

Wartości progowe parametrów opadów deszczu
inicjujących procesy erozyjne
w zlewniach użytkowanych rolniczo

Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej
Uniwersytetu Jagiellońskiego

Jolanta Świąchowicz

**Wartości progowe parametrów opadów deszczu
inicjujących procesy erozyjne
w zlewniach użytkowanych rolniczo**



Kraków 2012

Publikacja wydana ze środków Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ

Recenzent:

prof. dr hab. Adam Łajczak

Tłumaczenie na język angielski:

Alicja Waligóra-Zblewska

Adiustacja:

Urszula Kossowska-Cezak

Projekt okładki:

Jolanta Świąchowicz

Zdjęcia na okładce:

Skutki erozji wodnej na stokach użytkowanych rolniczo w okolicy Stacji Naukowej IGiGP UJ w Łazach k. Bochni – fot. Jolanta Świąchowicz

Projekt, opracowanie i komputerowe wykonanie rycin:

Jolanta Świąchowicz

Makieta książki, skład tekstu i przygotowanie do druku:

Pracownia Wydawnicza IGiGP UJ – Małgorzata Ciemborowicz

© Jolanta Świąchowicz i Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ

Wydanie I

Kraków 2012

ISBN 978-83-88424-73-1

Wydawca:

Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ
ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków, Polska
tel. (+48) 012 664 52 50, faks (+48) 012 664 53 85
www.geo.uj.edu.pl

Druk:

Poligrafia Inspektoratu Towarzystwa Salezjańskiego
ul. Konfederacka 6, 30-306 Kraków, Polska
tel. (+48) 12 266 40 00, faks (+48) 12 269 02 84
www.sdb.krakow.pl

Spis treści

Rozdział 1	
Wstęp	7
1.1. Koncepcja i typy progów geomorficznych	8
1.2. Metody wyznaczania progów geomorficznych	19
1.3. Cel i zakres pracy	20
Rozdział 2	
Obszar badań	31
Rozdział 3	
Metody badań	37
3.1. Metody opracowania wyników pomiarów opadów atmosferycznych	38
3.2. Metody pomiarów erozji wodnej na stokach	41
3.2.1. Rozbryzg	42
3.2.2. Spłukiwanie	45
3.2.3. Erozja linijna	49
3.3. Transport zawiesiny w korycie	52
3.4. Metody wyróżniania wartości progowych	53
Rozdział 4	
Uwarunkowania przebiegu erozji wodnej na stokach	57
4.1. Czynniki wewnętrzne wpływające na przekraczanie progów geomorficznych	59
4.1.1. Rzeźba terenu	59
4.1.2. Gleby	66
4.1.3. Użytkowanie ziemi	67
4.2. Czynniki zewnętrzne sprzyjające przekraczaniu progów geomorficznych	71
4.2.1. Opady atmosferyczne	72
4.3. Reprezentatywność wyników badań	100
Rozdział 5	
Wartości progowe parametrów opadów deszczu w przebiegu erozji wodnej na stokach	103
5.1. Charakterystyka opadów deszczu w latach hydrologicznych 2007–2009.	103
5.2. Rozbryzg	105
5.2.1. Częstość zdarzeń	105
5.2.2. Masa rozbryzgu	106
5.2.3. Wartości progowe w przebiegu rozbryzgu	110
5.3. Spłukiwanie	122
5.3.1. Częstość zdarzeń spłukiwania	122
5.3.2. Masa przemieszczonego na stoku przez spłukiwanie materiału glebowego	122
5.3.3. Wartości progowe wystąpienia spłukiwania.	131
5.4. Erozja linijna	142
5.4.1. Częstość zdarzeń	143
5.4.2. Skutki zdarzeń	148
5.4.3. Wartości progowe w przebiegu erozji liniijnej na stokach	153
Rozdział 6	
Wartości progowe dostawy gleby ze stoków do koryta potoku	161

Rozdział 7	
Prawdopodobieństwo wystąpienia i przewyższenia zdarzeń erozyjnych na stokach	175
7.1. Prawdopodobieństwo wystąpienia i przewyższenia rozbryzgu, splukiwania oraz erozji liniowej w roku	177
7.2. Prawdopodobieństwo wystąpienia i przewyższenia rozbryzgu oraz dostawy materiału glebowego ze stoków do koryta potoku	183
7.3. Prawdopodobieństwo wystąpienia i przewyższenia rozbryzgu, splukiwania oraz erozji liniowej w poszczególnych miesiącach półrocza letniego	190
7.4. Prawdopodobieństwo wystąpienia i przewyższenia rozbryzgu oraz dostawy materiału glebowego ze stoków do koryta potoku w poszczególnych miesiącach półrocza letniego	194
Rozdział 8	
Wykorzystanie wartości progowych parametrów opadów deszczu do oceny roli procesów erozyjnych w obszarach użytkowanych rolniczo	203
Rozdział 9	
Podsumowanie	217
Rozdział 10	
Wnioski	225
Podziękowania	229
Bibliografia	231
Spis rycin / List of figures	265
Spis tabel / List of tables	273
Summary. Rainfall thresholds for erosion processes in agricultural catchments	279

ROZDZIAŁ 1

Wstęp

W roku 1973 została opublikowana praca Stanley'a Schumma pod tytułem *Geomorphic thresholds and complex response to drainage system* (Schumm 1973a). Mimo upływu kilkadziesiąt lat, ten zaledwie dwunastostronicowy artykuł nadal należy do grupy dziesięciu najczęściej cytowanych prac z geomorfologii (Doyle, Julian 2005), a pojęcie *threshold* – wartość progowa, próg – trwale funkcjonuje w terminologii geomorfologicznej.

W czym więc tkwi siła tego artykułu? Słowo *próg* w swoim podstawowym znaczeniu wskazuje na kamienną bądź drewnianą dolną część futryny drzwicowej. Z czasem stał się synonimem początku czegoś, wstępu do czegoś, granicy czegoś (Sobol 2002). Pojęcie progu (wartości progowej) było od dawna stosowane w naukach ścisłych, jak również w medycynie czy psychologii (próg bólu, próg pobudliwości, próg słyszalności itp.) i oznaczało ono zwykle najmniejszą wartość (siłę) jakiegoś bodźca, po przekroczeniu której następuje wyraźna zmiana jakościowa bądź ilościowa w przebiegu procesu (*Encyklopedia Popularna PWN*, 1992).

Stanley Schumm (1973a) wprowadził koncepcję progów geomorficznych do teorii systemu geomorficznego oraz zdefiniował podstawowe pojęcia, które funkcjonują do dzisiaj. Cytowana praca ma charakter teoretyczny, daje podstawy do opisu występowania i działania procesów geomorficznych. Idea progów geomorficznych była na tyle ogólna i otwarta, że równocześnie niemożliwa do natychmiastowego zweryfikowania, wymagała bowiem potwierdzenia wynikami badań terenowych i monitoringiem procesów geomorficznych w długich okresach na obszarach o zróżnicowanej rzeźbie i odmiennych warunkach klimatycznych. Koncepcja była w kolejnych latach weryfikowana, rozwijana i udoskonalana, dzięki czemu jej znaczenie wzrosło do rangi podstawowego paradygmatu (Hart 1986)

i funkcjonuje w geomorfologii na równi z takimi koncepcjami, jak teoria cyklu geograficznego (Davis 1899 za Klimaszewski 1978), modelu równowagi dynamicznej (Gilbert 1877 za Klimaszewski 1978; Hack 1960) czy teoria systemu denudacyjnego (Chorley 1962), które stanowiły o rozwoju tej dyscypliny. Co więcej, pojęcie progów geomorficznych do dziś jest uznawane za centralne w teorii geomorfologii (Hart 1986; Ritter i in. 2002).

Oprócz znaczenia czysto teoretycznego, omawiana koncepcja znajduje – jak żadna inna – zastosowanie praktyczne (Coates, Vitek 1980a, b; Hart 1986) na gruncie geomorfologii stosowanej. Poznanie wartości progowych, po przekroczeniu których dochodzi do uruchomienia procesów geomorficznych prowadzących nie tylko do zmiany rzeźby, ale równocześnie powodujących trwałe i nieodwracalne uszkodzenia terenu, zniszczenie dorobku materialnego, wymierne straty ekonomiczne oraz stwarzających zagrożenie dla zdrowia i życia ludzi, jest zagadnieniem wręcz fundamentalnym. Wyznaczenie tych wartości nie jest jednak możliwe bez terenowych pomiarów przebiegu i natężenia procesów geomorficznych – pracochłonnych, czasochłonnych, wymagających nakładów finansowych i specjalistycznej aparatury oraz zaangażowania wielu osób.

1.1. Koncepcja i typy progów geomorficznych

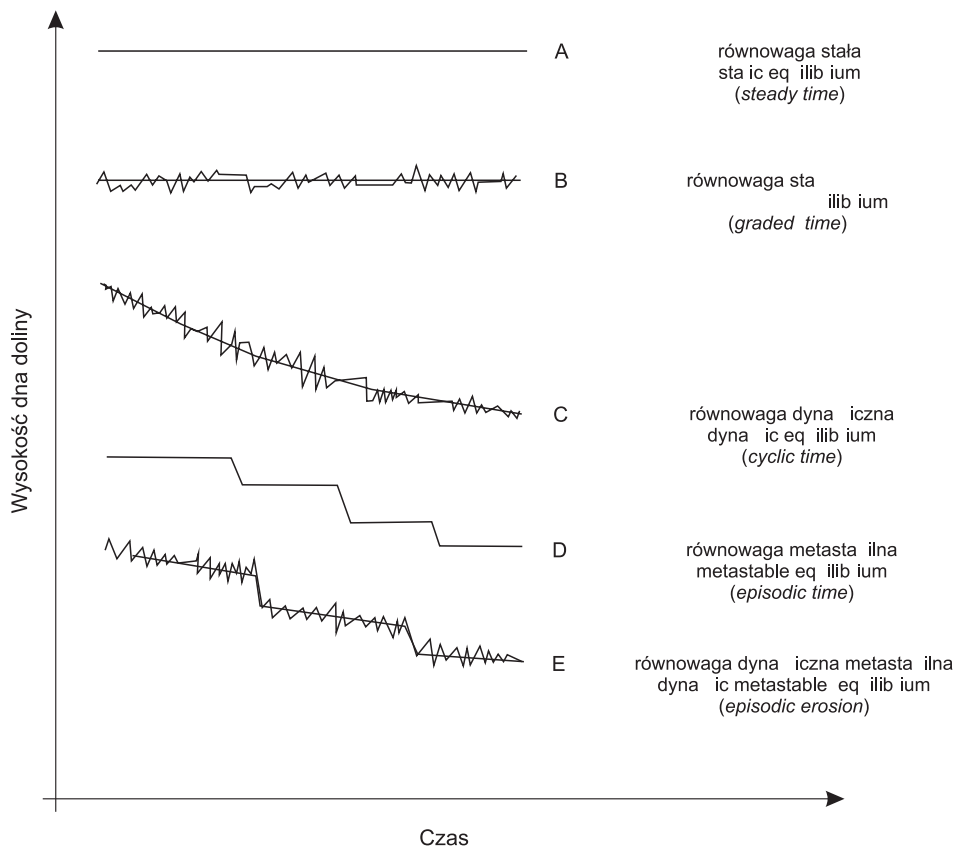
Rzeźba powierzchni Ziemi, będąca wynikiem działania przeciwstawnych sił wewnętrznych (endogenicznych) i zewnętrznych (egzogenicznych) jest zróżnicowana w przestrzeni i ulega zmianom w czasie. Przyczyną zróżnicowania i zmienności jest brak równowagi między działalnością sił endo- i egzogenicznych, które w różnych okresach charakteryzują się inną częstością występowania, przebiegiem i natężeniem (Klimaszewski 1978; Książkiewicz 1979; Bauer 2004; Migoń 2006). Niektóre procesy wywołane przez te siły są procesami budującymi (tworzącymi nowe formy), inne mają charakter destrukcyjny (niszczący istniejące już formy). Działalność większości procesów geomorficznych polega jednak zarówno na równoczesnym niszczeniu, jak i budowaniu. Transformacja rzeźby jest reakcją na działanie procesów lub zespołów procesów geomorficznych. Zarówno wystąpienie procesu, jak i jego natężenie jest również zróżnicowane i podlega zmianom w czasie. Procesy geomorficzne wywołane są przez określone przyczyny (siły – czynniki) i charakteryzują się określonym mechanizmem działania i zmiennym natężeniem (Leopold i in. 1964; Strahler 1965; Gregory, Walling 1973, 1974; Scheidegger 1974; Schumm 1977; Derbyshire i in. 1979; Embleton, Whalley 1985; Thornes 1985; Andel van 1997; Allen 2000; Ritter in. 2002). Dlatego w geomorfologii przykłada się dużą wagę do określenia relacji, które zachodzą między procesem a formą, która jest skutkiem działania procesu, oraz do poznania uwarunkowań wpływających na charakter tych relacji.

Uważa się, że istnieje równowaga dynamiczna między formą a procesem, oparta na relacji między siłą a odpornością systemu na jej działanie. Koncepcja ta, opracowana przez Grove'a i K. Gilberta (1877), następnie zarzucona i zdominowana przez teorię cyklu geograficznego Williama M. Davisa (1899), pojawiła się ponownie w pracach geomorfologicznych w latach pięćdziesiątych ubiegłego wieku (Horton 1945; Strahler 1950a, b, 1952; Leopold, Maddock 1953) i wkrótce stała się teoretyczną podstawą w badaniach geomorfologicznych (Hack 1960).

Koncepcja równowagi dynamicznej została silnie zaakcentowana w ogólnej teorii systemów (Bertalanffy 1932, 1950, 1984) wprowadzonej do geomorfologii przez Richarda J. Chorley'a (1962). Podejście systemowe w geomorfologii zdaniem R.J. Chorley'a (1962)

miało szczególnie ułatwić badanie relacji czynnik–proces–forma oraz wyeksponować zmienność warunków i przebieg procesów. W klasycznej definicji system rozumiany jest jako zbiór elementów (obiektów) funkcjonalnie lub strukturalnie powiązanych ze sobą, tworzących jednolitą całość (Bertalanffy 1932, 1950; Hall, Fagan 1956; Chorley 1962; Chorley, Kennedy 1971; Kennedy 2004). Tak więc system jest układem charakteryzującym się określoną strukturą i funkcjonowaniem. Jest równocześnie układem dynamicznym, czyli zmieniającym się w czasie. Działanie systemu zależy w równej mierze od właściwości współtworzących go części składowych, jak i od miejsca, jakie zajmują one w systemie (Bertalanffy 1932, 1984; Chorley 1962, Chorley, Kennedy 1971; Widacki 1979a, b). System geomorficzny jest przykładem systemu otwartego, w którym odbywa się stały przepływ (dopływ i odpływ) energii i obieg materii, zmierzający do osiągnięcia stanu równowagi dynamicznej (Chorley, Kennedy 1971; Schumm 1977; ryc. 1). Oznacza to stałość systemu, czyli brak zmian w czasie, który może być spowodowany izolacją, znaczną odpornością na zmiany lub działaniem zrównoważonych sił (Weiner 1999; Balon 2007). Na przykład system stokowy znajduje się w stanie równowagi (bilans równoważny), gdy ilość produktów wietrzenia i namywania po stronie przychodów jest równa ilości materiału spłukiwanego i odprowadzanego przez ruchy masowe (Jahn 1954). Istnienie równowagi sugeruje, że proces i forma funkcjonują w niezmiennych warunkach, co pociąga za sobą również stałość czynników wpływających na przebieg procesów i formę (np. klimatu, procesów tektonicznych). W rzeczywistości systemy geomorficzne ulegają zmianom, nie zawsze jednak z perspektywy ludzkiego życia potrafimy je dostrzec. Zmiany dokonujące się w systemach geomorficznych są różnie oceniane w zależności od skali czasowej, co zdecydowanie wpływa na postrzeganie występujących w systemie typów równowagi (Schumm 1977). W geomorfologii relacje zachodzące między procesem a formą są rozpatrywane w różnych skalach czasowych (Tricart 1965, Thorns, Brunsden 1977; Goździk 1986; Kozarski 1986). Najbardziej znany i powszechnie stosowany jest podział wprowadzony przez S. Schumma i R. Lichty'ego (1965) wyróżniający czas stały (*steady time*), stopniowy (*graded time*) i cykliczny (*cyclic time*). W zależności od perspektywy czasu zmienia się też diametralnie postrzeganie równowagi występującej w systemie. W bardzo krótkiej skali czasu, obejmującej godziny, dni, miesiące (*steady time*; czas krótkoterminowy), forma (np. wysokość dna doliny) nie ulega zmianie, a system znajduje się w stanie równowagi statycznej (*static equilibrium*) (Chorley, Kennedy 1971; Schumm 1977; ryc. 1A). W dłuższych jednostkach czasu, obejmujących dekady, wieki, a nawet tysiące lat (*graded time*; średnioterminowy), następują stopniowe zmiany formy, które jednak są maskowane przez oscylacje wokół wartości średniej dla tego okresu. System znajduje się wówczas w równowadze stacjonarnej (*steady-state equilibrium*) (Chorley, Kennedy 1971; Schumm 1977; ryc. 1B). W skali czasu geologicznego (*cyclic time*; czas długoterminowy), obejmującego miliony lat, zaznacza się wyraźna, stopniowa, ukierunkowana zmiana rzeźby, która mimo oscylacji wokół średniej jest bardzo dobrze widoczna. System wówczas znajduje się w stanie równowagi dynamicznej (*dynamic equilibrium*) (Chorley, Kennedy 1971; Schumm 1977; ryc. 1C). Zastosowane w opisie czasu jednostki astronomiczne (np. dzień, rok oraz ich wielokrotności) mają na celu jedynie zaakcentowanie rzędu wielkości, a nie wskazanie wartości granicznych między umownymi jednostkami czasowymi.

W rozważaniach S. Schumma (1977) pojawiają się jeszcze dwa inne typy równowagi, z którymi nieodłącznie związane jest pojęcie progów geomorficznych. Są to równowaga metastabilna i równowaga dynamiczna metastabilna. Obydwa typy zakładają istnienie



Rycina 1. Typy równowagi na przykładzie zmian w położeniu den dolin (na podstawie Chorley, Kennedy 1971; Schumm 1977)

A – równowaga stała, B – równowaga stacjonarna, C – równowaga dynamiczna, D – równowaga metastabilna, E – równowaga dynamiczna metastabilna.

Figure 1. Types of equilibrium in relation to changes of valley-floor elevation with time (based on Chorley, Kennedy 1971; Schumm 1977)

A – static equilibrium, B – steady-state equilibrium, C – dynamic equilibrium, D – metastable equilibrium, E – dynamic metastable equilibrium.

progów geomorficznych, po przekroczeniu których zachodzą nagle zmiany w obrębie systemu, do których system musi się dopasować. Równowaga metastabilna występuje wtedy, kiedy okresy, w których utrzymuje się równowaga statyczna, są oddzielone krótkimi epizodami zmian, w których następuje przekroczenie progów geomorficznych (ryc. 1D; Schumm 1977). Równowaga dynamiczna metastabilna jest wtedy, kiedy okresy, w których występuje równowaga dynamiczna, są oddzielone zdarzeniami wywołanymi przekroczeniem progów geomorficznych (ryc. 1E; Schumm 1977). W ostatnich dwóch typach równowagi pojawia się jeszcze określenie *czasu epizodycznego (episodic time)*, oznaczającego bardzo krótkie przedziały czasowe, w których dokonują się zdarzenia epizodyczne najczęściej o charakterze ekstremalnym (katastrofalnym). Jest to czas trwania tych zdarzeń.

Każda koncepcja, która zawiera pojęcie stanu równowagi, równocześnie zawiera pojęcie kontrastującego z nim stanu – braku równowagi. Występuje on wówczas, kiedy w systemie pod wpływem zmian czynnika następuje reakcja i dochodzi do zmiany. W systemie geomorficznym reakcją na działanie czynnika (siły) jest proces, który może prowadzić do powstania nowych lub przekształcania istniejących już form terenu. W pewnych sytuacjach pod wpływem określonych czynników dochodzi do wystąpienia procesu i w konsekwencji do zmian formy, a w pewnych nie. Reakcja systemu zależy zarówno od zmian parametrów samego czynnika, jak i od odporności systemu na zmiany (*resistance*) lub od jego stabilności (*stability*). Dokonujące się w czasie zmiany stanu systemu są obserwowane i mierzono zarówno podczas badań terenowych, jak i laboratoryjnych. Zmienne, które są wykorzystywane do opisanego warunków panujących w systemie, noszą nazwę zmiennych stanu (np. kąt nachylenia stoku, wilgotność gruntu, uziarnienie gleb itp.), a szczegółowym obserwacjom i pomiarom poddawane są zmienne najbardziej wrażliwe na zmiany. Parametry (cechy) przypisywane tym zmiennym są często stosowane do wnioskowania o warunkach równowagi (braku zmian) lub stabilności systemu. Status zmiennych ulega zmianie w zależności od skali czasu. W krótkich odcinkach czasu (*steady time*) wiele zmiennych nie ulega znacznym zmianom i są traktowane jako zmienne niezależne (np. gęstość sieci dolinnej, parametry doliny), w dłuższych odcinkach czasu (*graded time*, *cyclic time*) te same zmienne mogą mieć charakter zmiennych zależnych (Schumm, Lichty 1965; Thornes, Brunsden 1977).

Systemy, w których zmiany nie zachodzą, bo znajdują się w stanie równowagi lub dokonują się w nich niewielkie zmiany oscylujące wokół średniej, są klasyfikowane jako systemy trwałe (stabilne) (Schumm 1977, 1988). Wszystkie zmiany zachodzące w systemie można zapisać w postaci zależności funkcyjnych. Zawsze więc istnieje jakaś realna wartość zmiennej lub zmiennych, która wyznacza granice warunków stabilności systemu. Kiedy wartości te są przekroczone, system wkracza w warunki braku równowagi. Granice stanu równowagi są krytycznymi warunkami, które S. Schumm (1973a, b, 1979, 1980, 2004) nazwał progami (*thresholds*). Mogą one być wyrażone za pomocą krytycznych wartości parametrów odnoszących się do czynników zewnętrznych (*extrinsic threshold*), jak i wewnętrznych (*intrinsic threshold*), powodujących zmiany w systemie. W takim ujęciu progi rozumiane były jako warunki progowe stabilności formy.

Pojęcie progów czy wartości progowej było znane i stosowane również w geografii, z nim S. Schumm (1973a) wprowadził je do geomorfologii dynamicznej. Ogromne zasługi w tej dziedzinie ma francuski geograf Roger Brunet (1968), który bardzo szeroko omówił koncepcję progów i jej znaczenie w geografii, zarówno fizycznej jak i społeczno-ekonomicznej. Progi były rozumiane jako pewien ciąg uwarunkowań, po przekroczeniu których zmieniał się charakter czy rytm zjawiska lub następowały zmiany w przebiegu procesów. Według R. Bruneta (1968) istnienie progów miało uzasadnienie tylko i wyłącznie w środowiskach, które charakteryzowały się nieciągłym (nieliniowym) przebiegiem procesów. Najbardziej oczywistymi przykładami progów rozumianych jako pewna wartość krytyczna (punkt zmiany) mogą być np. prędkości kosmiczne czy tzw. punkt potrójny. Można wskazać dziesiątki podobnych przykładów z różnych dziedzin życia. W geomorfologii pierwsze informacje na temat nieciągłości w przebiegu procesów i punktów krytycznych pojawiały się równocześnie w pracach Artura Strahlera (1950a, b), Jeana Tricarta (1957) i Henriego Bauliga (1950). W pracy R. Bruneta (1968) progi w geografii są rozpatrywane w trzech zasadniczych aspektach. Pierwszy dotyczy sposobu przejawiania się progów, drugi

mechanizmu opisującego przekroczenie progów, a trzeci koncentruje się na konsekwencjach, które pociągają za sobą przekroczenie progów. Na szczególną uwagę zasługują następujące typy progów wyróżnione przez R. Bruneta (1968):

a) wartości progowe wystąpienia i wartości progowe zaniku procesu (*seuils de manifestation, seuils d'extinction*).

Czynnik zewnętrzny, który wywołuje proces, musi osiągnąć pewną minimalną wartość (*punkt zmiany*), po przekroczeniu której proces się pojawia. Oznacza to, że dany proces lub zjawisko pojawia się dopiero od pewnego punktu, tzw. *punktu zmiany*, i trwa do pewnego punktu, tzw. *punktu zaniku*, po którym proces zanika. Wartość progowa wprawienia w ruch nie jest identyczna z wartością progową zatrzymania. Nie ma symetrii między progiem pojawiania się i zaniku.

b) wartości progowe (progi) dywergencji (*seuils de divergence*).

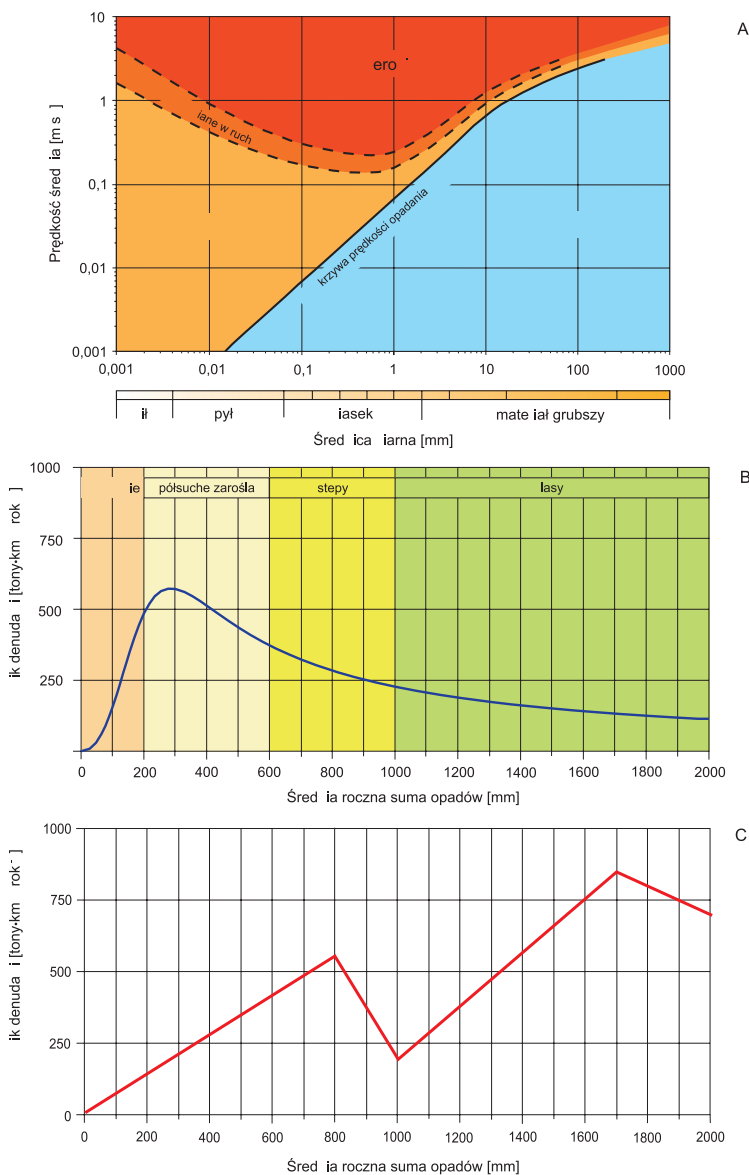
Proces lub zjawisko trwa, zmienia się jego tempo, natężenie; może przyspieszać, zwalniać, ale nie zmienia się kierunek zmian.

c) progi odwrócenia i opozycji (*seuils de renversement et seuils d'opposition*).

Dane zjawisko trwa i po dojściu do pewnego punktu następuje odwrócenie tendencji (trendu) w przebiegu zjawiska.

Typ „a” jest jednym z najczęściej rozpoznawanych i wyróżnianych progów w geomorfologii dynamicznej. Ekspozowanym przykładem, bardzo dobrze ilustrującym koncepcję progów geomorficznych, jest często publikowany w podręcznikach (Schumm 1973a; Klimaszewski 1978; Książkiewicz 1979, Migoń 2006) diagram Filipa Hjulstöma (Hjulstöm 1935, ryc. 2A), na którym pokazano prędkości graniczne strumienia (prędkość nierozmywająca, prędkość erozyjna), przy których ziarna o określonej wielkości są erodowane, transportowane i akumulowane. Podobne zależności są przedstawione na diagramach Åke Sundborga (Sundborg 1967). Istotą tak wyróżnionych progów jest to, że wraz z ciągłym wzrostem prędkości wody (czynnik zewnętrzny), jest osiągana pewna wartość progowa prędkości (*seuil de manifestation, threshold of manifestation*), po przekroczeniu której ziarna o określonej średnicy zostają wprawione w ruch. Wraz z postępującym spadkiem prędkości w jakimś momencie zostaje osiągnięta jej krytyczna wartość (*seuil de d'extinction, threshold of extinction*), po przekroczeniu której ruch ziaren zostaje przerwany. Na tym samym diagramie można zidentyfikować kolejną wartość progową, tzw. wartość progową odwrócenia (*seuil de renversement, threshold of reversal*). Wyróżnia się ją w momencie wprowadzenia trzeciej zmiennej, którą w tym wypadku są siły spójności (kohezji). Na wykresie można zidentyfikować punkt prędkości granicznej, po przekroczeniu której następuje odwrócenie tendencji w transporcie ziaren. Wraz ze spadkiem prędkości wzrasta średnica transportowanych ziaren do pewnej prędkości krytycznej, po przekroczeniu której następuje odwrócenie tendencji. Wraz z dalszym wzrostem średnicy ziarna następuje wzrost prędkości potrzebnej do uruchomienia ziarna.

Innym przykładem tak pojmowanych wartości progowych jest krzywa Waltera Langbeina i Stanley'a Schumma (Langbein, Schumm 1958; ryc. 2B) przedstawiająca wskaźnik denudacji [$\text{tony} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$] w funkcji średniej rocznej sumy opadów. Wraz ze wzrostem rocznej sumy opadów następuje wzrost transportowanego ładunku do momentu, w którym trzecia zmienna (w tym wypadku pokrywa roślinna) nie odwróci tej tendencji. Wraz ze wzrostem średniej rocznej sumy opadów następuje spadek transportu osadów. Podobną tendencję przedstawia krzywa Lee Wilsona (Wilson 1973; ryc. 2C) opracowana na podstawie wyników pomiarów pochodzących z 1500 zlewni położonych w różnych



Rycina 2. Wybrane przykłady progów geomorficznych (opracowano na podstawie Hjulström 1935; Langbein, Schumm 1957; Wilson 1973)

A – krzywa F. Hjulströma przedstawiająca zależność między prędkością strumienia [m·s⁻¹] a erozją, transportem i depozycją materiału (Hjulström 1935), B – krzywa W.B. Langbeina i S. Schumma przedstawiająca zależność wskaźnika denudacji [tony·km⁻²·rok⁻¹] od rocznej sumy opadów [mm] (Langbein, Schumm 1957), C – krzywa L. Wilsona przedstawiająca zależność wskaźnika denudacji [tony·km⁻²·rok⁻¹] od rocznej sumy opadów [mm] (Wilson 1973).

Figure 2. Selected examples of geomorphic thresholds (based on Hjulström 1935; Langbein, Schumm 1957; Wilson 1973)

A – The Hjulström curve showing the relation between stream velocity [m·s⁻¹] and erosion, transport and deposition of sediment (Hjulström 1935), B – The Langbein and Schumm curve showing the relation between annual totals of precipitation [mm] and denudation rate [tons·km⁻²·year⁻¹] (Langbein, Schumm 1957), C – The Wilson curve showing the relation between annual totals of precipitation [mm] and denudation rate [tons·km⁻²·year⁻¹] (Wilson 1973).

strefach klimatycznych. Krzywa ma dwa maksima. Pierwsze z nich, o wartości około 800 mm, jest charakterystyczne dla obszarów lessowych, w których ma miejsce intensywne uprawy ziemi. Drugie, o wartości około 1700 mm, jest związane z obszarami tropikalnymi i śródziemnomorskimi. Niezależnie od krytyki (Fullen, Catt 2004), z którą spotkały się prezentowane na wymienionych wykresach prawidłowości, większą uwagę w tym przypadku zwraca sama metoda wyznaczania wartości progowych na podstawie dostępnych danych niż sam wynik.

Jak już wcześniej wspomniano, niewątpliwą zasługą S. Schumma (1973a) było wprowadzenie koncepcji progów geomorficznych do geomorfologii dynamicznej, uzasadnienie jej znaczenia w wyjaśnianiu roli procesów morfogenetycznych w rozwoju rzeźby oraz pokazanie możliwości jej zastosowania w praktyce. Dotyczy to przede wszystkim zagadnień związanych z występowaniem i zapobieganiem zagrożeniom dla gospodarczej działalności człowieka wywołanym przez procesy geomorficzne.

Progi geomorficzne (*geomorphic thresholds*) zostały zdefiniowane przez S. Schumma jako krytyczne warunki, w których forma nagle się zmienia (Schumm 2004). Transformacja formy może być skutkiem działania czynników zewnętrznych, które naruszają stabilność formy po przekroczeniu progu zewnętrznego (*extrinsic threshold*), albo zmiana wewnętrzznego progu (*intrinsic threshold*) może być wynikiem progresywnej zmiany formy samej w sobie (Schumm 1973a, b, 2004).

Według S. Schumma (1973a) dobrym przykładem są progi opisane w hydraulice przez liczby Reynoldsa i Frouda (Scheidegger 1974; Embleton i in. 1985). Tzw. liczba Reynoldsa jest formułą pozwalającą obliczyć graniczną prędkość strumienia, przy której przepływ laminarny (jednorodny) przechodzi w ruch turbulentny (nieciągły, okresowy). Z kolei tzw. liczba Frouda jest formułą pozwalającą na obliczenie granicznej prędkości strumienia, powyżej której ruch podkrytyczny (spokojny) przechodzi w ruch nadkrytyczny (rwący). Niezależnie od ruchu laminarnego i turbulentnego woda może płynąć zależnie od prędkości ruchem zarówno pod-, jak i nadkrytycznym. Ruchy turbulentny i nadkrytyczny odgrywają dużą rolę w modelowaniu dna i brzegów koryta rzecznego.

Z przekroczeniem prędkości progowych, czyli osiągnięciem przez strumień ruchu turbulentnego i nadkrytycznego, jest związany gwałtowny transport, redepozycja oraz erozja wgłębna i boczna (Scheidegger 1974), co wywołuje reakcję systemu i objawia się zmianami parametrów koryta (głębokości, szerokości, spadku). W ten sposób następujące stopniowo zmiany czynnika zewnętrznego wywołują nagłe zmiany wewnątrz poddanego jego działaniu systemu, po przekroczeniu progu zewnętrznego (*extrinsic threshold*). Według S. Schumma (1973a) ten próg (rozumiany jako ciąg pewnych krytycznych warunków) istnieje wewnątrz systemu, nie może być jednak przekroczony, a tym samym nie może dojść do zmiany wewnątrz systemu, jeśli nie zadziała czynnik zewnętrzny (Schumm 1973 a, b).

Progi geomorficzne mogą być również przekraczane, kiedy czynniki zewnętrzne pozostają względnie stałe, jednak postępujące zmiany wewnątrz systemu sprawiają, że jest on niestabilny i ta niestabilność przejawia się jako próg wewnętrzny (*intrinsic threshold*). Według S. Schumma (2004) dobrym przykładem może być długotrwały proces wietrzenia, przygotowujący miększe pokrywy zwietrzliny, które mogą być uruchomione np. przez ruchy masowe. Innym przykładem wewnętrznych progów jest rozwój klifów zbudowanych ze skał osadowych o zróżnicowanej odporności, np. z łupków i piaskowców. Podcinanie dolnego odcinka klifu zbudowanego z mniej odpornych łupków przez fale prowadzi do powstania podciosu brzegowego, nad którym znajdują się warstwy odpor-

nych piaskowców. W pewnym momencie dochodzi do utraty stateczności klifu i odebrania się nadległych skał, i cykl rozwoju klifu rozpoczyna się od nowa. Proces ten ma charakter epizodyczny i jest wynikiem zmian morfologii klifu przy niezmiennym się klimacie, poziomie wody czy tektonice.

Koncepcja progów wewnętrznych (*intrinsic threshold*), która zakładała wewnętrzną zmianę form rzeźby bez udziału czynników zewnętrznych, była nowym i dla wielu kontrowersyjnym poglądem. Kwestionowała ona bowiem dobrze ugruntowaną w geomorfologii dynamicznej tezę, że relatywnie nagłe zmiany rzeźby są zawsze rezultatem zmian klimatycznych, użytkowania ziemi lub bazy erozyjnej. Zgodnie z tą koncepcją nagłe zmiany są na trwałe wpisane w normalny rozwój rzeźby i nie zawsze wymagają zmiany natężenia czynników zewnętrznych, by mogło dojść do wystąpienia procesów geomorficznych i w konsekwencji transformacji rzeźby (Schumm 1973a, b, 1979, 2004).

Mimo że koncepcja progów geomorficznych jest powszechnie akceptowana, to niekiedy jej interpretacja w odniesieniu do rzeczywistych zdarzeń rodziła pewne wątpliwości. Rzecz dotyczyła sformułowania czytelnych kryteriów, które pozwoliłyby jednoznacznie rozstrzygnąć, które zdarzenia występujące w systemach geomorficznych są skutkiem przekraczania warunków progowych. Krótko mówiąc, należy odpowiedzieć na pytanie, kiedy i w jakich warunkach dochodzi do przekroczenia progów.

Najczęściej uznaje się, że przekroczenie progów następuje wtedy, kiedy w systemie po zaistnieniu zdarzenia (zakłóceniu) dochodzi do wytworzenia nowego stanu równowagi, zdefiniowanego przez średnie wartości parametru(ów) znacząco różne od tych, które utrzymywały się przed zdarzeniem zakłócającym równowagę. Jeśli zatem system powraca do swojego poprzedniego stanu, zanim nastąpi kolejne zdarzenie zakłócające co najmniej o tej samej sile, to próg nie został przekroczony, nawet jeśli system znajduje się w czasowej nierównowadze (Schumm 1979, 1988; Ritter 1986; Ritter i in. 2002). Oznacza to, że nie zawsze chwilowe naruszenie równowagi polegające na wystąpieniu lub zmianie natężenia procesu, który przekształca lub tworzy nową formę, ma istotne znaczenie w ogólnej tendencji rozwoju rzeźby w danym obszarze (Ritter 1988).

Pytanie o warunki progowe jest nie tylko pytaniem o rolę i rangę zachodzących w systemach zdarzeń, lecz także o rolę okresów braku równowagi w rozwoju rzeźby. Wydarzenia przekraczające próg często inicjują serię reakcji, zwanych kompleksową reakcją (*complex response*) systemu, ponieważ elementy i procesy wchodzące w skład systemu nie osiągają warunków progowych w tym samym czasie. Reakcja systemu zwykle wymaga czasu na rozprzestrzenienie się efektu. Dlatego w dowolnym miejscu systemu reakcja na zmianę może być inna i różnić się od warunków ostatecznego dostosowania się systemu i wytworzenia nowego stanu równowagi.

W systemach geomorficznych, które są przykładem systemów otwartych, stan końcowy nie jest jednoznacznie zdeterminowany przez warunki wyjściowe. Zmiana warunków wyjściowych czy zmiana przebiegu samego procesu wcale nie musi oznaczać zmiany stanu końcowego. W systemach otwartych do tego samego stanu końcowego można dojść, wychodząc od innych warunków wyjściowych i różnymi drogami (zasada ekwifinalności).

Przebieg określonych procesów – poprzez oddziaływanie niekiedy nawet wielu procesów – wpływa ostatecznie na swój własny bieg. Oddziaływanie to zaznacza się zarówno jako przyspieszanie procesu wyjściowego, jak i jego spowalnianie. W środowisku zlewni działają oba rodzaje sprzężeń zwrotnych, tak dodatnie jak i ujemne. Dodatnie sprzężenie zwrotne zachodzi wtedy, gdy jakiś proces – zapoczątkowany w układzie – poprzez swo-

je działanie wzmacnia natężenie samego siebie. Takie sprzężenie zwrotne powoduje stałe przyspieszenie procesu, wzmacnia jego natężenie lub obejmowanie coraz to nowych obszarów działania tego procesu. Układy, w których występują dodatnie sprzężenia zwrotne, są mało stabilne, bardzo łatwe do wyprowadzania ze stanu równowagi, a raz zapoczątkowany w nich proces rozwija się w sposób niekontrolowany. Układy o działaniu ujemnych sprzężeń zwrotnych są natomiast bardzo stabilne, mało podatne na zakłócenia, a w przypadku wytrącenia ich ze stanu równowagi przez działanie impulsów z zewnątrz, potrafią same doprowadzić się ponownie do stanu równowagi.

Wyjaśnienie, a zwłaszcza udokumentowanie kompleksowej reakcji systemu na zmianę, jest trudne, bo zwykle dostosowanie się systemu do nowych warunków wymaga długiego czasu (Schumm, Parker 1973; Miller i in. 1999). Zwykle jest to czas średnioterminowy (*graded time*), który jest traktowany jako pośredni między czasem geologicznym (*cyclic time*) a czasem krótkoterminowym (*steady time*). W geomorfologii dynamicznej najczęściej badamy procesy w skali czasu *steady* lub *graded*, gdyż wtedy zarówno procesy, jak i formy są niezależne lub tylko chwilowo zależne od czasu (Wolman, Gerson 1978; Schumm 1988; Ritter i in. 2002).

Czas, w którym następuje dostosowanie się rzeźby terenu po wystąpieniu zmiany, jest czasem reakcji lub opóźnieniem (*reaction (lag) time*). Czas, w którym system wraca do stanu równowagi sprzed zdarzenia, nosi nazwę czasu powrotu (*recovery time*). Czas wymagany do osiągnięcia równowagi w zmiennych warunkach to czas relaksacji (*relaxation time*), a czas, w którym forma jest stabilna, jest określanym jako czas charakterystyczny (*characteristic time*) lub czasem „życia” formy (*landform lifetime*) (Selby 1974, 1985, 1993; Brunson 1980, 1990, 2004; Dietrich, Dorn 1984; Thornes 1985; Crozier 1986, Crozier i in. 1990; Dietrich i in. 1992).

Jak wspomniano wcześniej, żeby można było stwierdzić przekroczenie warunków progowych, niezbędne jest ustalenie się odmiennego od poprzedniego stanu równowagi. Nawet wystąpieniu procesów o wysokiej energii nie można przypisywać przekroczenia warunków progowych, jeśli formy rzeźby wrócą do tego samego lub zbliżonego stanu równowagi, który panował przed wystąpieniem zdarzenia. Zdarzenia o podobnej lub większej sile muszą następować po sobie w krótszych odstępach czasu niż ten, w którym system zdąży powrócić do stanu równowagi.

Z tych rozważań wynika bardzo ważny wniosek, że to, czy doszło do przekroczenia warunków progowych, można ocenić po wystąpieniu zdarzenia i jedynie w dłuższej perspektywie czasu, gdyż nigdy *a priori* nie da się określić długości czasu potrzebnego do uzyskania wyjściowego stanu równowagi. Również nie jest możliwe określenie czasu wystąpienia i rangi kolejnego zdarzenia.

To stwierdzenie wpływa również na postrzeganie roli zdarzeń w rozwoju rzeźby, a zwłaszcza przypisywanie niektórym z nich pozycji zdarzenia ekstremalnego lub katastrofalnego (Starkel 1972b, 1976; Selby 1974; Gregory 2003). Odnosi się to do epizodycznych zdarzeń o wysokiej energii, trwających krótko i prowadzących do znaczącej transformacji istniejących form rzeźby lub do powstania zupełnie nowych. Procesy te są często postrzegane jako ekstremalne (skrajne), jeśli uwzględniamy siłę ich działania, lub katastrofalne – bo generujące straty i szkody oraz stwarzające zagrożenie dla zdrowia i życia ludzi. Zgodnie z podaną definicją progów i przy założeniu, że klimat odzwierciedla w danym obszarze długoterminowe średnie wartości elementów pogody (np. opadów), wystąpienie pojedynczych zdarzeń o wyjątkowo dużej sile (tzw. ekstremalnych/katastro-

falnych) nie może być wiązane z przekroczeniem warunków progowych, jeśli czas powrotu będzie krótszy niż częstota takich zdarzeń. Mimo że te wyjątkowe zdarzenia wprowadzają system w stan czasowej nierównowagi, to jeśli stosunkowo szybko wraca on do poprzedniego stanu, nie ma podstawy twierdzić, że zostały przekroczone warunki progowe. Tak więc zdarzenia, które często w skali czasu krótko- i średnioterminowego są postrzegane jako ekstremalne lub katastrofalne, niekoniecznie muszą być związane z przekraczaniem warunków progowych (*vide* Ritter i in. 2002; Brunsden 2004).

W literaturze geomorfologicznej nie ma „jedynie słusznej” wykładni progów geomorficznych, podobnie jak nie ma ścisłego sprecyzowania w jednostkach bezwzględnych długości czasu *steady, graded czy cyclic*. Czasami progii geomorficzne są postrzegane intuicyjnie, częściej jednak na potrzeby konkretnych badań autorzy dokładnie precyzują jak rozumieją i definiują progii, stany równowagi oraz w jakich skalach czasowych badają procesy geomorficzne. Można nawet posunąć się do stwierdzenia, że ilu geomorfologów, tyle sposobów postrzegania i definiowania progów geomorficznych.

Wbrew pozorom nie stanowi to o słabości idei S. Schumma (1973a), ale paradoksalnie o jej sile. Oznacza bowiem, że koncepcja jest na tyle otwarta i pojemna, że dopuszcza różne możliwości interpretacyjne, nie tracąc nic ze swej istoty. W klasycznej definicji S. Schumma (1973a, b, 2004) wiąże pojęcie progii ze stanem równowagi, określając go jako warunki graniczne stanu równowagi. Tak więc, w jaki sposób zostaną zdefiniowane progii, zależy od przyjętej definicji stanu równowagi, a ten z kolei jest uwarunkowany skalą czasu. Pojęcie stanu równowagi było często używane do wyjaśniania ewolucji form rzeźby, ale i definiowane było różnie (*vide* Gilbert 1877, 1909; Strahler 1950b; Hack 1960; Chorley 1962; Schumm, Lichty 1965; Chorley, Kenedy 1971; Thornes, Brunsden 1977; Rhoads, Thorn 1993; Ahnert 1996; Tooth, Nanson 2000; Summerfield 2005; Huggett 2007). Nie wdając się w rozważania tej kwestii, która była wielokrotnie dyskutowana (np. podczas 23rd Binghamton Symposium) i zaowocowała wieloma ważnymi publikacjami (Kennedy 1992, 1994; Phillips 1992a, b; Phillips, Renwick 1992; Phillips, Gomez 1994; Thorn, Welford 1994a, b; Bracken, Wainwright 2006), należy stwierdzić, że najczęściej (Ritter i in. 2002) progii definiuje się jako wartości parametrów, które określają granice równowagi w systemach geomorficznych. Kiedy progii zostają przekroczone, następują nieodwracalne zmiany w przebiegu procesów i dochodzi do nieodwracalnych zmian w obrębie form. Wtedy ustala się nowy stan równowagi, dostosowany do zmieniających się czynników zewnętrznych i/lub wewnętrznych. Zmiany te najczęściej odnoszą się do skali czasu średnioterminowego (*graded*), bo w tej skali najlepiej skonfrontować ze sobą zmiany rzeźby i procesów ze zmianami decydujących o nich czynników (np. w skali plejstocenu, holocenu itp.) (Schumm 1977; Woolman, Gerson 1978; Ritter i in. 1999, 2002).

Podobnie zmiany zachodzące w krótszych skalach czasowych (*steady*) mogą, ale nie muszą przekładać się na zmiany w rzeźbie, choć zwykle mają swoje odzwierciedlenie w osadach. Oznacza to, że zachowane w warstwach osadów ślady zmian nie zawsze muszą być wiązane ze zmianami klimatycznymi lub tektonicznymi, natomiast występowanie kontrastujących ze sobą pod względem uziarnienia osadów zwykle jest świadectwem przekraczania wartości progowych oraz ustalenia się nowego typu równowagi, związanego z zmianą natężenia czynników zewnętrznych (Starkel 1986; Ritter i in. 1999, 2002).

Żeby można było mówić o zmianie, musi istnieć tło, które pozwala te zmiany zauważyć. Równowaga w przyrodzie jest raczej pewną ideą, a nie stanem, który można badać

i obserwować. Jest pewną metaforą, która pozwala zrozumieć lub pogłęboko wyjaśnić pewne złożone procesy. Czasami jej zastosowanie pozwala na uproszczenie skomplikowanych zjawisk, bo stanowi swoisty, choć realnie nieistniejący punkt odniesienia (Bracken, Wainwright 2006).

Działanie procesów w systemach geomorficznych nie przejawia się w tworzeniu równowagi. Konsekwencją działania procesów jest zawsze zmiana, a zmiana wiąże się z przekraczaniem progów. Powszechną cechą dynamicznych systemów geomorficznych jest nieliniowy przebieg procesów (Phillips 2003, 2006b). Oznacza to, że nawet niewielkie, krótkotrwałe zmiany warunków początkowych mogą po dłuższym czasie doprowadzić do nieproporcjonalnie dużych i długotrwałych skutków. Dlatego nawet znaczne zmiany w rzeźbie terenu nie muszą odzwierciedlać równie dużych zmian w natężeniu czynników (zewnętrznych lub wewnętrznych), które te zmiany wywołały (Begin, Schumm 1984). Znikoma różnica na jakimś etapie może po dłuższym czasie urosnąć do dowolnie dużych rozmiarów. Mimo że system jest deterministyczny, to w dłuższej skali czasowej może zachowywać się w sposób losowy. Tak więc chaos deterministyczny jest również jedną z możliwych cech systemów geomorficznych (Phillips 2006a, b). Ponadto nieliniowe systemy geomorficzne mają zwielokrotniony potencjał umożliwiający przystosowanie się systemu do zaistniałych zmian (Phillips 2006b). Chaos deterministyczny nie wyklucza, ale utrudnia prognozowanie zmian, zwłaszcza długoterminowych, ze względu na niedobór informacji i złożoność obliczeniową (Phillips 2006b, 2007).

