13,2	21,3	1,83
27.03.2014	12,8	20,1	1,77	13,8	22,1	1,82	13,6	21,9	1,83
26.04.2014	8,9	11,5	1,40	9,1	11,5	1,39	10,4	13,7	1,46
29.05.2014	8,3	11,9	1,55	8,9	12,3	1,51	9,2	13,2	1,58
28.08.2014	6,8	8,8	1,38	6,7	8,4	1,34	6,9	9,4	1,47
29.09.2014	8,4	10,2	1,33	8,4	9,6	1,25	9,5	12,3	1,42
29.10.2014	10,2	12,7	1,38	11,6	14,7	1,41	14,0	16,4	1,40
rok hydrol. 2014 2013 hydrol. year	10,2	14,4	1,53	11,0	15,7	1,55	11,7	16,8	1,60
X (2012-2014)	11,9	16,8	1,57	12,8	18,4	1,59	13,3	19,2	1,62
S.D.	5,0	8,0	0,17	5,0	8,0	0,25	5,0	7,0	0,18
C.V. [%]	43,6	48,4	10,7	37,6	44,9	15,8	34,1	38,0	10,8

1 – dół stoku, 2 – środek stoku, 3 – góra stoku, W – wilgotność wagowa, W_o – wilgotność objętościowa, ρ – gęstość objętościowa, S.D. – odchylenie standardowe, C.V. – współczynnik zmienności

1 – lower part of the slope, 2 – middle of the slope, 3 – top of the slope, W – moisture content, W_o – volumetric water content, ρ – bulk density, S.D. – standard deviation, C.V. – coefficient of variation

Wilgotność powierzchniowej warstwy gruntu charakteryzowała się niewielkim zróżnicowaniem przestrzennym. Jednak, podobnie jak poprzednie parametry, również zmieniała się w czasie. Wilgotność wagowa mieściła się w przedziale: 6,0–28,7%, a wilgotność objętościowa w przedziale: 8,4–43,2%. We wszystkich trzech latach pomiarowych największą wilgotnością odznaczała się górna część stoku. W tym punkcie średnia wilgotność wagowa wyniosła 13,3%, a wilgotność objętościowa 19,2%. W środkowej części stoku, średnie wilgotności równały się odpowiednio 12,8% i 18,4%. Najmniejszą średnią wilgotność zmierzono u dołu stoku (tab. 17).

Gęstość objętościowa odznaczała się umiarkowaną jednorodnością. Jej wartości wahały się od $1,20 \text{ g cm}^{-3}$ do $1,94 \text{ g cm}^{-3}$. Średnie wartości gęstości ob-

jętościowej w poszczególnych częściach stoku różniły się nieznacznie. Najmniejszą gęstość zmierzono u dołu stoku – $1,57 \text{ g cm}^{-3}$, a największą w górnej części stoku – $1,62 \text{ g cm}^{-3}$, co można wiązać z większym udziałem części ilastych na górze stoku (tab. 17).

Zbadano zależności zwięzłości gruntu, jego odporności na ścinanie oraz wilgotności wagowej i objętościowej od opadów atmosferycznych. Wykorzystano w tym celu wskaźnik opadów uprzednich, nadający wagi dobowym sumom opadów z 15 dni poprzedzających pomiar (Lambor 1962). Do zbadania zależności wykorzystano średnią wartość poszczególnych elementów ze wszystkich punktów pomiarowych na powierzchni testowej. Łączna liczba pomiarów wynosiła zatem 18. W przypadku zwięzłości i odporności na ścinanie zależność jest bardzo mała,

Ryc. 58. Zależności zwięzłości (c) i odporności na ścinanie (τ_f) powierzchniowej warstwy gruntu od wskaźnika opadów uprzednich (I_L) w zlewni Chwalimskiego Potoku

Fig. 58. Relation between soil moisture index (I_L) and soil cohesion (c) and shear strength (τ_f) in the Chwalimski Brook catchment

Ryc. 59. Zależności wilgotności objętościowej (W_o) i wagowej (W) powierzchniowej warstwy gruntu od wskaźnika opadów uprzednich (I_L) w zlewni Chwalimskiego Potoku

Fig. 59. Relation between soil moisture index (I_L) and moisture content (W_o) and volumetric water content (W) in the Chwalimski Brook catchment

Ryc. 60. Zależności zwięzłości (c) i odporności na ścinanie (τ_r) powierzchniowej warstwy gruntu od wilgotności wagowej (W) w zlewni Chwalimskiego Potoku

Fig. 60. Relation between moisture content (W) and soil cohesion (c) and shear strength (τ_r) in the Chwalimski Brook catchment

a współczynniki determinacji R^2 osiągnęły wartości zaledwie 0,02 dla zwięzłości oraz 0,01 dla odporności na ścinanie (ryc. 58). Wilgotność powierzchniowej warstwy gruntu również nie wykazała zależności od wskaźnika opadów uprzednich (ryc. 59). Współczynnik determinacji R^2 zarówno dla wilgotności wagowej jak i objętościowej równał się 0,05.

Zbadano również zależność zwięzłości, odporności na ścinanie i gęstości objętościowej od wilgotności powierzchniowej warstwy gruntu. Do tego zestawienia wykorzystano wszystkie pomiary z trzech lat pomiarowych oraz ze wszystkich punktów pomiarowych, co łącznie składało się na 54 pomiary. Brak zależności od wilgotności wykazano dla odporności na ścinanie (współczynnik determinacji R^2 równy 0,02).

Ryc. 61. Zależność gęstości objętościowej (ρ) powierzchniowej warstwy gruntu od wilgotności wagowej (W) w zlewni Chwalimskiego Potoku

Fig. 61. Relation between topsoil's bulk density (ρ) and moisture content (W) in the Chwalimski Brook catchment

Wyższe wartości współczynnika determinacji obliczono dla zwięzłości ($R^2 = 0,50$) i gęstości objętościowej ($R^2 = 0,44$) (ryc. 60, 61). Wraz ze wzrostem wilgotności gruntu zmniejsza się jego zwięzłość, z kolei gęstość objętościowa jest wprost proporcjonalna do wilgotności powierzchniowej warstwy gruntu.

W celu porównania obu powierzchni testowych, na których przeprowadzono eksperymenty terenowe, dla każdej z nich, w dwóch punktach pomiarowych określono skład granulometryczny powierzchniowej warstwy gruntu. Zawartość frakcji szkieletowej na stoku w zlewni Chwalimskiego Potoku wynosiła 2,2% oraz

Ryc. 62. Udział frakcji piaszczystej (%Sa), pylastej (%Si) i ilastej (%Cl) na stokach w zlewni Kłudy (1) i w zlewni Chwalimskiego Potoku (2)

Fig. 62. Share of sandy (%Sa), silty (%Si) and clayey (%Cl) fractions on slopes in the Kłuda catchment (1) and in the Chwalimski Brook catchment (2)

3,0%, co klasyfikowało utwory go tworzące do utworów bezszkieletowych. Z kolei stok w zlewni Kłudy, w dolnej części miał zawartość frakcji szkieletowej równą 5,3% (utwory słabo szkieletowe), a w górnej części 4,8% (utwory bardzo słabo szkieletowe). We wszystkich 4 punktach pomiarowych, w części ziemistej, zarejestrowano największy udział frakcji piasku

(od 83,6% do 86,9%). We frakcji piaszczystej największy udział miała podfrakcja piasku drobnego i bardzo drobnego. Na wszystkich stanowiskach wynosiła ona ponad 40%, a w dolnej części stoku w zlewni Kłudy ponad 50%. Frakcje pylaste stanowiły od 10,3% do 11,6%, natomiast frakcja ilasta miała udział równy 4,8% na stoku w zlewni Chwalimskiego Potoku, 3,8%

Ryc. 63. Zdolność infiltracyjna powierzchni eksperymentalnych

K – poletko w zlewni Kłudy, CH – poletko w zlewni Chwalimskiego Potoku, 1 – dół stoku, 2 – środek stoku, 3 – góra stoku, $i(t)$ – infiltracja skumulowana, $v(t)$ – prędkość infiltracji

Fig. 63. Infiltration capability in testing plots

K – testing plot in the Kłuda catchment, CH – testing plot in the Chwalimski Brook catchment 1 – lower part of the slope, 2 – middle of the slope, 3 – top of the slope, $i(t)$ – cumulative infiltration, $v(t)$ – infiltration velocity

w górnej części stoku w zlewni Kłudy oraz 2,8% na dole tego stoku (ryc. 62). Według klasyfikacji uziarnienia gleb i utworów mineralnych Polskiego Towarzystwa Gleboznawczego z 2008 roku, dolną część stoku w zlewni Kłudy tworzą piaski słabogliniaste drobnoziarniste, natomiast górną część tego stoku oraz stok w zlewni Chwalimskiego Potoku tworzą piaski gliniaste średnioziarniste.

Istotnym uwarunkowaniem, branym pod uwagę w badaniach erozji wodnej gleb, jest zdolność infiltracyjna gruntu. Infiltracja jest ściśle powiązana ze spływem powierzchniowym. Podczas opadu o dużej intensywności, gdy jego natężenie przewyższy pojemność infiltracyjną gleby (prędkość infiltracji), następuje podniesienie zwierciadła wód podziemnych. W przypadku przecięcia strefy saturacji z powierzchnią gruntu, woda zaczyna spływać w dół stoku, tworząc spływ powierzchniowy (Horton 1945, Słupik 1981).

Porównanie dwóch eksperymentalnych powierzchni polegało również na wykonaniu pomiarów infiltracyjnych. Badania wykazały, że wyższe wartości infiltracji skumulowanej, współczynnika sorpcyjności oraz współczynnika filtracji zarejestrowano na powierzchni testowej w zlewni Kłudy. Zależność ta potwierdza się w porównaniu pomiarów w poszczególnych częściach poletka (dół stoku, środek stoku i góra stoku). Na obu powierzchniach największą skumulowaną infiltrację zanotowano w środkowych częściach stoku. W zlewni Kłudy wyniosła ona 20,0 cm, a w zlewni Chwalimskiego Potoku 9,8 cm. W zlewni Kłudy najmniejsza infiltracja wystąpiła u góry stoku

(11,7 cm), a w zlewni Chwalimskiego Potoku na dole stoku (zaledwie 3,0 cm). Współczynnik sorpcyjności mieścił się w przedziale od $0,047 \text{ cm s}^{-0,5}$ (górną część stoku w zlewni Chwalimskiego Potoku) do $0,182 \text{ cm s}^{-0,5}$ (środkowa część stoku w zlewni Kłudy). Wartości współczynnika filtracji K różniły się na obu powierzchniach eksperymentalnych. W zlewni Kłudy mieściły się one w przedziale od $2,8 \cdot 10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$ do $4,5 \cdot 10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$. Z kolei w zlewni Chwalimskiego Potoku współczynnik mieścił się w przedziale od $10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$ do $2,2 \cdot 10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$ (ryc. 63).

Klasyfikuje to wszystkie stanowiska w zlewni Kłudy do gruntów bardzo dobrze przepuszczalnych, a stanowiska w zlewni Chwalimskiego Potoku do gruntów bardzo dobrze i dobrze przepuszczalnych (Pazdro 1983). Wyższy współczynnik filtracji w zlewni Kłudy świadczy o większej infiltracji wody opadowej do gruntu, co może powodować potencjalnie mniejszy spływ powierzchniowy aniżeli w zlewni Chwalimskiego Potoku.

Przebieg pomiarów infiltracyjnych dla wszystkich stanowisk był podobny. Infiltracja systematycznie wzrastała wraz z upływem czasu. Przyrost był niemalże równomierny podczas całego pomiaru, przy czym w pierwszych minutach był on większy, a w kolejnych minutach regularnie malał. Z kolei zmienność czasowa prędkości infiltracji zaznaczyła się wyraźniej. W początkowych minutach prędkość gwałtownie spadała (w pierwszych 5 minutach spadek wyniósł od 20% do 35%), aby od ok. 10. minuty zmniejszyć spadki i dążyć do wartości współczynnika filtracji K (ryc. 63).

5. Przebieg i wielkość procesów erozji wodnej gleb na powierzchniach testowych

5.1. Wartości progowe dla ekstremalnych procesów erozji wodnej gleb na Pojezierzu Drawskim

Stacjonarne pomiary erozji wodnej gleb na Pojezierzu Drawskim prowadzone były w zlewni Młyńskiego Potoku w latach 1987–1989 (Klimczak 1993) oraz w zlewni Chwalimskiego Potoku w latach 1994–2010 (Szpikowski 1998a, b, 2001b, 2003a, 2010b, 2012). Średni roczny zmyw gleby na powierzchni z czarnym ugiem wyniósł $0,4 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ w zlewni Młyńskiego Potoku oraz $0,74 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ w zlewni Chwalimskiego Potoku. W obu przypadkach na wielkość spłukiwania istotnie wpływały zdarzenia ekstremalne. Opad z czerwca 1988 roku na polu ornym w zlewni Młyńskiego Potoku spowodował, że spłukiwanie wyniosło $1,18 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ i przewyższało spłukiwanie z roku 1987 oraz 1989 60-krotnie (Klimczak 1993). Z kolei w zlewni Chwalimskiego Potoku seria opadów o dużej erozyjności wywołała w 2002 roku spłukiwanie o wielkości blisko $4,50 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$. W związku z odstającą wartością maksymalną, charakterystykę erozyjną w zlewni Chwalimskiego Potoku lepiej niż wartość średnia obrazuje mediana, która wyniosła $0,35 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$.

W związku z różnicami litologicznymi i morfologicznymi pomiędzy powierzchniami badawczymi w zlewniach Młyńskiego i Chwalimskiego Potoku, za tło do wyników z badań prowadzonych w latach 2012–2014 posłużyły tylko dane z lat 1994–2010, uzyskane w zlewni Chwalimskiego Potoku. Dostępne w archiwum Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie dane z lat 1994–2010 obejmują miesięczne wartości spłukiwania. W siedemnastoletnim okresie pomiarowym wystąpiły 43 miesiące, podczas których nie stwierdzono spłukiwania. Największe miesięczne zmywy gleby wynoszące $2,60 \text{ kg m}^{-2}$ oraz $1,19 \text{ kg m}^{-2}$ notowano w 2002 roku.

Określenie wartości progowych wystąpienia procesów ekstremalnej erozji wodnej gleb jest zadaniem skomplikowanym (Świąchowski 2010a). Gil (2009) jako ekstremalne zdarzenia spłukiwania uznał zdarzenia znacząco swoim natężeniem i wielkością odbiegające od średnich zdarzeń. Jako próg ich wystąpienia, przyjął wartość 3-krotnie przewyższającą średnią wartość spłukiwania. Najczęściej stosowaną metodą wyznaczania zdarzeń ekstremalnych jest me-

todyka zaproponowana przez Niedźwiedzia (Niedźwiedź i in. 2006), według której prawdopodobieństwo występowania procesów ekstremalnych nie przekracza 10% i określa się je na podstawie dystrybucji rozkładu wartości dobowych lub miesięcznych (Łupikasza 2007, Bednorz, Jakielczyk 2014). Stosując tą metodę obliczono wartości progowe wystąpienia ekstremalnych procesów spłukiwania w zlewni Chwalimskiego Potoku w latach 1994–2010. Wielkość miesięcznego spłukiwania odpowiadająca wielkości 90. percentyla wyniosła $0,10 \text{ kg m}^{-2} \text{ mc}^{-1}$ (ryc. 64). Zatem spłukiwanie o wielkości przekraczającej $0,10 \text{ kg m}^{-2}$ w ciągu miesiąca można uznać za proces ekstremalny. W latach hydrologicznych 1994–2010 miesięczne

Ryc. 64. Całkowite prawdopodobieństwo ($P(A)$) wystąpienia miesięcznego spłukiwania (SW) o określonej wielkości w zlewni Chwalimskiego Potoku (na podstawie danych ze Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)
Me – Mediana, X – Średnia, Extr – proces ekstremalny, Extr! – proces wyjątkowo ekstremalny

Fig. 64. Total probability ($P(A)$) of occurrence of monthly slope wash (SW) of a given amount in the Chwalimski Brook catchment (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)
Me – Mediana, X – Average, Extr – extreme process, Extr! – extremely extreme process

spłukiwanie większe niż $0,10 \text{ kg m}^{-2}$ występowało 18-krotnie. Średnia miesięczna suma opadów w tych miesiącach wyniosła $98,4 \text{ mm}$, a średnia miesięczna erozyjność $135,0 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$. Najmniejsza miesięczna suma opadów, która wywołała ekstremalne spłukiwanie wyniosła $22,9 \text{ mm}$, a najmniejsza miesięczna erozyjność $34,8 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$. Niedźwiedź (Niedźwiedź i in. 2006) proponuje również wydzielanie procesów ekstremalnych wyjątkowych, których prawdopodobieństwo wystąpienia jest mniejsze niż 1%. W zlewni Chwalimskiego Potoku, w latach 1994–2010, granica wystąpienia takich procesów przypadła na wielkość $1,19 \text{ kg m}^{-2} \text{ mc}^{-1}$ (ryc. 64).

5.2. Erozja wodna gleb na stałych powierzchniach testowych

Lata hydrologiczne 2012–2014 cechowały się zróżnicowanym rozkładem rocznym występowania procesów spływu powierzchniowego i spłukiwania gleby. W każdym roku pomiarowym zdarzenia erozyjne notowano ośmiokrotnie. Występowały one z różną częstotliwością w półroczach letnich i zimowych (ryc. 65). W roku 2012 w obu półroczach spływ i spłukiwanie wystąpiło czterokrotnie. W kolejnych latach więcej zdarzeń erozyjnych notowano w półroczu letnim. W 2013 roku spływ i spłukiwanie wystąpiły w półroczu letnim pięciokrotnie, a w 2014 roku sześciokrotnie. W ujęciu miesięcznym, każdorazowo w lipcu, sierpniu i październiku, we wszystkich trzech latach pomiarowych miały miejsce zdarzenia erozyjne (tab. 18, 20).

5.2.1. Spływ powierzchniowy

Roczne wartości spływu powierzchniowego w latach hydrologicznych 2012–2014 osiągnęły porównywalne wartości do danych uzyskanych w latach poprzed-

nich (1994–2010). W okresie badawczym 2012–2014 średnia roczna objętość spływu powierzchniowego była zbliżona dla każdego roku, z maksimum w roku 2014, w którym spłynęło łącznie $38,8 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$. W 2012 i 2014 roku większość przypadków spływu powierzchniowego wystąpiła w półroczu zimowym. W 2012 roku w półroczu zimowym odnotowano aż 69,8% wszystkich przypadków spływu powierzchniowego z tego roku (ryc. 68). Zależność tą obrazuje również krzywa kumulacyjna spływu powierzchniowego (ryc. 70), na której wyraźnie zaznaczają się zimowe okresy przyrostu spływu. W 2012 roku, od marca do lipca nie notowano spływu powierzchniowego, a w 2014 roku w tych miesiącach notowano jego stopniowy wzrost. Odmienny rozkład miał miejsce w 2013 roku, w którym spływ z zimowego półroczu stanowił zaledwie 9% spływu całorocznego.

Średnia objętość spływu powierzchniowego z 24 pomiarów, kiedy spływ wystąpił, wyniosła niecałe $4,3 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$ ($4,7 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$ w półroczach zimowych i $4,0 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$ w półroczach letnich) (tab. 18). W okresie trzech lat hydrologicznych największą objętość spływ powierzchniowy osiągnął w styczniu oraz lutym 2012 roku, odpowiednio $9,9 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$ i $10,1 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$. Spływ w styczniu wynikał z obfitych opadów atmosferycznych. Miesięczna suma opadów w grudniu 2011 roku wyniosła $85,3 \text{ mm}$, a w styczniu 2012 roku $102,4 \text{ mm}$, co stanowiło ponad dwukrotność średniej sumy opadów w styczniu z wielolecia. Duży spływ powierzchniowy w lutym 2012 roku spowodowany był gwałtownym, adwekcyjnym tajaniem śniegu (ryc. 65). Tempo topnienia przekraczało 10 cm na dzień, co można uznać za zdarzenie ekstremalne (Zwoliński 2011). W półroczach letnich okresu badawczego 2012–2014 najwięcej wody spłynęło w maju 2014 roku: $9,6 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$.

Stosunek wielkości spływu powierzchniowego do sumy opadu z tego samego okresu, zwany współczyn-

Ryc. 65. Spływ roztopowy na powierzchni testowej w zlewni Chwalimskiego Potoku, 20.02.2012

Fig. 65. Snowmelt runoff in the testing plot in the Chwalimski Brook catchment, 20.02.2012

nikiem spływu, odznaczał się znacznym zróżnicowaniem. W roku 2012 dwukrotnie osiągnął wartości bliskie zeru (0,01% i 0,02%), a jego roczna wartość była najniższa ze wszystkich 3 lat. Jednak właśnie w lutym tego roku (w miesiącu z największą objętością

spływu powierzchniowego) zanotowano najwyższy jednostkowy współczynnik spływu równy 24,93%. W okresie między pomiarem w styczniu i w lutym opad atmosferyczny wyniósł 40,4 mm, w tym opad deszczu tylko 13,0 mm a śniegu 27,4 mm. W tym cza-

Tabela 18. Opad, spływ powierzchniowy, współczynnik spływu i wskaźnik erozyjności opadów EI₃₀ na powierzchni testowej w zlewni Chwalimskiego Potoku w latach hydrologicznych 2012-2014

Table 18. Precipitation, surface runoff, runoff coefficient and rainfall erosivity index EI₃₀ in the testing plot in the Chwalimski Brook catchment in 2012–2014 hydrological years

Data pomiaru Date of measurement	Opad Precipitation	Spływ powierzchniowy Surface runoff			EI ₃₀
	[mm]	[dm ³ poletko ⁻¹]	[mm]	[%]	[MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹]
26.11.2011	2,0	0,0	0,000	0,00	0,00
14.12.2011	43,1	225,0	2,679	6,21	5,12
24.01.2012	144,6	828,0	9,857	6,82	5,02
23.02.2012	40,4	846,0	10,071	24,93	0,00
22.03.2012	30,6	0,4	0,004	0,01	4,04
19.04.2012	39,6	0,0	0,000	0,00	4,64
24.05.2012	38,5	0,0	0,000	0,00	8,81
16.06.2012	32,3	0,0	0,000	0,00	3,18
25.07.2012	133,7	774,0	9,214	6,89	70,34
23.08.2012	41,3	42,4	0,505	1,22	37,49
26.09.2012	86,8	1,6	0,019	0,02	44,04
25.10.2012	63,7	5,3	0,063	0,10	15,31
2012	698,3	2722,7	32,413	4,64	198,00
29.11.2012	67,3	108,0	1,286	1,91	6,57
27.12.2012	35,8	0,0	0,000	0,00	0,45
31.01.2013	77,8	126,0	1,500	1,37	3,58
21.02.2013	33,1	0,0	0,000	0,00	0,14
21.03.2013	19,3	0,0	0,000	0,00	0,00
22.04.2013	23,7	3,1	0,037	0,15	3,83
23.05.2013	36,1	504,0	6,000	16,62	25,63
27.06.2013	92,2	486,0	5,786	6,28	29,40
13.07.2013	46,1	531,0	6,321	13,71	48,00
25.07.2013	0,0	0,0	0,000	0,00	0,00
12.08.2013	54,8	450,0	5,357	9,78	13,29
27.08.2013	2,4	0,0	0,000	0,00	0,57
11.09.2013	12,1	0,0	0,000	0,00	1,28
23.09.2013	37,0	0,0	0,000	0,00	11,50
24.10.2013	43,5	414,0	4,929	11,33	19,48
2013	579,9	2622	31,215	5,38	164,50
25.11.2013	31,5	0,0	0,000	0,00	2,08
19.12.2013	42,0	0,0	0,000	0,00	2,69
22.01.2014	51,4	630,0	7,500	14,59	3,18
26.02.2014	8,7	0,0	0,000	0,00	0,81
27.03.2014	55,3	774,0	9,214	16,66	6,89
26.04.2014	27,6	0,0	0,000	0,00	3,85
29.05.2014	66,7	810,0	9,643	14,46	21,39
25.06.2014	59,3	270,0	3,214	5,42	36,06
18.07.2014	29,7	5,3	0,063	0,21	0,75
28.08.2014	66,8	198,0	2,357	3,53	33,76
28.09.2014	65,1	522,0	6,214	9,55	57,76
28.10.2014	40,4	48,0	0,571	1,41	7,29
2014	539,4	3257,3	38,777	7,20	176,20
Średnio rocznie (2012–2014) Annual mean (2012–2014)	605,9	2867,3	34,135	5,74	179,60

Ryc. 66. Współczynnik spływu (RC) na powierzchni testowej w zlewni Chwalimskiego Potoku w latach hydrologicznych 2012–2014

Fig. 66. Runoff coefficient (RC) in the testing plot in the Chwalimski Brook catchment in 2012–2014 hydrological years

sie wytopiła się również pokrywa śnieżna o miąższości 22 cm. Zestawiając zatem opad 40 milimetrowy z najwyższym zmierzonym spływem powierzchniowym, osiąga się współczynnik spływu równy prawie 25,00%. W kolejnych dwóch latach również zdarzały się miesiące ze współczynnikiem poniżej 1% (0,15% w kwietniu 2013 i 0,20% w lipcu 2014 roku). W obu latach maksymalne wartości współczynnika wyniosły 16,60% (maj 2013 i marzec 2014 r.). Współczynnik spływu przekraczający 10,00% wystąpił podczas 3 lat obserwacji siedmiokrotnie (ryc. 66). Roczne wartości współczynnika spływu wyniosły od 4,6% w 2012 roku do 7,2% w 2014 roku. Są one mniejsze od uzyskanych na tej samej powierzchni w latach 1994–1996 (Szpikowski 2003b), gdy stwierdzono wielkość współczynnika spływu równą ok. 14,0%. W zestawieniu z innymi stanowiskami stacjonarnych badań spływu powierzchniowego i spłukiwania na obszarach młodogłacjalnych, uzyskane w zlewni Chwalimskiego Potoku wartości współczynnika spływu są porównywalne z danymi z Pojezierza Gnieźnieńskiego z końca lat 80 (Kosturkiewicz, Szafranski 1993). Natomiast zdecydowanie przewyższają wyniki uzyskane w latach 2007–2009 na Pojezierzu Suwalskim, gdzie współczynnik spływu wyniósł 2,0% (Smolska 2010b). Uwarunkowania morfologiczne, litologiczne i klimatyczne na Pojezierzu Drawskim sprawiają, że współczynnik spływu jest znacznie niższy niż na terenach wyżynnych, gdzie osiągnął średnie roczne wartości od 7,0% do 13,5% (Rejman 2006, Stępniewski i in. 2010) oraz górskich i pogórskich, gdzie wyniósł od 10,0% do 42,0% w skali roku (Słupik 1973, Bochenek, Gil 2007, Gil 2009, Świąchowicz 2012).

5.2.2. Spłukiwanie

Spłukiwanie w trzyletnim okresie pomiarowym odznaczało się większym zróżnicowaniem niż spływ powierzchniowy. W roku 2012 było zdecydowanie niższe (o 90%) niż średnia wartość spłukiwania

w latach 1994–2010, a w latach 2013–2014 niewiele niższa (o 22–37%) od średniej wieloletniej (Szpikowski 1998a, 2003a, 2010b, 2012). Spłukiwanie w 2012 wyniosło zaledwie $0,074 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$. Wartość tą należy uznać za wyjątkowo niską, ponieważ dwukrotnie, w każdym z pozostałych lat pomiarowych, w ciągu zaledwie jednego miesiąca została wyerodowana większa masa gleby (tab. 20). Roczne spłukiwanie w latach 2013 i 2014 osiągnęło ten sam rząd wielkości i wyniosło: $0,574 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ w 2013 oraz $0,460 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ w 2014 roku. We wszystkich latach większy udział w erozji miały zdarzenia zachodzące podczas miesięcy letnich, chociaż w 2012 roku przewaga ta była nieznaczna (ryc. 68). Największe dysproporcje występowania spłukiwania odnotowano w 2013 roku. Spłukiwanie z okresu letniego stanowiło wówczas aż 98,8% rocznego zmywu gleby. Na krzywej kumulacyjnej spłukiwania dobrze widoczne są znaczne wzrosty od początku półrocza letniego (ryc. 70).

Ryc. 68. Spływ powierzchniowy (SR) i spłukiwanie (SW) na powierzchni testowej w zlewni Chwalimskiego Potoku w latach hydrologicznych 2012–2014

1 – półrocze zimowe (XI–IV), 2 – półrocze letnie (V–X)

Fig. 68. Surface runoff (SR) and slope wash (SW) in the testing plot in the Chwalimski Brook catchment in 2012–2014 hydrological years

1 – winter half-year (XI–IV), 2 – summer half-year (V–X)

Tabela 19. Liczba miesięcznych przypadków spłukiwania o określonym prawdopodobieństwie wystąpienia na powierzchni testowej w zlewni Chwalimskiego Potoku w latach hydrologicznych 2012–2014

Table 19. Number of slope wash events with a given probability of occurrence in the testing plot in the Chwalimski Brook catchment in 2012–2014 hydrological years

Prawdopodobieństwo Probability	2012	2013	2014
<90%	5	7	7
<80%	5	7	7
<70%	3	7	6
<60%	1	7	5
<50%	1	7	5
<40%	1	6	4
<30%	0	5	3
<20%	0	4	2
<10%	0	1	2

Średnia miesięczna wartość spłukiwania z lat 2012–2014 wyniosła $0,049 \text{ kg m}^{-2}$ ($0,022 \text{ kg m}^{-2}$ w półroczach zimowych i $0,067 \text{ kg m}^{-2}$ w półroczach letnich). Wystąpienie maksymalnych spływów powierzchniowych w półroczu zimowym 2012 roku nie

spowodowało dużego spłukiwania. W styczniu i lutym 2012 roku wystąpiły wyjątkowo niskie wielkości zmywu gleby, wynoszący odpowiednio $0,016 \text{ kg m}^{-2}$ i $0,009 \text{ kg m}^{-2}$. Inna sytuacja wystąpiła w półroczach letnich, podczas których spłukiwanie trzykrotnie

Tabela 20. Spłukiwanie, wskaźnik erozyjności opadu EI_{30} i wskaźnik podatności gleby na erozję K na powierzchni testowej w zlewni Chwalimskiego Potoku w latach hydrologicznych 2012–2014

Table 20. Slope wash, rainfall erosivity index EI_{30} and soil erodibility index K in the testing plot in the Chwalimski Brook catchment in 2012–2014 hydrological years

Data pomiaru Date of measurement	Spłukiwanie Slope wash			EI_{30}	Wskaźnik K K factor
	[kg poletko ⁻¹]	[kg m ⁻²]	[t ha ⁻¹]	[MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹]	[Mg h MJ ⁻¹ mm ⁻¹]
26.11.2011	0,00	0,000	0,000	0,00	
14.12.2011	0,63	0,008	0,075	5,12	0,0146582
24.01.2012	1,38	0,016	0,164	5,02	0,0326594
23.02.2012	0,79	0,009	0,094	0,00	
22.03.2012	0,01	0,000	0,001	4,04	0,0000118
19.04.2012	0,00	0,000	0,000	4,64	
24.05.2012	0,00	0,000	0,000	8,81	
16.06.2012	0,00	0,000	0,000	3,18	
25.07.2012	3,26	0,039	0,389	70,34	0,0055257
23.08.2012	0,14	0,002	0,016	37,49	0,0004346
26.09.2012	0,01	0,000	0,001	44,04	0,0000155
25.10.2012	0,01	0,000	0,001	15,31	0,0000859
2012	0,18	0,074	0,740	198,00	0,0037370
29.11.2012	0,25	0,003	0,030	6,57	0,0045544
27.12.2012				0,45	
31.01.2013	0,34	0,004	0,041	3,58	0,0100635
21.02.2013	0,00	0,000	0,000	0,14	
21.03.2013	0,00	0,000	0,000	0,00	
22.04.2013	0,01	0,000	0,001	3,83	0,0000323
23.05.2013	26,86	0,320	3,198	25,63	0,1247633
27.06.2013	4,80	0,057	0,572	29,40	0,0194431
13.07.2013	7,87	0,094	0,937	48,00	0,0195297
25.07.2013	0,00	0,000	0,000	0,00	
12.08.2013	1,85	0,022	0,220	13,29	0,0165857
27.08.2013	0,00	0,000	0,000	0,57	
11.09.2013	0,00	0,000	0,000	1,28	
23.09.2013	0,00	0,000	0,000	11,50	
24.10.2013	6,26	0,074	0,745	19,48	0,0382287
2013	1,81	0,574	5,742	164,50	0,0349060
25.11.2013	0,00	0,000	0,000	2,08	
19.12.2013	0,00	0,000	0,000	2,69	
22.01.2014	9,50	0,113	1,131	3,18	0,3556933
26.02.2014	0,00	0,000	0,000	0,81	
27.03.2014	1,90	0,023	0,226	6,89	0,0328644
26.04.2014	0,00	0,000	0,000	3,85	
29.05.2014	18,24	0,217	2,172	21,39	0,1015374
25.06.2014	0,92	0,011	0,110	36,06	0,0030455
18.07.2014	0,02	0,000	0,002	0,75	0,0024841
28.08.2014	2,62	0,031	0,312	33,76	0,0092440
28.09.2014	4,64	0,055	0,553	57,76	0,0095685
28.10.2014	0,82	0,010	0,097	7,29	0,0133516
2014	1,17	0,460	4,600	176,20	0,0261070
Średnio rocznie (2012–2014) Annual mean (2012–2014)	1,06	0,369	3,693	179,60	0,0215830

przekroczyło miesięczne wartości progowe dla ekstremalnych procesów erozji (tab. 19). Największe wartości spłukiwania wystąpiły w maju 2013 i 2014 roku (3. największa zarejestrowana objętość spływu). Obliczony zmyw gleby osiągnął wartości 0,320 kg m⁻² w maju 2013 roku i 0,210 kg m⁻² w maju 2014 roku.

Ryc. 67. Podatność gleby na erozję (czynnik K) na powierzchni testowej w zlewni Chwalimskiego Potoku w latach hydrologicznych 2012–2014

Fig. 67. Soil erodibility (K factor) in the testing plot in the Chwalimski Brook catchment in 2012–2014 hydrological years

Ryc. 70. Krzywe kumulacyjne spływu powierzchniowego (SR_{cum}) i spłukiwania (SW_{cum}) na powierzchni testowej w zlewni Chwalimskiego Potoku w latach hydrologicznych 2012–2014

Fig. 70. Cumulative curves of surface runoff (SR_{cum}) and slope wash (SW_{cum}) in the testing plot in the Chwalimski Brook catchment in 2012–2014 hydrological years

W półroczach zimowych największe spłukiwania miało miejsce w styczniu 2014 roku: 0,110 kg m⁻².

Na podstawie uzyskanej wielkości erozji (t ha⁻¹) oraz obliczonej erozyjności opadu EI30 (MJ mm ha⁻¹ h⁻¹) wyznaczono podatność gleby na erozję. W równaniu strat glebowych USLE podatność gleby na erozję oznaczona jest jako czynnik K. Stanowi ona iloraz wielkości erozji oraz erozyjności opadu (Wischmeier, Smith 1978). Czynniki K obliczone dla powierzchni testowej w zlewni Chwalimskiego Potoku na podstawie formuły podanej w modelu RUSLE (Renard i in. 1997), uwzględniającej: skład granulometryczny, zawartość materii organicznej, strukturę i przepuszczalność gleby, wyniosły 0,0189 Mg h MJ⁻¹ mm⁻¹. Podatność gleby wyznaczona na podstawie pomiarów terenowych, w większości przypadków, osiągnęła mniejszą wartość niż obliczona według podanej formuły. W każdym roku wartości były zróżnicowane, a roczne amplitudy wyniosły: dla 2012 roku 0,0055 Mg h MJ⁻¹ mm⁻¹, dla 2013 roku 0,1245 Mg h MJ⁻¹ mm⁻¹, a dla 2014 roku 0,3532 Mg h MJ⁻¹ mm⁻¹. Zasadniczo wahania są równe rocznym maksimum, ponieważ minimalne wartości czynnika K w 2012 i 2013 roku wyniosły poniżej 0,0001 Mg h MJ⁻¹ mm⁻¹, jedynie w 2014 minimum równało się 0,0025 Mg h MJ⁻¹ mm⁻¹ (tab. 21). Tak mała wartość czynnika K związana jest z bardzo małym spłukiwaniem wynoszącym poniżej 1 kg ha⁻¹, przy wystąpieniu 2 opadów potencjalnie erozyjnych o erozyjności ok. 4 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹. Największa wyznaczona podatność gleby na erozję pokrywa się z miesiącami o największym zarejestrowanym spłukiwaniu (maj 2013 i 2014 oraz styczeń 2014 roku). W miesiącach półrocza letniego erozyjność opadu znacznie przewyższa erozyjność z miesięcy zimowych, dlatego styczniowa wartość czynnika K osiągnęła najwyższą wartość w trzyletnim okresie pomiarowym (ryc. 67).

Wskaźnik podatności gleb na erozję wyznaczony dla poszczególnych lat hydrologicznych największą wartość osiągnął w 2013 roku–0,0349 Mg h MJ⁻¹ mm⁻¹, a najmniejszą w 2012–0,0037 Mg h MJ⁻¹ mm⁻¹. Jego wartość dla całego okresu pomiarowego 2012–2014 wyniosła 0,0216

Tabela 21. Średnia, wartości minimalna i maksymalna czynnika podatności gleby na erozję (K) na powierzchni testowej w zlewni Chwalimskiego Potoku w latach hydrologicznych 2012–2014

Rok hydrologiczny Hydrological year	X	Min	Maks
	[Mg h MJ ⁻¹ mm ⁻¹]		
2012	0,0076	<0,0001	0,0055
2013	0,0292	<0,0001	0,1248
2014	0,0660	0,0025	0,3557

$\text{Mg h MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$, co jest wielkością zbliżoną do wartości obliczonej według modelu RUSLE.

W celu wyznaczenia zależności spłukiwania gleby od spływu powierzchniowego wykorzystano 24 pomiary, w których wystąpiły zdarzenia erozyjne. Zarówno w przypadku trzech lat ujętych wspólnie, jak i dla każdego roku z osobna, zależność spłukiwania od spływu powierzchniowego najlepiej opisują równania potęgowe. We wszystkich przypadkach stwierdzono bardzo silny związek, o współczynniku determinacji R^2 większym niż 0,8 (ryc. 69). Wykazany związek jest wyższy od większości wartości dostępnych w literaturze krajowej, wynoszących od

0,31 do 0,68 (Szpikowski 2003b, Bochenek, Gil 2007, Gil 2009, Stępniewski i in. 2010). Silną zależność spłukiwania od spływu powierzchniowego w przypadku stanowisk w zlewni Chwalimskiego Potoku należy wiązać z utrzymywaniem powierzchni testowej w stanie czarnego ugoru. Brak roślinności ułatwia dyspersję powierzchniowej warstwy gleby przez rozbryzg kropel deszczu i przemieszczanie cząstek gleby nawet przez spływy rozproszone.

Zbadano również zależność wielkości spłukiwania od cech fizycznych powierzchniowej warstwy gruntu, obejmujących: zwięzłość gruntu, odporność na ścinanie, wilgotność objętościową i gęstość obję-

Ryc. 69. Zależność spłukiwania (SW) od spływu powierzchniowego (SR) na powierzchni testowej w zlewni Chwalimskiego Potoku

A – dla lat hydrologicznych 2012–2014, B – dla okresu 2012–2014 łącznie

Fig. 69. Relation between slope wash (SW) and surface runoff (SR) in the testing plot in the Chwalimski Brook catchment

A – for 2012–2014 hydrological years separately, B – for 2012–2014 hydrological years together

Ryc. 71. Zależności spłukiwania (SW) od właściwości fizycznych powierzchniowej warstwy gruntu na powierzchni testowej w zlewni Chwalimskiego Potoku

c – zwięzłość gleby, τ_f – odporność na ścinanie, W_0 – wilgotność objętościowa, ρ – gęstość objętościowa

Fig. 71. Relation between slope wash (SW) and topsoil characteristics in the testing plot in the Chwalimski Brook catchment

c – soil cohesion, τ_f – shear strength, W_0 – volumetric water content, ρ – bulk density

tościową. W tym celu wykorzystano dane z 14 pomiarów, kiedy wystąpiło spłukiwanie. Analiza zależności wykazała brak związku pomiędzy badanymi właściwościami gruntu, a wielkością erozji. Współczynniki determinacji R^2 były niższe niż 0,1 dla odporności na ścinanie, wilgotności objętościowej i gęstości objętościowej. Większą wartość współczynnika uzyskano w zależności spłukiwania od zwięzłości gruntu – $R^2=0,46$ (ryc. 71). Niskie wartości współczynnika determinacji można tłumaczyć:

- zbyt małą częstotliwością wykonywania pomiarów właściwości fizycznych gruntu (w ciągu miesiąca cechy gruntu ulegają znacznym zmianom, dlatego skuteczniejszy byłby pomiar ciągły),
- zbyt małą liczbą pomiarów pokrywających się z wystąpieniem zdarzeń spłukiwania,
- zbyt małą precyzją pomiarów ręcznymi przyrządami.

5.3. Erozja wodna gleb w warunkach symulowanego opadu

Pomiary spływu powierzchniowego i spłukiwania gleby prowadzono również podczas eksperymentów

Tabela 22. Charakterystyki opadów o największej erozyjności w Storkowie w latach 2001–2014 (na podstawie danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie)

Table 22. Characteristics of most-erosive rainfall events in Storkowo in 2001–2014 years (based on data from AMU Geoecological Station in Storkowo)

Data Date	Czas trwania Duration [min]	Suma opadu Rainfall amount [mm]	EI ₃₀ [MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹]
17.07.2002	117	30,2	189,80
10.08.2006	30	22,6	273,98
11.06.2010	25	22,8	287,43

terenowych, podczas których wytworzono sztuczne opady o określonej warstwie, natężeniu i erozyjności. W każdym z trzech eksperymentów powierzchnia nawadniana była jednakową warstwą opadu, równą 16 mm. W związku z różnym czasem trwania deszczowań, natężenie opadu było niższe podczas pierwszego eksperymentu i wyniosło 32 mm h⁻¹. W drugim i trzecim eksperymencie terenowym natężenie opadu zwiększono do 38,4 mm h⁻¹. Nawadniania różniły się również erozyjnością opadu (EI₃₀). W pierwszym eksperymencie, obejmującym 5 deszczowań, łączna erozyjność równała się 201,9 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹, a w drugim i trzecim, przy 4 deszczowaniach, wyniosła 188,8 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹.

Wartości wskaźnika EI₃₀ podczas przeprowadzonych eksperymentów znacznie przekroczyły erozyjności pojedynczych opadów w latach hydrologicznych 2012–2014. Nie oznacza to jednak, że na Pojezierzu Drawskim deszcze o takiej erozyjności nie występują. Od zainstalowania elektronicznego pluwiografu w Stacji Geoekologicznej w Storkowie, czyli od roku 2001, trzykrotnie wystąpiły opady o erozyjności przekraczającej 180 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ (tab. 22). Ponadto w czerwcu 1988 roku w zlewni Młyńskiego Potoku zarejestrowano opad trwający 135 minut o warstwie 130 mm (Klimczak 1993). Obliczona dla tego deszczu erozyjność wyniosła 2090,9 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹, czyli przewyższyła nawet średnią roczną erozyjność opadów na Pogórzu Karpackim (Świąchłowicz 2013) oraz w Beskidzie Niskim (Kijowska-Strugała, Demczuk 2015).

Wszystkie eksperymenty były przeprowadzone w zbliżonych warunkach pogodowych (tab. 23). Istotny dla wilgotności gruntu wskaźnik opadów uprzednich (Lambor 1962) dla każdego dnia z symulacją opadu mieścił się w przedziale 0,43–0,46. Warunki anemologiczne w pierwszych dwóch eksperymentach były bardzo sprzyjające. Podczas eks-

Tabela 23. Warunki atmosferyczne i warunki podłoża podczas eksperymentów terenowych w zlewni Chwalimskiego Potoku (10.07.2013, 13.09.2013) i w zlewni Kłudy (10.07.2014)

Table 23. Weather conditions and soil conditions during field experiments in the Chwalimski Brook catchment (10.07.2013, 13.09.2013) and in the Kłuda catchment (10.07.2014)

	Eksperyment 1 1 st experiment	Eksperyment 2 2 nd experiment	Eksperyment 3 3 rd experiment
Data Date	10.07.2013	13.09.2013	10.07.2014
Wskaźnik opadów uprzednich Soil moisture index	0,43	0,46	0,45
Początkowa wilgotność objętościowa gruntu Initial volumetric water content	7,7%	7,0%	10,1%
Stan powierzchni gruntu Surface condition	zaskorupiona/spulchniona crusted/loosened	spulchniona loosened	spulchniona loosened
Temperatura powietrza Air temperature	20,7°C	17,7°C	21,9°C
Prędkość wiatru Wind speed	1,0 m s ⁻¹	0,5 m s ⁻¹	3,0 m s ⁻¹

perymentu w zlewni Kłudy, średnia prędkość wiatru wynosiła 3 m s^{-1} . Warunki te nie uniemożliwiały przeprowadzenia deszczowań, ponieważ wiatr północno-wschodni był zgodny ze spadkiem stoku i nie powodował znoszenia strug sztucznego opadu poza powierzchnię testową.

Zmienność wilgotności objętościowej powierzchniowej warstwy gruntu w trakcie kolejnych deszczowań była zróżnicowana. W obu eksperymentach w zlewni Chwalimskiego Potoku, wraz z każdym kolejnym deszczowaniem zwiększała się wilgotność. W pierwszym eksperymencie ten wzrost był mniej więcej równomierny po każdym opadzie i wynosił od 0,9% do 3,7%. W wyniku wszystkich deszczowań wilgotność wzrosła o prawie 10 punktów procentowych: od 7,7% do 17,3%. W związku z większym natężeniem opadu podczas drugiego eksperymentu, już po pierwszym deszczowaniu wilgotność wzrosła o prawie 10 punktów procentowych i wyniosła 16,7%.

Spowodowało to mniejszy wzrost wilgotności po kolejnych deszczowaniach. Po ostatnim opadzie, wilgotność wyniosła 18,8%. Inna sytuacja miała miejsce podczas eksperymentu w zlewni Kłudy. W wyniku pierwszych dwóch deszczowań wilgotność zwiększyła się z 10,1% do 21,4%. Jednak podczas trzeciego i czwartego deszczowania wilgotność spadała, odpowiednio o 2,1 i o 1,9 punktów procentowych, aby po całym eksperymencie osiągnąć wartość 17,5% (ryc. 72). Możliwe, że spadek wilgotności nastąpił w wyniku pokonania przez wodę oporu infiltracji i łatwiejszego jej wsiąkania w podłoże.

Przyrost spływu powierzchniowego z każdym kolejnym deszczowaniem nie był równomierny. Podczas pierwszego eksperymentu spływ powierzchniowy zwiększał się konsekwentnie aż do trzeciego deszczowania: od $4,2 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$ po pierwszym deszczowaniu do $10,0 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$ po trzecim. W wyniku spulchnienia powierzchni gruntu, po czwartym opa-

Ryc. 72. Zmiany wilgotności objętościowej (W_v) gruntu

A – w pierwszym eksperymencie w zlewni Chwalimskiego Potoku, 10.07.2013, B – w drugim eksperymencie w zlewni Chwalimskiego Potoku, 13.09.2013, C – w trzecim eksperymencie w zlewni Kłudy, 10.07.2014

Fig. 72. Volumetric water content (W_v) changes

A – in the first experiment in the Chwalimski Brook catchment, 10.07.2013, B – in the second experiment in the Chwalimski Brook catchment, 13.09.2013, C – in the third experiment in the Kłuda catchment, 10.07.2014

Ryc. 73. Spływ powierzchniowy podczas eksperymentu w zlewni Chwalimskiego Potoku, 13.09.2013

Fig. 73. Surface runoff during experiment in the Chwalimski Brook catchment, 13.09.2013

Ryc. 74. Spływ powierzchniowy podczas eksperymentu w zlewni Kłudy, 10.07.2014

Fig. 74. Surface runoff during experiment in the Kłuda catchment, 10.07.2014

Ryc. 75. Zmienność spływu powierzchniowego (SR)

A – w pierwszym eksperymencie w zlewni Chwalimskiego Potoku, 10.07.2013, B – w drugim eksperymencie w zlewni Chwalimskiego Potoku, 13.09.2013, C – w trzecim eksperymencie w zlewni Kłudy, 10.07.2014

Fig. 75. Surface runoff (SR) changes

A – in the first experiment in the Chwalimski Brook catchment, 10.07.2013, B – in the second experiment in the Chwalimski Brook catchment, 13.09.2013, C – in the third experiment in the Kłuda catchment, 10.07.2014

dzie spływ zmalał do $4,4 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$, aby po piątym wyniósł $9,6 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$. Zmniejszoną objętość spływu na powierzchni spulchnionej można tłumaczyć zwiększoną szorstkością podłoża poprzez wytworzenie bogatego mikroreliefu oraz większą zdolnością infiltracyjną (Rejman 2001). Podczas drugiego eksperymentu spływ wzrastał systematycznie z każdym kolejnym deszczowaniem (po pierwszym wyniósł $2,8 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$, a po czwartym $10,2 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$). Zauważalny był największy (o $6,4 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$) wzrost objętości spływu między pierwszym a drugim deszczowaniem (ryc. 75). Spowodowane to było osiągnięciem dużej wilgotności objętościowej gruntu już po pierwszym opadzie, a co za tym idzie przekroczeniem jego zdolności infiltracyjnych, co sprzyjało powstawaniu spływu nasyconego (ryc. 73). W trzecim eksperymencie, między pierwszym, a drugim deszczowaniem, objętość spływu wzrosła o blisko 50%: z $2,1 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$ do $3,0 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$. W kolejnych dwóch nawadnianiach spływ utrzymywał się na zbliżonym poziomie. W porównaniu z drugim deszczowaniem, w trzecim

deszczowaniu spływ był mniejszy o $0,3 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$, a w czwartym większy o $0,3 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$ (ryc. 74, 76).

Podobne zależności wystąpiły w przypadku spłukiwania gleby. Różnica zauważalna jest jedynie we wpływie stanu powierzchni gruntu podczas pierwszego eksperymentu. Według Rejmana (2001) zaskorupiona czy też spulchniona powierzchnia znacząco nie wpływa na wielkość jednostkowego zmywu gleby. W wyniku przeprowadzonego eksperymentu wystąpił znaczny wzrost spłukiwania po spulchnieniu poletka. Wiązać to można z wzmożonym procesem rozbryzgu na powierzchni spulchnionej, który mógł zapoczątkować proces spłukiwania. W pierwszych trzech deszczowaniach, na zaskorupionej powierzchni, spłukiwanie wyniosło od $0,045 \text{ kg m}^{-2}$ do $0,062 \text{ kg m}^{-2}$. W dwóch kolejnych, na powierzchni spulchnionej, zwiększyło się blisko trzykrotnie: do $0,146 \text{ kg m}^{-2}$ i $0,170 \text{ kg m}^{-2}$. W drugim eksperymencie zmyw gleby osiągnął większe wartości i wyniósł od $0,055 \text{ kg m}^{-2}$ po pierwszym deszczowaniu do $0,327 \text{ kg m}^{-2}$ po czwartym. Spłukiwanie podczas

Ryc. 76. Spływ powierzchniowy (SR) w warunkach symulowanego opadu

1 – w pierwszym eksperymencie w zlewni Chwalimskiego Potoku, 10.07.2013, 2 – w drugim eksperymencie w zlewni Chwalimskiego Potoku, 13.09.2013, 3 – w trzecim eksperymencie w zlewni Kłudy, 10.07.2014

Fig. 76. Surface runoff (SR) under simulated rainfall

1 – in the first experiment in the Chwalimski Brook catchment, 10.07.2013, 2 – in the second experiment in the Chwalimski Brook catchment, 13.09.2013, 3 – in the third experiment in the Kłuda catchment, 10.07.2014

Ryc. 77. Spłukiwanie (SW) w warunkach symulowanego opadu

1 – w pierwszym eksperymencie w zlewni Chwalimskiego Potoku, 10.07.2013, 2 – w drugim eksperymencie w zlewni Chwalimskiego Potoku, 13.09.2013, 3 – w trzecim eksperymencie w zlewni Kłudy, 10.07.2014

Fig. 77. Slope wash (SW) under simulated rainfall

1 – in the first experiment in the Chwalimski Brook catchment, 10.07.2013, 2 – in the second experiment in the Chwalimski Brook catchment, 13.09.2013, 3 – in the third experiment in the Kłuda catchment, 10.07.2014

trzeciej symulacji opadu, podobnie jak w przypadku spływu, największy przyrost osiągnęło między pierwszym a drugim deszczowaniem, aby w kolejnych dwóch utrzymywać się na zbliżonym poziomie (ryc. 77).

Wielkości spływu powierzchniowego i spłukiwania z pierwszych dwóch eksperymentów, przeprowadzonych w zlewni Chwalimskiego Potoku, zdecydowanie przewyższały wartości uzyskane podczas trzeciego eksperymentu, zrealizowanego w zlewni Kłudy (ryc. 76, 77). W zlewni Kłudy nawadniana powierzchnia miała większe nachylenie (10°) od stoku w zlewni Chwalimskiego Potoku (4°). Jednak na wielkość spływu powierzchniowego większy wpływ od spadku może mieć zdolność infiltracyjna gruntu (Słupik 1981). Przeprowadzone pomiary infiltracyjne wykazały, że współczynnik filtracji dla powierzchni

testowej w zlewni Kłudy ($2,8 \cdot 10^{-3}$ – $4,5 \cdot 10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$) osiągnął większe wartości niż w zlewni Chwalimskiego Potoku ($1 \cdot 10^{-3}$ – $2,2 \cdot 10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$). Gleby w zlewni Kłudy odznaczają się większą przepuszczalnością wody, a zatem również większą odpornością na uszczelnienie powierzchni. Powoduje to, że nachylenie stoku pozytywnie wpływa na wielkość infiltracji, a negatywnie na objętość spływu powierzchniowego (Poesen 1984).

Największy łączny spływ powierzchniowy wystąpił w pierwszym eksperymencie, obejmującym 5 deszczowań i wyniósł $35,8 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$. W drugim spłynęło $31,8 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$ wody, a w trzecim $11,08 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$ (w obu miały miejsce 4 deszczowania). Największą średnią objętość spływu osiągnięto podczas drugiego eksperymentu i wyniosła ona $7,95 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$ (w pierwszym $7,16 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$, w trzecim $2,77 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$). W przy-

Ryc. 78. Zależność spływu powierzchniowego (SR) i spłukiwania (SW) od wilgotności objętościowej gruntu (W_o) podczas eksperymentów terenowych w zlewni Chwalimskiego Potoku (10.07.2013, 13.09.2013) i w zlewni Kłudy (10.07.2014)

Fig. 78. Relation between volumetric water content (W_o) and surface runoff (SR) and slope wash (SW) during field experiments in the Chwalimski Brook catchment (10.07.2013, 13.09.2013) and in the Kłuda catchment (10.07.2014)

Ryc. 79. Zależność spływu powierzchniowego (SR) i spłukiwania (SW) od zwięzłości gruntu (c) podczas eksperymentów terenowych w zlewni Chwalimskiego Potoku (10.07.2013, 13.09.2013) i w zlewni Kłudy (10.07.2014)

Fig. 79. Relation between soil cohesion (c) and surface runoff (SR) and slope wash (SW) during field experiments in the Chwalimski Brook catchment (10.07.2013, 13.09.2013) and in the Kłuda catchment (10.07.2014)

padku spłukiwania, największą łączną wartość osiągnęło ono w drugim eksperymencie i wyniosło 0,823 kg m⁻², przy średnim zmywie równym 0,206 kg m⁻². W pierwszym zmyw osiągnął wartość 0,483 kg m⁻² (średnio 0,097 kg m⁻²), a w trzecim zaledwie 0,105 kg m⁻² (średnio 0,261 kg m⁻²).