Badania terenowe i eksperymentalne procesów geomorficznych prowadzone w różnych obszarach i strefach klimatycznych potwierdzają koncepcję progów. Znalazła ona szerokie zastosowanie między innymi w wyjaśnianiu:

- 1) mechanizmu procesów i występowania form fluwialnych (Hjulstöm 1935; Leopold, Wolmann 1957; Leopold, Wolmann, Miller 1964; Schumm, Khann 1972; Kaszowski 1973; Schumm 1973a, b, 1979; Froehlich 1975, 1982, 2002, 2006; Bradford, Piest 1977, 1980; Kirkby 1978, 1980; Salisbury 1980; Young, Nanson 1982; Baumgart-Kotarba 1983; Church 1983, 2002; Harvey, Watson 1986; Wieczorek 1987; Carling 1988; Dietrich i in. 1992, 1993; Magilligan 1992; Newson 1992; Westcott 1993; Prosser 1996; Kotarba 1998; Page, Carden 1998; Hicks i in. 2000; Thorne 2002; Fryirs 2003; Jiongxin Xu 2004; Fryirs i in. 2007; Harnischmacher 2007; Kale 2007, 2008; Wakelin-King, Webb 2007; Erskine 2008; Erkens i in. 2009; Cheetham i in. 2010; Phillips i in. 2010),
- 2) niestabilności stoków (Starkel 1972b, 1976, 1979b, 1986, 1996; Montgomery, Dietrich 1994; Montgomery 2001; Starkel, Sarkar 2002; Brooks i in. 2004),
- 3) mechanizmów powstawania i rozmieszczenia form związanych z ruchami masowymi (Ziętara 1968; Caine 1980; DeGraff, Romesburg 1980; Gardner 1980; Leighton 1980; Crozier 1986, 1997, 1999; Kotarba i in. 1987; Neary, Swift Jr. 1987; Cannon 1988; Krzemień 1988; Crozier i in. 1990; Dietrich i in. 1992; Wilson i in. 1992; Dietrich i in. 1993; Larsen, Simon 1993; Gil 1994, 1997; Kotarba 1994, 1998; Montgomery, Dietrich 1994; Gallard 1995; Wilson, Wieczorek 1995; Wilson 1997, 2000; Crosta 1998; Reichenbach i in. 1998; Terlien 1998; Glade i in. 2000; Wilson 2000; Crosta, Frattini 2001; Rączkowski, Mrozek 2002; Jakob, Weatherly 2003; Matthias, Weatherly 2003; Brooks i in. 2004; Gabet i in. 2004; Górczyca 2004; Gil, Długosz 2006; Jakob i in. 2006; Guzzetti i in. 2007; Matsushi, Matsukura 2007; Floris, Bozzano 2008; Cannon i in. 2008; Dahal, Hasegawa 2008; Salciarini i in. 2008; Clarke, Burbank 2010; Korup i in. 2010),

- 4) relacji między spływem wody a transportem osadów na stokach (McKerchar 1980; Abrahams i in. 1988),
- 5) erozji powierzchniowej i liniowej na stokach (Schumm, Hadley 1963; Patton, Schumm 1975; Campbell, Honsaker 1982; Montgomery, Dietrich, 1994; Prosser, Abernathy 1996; Starkel 1996; Vandaele i in. 1996; Vandekerckhove i in. 1998; Roxo i in. 2000; Vandekerckhove i in. 2000; Morgan, Mngomezulu 2003; Takken i in. 2008; Kakembo i in. 2009; Samani i in. 2009; Henkle i in. 2011),
- 6) współdziałania procesów stokowych i fluwialnych (Froehlich i in. 1990; Froehlich, Starkel 1991, 1995; Thorn, Welford 1994a; Fryirs, Brierley 1999; Harvey 2001, 2007; Świąchowicz 2000b, 2002a, c; Fryirs i in. 2007; Hopp, McDonnell 2009),
- 7) mechanizmu procesów eolicznych (Bagnold 1941; Wilshire 1980; Izmailow 1984, 1995; Stout 1998, 2004, 2007; Schönfeldt 2003, 2004; Wiggs i in. 2004),
- 8) glacialnych (King 1980; Smith 1980; Spence, Woo 2006; Greenwood, Orford 2008),
- 9) krasowych (Ford 1980; Jones, Banner 2003; Moussu i in. 2011).

1.2. Metody wyznaczania progów geomorficznych

Wartości progowych nie da się określić *a priori*, można je natomiast wyznaczyć na podstawie badań terenowych i laboratoryjnych *a posteriori*. Dlatego wyniki badań terenowych i laboratoryjnych są niezbędne do wyznaczenia wartości progowych. Procedura wyznaczania progów musi być dostosowana do konkretnych procesów i celu badań.

Najczęściej używane były dwie metody. Pierwsza (stosowana już w latach 50. XX w.) była związana z wyróżnianiem tzw. stref (domen), w których proces lub zespół procesów miał miejsce (Peltier 1950; Whipkey, Kirkby 1978; Kirkby 1980; Thornes 1985). Domenę występowania procesu wyznaczano przez określenie krytycznych (progowych) wartości najczęściej dwóch zmiennych, które wyznaczały granice strefy (domeny) jego występowania (Kirkby 1978, 1980). Ta sama procedura wyznaczania wartości progowych może być zastosowana w przestrzeni wyższego rzędu jako funkcja wielu zmiennych. Ilustracją domen występowania procesów są wykresy przedstawiające np. warunki progowe pojawiania się typów przepływów w zależności od liczby Reynoldsa i Frouda (Ven Te Chow 1959 za Embleton i in. 1985), występowania przepływu w korytach typu warkoczowego i meandrowego (Leopold, Wolman 1957) czy rodzajów przepływu powierzchniowego i podziemnego (Whipkey, Kirkby 1978).

Jak pokazują liczne wyniki badań, domeny występowania procesów nie są rozłączne. Procesy nie wykluczają się wzajemnie, lecz występują razem, przy czym najczęściej jeden z nich dominuje nad innymi, gdyż w danych warunkach jest bardziej efektywny (Peltier 1950; Tricart 1960; Leopold i in. 1964; Strahler 1965; Wilson 1968; Poser, Hagedorn 1974; Wolman, Gerson 1978). Dlatego wyżej wymienioną procedurę stosowano również do wyznaczenia tzw. domen intensywności procesów. Najbardziej znanymi przykładami ilustrującymi zagadnienie są zestawy diagramów intensywności procesów opracowane na podstawie średnich rocznych temperatur i sum opadu (Peltier 1950; Leopold, Wolman; Miller 1964, Wilson 1968).

W literaturze przedmiotu można znaleźć wiele przykładów wyznaczania wartości progowych wystąpienia oraz intensywności procesu opartych na metodzie L. Peltiera (1950), która została przypomniana oraz dopracowana przez M. Kirkby'ego (1978) i nadal jest powszechnie stosowana (Floris, Bozzano 2008)

Druga metoda polega na wyznaczaniu wartości progowych za pomocą współczynników proporcjonalności (Bull 1980). Metoda ta koncentruje się na wyjaśnianiu mechanizmu zmiany przez przekraczanie progów.

W tym ujęciu progi są definiowane jako równowaga między przeciwnymi tendencjami ujawniającymi się w przebiegu procesu. W liczniku jest umieszczona zmienna lub zmienne, wzrost wartości których przyspiesza zmianę sposobu działania procesu. W mianowniku natomiast umieszczona jest zmienna lub zmienne, wzrost wartości których stawia opór zmianie lub ułatwia taki kierunek działania procesu, który jest przeciwieństwem tendencji opisanych przez zmienne w liczniku. Jeżeli wartość współczynnika proporcjonalności wynosi 1, oznacza to, że system lub część systemu znajduje się w warunkach progowych lub w stanie równowagi. Jeśli wartość współczynnika proporcjonalności jest większa od 1, oznacza to, że wartość progowa została przekroczona i dokonała się zmiana w przebiegu procesu. Jeśli wartość współczynnika jest mniejsza od 1, system nie ulega zmianie.

Zastosowanie współczynników do opisanego warunków progowych pozwala na jednoznaczny identyfikację i porównywanie ze sobą czynników, które mają wpływ na przekroczenie wartości progowych i dokonanie zmiany w systemie. Pozwalają zarówno na uproszczenie, jak i matematyczną precyzję w zależności od stopnia skomplikowania mechanizmu procesu.

Na przykład, warunki progowe wystąpienia spływu powierzchniowego na stoku można opisać następująco:

W liczniku można postawić dwie zmienne ułatwiające spływ, czyli natężenie deszczu i nachylenie stoku, a w mianowniku czynniki wzmagające wsiąkanie, takie jak prze-

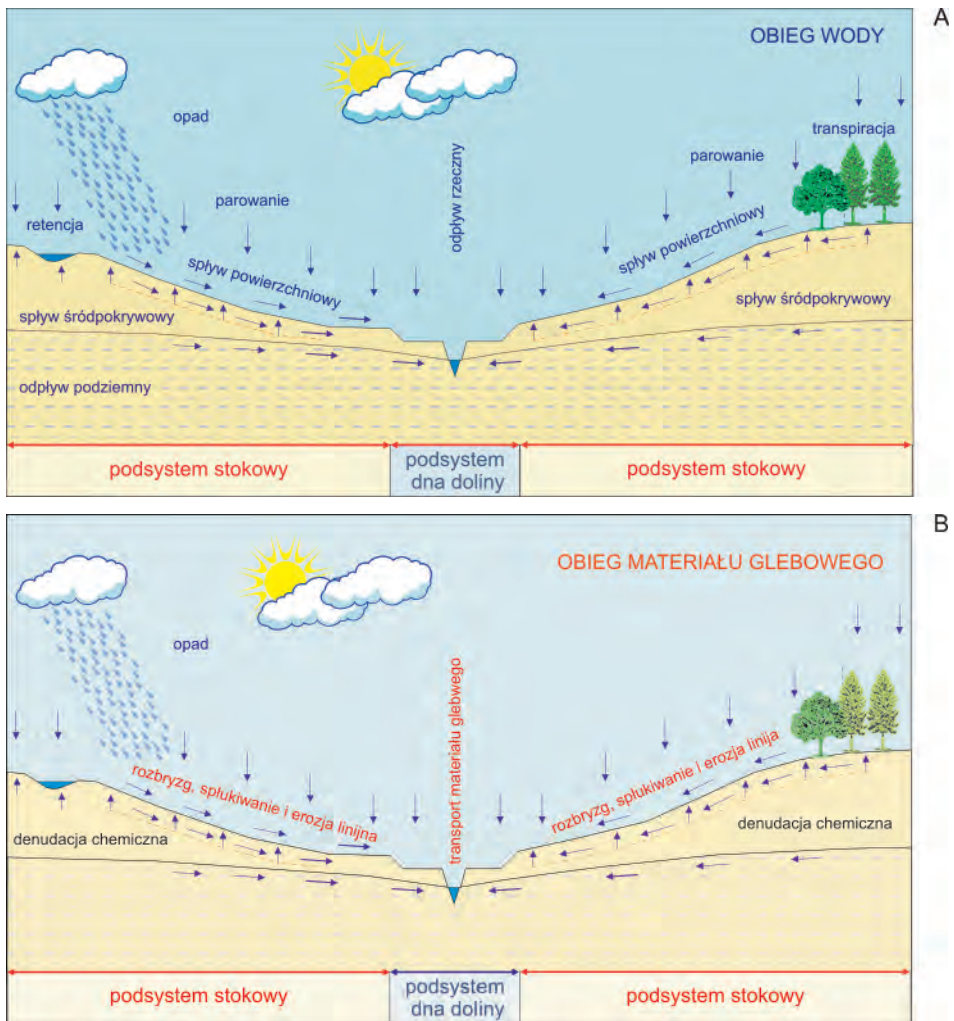
$$\frac{\text{czynniki ułatwiające spływ}}{\text{czynniki hamujące spływ}} = 1$$

puszczalność pokryw, szorstkość podłoża i gęstość okrywy roślinnej.

Metoda wyznaczania wartości progowych jako współczynników była stosowana głównie w geomorfologii fluwialnej (Bull 1979, 1980, 1991).

1.3. Cel i zakres pracy

W zlewni, która jest przykładem otwartego systemu dynamicznego (geosystemu), odbywa się stały przepływ energii i obieg materii. W obrębie zlewni, na stokach i w korytach cieków zachodzi obieg wody. Woda płynąca po powierzchni terenu jest jednym z głównych czynników morfogenetycznych w umiarkowanej strefie klimatycznej (ryc. 3A). W wyniku jej działania w zlewni następuje transmisja energii poprzez procesy geomorficzne, które powodują przemieszczanie zwietrzliny i jej odprowadzanie poza granice zlewni. Straty energii następują w wyniku parowania oraz przez odpływ wody i materiału klastycznego poza zlewnię. W obrębie zlewni można wyróżnić dwa podstawowe podsystemy: stokowy i dna doliny. Obydwa są transformowane po przekroczeniu progów geomorficznych. W zlewniach użytkowanych rolniczo konsekwencją wystąpienia procesów erozyjnych na stokach (rozbryzgu, splukiwania i erozji liniowej) może być dostawa zerodowanej gleby do koryta potoku i jej transport poza zlewnię (ryc. 3B). Dostawa materiału ze stoków do koryta cieku lub jej brak nie jest stałym stanem w zlewni.



Rycina 3. Schemat obiegu wody (A) i materiału glebowego (B) w podsystemie stokowym i dna doliny w zlewni użytkowanej rolniczo

Figure 3. Circulation of water (A) and soil material (B) in slope and valley bottom subsystems in an agricultural catchment

Każda zlewnia charakteryzuje się specyficznymi uwarunkowaniami, które umożliwiają erozję gleby na stokach i jej dostawę do koryta cieku. Najważniejsze z nich to: klimat, a zwłaszcza częstość występowania opadów, ich suma (warstwa) i natężenie pojedynczych deszczów oraz użytkowanie ziemi.

Splukiwanie (*sheet erosion*) zachodzi wtedy, kiedy spływająca po stoku w sposób nieskoncentrowany woda opadowa lub roztopowa splukuje rozbite przez krople deszczu agregaty glebowe (Bryan 2004a, b; Govers 2004). Jeśli woda spływa po stoku w sposób skoncentrowany (linijny), dochodzi do erozji linijnej (*rill erosion*), zwanej inaczej erozją

żłobkową, żłobinową, bruzdową. W jej wyniku powstają żłobki erozyjne (żłobiny erozyjne, bruzdy erozyjne) (Dobrzański i in. 1953; Józefaciuk, Józefaciuk 1995; Favis-Mortlock 2004; Migoń 2006). Erozja żłobinowa może „przejsć” w efemeryczną erozję wąwozową (*ephemeral gully erosion*) lub w erozję wąwozową (*gully erosion*) (Poesen i in. 2003; Vanwallegem i in. 2005). W polskiej literaturze geomorfologicznej częściej używany jest termin spłukiwanie, z rozróżnieniem na spłukiwanie powierzchniowe i linijne (Gerlach 1976a; Klimaszewski 1978; Mycielska-Dowgiałło i in. 1999; Gil 2009).

Prowadzone dotychczas przez autorkę badania w zlewni Dworskiego Potoku jednoznacznie wskazują, że spłukiwanie na stokach nie występuje często (Świąchowicz 1995, 1998, 2000a, 2002b, 2008c, d). Dotyczy to zarówno zimowego półrocza hydrologicznego, kiedy spływ i spłukiwanie mogą być spowodowane opadami deszczu i topnieniem śniegu, jak i półrocza letniego, kiedy zdarzenia erozyjne są spowodowane wyłącznie opadami deszczu. Liczba dni, w których występują zdarzenia erozyjne na stokach, stanowi od 1,4 do 8,7% wszystkich dni z opadem w ciągu roku (Świąchowicz 1995, 2002c, 2008c, d). Warunkiem koniecznym do wystąpienia spływu i spłukiwania jest opad deszczu lub wystąpienie roztopów. Nie zawsze jednak woda pochodząca z opadu lub topnienia śniegu ulega transformacji w spływ powierzchniowy i transportuje w dół stoku cząstki gleby, które ulegają depozycji w obrębie lub u podnóży stoków, w dnach dolin albo są dostarczane bezpośrednio do koryt potoków oraz rzek i transportowane poza obręb zlewni (Świąchowicz 2000a, b).

Warto zastanowić się, kiedy dochodzi do spływu powierzchniowego i w konsekwencji spłukiwania i erozji liniowej na stoku? Jakie muszą być spełnione warunki, aby zaistniały procesy erozji wodnej?

W literaturze przedmiotu, zarówno polskiej jak i zagranicznej, istnieje dużo informacji na temat przyczyn, uwarunkowań mechanizmu przebiegu tych procesów w obszarach o różnych typach rzeźby, użytkowaniu terenu i warunkach klimatycznych (Klimaszewski 1978; Morgan 1980, 1985, 2005; Poesen, Savat 1981; Hussein, Laflen 1982; De Ploey 1983; Bryan 1987, Torri i in. 1987, 1999; Slattery, Bryan 1992; Abrahams, Parsons 1994; Abrahams i in. 1996; Parsons i in. 1996; Wainwright 1996a, b; Lawrence 1997; Bryan, Poesen 1998; Favis-Mortlock 1998; Salles i in. 2000; Kinnel 2001; Govers 2004; Wei i in. 2007).

Powszechnie wiadomo, że woda spływa po powierzchni stoku, kiedy natężenie deszczu lub prędkość topnienia śniegu jest większa niż możliwość jej wsiąkania w podłoże (pojemność infiltracyjna). Równocześnie im więcej wody jest dostarczane na powierzchnię stoku w stosunku do możliwości jej magazynowania (pojemności pokrywy glebowej), tym więcej wody może spłynąć po powierzchni, transportując cząstki gleby w dół stoku (Słupik 1973, 1981; Klimaszewski 1978; Migoń 2006).

Tak więc wystąpienie, przebieg i wielkość spływu powierzchniowego oraz spłukiwania i erozji liniowej zależą od natężenia i czasu trwania deszczu, właściwości infiltracyjnych podłoża, chwilowej wilgotności gleby, ilości wody zmagazynowanej w pokrywie śnieżnej, przebiegu zaniku pokrywy śnieżnej, struktury podłoża, nachylenia i długości stoku, rodzaju upraw i stopnia pokrycia stoków przez roślinność (Słupik 1973, 1978, 1981; Gil 1994, 1999; Świąchowicz 2002c, 2008a; 2010b).

Niektóre z wymienionych czynników są względnie stałe, tak jak cechy rzeźby (np. nachylenie i długość stoku), typ gleb (np. miąższość pokrywy glebowej, jej porowatość), a niektóre zmienne. Szczególnie dużą zmiennością charakteryzuje się główny czynnik, bez którego proces w ogóle by nie zaistniał, czyli opad atmosferyczny. Jeżeli jest to opad

w postaci stałej – śniegu, jego skuteczność zwykle przejawia się z opóźnieniem, w trakcie topnienia pokrywy śnieżnej. Jeżeli jest to opad deszczu, jego efekty pojawiają się prawie natychmiast, bo już podczas jego trwania i w krótkim czasie po jego zakończeniu. Nadal jednak trudno jest dokładnie przewidzieć z odpowiednim wyprzedzeniem, kiedy i gdzie deszcz wystąpi i jakie będą jego cechy (czas trwania, natężenie). Dotyczy to głównie lokalnych krótkotrwałych deszczów o dużym natężeniu. Praktycznie niemożliwe jest prognozowanie chwilowej wilgotności gleby w momencie wystąpienia deszczu. Również dużą zmiennością charakteryzuje się użytkowanie ziemi, a zwłaszcza stopień pokrycia obszaru przez roślinność. Rodzaj roślin uprawianych w danym obszarze można przewidzieć, gdyż rolnicy najczęściej stosują się do zasad związanych z płodozmianem. Stan pokrycia powierzchni przez roślinność w określonym czasie, związany z przebiegiem wegetacji, jest jednak uwarunkowany wieloma czynnikami pogodowymi, które nie zawsze są możliwe do przewidzenia. Najtrudniej zaś jest prognozować równoczesne wystąpienie erozyjnie skutecznych opadów (deszcz o dużej wydajności i natężeniu) i odpowiednich uwarunkowań podłoża, ułatwiających im działanie (np. duża wilgotność gruntu, brak zwartej okrywy roślinnej).

Spływająca po stoku woda jest ważnym czynnikiem morfogenetycznym, bo przemieszcza luźny materiał zwietrzelinowy, dostarcza go do den dolin oraz koryt rzek i potoków prowadząc do transformacji podsystemu stokowego i dna doliny, a tym samym wpływa na przebieg procesów fluwialnych. Procesy spłukiwania i erozji liniowej są nieodłącznie związane z terenami rolniczymi, zwłaszcza wtedy, kiedy na polach uprawnych okrywa roślinna nie jest dostatecznie zwarta, a zatem nie chroni gleby przed bezpośrednim działaniem kropel deszczu, jak i energią spływającej wody. Erozja wodna gleby jest procesem niekorzystnym, bo niszczy górna, najbardziej produktywną część profilu glebowego, przez co przynosi wymierne szkody i straty w rolnictwie (Dobrzański i in. 1953; Brown 1984; Clark i in. 1985; Józefaciuk, Józefaciuk 1995, 1996, 1999; Morgan 2005).

Spłukiwanie i erozja liniowa są procesami epizodycznymi i krótkotrwałymi, zachodzącym nieregularnie w ciągu roku i ze stosunkowo niewielką częstotliwością, do wywołania których niezbędny jest deszcz lub roztopy (czynniki zewnętrzne). Zmiana natężenia czynnika zewnętrznego wywołuje zmianę systemu geomorficznego polegającą na wystąpieniu procesu o określonej skuteczności. Zmiana ta wiąże się z przekroczeniem progu zewnętrznego (*extrinsic threshold*). Progi geomorficzne mogą być również przekraczane, kiedy czynniki zewnętrzne pozostają względnie stałe, jednak postępujące zmiany wewnątrz systemu sprawiają, że jest on niestabilny i ta niestabilność przejawia się jako próg wewnętrzny (*intrinsic threshold*). Może to wystąpić wtedy, kiedy w wyniku działania procesów erozyjnych dochodzi np. do zmiany nachylenia stoku lub w obszarach lessowych, gdzie występują gleby płowe, zerodowania poziomu Bt i odsłonięcia skały macierzystej. Wtedy stosunkowo niewielka zmiana czynnika zewnętrznego, jakim jest np. deszcz, może doprowadzić do nieproporcjonalnie dużych zmian w natężeniu procesu i w konsekwencji do istotnych zmian formy terenu.

Wiele czynników zmienia się w bardzo krótkim czasie, ale bez długotrwałego szczegółowego monitoringu środowiska przyrodniczego poznanie ich wpływu na przebieg procesu nie jest możliwe. Dlatego w pracy skoncentrowano uwagę na dwóch tylko ogniwach mechanizmu wystąpienia i przebiegu procesów erozji wodnej na stoku: 1) na opadzie atmosferycznym – czynniku początkowym, bez którego proces nigdy nie wystąpi, 2) na ogniwie końcowym – skutku, czyli wystąpieniu procesu, którego działanie przejawia się

w ilości przemieszczonego na stoku materiału glebowego oraz powstawaniu nowych lub istotnej transformacji istniejących już form na stokach. Skoncentrowanie się tylko na tych dwóch ogniwach ma również uzasadnienie praktyczne. Dane opadowe są najczęściej dostępnymi danymi pomiarowymi, natomiast równoczesne stacjonarne pomiary rozbryzgu, spływu powierzchniowego, wilgotności gleby, rozwoju pokrywy roślinnej w ciągu okresu wegetacyjnego, spłukiwania i erozji liniowej są prowadzone na terenie Polski okazjonalnie i w niewielu miejscach (Rejman, Brodowski 2010, Stępniewski i in. 2010; Smolska 2010a, b; Smolska, Rodzik 2010; Szpikowski 2010; Święchowicz 2010a, b).

Celem pracy jest wyznaczenie wartości progowych parametrów opadów deszczu, po przekroczeniu których zachodzą procesy rozbryzgu, spłukiwania i erozji liniowej na stokach użytkowanych rolniczo, kiedy to jest możliwa dostawa zerodowanego materiału glebowego do koryta potoku i jego transport poza zlewnię. Badania prowadzono w zlewni Dworskiego Potoku na progu Pogórza Karpackiego. Charakterystykę obszaru badań przedstawiono w rozdziale 2, a szczegółową ocenę uwarunkowań erozji wodnej na stokach w rozdziale 4. Wyróżnienie wartości progowych umożliwia podział deszczów na erozyjne i nieerozyjne. To z kolei pozwala wydzielić okresy podczas pór roku, półroczy i lat hydrologicznych oraz w ciągu wielolecia, w których rzeźba stoków jest „stabilna” (przy czym stabilność jest rozumiana jako trwałość) oraz takich okresów, w których rzeźba stoków ulega zmianie, czyli jest przekształcana przez działające procesy geomorficzne.

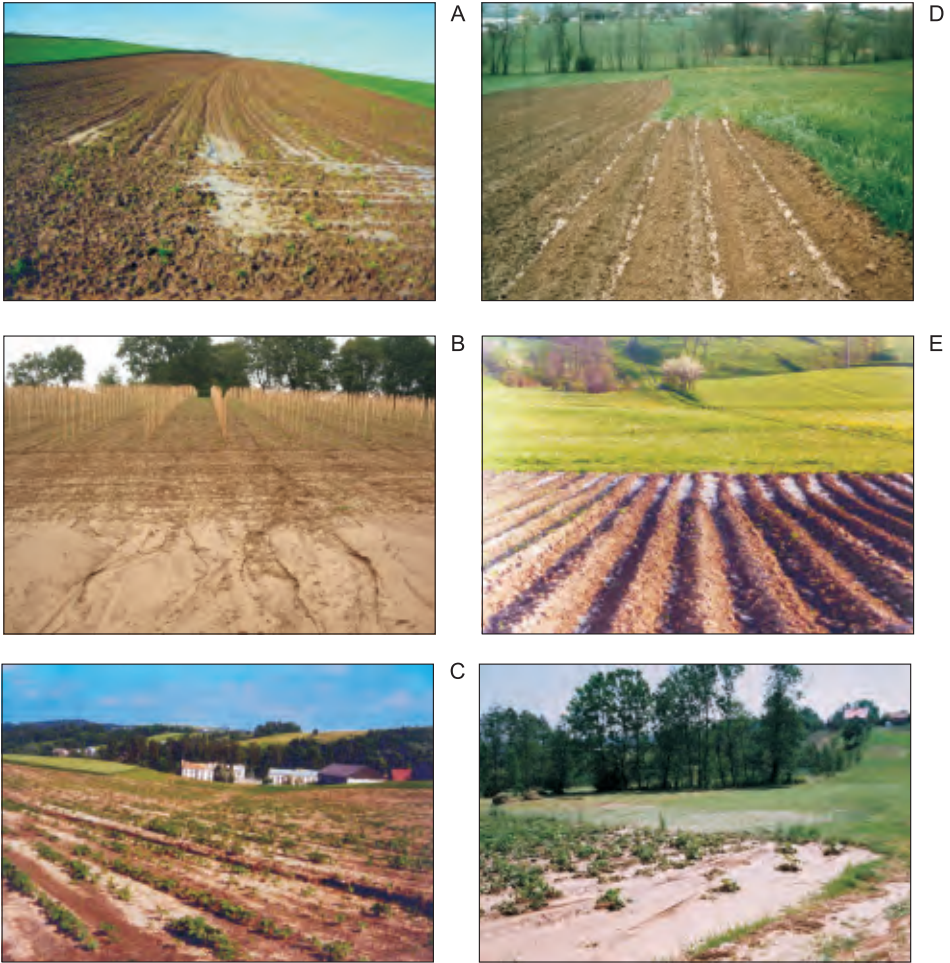
Zachodzi zatem pytanie, które deszcze są „erozyjne” oraz co oznacza słowo „erozyjny”? Używając określenia „deszcz erozyjny”, intuicyjnie uznajemy go za deszcz, który spowodował erozję wodną gleby na stoku, czyli deszcz erozyjnie skuteczny. Należy więc postawić kolejne pytanie: które skutki działania deszczu traktujemy jako erozyjne? Innymi słowy, jaka masa materiału glebowego powinna być przemieszczona podczas działania pojedynczego deszczu i na jaką odległość, żeby ten deszcz uznać za deszcz erozyjny? (ryc. 4).

Te pytania rodzą kolejne. Jak często na stokach użytkowanych rolniczo zachodzi erozja wodna gleby? Czy zerodowany materiał glebowy jest dostarczany do koryta potoku i podlega transportowi fluwialnemu poza zlewnię? Jeżeli tak, to kiedy i gdzie? Czy dostawa materiału następuje szeroką strefą na całej długości koryta rzecznego, czy tylko lokalnie w pewnych predestynowanych do tego miejscach? Rozwiązanie tych ważnych kwestii w odniesieniu do obiegu materiału glebowego w zlewni umożliwi uzyskanie odpowiedzi na będące celem tej pracy pytania:

- 1) Które z parametrów deszczu najlepiej charakteryzują jego zdolność do wywołania erozji wodnej?
- 2) Jakie są wartości progowe parametrów deszczu, po przekroczeniu których zachodzi transport cząstek i agregatów glebowych w dół stoku oraz możliwa jest ich dostawa bezpośrednio do koryta potoku i dalej poza granice zlewni?

W zlewni Dworskiego Potoku, gdzie były prowadzone badania, wyróżniono 6 następujących potencjalnych wariantów związku transportu materiału glebowego w podsystemie stokowym z jego transportem w podsystemie dna doliny (ryc. 5, 6):

- 1) Po wystąpieniu deszczu nie dochodzi do spływu powierzchniowego i spłukiwania na stoku [-]. Koryto potoku jest suche i nie ma reakcji na opad, co skutkuje brakiem transportu zawiesiny [-]. Nie następuje dostawa materiału glebowego ze stoku do koryta potoku, czyli podsystem stokowy i dna doliny funkcjonują niezależnie od siebie [-] (ryc. 5, wariant 1).



Rycina 4. Przykłady skuteczności erozyjnej wody deszczowej (fot. J. Świąchowicz)

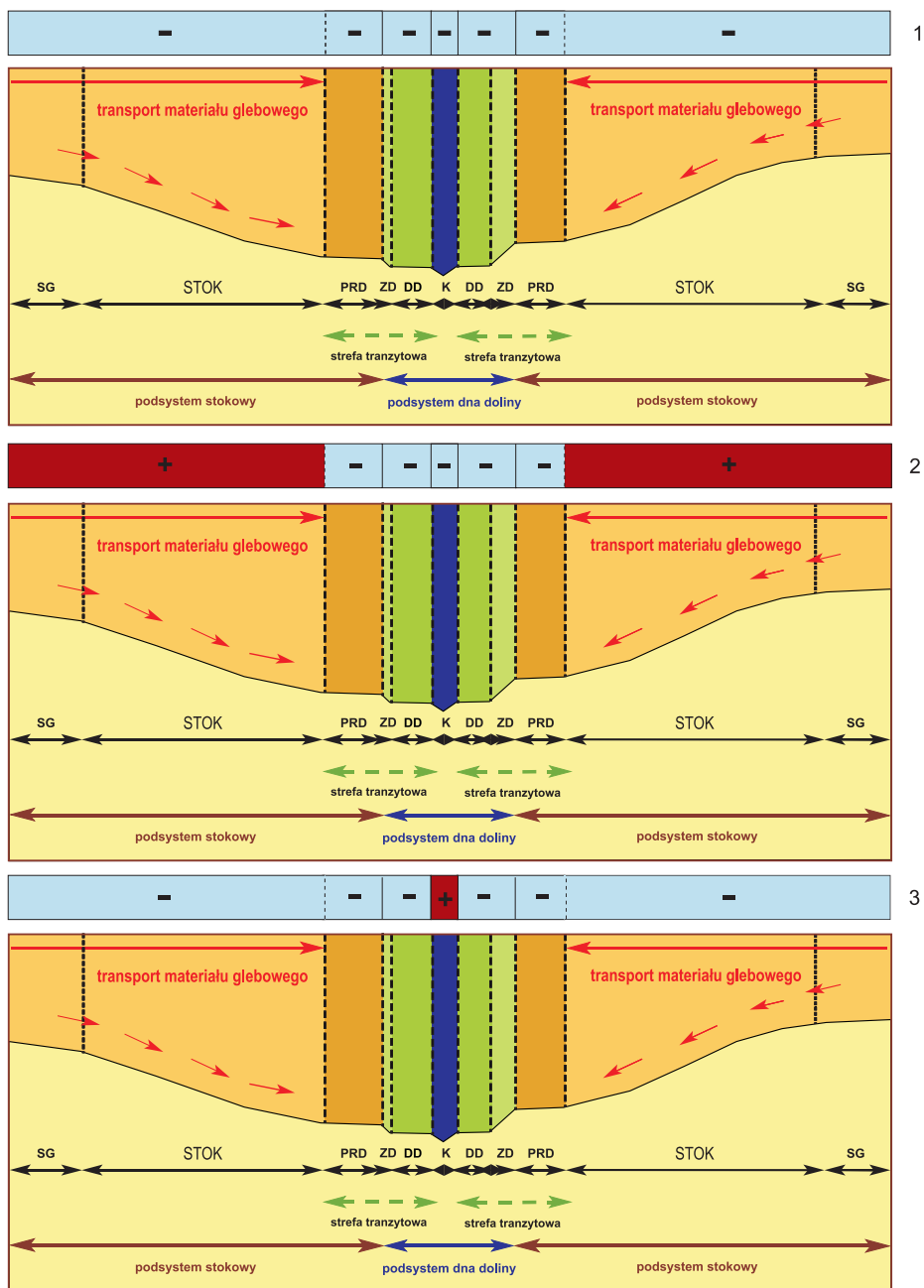
Zróżnicowana skuteczność deszczów: A – lokalna erozja gleby na stoku, B – erozja gleby obejmująca fragmenty stoków w zlewni, C – erozja gleby obejmująca całe powierzchnie stoków w zlewni.

Długość drogi transportu od działu wodnego do dna doliny: D – transport na małe odległości i lokalna depozycja na stoku, E – transport na całej długości stoku i depozycja u jego podnóża, F – transport na całej długości stoku i depozycja u jego podnóża i w obrębie dna doliny.

Figure 4. Examples of rainfall erosive effectiveness (photo by J. Świąchowicz)

Varied effectiveness of rains: A – local erosion on slopes, B – soil erosion on larger areas of slopes in the catchment, C – soil erosion on all slopes in the catchment.

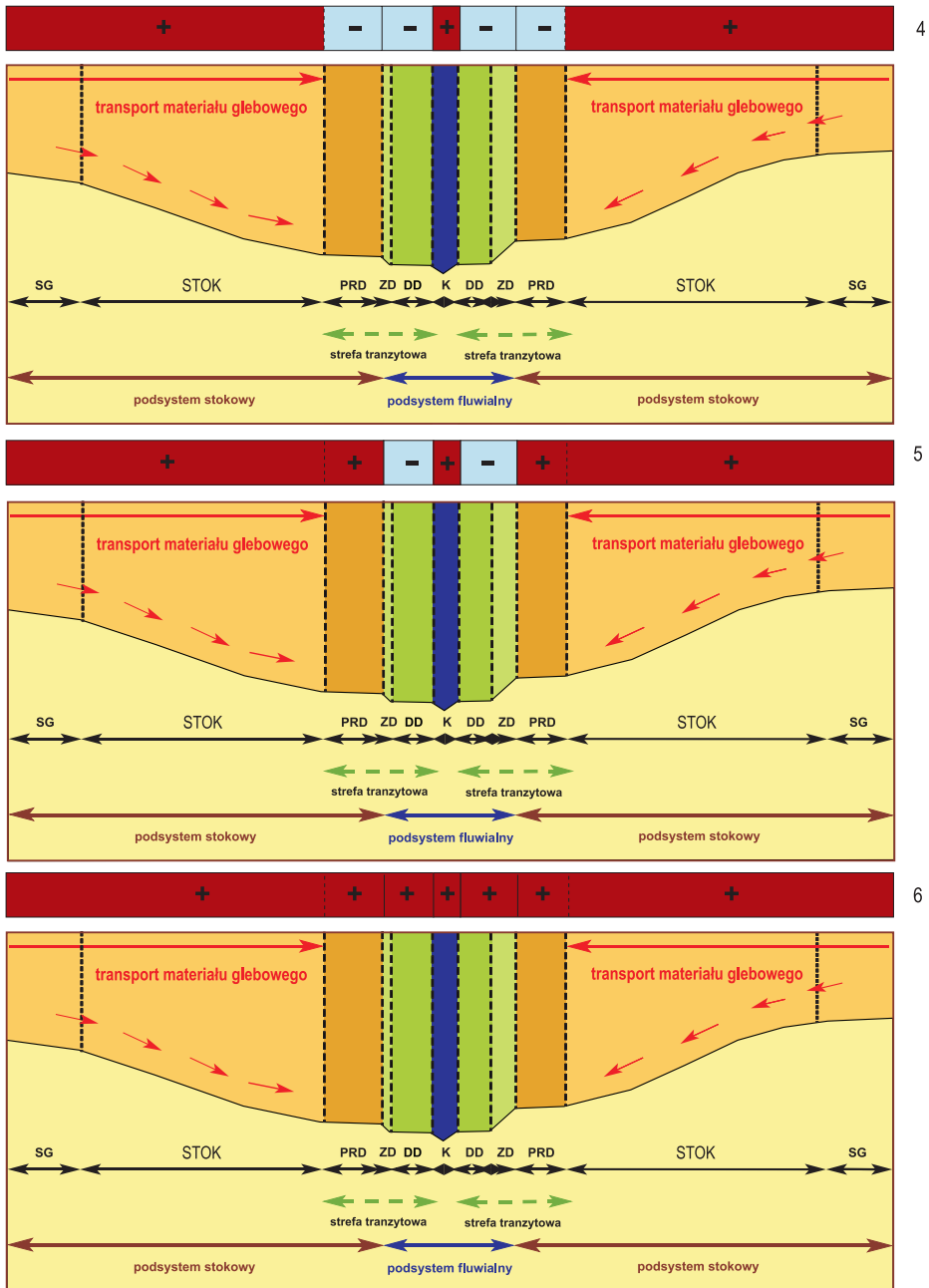
Transport distance from watershed to the bottom of the valley: D – short-distance transport and local deposition of soil material on the slope, E – long-distance transport and deposition of soil material at the footslope part, F – long-distance transport and deposition of soil material at the footslope part and in the valley bottom.



SG – spłaszczenia grzbietowe PRD – podstokowe równiny deluwialne ZD – zbozce doliny DD – dno doliny K – koryto

Rycina 5. Hipotetyczne warianty (1–3) związku transportu materiału glebowego w podsystemie stokowym z jego transportem w podsystemie dna doliny w zlewni użytkowanej rolniczo. Objaśnienia w tekście

Figure 5. Hypothetical variants (1–3) of relationship between soil particle transport in slope and valley bottom subsystem in an agricultural catchment. Explanation in text



SG – spłaszczenia grzbietowe PRD – podstokowe równiny deluwialne ZD – zbocze doliny DD – dno doliny K – koryto

Rycina 6. Hipotetyczne warianty (4–6) związku transportu materiału glebowego w podsystemie stokowym z jego transportem w podsystemie dna doliny w zlewni użytkowanej rolniczo. Objasnienia w tekście

Figure 6. Hypothetical variants (4–6) of relationship between soil particle transport in slope and valley bottom subsystem in an agricultural catchment. Explanation in text

- 2) Po wystąpieniu deszczu dochodzi do spływu powierzchniowego i spłukiwania na stoku. Transport materiału zachodzi lokalnie i na małe odległości [+]. Koryto potoku jest suche i nie ma reakcji na opad, co skutkuje brakiem transportu zawiesiny [-]. Nie następuje dostawa materiału glebowego ze stoku do koryta potoku, czyli podsystem stokowy i dna doliny funkcjonują niezależnie od siebie [-] (ryc. 5, wariant 2).
- 3) Po wystąpieniu deszczu nie dochodzi do spływu powierzchniowego i spłukiwania na stoku [-]. W korycie potoku płynie woda i jednocześnie występuje reakcja na opad, co skutkuje transportem zawiesiny [+]. Nie następuje dostawa materiału glebowego ze stoku do koryta potoku, czyli system stokowy i dna doliny funkcjonują niezależnie od siebie [-] (ryc. 5, wariant 3).
- 4) Po wystąpieniu deszczu dochodzi do spływu powierzchniowego i spłukiwania na stoku, transport materiału glebowego zachodzi jednak lokalnie i na małe odległości [+]. W korycie potoku płynie woda i jednocześnie występuje reakcja na opad, co skutkuje podniesieniem się stanu wody i niewielkim transportem zawiesiny pochodzącej z erozji koryta [+]. Nie następuje dostawa materiału glebowego ze stoku do koryta potoku, czyli system stokowy i dna doliny funkcjonują niezależnie od siebie [-] (ryc. 6, wariant 4).
- 5) Po wystąpieniu deszczu dochodzi do spływu powierzchniowego i spłukiwania na całej długości stoku i do akumulacji materiału glebowego głównie u podnóża stoku [+]. W korycie potoku płynie woda i równocześnie występuje reakcja na opad, co skutkuje wezbraniem i transportem zawiesiny pochodzącej z erozji koryta [+]. Nie następuje dostawa materiału glebowego ze stoku do koryta potoku, czyli system stokowy i dna doliny funkcjonują niezależnie od siebie [-] (ryc. 6, wariant 5).
- 6) Po wystąpieniu deszczu dochodzi do spływu powierzchniowego i spłukiwania na całej długości stoku i częściowej akumulacji zmytego materiału głównie u podnóża stoku i w dnie doliny [+]. W korycie potoku płynie woda i równocześnie występuje reakcja na opad, co skutkuje wezbraniem i transportem zawiesiny pochodzącej z erozji koryta [+]. Jednocześnie następuje dostawa materiału glebowego ze stoku do koryta potoku, czyli dochodzi do współdziałania systemu stokowego i dna doliny w odprowadzaniu zawiesiny poza zlewnię [+] (ryc. 6, wariant 6).

W związku z tym pytanie o wartości progowe opadu deszczu można sformułować następująco: Jaka jest wartość progowa cech opadu deszczu, po przekroczeniu której następuje:

- 1) lokalne przemieszczanie materiału glebowego na małe odległości?
- 2) przemieszczanie materiału glebowego na całej długości stoku, ale jego większość jest deponowana u podnóża stoku, w dnie doliny?
- 3) przemieszczanie materiału glebowego na całej długości stoku, jego depozycja u podnóża stoku, w dnie doliny oraz dostawa części uruchomionego materiału do koryta potoku, jego transport w korycie i odprowadzanie poza zlewnię?

W takim ujęciu wyróżnione trzy wartości progowe odnoszą się nie tylko do występowania procesów, lecz równocześnie do ich efektywności geomorficznej, polegającej na dostawie materiału glebowego ze stoków do koryta potoku. Wartości progowe parametrów opadów deszczu, po przekroczeniu których następuje transport cząstek i agregatów glebowych na opisanych wyżej odcinkach, nazwano w skrócie I, II i III progiem dostawy materiału glebowego do koryta potoku. Wyróżnienie tych trzech progów ma uzasadnienie w rzeźbie obszaru. Istniejące w zlewni naturalne bariery morfologiczne, w postaci podstokowych równin deluwialnych, krawędzi na granicy stok – dno doliny oraz szerokich den

dolin, utrudniają dostawę materiału glebowego ze stoków do koryta potoku. Aby te strefy pokonać, niezbędne jest większe natężenie erozji wodnej na stokach, które jest związane z większymi parametrami opadu, będącego tu głównym czynnikiem inicjującym procesy erozyjne. Przekroczenie I progu dostawy materiału glebowego ze stoków do koryta potoku jest równoznaczne z lokalnym przemieszczaniem materiału glebowego na krótkich dystansach. Przekroczenie II progu dostawy jest równoznaczne z przemieszczaniem materiału glebowego na całej długości stoku, większość tego materiału jest jednak akumulowana u podnóża stoku, w dnie doliny. Przekroczenie III progu dostawy jest równoznaczne z przemieszczaniem materiału glebowego na całej długości stoku, jego akumulacją u podnóża stoku, w dnie doliny, dostawą części uruchomionego materiału do koryta potoku oraz jego transportem w korycie i odprowadzaniem poza zlewnię.

Najbardziej efektywne są te procesy, podczas których zachodzi przemieszczanie materiału na całej długości stoków i jego dostawa do koryta potoku. Idea tak pojmowanych wartości progowych, a zwłaszcza ich stopniowanie, w procesie szeroko rozumianego obiegu zwietrzeliny w zlewni pojawiła się już we wcześniejszych publikacjach autorki (Święchowicz 2000b, 2002a, c, 2006), a w tej pracy została rozbudowana, uszczegółowiona i – co najważniejsze – została podana metoda wyróżniania tak zdefiniowanych wartości progowych. Ponadto na podstawie wieloletnich badań terenowych procesów erozyjnych na stokach i w korytach (stacjonarnych oraz kartowania skutków deszczów) oraz 23-letniej serii pomiarowej opadów atmosferycznych wyznaczono wartości progowe cech opadu deszczu, które powodują przekroczenie I, II i III progu, co pociąga za sobą zmianę zarówno jakościowych, jak i ilościowych cech procesu erozji wodnej na stoku.

Wyznaczenie wartości progowych cech opadów deszczu niezbędnych do wystąpienia erozji na stokach użytkowanych rolniczo w różnych skalach przestrzennych i czasowych, oprócz aspektu poznawczego ma jeszcze znaczenie praktyczne. Pozwala na określenie wpływu erozji gleby na środowisko geograficzne oraz umożliwia weryfikację jakości podejmowanych przez człowieka działań ochronnych i zapobiegawczych, których podstawą są zawsze rzetelne informacje na temat częstotliwości występowania i natężenia erozji wodnej gleby. Poznanie wartości progowych umożliwia również prognozowanie wystąpienia zdarzeń erozyjnych o określonej efektywności geomorficznej.

ROZDZIAŁ 2

Obszar badań

Podstawą pracy są wyniki badań przeprowadzonych głównie w zlewni Dworskiego Potoku (Raczkówek), lewobrzeżnego dopływu Starej Rzeki (Gróbki) (ryc. 7; Święchowicz 1991, 1992). Zlewnia jest położona w strefie przejściowej między Karpatami a Kotliną Sandomierską, dlatego obszar ten był różnie klasyfikowany w istniejących podziałach regionalnych Polski i Karpat (Starkel 1972a, 1988; Czeppe, German 1979, 1988; Gilewska, Starkel 1979, 1988; Kondracki 1978; Ziętara 1980; Święchowicz 1991, 1992, 2002c; Kaszowski 1995a, b; Kaszowski, Święchowicz 1995b; German 2000/2001).

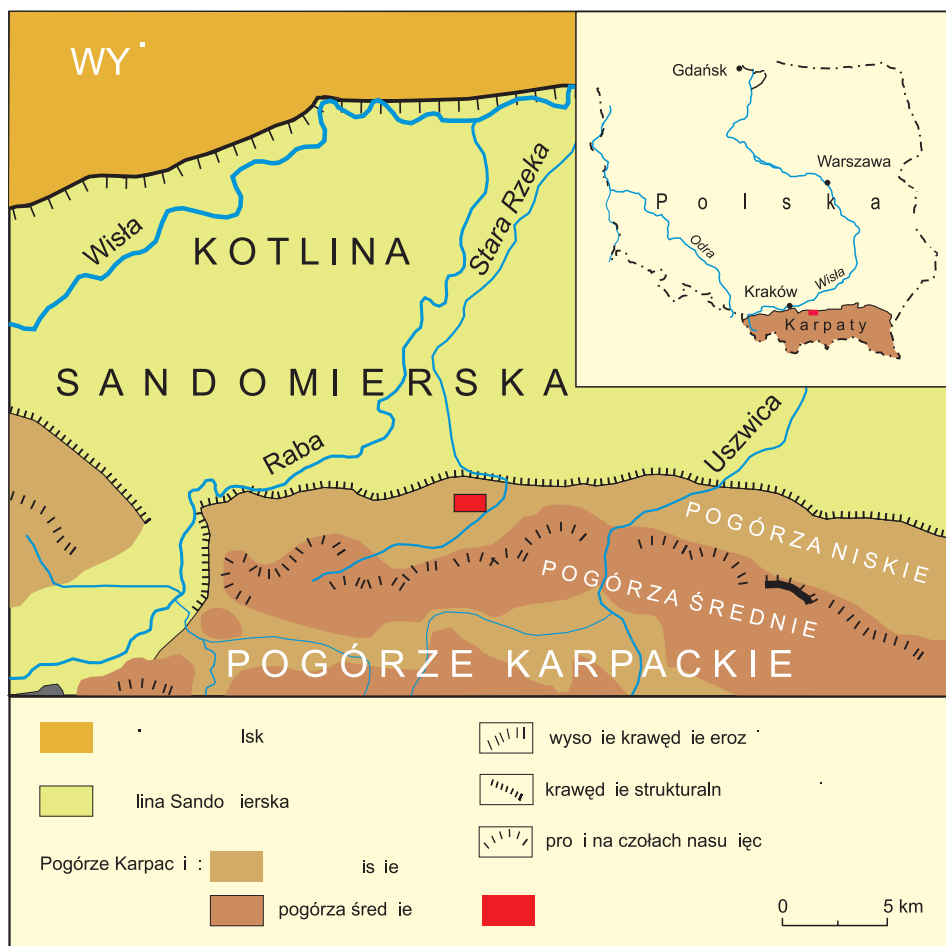
Według podziału na jednostki geomorfologiczne (Starkel 1972a, 1988; Gilewska, Starkel 1979, 1988) zlewnia Dworskiego Potoku jest położona na Pogórzu Wiśnickim w obrębie Przedgórza Brzeskiego i charakteryzuje się rzeźbą pogórzy niskich.

Na podstawie regionalizacji fizycznogeograficznej byłego województwa krakowskiego i tarnowskiego (Czeppe, German 1979, 1988) zlewnia Dworskiego Potoku leży w obrębie Działów Niepołomicko-Bielczańskich zaliczanych do Kotliny Sandomierskiej (Provincia Podkarpacka).

Według aktualnej regionalizacji fizycznogeograficznej województwa małopolskiego (German 2000/2001) zlewnia Dworskiego Potoku leży w obrębie mezoregionu Podgórze Bocheńskiego zaliczanego do makroregionu Kotliny Sandomierskiej i graniczącego z Pogórzem Wielickim.

Na podstawie podziału fizycznogeograficznego Polski (Kondracki 1978) zlewnia Dworskiego Potoku leży w obrębie Podgórze Bocheńskiego (mezoregion Kotliny Sandomierskiej), bezpośrednio graniczącego z Pogórzem Wiśnickim.

Zgodnie z podziałem fizycznogeograficznym regionu bocheńskiego (Ziętara 1980) zlewnia Dworskiego Potoku położona jest w obrębie Przedgórze Bocheńskiego, traktowa-



Rycina 7. Położenie obszaru badań (na podstawie Starkel 1988; Gilewska, Starkel 1979, 1988)

Figure 7. Location of the study area (based on Starkel 1988; Gilewska, Starkel 1979, 1988)

nego jako jednostka przejściowa pomiędzy Karpatami a Kotliną Sandomierską i wliczanego do Kotliny Sandomierskiej.

Obszar Progu Pogórze Karpackiego między Rabą a Uszwicą, stanowiący zwartą jednostkę przestrzenną, doczekał się wielu opracowań naukowych dzięki istnieniu w Łazach Stacji Naukowej Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego (IGiGP UJ). Realizowane projekty badawcze dały odpowiedź na wiele pytań dotyczących struktury i funkcjonowania środowiska geograficznego Progu Karpat (Kaszowski 1995c, d; Chełmicki 1998; Pietrzak 2002; Święchowicz 2002c; Żelazny 2005).

Próg Pogórze ma wyraźne cechy wyżyny fliszowej, ale równocześnie wysoczyzny kotlin przedgórskich (Kaszowski 1995a). Struktury fałdowe fliszu zazębiają się i przenikają ze strukturami miocenu, na które się nasunęły, co sprawia, że budowa geologiczna tego obszaru jest bardzo skomplikowana (Święchowicz 1991; Kaszowski 1995a). Około 80%

terenu leży w obrębie struktur fliszowych Karpat – jednostek śląskiej i podśląskiej (Kaszowski 1995b). Podłoże pokryte jest mięszymi pokrywami pyłowymi utworów lessopodobnych. Rzeźba progu Pogórza charakteryzuje się występowaniem na ogół równoległych do siebie wydłużonych i szerokich garbów i działów nawiązujących do przebiegu struktur i linii geologicznych w obrębie jednostek śląskiej i bocheńskiej oraz do odporności skał (Święchowicz 1991; Kaszowski, Święchowicz 1995a).

Na badanym obszarze próg Pogórza Karpackiego jest dwustopniowy (Święchowicz 1991, 1992). Stopień wyższy, o wysokości względnej 80–110 m nad dno doliny, założony jest na odpornych warstwach piaskowcowych fliszowej jednostki śląskiej i podśląskiej (Olewicz 1968, 1973). Drugi stopień niższy, o wysokości względnej 50–60 m nad dno doliny, pokrywa się z zasięgiem nasunięcia jednostki podśląskiej, pokrytej utworami miocenu (Olewicz 1968, 1973). Wyróżnione dwa stopnie progu Pogórza Wiśnickiego (Święchowicz 1991) reprezentują dwa piętra morfogenetyczne Pogórza. Stopień niższy obejmuje Przedgórze Brzeskie i stanowi piętro o typie rzeźby pogórzy niskich (Starkel 1972a, 1988), a więc o powierzchni wierzchowinowej położonej na wysokości 280–300 m n.p.m., rozwiniętej na mniej odpornych skałach. Stopień wyższy, obejmujący Garb Okocimski, stanowi piętro wyższe o powierzchni wierzchowinowej, położonej w wysokości 320–340 m n.p.m., charakteryzującej się typem rzeźby pogórzy średnich (Starkel 1972a, 1988).

Pokrywa glebowa obszaru jest prawie jednorodna. Na mięszych utworach lessopodobnych oraz pyłowych zwietrzelinach fliszu wytworzyły się głównie gleby płowe (*Haplic Luvisol*) i płowe opadowo-glejowe (*Stagnic Luvisol*), tworzące wspólne mozaikowe kompleksy trudne do rozdzielenia kartograficznego (Skiba 1992; Skiba i in. 1995). Zajmują one około 80% powierzchni omawianego obszaru. Pozostałe 20% powierzchni zajmują gleby brunatne (*Cambic Luvisols*), gleby aluwialne i deluwialne oraz gleby gruntowo-glejowe (*Eutric Gleysols*) (Skiba i in. 1995).

Skład mechaniczny utworów lessopodobnych Pogórza jest dość podobny. Charakteryzuje się niewielką zawartością piasku (do 10%), znaczną zawartością frakcji pylastej (50–70%) oraz dużym udziałem frakcji iłu koloidalnego ($\varnothing < 0,002$ mm), wynoszącym od 8 do 18%. Profilowe zróżnicowanie zawartości iłu koloidalnego jest typowe dla gleb objętych procesem lessiważu (Skiba, Drewnik 1995; Skiba i in. 1995; Klimek 1995a, b). Odczyn gleb jest kwaśny w glebach leśnych (pH około 4,0) i słabo kwaśny w glebach ornych (pH 5,9–6,1). Tak niskie wartości pH są wynikiem znacznego odwapnienia osadów lessopodobnych. Stopień wysycenia kationami zasadowymi (V%) we wszystkich glebach nie przekracza 50%, co świadczy o znacznym wylugowaniu tych gleb (Skiba 1992). Zawartość substancji organicznej w poziomach próchnicznych waha się w granicach 0,5–1,6%. Wyraźnie niższy jej udział (0,5%) zaznacza się w glebach wtórnie brunatnych, co świadczy o ich pochodzeniu erozyjnym (Skiba i in. 1995).

Zgodnie z klasyfikacją klimatyczną Polskich Karpat Zachodnich obszar Pogórza Wiśnickiego jest zaliczany do piętra umiarkowanie ciepłego (Hess 1965). Piętro to, obejmujące swym zasięgiem obszary Karpat od podnóży do około 600 m n.p.m., charakteryzuje się średnią roczną temperaturą powietrza około 8,3°C, średnia temperatura w styczniu wynosi od –3,2 do –4,0°C, w lipcu od 17,5 do 18,2°C; roczna suma opadów wynosi 665 mm (Obrębska-Starkel 1988). Okres zalegania pokrywy śnieżnej trwa około 70 dni. Przeważają wiatry zachodnie oraz południowo- i północno-zachodnie (Hess, Leśniak 1988).

Na podstawie danych pochodzących z posterunku meteorologicznego Stacji IGiGP UJ w Łazach z okresu 1987–1994 wartości elementów klimatycznych są następujące: średnia roczna temperatura wynosiła 8,6°C, pierwsze półrocze kalendarzowe było zdecydowanie chłodniejsze (6,8°C) od drugiego półrocza (10,4°C), średnia temperatura w najchłodniejszym miesiącu – styczniu była dość wysoka (-0,4°C), a najcieplejszego miesiąca – lipca wynosiła 18,4°C. Temperatura minimalna przy powierzchni gruntu (5 cm) była najczęściej niższa od temperatury na wysokości 2 m o 1,4°C. Średnia długość okresu bezprzymrozkowego przy powierzchni gruntu wynosiła 189 dni. Przymrozki nie występowały od czerwca do drugiej dekady września (Angiel 1995a; Angiel, Cisowska 1995). Zimy trwały krótko i były ciepłe. Cechą zim było występowanie odwilży, które trwały średnio przez 35% dni okresu zimowego. Charakterystyczny był też bardzo długi okres wegetacji i długi okres intensywnej wegetacji (Angiel 1995b; Angiel, Cisowska 1995).

Średnia roczna suma opadów w wieloleciu 1987–2009 wynosiła 665,9 mm, a średnia liczba dni z opadem 168. Najwięcej opadów wystąpiło w półroczu letnim (V–X); stanowiły one od 55,4% (1998) do 78,6% (1997) rocznej sumy opadów. Opady atmosferyczne charakteryzowały się również dużą zmiennością sezonową, miesięczną i dobową. Maksymalne dobowe sumy opadów w poszczególnych latach zmieniały się w szerokim zakresie od 27,9 mm do 83,4 mm.

Obszar progó Pogórza Wiśnickiego jest odwadniany zarówno przez bezpośrednie dopływy Wisły (Rabę, Starą Rzekę (Gróbkę)) i Uszwicę, jak i inne cieki (Stradomkę, Potok Łączyczycki, Leksandrówkę, Uszew i Uszewkę). Gęstość stałej sieci rzecznej wynosi 1,7 km·km⁻². Podawany w literaturze dla tej części Polski odpływ jednostkowy wynosi 6–8 dm³·s⁻¹·km⁻² (Dynowska 1971). Odpływ jednostkowy w zlewni Starej Rzeki w latach 1994–2004 wyniósł 3,85 dm³·s⁻¹·km⁻² (Chełmicki 2005). Przepływy cieków odznaczają się znaczną zmiennością dobową i sezonową (Baścik i in. 1995; Pociask-Karteczka 1995; Korską 1998; Świąchowicz 2002c). W przypadku Starej Rzeki w Łazach najwyższy zanotowany przepływ wynosił 4455,9 dm³·s⁻¹·km⁻², a najniższy 0,46 dm³·s⁻¹·km⁻² (Chełmicki 2005). Przepływy dobowe są dość stabilne w półroczu zimowym, w półroczu letnim natomiast odznaczają się znaczną zmiennością. Stara Rzeką charakteryzuje się złożonym reżimem przepływów z kulminacjami wiosenną (roztopową) i letnią (opadową), a okresem niskich przepływów jest jesień (Chełmicki 2005). Zlewnia Starej Rzeki ma niewielkie zdolności retencyjne, o czym świadczy niski udział odpływu gruntowego w odpływie rocznym (Chełmicki 1995, 2005; Chełmicki i in. 1995; Świąchowicz 2002c).

Progiem Pogórza Karpackiego biegnie granica między działami roślinnymi Bałtyckim i Karpackim. Zgodnie z podziałem geobotanicznym Polski próg Pogórza Karpackiego między Rabą a Uszwicą jest zaliczany do działu Karpat Zachodnich, okręgu Pogórza i podokręgu Pogórza Lessowego (Szafer, Zarzycki 1972). Naturalnym zbiorowiskiem dla tego obszaru są lasy liściaste dębowo-grabowe suchsze i wilgotne (*Tilio-Carpinetum typicum*, *Tilio-Carpinetum stachyetosum*), bory mieszane (*Pino-Quercetum*) oraz w dnach dolin lasy łąkowe (*Fraxino-Ulmetum*, *Circaeo-Alnetum*) (Medwecka-Kornaś i in. 1988; Stachurska 1995). Prawie ⅓ obszaru zajmują użytki rolne, zabudowania, sieć drogowa, a lasy około 28% powierzchni (Stachurska 1995).

Region Pogórza Karpackiego jest obszarem silnie przeobrażonym przez człowieka na skutek zniszczenia naturalnych zbiorowisk leśnych i wprowadzenia w ich miejsce zbiorowisk sztucznych, związanych z rolniczym użytkowaniem ziemi. Początki osadnictwa w obrębie progó Pogórza Karpackiego sięgają co najmniej 5. tysiąclecia p.n.e. (Jodłowski,

Skowronek 1980). Oddziaływanie człowieka na środowisko było ciągłe, ale różny był jego rodzaj i nasilenie. Ingerencja człowieka w środowisko początkowo polegała na lokalnym i okresowym karczowaniu i wypalaniu lasów – w czasach prehistorycznych i wczesnym średniowieczu; na intensywnej eksploatacji kompleksów puszczańskich, zasiedlaniu całego obszaru oraz trwałym przekształcaniu krajobrazu leśno-rolniczego w rolniczy – w X–XV w.; na umiarkowanej eksploatacji środowiska – w XV–XIX w.; oraz na postępującym wyrębie lasów, dalszym podziale gospodarstw oraz wprowadzeniu na szeroką skalę upraw okopowych w XIX–XX w. (Pietrzak 2002).

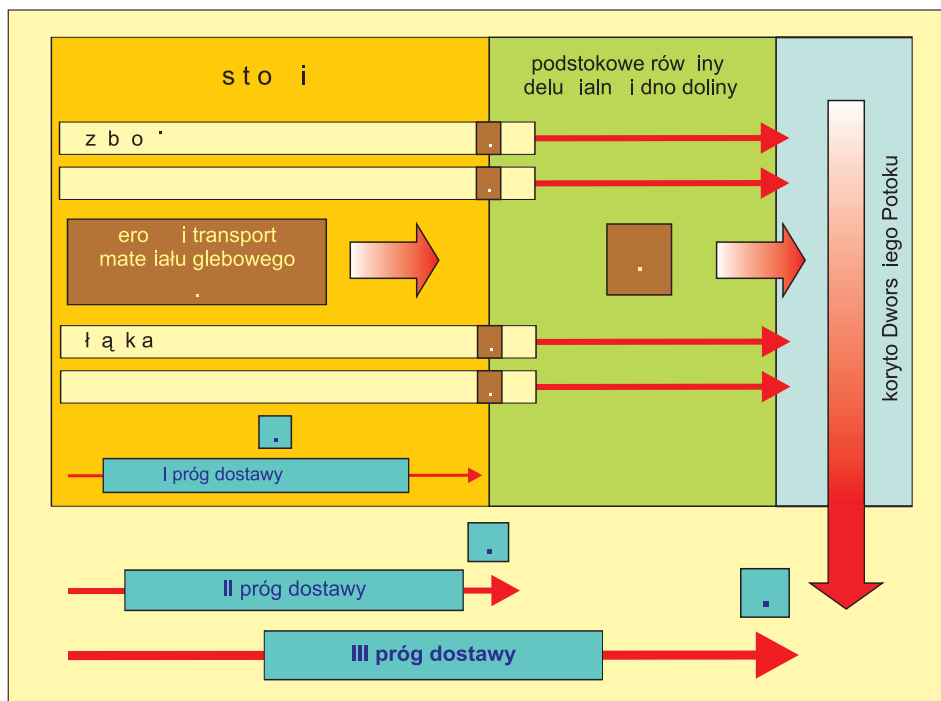
Zlewnia Dworskiego Potoku, w obrębie której prowadzono badania terenowe, jest jedną ze zlewni cząstkowych wyróżnionych w obrębie zlewni Starej Rzeki (Gróbki), na terenie której w Łazach jest zlokalizowana Stacja Naukowa IGiGP UJ (Kaszowski 1991, 1995a, d; Święchowicz 1992). Uwarunkowania przekraczania progów geomorficznych w zlewni oraz reprezentatywność wyników badań zostały szczegółowo omówione w rozdziale 4.

ROZDZIAŁ 3

Metody badań

Wyznaczenie wartości progowych cech deszczu niezbędnych do zainicjowania rozbryzgu, splukiwania i erozji liniowej na stokach oraz dostawy materiału glebowego do transportu fluwialnego w korycie potoku wymagały prowadzenia wieloletnich pomiarów terenowych tych procesów zarówno na stokach, w dnie doliny, jak i w korycie potoku (ryc. 8). Równie ważne było szczegółowe rozpoznanie zmienności występowania opadów deszczu. O ich skuteczności decydowała częstość występowania oraz cechy takie, jak suma, czas trwania i natężenie. Między innymi to od cech deszczu zależało tempo infiltracji i natężenie spływu powierzchniowego, a tym samym występowanie, przebieg i efektywność procesów erozyjnych.

Badania przebiegały w kilku etapach i obejmowały stacjonarne pomiary procesów erozyjnych na stokach i w korytach, jak i kartowanie skutków pojedynczych deszczów o wyjątkowo dużej sile. Pomiary wykonywano tylko w warunkach naturalnych. Nie prowadzono badań laboratoryjnych ani terenowych z wykorzystaniem symulatorów deszczów. Badania w warunkach naturalnych, oprócz tej zalety, że rejestrowały wszystkie realnie występujące zdarzenia erozyjne i ich skutki, miały też ujemne strony. Główny czynnik inicjujący erozję wodną na stokach – opad deszczu – charakteryzuje się dużą sezonową i wieloletnią zmiennością i dlatego nie można było przewidzieć liczby zdarzeń opadowych ani czasu i miejsca ich wystąpienia. Nie było możliwości pełnej kontroli istotnych cech deszczu, które wpływają na przebieg procesu, a więc natężenia, wielkości kropel deszczu, energii kinetycznej oraz ich zmienności w czasie i zróżnicowania w obrębie zlewni.



Rycina 8. Metodologia pomiarów niezbędnych do wyznaczenia wartości progowych parametrów opadów deszczu inicjujących procesy erozyjne w zlewniach użytkowanych rolniczo

Figure 8. Methodology of measurements necessary to determine rainfall threshold values initiating erosive processes in agricultural catchments

Prace kameralne polegały na opracowaniu metody wyznaczania wartości progowych opadu deszczu w przebiegu procesów erozyjnych na stokach użytkowanych rolniczo. Wykorzystano dane opadowe i hydrologiczne z okresu 1987–2009 pochodzące ze Stacji Naukowej IGiGP UJ w Łazach k. Bochni oraz wyniki prowadzonych przez autorkę wieloletnich pomiarów terenowych rozbrzygu, spłukiwania i erozji liniowej na stokach. Wszystkie dane opracowano według jednolitej procedury, zgodnie z zasadami przyjętymi w opracowanej metodzie badań.

3.1. Metody opracowania wyników pomiarów opadów atmosferycznych

W badaniach wykorzystano dane opadowe z posterunku meteorologicznego Stacji Naukowej IGiGP UJ w Łazach. Posterunek meteorologiczny jest usytuowany na dziale wodnym zlewni Dworskiego Potoku na wysokości 245 m n.p.m. Współrzędne geograficzne wynoszą 49°57'55"N i 20°29'43"E. Uzyskane dane meteorologiczne reprezentują wierzchołki i górne odcinki stoków pogórzy niskich. Szczegółową charakterystykę warunków opadowych przeprowadzono na podstawie codziennych pomiarów sum opadu za pomocą deszczomierza Hellmanna oraz zapisów pluwiograficznych, obejmujących miesiące letnie z okresu 1987–2009 (23 lata hydrologiczne).

Podstawowym celem rozprawy było wyznaczenie wartości progowych parametrów deszczu, po przekroczeniu których zachodzą procesy rozbryzgu, splukiwania i erozji liniowej na stokach użytkowanych rolniczo, co umożliwi dostawę zerodowanej gleby do koryta potoku i jej transport poza zlewnię. Dokonano więc prostego podziału deszczów na erozyjne i nieerozyjne. Wracamy zatem do wcześniej zadanego pytania – które deszcze są erozyjne? I od razu pojawia się najprostsza z możliwych odpowiedzi – te, które inicjują erozję gleby na stoku. Na kolejne pytanie – które deszcze inicjują erozję gleby na stoku – odpowiedź już prosta nie jest. Wymaga ona wiedzy empirycznej opartej na wynikach wieloletnich pomiarów terenowych zarówno opadów, jak i procesów stokowych. Tylko na takiej podstawie można zweryfikować, które deszcze rzeczywiście wywołały erozję na stoku. Niestety takiej wiedzy zwykle nie mamy, bo miejsc, w których prowadzone są stacjonarne pomiary splukiwania, nie jest wiele. Znacznie częściej dysponujemy wynikami pomiarów samych tylko opadów. Na podstawie istniejących standardowych zestawień możemy jednak wyróżniać jedynie deszcze potencjalnie erozyjne.

Definicja deszczu jako ciekłego opadu atmosferycznego spadającego z chmur w postaci kropel wody o średnicy większej niż 0,5 mm (Okołowicz 1969; Woś 1997; Ciepeliowski, Dąbkowski 2006) jest niekwestionowana. Nie ma zgody, kiedy mówimy o pojedynczych (indywidualnych) deszczach czy przypadkach (zdarzeniach) deszczu, a do takich należą deszcze erozyjne.

Opad deszczu jest procesem dynamicznym. Cechuje go zmienność czasowa i zróżnicowanie przestrzenne. Suma opadu deszczu zmienia się zarówno w krótkich okresach (np. w ciągu minuty, godziny, doby, miesiąca, roku), jak i w okresach wieloletnich. Opad deszczu nie jest zdarzeniem ciągłym, składa się z wielu faz o różnej sumie, czasie trwania i natężeniu. Odstępów czasowe między poszczególnymi fazami też nie są równe. Dlatego stosowano różne kryteria oddzielania poszczególnych przypadków deszczu od siebie. Najczęściej spotykaną wielkością charakteryzującą warunki opadowe jest suma opadów w danym okresie; podstawową jest dobową sumą opadu. Wysokość opadu na stacjach meteorologicznych mierzy się za pomocą deszczomierza Hellmanna o godz. 7 rano. Doba opadowa trwa od godziny 7 dnia bieżącego do godziny 7 dnia następnego. Ta umowna granica sprawia, że niejednokrotnie opady ciągle są dzielone i zaliczane do sum opadów kolejnych dni. Nie określono w sposób jednoznaczny wartości progowej (granicznej) minimalnej przerwy czasowej między kolejnymi fazami opadu, która pozwoliłaby na wyodrębnienie deszczów indywidualnych. W literaturze polskiej przyjmowano różne przerwy czasowe, od 20 minut do co najmniej 2 godzin (Taranowski 1937; Trybowski 1955; Wit-Jóźwik 1977; Świąchowicz 2002c).

W empirycznym modelu Uniwersalnego Równania Strat Gleby (*Universal Soil Loss Equation – USLE*) za pojedynczy opad deszczu uznano taki, który od następnego jest oddzielony 6-godzinną przerwą bez opadu lub z opadem mniejszym od 1,3 mm (Wischmeier, Smith 1958, 1959, 1978; Banasik, Górski 1990, 1993). Równanie to zostało opracowane w USA, a przyjęte przez autorów kryteria wysokości opadu deszczu ustalone w calach. W pracy zastosowano jednostki miary w układzie SI.

Każdy pojedynczy deszcz można scharakteryzować za pomocą cech takich, jak suma opadu, czas trwania i natężenie, od których zależy jego skuteczność erozyjna. Cechy te stanowiły podstawę opracowanej przez Kazimierza Chomicza (1951), powszechnie w Polsce stosowanej klasyfikacji opadów, w której autor wyróżnia deszcze zwykłe, silne, ulewne i nawalne. Jeśli deszcz trwa nieprzerwanie od 5 godzin do kilku dni, jest uznawany za

rozlewny (Lambor 1971). Nie każdy pojedynczy opad deszczu jest deszczem erozyjnym, czyli takim, który powoduje spływ powierzchniowy i erozję gleby na stokach. Za najbardziej erozyjne uznaje się deszcze o stosunkowo krótkim czasie trwania i dużej wydajności (ulewne i nawałne) oraz deszcze rozlewne. Według Leszka Starkla (1986, 1996) w Karpatach największe spłukiwanie na stokach użytkowanych rolniczo zachodzi podczas krótkotrwałych ulew lokalnych (o natężeniu $1-3 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$) oraz opadów rozlewnych ($150-400 \text{ mm}$ w ciągu $2-5$ dni).

W pracy przyjęto definicję deszczu erozyjnego z empirycznego modelu Uniwersalnego Równania Strat Gleby (*Universal Soil Loss Equation – USLE*) (Wischmeier, Smith 1959, 1978). Zgodnie z kryterium USLE jest to deszcz oddzielony od kolejnego 6-godzinną przerwą bez opadu lub z opadem mniejszym niż $0,05$ cala (co w układzie SI odpowiada $1,3 \text{ mm}$), o warstwie (wysokości) opadu [P] większej lub równej $0,5$ cala (co w układzie SI odpowiada $12,7 \text{ mm}$) lub mniejszej, jeśli spełniony jest następujący warunek:

$$I_{\max} \geq 0,25 \text{ cala}\cdot 15 \text{ min}^{-1}, \text{ czyli } I_{\max} \geq 6,3 \text{ mm}\cdot 15 \text{ min}^{-1}$$

W przypadku tak wyróżnionych deszczów oblicza się ich erozyjność, czyli sparametryzowaną cechę deszczu, w postaci iloczynu jego energii kinetycznej i maksymalnego natężenia 30-minutowego (Wischmeier, Smith 1958, 1978; Banasik, Górski 1990, 1993; Rejman, Link 1996; Licznar, Rojek 2002; Smolska 2003, 2008, 2010b; Baryła 2004; Rejman 2006; Demczuk 2009a; Rejman, Brodowski 2010; Stępniewski i in. 2010; Świąchowicz 2010b, 2011b)

Jednostkową energię kinetyczną deszczu oblicza się na podstawie zapisów cyfrowych rejestratorów lub klasycznych zapisów pluwiograficznych, wykorzystując różne równania. Najbardziej rozpowszechniona jest formuła Waltera H. Wischmeiera i Dwighta D. Smitha (1978) określająca logarytmiczne relacje między energią kinetyczną opadu a jego wysokością i natężeniem:

$$[1] \quad E_{kin} = (206 + 87 \log I_i) \cdot P_i$$

gdzie:

E_{kin} – energia kinetyczna w i -tym przedziale [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$],

I_i – natężenie deszczu w i -tym przedziale [$\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$],

P_i – warstwa deszczu w i -tym przedziale [cm].

Równanie to było stosowane w opracowaniach erozyjności deszczów w różnych regionach Polski (Banasik, Górski 1990, 1993; Licznar, Rojek 2002; Smolska 2003; Baryła 2004; Demczuk 2009a). Równaniem alternatywnym jest formuła zaproponowana przez Larry'ego C. Browna i Georga R. Fostera (1987) oparta na funkcji wykładniczej:

$$[2] \quad E_{kin} = \sum_{i=1}^n 0,29 \cdot [1 - 0,72 \cdot \exp(-0,051 I_i)] \cdot \Delta P_i$$

gdzie:

E_{kin} – energia kinetyczna deszczu przypadająca na jednostkę powierzchni [$\text{MJ}\cdot\text{ha}^{-1}$],

I_i – natężenie opadu deszczu w okresie o stałym cząstkowym natężeniu i [$\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$],

ΔP_i – suma opadu deszczu w okresie o stałym cząstkowym natężeniu i [mm].

W niniejszej pracy zastosowano równanie wykładnicze (Brown, Foster 1987). Formuła ta została po raz pierwszy w Polsce zastosowana przez Jerzego Rejmana (2006) do badania rozbryzgu i spłukiwania na glebach lessowych Płaskowyżu Nałęczowskiego.

Obliczono wskaźnik erozyjności i spływu powierzchniowego EI_{30} poszczególnych deszczów (Wischmeier, Smith 1978), definiowany jako iloczyn energii całkowitej opadu i jego maksymalnego natężenia w ciągu 30 minut:

$$EI_{30} = E_{kin} \cdot I_{30} \quad [3]$$

gdzie:

EI_{30} – erozyjność deszczu [$\text{MJ} \cdot \text{mm} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$],

E_{kin} – energia kinetyczna deszczu przypadająca na jednostkę powierzchni [$\text{MJ} \cdot \text{ha}^{-1}$],

I_{30} – maksymalne natężenie 30-minutowe deszczu, [$\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$].

W procedurze wyróżniania wartości progowych za cechy przewodnie, najlepiej charakteryzujące zdolność deszczu do wywołania procesów rozbryzgu, spłukiwania i erozji liniowej, przyjęto jednostkową energię kinetyczną [$\text{MJ} \cdot \text{ha}^{-1}$], erozyjność deszczu [$\text{MJ} \cdot \text{mm} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$] oraz jego maksymalne natężenie 30-minutowe [$\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$].

Deszcze erozyjne w okresie półrocza zimowego zdarzają się sporadycznie (głównie w kwietniu i listopadzie, choć mogą wystąpić również w marcu i grudniu), najczęściej jednak brakuje zapisów pluwiograficznych z tego okresu. Dlatego w pracy ograniczono się tylko do analizy deszczów występujących w letnim półroczu hydrologicznym, obejmującym miesiące od maja do października.

3.2. Metody pomiarów erozji wodnej na stokach

Erozja wodna na stoku wywołana przez opady deszczu jest procesem złożonym, obejmującym zarówno bombardującą działalność kropeł deszczu (*splash*), spłukiwanie (*sheet erosion*, *interrill erosion*) przez spływającą wodę cząstek gleby oderwanych przez rozbryzg oraz erozję liniową (*rill erosion*). Badanie każdego z tych procesów wymaga odrębnych metod.

Istnieje co najmniej kilka sposobów pomiarów erozji wodnej (rozbryzg, spłukiwanie, erozja liniowa) w terenie i są one dostosowane do czasowej i przestrzennej skali wystąpienia i przebiegu procesu (Kirkby 1969; Kirkby, Morgan 1978; Evans 1981, 1990b, 2002, 2005; Rejman, Dębicki 2002; Agassi, Bradford 1999; Wainwright i in. 2000; Karlen i in. 2003; Van Dijk i in. 2002a, b, 2003; Morgan 2005; Smolska 2010a; Święchowicz 2010a). Badania zwykle są prowadzone w jednej z pięciu najczęściej wyróżnianych skal przestrzennych (Stroosnijder 2005):

- 1) badania punktowe: pozwalają na określenie natężenia rozbryzgu (*splash*) i spłukiwania (*interrill erosion*); polegają na zbieraniu i ważeniu materiału glebowego przemieszczonego przez krople deszczu oraz spływającą wodę; poletka mają niewielką powierzchnię (1 m^2), gdyż woda spływająca po stoku po przekroczeniu 1–5 m długości poletka ma tendencję do spływu liniowego (*rill erosion*);
- 2) badania na różnej wielkości ekranowanych poletkach doświadczalnych ($<100 \text{ m}^2$) dostosowanych do lokalnych warunków; metoda ta pozwala na rozdzielenie masy spłukanego powierzchniowo (*interrill erosion*) i liniynie (*rill erosion*) materiału glebowego, jeśli poletka mają co najmniej 4–10 m długości;

- 3) badania w profilu podłużnym stoków od działu wodnego do dna doliny (<500 m); pozwalają na poznanie mechanizmu procesu w profilu podłużnym stoku, a zwłaszcza wyróżniania stref erozji i depozycji;
- 4) badania w skali pól uprawnych (<1 ha); umożliwiają pomiar epizodycznych koryt i wąwozów oraz obliczenia masy zerodowanego materiału glebowego;
- 5) badania w skali mikrozewni (<50 ha); umożliwiają studia powiązań między procesami stokowymi i korytowymi oraz bilansowanie obiegu materiału glebowego.

Badania erozji wodnej na stokach można prowadzić w kilku co najmniej skalach czasowych: w skali pojedynczych zdarzeń, w skali sezonów, półroczy hydrologicznych i lat hydrologicznych, a także w skali wielolecia. Skale czasowe są dostosowane do celu badań.

Poznanie wartości progowych charakterystyk opadu deszczu niezbędnych do wystąpienia procesów erozyjnych na stokach wymagały badań w skali pojedynczych zdarzeń. Badania te prowadzono we wszystkich wymienionych skalach przestrzennych.

3.2.1. Rozbryzg

Podczas opadu deszczu spadające na powierzchnię terenu krople rozpryskują się powodując drobne przemieszczanie cząstek gleby (Ellison 1944; Griszczenko 1949 za Klimaszewskim 1978; De Ploey, Savat 1968; De Ploey 1969, 1970; Kirkby 1969; Grześ 1971; Gerlach 1976a, b; Froehlich, Słupik 1980; Rejman i in. 1990; Jayawardena, Rezaur 2000; Szpikowski 2001; Morgan 2005; Szewrański 2005, 2009; Rejman 2006). Proces ten, zwany rozbryzgiem (*rozpryskiem, erozją rozbryzgową, bombardowaniem deszczowym, rainsplash, soil splash, raindrop erosion*), stanowi etap erozji wodnej na stoku, która obejmuje zarówno proces odrywania cząstek gleby, jak i ich transportu oraz depozycji (akumulacji). Bombardująca działalność kropli deszczu jest szczególnie intensywna na powierzchniach pozbawionych stale lub czasowo ochronnej okrywy roślinnej (np. w zlewniach użytkowanych rolniczo). Masa rozbryzgu maleje wraz ze wzrostem pokrycia roślinnością (Śmietana 1987; Rejman i in. 1990; Wainwright 1996b; Szewrański 2005, 2009). Istnieje ścisła korelacja między energią kinetyczną deszczu a masą odrywanej przez rozbryzg gleby. Związek ten najlepiej opisują równania potęgowe (Mouzai, Bouhadef 2003; Rejman 2006) i liniowe (Al-Durrah, Bradford 1981; Ghadiri 2006).

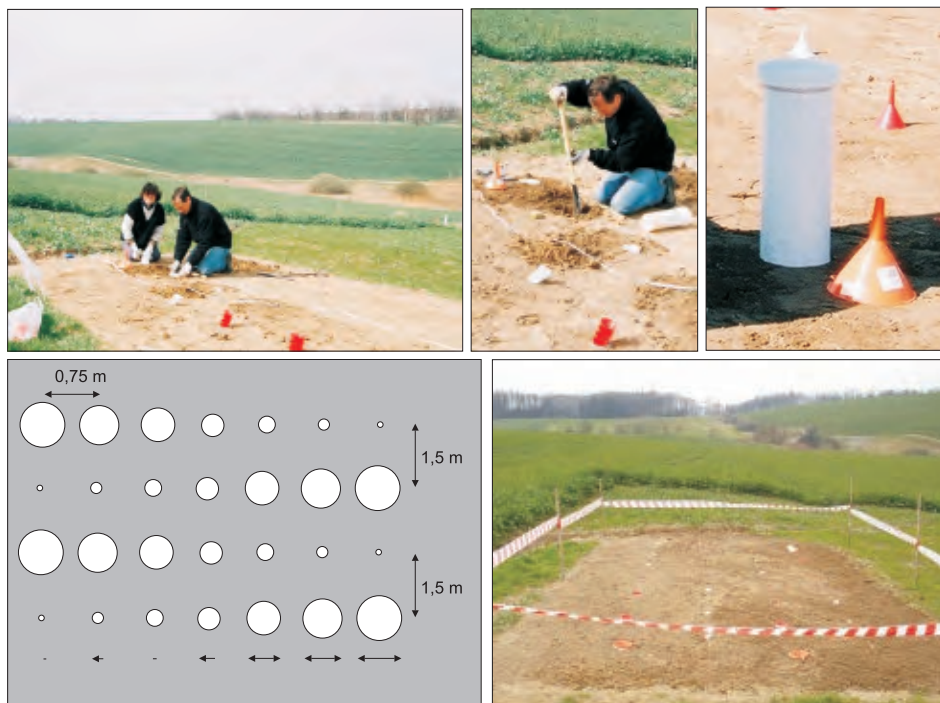
Uderzenia kropli deszczu o powierzchnię stoku powodują przede wszystkim rozbicie agregatów glebowych i przemieszczenie cząstek gleby na drodze saltacji i mikropęzania (*splash-creep*). Na podstawie pomiarów głównie laboratoryjnych stwierdzono, że o wielkości przemieszczeń decyduje między innymi nachylenie stoku, gatunek i wilgotność gleby (Torri, Poesen 1992; Poesen i in. 1994). Całkowita masa rozbryzgu zależy od struktury i składu granulometrycznego gleby (Nearing, Bradford 1985). Podatność gleby na odrywanie (*detachability*) jest funkcją wytrzymałości gruntowej na ścinanie i zależy od zawartości frakcji ilastej w glebie. Im jest ona większa tym mniejsza masa rozbryzgu (Sharma i in. 1995). Również występowanie stabilnych agregatów glebowych ogranicza rozbryzg i zmniejsza jego natężenie (Rejman i in. 1994).

Proces rozbryzgu inicjuje i wyraźnie przyspiesza pojawienie się spłukiwania i erozji liniowej (De Ploey 1969, 1974, 1983; Kinnel 2005), gdyż na stokach (zwłaszcza o dużym nachyleniu) większość ziaren przemieszczana jest w dół, a w miejscu uderzenia powstają niewielkie kraterki, których obecność ukierunkowuje spływ wody po powierzchni. Równocześnie pod wpływem deszczu dochodzi do kompaktacji gruntu, która utrudnia wsiąkanie

wody przez glebę, dzięki czemu ułatwia wystąpienie spływu powierzchniowego i w konsekwencji spłukiwania. Natężenie rozbryzgu zmienia się w czasie w zależności od stopnia uwodnienia podłoża. Pojawienie się warstewki wody na powierzchni gleby powoduje osłabienie siły uderzenia pojedynczej kropli deszczu (Ellison 1944; Poesen, Savat 1981; Mermut i in. 1997). Moment pojawienia się warstewki wody o odpowiedniej grubości jest ściśle związany z przepuszczalnością gruntu, natężeniem oraz czasem trwania deszczu. Natężenie rozbryzgu rośnie w początkowej fazie opadu i osiąga swoją maksymalną wartość, w zależności od typu gleby, po kilkunastu lub kilkudziesięciu minutach (Rejman 1992, 2006; Parsons i in. 1994; Sutherland i in. 1996a, b; Wainwright 1996b; Walker i in. 2007). W przypadku gleb lessowych jest to około 10–20 minut (Ziegler i in. 1997). Zaskorupienie gleby decyduje nie tylko o masie, lecz i o odległości, na jaką jest przemieszczana gleba (Sharma i in. 1995; Rejman 2002). Utwory pyłowe są przenoszone na stosunkowo krótkich odległościach (do 40 cm) (Savat, Poesen 1981; Rejman 2006).

Pomiary rozbryzgu są czasochłonne i trudne metodycznie (Morgan 1978, 1981; Van Dijk i in. 2002b, 2003), dlatego w dalszym ciągu erozja rozbryzgowa jest stosunkowo słabo rozpoznaną fazą erozji wodnej na stoku. Wiele ogólnych zależności opisujących mechanizm rozbryzgu stwierdzono w warunkach laboratoryjnych. Przebieg tego procesu i jego natężenie zmieniają się w zależności od uwarunkowań regionalnych, tzn. od opadów, typu gleb, rzeźby, użytkowania ziemi itp. Dotyczy to choćby tak ważnego zagadnienia, jakim jest wyznaczenie wartości progowych energii kinetycznej kropeł deszczu odrywających cząstki glebowe. Jak dotąd, tego typu opracowania w skali Polski, oparte na wynikach pomiarów terenowych, należą do nielicznych (Szpikowski 2001, 2010; Rejman 2002, 2006; Szewrański 2009).

W niniejszej pracy, poświęconej wartościom progowym parametrów opadów deszczu w przebiegu erozji wodnej na stoku, uwzględniono rozbryzg. Badania prowadzono na wydzielonym w obrębie stoku poletku o powierzchni 39 m², utrzymywanym przez cały okres badań w czarnym ugorze (ryc. 9). Pomiary prowadzono metodą kubków (*splash cups*), którymi były plastikowe lejki o zróżnicowanej średnicy (2,0, 3,8, 6,0, 7,0, 9,4, 11,2 i 15,0 cm). Pomiary były wykonywane w czterech powtórzeniach. Łącznie na poletku zainstalowano 28 lejków. Lejki były umieszczone w plastikowych rurach, które wkopane były w ziemi w taki sposób, aby lejki nieznacznie wystawały nad powierzchnią gruntu, zapobiegając dostawaniu się do lejków gleby pochodzącej ze spłukiwania (ryc. 9). Średnica rur była dostosowana do średnicy lejków. Woda i materiał gromadziły się podczas opadu na lejkach i w butelkach zamontowanych pod lejkami. Sposób montowania był wykonany zgodnie z procedurą stosowaną na Stacji UAM w Storkowie (Szpikowski 2001). Pomiary wykonano każdorazowo po wystąpieniu opadu. Polegały one na spłukaniu gleby z powierzchni lejka wodą destylowaną za pomocą tryskawki. Materiał z powierzchni lejka spływał wraz z wodą do butelki zamontowanej pod lejkiem. Dzięki temu było możliwe zebranie w butelkach całego materiału przemieszczonego przez krople deszczu. Butelki z wodą i zgromadzonym materiałem były zabierane do laboratorium, a pod lejkami umieszczano nowe butelki. Analiza laboratoryjna polegała na sączeniu próbek przez sączki ilościowe Munktella (84g·m⁻²), a następnie suszeniu w temperaturze 105°C w suszarce typu SML 32/250 i ważeniu na wadze laboratoryjnej E42 firmy Radwag, z dokładnością do 0,0001g. W ten sposób określano masę gleby, która została przemieszczona przez krople deszczu. Badania były prowadzone w okresie działania pluwiografu w latach hydrologicznych 2007–2009.



Rycina 9. Pomiary rozbryzgu (fot. pierwsza z lewej – D. Szewczyk, pozostałe J. Świąchowicz)
 Figure 9. Splash measurements (photo by D. Szewczyk – top left and J. Świąchowicz)

W metodzie pomiaru rozbryzgu za pomocą kubków zmierzona masa rozbryzgu zależy od średnicy kubka pomiarowego (Rejman 2006). Wynika to ze zmniejszającej się w sposób wykładniczy wielkości rozbryzgu w miarę oddalenia od punktu uderzenia kropli oraz związanej z tym relacji między polami powierzchni rozbryzgu oraz kubka. Przejawia się to tym, że zmierzona masa rozbryzgu wzrasta wraz ze średnicą kubka, natomiast w przeliczeniu na jednostkę powierzchni – maleje. W celu wyznaczenia rzeczywistej wielkości rozbryzgu dane pomiarowe zebrane z lejków o różnej średnicy zostały skalibrowane za pomocą modelu opracowanego przez Van Dijka i in. (2002a) według następującej formuły:

$$[4] \quad F_R = \frac{m_R}{\mu} = \left[1 - \exp\left(-\frac{\pi R}{2 \Lambda}\right) \right] \cdot \frac{2}{\pi} \frac{\Lambda}{R}$$

gdzie:

F_R – geometryczny czynnik korekty rozbryzgu,

m_R – masa rozbryzgu w przypadku kubka o średnicy R [$\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$],

μ – rozbryzg [$\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$],

R – promień kubka [m],

Λ – średnia ważona odległość rozbryzgu [m].

Ilość przemieszczanego przez rozbryzg materiału zależy od nachylenia stoku (Griszczenko 1949 za Klimaszewski 1978; Kirkby 1969; De Ploey 1969; Savat, Poesen 1981; Rejman 2006). Zastosowany model nie uwzględnia tego parametru, dlatego średnią odległość, na jaką zostaje przemieszczony materiał, wyznaczono zgodnie z procedurą zastosowaną przez J. Rejmana (2006) na podstawie dopasowania wielkości pomiarowych do opracowanego rozkładu wielkości oczekiwanych, gdzie miarą dopasowania była najmniejsza wartość odchylenia standardowego.

3.2.2. Spłukiwanie

Spłukiwanie (*sheet erosion*) zachodzi wtedy, kiedy spływająca po stoku w sposób nieskoncentrowany woda spłukuje rozbite przez krople deszczu agregaty glebowe (Govers 2004). Jeśli woda spływa po stoku w sposób skoncentrowany (*linijny*), dochodzi do erozji linijnej (*rill erosion*), zwanej inaczej erozją żłobkową, żłobinową, bruzdową (Dobrzański i in. 1953; Józefaciuk, Józefaciuk 1995; Favis-Mortlock 2004; Migoń 2006). Powszechnie funkcjonują również terminy takie, jak erozja żłobinowa (*rill erosion*) i międzyżłobinowa albo międzybruzdowa (*interrill erosion*) (Meyer i in. 1975; Meyer 1981). Erozja międzyżłobinowa polega na odrywaniu cząstek gleby przez bombardującą działalność kropeł deszczu i przemieszczaniu jej przez spływającą po powierzchni wodę (Watson, Laflen 1986; Parsons i in. 1996; Fox i in. 1997; Fox, Bryan 1999; Kinnel 2005; Assouline, Ben-Hur 2006). Wielkość erozji międzyżłobinowej określano głównie na podstawie eksperymentów laboratoryjnych i terenowych z użyciem symulatorów deszczu.

W polskiej literaturze geomorfologicznej częściej używany jest termin spłukiwanie, z rozróżnieniem na spłukiwanie powierzchniowe i linijne. Spłukiwanie powierzchniowe obejmuje spłukiwanie rozproszone, kiedy woda spływa gęstą siecią drobnych nieciągłych i nieregularnych nitek wodnych, oraz spłukiwanie warstwowe (zmyw pokrywowy), kiedy woda spływa warstwą po stoku. Spłukiwanie linijne powstaje wówczas, kiedy woda spływająca po stoku łączy się w ciągłe nitki i tworzy strugi o długości nawet kilkuset metrów (Woźniak-Strojna 1963; Klimaszewski 1978; Mycielska-Dowgiałło i in. 1999).

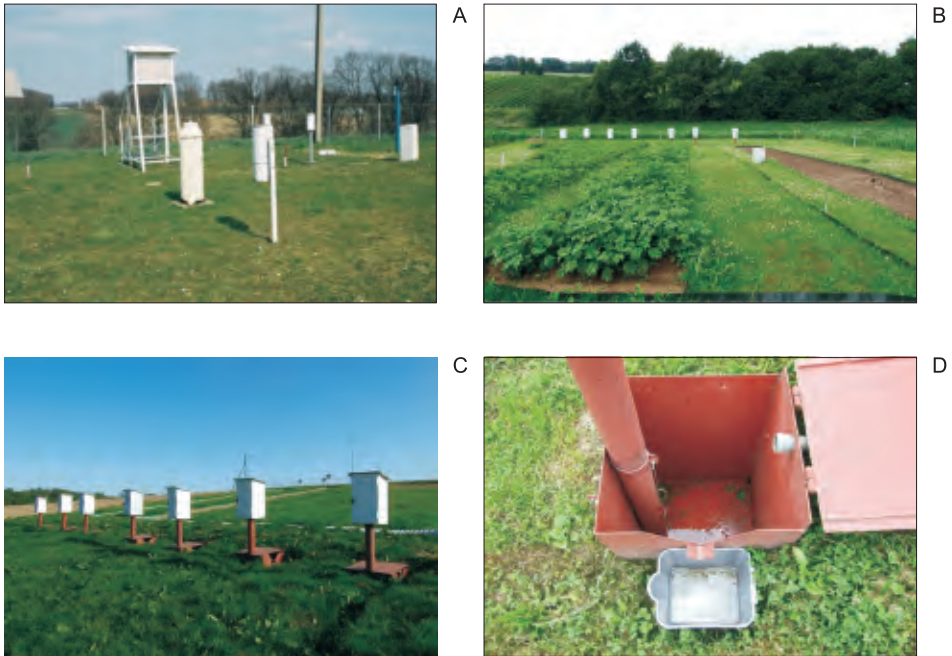
W zasadzie trudno jest oddzielić proces spłukiwania od erozji linijnej (*rill erosion*), gdyż procesy te często występują równocześnie (Govers 2004). Brak jednoznacznej definicji spłukiwania wynika z jego złożonego mechanizmu i dużej trudności w praktycznym oddzieleniu masy materiału przemieszczanej w sposób bierny (spłukiwanej) i erodowanej przez linijnie spływającą po stoku wodę, zwłaszcza w początkowym etapie procesu. W literaturze polskiej w większości artykułów prezentujących wyniki badań erozji wodnej na stoku na podstawie pomiarów na poletkach doświadczalnych nie rozróżniano tych procesów. Na określenie masy gleby zerodowanej na poletku doświadczalnym przez wody opadowe lub roztopowe spływające po stoku powszechnie jest używany termin spłukiwanie (Gerlach 1966, 1976b; Gil 1976, 1986, 1994, 1999; Twardy 1990; Smolska 1993, 1996, 2003; Rejman 2006; Świąchowicz 2002c, 2010a, b), bez wnikanania, czy jest ono linijne (*rill erosion*) czy powierzchniowe (*sheet erosion*). W pracach gleboznawców i rolników częściej natomiast na określenie przemieszczanego na stoku materiału glebowego są używane terminy erozji wodnej gleby lub zmywu gleby (Rejman, Usowicz 1999, 2002b; Rejman 2006). Dopiero w ostatnich latach pojawiają się publikacje, w których rozróżnia się udział erozji linijnej (*rill erosion*) i spłukiwania (*sheet erosion* lub *interrill erosion*) w całkowitej masie zerodowanej gleby (Rejman, Brodowski 2005; Kimaro i in. 2008; Auerswald i in. 2009).