W eksperymentach w zlewni Chwalimskiego Potoku, wraz ze wzrostem wilgotności objętościowej gruntu rosło spłukiwanie. Nawadnianie zeskorpionej powierzchni w pierwszych deszczowaniach podczas pierwszego eksperymentu spowodowało, że spływ powierzchniowy nie charakteryzował się taką

tendencją. W drugim eksperymencie spływ wzrastał wraz ze wzrostem wilgotności. W eksperymencie w zlewni Kłudy wahania wilgotności przewyższały wahania spływu i spłukiwania, dlatego wykazano słabą zależność obu procesów od wilgotności (ryc. 78). W przypadku zwięzłości gruntu zachodziła odwrotna zależność. Wraz ze zmniejszaniem się zwięzłości wzrastały spływ powierzchniowy i spłukiwanie. Związek ten wykazano dla wszystkich trzech eksperymentów w przypadku spłukiwania, a w przypadku spływu w drugim i trzecim eksperymencie (ryc. 79).

6. Wpływ struktury i erozyjności opadów atmosferycznych na wielkość spływu i spłukiwania

Prowadzone pomiary erozji wodnej gleb na powierzchniach testowych w zlewni Chwalimskiego Potoku w latach hydrologicznych 2012–2014 oraz dane uzyskane z elektronicznego pluwiografu Vaisala pozwoliły dokonać oceny wpływu struktury i erozyjności opadów atmosferycznych na wielkość procesów erozji wodnej gleb. Rozszerzenie analizy poza okres badawczy 2012–2014 umożliwiły dane zgromadzone w archiwum Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie z lat 1994–2010 oraz wyniki eksperymentów terenowych polegających na wywołaniu symulowanych opadów.

Lata hydrologiczne 2012–2014 odznaczały się najmniejszą erozyjnością opadów w Storkowie od początku pomiarów elektronicznym pluwiografem, rozpoczętych w roku 2001. Mogłoby to świadczyć o najmniejszych wartościach erozji wodnej gleb w tych latach. O ile rok 2012 rzeczywiście był rokiem o zdecydowanie najmniejszym spłukiwaniu, wynoszącym zaledwie $0,074 \text{ kg m}^{-2}$, przy drugim najmniejszym rocznym spłukiwaniu równym $0,140 \text{ kg m}^{-2}$ w roku 2008, to jednak w latach 2013 i 2014 nie zanotowano tak niskich wartości spłukiwania. Co prawda w obu latach roczny zmyw gleby był niższy od średniej z lat 1994–2010 (Szpikowski 2012), jednak wielkości erozji przewyższały medianę z tego okresu pomiarowego. Na przestrzeni 20 lat pomiarowych (1994–2010 i 2012–2014) spłukiwanie w 2013 roku było szóstym, a w 2014 ósmym największym rocznym spłukiwaniem. Porównując wyniki z obu tych lat z trzynastoletnim okresem pomiarowym, z równoległymi pomiarami elektronicznym pluwiografem Vaisala (2001–2010, 2012–2014), zmyw gleby był odpowiednio piątym (2013) i szóstym (2014) największym rocznym zmywem.

Z powyższego porównania można wysunąć dwa wnioski:

- nie należy szacować rocznej wielkości spłukiwania tylko w oparciu o roczną erozyjność opadów atmosferycznych,
- zastosowana metodyka pomiarów spływu powierzchniowego i spłukiwania z częstotliwością miesięczną, umożliwia jedynie w takim przedziale czasowym przeprowadzenie większości analiz wpływu struktury i erozyjności opadów na pro-

cesy erozji wodnej gleb, jednak zaciera ona znaczenie pojedynczych zdarzeń opadowych i erozyjnych.

6.1. Wpływ opadów na spływ powierzchniowy

W trzyletnim okresie pomiarowym, spływ powierzchniowy osiągał wysokie wartości zarówno w miesiącach zimowych, jak i letnich. Absolutne maksimum trzyletnie, przekraczające $10 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$, wystąpiło w lutym 2012 roku i nie było związane z opadami atmosferycznymi, lecz z gwałtownym tajaniem 20-centymetrowej pokrywy śnieżnej. Na przestrzeni 3 lat był to jedyny przypadek spływu wywołanego intensywnym topnieniem warstwy śniegu. Specyfika występowania pokrywy śnieżnej w latach 2012–2014 sprawiła, że spływ powierzchniowy w pozostałych miesiącach zimowych inicjowany był przez opady deszczu oraz spływy wody z padającego i natychmiast topniejącego śniegu. Proces spływu wywołany przez opad śniegu miał miejsce w grudniu i styczniu w roku hydrologicznym 2012, kiedy to w ciągu 30 dni czterokrotnie wystąpił dobowy opad śniegu o warstwie przekraczającej 10 mm (tab. 24). Brak przemarznięcia gruntu oraz dodatnie temperatury powietrza powodowały natychmiastowe topnienie śniegu. Taka dostawa wody do stoku spowodowała miesięczny spływ o wielkości $9,8 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$. Spływ zanotowany w styczniu i lutym 2012 roku stanowił ponad 62% spływu całorocznego, co świadczy o dużym znaczeniu spływu powierzchniowego w półroczu zimowym. Z kolei w zimie 2014 roku spływ powierzchniowy inicjowany był tylko przez opady deszczu. W marcu dwukrotny opad dobowy powyżej 10 mm spowodował spływ o wielkości $9,2 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$. Natomiast w styczniu pięciodniowy ciąg opadów o łącznej sumie blisko 28 mm, wywołał spływ powierzchniowy o wielkości $7,5 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$ (ryc. 80, tab. 24). W obu tych miesiącach dobową sumą erozyjności opadów tylko raz nieznacznie przekroczyła $2 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$.

W półroczach letnich spływ powierzchniowy największe wartości osiągał najczęściej w maju (w latach 2013 i 2014) oraz w lipcu (w latach 2012 i 2013). Spływy z lipca 2012 roku i maja 2014 roku osiągnęły

rzęd wielkości porównywalny z miesiącami zimowymi 2012 roku, jednak wywołane zostały przez opady o mniejszej sumie miesięcznej, ale o większej erozyjności niż spływy z półroczia zimowego w 2012 roku (ryc. 80).

Analiza zależności miesięcznej objętości spływu powierzchniowego od warstwy opadu, jego energii kinetycznej oraz erozyjności nie wykazuje związków, co obrazują współczynniki determinacji R^2 wynoszące odpowiednio: 0,16, 0,05 i 0,11 (ryc. 82). Zależności te są porównywalne z wcześniejszymi wynikami osiągniętymi w zlewni Chwalimskiego Potoku (Szpikowski 2003b) i jednocześnie niższe od uzyskanych w innych regionach Polski, wynoszących od 0,19 do

0,63 (Bochenek, Gil 2007, Smolska 2010b, Stępniewski i in. 2010). Brak zależności może być związany z miesięcznymi interwałami pomiarowymi. Na wywołanie spływu powierzchniowego wpływają opady o znacznej intensywności, a zarazem erozyjności, które inicjują spływ nienasycony oraz długotrwałe opady rozlewne powodujące spływy nasycone. Na miesięczną sumę opadów składają się również opady, których nie można zakwalifikować ani do opadów intensywnych, ani rozlewnych. W związku z tym istotniejsza wydaje się analiza wpływu poszczególnych zdarzeń opadowych na objętość spływu powierzchniowego.

Analizując pojedyncze zdarzenia opadowe, które potencjalnie wpływały na objętość spływu powierzch-

Ryc. 80. Spływ powierzchniowy (SR) na powierzchni testowej w zlewni Chwalimskiego Potoku oraz suma opadów atmosferycznych (P) i wskaźnik erozyjności opadów EI_{30} w Storkowie w latach hydrologicznych 2012–2014

Fig. 80. Surface runoff (SR) in the testing plot in the Chwalimski Brook catchment and precipitation totals (P) and rainfall erosivity index EI_{30} amounts in Storkowo in 2012–2014 hydrological years

niowego, można wyróżnić 2 rodzaje opadów. Pierwsza grupa występuje głównie w półroczu zimowym. Charakteryzuje się małą intensywnością i erozyjnością, jednak znaczną warstwą opadu i długim czasem trwania. Niska temperatura powietrza w tym okresie powoduje przemarzanie choćby powierzchniowej

warstwy gruntu, co utrudnia infiltrację wody pochodzącej z opadów atmosferycznych i sprzyja tworzeniu spływów powierzchniowych (Kane, Stein 1983, Ollesch i in. 2005). Drugą grupę stanowią opady z półrocza letniego. Cechują się one krótszym czasem trwania oraz znaczną intensywnością i erozyjnością.

Tabela 24. Spływ powierzchniowy i splukiwanie na powierzchni testowej w zlewni Chwalimskiego Potoku oraz liczba dni z opadem o określonej warstwie w Storkowie w latach hydrologicznych 2012–2014

Table 24. Surface runoff and slope wash in the testing plot in the Chwalimski Brook catchment and number of days with rainfall of a given amount in Storkowo in 2012–2014 hydrological years

Data pomiaru Date of measurement	Spływ powierzchniowy Surface runoff	Splukiwanie Slope wash	Liczba dni z opadem większym niż: Number of days with rainfall greater than		
			1 mm	5 mm	10 mm
	[mm]	[kg m ⁻²]	[n]	[n]	[n]
26.11.2011	0,00	0,000	1	0	0
14.12.2011	2,68	0,008	9	4	1
24.01.2012	9,86	0,016	26	11	4
23.02.2012	10,07	0,009	10	3	0
22.03.2012	0,00	0,000	7	1	1
19.04.2012	0,00	0,000	9	4	0
24.05.2012	0,00	0,000	8	3	1
16.06.2012	0,00	0,000	7	2	0
25.07.2012	9,21	0,039	18	13	6
23.08.2012	0,51	0,002	11	1	0
26.09.2012	0,02	0,000	11	7	3
25.10.2012	0,06	0,000	10	4	2
29.11.2012	1,29	0,003	13	4	1
27.12.2012	0,00	0,000	11	1	0
31.01.2013	1,50	0,004	15	6	1
21.02.2013	0,00	0,000	6	4	0
21.03.2013	0,00	0,000	4	2	0
22.04.2013	0,04	0,000	5	2	0
23.05.2013	6,00	0,320	4	3	1
27.06.2013	5,79	0,057	12	5	3
13.07.2013	6,32	0,094	6	3	1
25.07.2013	0,00	0,000	0	0	0
12.08.2013	5,36	0,022	7	3	2
27.08.2013	0,00	0,000	1	0	0
11.09.2013	0,00	0,000	4	0	0
23.09.2013	0,00	0,000	10	4	0
24.10.2013	4,93	0,074	6	3	2
25.11.2013	0,00	0,000	10	2	0
19.12.2013	0,00	0,000	7	3	1
22.01.2014	7,50	0,113	14	4	0
26.02.2014	0,00	0,000	3	0	0
27.03.2014	9,21	0,023	8	3	2
26.04.2014	0,00	0,000	5	3	0
29.05.2014	9,64	0,217	9	5	2
25.06.2014	3,21	0,011	9	3	2
18.07.2014	0,06	0,000	7	2	0
28.08.2014	2,36	0,031	14	4	2
28.09.2014	6,21	0,055	10	4	1
28.10.2014	0,57	0,010	9	3	0

6.2. Wpływ opadów na spłukiwanie

W latach 2012–2014 roczne wartości spłukiwania zależne były od kilku zdarzeń opadowych, o ekstremalnej erozyjności, które spowodowały większość rocznego zmywu. Największe miesięczne wartości spłukiwania nie wystąpiły w miesiącach z największą wartością erozyjności opadów (ryc. 81). Prawdopodobnie ta widoczna jest również w odniesieniu do całych lat hydrologicznych. Rok 2012 odznaczał się największą roczną sumą erozyjności opadów i jednocześnie najmniejszym spłukiwaniem (tab. 26). Dysproporcje te związane są z liczbą opadów o określonej erozyjności. W 2012 roku wystąpiło zdecydowanie więcej niż w pozostałych latach opadów o niskiej erozyjności:

od $1 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$ do $5 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$. Takie opady mogą wywołać spłukiwanie, jednak o mniejszej intensywności, niż opady bardziej erozyjne. Dlatego też na roczne, a także i na miesięczne wielkości spłukiwania nie wpływa tylko suma erozyjności opadów, ale też ich częstotliwość oraz intensywność i erozyjność pojedynczych zdarzeń opadowych.

Zgodnie z metodyką zaproponowaną dla modelu USLE (Wischmeier, Smith 1978), opad o sumie $12,7 \text{ mm}$ uznawany jest za erozyjny. W latach 2012–2014 wystąpiło tylko 11 takich opadów (4 w 2012 roku, 6 w 2013 roku i 1 w 2014 roku). Poza lipcem 2013 roku żaden z tych opadów nie został odnotowany, a w okresach z największymi miesięcznymi wartościami spłukiwania. W związku z powyższym,

Ryc. 81. Spłukiwanie (SW) na powierzchni testowej w zlewni Chwalimskiego Potoku oraz suma opadów atmosferycznych (P) i wskaźnik erozyjności opadów (EI_{30}) w Storkowie w latach hydrologicznych 2012–2014

Fig. 81. Slope wash (SW) in the testing plot in the Chwalimski Brook catchment and precipitation totals (P) and rainfall erosivity index (EI_{30}) amounts in Storkowo in 2012–2014 hydrological years

największy efekt erozyjny przyniosły opady, które według zasad USLE są nieerozyjne. Dlatego też wydaje się słuszne przyjęcie metodyki zaproponowanej w Belgii (Laurant, Bollinne 1976, Verstraeten i in. 2006), według której opad o warstwie 1,27 mm uznawany jest za erozyjny. W trzyletnim okresie pomiarowym ok. 44% wszystkich opadów nie spełniało

tego kryterium. Pozostałe opady zakwalifikowano do opadów erozyjnych i dla nich obliczono dobowe, miesięczne i roczne sumy erozyjności opadów. W półroczach letnich, w których wpływ erozyjności na spłukiwanie jest większy, miesięczne opady o sumie erozyjności poniżej 5 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ najczęściej nie wywoływały spłukiwania. Wystąpiły jednak

Tabela 25. Spływ powierzchniowy i spłukiwanie na powierzchni testowej w zlewni Chwalimskiego Potoku oraz liczba dni z opadem o określonej erozyjności w Storkowie w latach hydrologicznych 2012–2014

Table 25. Surface runoff and slope wash in the testing plot in the Chwalimski Brook catchment and number of days with rainfall of a given erosivity in Storkowo in 2012–2014 hydrological years

Data pomiaru Date of measurement	Spływ powierzchniowy Surface runoff	Spłukiwanie Slope wash	Liczba dni z opadem o erozyjności większej niż: Number of days with rainfall with erosivity greater than:		
			1 MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹	5 MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹	10 MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹
	[mm]	[kg m ⁻²]	[n]	[n]	[n]
26.11.2011	0,00	0,000	0	0	0
14.12.2011	2,68	0,008	3	0	0
24.01.2012	9,86	0,016	3	0	0
23.02.2012	10,07	0,009	1	0	0
22.03.2012	0,00	0,000	2	0	0
19.04.2012	0,00	0,000	3	0	0
24.05.2012	0,00	0,000	4	0	0
16.06.2012	0,00	0,000	2	0	0
25.07.2012	9,21	0,039	12	7	4
23.08.2012	0,51	0,002	6	1	1
26.09.2012	0,02	0,000	7	4	2
25.10.2012	0,06	0,000	7	0	0
29.11.2012	1,29	0,003	2	0	0
27.12.2012	0,00	0,000	0	0	0
31.01.2013	1,50	0,004	3	0	0
21.02.2013	0,00	0,000	0	0	0
21.03.2013	0,00	0,000	0	0	0
22.04.2013	0,04	0,000	1	0	0
23.05.2013	6,00	0,320	3	2	1
27.06.2013	5,79	0,057	6	2	1
13.07.2013	6,32	0,094	5	2	2
25.07.2013	0,00	0,000	0	0	0
12.08.2013	5,36	0,022	2	1	1
27.08.2013	0,00	0,000	0	0	0
11.09.2013	0,00	0,000	0	0	0
23.09.2013	0,00	0,000	3	0	0
24.10.2013	4,93	0,074	2	2	1
25.11.2013	0,00	0,000	1	0	0
19.12.2013	0,00	0,000	1	0	0
22.01.2014	7,50	0,113	3	0	0
26.02.2014	0,00	0,000	2	1	0
27.03.2014	9,21	0,023	3	0	0
26.04.2014	0,00	0,000	2	0	0
29.05.2014	9,64	0,217	7	2	2
25.06.2014	3,21	0,011	5	3	1
18.07.2014	0,06	0,000	0	0	0
28.08.2014	2,36	0,031	5	2	1
28.09.2014	6,21	0,055	7	3	2
28.10.2014	0,57	0,010	3	0	0

Ryc. 82. Zależności miesięcznych wielkości spływu powierzchniowego (SR) i splukiwania (SW) na powierzchniach testowych w zlewni Chwalimskiego Potoku od miesięcznej sumy opadów (P), energii kinetycznej opadu (E_{kin}) oraz wskaźnika erozyjności opadów (EI_{30})

Fig. 82. Relations between surface runoff (SR) and slope wash (SW) in the testing plot in the Chwalimski Brook catchments and monthly precipitation totals (P), rainfall kinetic energy (E_{kin}) and rainfall erosivity index (EI_{30})

dwa przypadki, w których już taka erozyjność opadu wystarczyła na zainicjowanie procesów erozyjnych. W kwietniu 2013 roku dwa opady o łącznej erozyjności $3,8 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$ spowodowały zmyw gleby o wielkości $0,0001 \text{ kg m}^{-2}$, a w lipcu 2014 jedyny opad spełniający wymogi opadu erozyjnego, o erozyjności równej $0,75 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$, wywołał zmyw o wielkości $0,0002 \text{ kg m}^{-2}$.

W trzyletnim okresie pomiarowym wyróżniały się 4 miesiące o największym spłukiwaniu. Trzykrotnie przekroczyło ono wartość $0,10 \text{ kg m}^{-2}$, co jak obliczono stanowi dolną granicę procesów ekstremalnych, a jednokrotnie było minimalnie poniżej tego progu. Wszystkie cztery przypadki miały miejsce w latach 2013 i 2014. Absolutne maksimum wystąpiło w maju 2013 roku. Spłukiwanie wynoszące $0,32 \text{ kg m}^{-2}$ stanowiło aż 55% całorocznego spłukiwania. Większość materiału została zdeponowana w wyniku dwóch opadów. Pierwszy, o wysokości 15,9 mm trwał blisko 6 godzin. Jego intensywność dochodziła do 6 mm h^{-1} , a całkowita erozyjność wyniosła $3,3 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$. Drugi, o warstwie 7,6 mm, miał miejsce w dniu poprzedzającym pomiar. Trwał zaledwie 24 minuty, a jego erozyjność wyniosła $21,26 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$. Pozostałe opady z tego okresu nie odznaczały się ani większą warstwą, ani erozyjnością (tab. 24, 25). W 2014 roku największe spłukiwanie zanotowano również w maju – $0,21 \text{ kg m}^{-2}$, co stanowiło 47% całorocznego spłukiwania. Podobnie jak w roku 2013, w tym miesiącu wyróżniły się dwa opady. Różnica w stosunku do opadów z maja 2013 roku polega na tym, że oba opady z 2014 roku miały bardzo zbliżone charakterystyki. Ich sumy wyniosły 15,1 mm i 17,0 mm, przy czasie trwania ok. 100 minut. Erozyjność obu opadów była niemal identyczna i równała się ok. $14 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$. Trzecie największe spłukiwanie w półroczu letnim wystąpiło w lipcu 2013 roku i wyniosło $0,094 \text{ kg m}^{-2}$. W głównej mierze wpłynął na nie opad o największej erozyjności w trzyletnim okresie pomiarowym. W ciągu 160 minut na powierzchnię spadło 14,2 mm deszczu o erozyjności równej $24,2 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$. W półroczu zimowym jednokrotnie wystąpiło miesięczne spłukiwanie o charakterze ekstremalnym. Doszło

do niego w styczniu 2014 roku. Pokrywało się ono z jednym z większych spływów powierzchniowych. Łączna erozyjność opadów z 5 dni, podczas których wystąpiły zdarzenia erozyjne, nie przekroczyła $3 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$.

Podobnie jak w przypadku spływu powierzchniowego, przeprowadzona analiza zależności miesięcznych wartości spłukiwania od warstwy opadu, jego energii kinetycznej oraz erozyjności nie wykazuje również związków, a współczynniki determinacji R^2 osiągają wartości: 0,11, 0,14 i 0,17 (ryc. 82). Przyjęte w badaniach miesięczne odstępki w pomiarach spłukiwania spowodowały, że współczynniki te są niższe od podanych dla innych regionów Polski (Demczuk 2009, Gil 2009, Święchowicz 2012) i Europy (Bochet i in. 2006).

Maksymalne miesięczne spłukiwanie z trzylecia 2012–2014 stanowiło tylko 12% największego miesięcznego spłukiwania zarejestrowanego w zlewni Chwalimskiego Potoku w latach 1994–2010 oraz ok. 25% drugiego i trzeciego pod względem wielkości miesięcznego spłukiwania w tym okresie. Spłukiwanie w lipcu 2002 roku osiągnęło absolutne maksimum od początku pomiarów w zlewni i wyniosło $2,6 \text{ kg m}^{-2}$. W tym miesiącu, w ciągu dwóch dni wystąpiły dwa opady o ekstremalnej erozyjności. Pierwszy, ponad 19-milimetrowy, trwający 39 minut miał erozyjność $189,8 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$, a drugi, 17-milimetrowy trwał 24 minuty miał erozyjność równą $153,2 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$. Te dwa opady spowodowały spłukiwanie ponad dwukrotnie większe niż suma spłukiwania w latach 2012–2014.

Pojedyncze zdarzenie opadowe lub ich seria może powodować procesy erozyjne znacznie przewyższające wielomiesięczne spłukiwanie (Maruszczak 1986, Starkel i in. 1997). Potwierdzają to wyniki eksperymentów terenowych, polegających na wywołaniu sztucznych opadów w zlewni Chwalimskiego Potoku. Spływ powierzchniowy podczas symulowanych opadów osiągnął podobne wartości jak roczne objętości spływu, mimo że eksperymenty trwały tylko jeden dzień, a wysokości opadów były wielokrotnie niższe niż sumy roczne (tab. 26). Z kolei spłukiwanie gleby podczas eksperymentów osiągało wartości większe

Tabela 26. Suma i erozyjność opadów oraz spływ powierzchniowy i spłukiwanie w latach hydrologicznych 2012–2014 oraz podczas eksperymentów terenowych w zlewni Chwalimskiego Potoku

Table 26. Precipitation totals, rainfall erosivity amounts, surface runoff amounts and slope wash amounts in 2012–2014 hydrological years and during field experiments in the Chwalimski Brook catchment

Rok/data Year/date		Suma opadów Precipitation total	Erozyjność opadów Rainfall erosivity	Spływ powierzchniowy Surface runoff	Spłukiwanie Slope wash
		[mm]	[MJ mm ha ⁻¹ h ⁻¹]	[mm]	[kg m ⁻²]
Rok hydrologiczny	2012	698,3	198,0	32,4	0,074
Hydrological year	2013	579,9	164,5	31,2	0,574
	2014	539,4	176,2	38,8	0,460
Eksperyment terenowy	10.07.2013	80,0	201,9	35,8	0,483
Field experiment	13.09.2013	64,0	188,8	31,8	0,823

niż w trakcie całego roku. Podczas drugiego eksperymentu spłukiwanie było 11-krotnie wyższe w porównaniu z całym rokiem 2012. Co prawda rok 2012 był rokiem z ekstremalnie niską wartością spłukiwania, jednak spłukiwanie z eksperymentu przewyższyło średnie roczne zmywy gleby zanotowane w zlewni Chwalimskiego Potoku w latach 1994–2010 wynoszące $0,75 \text{ kg m}^{-2}$.

Eksperymenty terenowe przeprowadzono w celu uszczegóławiającej oceny wpływu zdarzeń ekstremalnych na przekształcanie stoków. Podczas kolejnych deszczowań każdego eksperymentu, pojawiła się tendencja przechodzenia ze spłukiwania rozproszonego do skoncentrowanego. Brak wystąpienia bruzd erozyjnych wyjaśnić można deszczowaniem tylko 15-metrowego wycinka stoku, co poskutkowało zbyt małą ilością wody spływającej po stoku. Z kolei zdarzenia spłukiwania w warunkach naturalnych opadów w latach pomiarowych 2012–2014 miały tylko i wyłącznie charakter rozproszony. Można zatem uznać, że przeprowadzenie eksperymentów było

uzasadnione, ponieważ intensywność oraz charakter wywołanych zdarzeń spłukiwania, klasyfikują je do zdarzeń ekstremalnych.

Tempo degradacji stoków zachodzącej w wyniku naturalnych procesów spłukiwania w trzyletnim okresie pomiarowym oraz podczas eksperymentów potwierdza ekstremalny charakter spłukiwania wywołanego podczas eksperymentów terenowych. W roku 2012 średnie obniżenie stoku było najmniejsze i wynosiło 0,05 mm. W kolejnych dwóch latach degradacja była intensywniejsza i wyniosła odpowiednio 0,34 mm w 2013 roku oraz 0,30 mm w 2014 roku. Jednak spłukiwanie wywołane w wyniku nawadniania powierzchni symulowanym opadem spowodowało jednorazowe obniżenie stoku o 0,33 mm podczas pierwszego eksperymentu oraz 0,58 mm podczas drugiego eksperymentu. Powyższe porównanie pozwala stwierdzić, że pojedyncze zdarzenia ekstremalne mogą zdecydowanie efektywniej wpływać na degradację stoków, aniżeli całoroczne procesy spłukiwania.

7. Potencjalna i aktualna erozja wodna gleb na Pojezierzu Drawskim

7.1. Uwarunkowania potencjalnej i aktualnej erozji wodnej gleb

Jednym z podstawowych zagadnień badań nad erozją wodną gleb jest prognozowanie przestrzennego rozmieszczenia i natężenia procesów erozyjnych (Józwiak 1994). W celu rozwiązania tego zadania przygotowywane są mapy zagrożenia erozją wodną gleb. Mogą one mieć charakter jakościowy, przedstawiając klasy zagrożenia erozją wodną gleb (Józefaciuk i in. 1985, Józefaciuk, Józefaciuk 1992, 1994, Mularz 1995, Le Bissonnais i in. 2002, Šúri i in. 2002, Vrieling i in. 2002, Drzewiecki i in. 2014, Szpikowski i in. 2018) lub charakter ilościowy, prognozując dokładne wartości zmywu gleby z danego obszaru (Vold i in. 1985, Erhard i in. 2003, Kirkby i in. 2004, Lu i in. 2004, Mularz, Drzewiecki 2007, Milewski 2008, Bosco i in. 2009, Martín-Fernández, Martínez-Núñez 2011, Wężyk i in. 2012, Farhan i in. 2013, Perović i in. 2013, Prasuhn i in. 2013). Ostateczne mapy wynikowe o charakterze ilościowym nierzadko są również transformowane do map jakościowych, z klasami zagrożenia erozją wodną gleb w różnych skalach (Vold i in. 1985, Lu i in. 2004, Wężyk i in. 2012).