Stacjonarne badania spłukiwania w Karpatach mają długą tradycję (Gerlach 1958, 1966, 1976b; Gil 1976, 1994, 1999; Bochenek, Gil 2010). Polegały one na pomiarach prowadzonych na poletkach doświadczalnych (o różnej długości, szerokości, nachyleniu i użytkowaniu), wydzielonych w obrębie stoku. Poletka były ekranowane (Gil 1976, 1999; Święchowicz 1995, 2002c, 2010b) bądź nie (Gerlach 1966; Święchowicz 1998, 2002c). Zwykle były one zamknięte łapaczami, którymi były różnej długości rynny (Gerlach 1966) połączone z instalacją zbiorczą lub worki (Słupik 1973). Zbiorniki były sprawdzane i opróżniane w różnych odstępach czasu (Gerlach 1966, 1976b) lub każdorazowo po wystąpieniu opadu (Słupik 1970; Gil 1976, Święchowicz 1995, 1998, 2002c, 2010b). Dotychczasowe pomiary były prowadzone zaledwie w kilku regionach Karpat (Święchowicz 2010a). Większość serii pomiarowych była krótka i obejmowała okres od 1 roku do 5 lat (Gerlach 1966, 1976b; Święchowicz 1995, 2002c). Jedynie Stacja Naukowa IGIPZ PAN w Szymbarku dysponuje unikalną serią pomiarową spłukiwania rejestrowanego według jednolitej procedury, a publikowane do tej pory wyniki obejmują 30 lat hydrologicznych (1969 i 1972–2000) (Gil, Słupik 1972; Gil 1976, 1986, 1994, 1999, 2009). Na rolę pojedynczych zdarzeń spłukiwania (wielkość i częstość) w odprowadzaniu gleby ze stoków zwrócono uwagę w badaniach spłukiwania na Pogórze Wiśnickim (Święchowicz 1995, 2000a, b, 2002c, 2004, 2008d). Badania na całym stoku zostały zainicjowane przez Wojciecha Froehlich'a i Januarego Słupika (1977) w Homerce, gdzie pomiarami objęto mikrozdewnie naturalnego rozcięcia erozyjnego i drogi polnej odwadnianych spływem skoncentrowanym oraz mikrozdewnie przyrzecza odwadnianą spływem rozproszonym (Słupik 1981; Froehlich 1982).

Niezależnie od wątpliwości dotyczących metody badań spłukiwania oraz wynikających z niej ograniczeń w interpretacji wyników (Froehlich, Słupik 1977; Froehlich 1986; Słupik 1986), zdecydowano się zastosować metodę pomiarów na ekranowanych poletkach doświadczalnych, gdyż lepszej metody nie ma. Badania spłukiwania obejmowały trzy okresy pomiarowe o różnej długości i były prowadzone różnymi metodami. W pracy zdecydowano się wykorzystać informacje tylko z okresu 2007–2009, gdyż w tym czasie prowadzono równoczesne pomiary spłukiwania na standaryzowanych – zgodnie z kryterium USLE – poletkach doświadczalnych oraz rozbrygu w bezpośrednim sąsiedztwie poletek.

Pomiary spływu i spłukiwania prowadzono na poletkach zlokalizowanych w zlewni Dworskiego Potoku, na wypukło-wklęsłym stoku o ekspozycji N, w odległości 50 m od lokalnego działu wodnego w pobliżu stacji meteorologicznej, z której pochodzą dane opadowe (ryc. 10).

Poletka założono jesienią 2006 r. Pomiary były prowadzone od 1 listopada 2006 r. do 31 października 2009 r. na 7 poletkach. Szerokość każdego poletka wynosiła 2 m. Długość czterech poletek wynosiła 22,1 m, a pozostałych trzech odpowiednio 11,1, 5,5 i 2,8 m. Wszystkie poletka były ekranowane za pomocą folii PCV i zamknięte dwumetrowymi rynnami Gerlacha. Górną granicę poletek zabezpieczano przed spływem pochodzącym z wyżej położonej części stoku dodatkową folią oraz rowem odprowadzającym wodę poza obszar badań. Spłukiwany materiał był zbierany w zbiornikach z przelewem trójkątnym, zainstalowanych przy każdym poletku, a spływ powierzchniowy rejestrowano za pomocą limnigrafów zegarowych. Przed zamontowaniem zbiorniki zostały skalibrowane. Nachylenie powierzchni poletek wynosiło 8°. W obrębie poletek doświadczalnych występuje gleba płowa wytworzona z utworów lessopodobnych. Zawiera ona 84% pyłu, 3% piasku i 13% iłu koloidalnego. Zawartość materii organicznej wynosi 1,5%.



Rycina 10. Pomiary spłukiwania na poletkach doświadczalnych (fot. J. Świąchowicz)

A – posterunek meteorologiczny (pluviograf i deszczomierz Hellmanna), B – poletka doświadczalne do pomiaru erozji gleby, C – zbiorniki oraz budki limnigraficzne, D – wnętrze instalacji zbiorczej.

Figure 10. Slopewash measurements on experimental plots (photo by J. Świąchowicz)

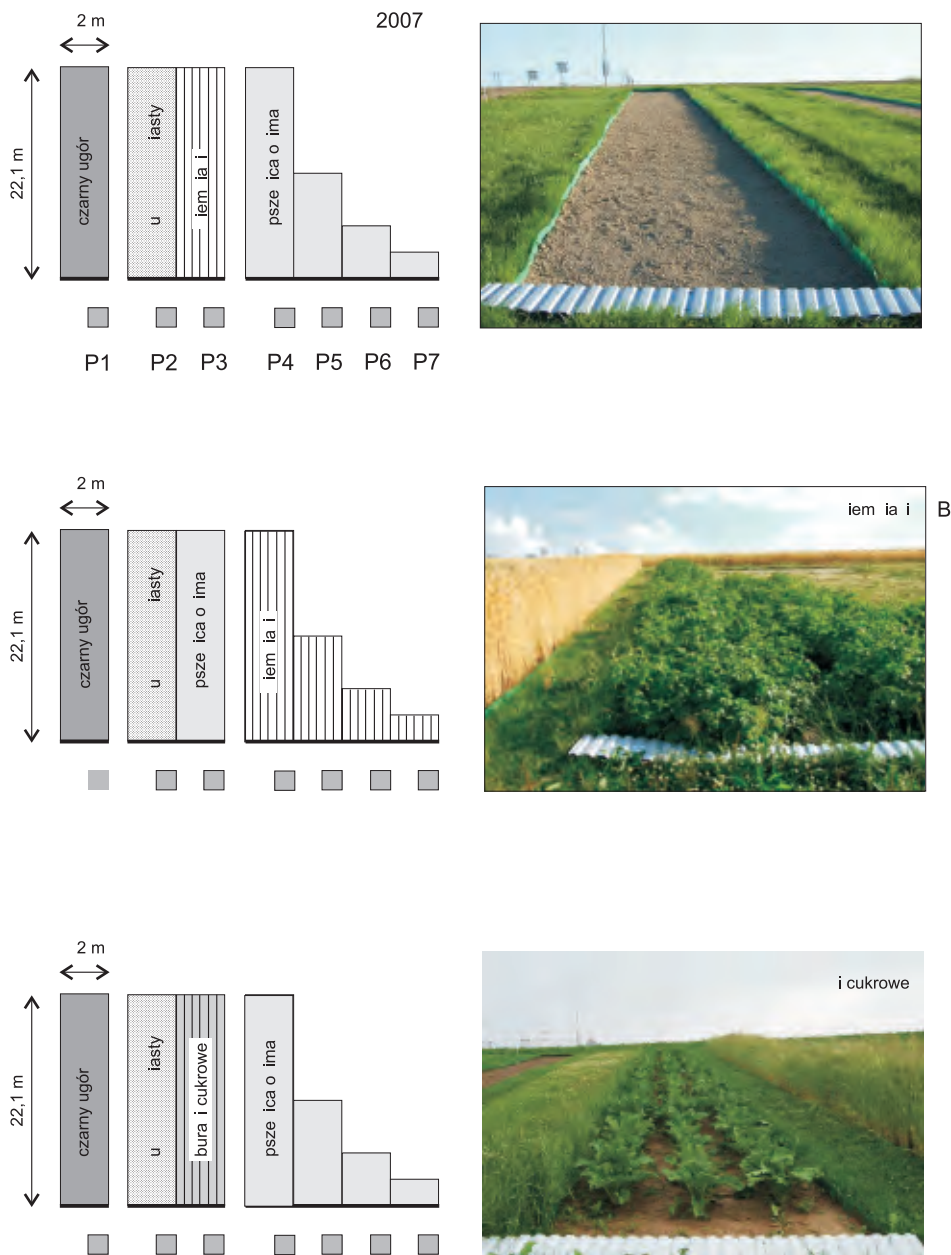
A – meteorological station (tipping bucket rain gauge, and Hellmann rain gauge), B – slopewash experimental plots, C – collection tanks and limnigraphs, D – the interior of collection tank.

W roku hydrologicznym 2007 poletko P1 (22,1x2 m) było pozostawione w czarnym ugorze, na P2 (22,1x2 m) posiano trawę, na P3 (22,1x2 m) posadzono ziemniaki, a pozostałe cztery (P4–P7) o różnej długości (22,1x2 m, 11,1x2 m, 5,5x2 m i 2,8x2 m) obsiano pszenicą ozimą (ryc. 11A).

W roku hydrologicznym 2008 poletko P1 było nadal pozostawione w czarnym ugorze, na P2 rosła trawa, na P3 posiano pszenicę, a na pozostałych czterech (P4–P7) posadzono ziemniaki (ryc. 11B).

W roku hydrologicznym 2009 poletko P1 było pozostawione w czarnym ugorze, na P2 rosła trawa, na P3 posadzono buraki cukrowe, a na pozostałych czterech (P4–P7) o zróżnicowanej długości posiano pszenicę (ryc. 11C). Na poletku P1 stan wody w zbiorniku był rejestrowany za pomocą cyfrowego rejestratora OTT Thalimedes.

Pomiary wykonywano po każdym opadzie erozyjnie skutecznym. Mierzono stan wody w zbiornikach i na tej podstawie ustalono objętość wody. Następnie, po dokładnym wymieszaniu wody i zgromadzonego materiału, pobierano próby. Pobraną próbę wody i gleby sączono na sączkach, które suszono do osiągnięcia stałej wagi w temperaturze 105°C. Na podstawie koncentracji materiału glebowego w pobranej próbce o znanej objętości wyznaczano masę materiału glebowego zgromadzonego w pojemnikach zbiorczych.



Rycina 11. Użytkowanie ziemi na poletkach doświadczalnych w latach hydrologicznych 2007–2009 (fot. J. Święchowicz)

A – 2007, B – 2008, C – 2009.

Figure 11. Land use on experimental plots in hydrological years 2007–2009 (photo by J. Święchowicz)

A – 2007, B – 2008, C – 2009.

W przypadku, kiedy spływ powierzchniowy przekraczał pojemność zbiornika, objętość wody obliczano na podstawie zapisów limnigrafów oraz obliczonego podczas kalibracji związku między stanem wody a przepływem. W trakcie trwania spływów pobierano też próby wody z rury bezpośrednio doprowadzającej wodę do zbiornika, jak i próby wody odpływającej ze zbiornika.

3.2.3. Erozja linijna

Jeśli woda spływa po stoku w sposób skoncentrowany (*linijny*), to strumień wody wytwarza tak duże naprężenie ścinające, że powoduje erozję liniijną (*rill erosion*) zwaną inaczej erozją żłobkową, żłobinową, bruzdową. W jej wyniku powstają żłobki (*rills*) erozyjne (żłobiny erozyjne, bruzdy erozyjne) (Bryan 1987; Govers 1992; Favis-Mortlock 1998, 2004; Cerdan i in. 2002, 2006; Poesen i in. 2003; Wells 2004). Erozja żłobinowa może „przejsć” w efemeryczną erozję wąwozową (*ephemeral gully erosion*) lub w erozję wąwozową (*gully erosion*). W wyniku ich działania powstają efemeryczne wąwozy (w literaturze polskiej nazywane również epizodycznymi korytami – zob. Teisseyre 1992, 1994) i wąwozy. Nie ma ustalonych jednoznacznych kryteriów pozwalających oddzielić te procesy od siebie (Foster 1986; Vandaele, Poesen 1995; Favis-Mortlock 2004; Wells 2004).

Żłobiny tworzą się najczęściej na długich stokach użytkowanych rolniczo i pozbawionych okrywy roślinnej w czasie wystąpienia deszczów lub roztopów. Żłobiny erozyjne (*rills*) są formami o szerokości do kilkudziesięciu centymetrów, głębokości do 20–30 cm i zwykle V-kształtnym profilu poprzecznym (Migoń 2006). W rozwoju żłobin dużą rolę odgrywają występujące na stoku nawet niewielkie nierówności i załomy, które umożliwiają proces erozji wstecznej (Slattery, Bryan 1992; Benett 1999; Favis-Mortlock 2004). Profil podłużny żłobin zwykle jest niewyrównany, pełen progów i kociołków eworsyjnych (Teisseyre 1992, 1994; Świąchowicz 2004, 2008b). Żłobiny przeważnie tworzą sieć równoległych, niepowiązanych ze sobą koryt stokowych i zwykle nie powstają powtórnie w tych samych miejscach (Vandaele, Poesen 1995; Cerdan i in. 2002). Są nietrwałe, bo często usuwane przez zabiegi agrotechniczne (np. przeoranie, bronowanie) niedługo po wystąpieniu opadów. Żłobiny erozyjne są formami występującymi powszechnie na stokach użytkowanych rolniczo w różnych strefach klimatycznych (Reniger 1959; Woźniak-Strojna 1963; Govers 1987, 1991; Kostrzewski i in. 1989; Poesen, Govers 1990; Benito i in. 1992; Teisseyre 1992, 1994; Auzet i in. 1993; Vandaele, Poesen 1995; Poesen i in. 1996; Casali i in. 1999; Valcárcel i in. 2003; Romero i in. 2007; Descroix i in. 2008).

W wyniku rozwoju żłobin zlokalizowanych we wklęsłych fragmentach stoku może dochodzić do powstania zintegrowanego systemu bruzd. W wyniku procesu *cross-grading* zwykle rozwija się jedna główna bruzda (*master rill*), która w dolnej części stoku może przechodzić w koryto epizodyczne (Kostrzewski i in. 1989, 1992; Teisseyre 1992, 1994).

W literaturze nie ma jednoznacznie sformułowanych i niekwestionowanych wartości progowych parametrów morfologicznych (głębokość, szerokość, długość itp.) pozwalających na rozróżnienie żłobin i efemerycznych wąwozów (*ephemeral gully*). Dlatego też funkcjonuje wiele definicji tych form (Hauge 1977; Lafen 1985; Casali i in. 1999, 2006; Poesen i in. 2003). Efemeryczne wąwozy (*ephemeral gully*) są szersze i głębsze (Nachtergale i in. 2002; Vanwallegheem i in. 2005). Tworzą się wzdłuż naturalnych linii spływu wody (osie dolin, niecek zboczowych) i są związane z działalnością rolniczą (wzdłuż granic pól, dróg polnych, bruzd, śladów po przejeździe maszyn rolniczych itp.) (Poesen i in. 2003).

Efemeryczne wąwozy są formami liniowymi, których występowanie nie jest ograniczone tylko do powierzchni stoków, ale rozcinają również dno doliny (Casali i in. 1999, 2006). W odróżnieniu od żłobin mają tendencję do odnawiania się w tych samych miejscach. Powstają, podobnie jak żłobiny, podczas skoncentrowanego spływu w czasie opadów o wysokiej energii lub gwałtownych roztopów. Są formami bardzo utrudniającymi gospodarowanie, dlatego zwykle pod koniec sezonu wegetacyjnego są zasypywane i usuwane przez standardowe zabiegi agrotechniczne. Możliwość ich usunięcia (zlikwidowania) jest jedną z podstawowych cech wyróżniających i równocześnie odróżniających je od wąwozów (*gully*) (Casali i in. 1999; Nachtergaele i in. 2002).

Uważa się, że erozja linijna (*rill erosion, ephemeral gully erosion*) jest główną przyczyną intensywnej erozji gleby i głównym sposobem dostawy materiału do transportu fluwialnego (Govers, Poesen 1988; Auzet i in. 1990, 1993; Benito i in. 1992; Boardman 1995; Ludwig i in. 1995; Benett i in. 2000; Billi, Dramis 2003; Boardman i in. 2003; Vanwallegheem i in. 2005; Ionita 2006; Zhang i in. 2007; Smolska 2008; Capra i in. 2009). W niektórych regionach blisko 90% zerodowanej gleby jest efektem erozji żłobinowej (Poesen i in. 1996; Renard i in. 1997a; Mancilla i in. 2005). Równocześnie erozja linijna (*rill erosion, ephemeral gully erosion*) utrudnia gospodarowanie, obniża wartość produkcyjną gleby i jest przyczyną strat ekonomicznych w rolnictwie (Boardman 1995; Wołodward 1999; Martínez-Casanovas i in. 2005; Valentin i in. 2005; Boardman i in. 2006).

Rozwój żłobin i efemerycznych wąwozów zależy od podobnych czynników, do których należą: cechy opadu, przebieg roztopów, cechy rzeźby (długość, nachylenie stoków), podatność gleb na erozję wodną oraz rodzaj upraw (Boardman i in. 1996; Vandekerckhove i in. 1998; Cerdan i in. 2002; Poesen i in. 2003; Chaplot i in. 2005; Valentin i in. 2005; Capra i in. 2009).

Mimo rozwoju nowych technik badawczych (Meyer, Martínez-Casanovas 1999; Wołodward 1999; Cheng i in. 2007), w dalszym ciągu jedną z najczęściej stosowanych metod pozwalającą na oszacowanie ilości zerodowanej na stokach gleby są precyzyjne pomiary głębokości żłobiny w wybranych profilach poprzecznych oraz długości odcinków między kolejnymi profilami. Na tej podstawie oblicza się objętość powstałych żłobin oraz masę zerodowanej gleby (Govers 1987; Auzet i in. 1993; Casali i in. 1999, 2006; Kimaro i in. 2008).

W polskiej literaturze geomorfologicznej istnieje niewiele opracowań poświęconych erozji żłobinowej w obszarach użytkowanych rolniczo w Karpatach (Reniger 1959; Olecki 1970; Gil, Słupik 1972; Gil 1998; Świąchowicz 2004, 2008b, 2009). Najczęściej wystąpienie procesu było wzmiankowane lub opisane w ogólnych opracowaniach na temat procesów denudacyjnych (Figuła 1960; Woźniak-Strojna 1963; Gerlach 1976b; Gil 1976, 1999; Froehlich 1982; Drużkowski 1998; Świąchowicz 2002c, 2008a; Długosz, Gębica 2006). Nadal brakuje opublikowanych danych ilościowych dotyczących gęstości żłobin erozyjnych, ich objętości, a zwłaszcza masy zerodowanej gleby (Świąchowicz 2010b, 2011a).

Biorąc pod uwagę znaczenie erozji liniowej w usuwaniu gleby na stokach użytkowanych rolniczo, uwzględniono ten proces w badaniach terenowych. Szczególną uwagę zwrócono na związek wystąpienia erozji żłobinowej i efemerycznej erozji wąwozowej na polach uprawnych z cechami deszczu (erozyjnością i maksymalnym natężeniem 30-minutowym).

Oprócz badań stacjonarnych prowadzono również rejestrację skutków deszczów o wysokiej energii. W pracy wykorzystano szczegółową dokumentację zdarzeń, które wystąpiły w latach hydrologicznych 1998–2009. Kartowanie polegało na wykonaniu bezpośrednio po opadach deszczu dokumentacji fotograficznej oraz przeprowadzeniu pomia-

rów powstałych form. Kartowanie geomorfologiczne przeprowadzono bezpośrednio po zdarzeniach opadowych. Żłobiny erozyjne (*rills*) i efemeryczne wąwozy (*ephemeral gully*) były mierzone według następującej procedury.

W roku hydrologicznym 2007 na poletku doświadczalnym z czarnym ugiem wykonano profile poprzeczne przez poletko co 1 m. Pomiarów wykonano w dwóch powtórzeniach – na początku i pod koniec sezonu wegetacyjnego. Łącznie wykonano 21 profili poprzecznych oraz szczegółową mapę przebiegu żłobin erozyjnych na poletku. Obliczono pole powierzchni każdego profilu, a po pomnożeniu przez długość odcinka łączną objętość żłobin erozyjnych na poletku. Masę zerodowanej gleby obliczono według formuły:

$$E = V \cdot D_b \quad [5]$$

gdzie:

E – masa zerodowanej gleby [Mg],

V – objętość żłobiny [m^3],

D_b – gęstość objętościowa gleby [$Mg \cdot m^{-3}$].

Porównanie masy gleby będącej skutkiem erozji liniowej z całkowitą masą gleby pomierzoną w zbiorniku pozwoliło na ocenę roli splukiwania i erozji liniowej w odprowadzaniu materiału glebowego ze stoku.

W roku hydrologicznym 2009 na poletku doświadczalnym z czarnym ugiem prowadzono pomiary erozji liniowej każdorazowo po wystąpieniu deszczów erozyjnie skutecznych. Badania polegały na wykonaniu planu żłobin oraz szczegółowych pomiarach (z dokładnością do 1 mm) ich szerokości i głębokości co 0,5 m. Następnie wierzchnia warstwa gleby na poletku była kultywatorowana i wyrównywana. Obliczono pole powierzchni każdego profilu, a następnie łączną objętość żłobiny erozyjnej na poletku zgodnie ze wzorem:

$$V = \sum_{i=1}^n V_i = \sum_{i=1}^n \frac{A_{i-1} + A_i}{2} \cdot s \quad [6]$$

gdzie:

V – całkowita objętość żłobiny [m^3],

n – liczba wyróżnionych odcinków w obrębie żłobiny,

V_i – objętość żłobiny na odcinku i [m^3],

A_{i-1} – dolny profil poprzeczny żłobiny na odcinku i [m^2],

A_i – górny profil poprzeczny żłobiny na odcinku i [m^2],

s – odległość między sąsiednimi profilami żłobiny [m].

Następnie obliczano masę zerodowanej gleby według formuły [5]. Porównanie masy gleby będącej skutkiem erozji liniowej z całkowitą masą gleby zmierzoną w zbiorniku pozwoliło ocenić rolę splukiwania i erozji liniowej w odprowadzaniu gleby ze stoku podczas pojedynczych zdarzeń deszczu. Pomiarów wykonywane każdorazowo po opadzie deszczu pozwoliły również stwierdzić, które deszcze wywołują erozję liniową na stoku.

W latach hydrologicznych 1998–2009 prowadzono również monitoring form powstałych na terenie Rolniczego Zakładu Doświadczalnego UJ w Łazach, którego częścią jest zlewnia Dworskiego Potoku. Mierzone na polach formy były zdecydowanie dłuższe i głębsze niż te rejestrowane na poletku doświadczalnym (Święchowicz 2002c, 2004, 2008a, 2009), dlatego stosowano nieco inną procedurę pomiarów. Żłobinę na całej długości dzielono na odpowiednią liczbę jednorodnych odcinków. Granice odcinków znaczo- no w terenie za pomocą plastikowych tyczek. Następnie mierzono szerokość i głębokości

żłobiny w tak wybranych profilach poprzecznych oraz długość poszczególnych odcinków zgodnie z ich przebiegiem (uwzględniając ich krętość). Na podstawie pomiarów obliczono pola profili poprzecznych, a objętość żłobiny według wzoru:

$$[7] \quad V = \sum_{i=1}^n V_i = \sum_{i=1}^n A_1 \cdot s_1 + A_2 \cdot s_2 + A_n \cdot s_n$$

gdzie:

V – całkowita objętość żłobiny [m^3],

n – liczba wyróżnionych odcinków w obrębie żłobiny,

V_i – objętość żłobiny na odcinku i [m^3],

A_n – profil poprzeczny n -tego odcinka żłobiny [m^2],

s – odległość między sąsiednimi profilami żłobiny [m].

Głębokość efemerycznych wąwozów często przekraczała 1 m, dlatego przy obliczaniu masy zerodowanej gleby wyróżniano w profilach poziomy genetyczne gleby i stosowano właściwe dla nich wartości gęstości objętościowej.

3.3. Transport zawiesiny w korycie

Pomiary stanów wody i koncentracji zawiesiny w korycie prowadzono w profilu hydrometrycznym Dworskiego Potoku w latach hydrologicznych 1987–2009 (ryc. 12), wyposażonym w zastawkę z przelewem trójkątnym, łatę wodowskazową oraz limnigraf. Stany wody były notowane codziennie w porannym terminie obserwacyjnym o godz. 6 GMT



Rycina 12. Metody pomiaru transportu zawiesiny w korycie Dworskiego Potoku – urządzenia pomiarowe (fot. J. Świąchowicz)

Figure 12. Methods of measurement of suspended sediment transport in the Dworski Potok channel – measuring equipment (photo by J. Świąchowicz)

i równocześnie rejestrowane w sposób ciągły za pomocą tradycyjnego limnigrafu pływakowego, a od roku 2007 dodatkowo były rejestrowane za pomocą rejestratora cyfrowego OTT Thalimedes. Pomiary koncentracji zawiesiny w korycie Dworskiego Potoku prowadzono w profilu hydrometrycznym, gdzie były pobierane z różną częstotliwością 1-litrowe próby wody. W pracy wykorzystano jedynie dane dotyczące występowania wezbrań w korycie potoku. Na tej podstawie porównano częstość zdarzeń erozyjnych na stokach i w korytach w odniesieniu do występowania deszczów erozyjnych. Szczegółowe rozważania na temat efektywności procesów erozyjnych na stokach i wezbrań w korytach w latach hydrologicznych 2007–2009 są przedmiotem osobnego opracowania autorki.

3.4. Metody wyróżniania wartości progowych

Głównym celem pracy było wyznaczenie wartości progowych cech opadów deszczu powodujących wystąpienie erozji wodnej na użytkowanych rolniczo stokach pogórskich. Pod uwagę wzięto 3 rodzaje procesów: rozbryzg, spłukiwanie i erozję liniową. Za podstawowe, bo w największym stopniu decydujące o wystąpieniu procesów, uznano dwie cechy deszczów – ich erozyjność (wskaźnik EI_{30}) i maksymalne natężenie 30-minutowe (I_{30}) (ryc. 13)

Wartość progową wystąpienia procesu (wartość równoznaczna z I progiem dostawy) określono jako minimalną wartość erozyjności i maksymalnego natężenia 30-minutowego deszczu (I_{30}), po przekroczeniu których na stoku zachodzi proces. W celu określenia tych wartości zastosowano metodę polegającą na porównaniu wskaźnika erozyjności (EI_{30}) i maksymalnego natężenia 30-minutowego deszczów (I_{30}), które wywołały proces, z tymi, które nie wywołały procesu. Wyniki zestawiono w układzie współrzędnych prostokątnych. Na osi X odkładano wartości I_{30} , a na osi Y wartości EI_{30} . Zastosowana procedura pozwoliła, na podstawie wartości progowych (krytycznych) dwóch zmiennych, na wyznaczenie na wykresie stref (domen), w których proces występował.

Wartości progowe wystąpienia procesu wyznaczono osobno w odniesieniu do wszystkich trzech procesów, a więc wartość progową wystąpienia rozbryzgu, spłukiwania i erozji liniowej (z rozróżnieniem na erozję żłobinową i efemeryczną erozję wąwozową).

Zastosowanie takiej procedury było możliwe tylko w okresach, w których prowadzono w terenie monitoring procesów. Były to lata hydrologiczne 2007–2009, kiedy prowadzono pomiary rozbryzgu i spłukiwania oraz lata 1998–2009, kiedy prowadzono rejestrację erozji żłobinowej i efemerycznej erozji wąwozowej na stokach.

Ponadto okres pomiarowy erozji wodnej na stoku obejmował lata kontrastowo różniące się sumami opadów. W 2008 r. suma opadów była zdecydowanie poniżej średniej z wielolecia, a w latach 2007 i 2009 zdecydowanie wyższa niż średnia z wielolecia. Dlatego opisaną procedurę zastosowano powtórnie osobno – w odniesieniu do lat suchych, wilgotnych i normalnych.

Wyznaczone w ten sposób domeny wystąpienia procesów przeniesiono na układ współrzędnych prostokątnych, w którym zaznaczono wszystkie potencjalnie erozyjne deszcze, które wystąpiły w wieloleciu 1987–2009, z uwzględnieniem ich erozyjności i maksymalnego natężenia 30-minutowego (I_{30}). Pozwoliło to na wytypowanie rzeczywiście erozyjnych deszczów i określenie częstości wystąpienia procesów w wieloleciu 1987–2009 z uwzględnieniem typu roku, sezonu i miesiąca. Na tej podstawie określono całkowite prawdopodobieństwo wystąpienia zdarzeń erozyjnych na stokach, prawdopo-

DESZCZE

1. Opracowanie kryterium wyróżniania deszczów potencjalnie erozyjnych i erozyjnych
2. Wybór cechy (parametru) najlepiej charakteryzującego zdolność deszczu do wywołania erozji
3. Wyróżnienie deszczów erozyjnych w wieloletniu 1987–2009 zgodnie z przyjętym kryterium
4. Obliczenie wartości parametrów charakteryzujących pojedyncze deszcze

WARTOŚCI PROGOWE WYSTĄPIENIA PROCESÓW EROZYJNYCH NA STOKACH W LATACH HYDROLOGICZNYCH 2007–2009

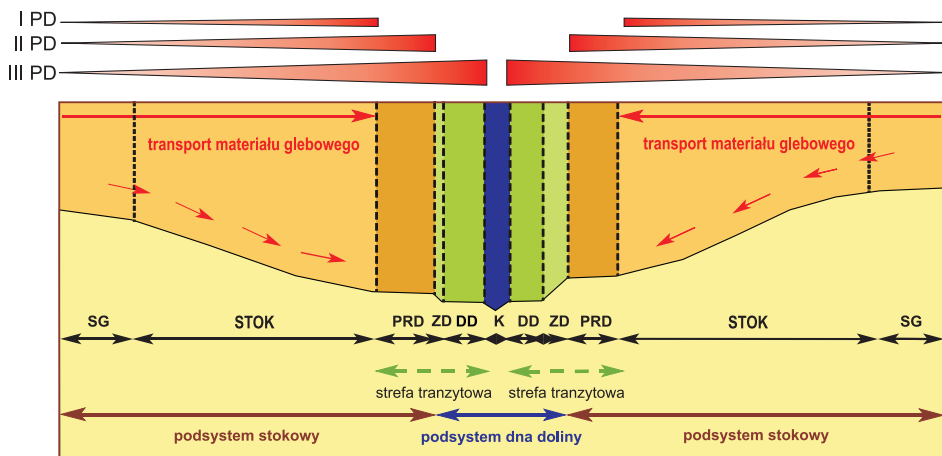
1. Główne kryterium ich wyróżnienia stanowiły dwa parametry deszczu: wskaźnik erozyjności $[E]_{30}$ i maksymalne natężenie 30-minutowe $[I]_{30}$
2. Wyznaczenie wartości progowych wystąpienia rozbrzygu, splukiwania, erozji liniowej i dostawy materiału glebowego do koryta potoku na podstawie pomiarów erozji gleby na poletkach doświadczalnych

CZĘSTOŚĆ WYSTĄPIENIA PROCESÓW EROZYJNYCH NA STOKACH W LATACH HYDROLOGICZNYCH 1987–2009

1. Określenie liczby zdarzeń rozbrzygu, splukiwania, erozji liniowej i dostawy materiału glebowego do koryta potoku na podstawie wyznaczonych wartości progowych parametrów deszczu

PRAWDOPODOBIENSTWO WYSTĄPIENIA I PRZEWYŻSZENIA PROCESÓW EROZYJNYCH NA STOKACH

1. Wyznaczenie prawdopodobieństwa wystąpienia i przewyższenia rozbrzygu, splukiwania, erozji liniowej i dostawy materiału glebowego do koryta potoku na podstawie częstości wystąpienia zdarzeń erozyjnych



SG – spłaszczenia grzbietowe PRD – podstokowe równiny deluwialne ZD – zbocze doliny DD – dno doliny K – koryto

I–III PD – I, II i III próg dostawy materiału glebowego do koryta potoku

Rycina 13. Metoda wyznaczania wartości progowych parametrów opadów deszczu

Figure 13. Method of determining rainfall threshold values

dobieństwo przewyższenia oraz okres ich powtarzalności (ryc. 13). Podobną procedurę zastosowano do wyznaczenia II progu dostawy materiału glebowego do koryta potoku, z tą różnicą, że przy selekcji deszczów rzeczywiście erozyjnych wykorzystano, oprócz pomiarów spłukiwania na poletkach doświadczalnych, również wyniki kartowania skutków zdarzeń. Kiedy stwierdzono transport materiału na całej długości stoku i jego akumulację u podnóży stoków w postaci stożków deluwialnych, było to równoznaczne z przekroczeniem II progu dostawy.

Przekroczenie III progu dostawy materiału glebowego do koryta potoku najczęściej było związane z wystąpieniem erozji liniowej, a zwłaszcza efemerycznej erozji wąwozowej. Do jej wyznaczenia wykorzystano pomiary erozji liniowej w latach 1998–2009.

W latach hydrologicznych, w których prowadzono monitoring spłukiwania na stokach, dokonano również porównania występowania zdarzeń erozyjnych na stokach z występowaniem wezbrań w korytach. Po przeanalizowaniu wyników pomiarów w korycie Dworskiego Potoku i pomiarów spłukiwania wyznaczono częstość występowania wszystkich 6 hipotetycznych wariantów związku między transportem materiału glebowego przez wodę w dół stoku a możliwością jego dostawy do koryta potoku i transportu poza zlewnię. Następnie przez porównanie uzyskanych w ten sposób wyników z cechami deszczów, podczas których te kategorie zdarzeń wystąpiły, wyznaczono wartości progowe opadów, po przekroczeniu których następuje:

- 1) lokalne przemieszczanie materiału glebowego na krótkich dystansach,
- 2) przemieszczanie materiału glebowego na całej długości stoku, ale większość materiału jest deponowana u podnóża stoku,
- 3) przemieszczanie materiału glebowego na całej długości stoku, jego depozycja u podnóży stoku, w dnie doliny oraz dostawa części uruchomionego materiału do koryta potoku, jego transport w korycie i odprowadzanie poza zlewnię.

Wyznaczone wartości progowe parametrów deszczu stanowiły podstawę określenia częstości zdarzeń erozyjnych w wieloleciu 1987–2009 z uwzględnieniem typu roku, sezonu i miesiąca. Na tej podstawie określono całkowite prawdopodobieństwo wystąpienia zdarzeń erozyjnych na stokach, prawdopodobieństwo przewyższenia oraz okres ich powtarzalności.

Reakcja zlewni na czynnik zewnętrzny powodujący przekroczenie progów, jakim były opady deszczu, zmieniała się w czasie i była uwarunkowana czynnikami wewnętrznymi, takimi jak użytkowanie ziemi. W pracy podaną procedurę wyznaczania wartości progowych parametrów deszczu niezbędnych do wystąpienia procesu spłukiwania na stokach zastosowano jednak tylko do wyników uzyskanych na czarnym ugorze, gdyż reprezentował on warunki najbardziej sprzyjające erozji wodnej na stokach.

ROZDZIAŁ 4

Uwarunkowania przebiegu erozji wodnej na stokach

Pogórze Karpackie stanowi 42% powierzchni polskich Karpat. Jest obszarem gęsto zaludnionym i ważnym gospodarczo również ze względu na intensywne użytkowanie rolnicze. Pogórze Karpackie już w średniowieczu było regionem gęsto zaludnionym, z przetrwałą do dzisiaj siecią osadniczą i układem gruntów. Od XVIII w. zaznacza się silna ingerencja człowieka w środowisko, polegająca na dalszym wyrębie lasów, podziałach spadkowych gospodarstw oraz wprowadzaniu na szeroką skalę upraw okopowych (Jodłowski, Skowronek 1980; Drużkowski 1998; Pietrzak 2002; Soja 2002; Margielewski i in. 2008). Tradycyjny system uprawy stosowany na Pogórzu, charakteryzujący się intensywną obróbką płużną wierzchniej warstwy gleby, prowadzi do trwałych zmian jej właściwości. Powoduje zagęszczenie podglebia, ograniczenie infiltracji i zmniejszenie retencyjności wodnej gleby. Pogorszenie struktury gleby następuje również w wyniku wielokrotnych przejazdów maszyn rolniczych. Rolnicze użytkowanie ziemi spowodowało zmiany w obiegu wody, co w konsekwencji doprowadziło do zintensyfikowania spływu powierzchniowego i nasilenia erozji wodnej (Reniger 1957; Starkel 1972a, 1979a, 1980; Gerlach 1976b; Słupik 1973, 1978, 1981; Margielewski i in. 2008; Gil 2009). Procesy erozji wodnej na obszarach rolniczych powodują całą sekwencję różnorodnych skutków. Jednym z nich jest obniżenie zawartości próchnicy w glebie, co utrudnia tworzenie stałej i stabilnej struktury gleby. Pociąga to za sobą wzrost gęstości objętościowej warstwy ornej gleby, zmniejszenie jej porowatości, przewodnictwa wodnego i retencji wodnej (Józefaciuk, Józefaciuk 1995, 1996, 1999; Nowocien 2008). Wraz z nasileniem procesów erozji następuje wzrost podatności gleby na zagęszczenie i występowanie spływu powierzchniowego oraz wzrost zaskoru-

pienia gleby (Rejman 2006; Nowocien 2008). Długotrwałe i intensywne procesy erozyjne prowadzą do nieodwracalnych zmian naturalnego układu poziomów genetycznych, polegających na zaniku poziomów w części lub całości oraz nadbudowywaniu profilu w wyniku depozycji zerodowanego materiału (Clark i in. 1985; Józefaciuk, Józefaciuk 1995; Allen 2000; Morgan 2005; Nowocien 2008).

Erozja gleby na obszarach rolniczych prowadzi również do trwałych i nieodwracalnych zmian rzeźby terenu. Zerodowana na stokach gleba jest akumulowana u podnóży stoków lub w dnach dolin. W dłuższych okresach prowadzi to do zmian kształtu i długości stoków, obniżania ich powierzchni, nadbudowywania den dolin. Spłukiwanie linijsne powoduje rozczłonkowanie stoków żłobinami i może przejść w erozję wąwozową. Uprawa ziemi i procesy erozyjne prowadzą do powstania krajobrazu rolniczego, w którym dominują formy antropogeniczne, takie jak drogi, miedze, terasy rolne itp.

Zerodowana gleba często jest dostarczana bezpośrednio do koryt potoków, powodując ich eutrofizację oraz zanieczyszczenie związkami fosforu i azotu oraz środkami ochrony roślin (Józefaciuk, Józefaciuk 1995, 1996; Nowocien 2008).

Na lokalne zróżnicowanie wystąpienia i natężenia erozji wodnej mają wpływ różne czynniki. Za najważniejsze uznane zostały klimat, podatność gleb na erozję, rzeźba terenu, rodzaj upraw i sposób użytkowania oraz stosowane zabiegi przeciwoerozyjne (Wischmeier, Smith 1958, 1959, 1978; Morgan 2005; Allen 2000). Czynniki te zostały uwzględnione w równaniu empirycznym zwanym Uniwersalnym Równaniem Strat Glebowych (*Universal Soil Loss Equation – USLE*), opracowanym w USA przez W.H. Wischmeiera i D.D. Smitha (1958, 1959, 1978) na podstawie wieloletnich badań erozji gleby w warunkach naturalnych oraz terenowych i laboratoryjnych badań eksperymentalnych z użyciem symulatorów deszczowych. Równanie to ma postać iloczynu logicznego:

$$[8] \quad A = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P$$

gdzie:

A – średnia z wielolecia roczna masa gleby zerodowanej z jednostki powierzchni zlewni [$t \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$],

R – wskaźnik średniej rocznej erozyjności deszczów i spływów [$Je \cdot rok^{-1}$], $Je = MJ \cdot ha^{-1} \cdot cm \cdot h^{-1}$; inaczej czynnik R (*rainfall and runoff factor; R factor*)

K – wskaźnik podatności gleb na erozję [$t \cdot ha^{-1} \cdot Je^{-1}$]; inaczej czynnik K (*erodibility factor; K factor*)

L – bezwymiarowy wskaźnik długości stoku [-]; inaczej czynnik L (*slope lenght factor; L factor*)

S – bezwymiarowy wskaźnik spadku stoku [-], inaczej czynnik S (*slope gradient factor; S factor*)

C – bezwymiarowy wskaźnik rodzaju upraw i sposobu użytkowania [-]; inaczej czynnik C (*crop type and management factor; C factor*)

P – bezwymiarowy wskaźnik zabiegów przeciwdziałających erozji [-]; inaczej czynnik P (*practice factor; P factor*)

Równanie to mimo wielu zastrzeżeń i modyfikacji (Morgan 2005; Renard i in. 1991, 1994, 1997a, b; Allen 2000; Rejman, Dębicki 2002; Sonneveld, Nearing 2003; Bryan 2004c; Hołub 2007), również w Polsce jest powszechnie stosowane do przewidywania wielkości erozji na polach uprawnych (Banasik, Górski 1992a, b; Szafranski 1992; Mularz 1994, 1995; Szafranski i in. 1996; Piotrowska 1998; Drzewiecki, Mularz 2001; Olszta, Kowal-

ski 2005; Stasik, Szafranski 2005; Baryła i in. 2007; Kowalczyk 2007; Mularz, Drzewiecki 2007; Demczuk 2009b).

Rzeźba terenu oraz gleby są względnie stabilnymi elementami zlewni, natomiast dynamicznie zmieniają się warunki pogodowe (zwłaszcza opad atmosferyczny) i użytkowanie ziemi. Dynamika przebiegu erozji wodnej w zlewni użytkowanej rolniczo jest wypadkową aktualnej struktury środowiska zlewni (czynniki wewnętrzne) oraz czynników zewnętrznych, takich jak opad atmosferyczny, który jest warunkiem koniecznym do wystąpienia erozji wodnej na stokach i w korytach.

Pięć podstawowych czynników decyduje o przebiegu procesów geomorficznych w zlewni: powierzchnia, rzeźba terenu, klimat, skała macierzysta i użytkowanie. Zlewnia Dworskiego Potoku jest małą zlewnią pogórską, położoną w umiarkowanej strefie klimatycznej, jej stoki pokrywają pyłowe utwory lessopodobne i jest zlewnią użytkowaną rolniczo. Wszystkie te cechy wpływają na ustalenie progowych warunków przebiegu procesów geomorficznych, decydują o indywidualizmie niektórych cech zlewni i równocześnie czynią ją typową wśród zlewni o podobnych cechach środowiska geograficznego.

4.1. Czynniki wewnętrzne wpływające na przekraczanie progów geomorficznych

Do głównych czynników wewnętrznych mających wpływ na erozję wodną gleby na stokach należy rzeźba terenu, gleby i użytkowanie ziemi. Jedną z podstawowych cech rzeźby terenu bezpośrednio wpływającą na jednostkowe natężenie erozji gleby jest długość stoku i jego nachylenie (L , S). W modelu USLE obydwie te parametry zostały uwzględnione jako tzw. czynnik topograficzny ($L-S$). Od mechanicznych właściwości gleby natomiast zależy podatność gleb na erozję wodną (czynnik K). Decydują o niej cechy teksturalne (uziarnienie i wysortowanie), strukturalne (obecność stabilnych agregatów glebowych), stopień porowatości oraz uwilgocenia gleby. Duży wpływ na erozję wodną gleby ma użytkowanie ziemi. Odpowiedni dobór upraw, właściwy płodozmian, kierunek orki czy terasowanie stoków może w znacznym stopniu ograniczyć erozję gleby.

4.1.1. Rzeźba terenu

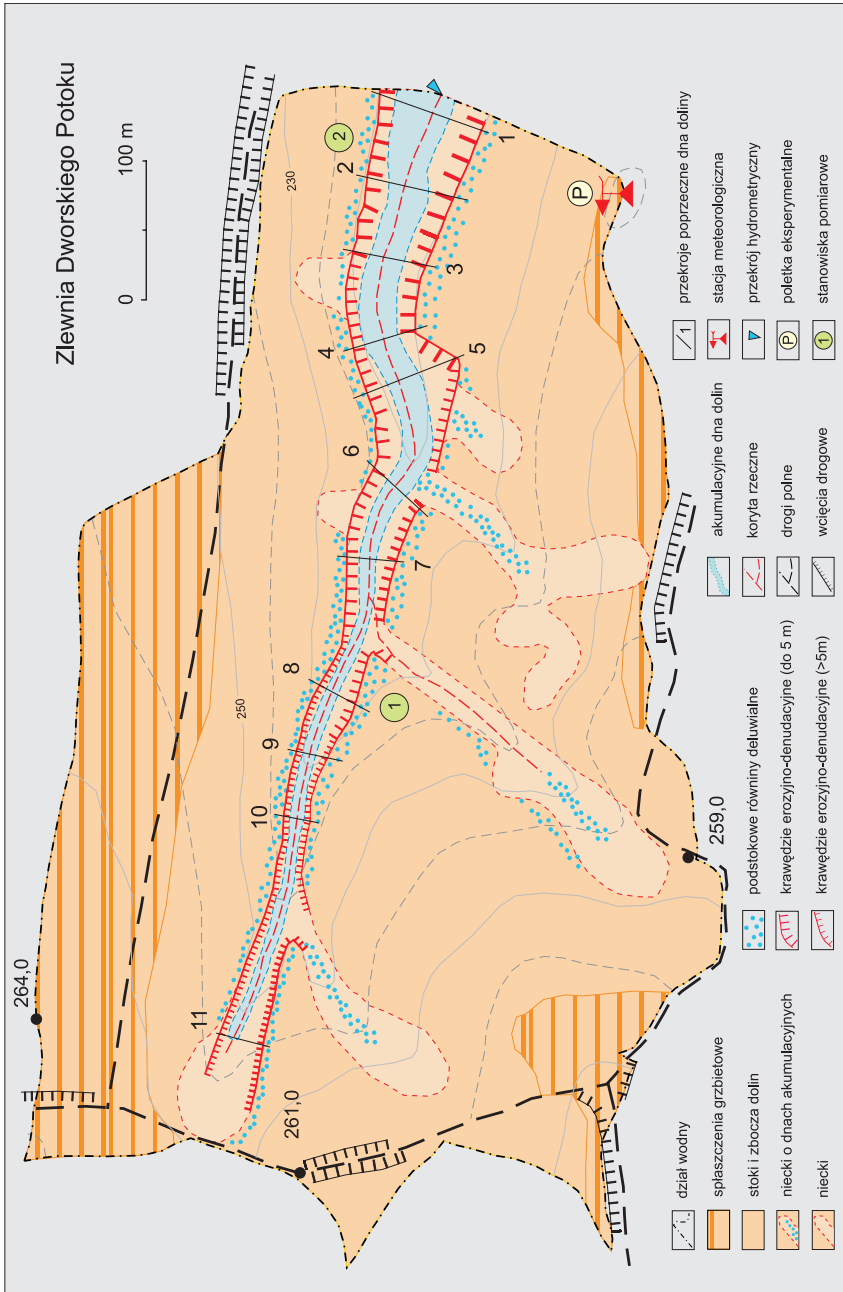
Zlewnia Dworskiego Potoku jest położona w obrębie niższego stopnia progów Pogórza (Przedgórze Brzeskie) na wysokości 223–278 m n.p.m. (Święchowicz 1991). Zajmuje powierzchnię 0,29 km² (tab. 1), ma kształt niecki o przebiegu W–E i leży na wysokości 226,6–275,0 m n.p.m. Rzeźba zlewni jest zaliczana do typu pogórzy niskich i charakteryzuje się występowaniem zaokrąglonych garbów wierzchowinowych z fragmentami spłaszczeń, głównie wypukło-wklęsłymi stokami o niewielkich nachyleniach (3–10°) (Święchowicz 1991, 1992, 2002c; ryc. 14).

Zlewnia Dworskiego Potoku jest mało zróżnicowana pod względem warunków morfodynamicznych (Święchowicz 1992; tab. 1). Niższy stopień progów Pogórza Karpat (Przedgórze Brzeskie) pokrywa się z zasięgiem dyktacji jednostki bocheńskiej zbudowanej z warstw fliszu przefalowanego wraz z utworami dolnego i górnego tortonu. Obszar jest pokryty miększymi pyłowymi utworami lessopodobnymi. Dlatego zlewnia charakteryzuje się dużym podobieństwem do innych zlewni w tym regionie pod względem cech rzeźby, takich jak energia, nachylenia i kształty stoków (Święchowicz 1992).