Mapy o charakterze ilościowym przygotowywane są w oparciu o powszechnie stosowane modele erozyjne. Wykorzystują one w różny sposób czynniki wpływające na wielkość erozji wodnej gleb. Spośród wielu dostępnych modeli, m.in. USLE–*Universal Soil Loss Equation* (Wischmeier, Smith 1978), RUSLE–*Revised Universal Soil Loss Equation* (Renard i in. 1997), PESERA–*Pan-European Soil Erosion Risk Assessment* (Kirkby i in. 2004), EUROSEM–*European Soil Erosion Model* (Morgan i in. 1998), WEPP–*Water Erosion Prediction Model* (Laflen i in. 1991), G2 (Panagos i in. 2014), najczęściej używany jest model USLE oraz jego zmodyfikowana wersja RUSLE. Obie wersje wykorzystują empiryczne równanie matematyczne (Wischmeier, Smith 1978, Renard i in. 1997):

$$E = R \times K \times L \times S \times C \times P \quad (11)$$

gdzie:

- E – masa erodowanej gleby z danej jednostki powierzchni w określonym czasie [$t \text{ ha}^{-1}$],
- R – współczynnik erozyjności deszczy i spływów

[$\text{MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$],

- K – współczynnik podatności gleby na erozję [$t \text{ h MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$],
- L – bezwymiarowy współczynnik długości zbocza,
- S – bezwymiarowy współczynnik spadku zbocza,
- C – bezwymiarowy współczynnik rodzaju upraw i sposobu użytkowania terenu,
- P – bezwymiarowy współczynnik zabiegów przeciwdziałających erozji.

Wykorzystywanie modeli empirycznych do określania zagrożenia erozją wodną gleb ma swoje minusy. Wymagają one dużej liczby szczegółowych danych, które często nie są dostępne dla większych obszarów. Ponadto modele te są przygotowane dla określonych regionów, co uniemożliwia ich aplikację do innych obszarów charakteryzujących się odmiennym przebiegiem procesów i zróżnicowaniem czynników wpływających na erozję wodną gleb (Favis-Mortlock i in. 1996, Vrieling i in. 2002). W związku z powyższym, szersze zastosowanie w ocenie zagrożenia erozją wodną gleb może mieć zastosowanie waloryzacji poszczególnych czynników wpływających na erozję i przygotowanie mapy o charakterze jakościowym. Do wypracowania takich map często wykorzystuje się te czynniki wpływające na erozję, które zawarte są w modelach empirycznych.

Mapy zagrożenia erozją wodną gleb mogą przedstawiać erozję potencjalną oraz erozję aktualną. Potencjalna erozja wodna gleb zależy tylko od czynników przyrodniczych, takich jak klimat, rzeźba terenu, rodzaj gleby (Koreleski 1992, Józefaciuk, Józefaciuk 1999, Šúri i in. 2002, Vrieling i in. 2002, Erhard i in. 2003). Wskaźnik potencjalnej erozji wodnej gleb można uznać za wskaźnik statyczny, w przeciwieństwie do dynamicznego wskaźnika aktualnej erozji wodnej gleb (Wawer, Nowocień 2006). Aktualna erozja wodna gleb, oprócz czynników przyrodniczych, zależy również od czynników gospodarczych, takich jak użytkowanie ziemi, zabiegi agrotechniczne (Koreleski 1992, Józefaciuk, Józefaciuk 1999, Šúri i in. 2002, Vrieling i in. 2002, Erhard i in. 2003).

W badaniach przestrzennego zróżnicowania potencjalnej erozji wodnej gleb, najpowszechniejszą metodą jest klasyfikacja głównych czynników wpływających na potencjalną erozję wodną gleb, czyli podatności erozyjnej gleby, spadków terenu oraz opadów atmosferycznych (Józefaciuk, Józefaciuk

1992, Tricart, Kiewiet de Jonge 1992, Šúri i in. 2002, Drzewiecki i in. 2014). W przypadku aktualnej erozji wodnej gleb, klasyfikuje się również rodzaj pokrycia terenu i użytkowania ziemi oraz zabiegi agrotechniczne (Le Bissonnais i in. 2002, Wawer, Nowocień 2006, 2007). Milevski (2008) zaproponował, aby w opracowaniu mapy zagrożenia erozją wodną gleb w większym stopniu wykorzystać rzeźbę terenu. Za-

sugerował użycie szeregu wskaźników: nachylenie stoku, wskaźnik topograficzny (zdolności transportowania osadów) LS, krzywiznę planarną i wertykalną, indeks siły spływu SPI (*Stream Power Index*) oraz topograficzny indeks wilgotności TWI (*topographic wetness index*).

Dla Pojezierza Drawskiego dotychczas nie opracowano mapy zagrożenia erozją wodną gleb. Podatność

Ryc. 83. Schemat przygotowania map zagrożenia potencjalną i aktualną erozją wodną gleb
Fig. 83. Scheme of preparation potential and actual soil erosion risk maps

Ryc. 84. Krzywizna planarna na Pojezierzu Drawskim (na podstawie cyfrowego modelu wysokościowego)
A – jeziora

Fig. 84. Horizontal curvature in the Drawskie Lakeland (based on digital elevation model)
A – lakes

erozyjna była przedstawiana w opracowaniach obejmujących całą Polskę (Reniger 1950, Józefaciuk, Józefaciuk 1992, 1994, Wawer, Nowocień 2006, 2007, Wawer i in. 2008). Większą szczegółowością odznaczały się opracowania regionalne, jednak w szerszej skali, aniżeli mezoregion. Wydzielenie obszaru było oparte o podział administracyjny. Przedmiotem zainteresowania były procesy erozyjne w województwie zachodniopomorskim, zarówno w postaci erozji wodnej powierzchniowej (Józefaciuk i in. 2001a), jak i wąwozowej (Józefaciuk i in. 2001b). Oprócz wydzielenń administracyjnych, Pojezierze Drawskie znalazło się w obrębie opracowania dotyczącego erozji wodnej w zlewniach rzek Przymorza Bałtyku (Józefaciuk i in. 1999).

W niniejszej pracy do opracowania map potencjalnej i aktualnej erozji wodnej gleb na Pojezierzu Drawskim poddano reklasyfikacji mapy: rzeźby terenu (nachyleń stoków, ekspozycji stoków, czynnika zdolności transportowania osadu LS), podatności podłoża na erozję, erozyjności opadów atmosferycznych oraz pokrycia terenu i użytkowania ziemi (ryc. 83). Powyższe elementy uznano za najistotniejsze dla procesów erozji wodnej gleb na obszarze młodogłacjalnym. Istotnym jest, aby w formułowaniu prawidłowości dotyczących erozji wodnej gleb, w tym obszarów nią zagrożonych, zwracać uwagę na indywidualne właściwości obszarów związane z ich położeniem w określonej strefie krajobrazowej (Kostrzewski 1998). Na Pojezierzu Drawskim, jako typowym obszarze młodogłacjalnym, zaproponowano wydzielenie 4 klas zagrożenia erozją wodną gleb. W związku z powyższym, w każdym z czynników wydzielono cztery kategorie podatności na erozję, gdzie 1 oznaczało najmniejszą podatność, a 4 największą podatność. Bardzo małe zróżnicowanie krzywizny planarnej (ryc. 84), niewnoszącej zmian do mapy wynikowej, poskutkowało rezygnacją z klasyfikacji tego czynnika.

7.2. Mapy analityczne

7.2.1. Spadki terenu

Nachylenie stoku w sposób bezpośredni wpływa na procesy erozji wodnej gleb. Stoki o większych spadkach charakteryzują się mniejszą retencją powierzchniową, przez co skraca się czas pozostawania wody na stoku. Z kolei na stokach o mniejszym nachyleniu istnieją większe możliwości wsiąkania wody, przez co spływ powierzchniowy osiąga mniejsze rozmiary (Klimaszewski 1981, Słupik 1981, Rejman 2006). Jednak spływ powierzchniowy bardziej zależny jest od zdolności infiltracyjnych gruntu, aniżeli od nachylenia. W związku z tym wpływ nachylenia polega bardziej na wroście energii wody, a w rezultacie na powiększaniu prędkości spływu i efektów erozyjnych, a nie objętości spływu wody (Gil 1976, Słupik 1981).

W obszarach młodogłacjalnych spadki terenu są mniejsze aniżeli na obszarze gór i wyżyn. Zdecydowanie większą powierzchnię zajmują tereny płaskie, czyli o spadkach mniejszych niż 2° (Józefaciuk i in. 1985). Nie oznacza to jednak, że procesy erozji wodnej gleb na nich nie zachodzą. Mimo, że małe nachylenie stoku może być czynnikiem limitującym erozję (Koreleski 2008), to spłukiwanie może zachodzić już na stokach o bardzo małych spadkach (Święchowicz 1998). Uggle i in. (1968) za stoki zagrożone erozją uznali powierzchnie o nachyleniu powyżej 5°. Jednak późniejsze badania Sinkiewicza (1991, 1998) wskazują, że procesy erozyjne mogą zachodzić już na stokach o spadku ponad 2° (Rachlewicz i in. 2008), a badania na terenie Wielkopolski wykazały, że procesy spływu powierzchniowego zachodzą nawet na stokach o nachyleniu od 1° (Szafrąński 1992, Marcinek 1994).

W literaturze polskiej i światowej przedstawiono szereg podziałów spadków stoku na klasy (Józefaciuk i in. 1985, Józefaciuk, Józefaciuk 1992, Szafrąński i in. 1998, Le Bissonnais i in. 2002, Vrieling i in. 2002). Dla obszarów wysokoenergetycznych, najwyższe klasy podatności na erozję wodną gleb przydzielano spadkom powyżej 20°, 30°, a nawet i 40°. Tak duże spadki terenu na obszarach młodogłacjalnych występują stosunkowo rzadko. Dlatego istnieje potrzeba określenia najwyższej klasy spadkom zdecydowanie mniejszym. Szafrąński i in. (1998) maksymalną klasę zagrożenia erozją dla małej zlewni na Pojezierzu Gnieźnieńskim przydzielili spadkom powyżej 6°. Powierzchnie o takim nachyleniu stanowiły jednak zaledwie 2% całkowitej powierzchni zlewni. Na Pojezierzu Drawskim spadki terenu osiągają wartości do 30° (ryc. 6), dlatego najwyższą, czwartą klasę podatności gleb na erozję przydzielono stokom o nachyleniu przekraczającym 10°. Jako najmniej podatne na erozję wodną gleb uznano stoki o nachyleniu mniejszym niż 3°. Druga klasa obejmuje stoki od 3° do 6°, a trzecia od 6° do 10° (tab. 27). W przypadku tak sklasyfikowanych spadków stoku, największą część stanowią spadki z drugiej klasy: 36,36%, a najmniejszą stoki najbardziej podatne na erozję, z klasy czwartej: 14,95% (tab. 33). Obszary o nachyleniach zaliczonych do najwyższej klasy zagrożenia erozyjnego pokrywają się z przebiegiem strefy marginalnej lobu Parsęty. Ponadto do czwartej klasy zaliczono

Tabela 27. Klasy podatności na erozję wodną gleb według spadków terenu (Józefaciuk i in. 1985, Józefaciuk, Józefaciuk 1992, zmienione)

Table 27. Classes of susceptibility to soil erosion by slopes (Józefaciuk et al. 1985, Józefaciuk, Józefaciuk 1992, changed)

Spadki Slope inclination	<3°	<3–6°)	<6–10°)	≥10°
Klasa Class	1	2	3	4

Ryc. 85. Klasy podatności na erozję wodną gleb Pojezierza Drawskiego na podstawie spadków terenu
1–4 – klasy podatności na erozję wodną gleb, 5 – jeziora

Fig. 85. Classes of susceptibility to soil erosion by slopes in the Drawskie Lakeland
1–4 – classes of susceptibility to soil erosion, 5 – lakes

stoki dolin rzecznych, m.in.: Chotli, Chocieli, Parsęty, Dębnicy i górnej Drawy. Zwarte tereny o najmniejszej podatności na erozję znajdują się na północ od Grzmiącej, w okolicach Barwic oraz na wschód od Łobza i obejmują z reguły powierzchnie dennomorenowe, płaskie wysoczyzny morenowe lub lokalne sandry (ryc. 85).

7.2.2. Ekspozycja stoków

Wpływ ekspozycji stoków na przebieg i wielkość procesów erozji wodnej gleb jest mocno zróżnicowany, w zależności od położenia danego obszaru. W jednych rejonach stoki o wystawie północnej mogą być najbardziej podatne na erozję, w innych stoki południowe lub zachodnie. W związku z powyższym istotne jest indywidualne studium wpływu ekspozycji stoków na procesy denudacyjne w odrębnych strefach morfogenetycznych.

Ekspozycja stoków odzwierciedla mikroklimat, różnicując przebieg roztopów i stan wilgotności gleby (Figuła 1958, Słupik 1981). Według Reniger (1950) i Jahna (1956) najsilniejszy rozwój procesów denudacji zachodzi na stokach zimnych, północno-wschodnich. W procesach erozji wodnej gleb, wielkość zmytej gleby ściśle zależy od ekspozycji stoków (Koćmit 1998). Kilkudniowe tajanie śniegu może wywoływać wielogodzinny spływ powierzchniowy, stanowiący znaczną część całorocznego spływu (Starkel 1986, Twardy 2008).

Klimaszewski (1981) prezentował odmienny osąd niż Reniger (1950) i Jahn (1956), uważając, że tajanie śniegu zachodzi częściej i szybciej na stokach południowych. W związku z tym na tych stokach intensywniej zachodzą procesy spływu powierzchniowego i spłukiwania, a co za tym idzie, te stoki są szybciej niszczone. Na wielkość erozji roztopowej istotnie wpływa położenie obszaru w konkretnym typie klimatu. Przy przewadze napływu mas powietrza morskiego, śnieg taje kilkakrotnie i wówczas nasilenie procesów erozyjnych jest niewielkie. Natomiast przy przewadze napływu mas powietrza kontynentalnego gleba zamarza na znaczną głębokość i staje się mniej przepuszczalna, a jednorazowe roztopy są gwałtowne i powodują duże nasilenie erozji (Józefaciuk, Józefaciuk 1996).

Wpływ ekspozycji stoków na wielkość erozji roztopowej uwarunkowany jest również od przebiegu roztopów. Wyróżnia się tajanie solarne, które polega na parowaniu części śniegu i wody podczas słonecznej pogody lub ich wsiąkaniu w szybko rozmarzającą glebę. Ten rodzaj roztopów występuje najczęściej na stokach o wystawie południowej, południowo-zachodniej i południowo-wschodniej. Spływ wody zatrzymywany jest w nocy w wyniku przymrozków, co powoduje, że nasilenie tej erozji jest niewielkie. Intensywność zwiększa się dopiero w końcowej fazie, kiedy to woda z topniejącego śniegu spływa po rozmarzniętej i nasyconej wodą glebie (Józefaciuk, Józefaciuk 1996). Drugim rodzajem roztopów jest tajanie adwek-

Ryc. 86. Klasy podatności na erozję wodną gleb Pojezierza Drawskiego na podstawie ekspozycji stoków
1–4 – klasy podatności na erozję wodną gleb, 5 – jeziora

Fig. 86. Classes of susceptibility to soil erosion by aspect in the Drawskie Lakeland
1–4 – classes of susceptibility to soil erosion, 5 – lakes

cyjne. W tym przypadku ekspozycja stoków nie wpływa na wielkość, przebieg i natężenie erozji. Spowodowane jest ono wzrostem temperatury powyżej 0°C, ale również opadami deszczu. W związku z ograniczoną zdolnością infiltracyjną gleby, spływająca woda może powodować intensywną erozję (Józefaciuk, Józefaciuk 1996). Jednak na Pomorzu Zachodnim roztopy typu adwekcyjnego nie przebiegają gwałtownie (Szpikowski i in. 2008). Ekspozycja stoków może jedynie warunkować wielkość opadów przypadającą na poszczególne stoki. Według Radomskiego (1964) w Polsce stoki zachodnie otrzymują więcej opadów przynoszonych przez wiatry zachodnie. Jednak z pomiarów w Storkowie, które można uznać za reprezentatywne dla Pojezierza Drawskiego, wynika, że dominującymi kierunkami wiatru są: południowo-południowo-zachodni (SSW) oraz wschodnio-południowo-wschodni (ESE) (Szpikowski 2010b).

Odnosząc się do obszaru badań, na Pojezierzu Drawskim erozja roztopowa może polegać na mało efektywnym, kilkakrotnym topnieniu pokrywy śnieżnej lub jednorazowych, dużych spływach powierzchniowych podczas końcowej fazy roztopów

w okresie wiosennym (Szpikowski i in. 2008). Na potrzeby przygotowania mapy zagrożenia erozją Pojezierza Drawskiego, najwyższe klasy przypisano stokom o ekspozycji południowej, południowo-południowo-zachodniej oraz południowo-południowo-wschodniej. Stoki o wystawie zachodniej i wschodniej otrzymały te same klasy. Jako najmniej podatne na erozję wodną gleb uznano stoki o wystawie północnej, północno-północno-zachodniej i północno-północno-wschodniej (tab. 28). W tak sklasyfikowanych wystawach stoków udział wszystkich 4 klas jest zbliżony (ryc. 86). Najwięcej jest stoków o drugiej klasie podatności (25,65%), a najmniej o pierwszej klasie (24,41%) (tab. 33)

7.2.3. Współczynnik topograficzny LS

Oprócz nachylenia stoku istotną rolę w kształtowaniu spływu powierzchniowego odgrywa jego długość (Gerlach 1966). W empirycznym modelu USLE/RUSLE zawarty jest współczynnik topograficzny LS uwzględniający zarówno nachylenie, jak i długość stoku.

Tabela 28. Klasy podatności na erozję wodną gleb według ekspozycji stoków

Table 28. Classes of susceptibility to soil erosion by aspect

Azymut Azimuth	<0–45°)	<45–90°)	<90–135°)	<135–225°)	<225–270°)	<270–315°)	<315–360°)
Klasa Class	1	2	3	4	3	2	1

Wielkość spływu powierzchniowego i spłukiwania wzrasta wraz ze wzrostem długości stoków (Wischmeier, Smith 1978, Gil 1976, 1998, Świąchowicz 1998). Wzrost ten nie jest jednak wprost proporcjo-

nalny do długości stoku, ale ma tendencję malejącą. Zwiększanie jednostkowego spłukiwania gleby wraz z długością stoku wiąże się ze zwiększonym znaczeniem spływu powierzchniowego w procesie odrywa-

Ryc. 87. Wskaźnik topograficzny LS na Pojezierzu Drawskim (na podstawie cyfrowego modelu wysokościowego)

Fig. 87. LS topographic factor in the Drawskie Lakeland (based on digital elevation model)

Ryc. 88. Klasy podatności na erozję wodną gleb Pojezierza Drawskiego na podstawie wskaźnika topograficznego LS

1-4 – klasy podatności na erozję wodną gleb, 5 – jeziora

Fig. 88. Classes of susceptibility to soil erosion by LS topographic factor in the Drawskie Lakeland

1-4 – classes of susceptibility to soil erosion, 5 – lakes

Tabela 29. Klasy podatności na erozję wodną gleb według wskaźnika LS (–) według naturalnych przerw Jenksa (1967)

Table 29. Classes of susceptibility to soil erosion by LS factor (–) according to Jenks (1967) natural breaks

Wskaźnik LS LS factor	<2,021	<2,021– 4,547)	<4,547– 8,635)	≥8,635
Klasa Class	1	2	3	4

nia i przenoszenia gleby (Römkens 1985, Rejman, Usowicz 1999). Pomiary w Beskidzie Niskim wykazały, że spływ powierzchniowy wyrażony w litrach i spłukiwanie wyrażone w kilogramach wzrastały wraz ze wzrostem długości stoku, natomiast w przypadku wskaźnika spływu powierzchniowego i spłukiwania występowała odwrotna zależność (Bochenek, Gil 2010). Również badania na Płaskowyżu Nałęczowskim wykazały, że procesy erozyjne w przeliczeniu na jednostkę powierzchni malały wraz z długością poletek doświadczalnych (Rejman, Usowicz 1999).

Współczynnik długości i nachylenia stoku można zastąpić wskaźnikiem zdolności transportowania osadu. W tym wskaźniku długość stoku z czynnika LS zostaje zastąpiona ilorazem powierzchni obszaru zasilania i długości danego fragmentu zbocza, czyli jednostkową powierzchnią zasilania (Mularz, Drzewiecki 2007, Pijanowski i in. 2013). W takim układzie lepiej oddany jest wpływ rzeźby terenu na formowanie się procesów spływu powierzchniowego i spłukiwania (Moore i in. 1991, Desmet, Govers 1996).

W przygotowaniu mapy zagrożenia erozją wodną gleb Pojezierza Drawskiego, wykorzystano wskaźnik zdolności transportowania osadu (LS). Wartości wskaźnika LS na badanym obszarze mieściły się w zakresie od 0,006 do 19,320 (ryc. 87). Brak jest w literaturze jednoznacznych przedziałów klasowych dla tego wskaźnika, dlatego w celu rekasyfikacji wartości LS wykorzystano metodę naturalnych przerw Jenksa (1967).

W tak przeprowadzonej rekasyfikacji jako najmniej podatne na erozję uznano obszary o wartościach współczynnika LS poniżej 2,021. Druga klasa obejmowała wartości w przedziale od 2,021 do 4,547, trzecia od 4,547 do 8,635. Najbardziej podatne są obszary o wskaźniku zdolności transportowania osadów większym niż 8,635 (ryc. 88, tab. 29).

Zdecydowanie największą powierzchnię zajmują obszary z przydzieloną pierwszą klasą podatności na erozję (ponad 46%). Z kolei najmniejszą zajmuje czwarta klasa (niecałe 3%) (tab. 33). Pokrywa się ona ze stokami dolin rzecznych: górnej Drawy, Dębnicy, Chotli, Chocieli i Parsęty. Ponadto wysokie wartości wskaźnika LS obliczono dla północnej części Pojezierza Drawskiego oraz w okolicach Złocieńca i Jeziora Siecino (ryc. 87).

7.2.4. Pokrycie terenu i użytkowanie ziemi

Użytkowanie ziemi bezpośrednio wpływa na występowanie procesów erozji wodnej gleb oraz ich natężenie. Spływ powierzchniowy i spłukiwanie najczęściej zachodzą na gruntach ornych, w szczególności na stokach z czarnym ugiem lub z uprawą roślin okopowych (Gil 1976, Szpikowski 1998a, b, 2001a, 2003a, Bochenek, Gil 2007, Smolska 2008, Święchowicz 2008, 2010a).

Rekasyfikację form pokrycia terenu i użytkowania ziemi przeprowadzono w oparciu o bazę CORINE Land Cover (EEA 2006). Każdej z 17 form użytkowania ziemi występujących na Pojezierzu Drawskim (ryc. 13, tab. 7) przydzielono klasy podatności na erozję wodną gleb według 3. stopnia podziału hierarchicznego CLC (tab. 30). Liczne obszary zurbanizowane i silnie przekształcone przez człowieka są niemal pozbawione procesów erozyjnych, dlatego przydzielono im najniższą klasę podatności na erozję (Mularz 1995, Le Bissonnais i in. 2002, Cebecauer i in. 2004). Do takich form zalicza się m.in.: zabudowę miejską, strefy przemysłowo-handlowe, lotniska, tereny sportowe. Spływ powierzchniowy i spłukiwanie nie powinny również zachodzić na bagnach i torfowiskach. Powierzchnia obszarów o najniższej klasie podatności na erozję wynosi niecałe 5% powierzchni obszaru badań (tab. 33).

Tabela 30. Klasy podatności na erozję wodną gleb według użytkowania ziemi i pokrycia terenu (Wawer, Nowocień 2006, 2007, Wawer i in. 2008, zmienione)

Table 30. Classes of susceptibility to soil erosion by land use and land cover (Wawer, Nowocień 2006, 2007, Wawer et al. 2008, changed)

Kod CLC CLC code	Rodzaj użytkowania Type of land use	Klasa Class
112	Zabudowa luźna	1
121	Strefy przemysłowe lub handlowe	1
124	Lotniska	1
131	Miejsca eksploatacji odkrywkowej	4
141	Miejskie tereny zielone	2
142	Tereny sportowe i wypoczynkowe	1
211	Grunty orne poza zasięgiem urządzeń nawadniających	4
231	Łąki	2
242	Złożone systemy upraw i działek	3
243	Tereny głównie zajęte przez rolnictwo z dużym udziałem roślinności naturalnej	3
311	Lasy liściaste	2
312	Lasy iglaste	2
313	Lasy mieszane	2
321	Murawy i pastwiska naturalne	2
324	Lasy w stanie zmian	3
411	Bagna śródlądowe	1
412	Torfowiska	1

Do drugiej klasy podatności erozyjnej zaliczono lasy oraz łąki, murawy i pastwiska naturalne. Wawer i Nowocień (2006, 2007), we współczynnikach redukcji wskaźnika erozji wodnej potencjalnej względem klas CORINE 2000, zaliczyli lasy do najmniej podatnych na erozję obok obszarów zurbanizowanych. Nie jest to do końca słuszne rozwiązanie, ponieważ w wielu badaniach wykazano, że procesy spłukiwania zachodziły na stokach leśnych (Gerlach 1966, Gil 1976, Klimczak 1993, Pałys, Mazur 1994, Stępniewski 2008). Roślinność leśna umacnia wierzchnią warstwę gleby systemem korzennym, co istotnie wpływa na dynamikę i natężenie procesów erozyjnych (Uggla i in. 1998), dlatego też notowane wielkości zmywu gleby są zdecydowanie niższe, aniżeli w przypadku gruntów ornych. Również spływ powierzchniowy w obszarach leśnych jest mniejszy. Spowodowane to jest zatrzymywaniem części opadu w procesie intercepcji (Kruszyk 2007, Kozłowski 2013), co znacznie opóźnia zainicjowanie spływu powierzchniowego (Słupik 1981). Badania Gerlacha (1966), Klimczaka (1993) i Stępniewskiego (2008) wykazały, że wielkości erozji wodnej na łące i w lesie są zbliżone. Duża lesistość Pojezierza Drawskiego, wynosząca ok. 40%, sprawia, że drugą klasę podatności na erozję gleb przydzielono aż 45,5% obszaru (tab. 33).

Pomiary erozji wodnej gleb na stokach o różnym użytkowaniu rolniczym często prowadzone są też na

stoku zadarnionym. Wyniki tych pomiarów wskazują, że na powierzchni z darnią spływ powierzchniowy i spłukiwanie gleby osiąga mniejsze wartości aniżeli na pozostałych użytkach (Gil 1994, Szpikowski 1998a, b, 2001a, 2003a, Bochenek, Gil 2010, Świąchowicz 2010a).

Do najbardziej podatnych na erozję gleb form użytkowania terenu zaliczono grunty orne, miejsca eksploatacji odkrywkowej i lasy w stanie zmian. Grunty orne są najpowszechniejszą formą użytkowania terenu, na której zachodzą procesy spływu powierzchniowego i spłukiwania. W większości map zagrożenia erozją wodną gleb klasyfikowane są one jako najbardziej podatne (Mularz 1995, Le Bissonnais i in. 2002, Šúri i in. 2002, Vrieling i in. 2002, Cebecauer i in. 2004, Wawer, Nowocień 2006, 2007, Wawer i in. 2008). Miejsca eksploatacji odkrywkowej są specyficzną formą przekształconą przez człowieka. W wyniku odsłonięcia podłoża skalnego, pozbawienia osłony szaty roślinnej oraz wytworzenia stoków na antropogenicznego pochodzenia formach wklęsłych i wypukłych, obszary o potencjalnie mniejszej podatności na erozję stają się nią bardziej zagrożone. Miejsca eksploatacji odkrywkowej za najbardziej podatne na erozję uznali również Wawer i Nowocień (2006, 2007). Obszary najbardziej podatne na erozję, zaliczone do 4. klasy podatności, obejmują blisko 40% całkowitej powierzchni Pojezierza Drawskiego (tab. 33).

Ryc. 89. Klasy podatności na erozję wodną gleb Pojezierza Drawskiego na podstawie pokrycia terenu i użytkowania ziemi (klasy według Wawer, Nowocień 2006, 2007, Wawer i in. 2008, zmienione)

1–4 – klasy podatności na erozję wodną gleb, 5 – jeziora

Fig. 89. Classes of susceptibility to soil erosion by land use and land cover in the Drawskie Lakeland (classes according to Wawer, Nowocień 2006, 2007, Wawer et al. 2008, changed)

1–4 – classes of susceptibility to soil erosion, 5 – lakes

Obszary najbardziej podatne na erozję wodną gleb zajmują zwarte obszary w okolicy Bobolic, Barwic, Szczecinka i Drawskiego Pomorskiego. Uwarunkowane to jest licznymi obszarami uprawnymi w tych regionach. Uwagę zwracają zwarte kompleksy leśne (obszary mało podatne na procesy erozyjne) w okolicach Złocieńca, na terenie Drawskiego Parku Krajobrazowego oraz wokół Tychowa (ryc. 89).

7.2.5. Litologia

Litologia podłoża istotnie wpływa na możliwości wystąpienia procesów erozji wodnej gleb. Do najważniejszych cech gruntu, decydujących o podatności gleby na spłukiwanie, zalicza się skład granulometryczny gleby oraz zawartość części organicznych i mineralnych (Józefaciuk, Józefaciuk 1996). Podział na klasy podatności podłoża litologicznego wykonano w oparciu o wydzielenia geologiczne 4 arkuszy

Tabela 31. Klasy podatności na erozję wodną gleb według utworów litologicznych (Józefaciuk i in. 1985, 2001a, Le Bissonnais i in. 2002, zmienione)

Table 31. Classes of susceptibility to soil erosion by lithology (Józefaciuk et al. 1985, 2001a, Le Bissonnais et al. 2002, changed)

Utwory litologiczne Lithology	Klasa Class
Gliny i piaski gliniaste	2
Gliny zwałowe	2
Gliny zwałowe i piaski ilaste	2
Gliny zwałowe i piaski pyłowate	2
Gliny zwałowe z piaskami i żwirami	2
Gytie	1
Iły i mułki	2
Kreda jeziorna	1
Mułki piaszczyste i piaski	2
Namuły	1
Osady deluwialne	4
Osady rzeczne w ogólności	4
Piaski eoliczne	4
Piaski humusowe	4
Piaski i gliny	3
Piaski i mułki	3
Piaski i piaski ze żwirami	4
Piaski i żwiry	3
Piaski jeziorne	4
Piaski pyłowate	4
Piaski terasów rzecznych	4
Piaski zastoiskowe	4
Piaski, żwiry i głazy	3
Piaski, mułki i iły	3
Piaski, żwiry i gliny zwałowe	3
Piaski, żwiry i mułki	3
Torfy	1

Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000. Na 18 arkuszach SMGP łącznie wyróżniono 302 wydzielenia, które zostały zgeneralizowane do 28 wydzieleni (ryc. 9, tab. 5), a następnie poddane reklasyfikacji (tab. 31).

Do najmniej podatnych zaliczono gytie, kredę jeziorną, namuły i torfy. Głównym uzasadnieniem takiej klasyfikacji jest położenie tego typu osadów na z reguły płaskich powierzchniach. Większość zestawień podatności gleb na spłukiwanie dotyczy gruntów ornych, dlatego powyższe utwory nie są w ogóle uwzględniane. Józefaciukowie (1975, 1996) zaliczyli torfy niskie, przejściowe i wysokie do gleb ciężkich, bardzo słabo podatnych na spłukiwanie powierzchniowe. Na Pojezierzu Drawskim obszary objęte pierwszą klasą podatności podłoża na erozję zajmują 11,6% całkowitej powierzchni (tab. 33).

Józefaciukowie (1975, 1996) do gleb najmniej podatnych na erozję zaliczyli również gleby ilaste. Jednak wielu autorów wskazuje, że gleby ilaste mają zbliżoną podatność na erozję z piaskami gliniastymi (Strzemski 1966, Šúri i in. 2002, Drzewiecki i in. 2014). W celu odróżnienia utworów ilastych od torfów przypisano im drugą klasę podatności na erozję. Oprócz ilów niską podatnością na erozję charakteryzują się również utwory gliniaste i mułki (Józefaciuk, Józefaciuk 1975, 1996, Mularz 1995, Renard i in. 1997, Kirkby i in. 2004, Drzewiecki i in. 2014). Dlatego przydzielono im również drugą klasę podatności na erozję. Łącznie gliny, iły i mułki zajmują prawie 35% powierzchni Pojezierza Drawskiego (tab. 33).

Do najbardziej podatnych na erozję wodną gleb należą utwory aluwialne (Ziemnicki 1968, Mularz 1995, Józefaciuk, Józefaciuk 1996) oraz piaski luźne i gleby piaszczyste (Józefaciuk, Józefaciuk 1975, Le Bissonnais i in. 2002, Drzewiecki i in. 2014). Oprócz utworów przydzielonych do pierwszej i drugiej klasy podatności, na Pojezierzu Drawskim występują też piaski oraz osady deluwialne i aluwialne. Jako mniej podatne na erozję wodną gleb uznano piaski z domieszką gliny, ilów, mułków, żwirów oraz głazów i przydzielono im trzecią klasę podatności na erozję (ponad 36% powierzchni Pojezierza Drawskiego) (tab. 33). Najwyższą, czwartą klasę przydzielono osadom deluwialnym i aluwialnym oraz piaskom eolicznym, humusowym, jeziornym, pyłowatym, terasów rzecznych i zastoiskowym (ok. 17,6% powierzchni) (tab. 33).

Najbardziej podatne na erozję utwory litologiczne, związane z występowaniem piasków z niewielką domieszką żwirów, znajdują się w północnej części Pojezierza Drawskiego oraz na północny zachód od Złocieńca. Silnie zaakcentowane są również piaski terasów rzecznych w dolinie Parsęty oraz Chocieli. Z obszarów o najmniejszej podatności wyróżniają się zwarte tereny torfowiskowe, szczególnie w okolicach

Ryc. 90. Klasy podatności na erozję wodną gleb Pojezierza Drawskiego na podstawie litologii (klasy według Józefaciuk i in. 1985, 2001a, Le Bissonnais i in. 2002, zmienione)
1–4 – klasy podatności na erozję wodną gleb, 5 – jeziora

Fig. 90. Classes of susceptibility to soil erosion by lithology in the Drawskie Lakeland (classes according to Józefaciuk et al. 1985, 2001a, Le Bissonnais et al. 2002, changed)
1–4 – classes of susceptibility to soil erosion, 5 – lakes

Szczecinka. Zaliczyć do nich można torfowiska wysokie: Chwalimskie Bagno na wschód od Barwic, Bagno Ciemino na zachód od Jeziora Ciemino oraz Kusowskie Bagno na północ od Jeziora Wielatowo (ryc. 90).

7.2.6. Erozyjność opadów atmosferycznych

Procesy erozji wodnej gleb nie mogłyby zaistnieć, gdyby nie opady deszczu. Opad jest uwzględniany w większości modeli erozji wodnej gleb (Wischmeier, Smith 1978, Laflen i in. 1991, Renard i in. 1997, Morgan i in. 1998) i stanowi kluczowy czynnik wpływający na jej wielkość i natężenie (Le Bissonnais i in. 2002, Gobin i in. 2003, Verstraeten i in. 2006, Panagos i in. 2015).

Dla obszarów mniejszych powierzchniowo omija się czynnik opadowy, uznając go za homogeniczny dla całego obszaru (Vrieling i in. 2002). Na Pojezierzu Drawskim średnia roczna suma opadu dla 23 posterunków opadowych wynosi 695 mm (tab. 6), przy odchyleniu standardowym równym $\sigma=62,9$. Możliwe jest zatem wykazanie zróżnicowania przestrzennego opadów na badanym obszarze.

Reklasyfikacji poddano wartości wskaźnika erozyjności opadu (Fournier 1960) zmodyfikowanego przez Arnoldusa (1980) (*MFI*) (ryc. 11). Zakres wartości wskaźnika *MFI* jest inny dla różnych obszarów, dlatego nie można wykorzystać stałych przedziałów

klasowych. W celu reklasyfikacji wartości *MFI* wykorzystano, podobnie jak w przypadku czynnika *LS*, metodę naturalnych przerw Jenksa (1967).

W tak przeprowadzonej reklasyfikacji, jako najmniej podatne na erozję uznano obszary o wartościach *MFI* poniżej 73,37 mm. Druga klasa obejmowała wartości w przedziale od 73,37 mm do 77,57 mm, trzecia od 77,57 mm do 82,21 mm. Najbardziej podatne są obszary o erozyjności opadów atmosferycznych większym niż 82,21 mm (tab. 32).

Obszary z największymi wartościami *MFI*, a co za tym idzie z najwyższą klasą podatności, występują w północno-wschodniej części Pojezierza Drawskiego, w okolicach Bobolic. Kolejne, niższe klasy podat-

Tabela 32. Klasy podatności na erozję wodną gleb według wskaźnika erozyjności opadów *MFI* (mm) według naturalnych przerw Jenksa (1967)

Table 32. Classes of susceptibility to soil erosion by rainfall erosivity index *MFI* (mm) according to Jenks (1967) natural breaks

Wskaźnik erozyjności opadów <i>MFI</i> Rainfall erosivity index <i>MFI</i>	<73,37	<73,37–77,57)	<77,57–82,21)	≥82,21
Klasa Class	1	2	3	4

Ryc. 91. Klasy podatności na erozję wodną gleb Pojezierza Drawskiego na podstawie erozyjności opadów atmosferycznych
1 – $MFI < 73,37$ mm, 2 – $MFI = <73,37-77,57)$ mm, 3 – $MFI = <77,57-82,21)$ mm, 4 – $MFI > 82,21$ mm, 5 – jeziora

Fig. 91. Classes of susceptibility to soil erosion by rainfall erosivity index in the Drawskie Lakeland
1 – $MFI < 73,37$ mm, 2 – $MFI = <73,37-77,57)$ mm, 3 – $MFI = <77,57-82,21)$ mm, 4 – $MFI > 82,21$ mm, 5 – lakes

Tabela 33. Udział klas podatności na erozję wodną gleb na Pojezierzu Drawskim
Table 33. Share of classes of susceptibility to soil erosion by water in the Drawskie Lakeland

Klasa Class	1 [%]	2 [%]	3 [%]	4 [%]	Suma Sum [%]
Spadki terenu Slope inclination	20,98	36,36	27,70	14,95	100,00
Ekspozycja stoków Slope aspect	24,41	25,65	25,38	24,56	100,00
Wskaźnik LS LS factor	46,23	37,14	13,66	2,97	100,00
Pokrycie terenu i użytkowanie ziemi Land use and land cover	4,88	45,58	10,57	38,96	100,00
Litologia Lithology	11,60	34,63	36,17	17,61	100,00
Erozyjność opadu Rainfall erosivity	26,81	40,78	18,57	13,84	100,00

ności układają się równoleżnikowo (najniższa na południu), co związane jest z oddziaływaniem klimatu morskiego na strukturę opadów Polski północno-zachodniej (Ewert 1984, Lorenc i in. 2009) (ryc. 91).

7.3. Mapy syntetyczne

Uzyskane mapy zreklasyfikowanych czynników wpływających na erozję wodną gleb stanowiły podstawę przygotowania numerycznych map zagrożenia potencjalną i aktualną erozją wodną gleb na Pojezierzu Drawskim. Na sumę klas potencjalnej erozji

wodnej gleb składało się 5 czynników: spadki terenu, ekspozycja stoków, czynnik LS, litologia oraz erozyjność opadu. W przypadku aktualnej erozji wodnej gleb brano pod uwagę również pokrycie terenu i użytkowanie ziemi.

Czterostopniowy podział na klasy każdego z czynników spowodował, że zakres klas syntetycznej mapy potencjalnej erozji wodnej gleb mieścił się w przedziale od 5 do 20 punktów (ryc. 92), a mapy aktualnej erozji wodnej gleb w przedziale od 6 do 24 punktów (ryc. 93). Wartości skrajne potencjalnej erozji (suma klas równa 5, 6, 16, 17, 18, 19 i 20 punktom)

stanowiły niewielką część całości. Największą powierzchnię zajmowały sumy zawarte w przedziale od 9 do 13 punktów (tab. 34). Podobna sytuacja występuje w przypadku aktualnej erozji. Najmniejszą po-

wierzchnię zajmowały obszary o sumie klas zawartej w przedziałach: od 6 do 8 oraz od 19 do 24 punktów. Z kolei największy udział w całości miały obszary o sumie klas równej 12, 13, 14 i 15 punktów (tab. 35).

Ryc. 92. Potencjalna erozja wodna gleb na Pojezierzu Drawskim (suma punktów)
A – jeziora

Fig. 92. Potential soil erosion risk map in the Drawskie Lakeland (sum of scores)
A – lakes

Ryc. 93. Aktualna erozja wodna gleb na Pojezierzu Drawskim (suma punktów)
A – jeziora

Fig. 93. Actual soil erosion risk map in the Drawskie Lakeland (sum of scores)
A – lakes

Ryc. 94. Obszary podatne na erozję wodną gleb
A – Glinka koło Bobolic (03.09.2015), B – Parchlino, dolina Dębnicy (03.09.2015), C – Dałęcino (03.09.2015), D – Krępa Koszalińska koło Zegrza Pomorskiego (03.09.2015)

Fig. 94. Areas susceptible to soil erosion by water
A – Glinka near Bobolice (03.09.2015), B – Parchlino, Dębica valley (03.09.2015), C – Dałęcino (03.09.2015), D – Krępa Koszalińska near Zegrze Pomorskie (03.09.2015)

Tabela 34. Sumy punktów potencjalnej erozji wodnej gleb na Pojezierzu Drawskim

Table 34. Potential erosion risk score totals in the Drawskie Lakeland

Suma punktów Sum of scores	Powierzchnia Area [km ²]	Udział Share [%]
5	5,43	0,25
6	29,42	1,36
7	93,28	4,31
8	201,90	9,32
9	314,85	14,54
10	375,90	17,36
11	362,06	16,72
12	298,92	13,81
13	216,65	10,01
14	137,15	6,33
15	76,74	3,54
16	34,79	1,61
17	13,29	0,61
18	3,88	0,18
19	0,54	0,02
20	0,41	0,02
Suma Sum	2165,21	100,00

Tabela 35. Sumy punktów aktualnej erozji wodnej gleb na Pojezierzu Drawskim

Table 35. Actual erosion risk score totals in the Drawskie Lakeland

Suma punktów Sum of scores	Powierzchnia Area [km ²]	Udział Share [%]
6	1,31	0,06
7	6,24	0,29
8	21,49	0,99
9	49,79	2,30
10	101,04	4,67
11	189,01	8,73
12	294,55	13,60
13	367,26	16,96
14	369,67	17,07
15	307,54	14,20
16	217,53	10,05
17	132,35	6,11
18	66,92	3,09
19	28,31	1,31
20	9,24	0,43
21	2,19	0,10
22	0,35	0,02
23	0,28	0,01
24	0,15	0,01
Suma Sum	2165,21	100,00

Syntetyczne mapy zagrożenia potencjalną i aktualną erozją wodną gleb zostały zreklasyfikowane tak, aby uzyskać czterostopniowy podział na klasy podatności na erozję. Skrajne wartości mają mały udział w całości, dlatego też klasom pierwszej oraz czwartej przypisano liczniejsze przedziały (tab. 36).

Na wynikowych, czteroklasowych mapach zagrożenia potencjalną i aktualną erozją wodną gleb, największy udział mają obszary o drugiej klasie podatności. W obu przypadkach zajmują one ponad 1030 km², co stanowi prawie 48% powierzchni Pojezierza Drawskiego. Najmniejszą powierzchnię zajmują obszary najbardziej podatne na erozję (2,4% w przypadku erozji potencjalnej i 5,0% w przypadku erozji aktualnej) (tab. 37).

Porównując poziom zagrożenia potencjalną i aktualną erozją wodną gleb, zauważa się wpływ pokrycia terenu i użytkowania ziemi na wzrost zagrożenia

Tabela 36. Przedziały klasowe zagrożenia potencjalną i aktualną erozją wodną gleb na Pojezierzu Drawskim

Table 36. Potential and actual soil erosion risk class intervals in the Drawskie Lakeland

Klasa Class	1	2	3	4
Potencjalna erozja wodna gleb Potential soil erosion	5–9	10–12	13–15	16–20
Aktualna erozja wodna gleb Actual soil erosion	6–11	12–14	15–17	18–24

nia erozyjnego. Większość obszarów o danej klasie zagrożenia potencjalną erozją ma taką samą klasę w aktualnej erozji. Zauważalny jest jednak spory udział obszarów o wyższej klasie erozji aktualnej niż potencjalnej. Przykładowo dla blisko 45% powierzchni obszarów o pierwszej klasie podatności na erozję potencjalną, obliczono drugą klasę podatności na erozję aktualną (tab. 38). Powyższa zależność najlepiej widoczna jest na terenach ze zwartymi uprawami rolnymi, np. w okolicach Barwic (ryc. 95, 96).

Przestrzenny rozkład najwyższej klasy zagrożenia erozją potencjalną i aktualną na Pojezierzu Drawskim jest zbliżony. Obszary o tej klasie najliczniej występują w północnej części pojezierza (ryc. 94A, D). Z pewnością wpływ na to miał południkowy rozkład wielkości erozyjności opadów (ryc. 91). Tereny te charakteryzują się również urozmaiconą rzeźbą oraz podłożem zbudowanym głównie z piasków podatnych na spłukiwanie. Urozmaicona rzeźba i litologia wpłynęły również na dużą podatność erozyjną dolin rzecznych, w szczególności Dębnicy (ryc. 94B), Parsęty (ryc. 94C) i górnej Drawy. Ostatnim zwartym obszarem o najwyższej podatności na erozję są zachodnie rubieże obszaru badań, znajdujące się na północny zachód od Drawska Pomorskiego (ryc. 95, 96). Rzeźba terenu oraz jego użytkowanie zwiększające podatność erozyjną, zostały zweryfikowane i potwierdzone w terenie (ryc. 94).

Tabela 37. Klasy zagrożenia potencjalną i aktualną erozją wodną gleb na Pojezierzu Drawskim

Table 37. Potential and actual soil erosion risk classes in the Drawskie Lakeland

Klasa Class	Potencjalna erozja wodna gleb Potential soil erosion		Aktualna erozja wodna gleb Actual soil erosion	
	Powierzchnia Area	Udział Share	Powierzchnia Area	Udział Share
	[km ²]	[%]	[km ²]	[%]
1	644,88	29,78	368,86	17,04
2	1036,89	47,89	1031,49	47,64
3	430,55	19,88	657,42	30,36
4	52,90	2,44	107,44	4,96
Suma Sum	2165,21	100,00	2165,21	100,00

Tabela 38. Tabulacja krzyżowa klas zagrożenia potencjalną i aktualną erozją wodną gleb na Pojezierzu Drawskim

Table 38. Cross tabulation of potential and actual soil erosion risk classes in the Drawskie Lakeland

		Potencjalna erozja wodna gleb Potential soil erosion				
	Klasa Class	1	2	3	4	Suma Sum
		[ha]				
Aktualna erozja wodna gleb Actual soil erosion	1	35 520,6	1 365,8	0,0	0,0	36 886,4
	2	28 967,9	73 642,4	538,8	0,0	103 149,1
	3	0,0	28 680,4	37 039,7	21,9	65 742,0
	4	0,0	0,0	5 476,1	5 268,0	10 744,1
	Suma Sum	64 488,5	103 688,6	43 054,6	5 289,9

Ryc. 95. Potencjalna erozja wodna gleb na Pojezierzu Drawskim z podziałem na 4 klasy podatności

1. klasa – suma punktów 5–9, 2. klasa – suma punktów 10–12, 3. klasa – suma punktów 13–15, 4. klasa – suma punktów 16–20, 5 – jeziora

Fig. 95. Potential soil erosion by water risk map in the Drawskie Lakeland with 4 classes of susceptibility

1st class – sum of scores 5–9, 2nd class – sum of scores 10–12, 3rd class – sum of scores 13–15, 4th class – sum of scores 16–20, 5 – lakes

Ryc. 96. Aktualna erozja wodna gleb na Pojezierzu Drawskim z podziałem na 4 klasy podatności

1. klasa – suma punktów 6–11, 2. klasa – suma punktów 12–14, 3. klasa – suma punktów 15–17, 4. klasa – suma punktów 18–24, 5 – jeziora

Fig. 96. Actual soil erosion by water risk map in the Drawskie Lakeland with 4 classes of susceptibility

1st class – sum of scores 6–11, 2nd class – sum of scores 12–14, 3rd class – sum of scores 15–17, 4th class – sum of scores 18–24, 5 – lakes

Odmienne od czwartej klasy rozkłada się pierwsza klasa zagrożenia erozyjnego. W przypadku potencjalnej erozji wodnej gleb, tereny najmniej zagrożone poprzedzielane są dolinami rzecznyymi i ciągną się od Drawska Pomorskiego na zachodzie, przez Drawski Park Krajobrazowy, Barwice po Szczecinek na wschodzie (ryc. 95). Obszary najmniej zagrożone aktualną erozją wodną gleb zajmują zdecydowanie mniej-

szą powierzchnię. W głównej mierze występują one w okolicach Szczecinka oraz na północny zachód od jeziora Siecino (ryc. 96). Na taki rozkład przestrzeny obszarów o pierwszej klasie wpływ miała również erozyjność opadów, która w tych terenach osiągnęła najmniejsze wartości. Nie bez znaczenia jest również litologia podłoża. Zarówno w okolicach Szczecinka, jak i przy jeziorze Siecino licznie występują torfy.

8. Podsumowanie i wnioski

Przeprowadzone badania miały na celu określenie uwarunkowań i wielkości sekularnych i ekstremalnych procesów erozji wodnej gleb, zachodzących na obszarze młodogłacjalnym w obrębie Pojezierza Drawskiego. W badaniach szczególną uwagę poświęcono roli opadów, w tym ich erozyjności, w inicjowaniu zdarzeń erozyjnych. Wcześniejsze badania erozji wodnej gleb na Pojezierzu Drawskim prowadzone były od lat 80tych XX wieku. Dotyczyły one pomiarów na stałych powierzchniach testowych (Klimczak 1993, Szpikowski 1998a, b, 2001a, b, 2003a, 2010b) oraz pojedynczych zdarzeń ekstremalnych (Kostrzewski i in. 1989). Na potrzeby niniejszej pracy badania erozji wodnej gleb wzbogacono o:

- analizę wpływu struktury opadów atmosferycznych,
- analizę zdarzeń spływu powierzchniowego i spłukiwania w warunkach symulowanego opadu,
- porównanie przeciętnych i ekstremalnych zdarzeń erozyjnych,
- rozpoznanie przestrzennego zagrożenia potencjalną i aktualną erozją wodną gleb na obszarze Pojezierza Drawskiego.

Uwarunkowania opadowe erozji wodnej gleb określano na podstawie pomiarów na posterunku meteorologicznym w Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie, położonej w centralnej części Pojezierza Drawskiego. Analizę opadów przeprowadzono w oparciu o dobowe sumy opadów mierzone za pomocą deszczomierza Hellmanna. Ponadto prowadzone były ciągłe pomiary pluwiografem elektronicznym, które umożliwiły obliczenie natężenia opadów i ich erozyjności.

W trzyletnim okresie pomiarowym jednokrotnie zdarzył się rok normalny pod względem opadów (rok 2012, z sumą opadów równą 698,3 mm) oraz dwukrotnie lata suche (2013 i 2014) według klasyfikacji Lorenc (1998). We wszystkich trzech latach większa suma opadów przypadła na półrocze letnie, czyli półrocze, w którym procesy erozji wodnej gleb cechują się większą intensywnością. Na podstawie danych opadowych z lat 1987–2014 obliczono prawdopodobieństwo wystąpienia opadów o danej warstwie. Jako opad ekstremalny uznano opad osiągający warstwę równą 90. percentylowi rozkładu dobowych sum opadów, czyli o sumie 10 mm. W trzyletnim okresie pomiarowym wystąpiło 39 opadów o warstwie prze-

kraczącej 10 mm (18 w 2012 roku, 11 w 2013 roku i 10 w 2014 roku). Mimo największej liczby takich opadów w roku 2012, ich erozyjność była najmniejsza. Średnia erozyjność opadu przekraczającego 10 mm w 2012 równała się $4,9 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$, podczas gdy w 2013 równała się $7,9 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$, a w 2014 $10,2 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$. W trzyleciu pomiarowym, opady silne, czyli o sumie większej niż 20 mm wystąpiły tylko dwukrotnie (w 2013 roku), a opady bardzo silne (powyżej 30 mm) nie wystąpiły w ogóle.

Zarówno natężenie opadów jak i ich erozyjność w trzech latach pomiarowych znacząco wyróżniały się na tle lat poprzednich. Roczna suma opadu efektywnego, czyli opadu o natężeniu powyżej 5 mm h^{-1} , wyniosła maksymalnie 66% średniej rocznej sumy z lat 2001–2014. Również udział tego opadu w całkowitym opadzie był poniżej średniej wieloletniej, wynoszącej 23%. Podobnie do opadu efektywnego kształtowała się suma wskaźnika erozyjności opadów EI30. W latach 2012–2014 roczne jego sumy nie przekroczyły $200 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$, podczas gdy średnia wieloletnia równała się $392 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$. W okresie pomiarowym nie wystąpiły również opady o erozyjności przekraczającej wartość $50 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$, a maksymalne wartości tego wskaźnika dla pojedynczych opadów nieznacznie przekraczały $24 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$.

Rozpoznanie wielkości i natężenia procesów erozji wodnej gleb dokonano w oparciu o pomiary na stałej powierzchni testowej z utrzymywanym czarnym ugiem w zlewni Chwałimskiego Potoku, znajdującej się w odległości 1300 m od Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie. Pomiary prowadzone były w interwałach około 30-dniowych. W każdym z trzech lat pomiarowych procesy spływu powierzchniowego i spłukiwania wystąpiły ośmiokrotnie. Pomiary procesów erozji wodnej gleb uszczegółowiono rozpoznaniem cech fizycznych powierzchniowej warstwy gleby. Analiza wpływu zwięźłości gruntu, odporności na ścinanie, wilgotności i gęstości objętościowej na spłukiwanie nie wykazała zależności. Niskie wartości współczynników determinacji mogą świadczyć o nieskuteczności pomiarów właściwości fizycznych gleby w interwałach miesięcznych. W związku ze znaczną zmiennością tych cech, bardziej odpowiednie byłyby pomiary ciągłe.

Spływ powierzchniowy największą roczną objętość, równą $38,8 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$, osiągnął w 2014 roku.