Tabela 1. Parametry fizjograficzne zlewni Dworskiego Potoku (Święchowicz, Michno 2005)

Table 1. Physiographic parameters of the Dworski Potok catchment (Święchowicz, Michno 2005)

Parametr		Zlewnia Potoku Dworskiego
Morfometria	powierzchnia [km ²]	0,3
	nachylenie średnie [stopnie]	6,8
	nachylenie najmniejsze [stopnie]	0,1
	nachylenie największe [stopnie]	23,2
	wysokość średnia; [m n.p.m.]	250,0
	wysokość najmniejsza [m n.p.m.]	226,6
	wysokość największa [m n.p.m.]	275,1
Tektonika	jednostka śląska [%]	–
	jednostka bocheńska – dygitacja wyższa [%]	–
	jednostka bocheńska – dygitacja niższa [%]	100,0
Litologia	torton górny – warstwy chodenicko-moszczenickie (Mt ₂ ch) [%]	50,8
	torton dolny – seria solna (Mt ₁ s) [%]	5,4
	torton dolny – piaskowce podsolne, zlepieńce, iły (Mt ₁ ps) [%]	–
	torton dolny – spągowe iły margliste (Mt ₁ sp) [%]	43,8
Nachylenia	powierzchnia zlewni o nachyleniu 0–2° [%]	5,6
	powierzchnia zlewni o nachyleniu 2–6° [%]	40,1
	powierzchnia zlewni o nachyleniu 6–10° [%]	41,0
	powierzchnia zlewni o nachyleniu 10–15° [%]	11,6
	powierzchnia zlewni o nachyleniu 15–35° [%]	1,7
Ekspozycja	powierzchnia stoków o ekspozycji N [%]	37,8
	powierzchnia stoków o ekspozycji E [%]	24,2
	powierzchnia stoków o ekspozycji S [%]	37,6
	powierzchnia stoków o ekspozycji W [%]	0,4
Użytkowanie	grunty orne [%]	80,0
	lasy [%]	3,5
	sady [%]	–
	łąki i pastwiska [%]	16,5
	zabudowania [%]	–



Rycina 14. Zlewnia Dworskiego Potoku – rzeźba terenu

Figure 14. Dworski Potok catchment – relief

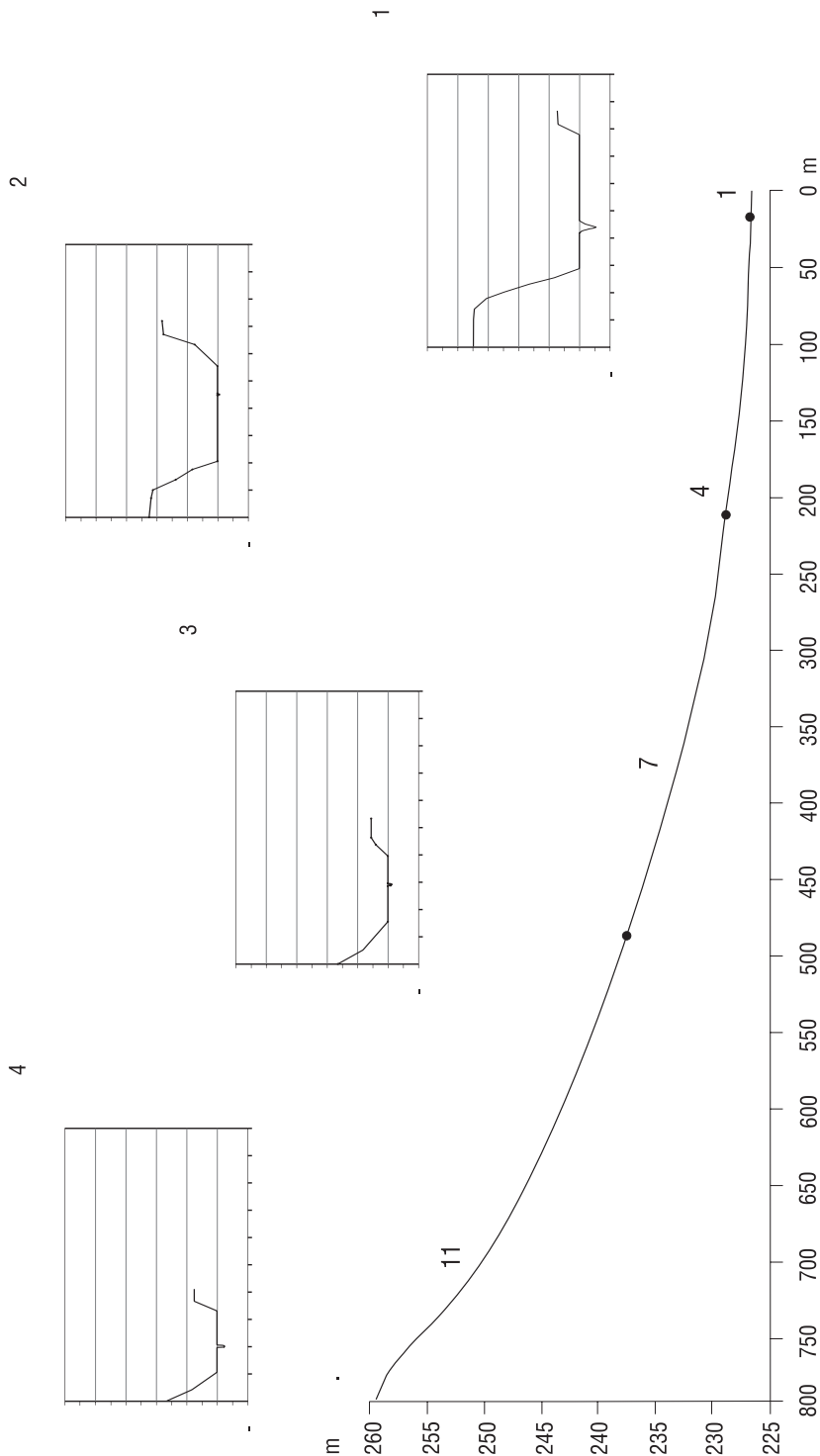
Dno doliny ma zróżnicowaną szerokość, od 5 m w górnym biegu (profil 10) do 10 m w biegu środkowym (profile 7–8) i nieco przekracza 50 m w biegu dolnym (profile 1–5). Zbudowane jest z drobnofrakcyjnych utworów aluwialnych i deluwialnych i jest rozcięte korytem do głębokości 1 m (profil 1) na skutek erozji wstecznej (ryc. 15). Na odcinku 1–6 szerokie, podmokłe dno doliny jest rozcięte mało wykształconym korytem o głębokości do 0,5 m. Od profilu 7 do 11 szerokość dna doliny zmniejsza się, wzrasta natomiast głębokość koryta do około 2 m (profil 8) (ryc. 16, 17). Powyżej profilu 11 dolina Dworskiego Potoku jest niecką o akumulacyjnym dnie, które nie jest rozcięte korytem.

W dolnym i środkowym biegu koryto ma przebieg kręty i meandrowy, w górnym prosty. Dno doliny na całej niemal długości jest oddzielone od stoków wyraźną krawędzią, która powstała w wyniku rolniczej działalności. Jej wysokość jest zróżnicowana, od 1 do 8 m, a profile poprzeczne przez dolinę do krawędzi są asymetryczne (ryc. 15, 16, 17). Powyżej krawędzi u podnóża stoków występują deluwialne równiny podstokowe o szerokości nieco ponad 10 m (Świąchowicz 1991, 1992). Stoki mają kształt wypukło-wklęsły lub prosty, ich nachylenie mieści się w przedziale 2–15° (Świąchowicz, Michno 2005; tab. 1). Są rozczłonkowane nieckami, które nie mają wyraźnie zaznaczającego się dna i u wylotu których występują stożki deluwialne. Stoki przechodzą bez wyraźnego załomu w wyrównane wierzchowiny, w obrębie których występują spłaszczenia.

Główną cechą zlewni Dworskiego Potoku, podobnie jak większości zlewni użytkowanych rolniczo w obszarze progów Pogórza Karpackiego, jest występowanie w jej obrębie płaskiego szerokiego dna doliny, które stanowi strefę oddzielającą koryta potoków od stoków. Zróżnicowana szerokość dna doliny jest skutkiem relacji między dostawą materiału ze stoków a jego odprowadzaniem poza zlewnię. Ta z kolei jest uwarunkowana wielkością zlewni i sposobem użytkowania ziemi.

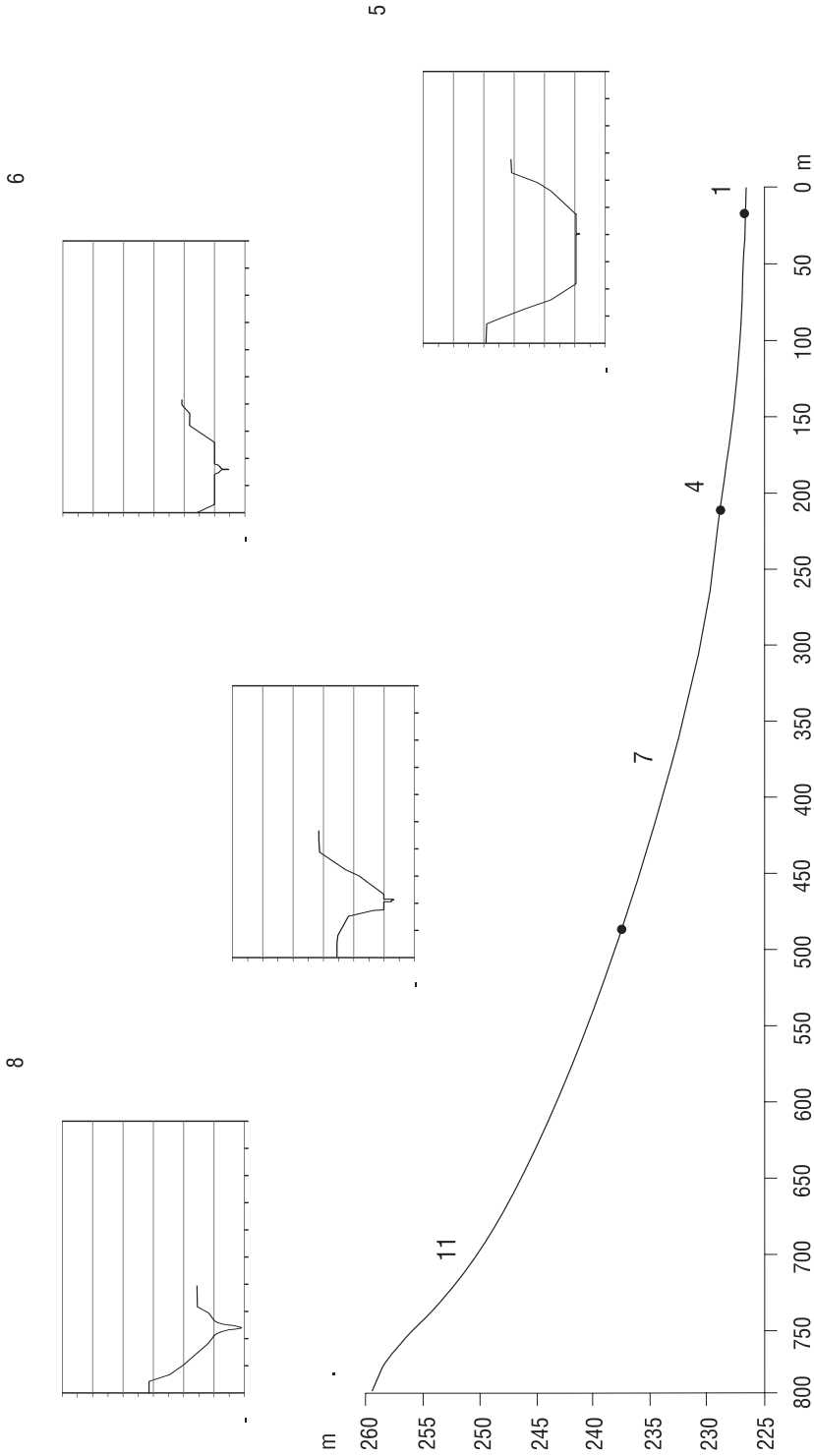
W zlewni Dworskiego Potoku istnieją trzy potencjalne rodzaje źródeł dostawy materiału glebowego do transportu fluwialnego (Świąchowicz 2001, 2002b, c, 2004, 2008a, 2009, 2011a). Zerodowana gleba może pochodzić bezpośrednio ze stoków i być dostarczana do koryta dzięki spłukiwaniu powierzchniowemu. Ze względu na występowanie wzdłuż dna doliny wyraźnej krawędzi, która stanowi barierę oddzielającą stoki od dna doliny, materiał erodowany na stokach zwykle gromadzi się powyżej krawędzi w obrębie podstokowych równin deluwialnych. Drugim źródłem bezpośredniej dostawy materiału glebowego do koryta potoku jest funkcjonujący okresowo prawobrzeżny dopływ i epizodycznie funkcjonujące niecki zboczowe, których wyloty są położone powyżej krawędzi w obrębie równin podstokowych. Trzecim źródłem są bruzdy na granicy pól uprawnych oraz epizodycznie tworzące się żłobiny i efemeryczne wąwozy. Funkcjonowanie wyróżnionych potencjalnych źródeł dostawy materiału glebowego do koryta potoku możliwe jest tylko w czasie wystąpienia deszczu lub roztopów i zależy zarówno od aktualnej struktury upraw i etapu rozwoju roślin, jak i od cech deszczu i charakteru roztopów.

Równiny deluwialne i płaskie dna dolin stanowią strefę tranzytową oddzielającą słabo ze sobą powiązane podsystemy – stokowy i korytowy – i można je traktować jako trzeci podsystem, w istotny sposób wpływający na obieg materiału w zlewni. Jest to równocześnie strefa, w której w większości następuje deponowanie materiału odprowadzanego ze stoków (Świąchowicz 2001, 2002a, b, c). Występowanie tej strefy wpływa na ustalenie się warunków progowych dostawy materiału glebowego ze stoków do koryta potoku i sprawia, że skuteczność erozyjna opadów deszczowych w zlewni jest bardzo zróżnicowana.



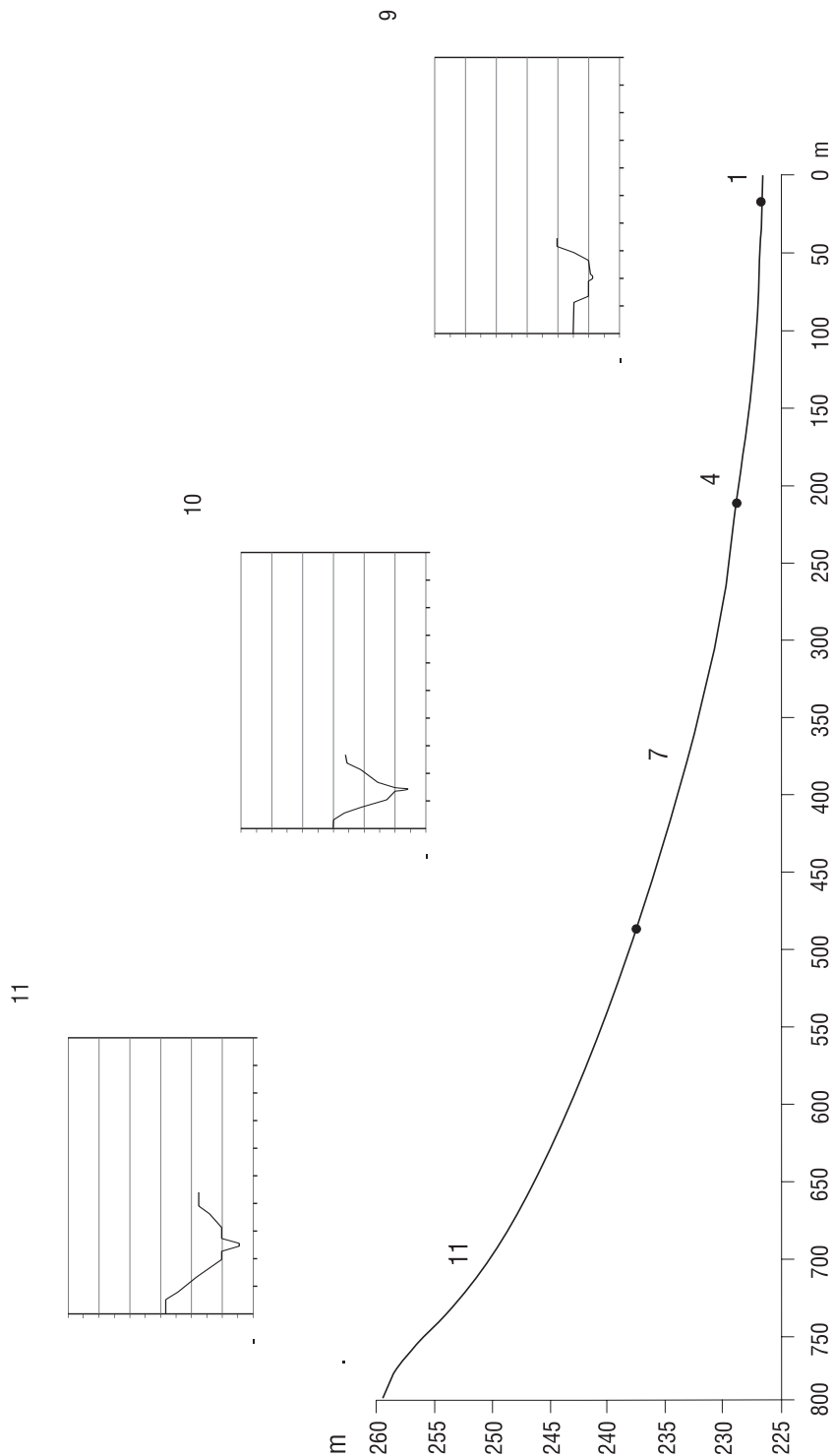
Rycina 15. Profil podłużny i wybrane profile poprzeczne dna doliny Dworskiego Potoku (profile 1–4)

Figure 15. Longitudinal profile and selected cross-profiles of the Dworski Potok valley bottom (profiles 1–4)



Rycina 16. Profil podłużny i wybrane profile poprzeczne dna doliny Dworskiego Potoku (profile 5–8)

Figure 16. Longitudinal profile and selected cross-profiles of the Dworski Potok valley bottom (profiles 5–8)



Rycina 17. Profil podłużny i wybrane profile poprzeczne dna doliny Dworskiego Potoku (profile 9–11)

Figure 17. Longitudinal profile and selected cross-profiles of the Dworski Potok valley bottom (profiles 9–11)

4.1.2. Gleby

Pokrywa glebowa zlewni jest mało zróżnicowana, ponieważ rozwinęła się na genetycznie jednorodnych pyłowych utworach macierzystych (Skiba 1992; Skiba i in. 1995). Są to gleby pyłowe o podobnym składzie mechanicznym. Zawierają 50–70% pyłu, około 10% piasku oraz około 20% łu koloidalnego. Na wierzchołkach i stokach o niewielkim nachyleniu występują gleby płowe opadowo-glejowe (*Stagnic Luvisols*) (Klimek 1995a; ryc. 18A).

Gleby w zlewni charakteryzują się występowaniem jasnego poziomu Eet (*luvic*) lub białawego Eetg (*albic*) o niskiej zawartości łu koloidalnego. Poziomy te smugowanymi zaciekami przechodzą w rdzawo-brunatny poziom Bt (*argillic*) bogaty w łu koloidalny. Taki profil jest wynikiem procesu lessiważu, czyli grawitacyjnego przemieszczania się zdispersowanych minerałów ilastych w głąb profilu glebowego. Cząsteczki te tworzą zagęszczony i słabo przepuszczalny poziom bogatszy w koloidy glebowe (Skiba 1992; Klimek 1995a). Poziom ten utrudnia głębszą infiltrację wody, powodując szybkie nasycenie wyższych poziomów gleby oraz okresową stagnację wody powyżej poziomu Bt. Zlewnia charakteryzuje się więc niewielką retencyjnością, co wpływa istotnie na dynamikę obiegu wody i transportowanej przez nią zawiesiny (Krzemień, Święchowicz 1992; Chełmicki i in. 1995; Korska 1998; Święchowicz 2001, 2002b, c; Święchowicz, Michno 2005).

Na stokach o dużym nachyleniu występują gleby płowe erodowane (*Cambic Luvisols*), które powstały w wyniku erozyjnego spłycenia profilu gleb płowych opadowo-glejowych. Dno doliny oraz dna niecek stokowych zajmują gleby glejowe (*Eutric Gleysols*), o typowym sinym lub rdzawosinym zabarwieniu w całym profilu, zależne od natężenia procesów oksydacyjno-redukcyjnych i wahań poziomu wody gruntowej (Skiba 1992; Klimek 1995a).

Gęstość objętościowa stałej fazy gleby wynosi od 0,98 do 1,74 G·cm⁻³. Najwyższa gęstość gleby występuje w poziomie Bt (1,54–1,72 G·cm⁻³) oraz w Bt/C (1,59–1,74 G·cm⁻³). Zagęszczenie tych poziomów jest spowodowane eluwalnym wymyciem łu koloidalnego z nadległych poziomów, głównie Eet, gdzie gęstość gleby jest zdecydowanie mniejsza i wynosi od 1,31 do 1,57 G·cm⁻³ (Klimek 2005). Odczyn gleb płowych opadowo-glejowych i płowych erodowanych jest lekko kwaśny lub kwaśny i maleje w głąb profilu glebowego. Odczyn gleb gruntowo-glejowych jest wyższy od kwaśnego do nawet obojętnego (Klimek 1995a; 2005). Zawartość substancji organicznych w poziomach próchnicznych gleb Dworskiego Potoku jest zróżnicowana i wynosi od 0,5 do 1,0% w glebach brunatnych, 0,5–2,0% w glebach płowych opadowo-glejowych i około 7% w glebach gruntowo-glejowych (Klimek 1995a).

Gleby płowe wytworzone na utworach pyłowych są bardzo silnie podatne na splukiwanie powierzchniowe (Józefaciuk, Józefaciuk 1995; Podolski 2008), stopień zagrożenia potencjalną erozją wodną stoków zależy jednak również od ich nachylenia. Stoki o nachyleniu 3–6° i 6–10° są zagrożone potencjalnie erozją wodną w stopniu umiarkowanym (stopień 2) i średnim (stopień 3), natomiast stoki o nachyleniu 10–15° i powyżej 15° w stopniu silnym (stopień 4) i bardzo silnym (stopień 5) (Józefaciuk, Józefaciuk 1992). W zlewni Dworskiego Potoku, zgodnie z kryteriami stosowanymi przez IUNG (Józefaciuk, Józefaciuk 1992), ponad 40% obszaru jest zagrożone potencjalną erozją wodną w stopniu umiarkowanym (stopień 2). Zachodzące w takich warunkach splukiwanie potencjalnie może powodować głównie erozję poziomu orno-próchnicznego i pogarszanie właściwości gleby. Pełna regeneracja ubytków gleby nie jest możliwa w procesie uprawy konwencjonalnej. Również nieco ponad 40% powierzchni zlewni jest zagrożone po-

tencjalną erozją w stopniu średnim (stopień 3), która może doprowadzić do zupełnego zredukowania poziomu orno-próchnicznego i tworzenia się gleb o typologicznie niewykształconym profilu. Przy takim stopniu potencjalnego zagrożenia możliwe jest już rozczłonkowanie terenu formami linijnymi oraz dostawa gleby do rzek. Erozją silną (stopień 4 i 5) i bardzo silną potencjalnie zagrożone jest niecałe 14% obszaru zlewni. Taka erozja może spowodować zniszczenie całego profilu gleby, duże rozczłonkowanie rzeźby terenu oraz dostawę zawiesiny do koryt potoków. Wraz z nasileniem się procesów erozyjnych następuje trwałe obniżenie produktywności gleby, które w obszarach lessowych może wynosić nawet do 30% (Nowocień 2008).

Na stoku, gdzie zlokalizowano poletka doświadczalne, uziarnienie gleb było zróżnicowane. Zmieniała się również zawartość iłu koloidalnego zarówno w profilu podłużnym stoku, jaki wraz z głębokością na poszczególnych stanowiskach pomiarowych (ryc. 19). To duże zróżnicowanie na stosunkowo krótkim i mało urozmaiconym pod względem rzeźby stoku wskazuje, że występowanie poziomu Bt jest rozmaite. Potwierdzają to również wykonane odkrywkę. Mozaikowe występowanie poziomu Bt wskazuje nie tylko na duże natężenie erozji, które doprowadziło do zredukowania jego miąższości lub całkowitego zaniku, ale również wpływa na współczesny przebieg procesów erozyjnych w tym obszarze. Dotyczy to zwłaszcza erozji liniowej. Obecność poziomu Bt znacząco zmniejsza natężenie erozji liniowej i w znacznym stopniu ogranicza pogłębianie żłobin, niezależnie od energii kinetycznej deszczu, natomiast jego brak umożliwia powstawanie głębokich rozcięć obejmujących nierzadko skałę macierzystą (Świąchowicz 2011a).

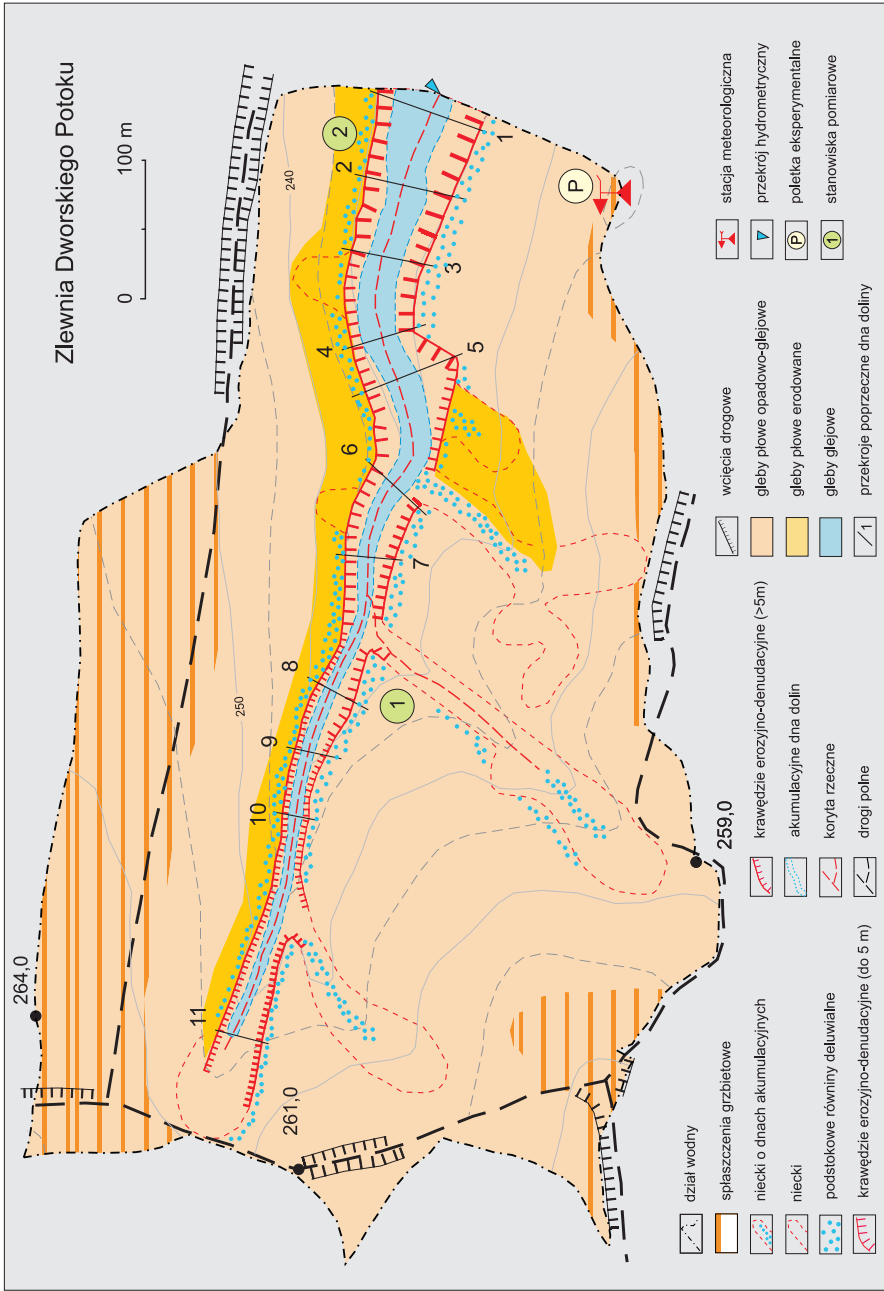
Na poletku z czarnym ugiem gleba płowa zawiera 86% pyłu, 3% piasku i 11% iłu koloidalnego. Zawartość węgla organicznego w glebie jest taka sama na całej długości poletka i wynosi 0,9%. Zawartość materii organicznej jest nieznacznie większa na powierzchni i wynosi 1,5% w dolnej i 1,6% w górnej części poletka, natomiast na głębokości 10 cm wynosi od 1,5% w górnej do 1,4% w dolnej części poletka.

4.1.3. Użytkowanie ziemi

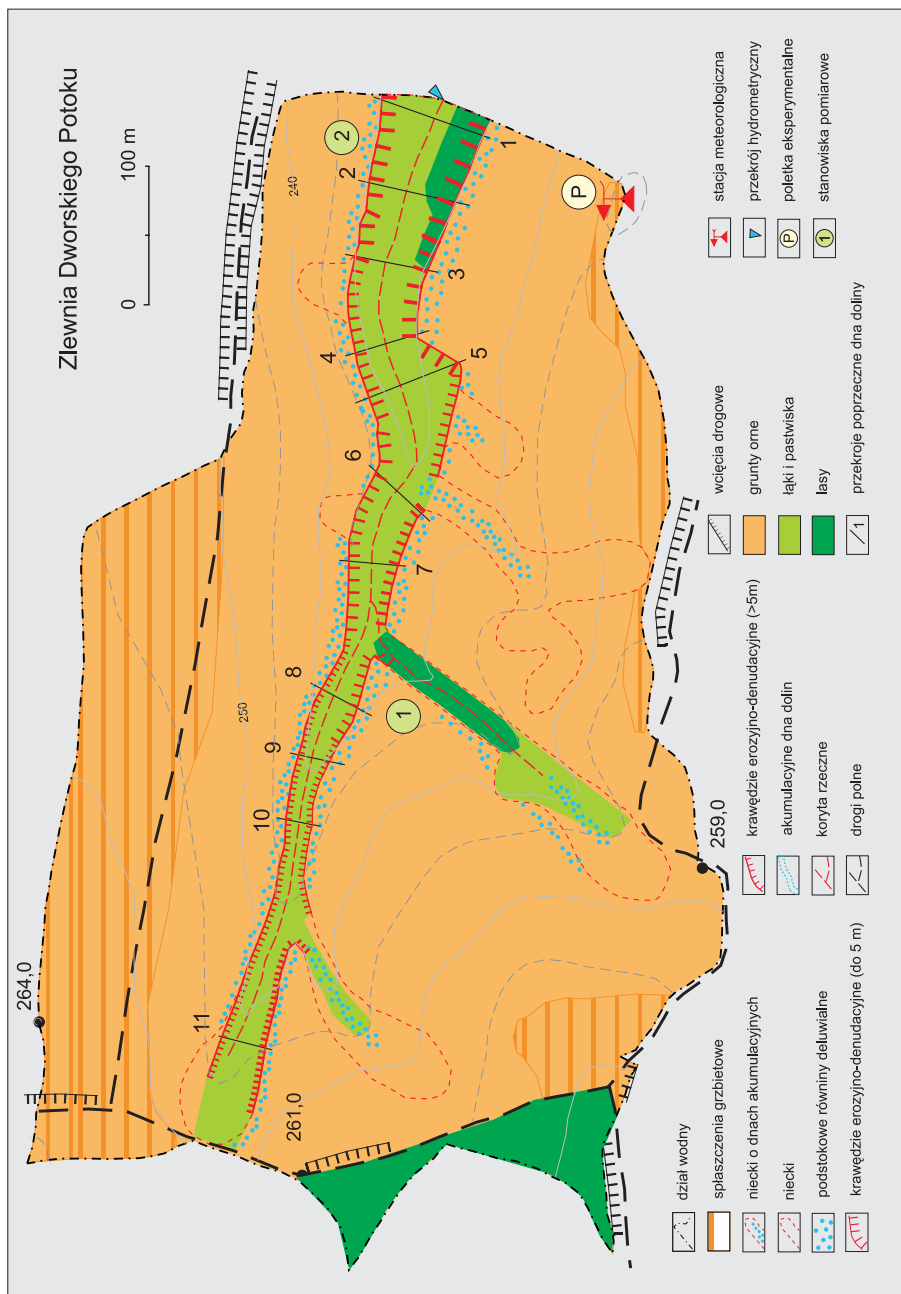
Przed procesami erozyjnymi najskuteczniej chroni powierzchnię terenu trwała roślinność (Gerlach 1976b; Klimaszewski 1978; Morgan 2005; Józefaciuk, Józefaciuk 1995; Allen 2000). Najmniej podatne na splukiwanie są stoki porośnięte lasem, gdyż korony drzew rozpraszają i zatrzymują część opadów (od 10 do 100%), a system korzeniowy bardzo dobrze wiąże glebę. Pokrywa trawiasta (łąki, pastwiska, murawy) także skutecznie chroni glebę przed splukiwaniem, jednak około 10-krotnie słabiej niż lasy (Gerlach 1976b, Nowicki 1977; Gil 1999; Podolski 2008). Najbardziej podatne na erozję są powierzchnie zajęte przez rośliny uprawne, głównie okopowe, a intensywność erozji zależy od fazy wzrostu roślin w czasie wystąpienia opadów (Gil, Słupik 1972; Gil 1976; 1999, 2009, Teisseyre 1992, 1994; Czyżowska 1995; Smolska 1996; 2003; Janicki, Zgłobicki 1998; Patro 2005; Rejman 2006; Podolski 2008; Świąchowicz 2002b, c, 2010b). Na natężenie procesów erozyjnych wpływa nie tylko rodzaj upraw, lecz również ich rozmieszczenie (Ziemiński 1955).

Zlewnia Dworskiego Potoku niemal w całości stanowi gospodarstwo rolne Uniwersytetu Jagiellońskiego. W jej obrębie nie ma zabudowań gospodarczych ani mieszkalnych, a około ⅔ jej powierzchni jest zmeliorowane. Nie występuje tutaj tak charakterystyczny dla Pogórza Karpackiego mozaikowy układ pól, gęsta sieć miedz i nieutwardzonych dróg dojazdowych do pól. Taki sposób użytkowania jest więc nietypowy dla Pogórza.

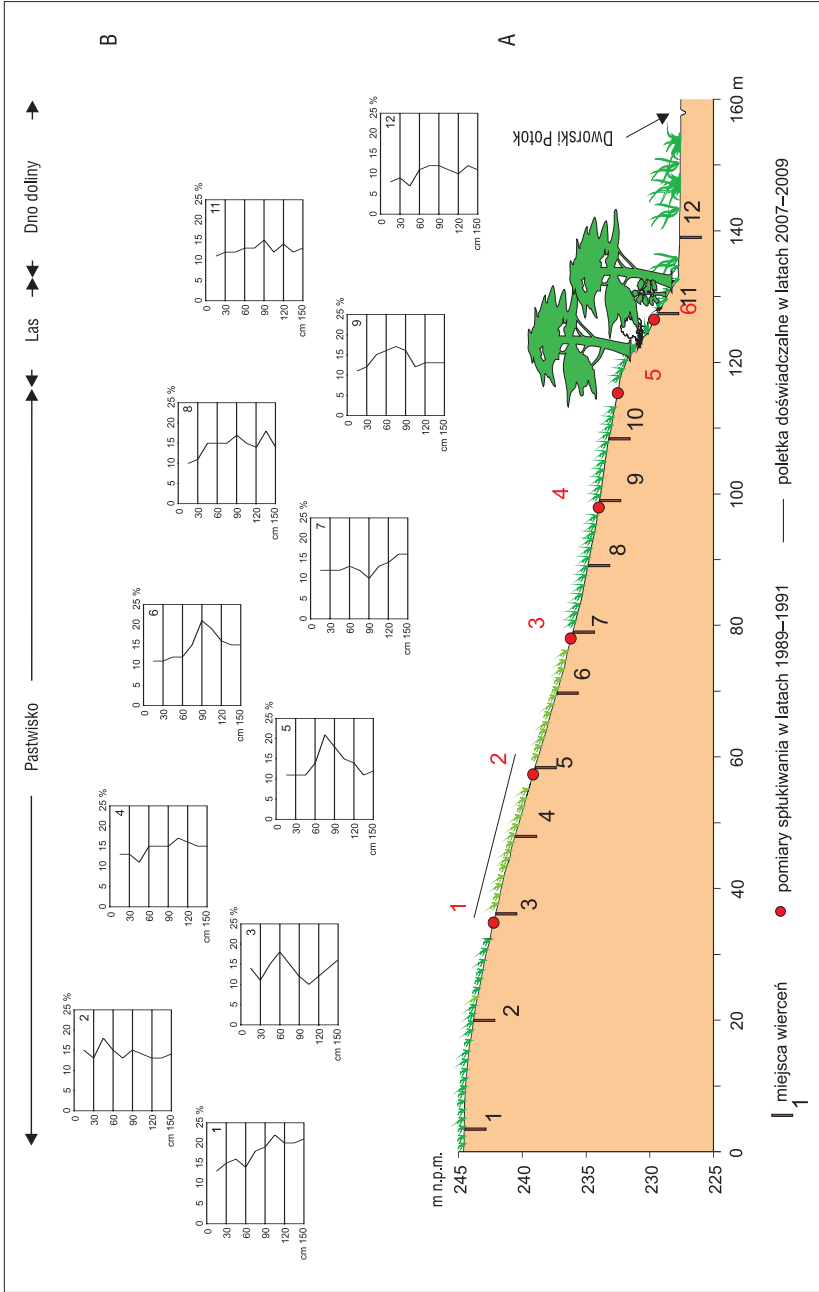
A



B



Rycina 18. Zlewnia Dworskiego Potoku – (A) gleby i (B) użytkowanie ziemi / Figure 18. Dworski Potok catchment – soils (A) and land use (B)



Rycina 19. Lokalizacja stanowisk pomiarowych (A) oraz zawartość iltu koloidalnego w wybranych profilach gleb prowich opadowo-glejowych (Stagnic Luvisol) w profilu podłużnym stoku doświadczalnego (B)

Figure 19. Location of the sampling sites (A) and colloidal clay content in selected Stagnic Luvisol profiles in the longitudinal profile of an experimental slope (B)

W okresie badań (1987–1991) większość gruntów na stokach i wierzchowinach zajmowały pastwiska (59,8%) oraz grunty orne (33,2%). Lasy zajmowały tylko 1,6% powierzchni zlewni. Pozostałe 11,5% stanowiły nieużytki (podmokłe łąki w dnie doliny) (Święchowicz 1992; 2002c).

Od roku 1997 stopniowo zmniejszała się powierzchnia użytków zielonych na korzyść gruntów ornych, by w roku 2002 osiągnąć stabilny układ, w którym większość powierzchni zajmują grunty orne (80,0%), wykorzystywane pod uprawy głównie rzepaku, buraków cukrowych i pszenicy. Powierzchnia podmokłych łąk w dnie doliny głównej i dolinach bocznych wynosi obecnie 16,5% (tab. 1; ryc. 18B). W maju 2005 r. w zlewni Dworskiego Potoku na stoku o ekspozycji południowej założono winnicę na powierzchni 0,3 ha, a w maju 2006 r. dosadzono kolejne sadzonki na powierzchni 0,7 ha. W latach 2008–2009 powierzchnię winnicy powiększono corocznie o 1 ha.

Użytkowanie zlewni Dworskiego Potoku przyspiesza erozję wodną, gdyż stoki w zlewni są orane i wykorzystywane pod uprawy głównie rzepaku, buraków cukrowych, kukurydzy i pszenicy. Rośliny trwale chroniące obszar przed erozją (łąki i lasy) zajmują niewielką powierzchnię w zlewni i występują w miejscach, które z racji niewielkiego nachylenia w małym stopniu są narażone na erozję. Łąki zajmują podmokłe dno doliny, a tylko w niektórych odcinkach koryta rosną krzewy, głównie wierzbowe i olchowe. Dna dolin nie są koszone ani spasane. Niewielkie powierzchnie zalesione występują głównie w strefie działu wodnego (ryc. 18B).

4.2. Czynniki zewnętrzne sprzyjające przekraczaniu progów geomorficznych

Głównym czynnikiem rozpoczynającym obieg wody w zlewni są opady atmosferyczne. Są one warunkiem koniecznym do zainicjowania erozji wodnej na stokach. Częstość występowania oraz natężenie procesów erozyjnych (rozbryzg, splukiwanie, erozja linijna) na stokach oraz w korytach potoków są zmienne w czasie i zróżnicowane w przestrzeni, tak jak zmienne i zróżnicowane jest wystąpienie opadów atmosferycznych. W klimacie umiarkowanym podlegają one wyraźnym zmianom sezonowym. Zima jest z reguły okresem niewielkiej aktywności procesów spowodowanych przez opady, wiosną i latem dynamika procesów jest największa, a jesień to zwykle okres stabilizacji procesów przy niewielkiej ich intensywności. Zdarzają się jednak wyjątki od tej reguły. Bywają lata o małej aktywności procesów geomorficznych w porze wiosennej i letniej, a zdarzenia ekstremalne mogą się pojawiać w miesiącach jesiennych. Niektóre z procesów mogą mieć charakter katastrofalny i powodować trwałe przekształcenie form rzeźby terenu oraz powodować szkody gospodarcze. Zdarzenia katastrofalne – zwykle spowodowane przez opady o dużym natężeniu i wydajności – występują jednak nieregularnie i sporadycznie.

Opady na terenie Polski wykazują dużą zmienność w przebiegu rocznym. Zwykle największe są w miesiącach letnich, a najmniejsze zimą. Udział opadów stałych w formie śniegu jest znacznie mniejszy niż opadów deszczu. Stosunek wysokości opadów śniegu do całkowitej sumy opadów rocznych, określanej jako współczynnik śnieżności (zaśnieżenia), wynosi na terenie Polski od 0,10 (Nizina Wielkopolska) do 0,24 (Tatry i Karkonosze) (Dębski 1970; Byczkowski 1996).

4.2.1. Opady atmosferyczne

Średnia roczna suma opadów wielolecia 1987–2009 wyniosła w badanej zlewni 665,9 mm. Najwięcej opadów zarejestrowano w roku hydrologicznym 2007 (814,1 mm), a najmniej w roku 2003 (442,1 mm) (ryc. 20A).

Zgodnie z klasyfikacją Zofii Kaczorowskiej (1962) liczba lat normalnych, o rocznej sumie opadów stanowiącej 90–110% średniej sumy z wielolecia, była w badanym 23-letnim okresie największa i wynosiła 11. Lat wilgotnych, o rocznej sumie opadów od 110 do 125% średniej sumy wieloletniej było 7. Lata suche zdarzały się bardzo rzadko, a rok bardzo suchy wystąpił tylko raz (tab. 2; ryc. 20A). Najmniejszą zmiennością charakteryzowały się sumy opadów w latach wilgotnych (C.V. = 3,5%), następnie w latach normalnych (C.V. = 7,9) i największą w latach suchych i skrajnie suchych (C.V. = 10,0). Lata 1996–2002 stanowiły najbardziej wilgotny okres w badanym wieloleciu.

Najwięcej opadów wystąpiło w półroczu letnim (V–X) i stanowiły one od 55,4% (1998) do 78,6% (1997) rocznej sumy opadów (tab. 3). Były to opady wyłącznie w postaci deszczu, podczas gdy w zimowym półroczu hydrologicznym opady atmosferyczne występowały zarówno w formie śniegu, jak i deszczu. Sumy opadów półroczu zimowego charakteryzowały się większą zmiennością. Udział opadów półroczu letniego w całkowitej sumie opadów był w kolejnych latach podobny, niezależnie od typu roku. W roku bardzo suchym opady półroczu letniego stanowiły 67,2%, w latach suchych od 59,5% do 71,0%, w latach normalnych od 61,0% do 77,6%, a w latach wilgotnych od 55,4% do 78,6%. Najmniejszą zmiennością sum opadu półroczu letniego charakteryzowały się opady w latach wilgotnych (C.V. = 9,6%), a w następnej kolejności w latach normalnych (C.V. = 11,6%) oraz w suchych i skrajnie suchych (C.V. = 13,8%). Zmienność sum opadów półroczu letniego i zimowego w latach suchych i bardzo suchym była prawie taka sama, w latach normalnych zmienność opadów półroczu zimowego była 1,5 razy większa, a w latach wilgotnych ponad trzykrotnie większa.

O rocznej sumie opadów w większym stopniu decyduje półrocze letnie, choć nie zawsze występuje zgodność między wilgotnością roku a wilgotnością półroczu letniego (tab. 2). Nie stwierdzono dużej rozbieżności między liczbą lat i półroczu normalnych, suchych i bardzo suchych, choć nie zawsze były to te same lata. W wieloleciu 1987–2009 wystąpiły natomiast lata, w których półrocze letnie mieściło się w kategorii bardzo wilgotnego, choć sam rok zgodnie z klasyfikacją Z. Kaczorowskiej (1962) był wilgotny. Stwierdzono 4 takie przypadki w wieloleciu (1996, 1997, 1999, 2007). Zdarzały się również sytuacje, kiedy rok klasyfikowany był jako suchy, a półrocze letnie jako normalne (2008) lub bardzo suche (1988) (tab. 2).

Opady atmosferyczne charakteryzowały się również dużą zmiennością sezonową (ryc. 21A). W wieloleciu 40% całkowitych opadów stanowiły opady letnie, 25,4% wiosny, 22,4% jesieni i 12,0% zimy. Największą zmiennością charakteryzowały się sumy opadów jesieni, a najmniejszą lata (tab. 4). W latach suchych i bardzo suchym największa zmienność sumy opadów była zimą (36,5%) i jesienią (29,6%), mniejsza latem (23,5%), a najmniejsza wiosną (12,2%). W latach normalnych największa zmienność sum opadów wystąpiła jesienią (39,7%), mniejsza latem (26,7%) i wiosną (24,7%), a najmniejsza zimą (20,6%). W latach wilgotnych natomiast największą zmiennością charakteryzowała się jesień (39,7%) i wiosna (31,7%), następnie zima (26,5%), a najmniejsza lato (18,0%).

Zaznacza się wyraźna różnica w wysokości średnich miesięcznych sum opadu w letnim i zimowym półroczu hydrologicznym. Półrocze zimowe charakteryzuje się niskimi



Rycina 20. Roczne sumy opadów (A) oraz sumy opadów w półroczu letnim (V–X) i zimowym (XI–IV) (B) (Łazy k. Bochni, 1987–2009)

Figure 20. Annual totals of precipitation (A) and totals of precipitation in summer (May–Oct.) and winter (Nov.–Apr.) half-years (B) (Łazy near Bochnia, 1987–2009)

(z minimum w lutym – 25,2 mm), a letnie wysokimi (z maksimum w czerwcu – 100,0 mm) miesięcznymi sumami opadów (ryc. 21B). Największa zmienność miesięcznych sum opadów w latach hydrologicznych 1987–2009 wystąpiła w kwietniu (66,9%) i w październiku (62,3%), a najmniejsza w maju (34,6%). Równie dużą zmiennością charakteryzowały się miesiące letnie (czerwiec i lipiec) oraz jesienne (wrzesień). W pozostałych miesiącach

Tabela 2. Klasyfikacja opadów rocznych i półrocznych 1987–2009 w Łazach według typologii Z. Kaczorowskiej (1962)

Table 2. Classification of rainfalls in hydrological years and half-years 1987–2009 at Łazy according to Z. Kaczorowska (1962)

Lp.	Klasy roku	Kryterium [% średniej sumy wieloletniej] ¹	Wartość progowa rocznej sumy opadów [mm]	Liczba przypadków	Rok wystąpienia	Klasy półrocza	Kryterium [% średniej sumy wieloletniej] ²	Wartość progowa sumy opadów półrocza letniego [mm]	Liczba przypadków	Rok wystąpienia
1	skrajnie suchy	<50	RSO<333,0	-	-	skrajnie suche	<50	SOPL<229,2	-	-
2	bardzo suchy	50–74	333,0<RSO<499,3	1	2003	bardzo suche	50–74	229,2< SOPL <343,7	2	1988, 2003
3	suchy	75–89	499,4<RSO<599,2	4	1988, 1990, 1993, 2008	suche	75–89	343,8< SOPL <412,5	4	1990, 1993, 1995, 2004
4	normalny	90–110	599,3<RSO<732,5	11	1987, 1989, 1991, 1992, 1994, 1995, 2000, 2002, 2004, 2005, 2006	normalne	90–110	412,6< SOPL <504,2	10	1987, 1989, 1991, 1992, 1994, 1998, 2000, 2005, 2006, 2008
5	wilgotny	110–125	732,6<RSO<832,4	7	1996, 1997, 1998, 1999, 2001, 2007, 2009	wilgotne	110–125	504,3< SOPL <573,0	3	2001, 2002, 2009
6	bardzo wilgotny	126–150	832,5<RSO<998,9	-	-	bardzo wilgotne	126–150	573,1< SOPL <687,6	4	1996, 1997, 1999, 2007
7	skrajnie wilgotny	>150	RSO>998,9	-	-	skrajnie wilgotne	>150	SOPL >687,6	-	-

1 – średnia roczna suma opadów z wielolecia 1987–2009 wynosiła 665,9 mm; RSO – roczna suma opadów;

2 – średnia suma opadów półrocza letniego z wielolecia 1987–2009 wynosiła 458,4 mm; SOPL – suma opadów półrocza letniego.

1 – average annual rainfall in 1987–2009 hydrological years amounted to 665.9 mm; RSO – annual totals of precipitation,

2 – average summer half-year rainfall in 1987–2009 hydrological years amounted to 458.4 mm; SOPL – summer half-year totals of precipitation.

Tabela 3. Sumy opadów roczne (XI–X), półrocza zimowego (XI–IV) i półrocza letniego (V–X) (Łązy k. Bochni, 1987–2009)

Table 3. Annual (Nov.–Oct.), winter half-year (Nov.–Apr.) and summer half-year (May–Oct.) totals of precipitation (Łązy near Bochnia, 1987–2009)

Rok	Roczna suma opadów (XI–X)	Suma opadów półrocza zimowego (XI–IV)		Suma opadów półrocza letniego (V–X)	
	[mm]	[mm]	[%]	[mm]	[%]
1987	608,7	185,3	30,4	423,4	69,6
1988	511,7	207,0	40,5	304,7	59,5
1989	711,1	208,0	29,3	503,1	70,7
1990	514,6	168,6	32,8	346,0	67,2
1991	631,3	168,4	26,7	462,9	73,3
1992	623,2	205,5	33,0	417,7	67,0
1993	540,4	190,4	35,2	350,0	64,8
1994	722,0	278,9	38,6	443,1	61,4
1995	599,7	218,5	36,4	381,2	63,6
1996	773,8	186,2	24,1	587,6	75,9
1997	739,3	158,0	21,4	581,3	78,6
1998	798,8	356,2	44,6	442,6	55,4
1999	765,7	184,5	24,1	581,2	75,9
2000	697,3	272,2	39,0	425,1	61,0
2001	799,6	278,2	34,8	521,4	65,2
2002	725,4	162,3	22,4	563,1	77,6
2003	442,1	145,2	32,8	296,9	67,2
2004	604,3	206,3	34,1	398,0	65,9
2005	631,7	166,6	26,4	465,1	73,6
2006	712,8	223,7	31,4	489,1	68,6
2007	814,1	230,9	28,4	583,2	71,6
2008	585,3	170,0	29,0	415,3	71,0
2009	763,0	201,6	26,4	561,4	73,6
Średnia	665,9	207,5	31,2	458,4	68,8
S.D. [mm]	104,6	49,4	6,1	90,7	6,1
C.V. [%]	15,7	23,8	19,5	19,8	8,8

S.D. – odchylenie standardowe, C.V. – współczynnik zmienności. / S.D. – standard deviation, C.V. – variation coefficient.