W pozostałych obu latach jego objętość przekroczyła $30 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$ i wyniosła $32,4 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$ w 2012 roku i $31,2 \text{ dm}^3 \text{ m}^{-2}$ w 2013 roku. Uzyskane wyniki ilościowe pozwoliły obliczyć współczynnik spływu powierzchniowego. Jego roczne wartości wyniosły od 4,6% w 2012 roku do 7,2% w roku 2014. Takie współczynniki spływu są porównywalne z wartościami obliczonymi dla Pojezierza Gnieźnieńskiego (Kosturkiewicz, Szafranski 1993) i jednocześnie zdecydowanie przewyższają wyniki z Pojezierza Suwalskiego (Smolska 2010b). W porównaniu z wcześniejszymi badaniami na powierzchni testowej w zlewni Chwalimskiego Potoku w latach 1994–1996, wartości współczynnika spływu były niższe o ok. 50% (Szpikowski 2003b).

Największe miesięczne objętości spływu powierzchniowego zarejestrowano w miesiącach zimowych. Trzyletnie maksimum zostało wywołane gwałtownym topnieniem 20-centymetrowej warstwy śniegu. W pozostałych przypadkach spływ powstał w wyniku długotrwałych opadów o znacznej warstwie, jednak o niedużej intensywności i erozyjności. Niskie temperatury powietrza sprzyjały przemrażeniu powierzchniowej warstwy gruntu, które utrudniało infiltrację wody opadowej oraz pozytywnie wpływało na tworzenie się spływów powierzchniowych. Z kolei w miesiącach letnich, największe objętości spływu powodowały pojedyncze opady o dużej intensywności i erozyjności, jednak o krótszym czasie trwania.

Spłukiwanie w trzyletnim okresie pomiarowym porównano z danymi z lat 1994–2010 dostępnymi w archiwum Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie. W roku 2012 spłukiwanie, wynoszące $0,074 \text{ kg m}^{-2}$, było najmniejszym w wieloleciu. Z kolei w latach 2013 i 2014, mimo stosunkowo niedużej rocznej sumy erozyjności opadów, roczne spłukiwanie przewyższało medianę z lat 1994–2010. Uzyskana zależność pozwala stwierdzić, że nie powinno się estymować rocznego spłukiwania wykorzystując tylko roczną sumę erozyjności opadów atmosferycznych. Przeprowadzone pomiary wykazały, że średnia roczna wielkość spłukiwania w zlewni Chwalimskiego Potoku jest większa niż na powierzchniach testowych w innych regionach z rzeźbą młodoglacjalną (Klimczak 1993, Szafranski i in. 1998, Szafranski, Stasik 2001, Smolska 2002, 2010a). Jednocześnie uwarunkowania morfologiczne, litologiczne i klimatyczne powodują, że w Polsce południowej, na obszarach górskich i wyżynnych wielkość spłukiwania osiąga wyższe wartości (Świąchowski 1998, 2008, 2012, Rejman 2006, Stępniewski i in. 2010).

Wartość progową wystąpienia procesów spłukiwania o ekstremalnej wielkości obliczono na podstawie miesięcznych danych z lat 1994–2010, stosując metodykę Niedźwiedzia (Niedźwiedź i in. 2006, Łupikasza i in. 2009). Wartość odpowiadająca wartości 90. percentyla wynosi $0,1 \text{ kg m}^{-2} \text{ mc}^{-1}$. W ciągu

trzech lat pomiarowych trzykrotnie wystąpiło miesięczne spłukiwanie przekraczające tę wartość progową. Dwukrotnie miało to miejsce w półroczu letnim, a raz w półroczu zimowym. Maksymalne miesięczne spłukiwania nie pokrywały się z maksymalnymi miesięcznymi sumami erozyjności opadów. Opady, które wywołały dwie największe wielkości miesięcznego spłukiwania miały odpowiednio dziewiątą i dziesiątą największą sumę erozyjności opadów w trzyletnim okresie pomiarowym. Uzyskane miesięczne wartości pozwalają stwierdzić, że zastosowana metodyka pomiarów spłukiwania w interwałach około 30-dniowych pozwala na przeprowadzanie większości analiz wpływu struktury opadów na procesy erozji wodnej gleb tylko w takim przedziale czasowym. Jednak zacierza ona znaczenie pojedynczych zdarzeń opadowych, które wywierają istotny wpływ na wielkość erozji wodnej gleb.

Największe miesięczne spłukiwanie w trzyletnim okresie pomiarowym (z maja 2013 roku) wyniosło $0,32 \text{ kg m}^{-2}$ i stanowiło 55% całorocznego spłukiwania. Spowodowane ono było w głównej mierze dwoma opadami o różnym przebiegu. Pierwszy cechował się dużą sumą, długim czasem trwania i dosyć niską erozyjnością. Z kolei drugi opad odznaczał się dużą intensywnością i erozyjnością, a krótkim czasem trwania i sumą poniżej 10 mm. Drugie największe spłukiwanie w trzyleciu (w maju 2014 roku) również spowodowały 2 opady. W tym przypadku jednak opady te odznaczały się niemal identyczną strukturą. Oba cechowały się dużą sumą i erozyjnością oraz średnim czasem trwania wynoszącym ok. 1,5 godziny. Trzeci przypadek miesięcznego ekstremalnego spłukiwania, który miał miejsce w półroczu zimowym (w styczniu 2014 roku), wywołany został przez kilkudniowy ciąg opadowy charakteryzujący się małą erozyjnością, lecz o łącznej sumie ok. 30 mm.

Zdarzenia zaliczane do przypadków erozji wodnej o ekstremalnej wielkości nie spowodowały powstawania na powierzchni testowej wyraźnych form rzeźby terenu powstałych w wyniku spłukiwania. W celu uszczegóławiającej oceny wpływu zdarzeń ekstremalnych w przekształcaniu rzeźby, trzykrotnie wykonano eksperymenty terenowe z wykorzystaniem symulowanego opadu. Dwa eksperymenty przeprowadzono na stałej powierzchni testowej w zlewni Chwalimskiego Potoku, a trzeci na powierzchni eksperymentalnej w zlewni lokalnego zagłębienia bezodpływowego w zlewni Kłudy.

Pierwsze trzy deszczowania pierwszego eksperymentu przeprowadzono na zaskorupionej powierzchni, a kolejne dwa na spulchnionej glebogryzarką. Spływ powierzchniowy osiągnął mniejszą objętość na powierzchni spulchnionej. Tłumaczyć to można większą szorstkością podłoża poprzez wytworzenie bogatego mikroreliefu oraz większą zdolnością infiltracyjną gruntu. Z kolei spłukiwanie na powierzchni

spulchnionej osiągnęło kilkukrotnie większą wartość (mimo mniejszego spływu) niż na powierzchni zaskorupionej. Wpłynął na to wzmożony proces rozbryzgu na powierzchni spulchnionej, który mógł zapoczątkować proces spłukiwania. Z powyższego wynika, że dla wystąpienia procesu rozbryzgu oraz spłukiwania na powierzchni zaskorupionej opad musi odznaczać się większą energią kinetyczną niż dla powierzchni spulchnionej.

Podczas eksperymentu w zlewni Kłudy, mimo 2,5-krotnie większego nachylenia stoku oraz identycznej sumy i natężenia opadu, spływ powierzchniowy i spłukiwanie osiągnęły zdecydowanie mniejsze wartości niż podczas drugiego eksperymentu w zlewni Chwalimskiego Potoku. Wiązać to należy z większą przepuszczalnością wodną gruntów na stoku w zlewni Kłudy. Uzyskane wyniki pozwalają stwierdzić, że wielkość spływu powierzchniowego i spłukiwania w większym stopniu zależy od zdolności infiltracyjnej gruntu niż od nachylenia stoku.

Spłukiwanie wywołane sztucznym opadem podczas eksperymentu w zlewni Kłudy, mimo mniejszego natężenia od eksperymentów w zlewni Chwalimskiego Potoku, przekroczyło wartość progową dla miesięcznych zdarzeń ekstremalnych dla zlewni Chwalimskiego Potoku. Wartość tą kilkukrotnie przekroczyło spłukiwanie podczas obu eksperymentów w zlewni Chwalimskiego Potoku. W pierwszym eksperymentcie natężenie każdego deszczowania wynosiło 32 mm h^{-1} , a podczas drugiego zostało ono zwiększone do $38,2 \text{ mm h}^{-1}$. Spłukiwanie podczas pierwszego eksperymentu, w ciągu jednej doby, osiągnęło porównywalną wartość z rocznymi sumami spłukiwania z lat 2013 i 2014. Z kolei spłukiwanie będące wynikiem drugiego eksperymentu, z intensywniejszymi deszczowaniami, zdecydowanie przewyższyło roczne wartości z tych lat i równocześnie przekroczyło średnią roczną wielkość spłukiwania w zlewni Chwalimskiego Potoku z lat 1994–2010. Spłukiwanie podczas obu eksperymentów miało charakter rozproszony z tendencją do koncentracji strug wody i stopniowego przechodzenia w spłukiwanie liniowe. Ograniczona długość nawadnianej powierzchni, i co za tym idzie, mniejsza ilość wody spływającej po stoku, sprawiła, że nie wystąpiło spłukiwanie bruzdowe. Osiągnięte wyniki wykazują, że pojedyncze zdarzenie ekstremalne może wywołać większy, bądź zbliżony do całorocznej wartości efekt spłukiwania. Zatem takie zdarzenia mogą mieć ważne oddziaływanie morfogenetyczne, przewyższające oddziaływanie procesów przeciwnych.

W celu określenia przestrzennego zagrożenia erozją wodną gleb opracowano numeryczne mapy potencjalnej i aktualnej erozji wodnej gleb dla Pojezierza Drawskiego. Obie mapy miały charakter jakościowy. Mapę potencjalnej erozji wodnej gleb przygotowano poprzez klasyfikację czynników przyrodniczych:

spadków terenu, ekspozycji stoków, wskaźnika zdolności transportowania osadu LS, litologii oraz erozyjności opadów atmosferycznych. Mapa aktualnej erozji wodnej gleb, oprócz czynników przyrodniczych, uwzględniała również czynnik gospodarczy w postaci pokrycia terenu i użytkowania ziemi.

Na podstawie opracowanych map można stwierdzić, że obszar Pojezierza Drawskiego jest narażony na procesy erozji wodnej gleb w średnim stopniu. Najwyższa klasa podatności na erozję zajmuje odpowiednio 2,4% dla erozji potencjalnej oraz 5,0% dla erozji aktualnej. W obu przypadkach największą powierzchnię zajmuje druga klasa podatności.

Obszary najbardziej narażone na erozję wodną gleb w głównej mierze znajdują się w północnej części badanego obszaru. Związane jest to z przebiegiem wzgórz morenowych strefy marginalnej lobu Parsęty, z dominacją piasków w litologii oraz z wyższymi sumami opadów atmosferycznych.

Pokrycie terenu i użytkowanie ziemi Pojezierza Drawskiego sprzyja wzrostowi zagrożenia erozją wodną gleb. Odzwierciedla to zwiększenie udziału najwyższych klas zagrożenia aktualną erozją wodną gleb w porównaniu z potencjalną erozją wodną gleb.

Mapy zagrożenia erozją wodną gleb odznaczają się wysokim aspektem aplikacyjnym. Rozpoznanie obszarów o największej podatności na erozję wodną gleb może zostać wykorzystane w praktyce, np. poprzez świadome wyłączenie takich obszarów z użytkowania w formie ornej. Metodyka przygotowywania map może zostać zaadoptowana do innych obszarów młodoglacjalnych, przy jednoczesnym uwzględnieniu indywidualnych właściwości obszarów związanych z ich położeniem w określonej strefie krajobrazowej.

Przeprowadzone badania wykazały znaczący wpływ wielkości, intensywności i erozyjności pojedynczych zdarzeń opadowych na wielkość spływu powierzchniowego i spłukiwania na młodoglacjalnym obszarze Pojezierza Drawskiego. W warunkach obserwowanych zmian klimatu i wzrastającej antropresji zwiększa się prawdopodobieństwo występowania zdarzeń ekstremalnych. W związku z tym badania wpływu struktury i erozyjności opadów na procesy erozji wodnej gleb na Pojezierzu Drawskim powinny być kontynuowane. Lokalizację potencjalnych obszarów wystąpienia takich zdarzeń mogą ułatwić przygotowane mapy potencjalnej i aktualnej erozji wodnej gleb na Pojezierzu Drawskim.

Podziękowania

Praca została wykonana w oparciu o infrastrukturę Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie. Serdecznie dziękuję wszystkim Pracownikom Stacji za życzliwość i pomoc na wielu etapach realizacji badań, w szczególności podziękowania kieruję pod adresem Pana Profesora Józefa Szpikowskiego, Kierownika

Stacji i promotora mojej pracy doktorskiej za inspirację, przekazaną wiedzę, opiekę merytoryczną oraz nieocenioną pomoc w trakcie prowadzenia badań i przygotowywania pracy.

W przygotowywaniu pracy do druku niezwykle cenne były wnikliwe uwagi recenzentów pracy doktorskiej: Pani Profesor Jolanty Święchowicz oraz Pana

dr hab. Marka Podlasińskiego, za co bardzo dziękuję. Dziękuję również za uwagi i sugestie dwóm anonimowym recenzentom wydawniczym.

Pracę dedykuję mojej rodzinie, a zwłaszcza żonie Sylwii oraz Rodzicom. Bez ich bezwarunkowego wsparcia, cierpliwości oraz wyrozumiałości, realizacja tej pracy nie byłaby możliwa.

Literatura

- Arnoldus W., 1980. An approximation of the rainfall factor in the universal soil loss equation. W: M. de Boodt, D. Gabriels (red.), Assessment of erosion. John Wiley and Sons, Inc., Chichester: 127–132.
- Bacova-Mítková V., Pekarova P., Miklanek P., Liova S., 2015. Post Event Analysis of the Flash Flood in Small Basin. WSEAS Transactions on Environment and Development 11: 193–200.
- Bagarello V., 1994. Procedure semplificate per la stima del fattore climatico della USLE nel Pambiente molisano. Atti della Giornata di Studio Sviluppo Recenti delle Ricerche sull'Erosione e sul suo Controllo.
- Bagarello V., Ferro V., 1998. Calibrating storage tanks for soil erosion measurement from plots. Earth Surface Processes and Landforms 23: 1151–1170.
- Bagarello V., Ferro V., 2004. Plot-scale measurement of soil erosion at the experimental area of Sparacia (southern Italy). Hydrological Processes 18: 141–157.
- Banasik K., Górski D., 1990. Wyznaczanie erozyjności deszczy do uniwersalnego równania strat glebowych. Zeszyt Naukowy AR Wrocław 189: 103–109.
- Banasik K., Górski D., Mitchell J.K., 2001. Rainfall erosivity for east and central Poland. W: Soil erosion research for the 21st century, Proceedings: 279–282.
- Bartkowski T., 1969. Deglacjacja strefowa deglacją normalną na obszarach niżowych (na wybranych przykładach Polski zachodniej i północnej). Badania Fizjograficzne Polski Zachodniej 23: 7–33.
- Bartkowski T., 1972. Strefa marginalna stadiału pomorskiego w aspekcie deglacjacji strefowej (na wybranych przykładach Pojezierza Drawskiego i Miastkowskiego na Pomorzu). Badania Fizjograficzne Polski Zachodniej 25(A): 7–60.
- Baryła A., 2004. Erozyjność deszczy w rejonie Puczniewa. Przegląd Naukowy. Inżynieria i Kształtowanie Środowiska 13, 2(29): 48–54.
- Baryła A., 2012. Określenie strat gleby na terenie RZD Puczniew w warunkach różnych prawdopodobieństw występowania deszczów erozyjnych. Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie 12: 45–58.
- Bátková K., Matula S., Miháliková M., 2013. Multimediální učebnice hydopedologických terénních měření. 2. doplněné vydání [on-line]. Česká verze. Česká zemědělská univerzita v Praze. Praha. Nestránkováno. Dostupné z: <http://hydopedologie.agrobiologie.cz>. ISBN: 978-80-213-2434-3.
- Bednarek R., Pokojka U., Dziadowiec H., Prusinkiewicz Z., 2011. Badania ekologiczno-gleboznawcze. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Bednorz E., Jakielczyk M., 2014. Cykliczne warunki występowania ekstremalnych opadów atmosferycznych na Spitsbergenie. Badania Fizjograficzne Seria A – Geografia Fizyczna 5(65): 39–53.
- Biniak-Pieróg M., 2008. Wpływ elementów agrometeorologicznych na zmienność zasobów wodnych gleby w półroczu zimowym. Wydawnictwo Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu.
- Błażejczak D., Śnieg M., Tomaszewicz T., Dawidowski J.B., 2006. Możliwości wykorzystania ścinarki obrotowej do wyznaczania spójności gleby. Inżynieria rolnicza 2(77): 159–164.
- Boardman J., Poesen J., Evans R., 2003. Socio-economic factors in soil erosion and conservation. Environmental Science and Policy 6: 1–6.
- Bochenek W., Gil E., 2007. Procesy obiegu wody, erozji gleb i denudacji chemicznej w zlewni Bystrzanki. Przegląd Naukowy. Inżynieria i Kształtowanie Środowiska 16, 2(36): 28–42.
- Bochenek W., Gil E., 2010. Zróżnicowanie spływu powierzchniowego i spłukiwania gleby na poletkach doświadczalnych o różnej długości (Szymbark, Beskid Niski). W: E. Smolska, J. Rodzik (red.), Procesy erozyjne na stokach użytkowanych rolniczo (metody badań, dynamika i skutki). Prace i Studia Geograficzne 45: 265–278.
- Bochet E., Poesen J., Rubio L., 2006. Runoff and soil loss under individual plants of a semi-arid Mediterranean shrubland: influence of plant morphology and rainfall intensity. Earth Surface Processes and Landforms 31: 536–549.
- Bosco C., Rusco E., Montanarella L., Panagos P., 2009. Soil erosion in the Alpine area: risk assessment and climate change. Studi Trentini di Scienze Naturali 85: 117–123.
- Bowyer-Bower T.A.S., Burt T.P., 1989. Rainfall simulators for investigating soil response to rainfall. Soil Technology 2, 1: 1–16.
- Brandt C.J., 1989. The size distribution of throughfall drops under vegetation canopies. Catena 16: 507–524.
- Brodowski R., Rejman J., 2004. Określenie wpływu wilgotności i stanu powierzchni gleby wytworzonej z piasku gliniastego na spływ powierzchniowy i zmyw gleby. Acta Agrophysica 112, 4(3): 619–624.
- Brown L.C., Foster G.R., 1987. Storm erosivity using idealized intensity distributions. Transactions of the ASAE 30: 379–386.
- Bryan R.B., 1974. A simulated rainfall test for the prediction of soil erodibility. Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplement Band 21: 138–150.
- Bryan R.B., 2000. Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope. Geomorphology 32: 385–415.
- Buraczynski J., Wojtanowicz J., 1971. Przebieg i skutki gwałtownej ulew w Dzierżkowicach na Wyżynie Lubelskiej, Biuletyn Lubelskiego Towarzystwa Naukowego 12(D): 61–68.
- Cebecauer T., Šúri M., Hofierka J., Fulajtár E., 2004. Corine Land Cover in the context of soil erosion assessment at a regional scale. W: Workshop CORINE Land Cover 2000 in Germany and Europe and its use for environmental applications, 20–21 January 2004, Berlin, UBA Texte 04/04, ISSN 0722-186X: 131–137.
- Chaplot V., Le Bissonnais Y., 2000. Field measurement of interrill erosion under different slopes and plot sizes. Earth Surface Processes and Landforms 25: 145–153.
- Choiński A., 2006. Katalog Jezior Polski. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Chomicz K., 1951. Ulew i deszcze nawalne w Polsce. Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej 2, 3.
- Ciupa T., 2001. Zmiany w rzeźbie lessowej Wyżyny Miechowskiej wywołane nawalnymi opadami deszczu w latach 1995 i 2000. Folia Universitatis Agriculturae Stetinensis 217, Agricultura 87: 27–32.
- Costa Cabral M.C., Burges S.J., 1994. Digital Elevation Model Networks (DEMON): A model of flow over hillslopes for computation of contributing and dispersal areas. Water Resources Research 30, 6: 1681–1692.

- Czyżowska E., 1997. Przebieg erozji i rekonstrukcja spływu. W: L. Starkel (red.), Rola gwałtownych ulew w ewolucji rzeźby Wyżyny Miechowskiej (na przykładzie ulewy w dniu 15 września 1995 roku). Dokumentacja Geograficzna 8, Wrocław: 54–62.
- De Ploey J., 1969. Erozja deszczowa. Przegląd Zagranicznej Literatury Geograficznej, IG PAN.
- De Ploey J., Savat J., Moeyersons J., 1976. The differential impact of some soil loss factors on flow, runoff, creep and rainwash. *Earth Surface Processes* 1: 151–162.
- Demczuk P., 2009. Wpływ erozyjności deszczu na wielkość erozji wodnej gleb w zlewni Bystrzanki. W: W. Bochenek, M. Kijowska (red.), Funkcjonowanie środowiska przyrodniczego w okresie przemian gospodarczych w Polsce, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Szymbark: 231–238.
- Desmet P.J.J., Govers G., 1996. A GIS Procedure for Automatically Calculating the USLE LS Factor on Topographically Complex Landscape Units. *Journal of Soil Water Conservation* 51(5): 427–433.
- Dobracka E., 2001. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Dobrowo. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Dobracka E., 2007a. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Drawsko Pomorskie. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Dobracka E., 2007b. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Świdwin. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Dobracka E., 2009. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Połczyn Zdrój. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Dobracka E., Lewandowski J., 2002. Strefa marginalna fazy pomorskiej lobu Parsęty (Pomorze Środkowe). W: Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty – IX Konferencja: Stratygrafia Plejstocenu Polski. Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Pomorski, Szczecin i Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Katowice: 109–117.
- Dobrcki R., Lewandowski J., 2002. Plejstocen Pojezierza Drawskiego i Szczecińskiego. W: Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty – IX Konferencja: Stratygrafia Plejstocenu Polski. Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Pomorski, Szczecin i Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Katowice: 93–107.
- Drzewiecki W., Wężyk P., Pierchalski M., Szafrńska B., 2014. Quantitative and qualitative assessment of soil erosion risk in Małopolska (Poland), supported by an object-based analysis of high-resolution satellite images. *Pure and Applied Geophysics* 171(6): 867–895.
- EEA (European Environment Agency), 2006. CORINE Land Cover. Online: <http://www.eea.europa.eu/>
- Elhakeem M., Papanicolaou A.N., 2009. Estimation of the Runoff Curve Number via Direct Rainfall Simulator Measurements in the State of Iowa, USA. *Water Resources Management* 23(12): 2455–2473.
- Ellison W., 1945. Some effects of raindrops and Surface flow on soil erosion and infiltration. *Transactions – American Geophysical Union* 26.
- Erhard M., Böken H., Glante F., 2003. The assessment of the actual soil erosion risk in Germany, based on CORINE Land-Cover and statistical data from the main representative survey of land use. W: R. Francaviglia (red.), Agricultural Impacts on Soil Erosion and Soil Biodiversity: Developing Indicators for Policy Analysis. Proceedings from an OECD Expert Meeting, Rome, Italy, March 2003: 253–262.
- Evans R., 1996. Soil Erosion and its Impacts in England and Wales. Friends of the Earth, London.
- Ewert A., 1984. Opady atmosferyczne na obszarze Polski w przekroju rocznym. Wyższa Szkoła Pedagogiczna w Słupsku.
- Farhan Y., Zregat D., Farhan I., 2013. Spatial estimation of soil erosion risk using RUSLE approach, RS, and GIS techniques: a case of study of Kufranja Watershed, Northern Jordan. *Journal of Water Resource and Protection*, 5: 1247–1261.
- Favis-Mortlock D.T., Quinton J.N., Dickinson W.T., 1996. The GCTE validation of soil erosion models for global change studies. *Journal of Soil and Water Conservation* 51: 397–403.
- Ferro V., Porto P., Yu B., 1999. A comparative study of rainfall erosivity estimation for southern Italy and southeastern Australia. *Hydrological Sciences Journal* 44, 1: 3–24.
- Figuła K., 1958. Badania nad gospodarką wodną górskich użytków zielonych. *Roczniki Nauk Rolniczych*, 72(F), 3: 1131–1187.
- Fournier F., 1960. Climat et erosion. Presses Universitaires de France, Paris.
- Frielinghaus M., Schmidt R., 1993. On-site and Off-site Damages by Erosion in Landscapes of East Germany. W: S. Wicherek (red.), Farm Land Erosion: In Temperate Plains Environment and Hills, Elsevier Science Publishers: 47–59.
- Froehlich W., 1982. Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej. *Prace geograficzne IGiPZ PAN* 143.
- Galon R., 1972a. Ogólne cechy rzeźby Niżu Polskiego. W: R. Galon (red.), Geomorfologia Polski t. 2 Niż Polski, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa: 10–110.
- Galon R., 1972b. Pojezierze Pomorskie i przyległe wysoczyzny jeziorne. W: R. Galon (red.), Geomorfologia Polski t. 2 Niż Polski, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa: 129–156.
- Gerlach T., 1966. Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajca (Beskid Wysoki–Karpaty Zachodnie). *Prace Geograficzne IG PAN* 52, Warszawa.
- Gil E., 1976. Splukiwanie gleby na stokach fliszowych w rejonie Szymbarku. Dokumentacja Geograficzna 2.
- Gil E., 1994. Monitoring obiegu wody i splukiwania na stokach. W: Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Stacja Bazowa Szymbark (Karpaty Fliszowe), PİOŚ, Warszawa: 66–87.
- Gil E., 1998. Wpływ długości stoku na rozmiary spływu powierzchniowego i splukiwania (badania eksperymentalne). W: A. Kostrzewski (red.), Funkcjonowanie i tendencje rozwoju geosystemów Polski, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa: 105–112.
- Gil E., 2009. Ekstremalne wartości splukiwania gleby na stokach użytkowanych rolniczo w Karpatach Fliszowych. W: W. Bochenek, M. Kijowska (red.), Funkcjonowanie środowiska przyrodniczego w okresie przemian gospodarczych w Polsce, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Szymbark: 191–218.
- Gobin A., Govers G., Jones R., Kirkby M., Kosmas C., 2003. Assessment and reporting on soil erosion, European Environment Agency, Technical Report.
- Goovaerts P., 1999. Using elevation to aid the geostatistical mapping of rainfall erosivity. *Catena* 34: 227–242.
- Govers G., 1999. Tillage and translocation: emergence of a new paradigm in soil erosion research. *Soil and Tillage Research* 51: 167–174.
- Govers G., Vandaele K., Desmet P., Poesen J., Bunte K., 1994. The role of tillage in soil redistribution on hillslopes. *European Journal of Soil Sciences* 45: 469–478.
- Gunn R., Kinzen G.D., 1949. The terminal velocity of fall water droplets in stagnant air. *Journal of Meteorology* 6: 1104–1114.
- Hart G.E., Johnston R.S., Whitson C., 1985. Rainfall simulation on long slopes of a phosphate mine embankment, p. 23–24. W: L.J. Lane (red.), Proceedings Rainfall Simulator Workshop, January 14–15, Tucson. Society for Range Management, Denver: 23–24.
- Horton R., 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Transactions–American Geophysical Union* 14.
- Horton R., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of the Geological Society of America* 56: 275–370.
- Humphry J.B., Daniel T.C., Edwards D.R., Sharpley A.N., 2002. A portable rainfall simulator for plot-scale runoff studies. *Applied Engineering in Agriculture* 18(2): 199–204.
- Imeson A.C., Verstraten J.M., 1986. Erosion and sediment generation in semi-arid and Mediterranean environments: the response of soil to wetting by rainfall. *Journal of Water Resources* 5: 388–418.