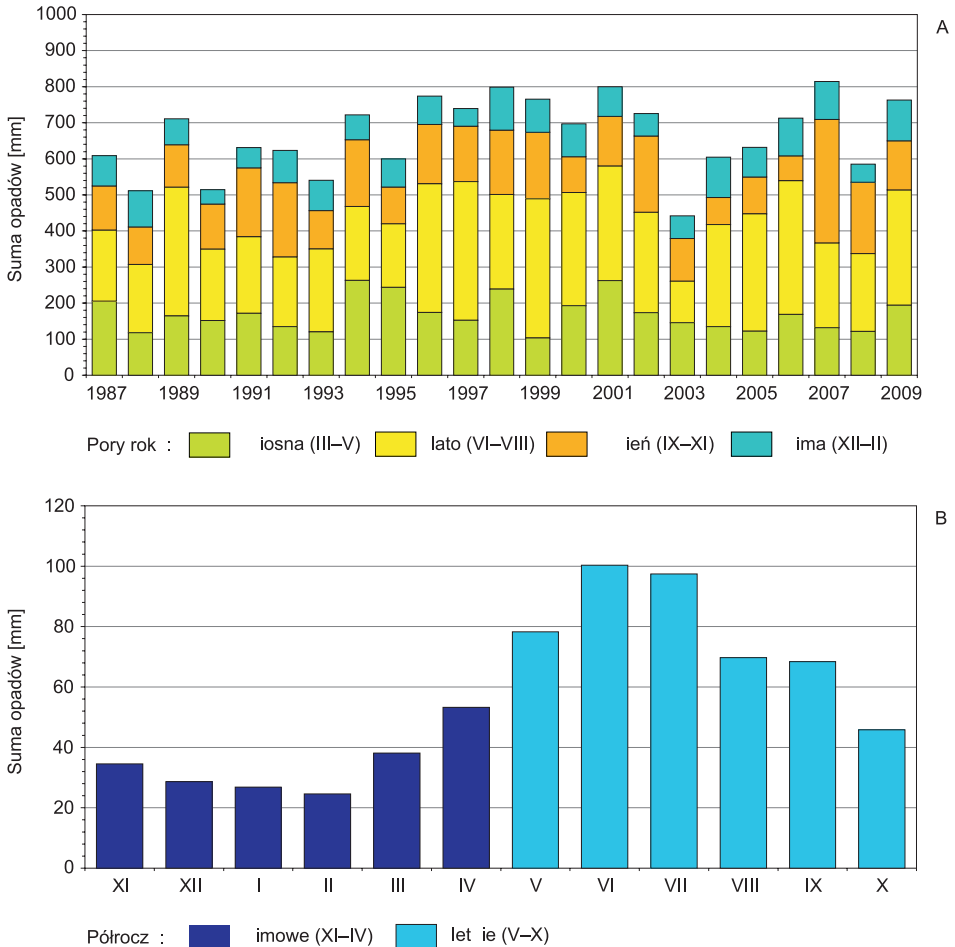
Tabela 4. Sumy opadów jesieni (IX–XI), zimy (XII–II), wiosny (III–V) i lata (VI–VIII) (Łązy k. Bochni, 1987–2009)

Table 4. Totals of precipitation in autumn (Sept.–Nov.), winter (Dec.–Feb.), spring (March–May) and summer (July–Aug.) (Łązy near Bochnia, 1987–2009)

Rok	Roczna suma opadów (XI–X)	Jesień (IX–XI)		Zima (XII–II)		Wiosna (III–V)		Lato (VI–VIII)	
	[mm]	[mm]	[%]	[mm]	[%]	[mm]	[%]	[mm]	[%]
1987	608,7	122,0	20,1	83,8	13,8	205,4	33,7	197,5	32,4
1988	511,7	104,2	20,4	100,6	19,6	117,8	23,0	189,1	37,0
1989	711,1	118,1	16,6	72,1	10,2	164,5	23,1	356,4	50,1
1990	514,6	125,2	24,3	40,1	7,8	151,7	29,5	197,6	38,4
1991	631,3	190,6	30,2	56,5	9,0	171,8	27,2	212,4	33,6
1992	623,2	206,3	33,1	89,1	14,3	134,6	21,6	193,2	31,0
1993	540,4	106,3	19,7	84,2	15,6	120,1	22,2	229,8	42,5
1994	722,0	185,1	25,6	69,0	9,6	263,1	36,4	204,8	28,4
1995	599,7	101,7	17,0	78,0	13,0	243,7	40,6	176,3	29,4
1996	773,8	164,4	21,3	78,3	10,1	174,4	22,5	356,7	46,1
1997	739,3	153,2	20,7	49,1	6,6	152,1	20,6	384,9	52,1
1998	798,8	178,4	22,3	119,4	15,0	238,8	29,9	262,2	32,8
1999	765,7	184,4	24,1	91,9	12,0	103,1	13,5	386,3	50,4
2000	697,3	99,3	14,2	91,2	13,1	193,0	27,7	313,8	45,0
2001	799,6	137,0	17,1	81,9	10,2	262,1	32,8	318,6	39,9
2002	725,4	211,6	29,2	62,4	8,6	173,5	23,9	277,9	38,3
2003	442,1	118,4	26,8	62,9	14,2	145,8	33,0	115,0	26,0
2004	604,3	74,8	12,4	111,5	18,5	134,6	22,3	283,4	46,9
2005	631,7	101,8	16,1	82,2	13,0	122,4	19,4	325,3	51,5
2006	712,8	68,6	9,6	104,7	14,7	168,7	23,7	370,8	52,0
2007	814,1	342,0	42,0	104,9	12,9	131,6	16,2	235,6	28,9
2008	585,3	197,7	33,8	50,5	8,6	121,8	20,8	215,3	36,8
2009	763,0	135,6	17,8	113,3	14,8	194,0	25,4	320,1	42,0
Średnia	665,9	149,0	22,4	81,6	12,2	169,1	25,4	266,2	40,0
S.D. [mm]	104,6	59,7	7,6	21,7	3,3	47,3	6,6	77,1	8,5
C.V. [%]	15,7	40,1	34,0	26,6	27,0	28,0	25,6	29,0	21,3

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

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



Rycina 21. Sumy opadów w porach roku (A) oraz średnie miesięczne sumy opadów (B) (Łazy k. Bochni, 1987–2009)
 Figure 21. Seasonal totals of precipitation (A) and mean monthly totals of precipitation (B) (Łazy near Bochnia, 1987–2009)

wartości współczynnika zmienności były podobne (tab. 5). Maksymalne miesięczne sumy opadów najczęściej występowały w latach wilgotnych (7 przypadków) i normalnych (5 przypadków).

Siła związku między rocznymi sumami opadów w wieloleciu 1987–2009 a sumami opadów letniego półrocza hydrologicznego była bardzo wysoka ($r = 0,88$) (ryc. 22A). Oznacza to, że o wysokości rocznych sum opadów, jak należało się spodziewać decydowały miesiące letnie. Jeszcze wyraźniej zależność tę potwierdza związek między rocznymi sumami opadu a sumami opadu pół roku. Najwyższą korelację stwierdzono w lecie ($r = 0,69$) (ryc. 22B).

W latach hydrologicznych 1987–2009 średnio w roku wystąpiło 168 dni z opadem. Najniższą (142), jak i najwyższą (201) ich liczbę stwierdzono w latach wilgotnych

Tabela 5. Średnie miesięczne sumy opadów (Łazy k. Bochni, 1987–2009)

Table 5. Average monthly precipitation totals (Łazy near Bochnia, 1987–2009)

Mieiąc	1987–2009			
	[mm]	[%]		
XI	34,7	5,2	14,0	40,4
XII	29,4	4,4	13,3	45,3
I	27,0	4,1	12,5	46,2
II	25,2	3,8	11,4	45,2
III	38,2	5,7	18,7	49,0
IV	53,0	8,0	35,5	66,9
V	77,9	11,7	26,9	34,6
VI	100,0	15,0	60,4	60,4
VII	96,7	14,5	58,2	60,2
VIII	69,6	10,4	32,9	47,3
IX	68,4	10,3	40,4	59,0
X	45,8	6,9	28,6	62,3
XI–X	665,9	100,0	104,6	15,7
XI–IV	207,5	31,2	49,4	23,8
V–X	458,4	68,8	90,7	19,

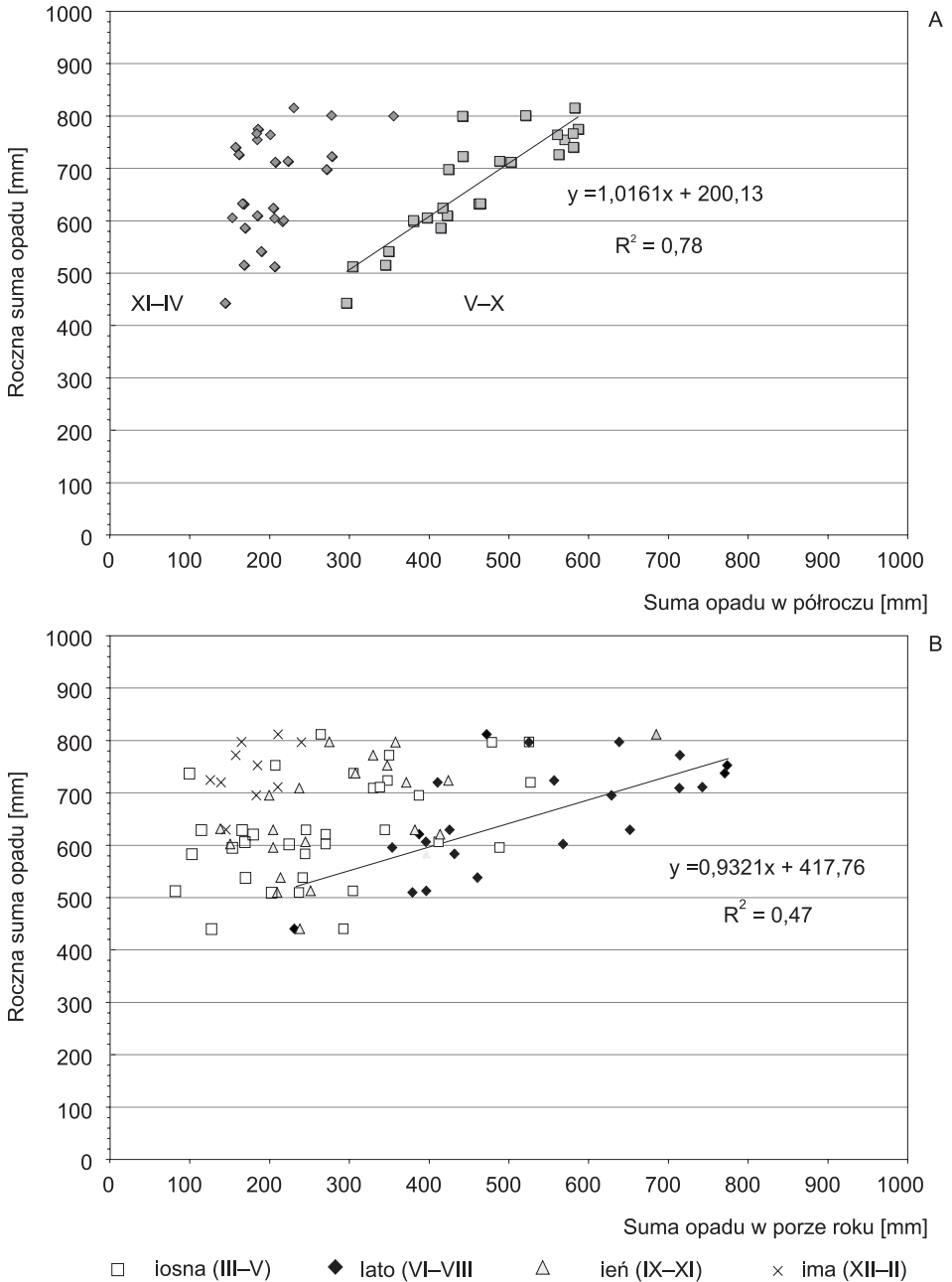
S.D. – odchylenie standardowe, C.V. – współczynnik zmienności.

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

(ryc. 23). Liczba dni z opadem była najbardziej zróżnicowana w latach wilgotnych (od 142 do 201), znacznie mniej w latach normalnych (od 152 do 186) i suchych (od 147 do 175). Średnia liczba dni z opadem w półroczu zimowym była zdecydowanie większa (100,2) niż w półroczu letnim (67,8). W półroczu letnim jednak odznaczała się większą zmiennością w wieloleciu.

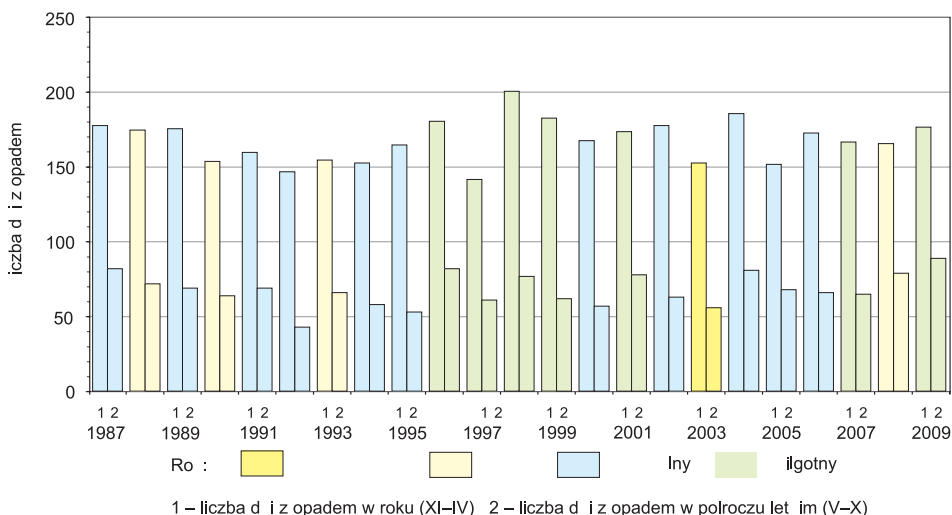
Średnia miesięczna liczba dni z opadem zmieniała się nieznacznie – od 11,8 (wrzesień) do 15,7 (marzec). Znacznie większą zmiennością charakteryzowała się ich liczba w kolejnych miesiącach w poszczególnych latach. Największe współczynniki zmienności były w półroczu letnim w październiku (41,0%) i wrześniu (39,1%), a w półroczu zimowym w styczniu (28,1%) i grudniu (31,0%) (tab. 6).

W latach hydrologicznych 1987–2009 zdecydowanie dominowały dni z opadem bardzo słabym (0–1mm) i słabym (1–5 mm); stanowiły one 76,8% wszystkich dni z opadem (ryc. 24). Wraz ze wzrostem sumy opadów zmniejszała się ich częstość. Dni z opadem umiarkowanym (1,1–5,0 mm) i umiarkowanie silnym (5,1–10,0 mm) stanowiły odpowiednio 13,1 i 6,8% liczby dni z opadem. Dni z opadem silnym (20,1–30,0 mm) stanowiły tylko 2,1%, a z opadem bardzo silnym (powyżej 30,1 mm) zaledwie 1,2%.



Rycina 22. Sumy opadów letniego (V-X) i zimowego (XI-IV) półroczia hydrologicznego (A) oraz sumy opadów wiosny (III-V), lata (VI-VIII), jesieni (IX-XI) i zimy (XII-II) (B) vs roczna suma opadów (Łazy k. Bochni, 1987-2009)

Figure 22. Summer (May-Oct.) and winter (Nov.-Apr.) half-year precipitation totals (A) and spring (March-May), summer (June-Aug.), autumn (Sep.-Nov.) and winter (Dec.-Feb.) totals of precipitation (Łazy near Bochnia, 1987-2009)



Rycina 23. Liczba dni z opadem w roku (XI–X) oraz w półroczach zimowym (XI–IV) i letnim (V–X) (Łązy k. Bochni, 1987–2009)

Figure 23. Number of days with precipitation in hydrological years (Nov.–Oct.) and in summer (May–Oct.) and winter (Nov.–Apr.) half-years (Łązy near Bochnia, 1987–2009)

Tabela 6. Liczba dni z opadem (Łązy k. Bochni, 1987–2009)

Table 6. Number of days with precipitation (Łązy near Bochnia, 1987–2009)

ie iąc	Liczba d i z opade					
	Śred ia	Maksymalna	i imalna	Ma . – i .		
XI	15,2	23	8	15	4,0	26,0
XII	14,7	23	5	18	4,5	31,0
I	14,9	24	6	18	4,2	28,1
II	14,4	21	8	13	3,8	26,1
III	15,7	24	7	17	4,1	26,3
IV	13,0	18	1	17	4,3	32,6
V	13,9	21	10	11	3,0	21,6
VI	14,2	21	6	15	4,5	31,5
VII	14,3	20	5	15	4,4	30,8
VIII	12,2	19	7	12	3,6	29,2
IX	11,8	23	6	17	4,6	39,1
X	13,6	24	4	20	5,6	41,0
Rok	168,0	201	142	59	14,3	8,

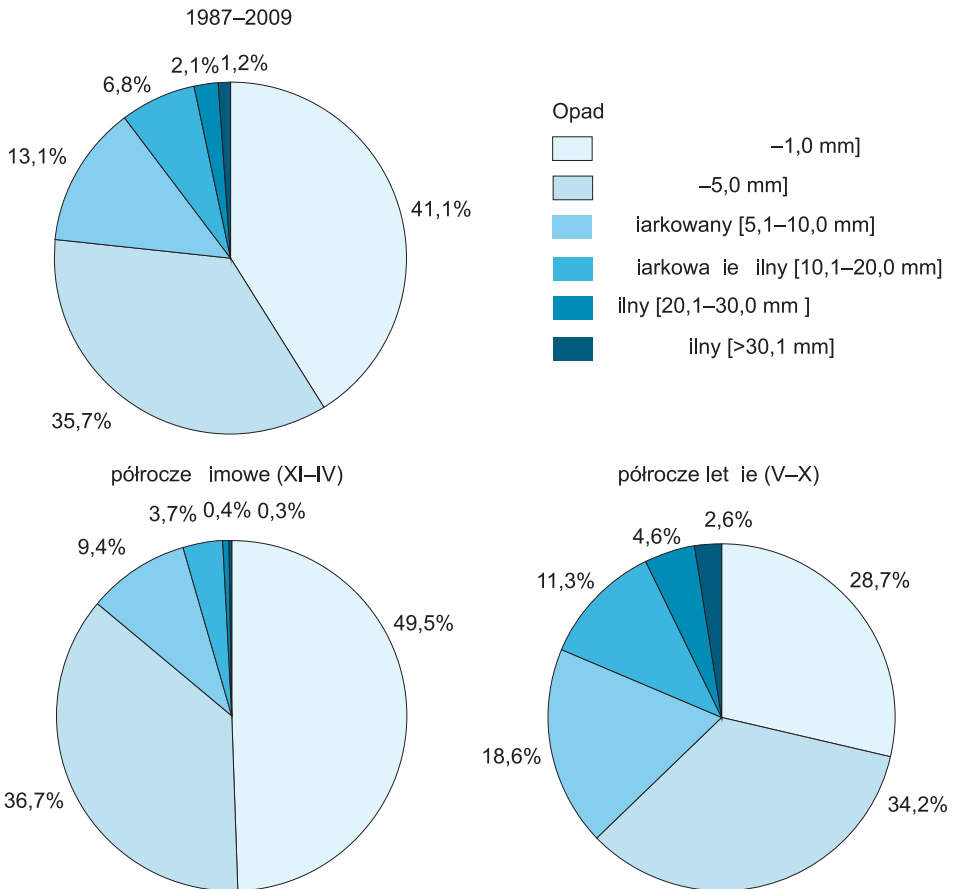
S.D. – odchylenie standardowe, C.V. – współczynnik zmienności.

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

Liczba dni z opadem słabym i bardzo słabym była większa w półroczu zimowym (86,2%), natomiast z opadem silnym i bardzo silnym znikoma (0,7%). W półroczu letnim opady były bardziej zróżnicowane. Dni z opadem o najniższych sumach (poniżej 5 mm) stanowiły tylko 62,9%, natomiast liczba dni z opadem silnym i bardzo silnym wynosiła aż 7,2% (ryc. 24).

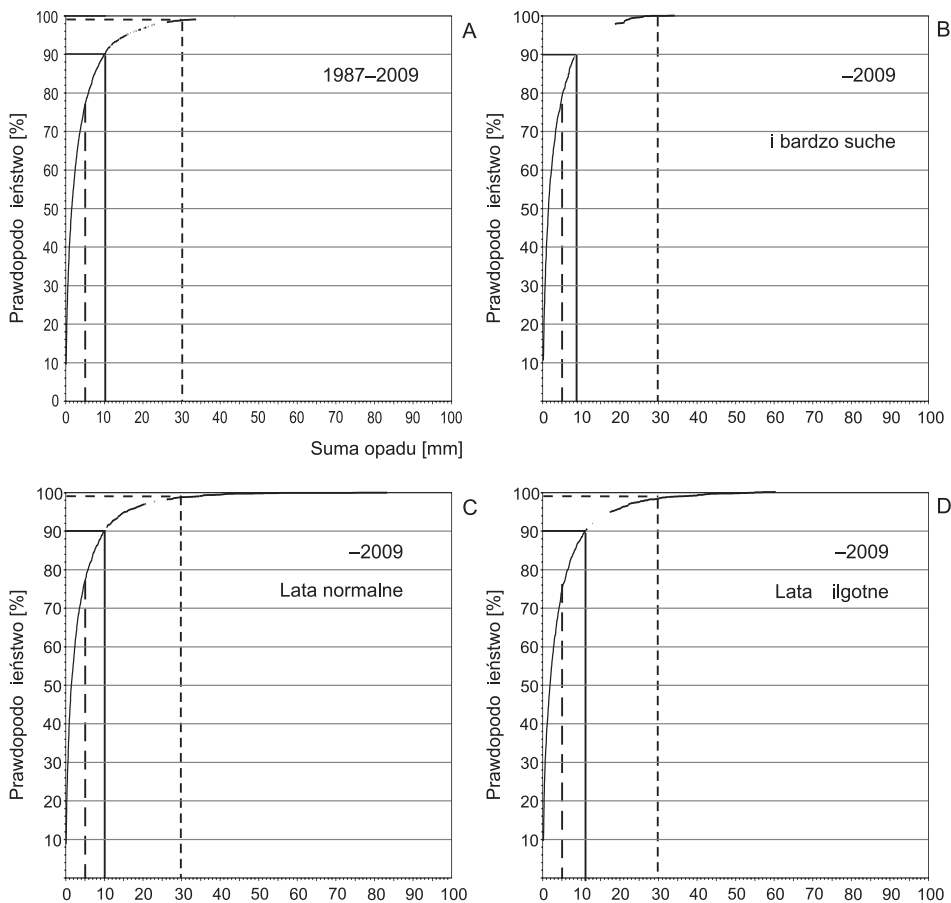
Opady silne i bardzo silne występowały głównie w miesiącach letnich, natomiast w ogóle nie występowały od listopada do lutego. Opady silne (20,1–30,0 mm) najczęściej były w lipcu (7%) i sierpniu (5%), a bardzo silne (powyżej 30,1 mm) w czerwcu (15%), maju (8%) i lipcu (8%).

Prawdopodobieństwo opadu o wysokości poniżej 1 mm wynosi 41,2%, czyli co trzeci opad to opad bardzo słaby. Prawdopodobieństwo wystąpienia opadu poniżej 10 mm wynosi blisko 90%. Opady silne i bardzo silne należą do rzadkości. Ich prawdopodobieństwo wystąpienia wynosi zaledwie 2% i 1,2% (ryc. 25A).



Rycina 24. Częstość [%] dni z opadem o różnej sumie [mm] w roku i półroczach (Łazy k. Bochni, 1987–2009)

Figure 24. Frequency [%] of days with precipitation of a given amount [mm] in a year and in half-years (Łazy near Bochnia, 1987–2009)

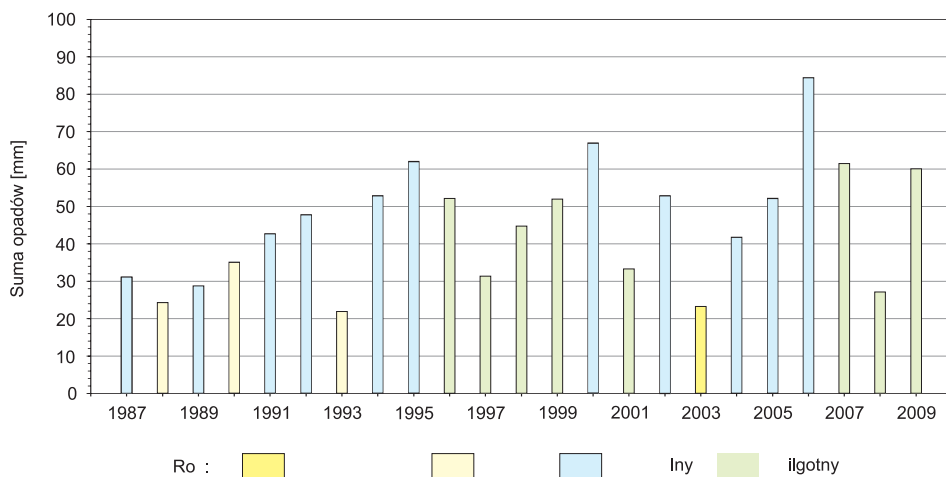


Rycina 25. Całkowite prawdopodobieństwo [%] wystąpienia dni z opadem o określonej sumie [mm] (Łązy k. Bochni, 1987–2009)

Figure 25. Total probability [%] of occurrence of days with precipitation of a given amount (Łązy near Bochnia, 1987–2009)

Zaznacza się pewne zróżnicowanie częstości dni z opadem o określonej wysokości w zależności od stopnia wilgotności roku. Ogólnie prawdopodobieństwo wystąpienia opadów poniżej zadanej wartości nieznacznie się obniża, a powyżej zadanej wartości rośnie w miarę wzrostu rocznych sum opadu. Prawdopodobieństwo wystąpienia opadów silnych (powyżej 30 mm) w latach suchych i bardzo suchym wynosiło zaledwie 0,1%, a w latach normalnych 1,2%, a latach wilgotnych aż 1,8% (ryc. 25B, C, D).

W latach hydrologicznych 1987–2009 maksymalne dobowe sumy opadów w roku zmieniały się w szerokim zakresie od 21,0 mm do 83,4 mm. Najniższe z nich wystąpiły w latach suchych i bardzo suchym, kiedy wynosiły od 21,0 do 34,1 mm. W latach wilgotnych zmieniały się od 30,3 mm do 60,4 mm, a w latach normalnych d 27,9 do 83,4 mm (ryc. 26). Maksymalne opady dobowe zwykle występowały w półroczu letnim, najczęściej



Rycina 26. Maksymalne opady dobowe (Łązy k. Bochni, 1987–2009)

Figure 26. Maximum daily totals of precipitation (Łązy near Bochnia, 1987–2009)

w czerwcu (7 przypadków) i maju (5 przypadków). W wieloletniu były tylko dwa przypadki, kiedy maksymalne opady dobowe wystąpiły w półroczu zimowym. Było to w bardzo suchym roku 1993, kiedy maksymalny opad dobowy o sumie zaledwie 21 mm wystąpił w marcu, oraz w wilgotnym 2001 r., w którym maksymalny opad dobowy o sumie 32,5 mm wystąpił w kwietniu.

Przedstawiona charakterystyka warunków opadowych w zlewni Dworskiego Potoku oparta na standardowych pomiarach dobowych sum opadu za pomocą deszczomierza Hellmanna nie jest wystarczająca do poznania przebiegu i intensywności procesów erozyjnych w obszarach użytkowanych rolniczo. Sumy dobowe nie uwzględniają bowiem rzeczywistej częstości występowania różnej wielkości opadów oraz zmienności czasu ich trwania i natężenia w danym okresie (Wit-Jóźwik 1977; Świąchowicz 1995; 2000a, b; Twardzosh 2000, 2005).

O skuteczności erozyjnej deszczów decyduje przede wszystkim energia kinetyczna spadających kropeł deszczu (Wischmeier, Smith 1958, 1978; Morgan 2005). Również w okresie wiosennym opady deszczu przyspieszają topnienie pokrywy śnieżnej. I podobnie jak w przypadku procesów erozyjnych, o dynamice topnienia śniegu w pierwszej kolejności decyduje energia kinetyczna spadających kropeł deszczu, rozbijających i rozdrabniających skonsolidowaną warstwę śniegu (Licznar, Rojek 2002).

Poznanie szczegółowych parametrów opadu, a zwłaszcza jego potencjalnej erozyjności, ma podstawowe znaczenie w prawidłowej ocenie roli erozji wodnej w obszarach użytkowanych rolniczo (Wishmeier, Smith 1958, 1978; Ateshian 1974; Arnoldus 1980; Zanchi, Torri 1980; Richardson i in. 1983; Isto, McCool 1986; Pauwelyn i in. 1988; Williams, Sheridan 1991; Coutinho, Thomas 1994; Renard, Freimund 1994; Obi, Salako 1995; Oduro-Afriyie 1996; Kinnel 1998; Renschler i in. 1999; Torri i in. 1999; Mannaerts, Gabriels 2000; Qi i in. 2000; Loureiro, Coutinho 2001; Uson, Ramos 2001; Yu i in. 2001; Van Dijk i in. 2002b; Salles i in. 2002; Diodato 2004, 2005; Petkovšek, Mikoš 2004; Silva da 2004; Davison i in. 2005; Fornis i in. 2005; Jiongxin 2005; Licznar 2005; Nyssen i in. 2005;

Busnell i in. 2006; Parsons, Stone 2006; Rejman 2006; Marques i in. 2007; Munka i in. 2007; Yin i in. 2007; Capolongo i in. 2008; Salako 2008; Scholz i in. 2008; Shamshad i in. 2008; Diodato, Belocchi 2009; Elangovan, Seetharaman 2011).

Dlatego na podstawie materiałów pluwiograficznych półrocza letniego wyróżniono deszcze potencjalnie erozyjne zgodnie z kryterium modelu USLE i przeprowadzono ich szczegółową charakterystykę, uwzględniając takie parametry, jak warstwa (*depth*), czas trwania (*duration*), maksymalne natężenie 30-minutowe (*30-minute maximum intensity*), energia kinetyczna (*kinetic energy*) oraz potencjalna erozyjność (*rainfall erosivity*).

W latach 1987–2009 w półroczu letnim wystąpiło 212 deszczy potencjalnie erozyjnych, wyróżnionych zgodnie z kryterium USLE. Wśród nich 209 miało warstwę opadu (P) równą lub wyższą od 12,7 mm, a tylko 3 niższą od 12,7 mm, ale ich natężenie przekraczało $6,3 \text{ mm} \cdot 15 \text{ min}^{-1}$. Deszcze te były oddzielone od siebie co najmniej 6-godzinną przerwą. Liczba deszczy potencjalnie erozyjnych była zdecydowanie mniejsza od ogólnej liczby dni z opadem. W półroczu letnim było średnio 67,8 dni z opadem, a dni z deszczami potencjalnie erozyjnymi tylko 9,2. Z pewnym uproszczeniem można stwierdzić, że w co 7. dniu z opadem mógł się zdarzyć deszcz potencjalnie erozyjny. Najwięcej takich deszczy zdarzyło się w latach wilgotnych (średnio 11,9), mniej w latach normalnych (średnio 9,4 przypadków), a najmniej w latach suchych i bardzo suchym (średnio 5 przypadków).

Deszcze erozyjne występowały głównie w miesiącach letnich (lipiec, czerwiec i sierpień) i wiosennych (maj), najmniej natomiast jesienią. Wystąpienie deszczy potencjalnie erozyjnych w poszczególnych miesiącach w wieloleciu charakteryzowało się bardzo dużą zmiennością, zwłaszcza w czerwcu, październiku i lipcu (tab. 7).

Suma opadów półrocza letniego wykazywała silny związek z liczbą przypadków deszczy erozyjnych wyróżnionych zgodnie z kryterium USLE (ryc. 27). Był on najsilniejszy w latach normalnych, silny w latach suchych i bardzo suchym, a przeciętny w latach wilgotnych.

Tabela 7. Średnia miesięczna liczba deszczy erozyjnych w letnim półroczu hydrologicznym (V–X) (Łazy k. Bochni, 1987–2009)

Table 7. Average monthly number of erosive rains in summer half-year (May–Oct.) (Łazy near Bochnia, 1987–2009)

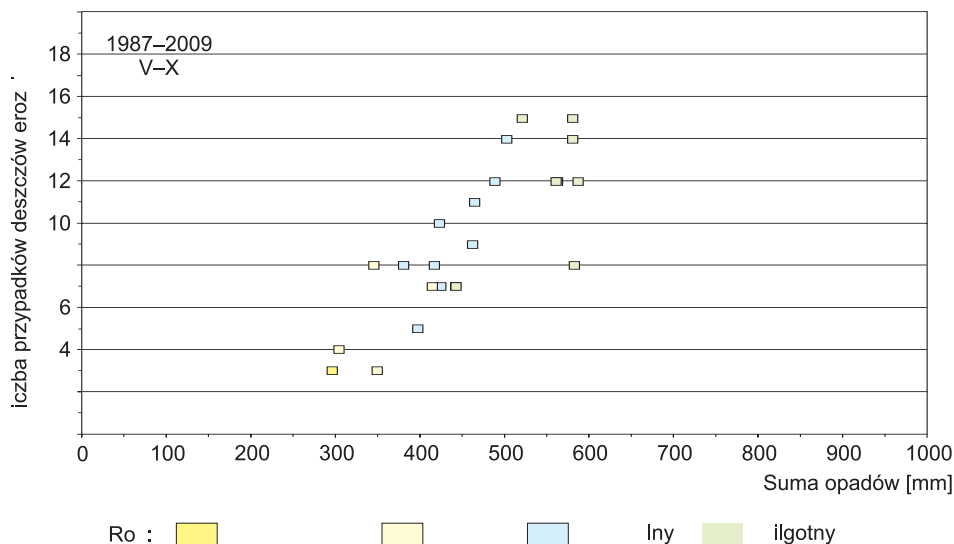
Mieiąc	Liczba deszczy eroz		S.D.	C.V.
	Średnia	Maks.		
V	1,5	3	0,8	53,3
VI	2,1	6	1,8	85,1
VII	2,2	7	1,8	80,8
VIII	1,5	4	1,0	69,2
IX	1,3	3	0,6	44,3
X	0,6	2	0,5	85,5
V–X	9,2	2,	3,7	39,9

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

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

Warstwa (inaczej wysokość) pojedynczych deszczy erozyjnych (mm) zmieniała się w bardzo szerokim zakresie – od 6,4 do 94 mm. Ponad połowa wszystkich wyróżnionych deszczy miała warstwę opadu niższą niż 21,3 mm. Deszcze do 29,3 mm stanowiły 75% wszystkich przypadków, a tylko 10% stanowiły te powyżej 42,5 mm (ryc. 28A). W latach suchych i bardzo suchym wartość percentyla 90% wynosiła 31,5 mm, a latach normalnych i wilgotnych odpowiednio 42,7 mm i 43,8 mm (ryc. 28 B, C, D).

Deszcze erozyjne charakteryzowały się również zmiennym czasem trwania. Opady krótkie, trwające do 5 godzin, stanowiły 38,4% wszystkich przypadków, 10% przypadków natomiast



Rycina 27. Suma opadów półrocza letniego vs liczba przypadków deszczów erozyjnych (Łązy k. Bochni, 1987–2009)

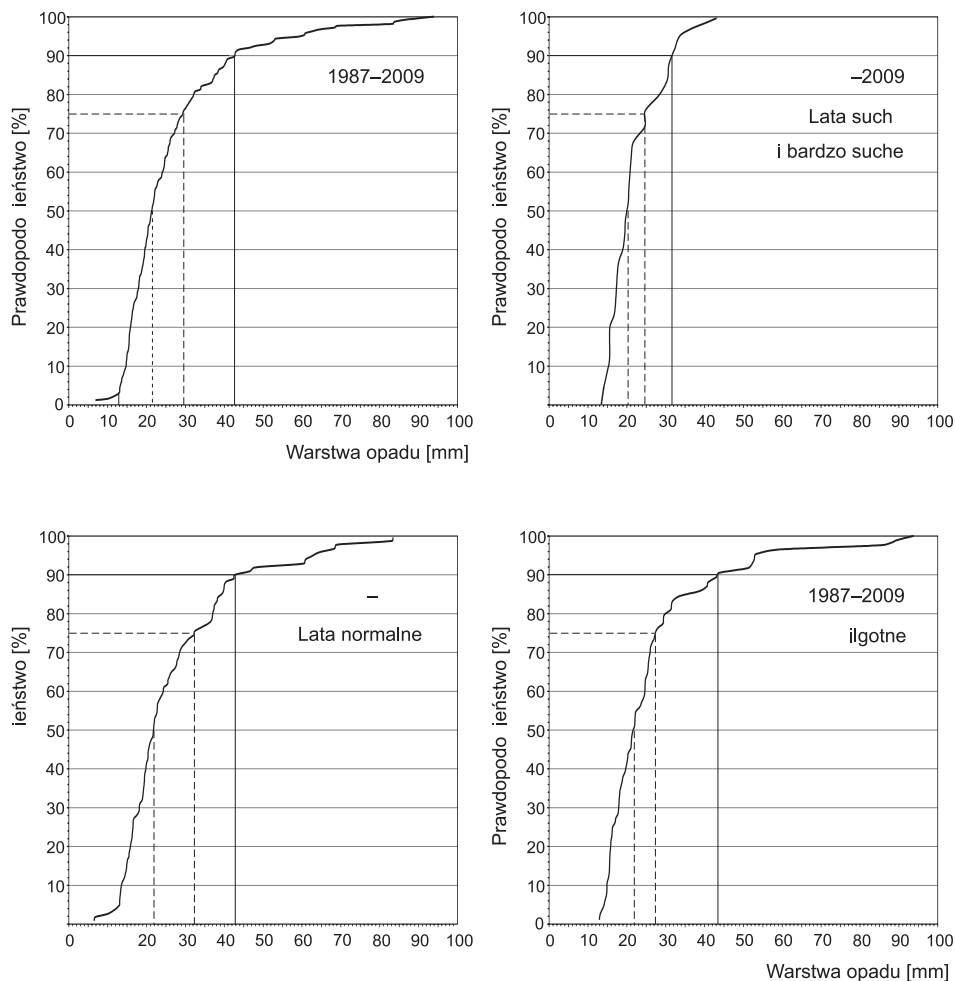
Figure 27. Summer half-year totals of precipitation vs number of erosive rains (Łązy near Bochnia, 1987–2009)

stanowiły deszcze o czasie trwania powyżej 20 godzin (ryc. 29A). W latach suchych i bardzo suchym wartość percentyla 90% wynosiła 24 godziny (ryc. 29B), a latach normalnych i wilgotnych odpowiednio 20 i 16 godzin (ryc. 29C, D).

Obliczono zależność wskaźnika erozyjności deszczów (EI_{30}) od warstwy deszczu (P) w odniesieniu do wszystkich wyróżnionych deszczów erozyjnych. Najlepsze dopasowanie dało zastosowanie funkcji potęgowej. Współczynnik korelacji (r) wyniósł 0,51 (ryc. 30). Wartość współczynnika (r) była niska, ale zbliżona do wartości w podobnych związkach obliczonych w odniesieniu do stacji meteorologicznych Puławy, Sandomierz, Limanowa (Banasik, Górski 1990, 1993), Wrocław-Swojec (Licznar, Rojek 2002), Puczniew (Baryła 2004). Otrzymane w ten sposób równania stosuje się do obliczania erozyjności deszczów nieposiadających zapisu pluwiograficznego. Mimo małych różnic wartości współczynnika, należy z dużą ostrożnością szacować potencjalną erozyjność deszczów na podstawie tylko parametru wysokości (warstwy), ponieważ przy bardzo zbliżonych sumach opadu indywidualna erozyjność deszczów może bardzo się różnić.

Na erozyjność opadu bardzo duży wpływ miało jego maksymalne natężenie w ciągu 30 minut (parametr I_{30}). Siła związku między tymi zmiennymi była wysoka ($r = 0,90$). Najlepsze dopasowanie dało zastosowanie funkcji potęgowej (ryc. 31).

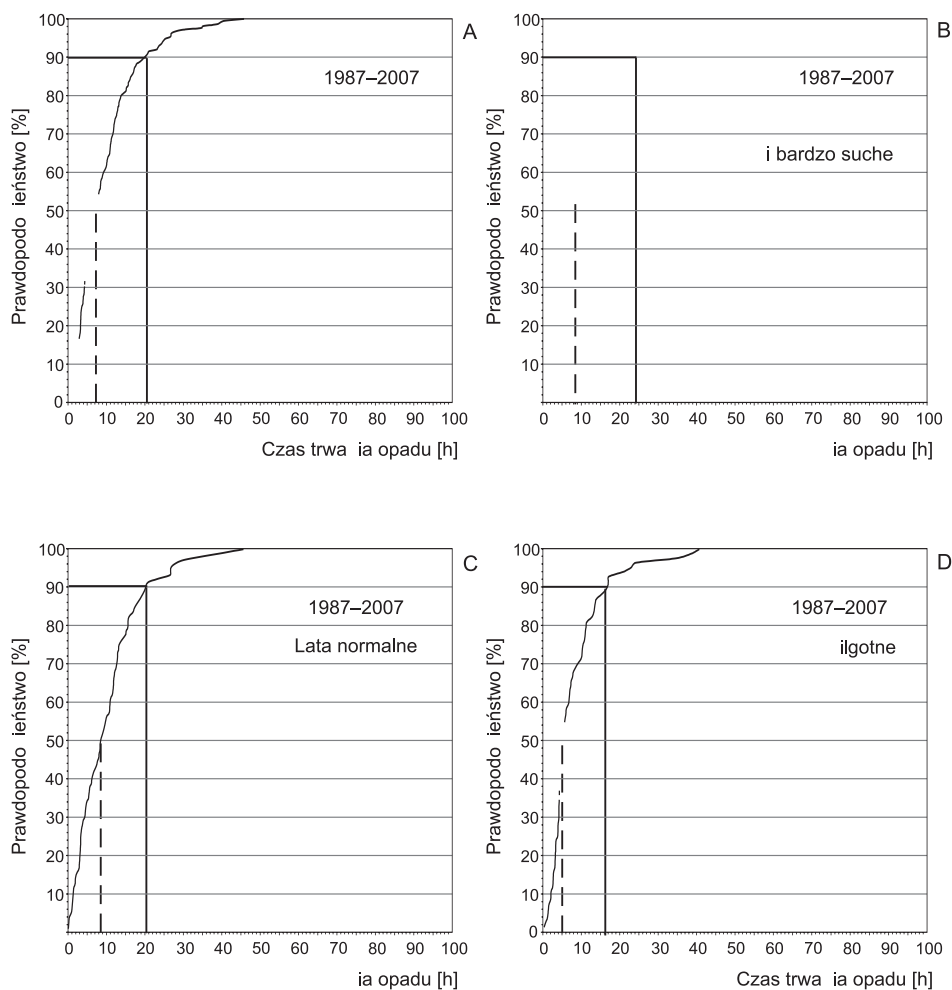
Wskaźnik erozyjności pojedynczych deszczów zmieniał się w szerokich granicach – od 2,32 do 3355,4 $\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$. Im wyższa wartość wskaźnika erozyjności deszczu, tym mniejsze jego całkowite prawdopodobieństwo wystąpienia. Mimo dużego zróżnicowania wartości wskaźnika EI_{30} , najczęściej zdarzały się deszcze o bardzo małej erozyjności – do 100 $\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$, które stanowiły 78,2% wszystkich przypadków (ryc. 32A). W tej grupie ponad $\frac{3}{4}$ deszczów stanowiły te, których erozyjność była niewielka (do 50 $\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$). Wartość percentyla 90% wynosiła 200 $\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$, więc wartość wskaźnika



Rycina 28. Całkowite prawdopodobieństwo [%] wystąpienia deszczu erozyjnego o określonej warstwie opadu [mm] (Łązy k. Bochni, 1987–2009)

Figure 28. Total probability [%] of occurrence of erosive rains of a given depth [mm] (Łązy near Bochnia, 1987–2009)

erozyjności deszczu przekraczająca $200 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ jest w strefie progów Pogórza Karpackiego wartością ekstremalną. Zdarzeń takich w badanym wieloleciu było zaledwie 19, a średnio 0,8 w roku (tab. 8). Prawdopodobieństwo wystąpienia deszczów o wskaźniku EI_{30} większym lub równym $1000 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ jest bardzo małe i wynosi 0,5% (ryc. 32A). Deszcze o wskaźniku erozyjności do $50 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ występowały we wszystkich latach hydrologicznych, niezależnie od stopnia ich wilgotności; wyjątek stanowił tylko bardzo suchy rok 2003. Deszcze przekraczające $200 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ częściej zdarzały się w latach wilgotnych, w których blisko 53% przypadków deszczów osiągało wartość EI_{30} powyżej $200 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$. Pozostałe deszcze wystąpiły w latach normalnych (42,1%) i tylko jeden raz taki deszcz zdarzył się w roku suchym (1993) (tab. 8).



Rycina 29. Całkowite prawdopodobieństwo [%] wystąpienia deszczu erozyjnego o określonym czasie trwania [godziny] (Łazy k. Bochni, 1987–2009)

Figure 29. Total probability [%] of occurrence of erosive rains of a given duration [hours] (Łazy near Bochnia, 1987–2009)

Poznanie sezonowego rozkładu występowania tych deszczów w półroczu letnim ma kluczowe znaczenie ze względu na potencjalne zagrożenie pól uprawnych erozją, które te deszcze mogą spowodować.

Deszcze erozyjne najczęściej zdarzają się w lipcu (24,2%) i czerwcu (22,7%). W pozostałych miesiącach częstość ich występowania jest podobna (od 14,7 do 16,1%), z wyjątkiem października, kiedy jest zdecydowanie niższa (6,2%).