- Iserloh T., Ries J.B., Arnaez J., Boix-Fayos C., Butzen V., Cerdà A., Echeverría M.T., Fernandez-Galvez J., Fister W., Geissler C., Gomez J.A., Gomez-Macpherson H., Kuhn N.J., Lazaro R., Leon F.J., Martinez-Mena M., Martinez-Murillo J.F., Marzen M., Mingorance M.D., Ortigosa L., Peters P., Reguees D., Ruiz-Sinoga J.D., Scholten T., Seeger M., Sole-Benet A., Wengel R., Wirtz S., 2013. European small portable rainfall simulators: a comparison of rainfall characteristics. *Catena* 110: 100–112.
- Jahn A., 1956. Badania stoków w Polsce. *Przegląd Geograficzny* 28: 281–302.
- Jania J., Bukowska-Jania E., 1997. Model procesów paleoglacjalnych fazy pomorskiej wistulianu w obrębie lobu Parsęty na podstawie badań obszarów aktualnie zlodowaczonych. W: E. Bukowska-Jania, M. Pulina (red.), *Studia nad środowiskiem geograficznym Bornego Sulinowa*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa: 27–57.
- Jania J., Zwoliński Z., 2011. Ekstremalne zdarzenia meteorologiczne, hydrologiczne i geomorfologiczne w Polsce. *Landform Analysis* 15: 51–64.
- Janicki G., Kociuba W., Rodzik J., Zgłobicki W., 2010. Ekstremalne procesy geomorfologiczne we wschodniej części Wyżyn Polskich-warunki występowania i oddziaływanie na rzeźbę. W: E. Smolska, J. Rodzik (red.), *Procesy erozyjne na stokach użytkowanych rolniczo (metody badań, dynamika i skutki)*. *Prace i Studia Geograficzne* 45: 11–28.
- Jenks G. F., 1967. The Data Model Concept in Statistical Mapping. *International Yearbook of Cartography* 7: 186–190.
- Jodłowski J., Bagrowska J., 2009. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Wyszewo. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Johnson A.I., 1963. A Field Method for Measurement of Infiltration. Geological Survey Water-Supply Paper 1544-F. United States Government Printing Office 27, Washington.
- Józefaciuk A., Józefaciuk Cz., 1992. Struktura zagrożenia erozją wodną fizjograficznych krain Polski. *Pamiętnik Puławski* 101: 23–49.
- Józefaciuk A., Józefaciuk Cz., 1994. Próba erozyjnej rejonizacji obszarów Polski dla celów melioracji przeciwezyjnych. *Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu* 266, Melioracje i Inżynieria Środowiska 14: 273–280.
- Józefaciuk A., Józefaciuk Cz., 1996. Mechanizm i wskazówki metodyczne badania procesów erozji. Państwowa Inspekcja Ochrony Środowiska, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa.
- Józefaciuk A., Józefaciuk Cz., 1999. Ochrona gruntów przed erozją. Wydawnictwo Instytutu Uprawy Nawożenia i Gleboznawstwa, Puławy.
- Józefaciuk A., Józefaciuk Cz., Nowocień E., 1999. Erozja wodna w zlewniach rzek Przymorza Bałtyku. W: A. Kostrzewski (red.), *Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych* 2: 81–86.
- Józefaciuk Cz., 1966. Zastosowanie deszczowni do badań wodnej erozji gleb. *Wiadomości IMUZ* 6, 3: 285–290.
- Józefaciuk Cz., Józefaciuk A., 1975. Komentarz do instrukcji w sprawie inwentaryzacji gruntów zagrożonych erozją. Wydawnictwo IUNG, Puławy.
- Józefaciuk Cz., Józefaciuk A., Barbaś S., Budzyńska K., 1985. Metoda opracowania mapy potencjalnej erozji wodnej gleb w Polsce. *Roczniki Gleboznawcze* 36, 1: 177–183.
- Józefaciuk Cz., Józefaciuk A., Nowocień E., Wawer R., 2001a. Erozja wąwozowa w województwie zachodniopomorskim. *Folia Universitatis Agriculturae Stetinensis* 217, *Agricultura* 87: 73–76.
- Józefaciuk Cz., Józefaciuk A., Nowocień E., Wawer R., 2001b. Struktura zagrożenia gleb erozją wodną powierzchniową w województwie zachodniopomorskim. *Folia Universitatis Agriculturae Stetinensis* 217, *Agricultura* 87: 65–68.
- Jóźwiak M., 1992. Określenie intensywności erozji wodnej powierzchniowej w warunkach symulowanego deszczu. *Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej im. H. Kołłątaja w Krakowie, Sejsja Naukowa* 35: 105–112.
- Jóźwiak M., 1994. Regionalny monitoring erozji-zadania i metody. *Monitoring Środowiska Regionu Świętokrzyskiego* 2, Kielce: 7–12.
- Kaczorowska Z., 1962. Opady w Polsce w przekroju wieloletnim. *Prace Geograficzne IG PAN* 33, Kraków.
- Kane D.L., Stein J., 1983. Water movement into seasonally frozen soils. *Water Resources Research* 19, 6: 1547–1557.
- Karczewski A., 1981. Soil denudation on cultivated land in the Polish Lowland near Poznań. *Quaestiones Geographicae* 7: 47–71.
- Karczewski A., 1989. Morfogenezja strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze lobu Parsęty w wistulianie (Pomorze Środkowe). *Seria Geografia* 44, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Karczewski A., 1991. Rozwój i zasięg fazy pomorskiej w obrębie lobu Parsęty podczas zlodowacenia wistuliankiego. W: A. Kostrzewski (red.), *Geneza, Litologia i Stratygrafia utworów czwartorzędowych*, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań: 59–66.
- Karczewski A., 1996. Zróżnicowanie morfo i litogenetyczne fazy pomorskiej na obszarze Pomorza Zachodniego i Środkowego. W: A. Kostrzewski (red.), *Geneza, Litologia i Stratygrafia utworów czwartorzędowych*, t. 2, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań: 137–154.
- Karczewski A., 1997. Paleogeografia fazy pomorskiej wistulianu w środkowej części Pomorza ze szczególnym uwzględnieniem Pojezierza Drawskiego (część wschodnia). W: E. Bukowska-Jania, M. Pulina (red.), *Studia nad środowiskiem geograficznym Bornego Sulinowa*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa: 15–25.
- Kijowska M., 2011. The role of downpours in transformation of slopes in the Polish Carpathian Foothills. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 45: 69–87.
- Kijowska-Strugała M., Demczuk P., 2015. Impact of land use changes on soil erosion and deposition in a small Polish Carpathians catchment in last 40 years. *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences* 10, 2: 261–270.
- Kijowska-Strugała M., Kiszka K., 2014. Ocena wielkości rozbryzgu gleby na stoku pogórskim (Karpacie fliszowe, zlewnia Bystrzanki). *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska Lublin-Polonia* 69, 2(B): 81–95.
- Kijowska-Strugała M., Kiszka K., 2018. Environmental factors affecting splash erosion in the mountain area (the Western Polish Carpathians). *Landform Analysis* 36: 97–111.
- Kirkby M.J., Chorley R.J., 1967. Throughflow, Overland Flow and Erosion. *Bulletin-International Association of Scientific Hydrology* 12: 5–21.
- Kirkby M.J., Jones R.J.A., Irvine B., Gobin A., Govers G., Cerdan O., Van Rompaey A.J.J., Le Bissonnais Y., Daroussin J., King D., Montanarella L., Grimm M., Vieillefont V., Puidgefabregas J., Boer M., Kosmas C., Yassoglou N., Tsara M., Mantel S., Van Lynden G.J., Huting J., 2004. Pan-European Soil Erosion Risk Assessment: The PESERA Map, Version 1 October 2003. Explanation of Special Publication Ispra 2004 No.73 (S.P.04.73). European Soil Bureau Research Report No.16, EUR 21176, 18 pp. and 1 map in ISO B1 format. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg.
- Klein Tank A.M.G., Winjgaard J.B., Können G.P., Böhm R., Demaree G., Gocheva A., Mileta M., Pashiardis S., Hejkrlik L., Kern-Hansen C., Heino R., Bessemoulin P., Müller-Westermeier G., Tzanakou M., Szalai S., Páldóttir T., Fitzgerald D., Rubin S., Capaldo M., Maugeri M., Leitass A., Bukantis A., Aberfeld R., Van Engelen A.F.V., Forland E., Miętus M., Coelho F., Mares C., Razuvaev V., Nieplova E., Cegnar T., Antonio López J., Dahlström B., Moberg A., Kirchhofer W., Ceylan A., Pachaliuk O., Alexander L.V., Petrovic P., 2002. Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment. *International Journal of Climatology* 22: 1441–1453.
- Klimaszewski M., 1981. *Geomorfologia*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- Klimczak R., 1993. Spłukiwanie na obszarach o zróżnicowanym użytkowaniu-przebieg i rola we współczesnym środowisku morfogenetycznym (zlewnia Młyńskiego Potoku, Pomorze Zachodnie). W: A. Kostrzewski (red.), *Geosystem obszarów nizinnych*, *Zeszyty Naukowe IGIPZ PAN* 6: 61–78.

- Klysz P., 1990. Mechanizm kształtowania się strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze Pojezierza Drawskiego. Seria Geografia 47. Wyd. UAM, Poznań.
- Klysz P., 2001. Faza pomorska ostatniego zlodowacenia na Pojezierzu Drawskim. *Przegląd Geograficzny* 73, 1–2, Warszawa: 3–24.
- Klysz P., 2002. Maximum limits of the Baltic ice-sheet during Pomeranian Phase in the Drawskie Lakeland. *Quaestiones Geographicae* 22: 29–42.
- Koćmit A., 1998. Erozja wodna w obszarach młodoglacjalnych Pomorza i możliwości jej ograniczenia. *Bibliotheca Fragmenta Agronomica* 4b/98: 83–99.
- Koćmit A., Podlasiński M., Roy M., Tomaszewicz T., Chudecka J., 2006. Water erosion in the catchment basin of the Jeleni Brook. *Journal of Water and Land Development* 10: 121–131.
- Kondracki J., 2009. Geografia regionalna Polski. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Koreleski K., 1992. Próby oceny natężenia erozji wodnej. *Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej im. H. Kołłątaja w Krakowie, Sejsja Naukowa* 35: 91–100.
- Koreleski K., 2008. Wpływ czynników terenowych na natężenie erozji wodnej na przykładzie wsi górskiej. *Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich* PAN 3: 5–12.
- Kostrzewski A., 1993. Geoekosystem obszarów nizinnych. Koncepcja metodologiczna. W: A. Kostrzewski (red.), *Geoekosystem obszarów nizinnych*, *Zeszyty Naukowe IGiPZ PAN* 6: 11–17.
- Kostrzewski A., 1998. Struktura krajobrazowa dorzecza Parsęty w oparciu o dotychczasowe podziały fizyczno-geograficzne. W: A. Kostrzewski (red.), *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych t. 1. Środowisko przyrodnicze dorzecza Parsęty, stan badań, zagospodarowanie, ochrona*: 131–141.
- Kostrzewski A., 2001. Stan badań erozji gleb na Pomorzu Zachodnim. *Folia Universitatis Agriculturae Stetinensis* 217, *Agricultura* 87: 117–124.
- Kostrzewski A., Klimczak R., Stach A., Zwoliński Z., 1989. Morphologic effects of heavy rainfall (24 may 1983) over relief features of the scarpland in th middle Parsęta valley, West Pomerania, Poland. *Quaestiones Geographicae, Special Issue* 2: 101–110.
- Kostrzewski A., Mazurek M., Zwoliński Z., 1994. Dynamika transportu fluwialnego górnej Parsęty jako odbicie funkcjonowania systemu zlewni. *Bogucki Wydawnictwo Naukowe*, Poznań.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., Andrzejewski L., Florek W., Mazurek M., Niewiarowski W., Podgórski Z., Rachlewicz G., Smolska E., Stach A., Szymańska J., Szpikowski J., 2008. Współczesny morfossystem strefy młodoglacjalnej. *Landform Analysis* 7: 7–11.
- Kosturkiewicz A., Szafranski Cz., 1993. Spływy powierzchniowe i podpowierzchniowe z bogato rzeźbionych terenów. W: A. Kostrzewski (red.), *Geoekosystem obszarów nizinnych*, *Zeszyty Naukowe IGiPZ PAN* 6: 123–130.
- Kosturkiewicz A., Szafranski Cz., Fiedler M., 1994. Agromelioracje jako czynnik ograniczający erozję wodną gleb terenów bogato rzeźbionych. *Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu* 266, *Melioracje i Inżynieria Środowiska* 14: 281–293.
- Kozarski S., 1995. Deglacjacja północno-zachodniej Polski. Warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 AJ+K -> 10 KA BP). *Dokumentacja Geograficzna* 1, Wrocław.
- Kozłowski R., 2013. Funkcjonowanie wybranych geoekosystemów Polski w warunkach zróżnicowanej antropopresji na przykładzie gór niskich i pogórza. *Landform Analysis* 23: 3–150.
- Kruszyk R., 2007. Znaczenie ponadprzeciętnych warunków opadowych dla zmienności przestrzennej depozycji atmosferycznej pod koronami drzew na przykładzie zbiorowiska boru świeżego (zlewnia górnej Parsęty). W: A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych t. 4*: 317–329.
- Kundzewicz Z., Jania J., 2007. Extreme hydro-meteorological events and their impacts. From the global down to the regional scale. *Geographia Polonica* 80, 2: 9–23.
- Kurzawa M., 2006. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Pomianowo. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Kwapisz B., 2001. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Tychowo. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Laflen J.M., Lane L.J., Foster G.R., 1991. WEPP—a next generation of erosion prediction technology. *Journal of Soil and Water Conservation* 46: 34–38.
- Lambor J., 1962. Metody prognoz hydrologicznych. Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- Larson W. E., Lindstrom M. J., Schumacher T. E., 1997. The role of severe storms in soil erosion: A problem needing consideration. *Journal of Soil and Water Conservation* 52: 90–95.
- Laurant A., Bollinne A., 1976. L'érosivité des pluies à Uccle (Belgique). *Bulletin des recherches agronomiques de Gembloux* 11: 149–168.
- Laws J.O., Parsons D.A., 1943. Relation of raindrop size to intensity. *Transactions of the American Geophysical Union* 24(2): 452–460.
- Le Bissonnais Y., Montier C., Jamagne M., Daroussin J., King D., 2002. Mapping erosion risk for cultivated soil in France. *Catena* 46: 207–220.
- Lewandowski J., Heliasz Z., Chybiorz R., 2006. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Łubowo. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Lewandowski J., Heliasz Z., Chybiorz R., 2009. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Czaplinek. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Lewandowski J., Heliasz Z., Klimek K., 2001. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Sulinowo. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Licznar P., 2005. Ocena możliwości stosowania sztucznych sieci neuronowych dla określania średniej rocznej wartości wskaźnika erozyjności deszczy. *Acta Agrophysica* 5(1) : 65–74.
- Lorenc H., 1998. Ocena stopnia realizacji programu „obserwacje meteorologiczne i badania klimatyczne w systemie Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego” oraz synteza uzyskanych wyników badań za okres 1994–1997. W: Kostrzewski, A. (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego, Funkcjonowanie i tendencje rozwoju geoekosystemów Polski*, *Materiały z IX Sympozjum ZMŚP. Biblioteka Monitoringu Środowiska*, Warszawa: 113–118.
- Lorenc H., Cebulak E., Głowicki B., Kowalewski M., 2009. Struktura występowania intensywnych opadów deszczu powodujących zagrożenie dla społeczeństwa, środowiska i gospodarki Polski. W: H. Lorenc (red.), *Kłęski żywiołowe a bezpieczeństwo wewnętrzne kraju. IMGW Państwowy Instytut Badawczy*, Warszawa: 7–32.
- Lu D., Li G., Valladares G.S., Batistella M., 2004. Mapping soil erosion risk in Rondônia, Brazilian Amazonia: using RUSLE, remote sensing and GIS. *Land Degradation & Development* 15: 499–512.
- Luk S.H., Abrahams A.D., Parsons A.J., 1986. A simple rainfall simulator and trickle system for hydro-geomorphological experiments. *Physical Geography* 7: 344–356.
- Łupikasza E., 2007. Wieloletnia zmienność występowania ekstremów opadowych w Hornsundzie (Spitsbergen) i ich związek z cyrkulacją atmosfery. *Problemy Klimatologii Polarnej* 17: 87–103.
- Łupikasza E., Bielec-Bąkowska Z., Falarz M., 2009. Variability of selected extreme meteorological events in Poland. *Geographia Polonica* 82, 1: 5–20.
- Łysko A., Zabłocki Z., 2004. Zmiany użytkowania gleb na obszarze moreny czołowej i sandru w okolicach Czaplinka w okresie wielolecia 1948–1997. *Roczniki gleboznawcze* 55, 3, Warszawa: 128–137.
- Majewski G., Gołaszewski D., Przewoźniczek W., Rozbicki T., 2011. Warunki termiczne i śnieżne zim w Warszawie w latach 1978/79–2009/10. *Prace i Studia Geograficzne* 47: 147–155.
- Majewski M., 2014. Wykorzystanie eksperymentu terenowego w badaniach erozji wodnej gleb w zlewni Chwalimskiego Potoku (Pojezierze Drawskie, górna Parsęta). *Prace Geograficzne UJ*, 138: 57–66.

- Majewski M., 2016. Wpływ struktury opadów na wielkość spływu powierzchniowego i spłukiwania w zlewni Chwalimskiego Potoku (górną Parsętą). W: A. Kostrzewski, J. Szpikowski, M. Domańska (red.), *Funkcjonowanie, tendencje rozwoju, zagrożenia i ochrona środowiska przyrodniczego Polski*, Biblioteka Monitoringu Środowiska XXX, Storkowo: 162–168.
- Majewski M., 2019. Soil erosion under simulated rainfall, upper Parsęta catchment, NW Poland. W: 70 years Macedonian Geographical Society, *New trends in Geography, Physical Geography*, Ohrid: 55–64, UDC: 551.311.21(475).
- Marcinek J., 1994. Rozmiary erozji wodnej gleb w Wielkopolsce. *Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu* 266, Melioracje i Inżynieria Środowiska 14: 63–73.
- Marcinek J., Komisarek J., 1998. Badania gleboznawcze nad zróżnicowaniem pokrywy glebowej w obrębie powierzchni testowej ZMŚP w Storkowie. W: A. Kostrzewski (red.), *Funkcjonowanie i tendencje rozwoju geosystemów Polski*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa: 31–50.
- Marszałek S., Szymański J., 2003. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Bobolice. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Martínez-Casasnovas J.A., Ramos M.C., Ribes-Dasi M., 2002. Soil erosion caused by extreme rainfall events: mapping and quantification in agricultural plots from very detailed digital elevation models. *Geoderma* 105: 125–140.
- Martín-Fernández L., Martínez-Núñez M., 2011. An empirical approach to estimate soil erosion risk in Spain. *Science of the Total Environment* 409: 3114–3123.
- Maruszczak H., 1986. Tendencje sekularne i zjawiska ekstremalne w rozwoju rzeźby małopolskich wyżyn lessowych w czasach historycznych. *Czasopismo Geograficzne* 57, 2: 271–282.
- Maruszczak H., Trembaczowski J., 1958. Geomorfologiczne skutki gwałtownej ulew w Piaskach Szlacheckich koło Krasnegostawu. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska* 11(B): 129–168.
- Matuszkiewicz J.M., 2008. Regionalizacja geobotaniczna Polski. IGI PAN, Warszawa.
- Meyer L.D., Harmon W.C., 1979. Multiple-intensity rainfall simulator for erosion research on row sideslopes. *Transactions of the ASAE*, 23(1): 100–103.
- Michałczyk Z., Janicki G., Rodzik J., Siwek K., 2008. Hydrogeomorfologiczne skutki intensywnych opadów na międzyrzeczu Bystrzycy i Gielczwi (Wyżyna Lubelska). *Przegląd Naukowy. Inżynieria i Kształtowanie Środowiska* 17, 4(42): 30–41.
- Milevski I., 2008. Estimation of soil erosion risk in the upper part of Bregalnica watershed–Republic of Macedonia, based on digital elevation model and satellite imagery. *Proceedings from the 5th International conference on geographic information systems*, Fatih University, Istanbul: 351–358.
- Moore I.D., Grayson R.B., Ladson, A.R., 1991. Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications. *Hydrological Processes* 5, 1.
- Morgan R.P.C., Quinton J.N., Smith R.E., Govers G., Poesen J., Auerwald K., Chisci G., Torri D., Styczen M.E., 1998. The European Soil Erosion Model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 6: 527–544.
- Mularz S., 1995. Zastosowanie GIS do oceny zagrożenia erozyjnego pokrywy glebowej. *Archiwum Fotogrametrii, Kartografii i Teledetekcji* 3: 33–42.
- Mularz S., Drzewiecki W., 2007. Ocena zagrożenia gleb erozją wodną w rejonie Ziarnika Dobczyckiego w oparciu o wyniki numerycznego modelowania. *Archiwum Fotogrametrii, Kartografii i Teledetekcji* 17b: 535–548.
- Niedźwiedz T., Michałczyk Z., Starkel L., Ustrnul Z., 2006. Meteorological, hydrological and geomorphological extreme events in central Europe—an attempt of classification. W: J. Jania, W.P. Kundzewicz (red.), *Extreme hydrometeorological events in Poland and their impacts—European context*. International Conference, Warsaw, Poland, 7–9 Dec. 2006, *Book of Abstracts*: 130–131.
- Niedźwiedz T., Starkel L., 2008. Klimatyczne tło współczesnych procesów morfogenetycznych na obszarze Polski. W: L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków: 21–33.
- Niemczyk H., Kowalska B., Majewski G., 2010. Analiza zależności między aktualną wilgotnością gleby a wskaźnikiem opadów uprzednich i temperaturą powietrza. *Przegląd Naukowy. Inżynieria i Kształtowanie Środowiska* 1(47): 13–19.
- Nowocień E., Podolski B., Wawer R., 2004. Estimating outflow and sediment uptake chosen Polish soil kinds in simulated conditions. *Electronic Journal of Polish Agricultural Universities* 7(2).
- Okołowicz W., Martyn D., 1989. Regiony klimatyczne Polski. W: *Atlas geograficzny*, Warszawa.
- Ollesch G., Sukhanovski Y., Kistner I., Rode M., Meissner R., 2005. Characterization and modeling of the spatial heterogeneity of snowmelt erosion. *Earth Surface Processes and Landforms* 30, 197–211.
- Øygarden L., 2003. Rill and gully development during an extreme winter runoff event in Norway. *Catena* 50: 217–242.
- Paczos S., 1982. Stosunki termiczne i śnieżne zim w Polsce. *Rozpr. hab.*, UMCS, Lublin, 24.
- Pall R., Dickinson W.T., Beals D., McGirr R., 1983. Development and calibration of rainfall simulator. *Canadian Agricultural Engineering* 25: 181–187.
- Pałys S., Mazur Z., 1994. Erozja wodna gleb w zlewni rolniczej i leśnej na Wyżynie Lubelskiej. *Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu* 266, Melioracje i Inżynieria Środowiska 14: 129–137.
- Panagos P., Ballabio C., Borrelli P., Meusburger K., Klik A., Rossese S., Tadić M.P., Michaelides S., Hrabáliková M., Olsen P., Aalto J., Lakatos M., Rymaszewicz A., Dumitrescu A., Beguería S., Alewell C., 2015. Rainfall erosivity in Europe. *Science of the Total Environment* 511: 801–814.
- Panagos P., Karydas Ch., Ballabio C., Gitas I., 2014. Seasonal monitoring of soil erosion at regional scale: An application of the G2 model in Crete focusing on agricultural land uses. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 27(B): 147–155.
- Panini T., Torri D., Pellegrini S., Pagliai M., Salvador Sanchis M.P., 1997. A theoretical approach to soil porosity and sealing development using simulated rainstorms. *Catena* 31: 199–218.
- Pasierski M., 1984. Struktura moren czołowych jako jeden ze wskaźników sposobów deglacji obszaru ostatniego zlodowacenia w Polsce. *UMK, Toruń*.
- Pazdro Z., 1983. *Hydrogeologia ogólna*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Perović V., Životić L., Kadović R., Dordević A., Jaramaz D., Mrvić V., Todorović M., 2013. Spatial modelling of soil erosion potential in a mountainous watershed of South-eastern Serbia. *Environmental Earth Sciences* 68, 1: 115–128.
- Philip J.R., 1957. The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Science* 84: 257–264.
- Piechnik L., 1992. Nowe konstrukcje symulatorów deszczu do badań odporności gleby na erozję. *Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej im. H. Kołłątaja w Krakowie, Sesja Naukowa* 35: 113–124.
- Pijanowski J. M., Radecki-Pawlik A., Wałęga A., Wojkowski J., 2013. Evaluation of soil water erosion risk in the Mściwojów water reservoir drainage basin on the basis of numeric modeling. *Geomatics, Landmanagement and Landscape* 1: 83–95.
- Piotrowska I., 2001. Wykorzystanie modelu erozji wodnej gleb w badaniach użytkowania ziemi i opracowaniach scenariuszy rozwoju erozji wodnej gleb na obszarze młodogłacjalnym (zlewnia górnej Parsęty, Pomorze Zachodnie). W: A. Kostrzewski, Z. Zwoliński (red.), *Funkcjonowanie geosystemów w zróżnicowanych warunkach morfoklimatycznych*. Monitoring, ochrona, edukacja. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań: 425–438.
- Piotrowski A., 2003. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Mirosławiec. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