Wartość wskaźnika EI_{30} w półroczu letnim w poszczególnych latach hydrologicznych zmieniała się w szerokim zakresie, od 67,0 (2003) do 3929,4 $MJ \cdot mm \cdot ha^{-1} \cdot h^{-1}$ (2006). Niskie wartości wskaźnika występowały w latach suchych i bardzo suchym (1988, 1990, 1993, 2003, 2008), wysokie natomiast w latach wilgotnych i w tych, których roczne sumy opa-

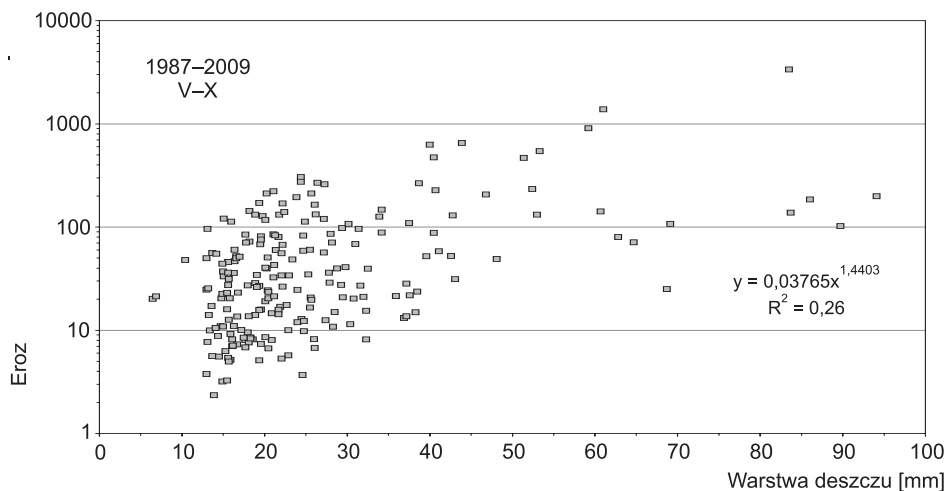
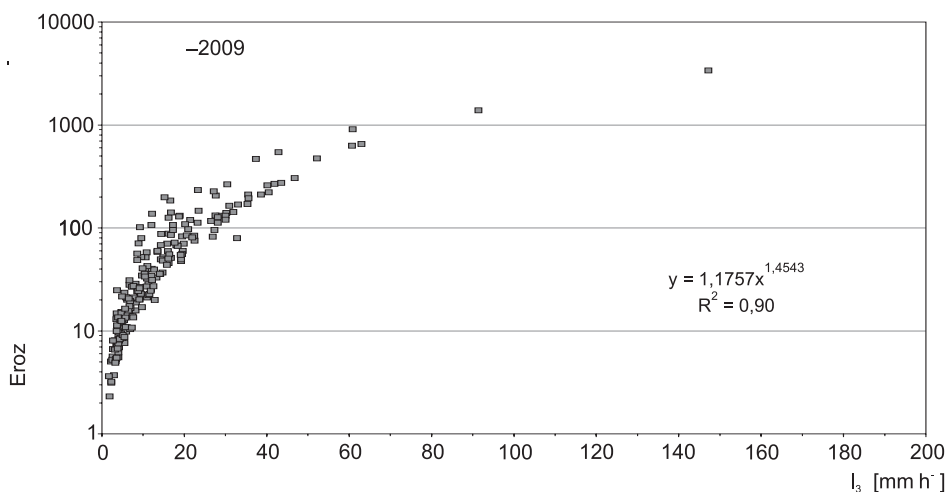
Tabela 8. Roczna liczba deszczów erozyjnych określonej kategorii w letnim półroczu hydrologicznym (V–X) (Łazy k. Bochni, 1987–2009)
 Table 8. Annual number of erosive rains of a given category in summer half-year (May–Oct.) (Łazy near Bochnia, 1987–2009)

Rok	–X) [mm]	Wskaźnik erozji deszczów (V–X)	liczba deszczów o wskaźniku erozji [MJ·mm·ha ⁻¹ ·h ⁻¹] większym od podanego														
			50	100	150	200	250	300	400	500	600	700	800	900	100		
1987			1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1988			1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1989			4	3	1	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1990			2	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1991			3	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1992			2	1	1	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1993			1	1	1	1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1994			1	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1995			1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
1996			5	4	2	1	1	1	1	1	1	–	–	–	–	–	–
1997			6	2	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1998			3	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	–	–	–	–
1999			8	5	2	2	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Rok	-X [mm]	ik i eroz deszczów (V-X) [MJ·mm·ha ⁻¹ ·h ⁻¹]	iczba deszczów o wskaźniku erozji [MJ·mm·ha ⁻¹ ·h ⁻¹] większym od podanego														
			50	100	150	200	250	300	400	500	600	700	800	900	100		
2000	425,1	350,9	2	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2001			9	3	2	2	1	1	1	1	-	-	-	-	-	-	-
2002			6	3	1	1	1	1	1	1	-	-	-	-	-	-	-
2003			-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2004			2	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2005			7	4	3	2	2	2	1	1	1	1	1	-	-	-	-
2006			4	3	2	2	2	2	1	1	1	1	1	1	1	-	-
2007			6	6	4	2	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2008			2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2009			6	3	3	2	2	2	2	2	2	2	2	1	1	1	1
Średnia			3,6	2,0	1,1	0,8	0,6	0,6	0,4	0,3	0,3	0,3	0,2	0,1	0,1	0,1	0,0

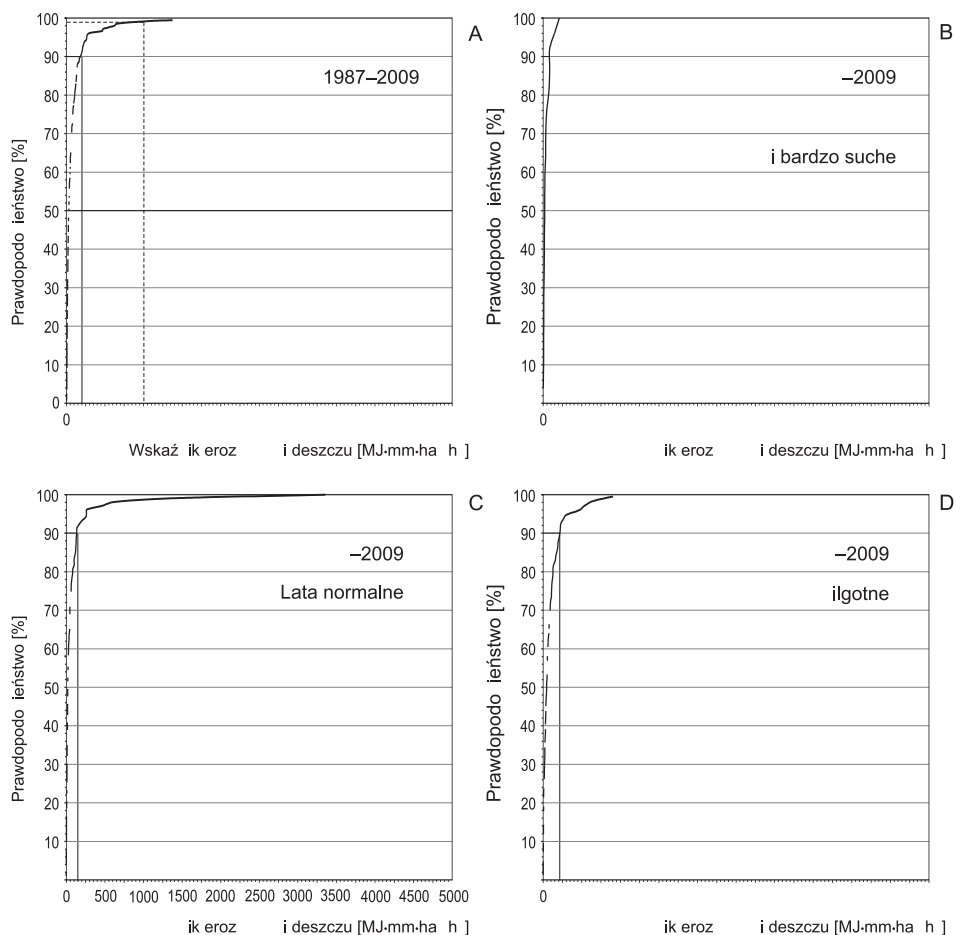
S.D. – odchylenie standardowe, C.V. – współczynnik zmienności.

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

Rycina 30. Wskaźnik erozyjności deszczów (EI_{30}) w funkcji warstwy opadu (P) (Łazy k. Bochni, 1987–2009)Figure 30. Rainfall erosivity index (EI_{30}) as a function of rainfall depth (P) (Łazy near Bochnia, 1987–2009)Rycina 31. Wskaźnik erozyjności deszczów (EI_{30}) w funkcji maksymalnego natężenia 30-minutowego (I_{30}) (Łazy k. Bochni, 1987–2009)Figure 31. Rainfall erosivity index (EI_{30}) as a function of 30-minute maximum intensity (I_{30}) (Łazy near Bochnia, 1987–2009)

dów były zbliżone do średniej sumy z wielolecia (ryc. 33). Wartość najwyższa wskaźnika wystąpiła w roku 2006, o czym zdecydował jeden deszcz o skrajnie wysokim natężeniu (tab. 8). Zmienność wskaźnika EI_{30} była wielokrotnie większa niż zmienność sum opadu w półroczu letnim.

Największe średnie wartości indeksu EI_{30} wystąpiły w miesiącach letnich (czerwiec, lipiec i sierpień) oraz wiosennych (maj). Na te miesiące przypadało od 11,2% (sierpień)



Rycina 32. Całkowite prawdopodobieństwo [%] wystąpienia deszczu o określonym wskaźniku erozyjności [MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹] (Łązy k. Bochni, 1987–2009)

Figure 32. Total probability [%] of occurrence of erosive rains of a given rainfall erosivity index [MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹] (Łązy near Bochnia, 1987–2009)

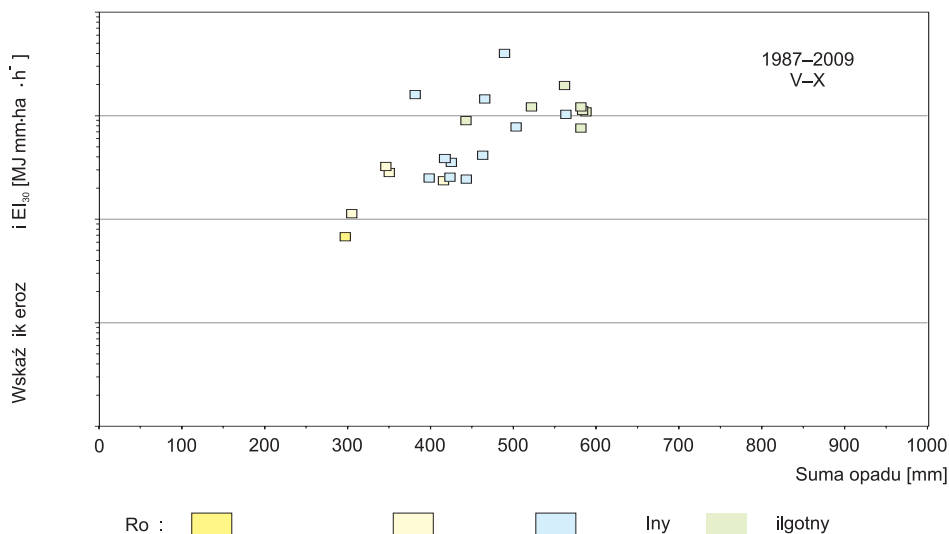
do 40,7% (czerwiec) całkowitej wartości wskaźnika półrocza letniego (tab. 9). Największe współczynniki zmienności były w czerwcu (257,5%), maju (240,8%), najmniejsze w lipcu (105,9%) i w październiku (126,6%). W poszczególnych latach w wymienionych miesiącach wartości czynnika EI₃₀ zmieniały się w bardzo szerokim zakresie, od 0 do 3355,4 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹ w czerwcu, do 1420,6 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹ w maju, do 874,8 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹ w lipcu i do 432,0 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹ w sierpniu. Bardzo niskie średnie miesięczne wartości wskaźnika EI₃₀ wystąpiły w jesieni; stanowiły one zaledwie od 0,6% w październiku do 5,2% we wrześniu średniej wartości wskaźnika w półroczu letnim (tab. 9). Wartości czynnika EI₃₀ w tych miesiącach były wyraźnie niższe i zmieniały się od 0 do 382,5 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹ we wrześniu i do 26,1 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹ w październiku.

Tabela 9. Średni miesięczny wskaźnik erozyjności deszczów [MJ-mm-ha⁻¹·h⁻¹] o warstwie ≥12,7 mm w letnim półroczu hydrologicznym (V–X) (Łązy k. Bochni, 1987–2009)Table 9. Average monthly erosivity index of rains [MJ-mm-ha⁻¹·h⁻¹] with depth ≥12.7 mm in summer half-year (May–Oct.) (Łązy near Bochnia, 1987–2009)

Mieiąc	Średni miesięczny wskaźnik erozyjności deszczów EI ₃			
	mm	[%]	mm	mm
	152,7	17,7	367,7	240,8
VI	350,5	40,7	902,5	257,5
VII	212,3	24,6	224,9	105,9
VIII	96,8	11,2	127,0	131,3
I	44,6	5,2	83,4	187,2
	5,5	0,6	7,0	126,6
V–X	862,4	100,0	852,2	98,

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

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



Rycina 33. Suma opadów w półroczu letnim vs wskaźnik erozyjności deszczów w półroczu letnim (V–X) (Łązy k. Bochni, 1987–2009)

Figure 33. Summer half-year totals of precipitation vs rainfall erosivity index in summer half-year (May–Oct.) (Łązy near Bochnia, 1987–2009)

Deszcze o małej wartości wskaźnika erozyjności, dochodzącej do $50 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$, występowały we wszystkich miesiącach półroczu letniego, do $200 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ od maja do września. Deszcze o ekstremalnej wartości EI_{30} powyżej $200 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$, wystąpiły tylko od maja do sierpnia, a najczęściej w czerwcu i lipcu (tab. 10).

Miesięczne wartości czynnika EI_{30} wpływały na sezonową sumaryczną erozyjność deszczów. Największa była latem, mniejsza wiosną, a najmniejsza jesienią. Największą zmiennością indeksu EI_{30} charakteryzuje się wiosna (240,8%), mniejszą jesień (166,0%), a najmniejszą lato (121,2%) (tab. 11).

Miesięczne wartości indeksu EI_{30} różnie korelują z miesięcznymi sumami opadów w tych miesiącach. Najsilniejszy związek wystąpił we wrześniu, czerwcu i sierpniu, w lipcu natomiast był zaskakująco niski (tab. 12). Na wysokie wartości EI_{30} miało wpływ wystąpienie deszczów o wysokich sumach i dużym natężeniu. Silny związek między indeksem EI_{30} a maksymalną erozyjnością indywidualnego deszczu, podkreśla ogromną rolę ekstremalnych opadów (ryc. 34).

Tabela 10. Miesięczna liczba deszczów erozyjnych określonej kategorii w letnim półroczu hydrologicznym (V–X) (Łązy k. Bochni, 1987–2009)

Table 10. Monthly number of erosive rains of a given category in summer half-year (May–Oct.) (Łązy near Bochnia, 1987–2009)

Parametr		Miesiąc						
		V	VI	VII	VIII	IX	X	V–
Średnia miesięczna suma opadów [mm]		77,9	100,0	96,7	69,6	68,4	45,8	458,4
Średni miesięczny wskaźnik erozyjności EI_{30}		152,7	350,5	212,3	96,8	44,6	5,5	862,
Liczba deszczów o wskaźniku erozyjności $[MJ\cdot mm\cdot ha^{-1}\cdot h^{-1}]$	powyżej 150				15	6	–	81
	powyżej 100				9	2	–	46
	powyżej 50				3	2	–	25
	powyżej 20				2	–	–	19
	powyżej 10				1	–	–	13
	powyżej 5				–	–	–	9
	powyżej 2				–	–	–	8
	powyżej 1				–	–	–	6
	powyżej 0,5				–	–	–	5
	powyżej 0,2			–	–	–	–	3
	powyżej 0,1			–	–	–	–	3
	powyżej 0,05			–	–	–	–	3

Tabela 11. Wskaźnik erozyjności deszczów [MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹] o warstwie ≥12,7 mm w letnim półroczu hydrologicznym (V–X) (Łazy k. Bochni, 1987–2009)Table 11. Erosion index of rains [MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹] with depth ≥12.7 mm in summer half-year (May–Oct.) (Łazy near Bochnia, 1987–2009)

Rok	Suma opadów (V–X)	Wskaźnik erozyjności deszczów E _{b0}						
		V–X	wiosna (V)		lato (VI–VIII)		jesień (IX–X)	
	[mm]	[MJ·mm·ha ⁻¹ ·h ⁻¹]	[MJ·mm·ha ⁻¹ ·h ⁻¹]	[%]	[MJ·mm·ha ⁻¹ ·h ⁻¹]	[%]	[MJ·mm·ha ⁻¹ ·h ⁻¹]	[%]
1987	423,4	251,4	52,8	21,0	172,8	68,7	25,8	10,2
1988	304,7	111,9	20,1	18,0	91,8	82,0	–	–
1989	503,1	768,0	28,5	3,7	732,6	95,4	6,9	0,9
1990	346,0	318,5	32,2	10,1	262,4	82,4	23,8	7,5
1991	462,9	411,1	24,8	60,0	294,6	71,7	91,6	22,3
1992	417,7	380,8	38,7	10,2	309,6	81,3	32,5	8,5
1993	350,0	279,7	45,7	16,3	234,0	83,7	–	–
1994	443,1	241,4	25,8	8,5	165,8	68,7	55,1	20,6
1995	381,2	1581,4	1420,6	89,8	127,8	8,1	33,0	2,1
1996	587,6	1071,7	33,6	3,1	1020,8	95,2	17,3	1,6
1997	581,3	751,9	85,5	11,4	595,9	79,3	70,5	9,4
1998	442,6	886,4	–	–	851,9	96,1	34,5	3,9
1999	581,2	1201,8	–	–	1114,8	92,8	86,9	7,2
2000	425,1	350,9	29,0	8,3	307,0	87,5	14,9	4,2
2001	521,4	1197,8	384,2	32,1	747,0	62,4	66,5	5,6
2002	563,1	1015,1	48,9	4,8	880,4	86,7	85,9	8,5
2003	296,9	67,0	51,3	76,6	–	–	15,7	23,4
2004	398,0	247,8	–	–	232,0	93,6	15,8	6,4
2005	465,1	1434,1	111,9	7,8	1297,8	90,5	24,5	1,7
2006	489,1	3929,4	28,3	0,7	3887,2	98,9	14,0	0,4
2007	583,2	1107,0	125,6	11,4	572,7	51,7	408,7	36,9
2008	415,3	232,0	–	–	209,0	90,1	23,0	9,9
2009	561,4	1997,9	929,9	46,5	1063,0	53,2	4,9	0,3
Średnia	458,4	862,4	152,7	17,7	659,6	76,5	50,1	5,8
S.D.	90,7	852,2	367,7	23,8	799,5	26,0	83,1	9,3
C.V. [%]	19,8	98,8	240,8	134,2	121,2	34,0	166,0	111,6

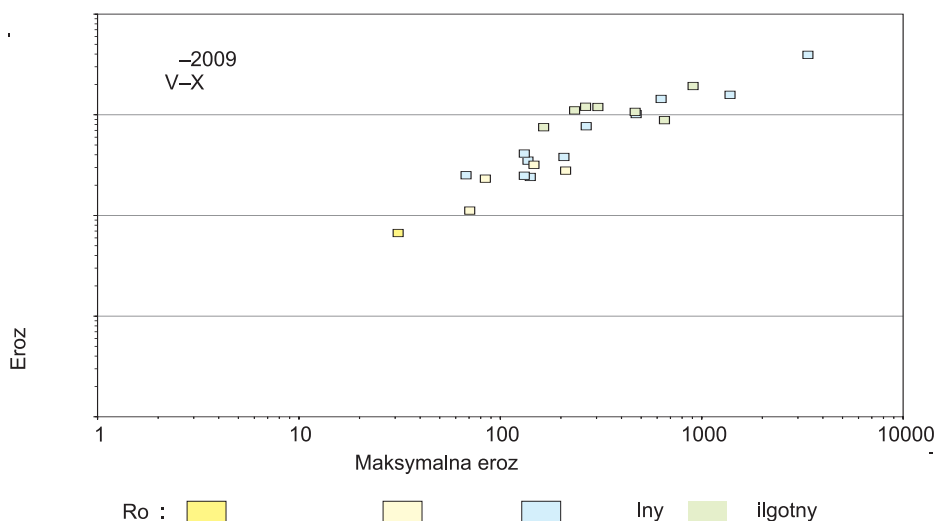
S.D. – odchylenie standardowe, C.V. – współczynnik zmienności.

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

Tabela 12. Parametry a i b równań regresji liniowej ($y=ax+b$) między miesięczną sumą opadów a miesięczną wartością wskaźników erozyjności (EI_{30}) w letnim półroczu hydrologicznym (V–X) (Łązy k. Bochni, 1987–2009)

Table 12. Parameters a and b of linear function $y=ax+b$ for the relationship between monthly totals of precipitation and monthly amount of rainfall erosivity index (EI_{30}) in summer half-year (May–Oct.) (Łązy near Bochnia, 1987–2009)

ie iąc	Parametr a	Parametr b	Współczynnik determinacji (R^2)
Maj	7,8376	470,040	0,31
Czerwiec	11,3800	871,070	0,56
Lipiec	1,6174	72,845	0,17
Sierpień	3,0605	117,720	0,55
Wrzesień	1,7288	78,449	0,67
Październik	7,3760	470,040	0,31



Rycina 34. Maksymalna erozyjność pojedynczego deszczu vs erozyjność deszczów w półroczu letnim (V–X) (Łązy k. Bochni, 1987–2009)

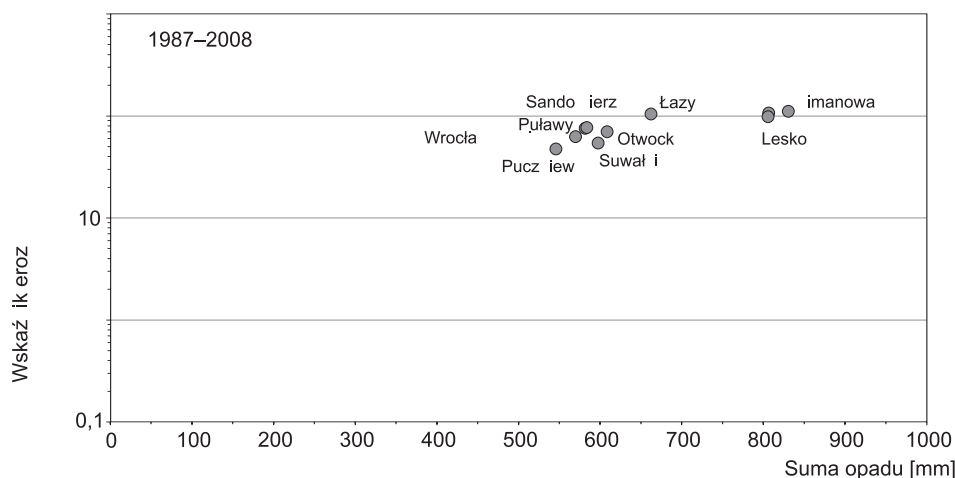
Figure 34. Maximum single rainfall erosivity vs summer half-year (May–Oct.) rainfall erosivity (Łązy near Bochnia, 1987–2009)

Wskaźnik erozyjności opadu (EI_{30}) jest parametrem, który w badaniach geomorfologicznych w Polsce był wykorzystywany sporadycznie (Smolska 2008; Demczuk 2009a, b; Stępniewski i in. 2010; Święchowicz 2010b). Częściej był obliczany przez gleboznawców, agroników i hydrologów zajmujących się erozją wodną (Rejman 2006; Szewrański 2009), a zwłaszcza jej modelowaniem z wykorzystaniem np. USLE, RUSLE (Banasik, Górski 1990, 1992a, b, 1993; Banasik i in. 1995; Licznar, Rojek 2002; Baryła 2004). W tych opra-

cowaniach jednak erozyjność deszczów jest uwzględniana w postaci parametru R (czynnika R, zob. s. 58), czyli wskaźnika średniej rocznej erozyjności opadów i wywołanych nimi spływów. Jest on sumą erozyjności deszczów i wywołanych nimi spływów (R_r) oraz erozyjności spływów roztopowych (R_s) (Wischmeier, Smith 1978). W Polsce parametr ten był liczony z wykorzystaniem klasycznego równania logarytmicznego W.H. Wischmeiera i D.D. Smitha (1978) (zob. rozdz. 3). Parametr R jest parametrem regionalnym, zależnym od okresów występowania deszczów erozyjnych. Jego wyznaczenie wymaga wieloletnich serii pomiarów opadów atmosferycznych. Procedura wyznaczania wskaźnika jest czasochłonna, dlatego w Polsce jak dotąd nie opracowano mapy wskaźnika R, a tym samym brak jest mapy erozyjności deszczów (Licznar, Rojek 2002, Baryła 2004). Do tej pory powstały jedynie opracowania cząstkowe poświęcone erozyjności opadów, oparte na danych opadowych pochodzących z różnego okresu i odnoszące się najczęściej tylko do jednego lub co najwyżej kilku posterunków meteorologicznych.

W celu porównania wartości wskaźnika erozyjności deszczów w Łazach i w innych regionach w Polsce do obliczenia wskaźnika R zastosowano procedury oraz jednostki identyczne z tymi stosowanymi przez innych autorów (Banasik, Górski 1990, 1992a, b, 1993; Licznar, Rojek 2002; Baryła 2004; Demczuk 2008, 2009a).

Średnia wartość wskaźnika erozyjności deszczów i spływów powierzchniowych (R) w Łazach położonych na progu Pogórza Wiśnickiego, była prawie dwukrotnie większa niż w stacjach położonych na Pojezierzu Mazurskim (Suwałki), Pobrzeżu Gdańskim (Elbląg) i Nizinie Wielkopolskiej (Puczniew), 1,3–1,5 razy większa niż w Kotlinie Sandomierskiej (Sandomierz), Wyżynie Lubelskiej (Puławy), Nizinie Mazowieckiej (Otwock) i Nizinie Śląskiej (Wrocław-Swojec). Była również nieco większa od wartości uzyskanych dla Bieszczadów (Lesko) i niewiele niższa od wartości uzyskanych dla pogranicza Beskidu Niskiego i Pogórza Ciężkowickiego (Szymbark) i Beskidu Wyspowego (Limanowa) (ryc. 35).



Rycina 35. Wartości wskaźnika średniej rocznej erozyjności deszczów i spływów (R) w różnych regionach Polski

Figure 35. Mean annual rainfall and runoff factor (R) in different regions of Poland

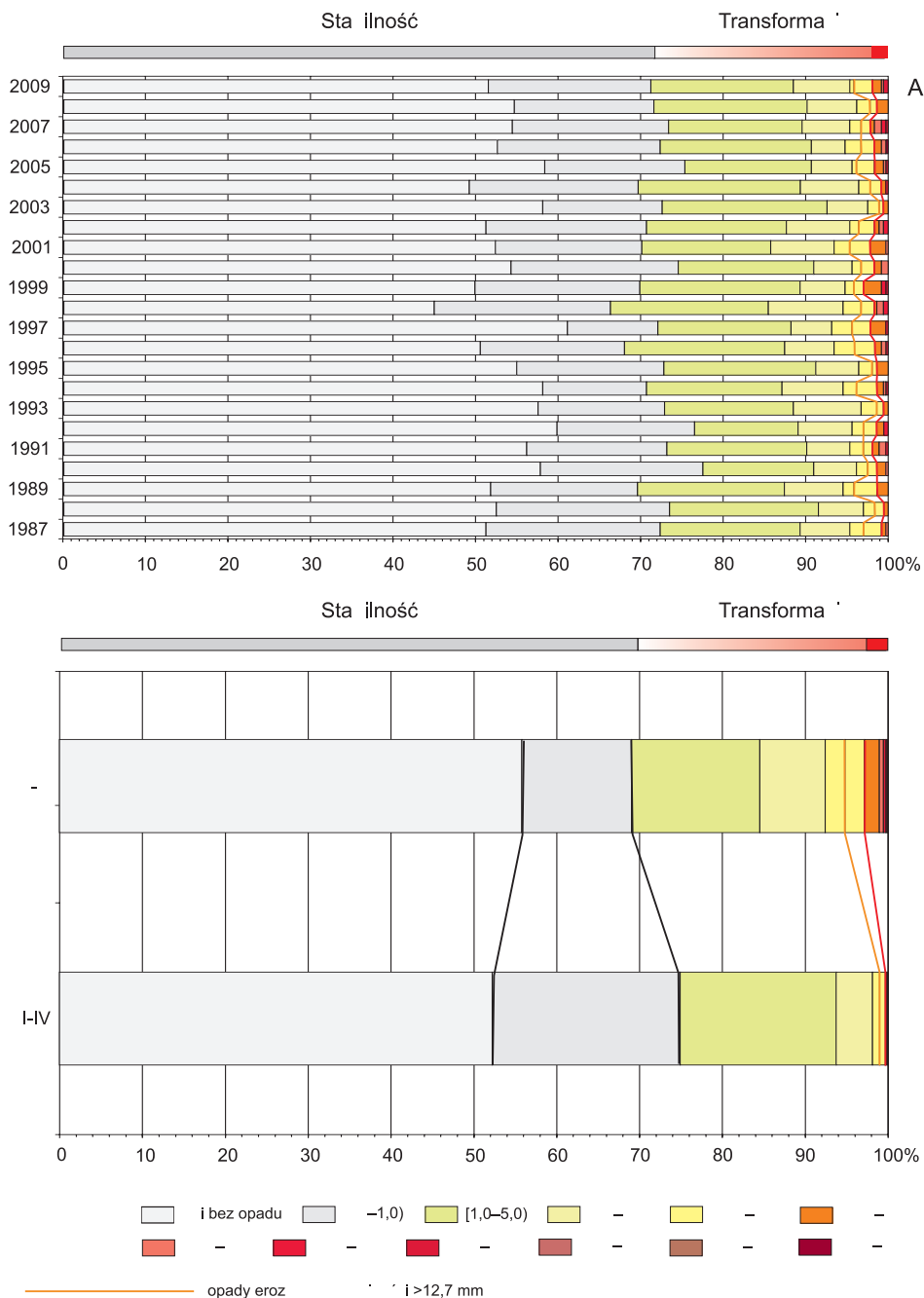
Analiza warunków opadowych w letnim półroczu hydrologicznym w latach 1987–2009 wyraźnie wskazuje, że warunki potencjalnie sprzyjające pojawieniu się erozji wodnej na stokach zdarzają się nieczęsto. Są to klasyczne procesy epizodyczne, bo epizodyczny jest czynnik je wywołujący. Średnio ponad połowa dni w roku jest bez opadu, czyli przez połowę roku w zlewni użytkowanej rolniczo nie ma możliwości przekształcania stoków przez spływającą wodę. Może ona co najwyżej w półroczu zimowym pochodzić z roztopów, ale zwykle takim epizodom towarzyszą opady. Tak więc przez połowę dni w roku stoki są stabilne. W pozostałych dniach roku występują opady śnieżne i deszczowe. Mimo pozornie dużej liczby dni z opadem, ich morfogenetyczna skuteczność jest bardzo zróżnicowana, bo zależy od ich cech, a przede wszystkim od wydajności i natężenia. Opady do wysokości 1 mm, które stanowiły od 11,5% (1997) do 23% (1987, 1998) dni w roku, były morfologicznie nieskuteczne, dlatego czas ich występowania można przyjąć za okres stabilności stoków, który w badanym wieloleciu łącznie stanowił od 67,9% (1998) do 78,1% (1990) dni w roku. Opady powyżej 1 mm to okres potencjalnego wystąpienia rozbryzgu. Zgodnie z kryterium USLE opady o warstwie większej niż 12,7 mm są w stanie wywołać proces spłukiwania powierzchniowego i erozji liniowej. Dni, w których mogły się zdarzyć, stanowiły zaledwie od 1,1% (2003) do 4,7% (2001) dni w roku. Natomiast dni z opadami silnymi i bardzo silnymi, po wystąpieniu których można spodziewać się znaczącego przeobrażenia powierzchni stoków przez procesy erozyjne, stanowiły zaledwie od 0,5% (1988, 1993, 2003) do 2,5% (2007) dni w roku (ryc. 36A).

Okres roku z opadami większymi niż 1 mm stanowi czas potencjalnej transformacji stoków, aczkolwiek na tym etapie rozważań, bez szczegółowego poznania częstości występowania procesów i ich skutków, za wcześniej jest wyrokować na temat stopnia przeobrażenia stoków i roli poszczególnych typów opadów w przekształcaniu rzeźby.

Okresy potencjalnej stabilności i transformacji stoków ulegały zmianie w poszczególnych półroczach hydrologicznych. W letnim półroczu okres potencjalnej stabilności stoków był nieco krótszy (69,1%) niż w półroczu zimowym (75,8%), ale okres wystąpienia deszczów potencjalnie erozyjnych powodujących znaczne przeobrażenia stoków – znacznie dłuższy (ryc. 36B). Wynosił on aż 5,0% dni w półroczu letnim, natomiast w półroczu zimowym stanowił zaledwie 1%. Dni z opadami silnymi i bardzo silnymi stanowiły zaledwie 0,3% dni w półroczu zimowym i 2,8% dni w półroczu letnim (ryc. 36B).

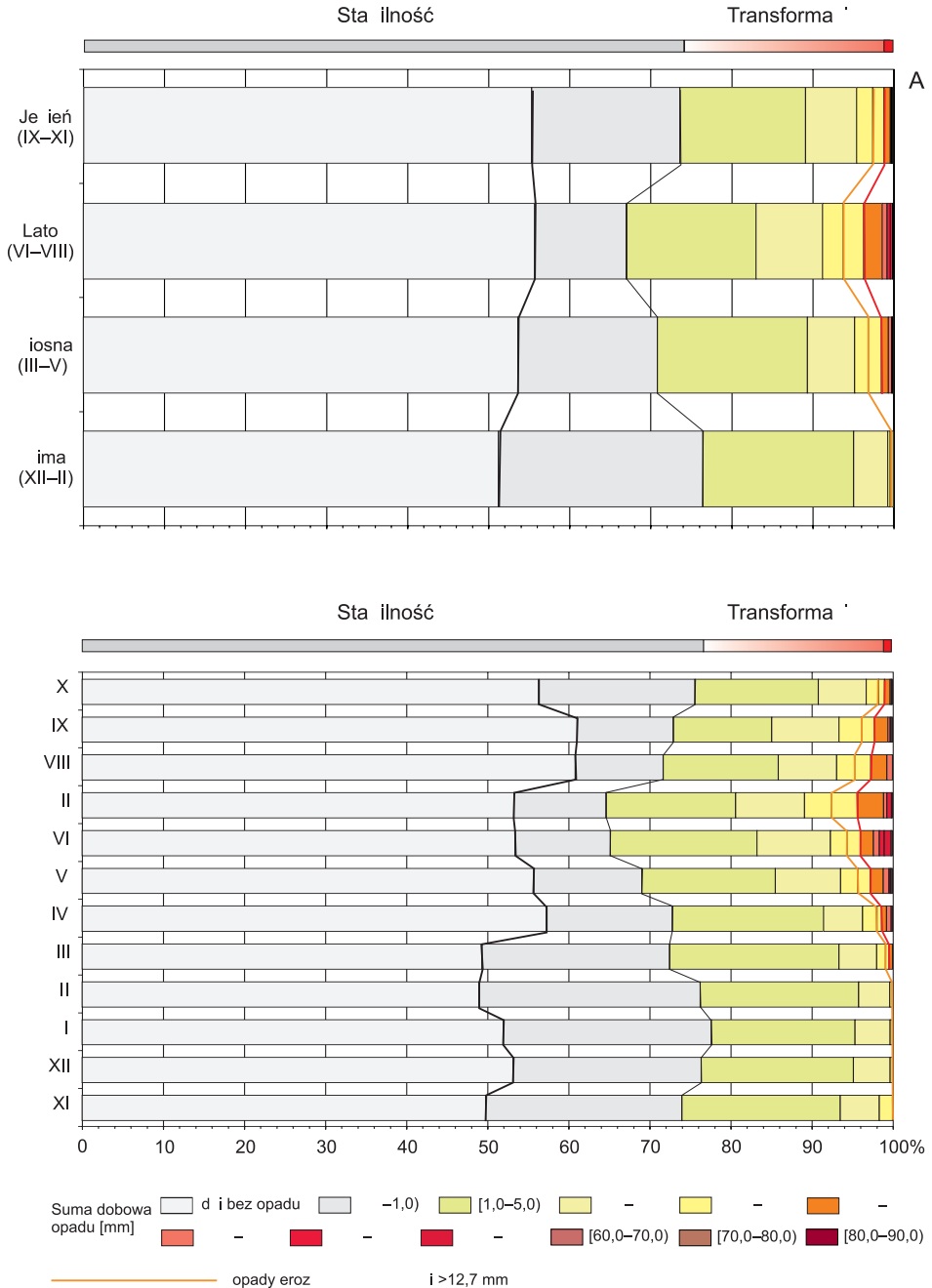
Okresy stabilności i transformacji stoków ulegały również dynamicznym zmianom sezonowym. Największa potencjalna transformacja stoków możliwa jest w lecie. Wtedy okres występowania deszczów potencjalnie erozyjnych jest najdłuższy i stanowi 6,4% dni. Na podstawie tylko częstości występowania opadów można wnosić, że dynamika procesów erozyjnych wiosną i jesienią jest podobna, ponieważ dni z deszczem potencjalnie erozyjnym stanowią odpowiednio 3,2% i 2,5%. Najdłuższe okresy stabilności stoków przypadają na zimę i jesień, najkrótsze zaś występują latem. Na lato przypada bowiem największa liczba dni z deszczem silnym i bardzo silnym (3,6%) (ryc. 37A).

Czas największej potencjalnej transformacji stoków przypada na lipiec, czerwiec, sierpień i maj. Dni z deszczami erozyjnymi stanowią odpowiednio 7,4%, 6,7% i 5,5% liczby dni w tych miesiącach. Dni, w których jest potencjalnie możliwa największa transformacja stoków (liczba z opadami silnymi i bardzo silnymi), występują od marca do października i stanowią odpowiednio od 0,4% (marzec) do 4,3% (lipiec) liczby dni w miesiącu (ryc. 37B). Najdłuższe okresy stabilności stoków przypadają na miesiące od października do lutego.



Rycina 36. Potencjalne okresy stabilności i transformacji stoków w latach hydrologicznych (A) i półroczach (B) (Łazy k. Bochni, 1987–2009)

Figure 36. Potential periods of stability and transformation of slopes in particular hydrological years (A) and half-years (B) (Łazy near Bochnia, 1987–2009)



Rycina 37. Potencjalne okresy stabilności i transformacji stoków w porach roku (A) i miesiącach (B) (Łąka k. Bochni, 1987–2009)

Figure 37. Potential periods of stability and transformation of slopes during seasons (A) and months (B) (Łąka near Bochnia, 1987–2009)

Przedstawiony na wykresach podział roku na okres stabilności stoków i okres ich transformacji, z uwzględnieniem zróżnicowania procesów i ich potencjalnego natężenia, jest pewnym uproszczeniem sugerującym następstwo tych okresów po sobie. W rzeczywistości natomiast dni z deszczem i bez deszczu mogą występować bezpośrednio po sobie lub w krótkich odstępach czasu. Okresy tzw. posuch (Schmuck 1962), czyli długich ciągów dni bezopadowych, nie występowały często. W okresie półrocza letniego w wieloleciu 1987–2009 nigdy nie wystąpiły długotrwałe posuchy, czyli ciągi dni bezopadowych powyżej 28 dni. Ciągi bezopadowe o długości 18–28 dni (umiarkowana posucha) były 4 razy, a najkrótsze ciągi, o czasie trwania 9–17 dni (słaba posucha), aż 25 razy.

Ponadto nie należy stawiać znaku równości między liczbą dni z opadem a rzeczywistym czasem trwania opadu. Z reguły jest on zdecydowanie krótszy, zwłaszcza w dniach z opadami o niewielkiej wydajności. Czasu trwania deszczu nie należy również utożsamiać z czasem trwania procesów erozyjnych. Jak wiadomo (Świąchowicz 1995, 2002a, b, c, 2010b), nie wszystkie deszcze wywołują erozję gleby na stoku, a w przypadku tych, które ją powodują, występuje opóźnienie wystąpienia procesu (zwłaszcza w przypadku spłukiwania i erozji liniowej) w stosunku do rozpoczęcia opadu. Gdyby nawet jednak czas trwania procesu mierzyć czasem trwania opadu, to potencjalny czas transformacji stoków byłby jeszcze krótszy, niż wykazano to w analizie występowania dni z opadem.

W badanym wieloleciu rzeczywisty czas trwania opadu deszczu wynosił zaledwie 4% łącznego czasu trwania półroczy letnich, a czas trwania deszczów potencjalnie erozyjnych wyróżnionych zgodnie z USLE o połowę mniej, czyli 2%. Deszcze silne i bardzo silne (>20 mm) trwały zaledwie 1,5% czasu półrocza letniego.

Analiza wykazała, że zdarzenia erozji wodnej na stoku są zaledwie epizodami, zarówno w okresie wieloletnim, jak i w cyklu rocznym, jak i w przebiegu sezonowym. Jednak mimo że są te zdarzenia epizodyczne, ich rola w rozwoju rzeźby stoków jest znacząco inna od potocznego rozumienia „epizodu”, czyli zdarzenia zwykle małej wagi, niewywierającego większego wpływu na całość.

4.3. Reprezentatywność wyników badań

Zlewnia Dworskiego Potoku reprezentuje obszar niższego stopnia proggu Pogórza Karpat, tzw. Przedgórze Brzeskiego, zbudowanego ze sfałdowanego wraz z fliszem miocenu przykrytego pylastymi utworami lessopodobnymi (Świąchowicz 1992). Badania prowadzono na standardowych poletkach doświadczalnych obowiązujących w modelu USLE (Wischmeier, Smith 1958, 1978), co pozwala na porównywanie wyników natężenia procesów erozji wodnej na stokach z innymi obszarami w Polsce i na świecie. W takim rozumieniu uzyskane wyniki są reprezentatywne dla stoków o nachyleniu 8 stopni, zbudowanych z pyłowych utworów lessopodobnych, na których rozwinęły się gleby płowe (*Stagnic Luvisols*) i które reprezentują najbardziej podatne na erozję podłoże, bo pozostawione w czarnym ugorze. Stoki o nachyleniu 4–9° stanowią ponad 54% powierzchni całego obszaru Progu między Rabą a Uszwią (Tutaj 1995), a gleby płowe (*Haplic Luvisol*) i płowe opadowo-glejowe (*Stagnic Luvisol*) występują na około 80% powierzchni (Skiba i in. 1995). Tak więc niezależnie od lokalizacji, na stokach pozostawionych w czarnym ugorze, o podobnym nachyleniu i glebach, skutki deszczów o określonym wskaźniku erozyjności (EI_{30}) i maksymalnym natężeniu 30-minutowym (I_{30}) będą bardzo podobne.

Wyznaczone w zlewni Dworskiego Potoku wartości progowe dostawy materiału glebowego są natomiast reprezentatywne dla większości małych, użytkowanych rolniczo zlewni, które są podobne pod względem rzeźby i użytkowania. Charakterystyczną cechą rzeźby badanej zlewni jest występowanie krawędzi oddzielających stoki od dna doliny, które stanowią obok den dolin dodatkową naturalną barierę oddzielającą podsystem stokowy i dna doliny (Świąchowicz 2001, 2002a, b, c). Zlewnia Dworskiego Potoku niemal w całości stanowi gospodarstwo rolne Uniwersytetu Jagiellońskiego. W jej obrębie nie ma zabudowań gospodarczych ani mieszkalnych, a około $\frac{2}{3}$ jej powierzchni jest zmeliorowane. Nie występuje tutaj tak charakterystyczny dla Pogórza Karpackiego mozaikowy układ pól, gęsta sieć miedz i nieutwardzonych dróg dojazdowych do pól i ścieżek. Taki sposób użytkowania jest więc nietypowy dla Pogórza. Drogi dojazdowe występują na działach wodnym i u podnóży stoków wzdłuż dna doliny. Ich gęstość wynosi $2,9 \text{ km}\cdot\text{km}^2$ (Świąchowicz 1992, 2002c), co w porównaniu ze średnią gęstością dróg w strefie progów Pogórza i na Pogórzu Karpackim wynoszącą odpowiednio $7,3 \text{ km}\cdot\text{km}^2$ (Chełmicki i in. 1995) i $7,0 \text{ km}\cdot\text{km}^2$ (Soja, Prokop 1995; Soja 2002) jest wartością małą. Dla kontrastu – gęstość sieci rzecznej w Dworskim Potoku wynosi $3,3 \text{ km}\cdot\text{km}^2$ (Świąchowicz 1992, 2002c), w strefie progów Pogórza – $1,7 \text{ km}\cdot\text{km}^2$ (Chełmicki i in. 1995), a na Pogórzu Karpackim około $2,0 \text{ km}\cdot\text{km}^2$ (Soja, Prokop 1995; Soja 2002). Przytoczone dane wskazują, że gęstość sieci dróg na Pogórzu jest większa niż gęstość sieci rzecznej, co powinno wpływać na obieg materiału klastycznego, a zwłaszcza jego dostawę do koryt rzek i potoków. Podczas opadów o dużej wydajności drogi są źródłem dostawy wody i materiału klastycznego do koryta cieku. Drogi są formami liniowymi zajmującymi niewielką powierzchnię, jednak ich ważna rola w obiegu wody i zwietrzelin była wielokrotnie podkreślana w literaturze (Lach 1985, Soja, Prokop 1995; Soja 2002; Kroczyk 2006, 2008), a w wielu regionach Karpat (np. w Beskidach) uważa się ją za dominującą (Froehlich, Słupik 1980, 1986).

W pracy skoncentrowano się na tych fragmentach stoków, które zajęte przez pola orne, bezpośrednio dochodzą do dna doliny i występują „między” przebiegającymi zgodnie z nachyleniem stoków drogami dojazdowymi do pól. Zachodzi jednak pytanie, jak gęsta sieć dróg i ścieżek wpływa na obieg wody w obrębie pól ornych. Jak wiadomo, system dróg drenażuje poziom wód gruntowych w pokrywie zwietrzelinowo-glebowej, przez co zmienia warunki wyjściowe istotne dla obiegu materiału glebowego (Słupik 1981, Lach 1985). Celem pracy było jednak podanie wartości progowych wystąpienia rozbrzyzgu, spłukiwania i erozji liniowej na stokach oraz dostawy ze stoków bezpośrednio do koryta potoku, nie zaś wartości progowych transportu materiału w istniejących już rozcięciach liniowych, jakimi są drogi polne, wąwozy czy debrze. W takim ujęciu uzyskane wyniki są reprezentatywne dla małych zlewni pogórskich użytkowanych rolniczo.

Na bezpośrednią dostawę materiału glebowego ze stoków do koryta wpływa również rzeźba terenu, a zwłaszcza długość stoków i występowanie szerokich den dolin oraz, jak ma to miejsce w przypadku Dworskiego Potoku, krawędzi wzdłuż dna doliny (Świąchowicz 2001, 2002c). Stanowią one bariery utrudniające transport materiału glebowego ze stoków bezpośrednio do koryta potoku. Podstokowe równiny deluwialne, niezależnie od tego, czy towarzyszą im wysokie krawędzie (zlewnia Dworskiego Potoku) czy nie (sąsiednia zlewnia Brzeźnickiego Potoku), pełnią podobną funkcję. Zatrzymują większą część erodowanego ze stoków materiału. Tak więc uzyskane wyniki można zastosować do większości zlewni pogórskich użytkowanych rolniczo, jeśli tylko w ich obrębie występują wymienione elementy rzeźby.

Opracowana i zastosowana w pracy metoda wyznaczania wartości progowych ma charakter uniwersalny i można ją zastosować w każdym regionie. Wymaga tylko sprecyzowania warunków wyjściowych, które będą decydować o uzyskanych wynikach.

ROZDZIAŁ 5

Wartości progowe parametrów opadów deszczu w przebiegu erozji wodnej na stokach

5.1. Charakterystyka opadów deszczu w latach hydrologicznych 2007–2009

Suma opadów w latach hydrologicznych 2007–2009 wyniosła odpowiednio 814,1, 585,3 i 763,0 mm. Wartości te we wszystkich przypadkach znacząco odbiegały od średniej z lat 1987–2009 (665,9 mm). Suma opadów w roku 2007 stanowiła 122,3% średniej wieloletniej, w 2008 r. – 87,9%, a w roku 2009 – 114,6%. Zgodnie z klasyfikacją opadów Z. Kaczorowskiej (1962) lata 2007 i 2009 były wilgotne, a rok 2008 suchy. Półrocze letnie w roku 2007 wilgotnym było bardzo wilgotne, w suchym 2008 było normalne, a w wilgotnym 2009 – wilgotne (tab. 2). W okresie badań nie wystąpiła zgodność między typem roku i typem półrocza letniego w roku 2007 i 2008. Różnice te były jednak niewielkie. W roku 2007 suma opadów półrocza letniego wynosiła 583,2 mm i stanowiła 127,2% średniej wieloletniej, a więc przekroczyła ustaloną wartość progową w odniesieniu do roku bardzo wilgotnego tylko o 1,2%. W suchym roku 2008 suma opadów półrocza letniego wynosząca 415,3 mm przekroczyła ustaloną wartość progową w przypadku roku normalnego zaledwie o 0,6% (tab. 2, 3).

We wszystkich latach od 71,0 do 73,6% opadów wystąpiło w półroczu letnim. Przy skrajnie zróżnicowanych rocznych sumach opadów, wartości wskaźnika erozyjności opadu i spływu powierzchniowego EI_{30} były również bardzo zróżnicowane. W roku 2007, o najwyższej rocznej sumie opadów, wskaźnik EI_{30} wyniósł 1628,9 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹ i był blisko 2,4 razy wyższy niż w suchym roku 2008 (667,0 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹). W roku 2009

wskaźnik EI_{30} był wyjątkowo wysoki i wyniósł $2377,8 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$, mimo że roczna suma opadów była o $51,1 \text{ mm}$ niższa niż w roku 2007. Wskaźnik EI_{30} był jednak $3,6$ razy wyższy niż w roku suchym. Różnice te były spowodowane wystąpieniem w roku 2007 kilku opadów o erozyjności w granicach $100\text{--}250 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$, bardzo niską erozyjnością opadów w roku 2008 oraz wystąpieniem 2 opadów o rekordowej erozyjności w 2009 r. (tab. 13).

Tabela 13. Charakterystyka opadów (Łązy k. Bochni, 2007–2009)

Table 13. Rainfall characteristic (Łązy near Bochnia, 2007–2009)

Parametr	2007	2008	200
Roczna suma opadów [mm]	814,1	585,	763,0
Roczna erozja I_{30}	1628,9	667,0	2377,
i liczba opadów o erozji	powyżej		
	powyżej		–
	powyżej		–
	powyżej		–
	powyżej	–	–
	powyżej	–	–
	powyżej	–	–
	powyżej	–	–
	powyżej	–	–
	powyżej	–	–
	powyżej	–	–
	powyżej	–	–
	powyżej	–	–

W 2007 r. najwyższe miesięczne sumy opadów były we wrześniu ($211,2 \text{ mm}$) i czerwcu ($116,1 \text{ mm}$), co stanowiło odpowiednio $25,9\%$ i $14,3\%$ rocznej sumy opadów w tym roku (tab. 14). Miesięczna suma opadów we wrześniu 2007 r. stanowiła $308,8\%$ średniej miesięcznej sumy z lat $1987\text{--}2009$, a w czerwcu 2007 r. $116,1\%$ średniej sumy miesięcznej z lat $1987\text{--}2009$. Opady półrocza letniego (V–X) stanowiły $71,6\%$ rocznej sumy opadów. Najbardziej wilgotną porą roku była jesień (42% rocznej sumy opadów) i lato ($28,9\%$).

W 2008 r. najwyższe miesięczne sumy opadów były w lipcu ($137,5 \text{ mm}$) i wrześniu ($103,6 \text{ mm}$), co stanowiło odpowiednio $23,5\%$ i $17,7\%$ rocznej sumy opadów w tym roku (tab. 14). Miesięczna suma opadów w lipcu 2008 r. stanowiła $142,2\%$ średniej miesięcznej sumy opadów, a we wrześniu $151,5\%$. Opady półrocza letniego (V–X) stanowiły 71% rocz-

Tabela 14. Miesięczne sumy opadów [mm] (Łazy k. Bochni, 2007–2009)

Table 14. Monthly totals of precipitation [mm] (Łazy near Bochnia, 2007–2009)

ie łącz	Ro									
	2007		2008		2009		2007–2009			
	[mm]	[%]	[mm]	[%]	[mm]	[%]	[mm]	[%]		
XI	55,2	6,8	47,4	8,1	21,2	2,8	34,7	5,2	14,0	40,4
XII	20,8	2,6	18,8	3,2	45,4	6,0	29,4	4,4	13,3	45,3
I	54,9	6,7	22,2	3,8	31,3	4,1	27,0	4,1	12,5	46,2
II	29,2	3,6	9,5	1,6	36,6	4,8	25,2	3,8	11,4	45,2
III	44,9	5,5	40,4	6,9	66,8	8,8	38,2	5,7	18,7	49,0
I	25,9	3,2	31,7	5,4	0,3	0,0	53,0	8,0	35,5	66,9
	60,8	7,5	49,7	8,5	126,9	16,6	77,9	11,7	26,9	34,6
VI	116,1	14,3	29,9	5,1	172,9	22,7	99,9	15,0	60,4	60,4
VII	69,9	8,6	137,5	23,5	81,1	10,6	96,7	14,5	58,2	60,2
VIII	49,6	6,1	47,9	8,2	66,1	8,7	69,6	10,4	32,9	47,3
I	211,2	25,9	103,6	17,7	29,6	3,9	68,4	10,3	40,4	59,0
	75,6	9,3	46,7	8,0	84,8	11,1	45,8	6,9	28,6	62,3
XI–	814,1	100,0	585,3	100,0	763,0	100,0	665,9	100,0	104,6	15,7
XI–I	230,9	28,4	170,0	29,0	201,6	26,8	207,5	31,2	49,4	23,8
V–X	583,2	71,6	415,3	71,0	561,4	73,6	458,4	68,8	90,7	19,

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

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

nej sumy opadów. Najbardziej wilgotną porą roku było lato (36,8% rocznej sumy opadów) i jesień (33,8%).