- Piotrowski A., 2006. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Rusinowo. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Piotrowski A., Schiewe M., 2008. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Polanów. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Piotrowski A., Szczesiak A., 2006. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Łobez. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Podgórski Z., 2001. Antropogeniczne zmiany rzeźby terenu na obszarze Polski. *Przegląd Geograficzny* 73 (1,2): 37–56.
- Podlasiński M., 2008. Erozja wodna na polu ornym po intensywnym opadzie w 2007 roku w Daleszewie na Pomorzu Zachodnim. *Przegląd Naukowy. Inżynieria i Kształtowanie Środowiska* 17, 2(40): 43–49.
- Poesen J., 1984. The influence of slope angle on infiltration rate and Hortonian overland flow volume. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplement Band* 49: 117–131.
- Poesen J., Verstraeten G., Soenens R., Seynaeve L., 2001. Soil losses due to harvesting of chicory roots and sugar beet: an under-rated geomorphic process?. *Catena* 43: 35–47.
- Polskie Towarzystwo Gleboznawcze, 2008. Klasyfikacja uziarnienia gleb i utworów mineralnych–PTG. *Roczniki Gleboznawcze LX(2)*: 5–16.
- Popielski W., 2000. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Barwice. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Popielski W., 2004. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Szczecinek. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Prasuhn V., Liniger H., Gisler S., Herweg K., Candinas A., Clément J. P., 2013. A high-resolution soil erosion risk map of Switzerland as strategic policy support system. *Land Use Policy* 32: 281–291.
- Rabbinge R., Van Diepen C.A., 2000. Changes in agriculture and land use in Europe. *European Journal of Agronomy* 13: 85–100.
- Rachlewicz G., Niewiarowski W., Kostrzewski A., Szpikowski J., 2008. Współczesne procesy i przekształcenia obszarów wysoczyznowych i równin sandrowych strefy młodoglacjalnej. W: L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków: 276–283.
- Radomski C., 1964. Opady, osady i pokrywa śnieżna w terenie pagórkowatym oraz ich aspekty rolnicze. Wydawnictwo Wyższej Szkoły Rolniczej w Olsztynie.
- Rataj R., 1977. Skutki ulewy na wysoczyźnie morenowej Pojezierza Chełmińskiego. *Czasopismo Geograficzne* 48, 1: 49–55.
- Rejman J., 2001. Ocena przemieszczenia materiału glebowego w procesie erozji wodnej na glebie lessowej. *Folia Universitatis Agriculturae Stetinensis* 217, *Agricultura* 87: 195–200.
- Rejman J., 2006. Wpływ erozji wodnej i uprawowej na przekształcanie stoków lessowych. *Acta Agrophysica* 136(3).
- Rejman J., Brodowski R., 2010. Ocena erozji wodnej gleby lessowej na uprawach buraka cukrowego i pszenicy jarej na podstawie badań poletkowych. W: E. Smolska, J. Rodzik (red.), *Procesy erozyjne na stokach użytkowanych rolniczo (metody badań, dynamika i skutki)*. *Prace i Studia Geograficzne* 45: 215–228.
- Rejman J., Brodowski R., Iglík I., 2008. Annual variations of soil erodibility of silt loam developed from loess based on 10-years runoff plot studies. *Annals of Warsaw University of Life Sciences–SGGW* 39: 77–83.
- Rejman J., Usowicz B., 1999. Ilościowy opis przenoszenia gleby i wody w procesie erozji wodnej. *Acta Agrophysica* 23: 143–148.
- Rejman J., Usowicz B., 2002. Ocena erozji wodnej gleb lessowych oparta na pomiarach poletkowych. *Przegląd Naukowy. Inżynieria i Kształtowanie Środowiska* 11, 2(25): 15–22.
- 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* 703). US Department of Agriculture, Washington DC.
- Reniger A., 1950. Próba oceny nasilenia i zasięgów potencjalnej erozji gleb w Polsce. *Roczniki Nauk Rolniczych* 54.
- Rodzik J., Janicki G., Zagórski P., Zgłobicki W., 1998. Deszcze nawalne na Wyżynie Lubelskiej i ich wpływ na rzeźbę obszarów lessowych. W: L. Starkel (red.), *Geomorfologiczny i sedimentologiczny zapis lokalnych ulew*. *Dokumentacja Geograficzna* 11, Wrocław: 45–68.
- Römkens M.J.M., 1985. The soil erodibility factor: A perspective. W: S.A. El-Swaify, W.C. Moldenhauer, A. Lo (red.), *Soil erosion and conservation*, Soil Conservation Society of America. Ankeny, Iowa: 445–461.
- Rosa B., Kozarski S., 1980. Przeglądowa mapa geomorfologiczna Polski 1:500 000, arkusz Poznań. Instytut Geografii PAN, Warszawa.
- Rüttimann M., Schaub D., Prasuhn V., Rüegg W., 1995. Measurement of runoff and soil erosion on regularly cultivated fields in Switzerland—some critical considerations. *Catena* 25: 127–139.
- Salata R., Sondaj L., Wojciechowski M., 2012. Ocena aktualnego stanu zabezpieczenia KWB Turów w aspekcie zdarzeń powodziowych zaistniałych w sierpniu 2010 r. *Zeszyty Naukowe Instytutu Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN* 82: 157–172.
- Salles C., Poesen J., 2000. Rain properties controlling soil splash detachment. *Hydrological Processes* 14: 271–278.
- Salles C., Poesen J., Borselli L., 1999. Measurements of simulated drop size distribution with an optical spectro pluviometer; sample size considerations. *Earth Surface Processes and Landforms* 24: 545–556.
- Sangüesa C., Arumí J., Pizarro R., Link O., 2010. A Rainfall Simulator for the in situ Study of Superficial Runoff and Soil Erosion. *Chilean journal of agricultural research*: 178–182.
- Seiler W., 1980. Messeinrichtungen zur Quantitativen Bestimmung des Geofaktors Bodenerosion in der Topologischen Dimension auf Ackerflächen im Schweizer Jura. *Catena* 7: 233–250.
- Simanton J.R., Johnson C.W., Nyhan J.W., Romney E.M., 1985. Rainfall simulation on rangeland erosion plots. W: L.J. Lane (red.), *Proceedings Rainfall Simulator Workshop*, January 14–15, Tucson. Society for Range Management, Denver: 11–17.
- Sinkiewicz M., 1991. Niektóre problemy przeobrażenia stoków na Pojezierzu Kujawskim wskutek denudacji antropogenicznej. *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia* 23: 3–22.
- Sinkiewicz M., 1998. Rozwój denudacji antropogenicznej w środkowej części Polski Północnej. Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń.
- Sirvent J., Desir G., Gutierrez M., Sancho C., Benito G., 1997. Erosion rates in badland areas recorded by collectors, erosion pins and profilometer techniques (Ebro Basin, NE Spain). *Geomorphology* 18: 61–75.
- Slattery M.C., Bryan R.B., 1994. Surface seal development under simulated rainfall on an actively eroding Surface. *Catena* 22: 17–34.
- Ślupik J., 1973. Różnicowanie spływu powierzchniowego na fliszowych stokach górskich. *Dokumentacja Geograficzna* 2.
- Ślupik J., 1981. Rola stoku w kształtowaniu odpływu w Karpatach fliszowych. *Prace Geograficzne IGIPZ PAN* 142, Kraków.
- Smith D.D., Wischmeier W.H., 1962. Rainfall erosion. *Advances in Agronomy* 14: 109–148.
- Smolska E., 2002. The intensity of soil erosion in agricultural areas in North-Eastern Poland. *Landform Analysis* 3: 25–33.
- Smolska E., 2005. Znaczenie spłukiwania w modelowaniu stoków młodoglacjalnych (na przykładzie Pojezierza Suwalskiego). *Wyd. WGRS UW, Warszawa*.
- Smolska E., 2007. Extreme rainfalls and their impact on slopes—evaluation based on soil erosion measurements (as exemplified by the Suwałki Lakeland, Poland). *Geographia Polonica* 80, 2: 151–163.
- Smolska E., 2008. Rola opadów ekstremalnych w denudacji stoków młodoglacjalnych na przykładzie Pojezierza Suwalskiego. *Landform Analysis* 8: 69–72.
- Smolska E., 2010a. Spłukiwanie gleby na użytkowanych rolniczo stokach młodoglacjalnych na przykładzie Pojezierza Suwalskiego.

- go. W: T Ciupa, R. Suligowski (red.), Woda w badaniach geograficznych. Instytut Geografii Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Kielce: 137–149.
- Smolska E., 2010b. Spływ wody i erozja gleby na piaszczystym stoku w obszarze młodoglacjalnym – pomiary poletkowe (Pojezierze Suwalskie, Polska NE). W: E. Smolska, J. Rodzik (red.), Procesy erozyjne na stokach użytkowanych rolniczo (metody badań, dynamika i skutki). *Prace i Studia Geograficzne* 45: 197–214.
- Stach A., 2009. Analiza struktury przestrzennej i czasoprzestrzennej maksymalnych opadów dobowych w Polsce w latach 1956–1980. Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu. Seria Geografia 85, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Starkel L., 1986. Rola zjawisk ekstremalnych i procesów sekularnych w ewolucji rzeźby (na przykładzie fliszowych Karpat). *Czasopismo Geograficzne* 57, 2: 203–213.
- Starkel L., 1996. Geomorphic role of extreme rainfalls in the Polish Carpathians, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 30: 21–39.
- Starkel L., 2003. Rola ekstremalnych opadów i ich częstotliwości w przekształcaniu stoków i den dolin. W: W. Bochenek, E. Gil (red.), Funkcjonowanie i monitoring geosystemów Polski ze szczególnym uwzględnieniem zjawisk ekstremalnych, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa: 13–19.
- Starkel L., 2008. Procesy stokowe i fluwialne przekształcające rzeźbę – czy model z lat 70. jest nadal aktualny?. *Landform Analysis* 9: 16–20.
- Starkel L., Czyżowska E., Rutkowski J., 1997. Rola opadów ulewnych w przekształcaniu rzeźby. W: L. Starkel (red.), Rola gwałtownych ulew w ewolucji rzeźby Wyżyny Miechowskiej (na przykładzie ulewy w dniu 15 września 1995 roku). *Dokumentacja Geograficzna* 8, Wrocław: 93–100.
- Stępniewski K., 2008. Wpływ spływu roztopowego i deszczowego na wielkość splukiwania z poletek o różnym użytkowaniu. *Landform Analysis* 9: 49–52.
- Stępniewski K., Demczuk P., Rodzik J., Siwek K., 2010. Związki między opadem deszczu a spływem powierzchniowym i splukiwaniem gleby na poletkach doświadczalnych o różnym użytkowaniu (Guciów–Roztocze Środkowe). W: E. Smolska, J. Rodzik (red.), Procesy erozyjne na stokach użytkowanych rolniczo (metody badań, dynamika i skutki), *Prace i Studia Geograficzne* 45: 229–241.
- Strzemiński M., 1966. Racjonalne użytkowanie ziemi w polskiej kartografii gleboznawczej. Powszechne Wydawnictwo Rolnicze i Leśne, Warszawa.
- Šuri M., Cebecauer T., Hofierka J., Fulajtár E., 2002. Soil Erosion Assessment of Slovakia at a Regional Scale Using GIS. *Ecology (Bratislava)* 21, 4: 404–422.
- Świąchłowicz J., 1998. Splukiwanie gleby na stoku eksperymentalnym w rejonie Łazów (Pogórze Wielickie). W: A. Kostrzewski (red.), Funkcjonowanie i tendencje rozwoju geosystemów Polski. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa: 217–227.
- Świąchłowicz J., 2002. Współdziałanie procesów stokowych i fluwialnych w odprowadzaniu materiału rozpuszczonego i zawiesiny ze zlewni pogórskiej. Instytut Geografii UJ, Kraków.
- Świąchłowicz J., 2008. Zdarzenia splukiwania na stokach pogórskich użytkowanych rolniczo (Pogórze Wiśnickie). *Landform Analysis* 9: 53–56.
- Świąchłowicz J., 2009. Geomorfologiczne i ekonomiczne skutki deszczu nawalnego z dnia 17 czerwca 2006 r na terenie Rolniczego Zakładu Doświadczalnego UJ w Łazach. W: W. Bochenek, M. Kijowska (red.), Funkcjonowanie środowiska przyrodniczego w okresie przemian gospodarczych w Polsce, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Szymbark: 219–230.
- Świąchłowicz J., 2010a. Ekstremalne splukiwanie i erozja liniowa na stokach użytkowanych rolniczo w Polskich Karpatach Fliszowych. W: E. Smolska, J. Rodzik (red.), Procesy erozyjne na stokach użytkowanych rolniczo (metody badań, dynamika i skutki). *Prace i Studia Geograficzne* 45: 29–48.
- Świąchłowicz J., 2010b. Splukiwanie gleby na użytkowanych rolniczo stokach pogórskich w latach hydrologicznych 2007–2008 w Łazach (Pogórze Wiśnickie). W: E. Smolska, J. Rodzik (red.), Procesy erozyjne na stokach użytkowanych rolniczo (metody badań, dynamika i skutki). *Prace i Studia Geograficzne* 45: 243–263.
- Świąchłowicz J., 2012. Wartości progowe parametrów opadów deszczu inicjujących procesy erozyjne w zlewniach użytkowanych rolniczo. Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków.
- Świąchłowicz J., 2013. Wskaźnik średniej rocznej erozyjności deszczu i spływu powierzchniowego (R) na przykładzie stacji meteorologicznej w Łazach k. Bochni (region klimatu Pogórza Karpackiego). *Landform Analysis* 24: 85–95.
- Świąchłowicz J., 2018. The assessment of influence of soil erosion by water in the transformation of agricultural slopes of the Wiśnicz Foothills. *Landform Analysis* 36: 85–95.
- Szafer W., 1972. Podstawy geobotanicznego podziału Polski. Szata roślinna Polski niżowej. W: W. Szafer, K. Zarzycki (red.), Szata Roślinna Polski 2, PWN, Warszawa: 9–189.
- Szafrński Cz., 1992. Spływy powierzchniowe i erozja wodna gleb na bogato rzeźbionych terenach polodowcowych. *Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej im. H. Kołłątaja w Krakowie. Sesja Naukowa* 35: 101–109.
- Szafrński Cz., Fiedler M., Stasik R., 1998. Erozja wodna w małej zlewni użytkowanej rolniczo na Pojezierzu Gnieźnieńskim. *Bibliotheca Fragmenta Agronomica* 4B/98: 73–81.
- Szafrński Cz., Stasik R., 2001. Występowanie erozji wodnej gleb na Pojezierzu Gnieźnieńskim w latach mokrych. *Folia Universitatis Agriculturae Stetinensis* 217, *Agricultura* 87: 217–220.
- Szpikowski J., 1998a. System pomiarowy oraz wielkość i mechanizm erozji wodnej gleb na stokach użytkowanych rolniczo w zlewni młodoglacjalnej (górną Parsętą, Chwalimski Potok). W: A. Kostrzewski (red.), Funkcjonowanie i tendencje rozwoju geosystemów Polski. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa: 51–59.
- Szpikowski J., 1998b. Wielkość i mechanizm erozji wodnej gleb na stokach użytkowanych rolniczo w zlewni młodoglacjalnej (górną Parsętą, Chwalimski Potok). *Bibliotheca Fragmenta Agronomica* 4B/98: 113–124.
- Szpikowski J., 2001a. Uwarunkowania mechanizmu procesu rozbryzgu w młodoglacjalnej zlewni Chwalimskiego Potoku (górną Parsętą, Pojezierze Drawskie). W: A. Karczewski, Z. Zwoliński (red.), Funkcjonowanie geosystemów w zróżnicowanych warunkach morfoklimatycznych. Monitoring, ochrona, edukacja. Bogucki Wydawnictwo Naukowe: 511–524.
- Szpikowski J., 2001b. Wzajemne relacje rozbryzgu i splukiwania jako przejaw zmienności erozji wodnej gleb na stokach o zróżnicowanym użytkowaniu rolniczym (zlewnia Chwalimskiego Potoku, górną Parsętą). *Folia Universitatis Agriculturae Stetinensis* 217, *Agricultura* 87: 221–226.
- Szpikowski J., 2003a. Contemporary processes of soil erosion and the transformation of the morphology of slopes in agricultural use in the postglacial catchment of the Chwalimski Potok (Upper Parsęta, Drawskie Lakeland). *Quaestiones Geographicae* 22: 79–90.
- Szpikowski J., 2003b. Mechanizm spływu i splukiwania na stokach użytkowanych rolniczo w zlewni górnej Parsęty. W: A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych t. 3. Obieg wody, uwarunkowania i skutki w środowisku przyrodniczym. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań: 261–277.
- Szpikowski J., 2010a. Antropogeniczne przekształcenia rzeźby zlewni Perznicy w neholocen (Pojezierze Drawskie, dorzecze Parsęty). Wydawnictwo Naukowe UAM, Seria Geografia 91, Poznań.
- Szpikowski J., 2010b. Uwarunkowania i wielkość rozbryzgu gleby na podstawie pomiarów na powierzchniach testowych w zlewni Chwalimskiego Potoku (Pomorze Zachodnie). W: E. Smolska, J. Rodzik (red.), Procesy erozyjne na stokach użytkowanych rolniczo (metody badań, dynamika i skutki), *Prace i Studia Geograficzne* 45: 181–195.
- Szpikowski J., 2012. Uwarunkowania i wielkość erozji wodnej gleb i denudacji agrotechnicznej na Pojezierzu Drawskim (Po-

- morze Zachodnie). W: A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), Funkcjonowanie geoeosystemów w różnych strefach krajo-
brazowych Polski, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Stor-
kowo: 83–94.
- Szpikowski J., Kostrzewski A., Mazurek M., Smolska E., Stach A., 2008. Współczesne procesy kształtujące rzeźbę stoków. W: L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), Współ-
czesne przemiany rzeźby Polski, Instytut Geografii i Gospodarki
Przestrzennej UJ, Kraków: 283–291.
- Szpikowski J., Majewski M., Madaj W., 2018. Conditions for soil
erosion by water in the upper Parsęta catchment. *Landform
Analysis* 36: 56–69.
- Tossell R.W., Dickinson W.T., Rudra R.P., Wall G.J., 1987. A por-
table rainfall simulator. *Canadian Agricultural Engineering* 29:
155–162.
- Tricart J., Kiewiet de Jonge C., 1992. Ecogeography and rural ma-
nagement—a contribution to the International Geosphere-Bio-
sphere Programme. Harlow, U.K.
- Tropeano D., 1983. Soil erosion on vineyards in the Tertiary Pied-
montese basin (northwestern Italy): studies on experimental
areas. *Catena Supplement* 4: 115–127.
- Twardy J., 1990. Przebieg splukiwania w okolicach Bogini koło Ło-
dźi, w cyklu rocznym. *Acta Universitatis Lodzianis, Folia Geo-
graphica Physica* 12: 15–49.
- Twardy J., 2008. Współczesne procesy stokowe w strefie starogla-
cjalnej. W: L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień
(red.), Współczesne przemiany rzeźby Polski. Instytut Geografii
i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków: 239–245.
- Uggla H., Mirowski Z., Grabarczyk S., Nożyński A., Rytelewski J.,
Solarzski H., 1968. Procesy erozji wodnej w terenach pagórkowa-
tych północno-wschodniej części Polski. *Roczniki Gleboznaw-
cze* 18(2): 415–447.
- Uggla H., Solarzski H., Rytelewski J., Mirowski Z., Nożyński A.,
Grabarczyk S., 1998. Problematyka erozji wodnej gleb pół-
nocno-wschodniej Polski. *Bibliotheca Fragmenta Agronomica*
4b/98: 180–197.
- Van Rompaey A.J.J., Verstraeten G., Van Oost K., Govers G., Po-
esen J., 2002. Modelling mean annual sediment yield using
a distributed approach. *Earth Surface Processes Landforms* 26:
1221–1236.
- Verstraeten G., Poesen J., Demaree G., Salles C., 2006. Long-term
(105 years) variability in rain erosivity as derived from 10 min
rainfall depth data for Ukkel (Brussels, Belgium): implications
for assessing soil erosion rates. *Journal of Geophysical Research*
111, D22.
- Vičanová M., Toman F., Oppeltová P., 2011. Comparative study of
soil infiltration capacity at selected sites. *Infrastruktura i Ekolo-
gia Terenów Wiejskich* 12: 17–30.
- Vold T., Sondheim M.W., Nagpal N.K., 1985. Computer assisted
mapping of soil erosion potential. *Canadian Journal of Soil
Science* 65: 411–418.
- Vrieling A., Sterk G., Beaulieu N., 2002. Erosion risk mapping:
A methodological case study in the Colombian Eastern Plains.
Journal of Soil and Water Conservation 57, 3: 158–163.
- Wainwright J., 1996. Infiltration, runoff and erosion characteris-
tics of agricultural land in extreme storm events, SE France.
Catena 26: 24–47.
- Wąsek A., 1980. Zasoby wodne w górnej warstwie aeracji a wskaź-
nik wilgotności gruntu. *Przegląd Geofizyczny* 25(33), 1: 71–78.
- Wawer R., Nowocień E., 2006. Mapa erozji wodnej aktualnej
w oparciu o Corine Land Cover 2000. *Pamiętnik Puławski* 142:
537–546.
- Wawer R., Nowocień E., 2007. Digital map of water erosion risk
in Poland: a qualitative, vector-based approach. *Polish Journal of
Environmental Studies* 16, 5: 763–772.
- Wawer R., Nowocień E., Podolski B., Capała M., 2008. Ocena za-
grożenia erozją wodną zlewni rzeki Bystrej z wykorzystaniem
modelowania przestrzennego. *Przegląd Naukowy. Inżynieria
i Kształtowanie Środowiska* 17, 3(41): 20–28.
- Wężyk P., Drzewiecki W., Wójtowicz-Nowakowska A., Pierchalski
M., Mlost J., Szafrńska B., 2012. Mapa zagrożenia erozyjnego
gruntów rolnych w Małopolsce na podstawie klasyfikacji OBIA
obrazów teledetekcyjnych oraz analiz przestrzennych GIS. *Ar-
chiwum Fotogrametrii, Kartografii i Teledetekcji* 24: 403–420.
- Wierzbicki K., 2008. Wybrane metody pomiarów erozji wodnej
nachylonych powierzchni utworów antropogenicznych. *Prze-
gląd Naukowy. Inżynieria i Kształtowanie Środowiska* 17, 2(40):
25–33.
- Wiłun Z., 2003. *Zarys Geotechniki*. Wydawnictwo Komunikacji
i Łączności, Warszawa.
- Winnicki J., 2006. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w ska-
li 1:50 000, arkusz Konotop. Państwowy Instytut Geologiczny,
Warszawa.
- Winowski M., Majewski M., 2016. Lithological conditions of soil
erosion in the Chwalimski Potok catchment (the Drawskie Lake
District) at the background of selected geotechnical analyses.
Prace Geograficzne UJ 147: 7–23.
- Wischmeier W.H., Smith D.D., 1978. Predicting rainfall erosion
losses: A guide to conservation planning. *Agricultural Handbo-
ok* 537, U.S. Department of Agriculture, Washington D.C.
- Wolman M.G., Miller J.P., 1960. Magnitude and frequency of forces
in geomorphic processes. *Journal of Geology* 68: 54–74.
- Woś A., 1993. Regiony klimatyczne Polski w świetle częstości
występowania różnych typów pogody. *Zeszyty IGIPZ PAN* 20,
Warszawa.
- Woś A., 1996. *Zarys klimatu Polski*. Wydawnictwo Naukowe
UAM, Poznań.
- Ząbek S., 1983. Infiltrometr dwupierścieniowy w badaniach po-
lowych przy zróżnicowanych warunkach glebowych i upraw-
owych. *Roczniki Gleboznawcze* 34, 3: 21–30.
- Zglobicki W., Rodzik J., Superson J., Dotterweich M., Schmitt A.,
2014. Phases of gully erosion in the Lublin Upland and Rotocze
Region. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska Lu-
blin–Polonia* 69, 1(B): 149–162.
- Ziemnicki S., 1956. Skutki deszczu nawalnego we wsi Piaski
Szlacheckie pod Krasnymstawem. *Gospodarka Wodna* 16, 11:
476–480.
- Ziemnicki S., 1968. Melioracje przeciwezyjne. *Powszechne Wy-
dawnictwo Rolnicze i Leśne*, Warszawa.
- Zwoliński Z., 2008. Wybrane zjawiska ekstremalne pojezierzy pol-
skich. *Landform Analysis* 8: 98–106.
- Zwoliński Z., 2011. Globalne zmiany klimatu i ich implikacje dla
rzeźby Polski. *Landform Analysis* 15: 5–15.
- Zwoliński Z., Kostrzewski A., Stach A., 2008. Tło geograficzne
współczesnej ewolucji rzeźby młodoglacjalnej. W: L. Starkel,
A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), Współczesne
przemiany rzeźby Polski, Instytut Geografii i Gospodarki Prze-
strzennej UJ, Kraków: 271–276.

Secular and extreme soil erosion processes in the Drawskie Lakeland

Summary

Soil erosion by water is one of the most important factors affecting contemporary landscape changes within the lowland geoecosystems in Central Europe. Soil erosion by water mainly depends on: rainfalls (especially its intensity and erosivity), length of slope and its inclination, type of cultivation and usage of land, anti-erosion treatments and susceptibility of soils to erosion. The aim of conducted research was to evaluate conditioning and magnitude of secular and extreme soil erosion processes in the Drawsko Lakeland with special considering of rainfall erosivity index (EI30). The main goal was realised through several research tasks. The first task involved examination of surface runoff and slope wash conditionings, course and quantity in the testing plot located within the Chwalimski Potok catchment. The second task was related to evaluate rainfall impact to soil erosion by water processes. It was realised by computation rainfall characteristics: intensity, kinetic energy and erosivity. In order to assess secular and extreme soil erosion impact to land relief changes, research were provided with additional details by conducting three field experiments with simulated rainfall.

Stationary observation and quantitative researches of soil erosion (at testing plots) have been conducting within the Chwalimski Brook catchment for three hydrological years (2012–2014). The slope with the test area is located within the 1st order catchment being a subsystem of the Młynski Brook catchment and then followed by the upper Parsęta catchment. This area covers 4.8 hectares and is characterised by short slopes with small height variances up to 10 meters. Historically, the area was covered with agricultural crops, currently they cover about 10% of the area. The slope is covered with gleyic retisols and its average inclination is about 4 degrees with its south-east exposure. The measuring system of soil erosion covered 5 testing plots with different agricultural use (bare fallow, meadow, potatoes, spring and winter crops). Plots are 42 metres long and 4 metres width. In the bottom edge of each plot catchers with volume of 800 dm³ were installed. In this research, only data from black fallow were considered. Such tillage is recognised as a standard in soil erosion studies. Two experi-

ments have been conducted in this testing plot. The third one has been conducted on slope located within an area of undulated morainic plateau in the Kłuda catchment. The slope is characterised by greater height variances than in Chwalimski Brook catchment. The slope, where the experiment has been conducted, is situated within local closed depression and is covered by sands underlain by boulder clay. Its average slope is about 10° with its southwest exposure.

Although annual precipitation in the three-year measurement period was comparable with mean value from multi-year period (1987–2014), its intensity and erosivity were distinguishably lower. Such rainfall conditions are not favourable for extreme soil erosion by water processes, thus any relief forms from such geomorphological processes were not observed in the Drawsko Lakeland.

Due to lack of that kind of forms, in 2013 and 2014, three field experiments were conducted. The main aim of experiments was to evaluate the impact of high intensity rainfall on soil surface. The first experiment consisted of 5, the second and the third of 4 rainfall simulations. The rainfall was created by using a purpose-built rain simulator, consisting of 3 and 6 sprinklers placed around the testing plot. Despite the slope inclination in the Kłuda catchment was 2.5 times steeper than Chwalimski Potok's slope, surface runoff attained smaller volume, because of remarkably higher infiltration rate.

In 2012–2014, surface runoff and soil loss has occurred 8 times each year. The maximal monthly surface runoff volume was registered in February 2012, and it equalled 10.1 dm³ m⁻² and the maximal soil loss value was registered in May 2013 and equalled 3,198 kg ha⁻¹. Annual runoff volumes were between 31.2 dm³ m⁻² in 2012 and 38.8 dm³ m⁻² in 2013, whereas annual soil loss values ranged from 740 kg ha⁻¹ in 2012 to 5,700 kg ha⁻¹ in 2013. Soil erosion values caused by simulated rainfall during field experiments were similar or significantly higher than annual values. Surface runoff was between 31.2 dm³ m⁻² in the first experiment and 34.2 dm³ m⁻² in the second one, whilst soil loss was between 4,632 kg ha⁻¹ and 8,637 kg ha⁻¹.

The achieved experiment results have been compared with soil erosion rate achieved from stationary

observations. The results show that runoff and soil loss considerably increase during rainfalls with high amount, intensity and erosivity. Furthermore, individual extreme erosive events may exceed annual (secular) soil erosion processes. Conducted stationary research indicates that annual soil erosion primarily depends on individual rainfall and erosive events, which considerably exceed mean values.

In order to evaluate the soil susceptibility to erosion by water in the Drawsko Lakeland, high resolution potential and actual soil erosion risk maps were prepared. The qualitative assessment of soil erosion risk was based on geoinformation technologies. The model considers following conditions affecting the size of soil erosion: slope steepness and aspect, topographic factor LS (unit upslope contributing area), lithology, rainfall erosivity (Modified Fournier Index calculated from monthly and annual precipitation

data) and land use and land cover from Corine Land Cover 2006. To prepare the map of potential soil erosion risk, land use from Corine Land Cover was not considered. Thematic maps have been reclassified into a 4-degree division. The results of the soil erosion risk assessment in the Drawsko Lakeland reveal the fact that a majority of its area is characterized by moderate or low erosion risk levels. Areas with high erosion risk are mostly located in the northern part of the Lakeland.

The achieved results from stationary observations and field experiments may indicate that the soil loss magnitude significantly increases during rainfall with higher intensity, greater totals and accumulated in time rainfall events. This may confirm the high potential of soil erosion by water processes of above-average magnitude and intensity in the discharge of material from agricultural used slopes.