W 2009 r. najwyższe miesięczne sumy opadów było w czerwcu (172,9 mm) i maju (126,9), co stanowiło odpowiednio 22,7 i 16,6% rocznej sumy opadów w tym roku (tab. 14). Miesięczna suma opadów w czerwcu 2009 r. stanowiła 172,9% średniej miesięcznej sumy opadów z lat 1987–2009, a w maju 162,9%. Opady półrocza letniego (V–X) stanowiły 73,6% rocznej sumy opadów. Najbardziej wilgotną porą roku było lato (42,0% rocznej sumy opadów) i wiosna (25,4%).

5.2. Rozbryzg

5.2.1. Częstość zdarzeń

W latach hydrologicznych 2007–2009 w okresie od maja do października stwierdzono łącznie 153 zdarzeń rozbryzgu; najwięcej ich było w czerwcu i lipcu, a najmniej w sierpniu (tab. 15). Najniższa suma opadu, podczas którego wystąpił rozbryzg, wynosiła 0,8 mm w 2007 r., 1,1 mm w 2008 r. i 0,7 mm w 2009 r.

Tabela 15. Liczba zdarzeń rozbryzgu na czarnym ugorze w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007–2009)

Table 15. Number of splash events on a bare fallow plot in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007–2009)

Mieiąc	Liczba zdarzeń rozbryzgu						
	2007	2008	2009	Suma	Średnia	Standardowa odchyłka	Współczynnik zmienności
Maj	5	8	11	24	8,0	3,0	37,5
Czerwiec	8	8	15	31	10,3	4,0	39,1
Lipiec	8	14	9	31	10,3	3,2	31,1
Sierpień	8	5	5	18	6,0	1,7	28,9
Wrzesień	8	10	6	24	8,0	2,0	25,0
Październik	8	5	12	25	8,3	3,5	42,1
Suma	45	50	58	153	51,0	5,7	11,

5.2.2. Masa rozbryzgu

Podczas każdego zdarzenia największy rozbryzg stwierdzano w kubkach o średnicy 15,0 cm, a najmniejszy – o średnicy 2,0 cm. W przeliczeniu na jednostkę powierzchni rozbryzg jednostkowy [$\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$] wzrastał wraz z malejącą średnicą lejka (tab. 16, 17). Zależność rozbryzgu całkowitego i jednostkowego od średnicy kubka najlepiej opisują równania potęgowe ($y=a\cdot x^b$) (ryc. 38, 39, tab. 18). Parametry równań dla pojedynczych zdarzeń były zróżnicowane w poszczególnych latach. Wartości parametru a zawierały się w przedziale 0,0003–0,6505, a parametru b od 0,0772 do 1,8858 (tab. 19). Dla rozbryzgu jednostkowego wartości parametru a zawierały się w przedziale 0,0001–0,1717, a parametru b od -1,6362 do -0,0002. Podobnie i w tym przypadku wartości parametru a charakteryzowały się dużym rozrzutem w przypadku pojedynczych zdarzeń deszczu, podczas gdy wartości parametru b były znacznie bardziej stabilne (tab. 19).

W kolejnych latach wartości rozbryzgu wyznaczone według modelu A. van Dijka i in. (2002a) były zróżnicowane i wynosiły $6,650 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ w roku 2007, $2,833 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ w roku 2008 i $4,142 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ w roku 2009. Zastanawiająca jest duża różnica w wielkości przemieszczanego przez deszcz materiału w roku 2007 i 2009. W latach tych energia kinetyczna deszczu była podobna, a wielkość rozbryzgu różniła się ponad 1,5-krotnie (tab. 20). Odporność gleby na rozbryzg, rozumiana jako ilość energii potrzebnej do oderwania 1 kg materiału glebowego, wynosiła od $1259,8$ do $2048,9 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$. Największą odporność gleby na rozbryzg zaobserwowano w roku 2009, w którym przy stosunkowo wysokiej energii kinetycznej opadu stwierdzono stosunkowo mały rozbryzg gleby. Odległości przemieszczania gleby wyznaczone z modelu A. van Dijka i in. (2002a) zawierały się od 2 do 48 cm, a największym zróżnicowaniem charakteryzowały się w roku 2007 (tab. 20).

W letnim półroczu hydrologicznym roku 2007 odrywanie cząstek gleby podczas pojedynczych zdarzeń deszczu wynosiło od 0,002 do $1,031 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$, a sumaryczna wartość rozbryzgu $6,650 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$. W przeliczeniu na warstwę całkowitego opadu w półroczu letnim wielkość rozbryzgu jednostkowego wyniosła $0,012 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{mm}^{-1}$. Największe natężenie procesu

Tabela 16. Rozbryzg [g] na czarnym ugorze w letnim półroczu hydrologicznym (Łązy k. Bochni, 2007–2009)

Table 16. Splash [g] on a bare fallow plot in summer half-year (Łązy near Bochnia, 2007–2009)

Rok	Parametr	Średnica lejka [cm]						
		15,0	11,2	9,4	7,0	6,0	3,8	2,0
2007	Wart. średnia [g]	3,9	2,4	1,9	1,2	0,9	0,5	0,2
	S.D. [g]	6,2	3,7	3,0	1,8	1,5	0,7	0,3
	C.V. [%]	159,8	159,1	154,8	157,1	157,5	158,7	160,8
2008	Wart. średnia [g]	1,9	1,2	0,9	0,6	0,4	0,2	0,1
	S.D. [g]	3,0	1,8	1,4	0,9	0,7	0,3	0,1
	C.V. [%]	154,3	152,7	152,8	154,3	153,9	151,6	145,6
2009	Wart. średnia [g]	2,6	1,7	1,2	0,7	0,6	0,3	0,1
	S.D. [g]	8,8	5,8	4,3	2,5	1,9	1,0	0,3
	C.V. [%]	341,3	353,0	345,2	339,2	333,7	362,7	359,0

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

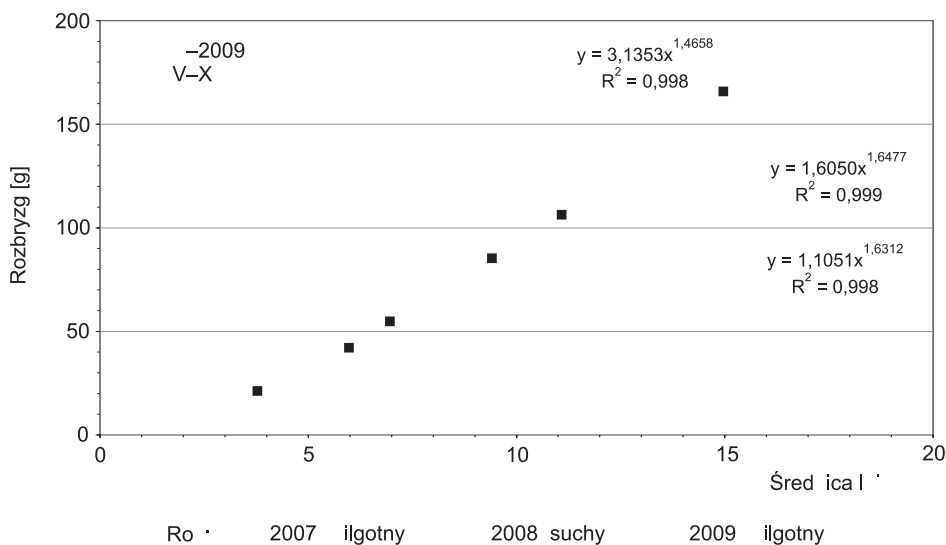
S.D. – standard deviation, C.V. – variation coefficient.

Tabela 17. Rozbryzg jednostkowy [g·cm⁻²] na czarnym ugorze w letnim półroczu hydrologicznym (Łązy k. Bochni, 2007–2009)Table 17. Splash [g·cm⁻²] on a bare fallow plot in summer half-year (Łązy near Bochnia, 2007–2009)

Rok	Parametr	Średnica lejka [mm]						
		15,0	11,2	9,4	7,0	6,0	3,8	2,0
2007	Wart. średnia [g]	0,0055	0,0060	0,0069	0,0076	0,0083	0,0104	0,0161
	S.D. [g]	0,0087	0,0095	0,0107	0,0119	0,0131	0,0165	0,0259
	C.V. [%]	159,8	159,1	154,8	157,1	157,5	158,7	160,8
2008	Wart. średnia [g]	0,0023	0,0025	0,0029	0,0031	0,0033	0,0035	0,0050
	S.D. [g]	0,0040	0,0044	0,0049	0,0055	0,0058	0,0061	0,0084
	C.V. [%]	175,0	173,5	173,5	174,9	174,6	172,2	165,7
2009	Wart. średnia [g]	0,0032	0,0037	0,0039	0,0042	0,0045	0,0053	0,0067
	S.D. [g]	0,0118	0,0139	0,0146	0,0153	0,0161	0,0203	0,0258
	C.V. [%]	364,6	376,9	368,7	362,4	356,5	387,3	383,3

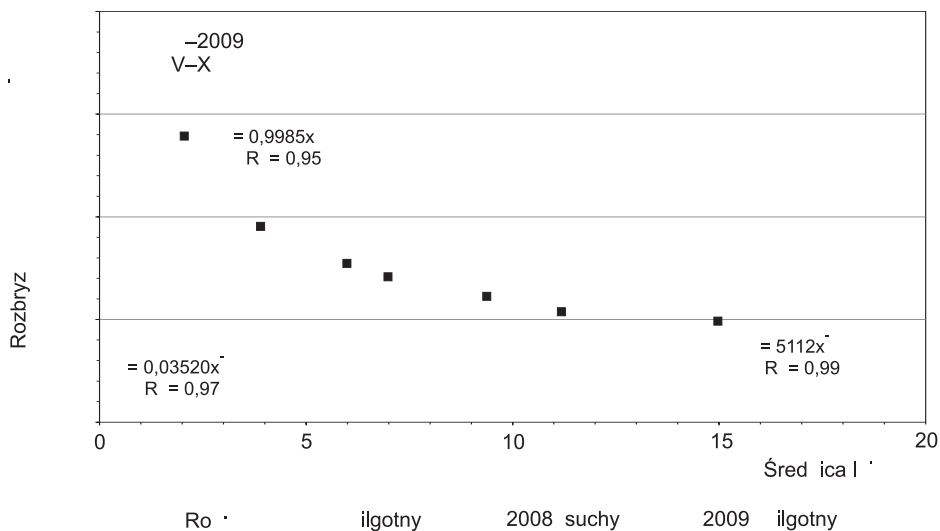
S.D. – odchylenie standardowe, C.V. – współczynnik zmienności.

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



Rycina 38. Rozbryzg gleby całkowity [g] w zależności od średnicy lejka w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007–2009)

Figure 38. Soil splash [g] in relation to funnel diameters in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007–2009)



Rycina 39. Rozbryzg jednostkowy gleby [g·cm⁻²] w zależności od średnicy lejka w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007–2009)

Figure 39. Soil splash [g·cm⁻²] in relation to funnel diameters in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007–2009)

Tabela 18. Parametry a i b równań $y=a \cdot x^b$ zależności rozbryzgu [g] od średnicy lejka oraz rozbryzgu jednostkowego [$\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}$] gleby od średnicy lejka w letnim półroczu hydrologicznym (Łązy k. Bochni, 2007–2009)

Table 18. Parameters a and b of exponential function $y=a \cdot x^b$ for the relationship between splash [g] and splash funnel diameter as well as splash [$\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}$] and splash cup diameter in summer half-year (Łązy near Bochnia, 2007–2009)

Rok	iczba zdarzeń	Rozbryzg [g]			Rozbryzg		
		a	b	R^2	a	b	R
2007	45	3,1353	1,4658	0,9983	0,998		
2008	50	1,1051	1,6312	0,9984	0,352		
2009	58	1,6050	1,6477	0,9998	0,511		

Tabela 19. Wartości parametrów a i b równań $y = a \cdot x^b$ zależności rozbryzgu gleby [g] od średnicy lejka oraz rozbryzgu jednostkowego [$\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}$] od średnicy lejka w pojedynczych zdarzeniach deszczu w letnim półroczu hydrologicznym (Łązy k. Bochni, 2007–2009)

Table 19. Parameters a and b of exponential function $y=a \cdot x^b$ for the relationship between splash [g] and splash funnel diameter as well as splash [$\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}$] and splash cup diameter for single rainfall events in summer half-year (Łązy near Bochnia, 2007–2009)

Rok	iczba zdarzeń	Rozbryzg [g]		Rozbryzg	
		a	b	a	
2007	45	0,0007–0,6505	0,6191–1,7487	0,0001–0,061	- -
2008	50	0,0003–0,1357	0,9834–1,8858	0,0008–0,052	- -
2009	58	0,0003–0,5435	0,0772–1,7877	0,0003–0,171	- -

Tabela 20. Parametry opadu, wartości rozbryzgu, odporność gleby na rozbryzg i odległość przemieszczenia cząstek wyznaczone z modelu Van Dijka i in. (2002a) w letnim półroczu hydrologicznym (Łązy k. Bochni, 2007–2009)

Table 20. Rainfall parameters, splash, soil resistance to splash and splash travel distance based on Van Dijk et al. (2002a) model in summer half-year (Łązy near Bochnia, 2007–2009)

ie ią		ia inetyczna opadu	Rozbryzg	Odporność gleby na rozbryzg	Odległość prze ieszcza ia [cm]
				1259,8	–4
2008	415,3	5164,1	2,833	1822,8	2–3
2009	561,4	8486,6	4,142	2048,9	2–2

było w czerwcu, a najmniejsze w październiku. W letnim półroczu hydrologicznym 2008 r. odrywanie cząstek gleby podczas pojedynczych zdarzeń deszczu wynosiło od 0,001 do 0,485 kg·m⁻², a całkowita wielkość przemieszczania gleby 2,833 kg·m⁻². Rozbryzg w przeliczeniu na warstwę opadu wyniósł 0,007 kg·m⁻²·mm⁻¹. Najwięcej cząstek gleby było przemieszczane w lipcu, a najmniej w październiku. W roku 2009 rozbryzg podczas pojedynczych zdarzeń deszczu zmieniał się od 0,0005 do 1,987 kg·m⁻². Wartość skumulowana wynosiła 4,142, a w przeliczeniu na warstwę deszczu 0,007 kg·m⁻²·mm⁻¹. Największe przemieszczanie gleby następowało w maju, a najmniejsze we wrześniu.

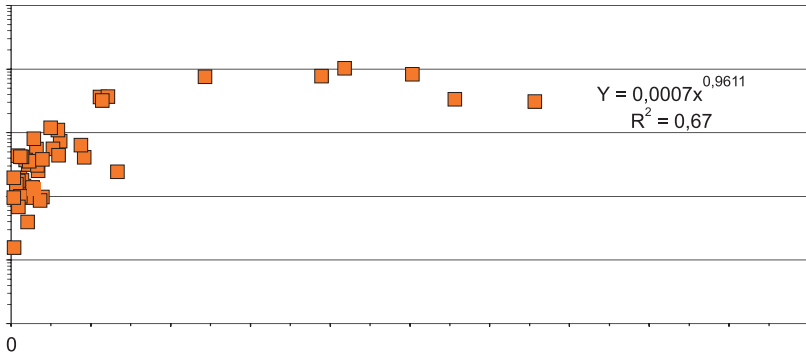
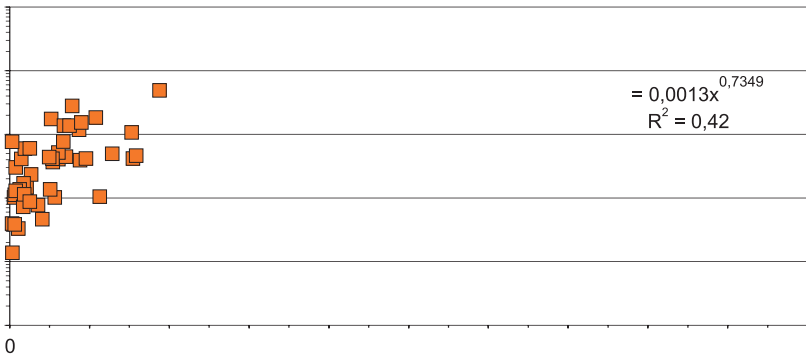
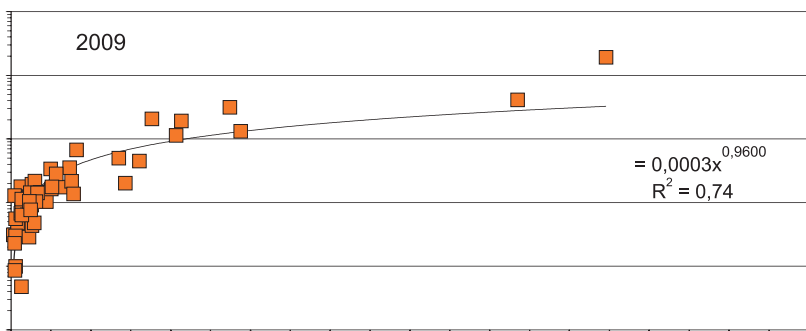
Siła związku między rozbryzgiem jednostkowym gleby, wyznaczonym z modelu A. van Dijka i in. (2002a), a jednostkową energią kinetyczną deszczu była bardzo wysoka (ryc. 40). W roku wilgotnym 2007 i 2009 współczynnik korelacji r wynosił odpowiednio 0,82 i 0,86, w suchym 2008 r. – 0,65. Wartość energii kinetycznej oddzielnych deszczów zmieniała się w szerokim zakresie w latach wilgotnych. W roku 2007 wynosiła od 8,1 do 1311,4 J·m⁻², a w roku 2009 od 3,0 do 1492,8 J·m⁻²; w suchym 2008 r. energia kinetyczna deszczów charakteryzowała się dużo mniejszymi zmianami, od 6,2 do 376,0 J·m⁻². Podobnie dużymi zmianami charakteryzowała się odporność gleby na rozbryzg podczas oddzielnych deszczów. W okresie badań mieściła się w zakresie od 81,9 do 47961,9 J·kg⁻¹.

Równie silny był związek między rozbryzgiem jednostkowym a sumą opadu deszczu (ryc. 41). Współczynnik korelacji był tylko nieco niższy niż w przypadku związku z energią kinetyczną deszczu i wynosił 0,77 w 2007 r., 0,59 w 2008 r. i 0,79 w 2009 r. Bardzo wysoką korelację stwierdzono również między rozbryzgiem gleby a wskaźnikiem erozyjności (ryc. 42). We wszystkich przypadkach zależności rozbryzgu jednostkowego od energii kinetycznej, sumy opadu i erozyjności deszczu opisywały równania potęgowe.

5.2.3. Wartości progowe w przebiegu rozbryzgu

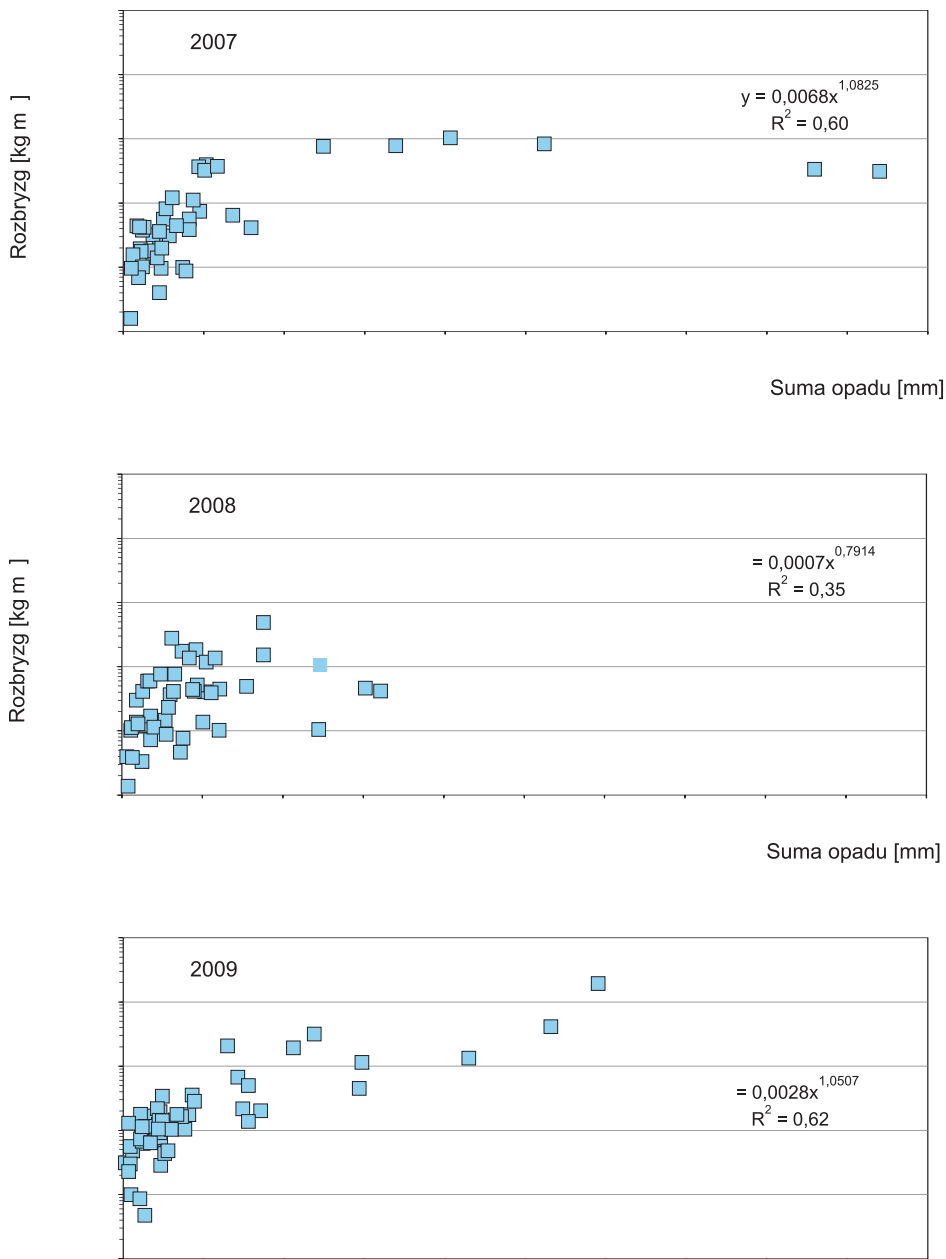
Rozbryzg występował podczas wszystkich rejestrowanych deszczów o sumie powyżej 0,7 mm. W związku z tym, na podstawie pomiarów terenowych, ustalono wartość progową pojawiania się rozbryzgu (*threshold of manifestation*), gdy wartość minimalna wysokości deszczu, podczas której proces zachodzi, wynosi 0,7 mm. Wartość rozbryzgu, która jest miarą efektywności procesu, zmienia się w szerokim zakresie. W latach wilgotnych (2007, 2009) ponad 90% całkowitej masy przemieszczanego przez rozbryzg materiału glebowego było uruchamiane podczas deszczów powyżej 5 mm, w roku suchym zaś ta wartość była niższa (tab. 21). Podobne proporcje stwierdzono w latach wilgotnych w przypadku deszczów powyżej 10 mm. Wszystkie one były bardzo skuteczne. Deszcze potencjalnie erozyjne, wyróżnione zgodnie z kryterium USLE, spowodowały natomiast uruchomienie od 62,5 do 87,5% gleby w latach wilgotnych i zaledwie 31,4% w roku suchym.

W obu latach wilgotnych (2007, 2009) prawie 90% całkowitej masy uruchamianego przez rozbryzg materiału glebowego było przemieszczane podczas deszczów o jednostkowej energii kinetycznej powyżej 100 J·m⁻² (tab. 22), natomiast deszcze o dużej energii kinetycznej, powyżej 1000 J·m⁻², przemieszczały od 22% do blisko 58% cząstek gleby. W roku suchym 86,6% całkowitej masy uruchamianego przez rozbryzg materiału glebowego było przemieszczane podczas deszczów o energii powyżej 50 J·m⁻², ale mniejszej niż 100 J·m⁻². Łącznie w ciągu 3 lat 2007–2009 ponad 90% materiału glebowego zostało przemieszczone podczas deszczów o energii kinetycznej powyżej 50 J·m⁻², natomiast deszcze o energii kinetycznej powyżej 1000 J·m⁻², przemieściły nieco ponad 28%. Deszcze o energii kinetycznej między 50 a 200 J·m⁻² uruchomiły prawie 50% całkowitej masy uru-

Energia kinetyczna deszczu [J m⁻²]Energia kinetyczna deszczu [J m⁻²]Energia kinetyczna deszczu [J m⁻²]

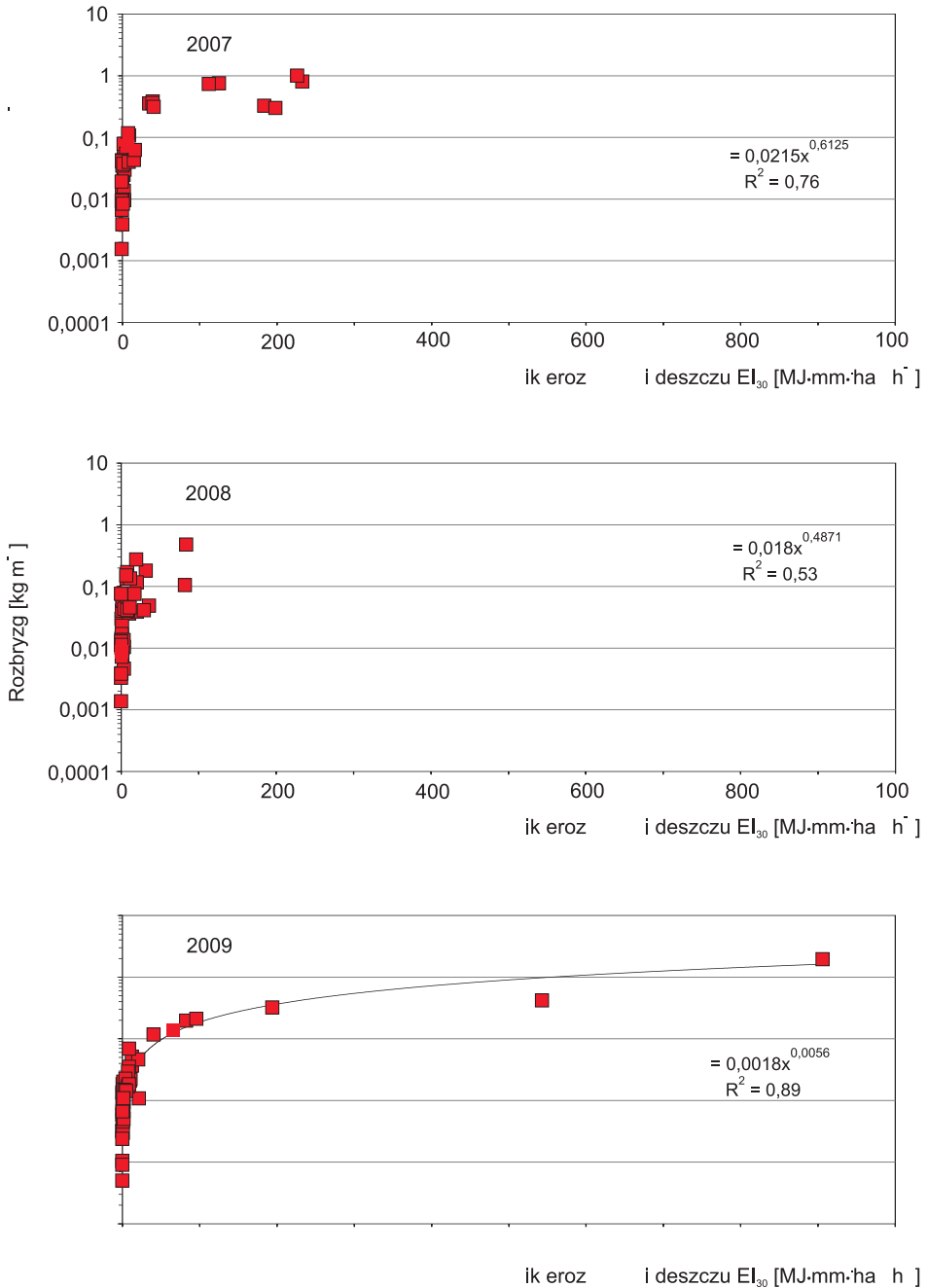
Rycina 40. Rozbryzg jednostkowy gleby [kg·m⁻²] wyznaczony z modelu Van Dijka i in. (2002a) vs jednostkowa energia kinetyczna deszczu [J·m⁻²] w letnim półroczu hydrologicznym (Łąży k. Bochni, 2007–2009)

Figure 40. Soil splash [kg·m⁻²] calibrated using the Van Dijk et al. (2002a) model vs kinetic energy per unit of area [J·m⁻²] in summer half-year (Łąży near Bochnia, 2007–2009)



Rycina 41. Rozbryzg jednostkowy gleby [kg·m⁻²] wyznaczony z modelu Van Dijka i in. (2002a) vs suma opadu deszczu [mm] w letnim półroczu hydrologicznym (Łązy k. Bochni, 2007–2009)

Figure 41. Soil splash [kg·m⁻²] calibrated using the Van Dijk et al. (2002a) model vs rainfall amount [mm] in summer half-year (Łązy near Bochnia, 2007–2009)



Rycina 42. Rozbryzg jednostkowy gleby [kg·m⁻²] wyznaczony z modelu Van Dijka i in (2002a) vs wskaźnik erozyjności deszczu EI₃₀ [MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹] w letnim półroczu hydrologicznym (Łązy k. Bochni, 2007–2009)

Figure 42. Soil splash [kg·m⁻²] calibrated using the Van Dijk et al. (2002a) model vs rainfall erosivity index EI₃₀ [MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹] in summer half-year (Łązy near Bochnia, 2007–2009)

Tabela 21. Wartości rozbryzgu [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] wyznaczone z modelu Van Dijka i in. (2002a) w zależności od wysokości deszczów [mm] w letnim półroczu hydrologicznym (Łązy k. Bochni, 2007–2009)Table 21. Splash [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] calibrated using the Van Dijk et al. (2002a) model in relation to amount of single rainfall event in summer half-year (Łązy near Bochnia, 2007–2009)

Rok	Wysokość deszczu [mm]	Deszcze		Rozbryzg		Odległość przebiegu deszczu i
		liczba	[%]	-	[%]	
2007	>0,1	45	100,0	6,649	100,0	2–4
	>5,0	24	53,3	6,181	93,0	3–1
	>10,0	12	26,7	5,237	78,8	3–1
	>12,7	9	20,0	4,158	62,5	4–1
2008	>0,1	50	100,0	2,832	100,0	2–3
	>5,0	29	58,0	2,407	85,0	5–3
	>10,0	14	28,0	1,291	45,6	6–3
	>12,7	7	14,0	0,890	31,4	8–3
2009	>0,1	58	100,0	4,142	100,0	3–2
	>5,0	24	41,3	3,800	91,7	8–2
	>10,0	13	22,4	3,623	87,5	8–2
	>12,7	13	22,4	3,623	87,5	8–2
–200	>0,1	153	100,0	13,623	100,0	2–48
	>5,0	77	50,3	12,388	90,9	3–3
	>10,0	39	25,5	10,151	74,5	3–3
	>12,7	29	19,0	8,671	63,6	4–3

chamianego przez rozbryzg materiału glebowego. Oznacza to, że wzrost energii kinetycznej powoduje wzrost ilości przemieszczanego materiału tylko do pewnej wielkości, po przekroczeniu której dochodzi do zatrzymania procesu. W przypadku rozbryzgu sprawdzałaby się więc stara Owidiuszowa maksyma, że „kropla draży skałę nie siłą, lecz ciągłym padaniem” (*gutta cavat lapidem non vi, sed saepe cadendo*).

W latach wilgotnych powyżej 60% całkowitej masy uruchamianych przez rozbryzg cząstek gleby było przemieszczane podczas deszczów o wskaźniku erozyjności powyżej

Tabela 22. Wartości rozbryzgu [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] wyznaczone z modelu Van Dijka i in. (2002a) w zależności od energii kinetycznej deszczu [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$] w letnim półroczu hydrologicznym (Łązy k. Bochni, 2007–2009)

Table 22. Splash [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] calibrated using the Van Dijk et al. (2002a) model in relation to kinetic energy of a single rainfall [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$] in summer half-year (Łązy near Bochnia, 2007–2009)

Rok	Energia kinetyczna deszczu	Deszcze		Rozbryzg		Odległość przebiegająca [cm]
		liczba	[%]	-	[%]	
2007	> 5	45	100,0	6,649	100,0	2–4
	>50	27	60,0	6,275	94,4	3–4
	>100	18	40,0	6,001	90,3	3–1
	>200	11	24,4	5,496	82,7	3–1
	>500	5	11,1	3,272	49,2	3–1
	>1000	3	6,7	1,465	22,0	3–1
	>1500	-	-	-	-	-
2008	> 5	50	100,0	2,832	100,0	2–3
	>50	29	58,0	2,452	86,6	5–3
	>100	-	-	-	-	-
	>200	-	-	-	-	-
	>500	-	-	-	-	-
	>1000	-	-	-	-	-
	>1500	-	-	-	-	-
2009	> 0	58	100,0	4,142	100,0	2–2
	>50	27	46,6	3,872	93,5	3–2
	>100	17	29,3	3,725	89,9	3–2
	>200	10	17,2	3,517	84,9	11–2
	>500	4	6,9	2,871	69,3	11–1
	>1000	2	3,4	2,410	58,2	11–1
>1500	-	-	-	-	-	
2007–2009	> 0	153	100,0	13,623	100,0	2–48
	>50	83	54,2	12,599	92,5	3–4
	>100	35	22,9	9,726	71,4	3–2
	>200	21	13,7	9,013	66,2	3–2
	>500	9	5,9	6,143	45,1	3–1
	>1000	5	3,3	3,875	28,4	3–1
	>1500	-	-	-	-	-

$100 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$, natomiast w roku suchym 90% podczas deszczów o erozyjności poniżej $50 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ (tab 23). W ciągu trzech lat 50% całkowitej masy uruchamianego materiału glebowego było przemieszczane podczas deszczów o wskaźniku EI_{30} powyżej $100 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$, a tylko nieco ponad 17% – powyżej $500 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$.

Tabela 23. Wartości rozbrzygu [kg·m⁻²] wyznaczone z modelu Van Dijka i in. (2002a) w zależności od wskaźnika erozyjności deszczu [MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹] w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007–2009)Table 23. Splash [kg·m⁻²] calibrated using the Van Dijk et al. (2002a) model in relation to single rainfall erosivity index [MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹] in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007–2009)

Rok	Wskaźnik erozyjności deszczu [MJ·mm·ha ⁻¹ ·h ⁻¹]	Deszcze		Rozbrzyg		Odległość przebiegu deszczu [cm]
		liczba	[%]	-	[%]	
2007	>0	45	100,0	6,649	100,0	-48
	>50	6	13,3	4,029	60,6	3–1
	>100	6	13,3	4,029	60,6	3–1
	>150	4	8,9	2,496	37,5	4–1
	>200	2	4,4	1,855	27,9	4–
	>500	-	-	-	-	-
	>1000	-	-	-	-	-
2008	>0	50	100,0	2,832	100,0	2–3
	>50	2	4,0	0,283	10,0	3–20
	>100	-	-	-	-	-
	>150	-	-	-	-	-
	>200	-	-	-	-	-
	>500	-	-	-	-	-
	>1000	-	-	-	-	-
2009	>0	58	100,0	4,142	100,0	-30
	>50	6	10,3	3,282	79,2	11–2
	>100	3	5,2	2,735	66,0	11–1
	>150	3	5,2	2,735	66,0	11–1
	>200	2	3,4	2,735	66,0	11–1
	>500	2	3,4	2,410	58,2	11–1
	>1000	-	-	-	-	-
2007–2009	>0	153	100,0	13,623	100,0	2–48
	>50	14	9,2	7,594	55,7	3–2
	>100	9	5,9	6,764	49,7	3–1
	>150	7	4,6	5,231	38,4	4–1
	>200	4	2,6	4,590	33,7	4–1
	>500	2	1,3	2,410	17,7	11–1
	>1000	-	-	-	-	-

W latach hydrologicznych 2007–2009 blisko 56% materiału glebowego było uruchamiane na stokach podczas deszczów o wskaźniku EI₃₀ powyżej 50 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹, jednak wartości te były bardzo zróżnicowane w latach wilgotnych i suchym. W tych pierwszych od 60,6 do 66,0% cząstek gleby było przemieszczane podczas deszczów o wskaźniku EI₃₀,

powyżej $100 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$, w roku suchym podczas deszczów o erozyjności powyżej $50 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ – zaledwie 10%. W przypadku rozbryzgu rola zdarzeń największych, o największej energii kinetycznej i największym wskaźniku EI_{30} , nie jest, wbrew pozorom, wcale tak oczywista. Zdarzenia największe (powyżej $200 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$), których nie było dużo, bo zaledwie po 2 przypadki stanowiące od 3,4 do 4,4% zdarzeń w roku, przemieściły 27,9% (2007), 58,2% (2009) a w całym trzyleciu 33,7% cząstek gleby. Paradoksalnie w roku 2009 energia kinetyczna obydwu zdarzeń była bardzo wysoka i zarazem podobna, erozyjność natomiast równie wysoka (powyżej 500), choć różniąca się od siebie prawie dwukrotnie. Brak spodziewanej skuteczności, objawiającej się masą przemieszczanego materiału, wiąże się z wystąpieniem, podczas deszczów o wyjątkowo dużej energii procesu kompaktacji gruntu, który utrudnia, a nawet uniemożliwia dalsze odrywanie i przemieszczanie gleby.

Wyróżniając wartości progowe w przebiegu rozbryzgu na stoku, uwzględniono dwa parametry: wskaźnik erozyjności deszczów i spływu powierzchniowego (EI_{30}) oraz maksymalne natężenie 30-minutowe deszczu (I_{30}). W układzie współrzędnych wyznaczono domeny występowania rozbryzgu oraz domeny skuteczności procesu. Domena występowania procesu została określona przez minimalne i maksymalne wartości wskaźnika erozyjności EI_{30} i 30-minutowego natężenia deszczu. Domeny skuteczności procesu wyróżniono, stosując dwa odrębne podejścia. Pierwsze polegało na określeniu minimalnych wartości wskaźnika erozyjności EI_{30} i maksymalnego natężenia 30-minutowego, po przekroczeniu których wystąpiło 10% największych zdarzeń (percentyl 90%). Drugie polegało na wyznaczeniu wartości wskaźnika erozyjności EI_{30} i maksymalnego natężenia 30-minutowego deszczu, po przekroczeniu których na stoku było uruchamiane ponad 90% gleby. Pierwsza wartość jest wartością progową wystąpienia zdarzeń ekstremalnych deszczu (przyczyny) potencjalnie powodujących ekstremalne skutki (największy rozbryzg). Druga wartość jest wartością progową największej skuteczności erozyjnej (NSE) procesu. Różnienie to pozwala na podanie wartości progowych zdarzeń potencjalnie najbardziej erozyjnych i zdarzeń rzeczywiście erozyjnych.

W roku hydrologicznym 2007 domenę wystąpienia rozbryzgu wyznaczały bardzo niskie dolne wartości wskaźnika erozyjności EI_{30} lub maksymalnego natężenia 30-minutowego deszczu oraz stosunkowo niskie górne wartości wskaźnika erozyjności EI_{30} przy stosunkowo wysokim maksymalnym natężeniu 30-minutowym deszczu (tab. 24). Masa przemieszczonego w tym roku materiału glebowego stanowiła 48,8% całkowitej masy materiału glebowego przemieszczonego w trzyletnim okresie badań. Deszcze ekstremalne, o potencjalnie najwyższej skuteczności, do których zaliczono przypadki deszczów równe i przekraczające percentyl 90%, przemieściły zaledwie 6% całkowitej ilości uruchomionej przez rozbryzg w półroczu letnim gleby (tab. 25). W tej kategorii mieściły się wyłącznie deszcze, które zgodnie z kryterium USLE miały status erozyjnych (ryc. 43). Natomiast ponad 90% cząstek gleby przemieszczanych na stoku przez bombardującą działalność kropeł deszczu zostało uruchomione podczas deszczów, które przekroczyły wartość progową wskaźnika erozyjności EI_{30} równą $7,2 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub maksymalnego natężenia 30-minutowego równą $5,8 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Dokonało się to podczas 17 zdarzeń erozyjnych (tab. 26).

W suchym roku hydrologicznym 2008 domenę wystąpienia rozbryzgu wyznaczały również bardzo niskie dolne wartości wskaźnika erozyjności EI_{30} i maksymalnego natężenia 30-minutowego deszczu oraz bardzo niskie górne wartości wskaźnika erozyjności EI_{30} , przy stosunkowo wysokim maksymalnym 30-minutowym natężeniu deszczu (tab. 24).

Tabela 24. Domeny występowania rozbryzgu [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] wyznaczonego z modelu Van Dijka i in. (2002a) w letnim półroczu hydrologicznym (Łązy k. Bochni, 2007–2009)Table 24. Domains of occurrence of splash [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] calibrated using the Van Dijk et al. (2002a) model in summer half-year (Łązy near Bochnia, 2007–2009)

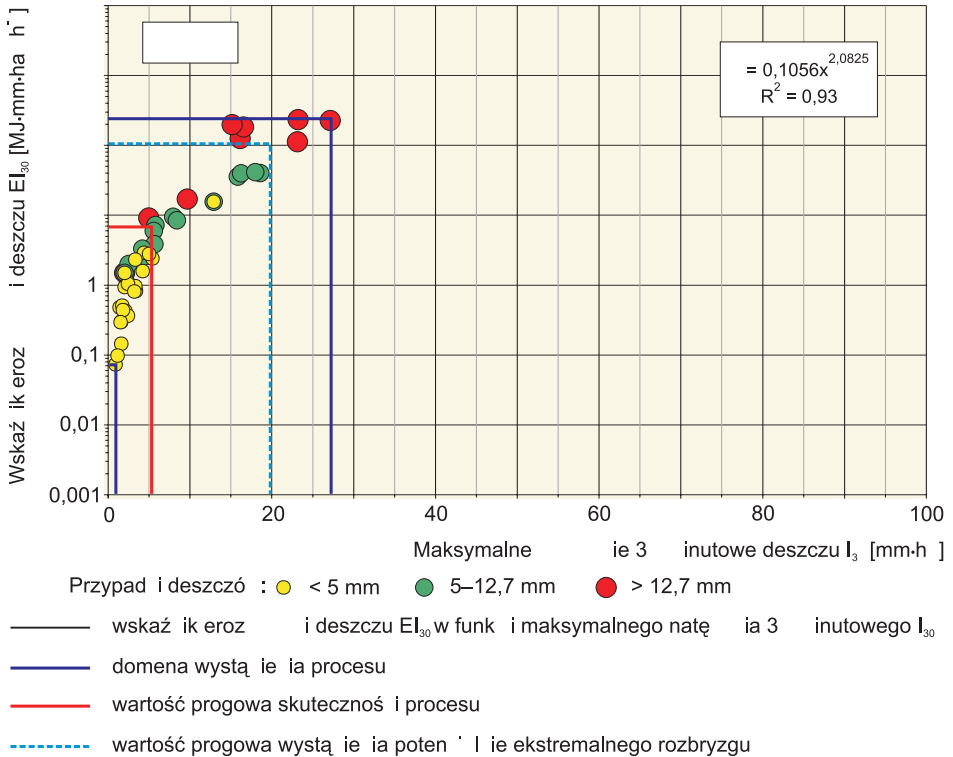
Rok	Liczba zdarzeń	Domeny występowania rozbryzgu		Rozbryz		
		EI_{30}	I_{30}		[%]	
2007	doln	0,07	0,9	6,649	48,8	45
	górn	233,3	27,1			
2008	doln	0,05	0,9	2,833	20,8	50
	górn	84,2	26,9			
2009	doln	0,02	0,23	4,142	30,4	58
	górn	907,4	60,8			
2007–2009	doln	0,02	0,9	13,623	100,0	15
	górn	907,4	27,1			

 EI_{30} – wskaźnik erozyjności deszczu, I_{30} – maksymalne natężenie 30-minutowe deszczu. EI_{30} – rainfall erosivity index, I_{30} – maximum 30-minute intensity.Tabela 25. Wartości progowe wystąpienia potencjalnie ekstremalnych wartości rozbryzgu [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] wyznaczonych z modelu Van Dijka i in. (2002a) w letnim półroczu hydrologicznym (Łązy k. Bochni, 2007–2009)Table 25. Rainfall thresholds for potentially extreme splash [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] calibrated using the Van Dijk et al. (2002a) model in summer half-year (Łązy near Bochnia, 2007–2009)

Rok	Wartość progowa wystąpienia potencjalnie ekstremalnych wartości rozbryzgu (percyntyl 90%)		Rozbryz		Liczba zdarzeń przekracz
	EI_{30}	I_{30}		[%]	
2007	112,6	20,0	0,403	6,1	6
2008	29,2	14,0	0,864	30,5	5
2009	65,5	11,4	3,282	79,2	6
2007–2009	40,5	9,8	8,338	61,2	1

 EI_{30} – wskaźnik erozyjności deszczu, I_{30} – maksymalne natężenie 30-minutowe deszczu. EI_{30} – rainfall erosivity index, I_{30} – maximum 30-minute intensity.

Deszcze ekstremalne uruchomiły dużo więcej niż w wilgotnym roku 2007, bo prawie 30,5% całkowitej masy gleby przemieszczonej w trzyletnim okresie badań. Było to 2 razy więcej niż w roku poprzednim (tab. 25). W tej kategorii mieściły się zarówno deszcze erozyjne wyróżnione zgodnie z kryterium USLE, jak i deszcze niespełniające tego kryterium (ryc. 44). Ponad 90% przemieszczanej na stoku przez bombardującą działalność kropeł deszczu cząstek gleby zostało uruchomione podczas deszczów, które przekroczyły wartość



Rycina 43. Wartości progowe wystąpienia i natężenia rozbryzgu w letnim półroczu hydrologicznym 2007 r. (Łązy k. Bochni)

Figure 43. Rainfall thresholds for soil splash occurrence and intensity in summer half-year in hydrological year 2007 (Łązy near Bochnia)

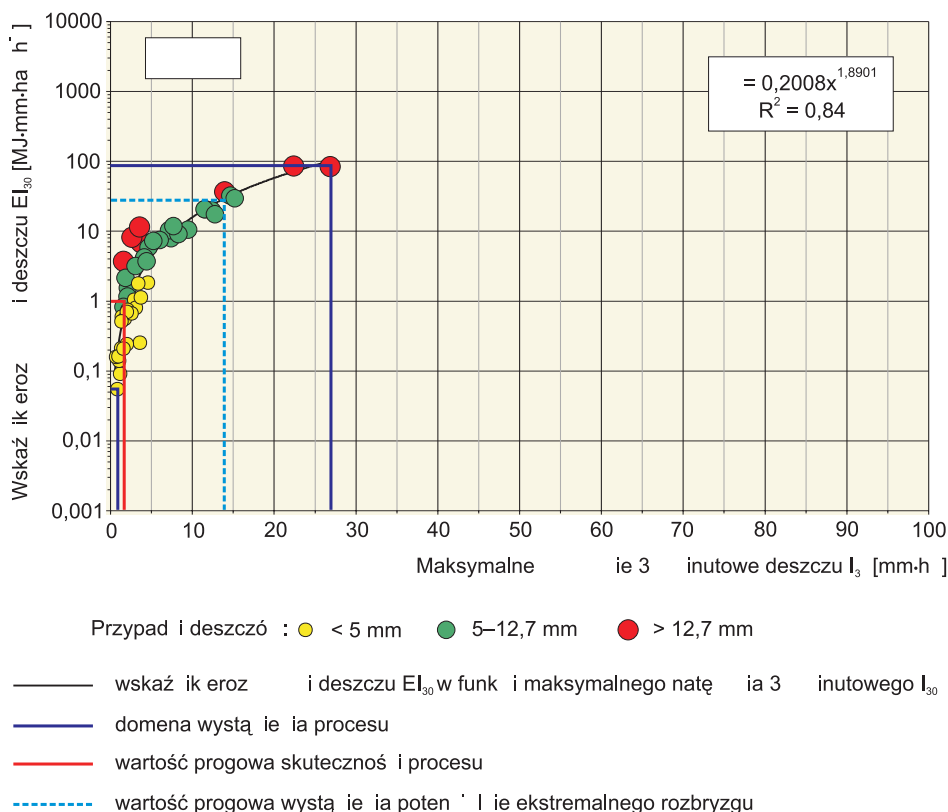
Tabela 26. Wartości progowe maksymalnej skuteczności rozbryzgu [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] wyznaczonego z modelu Van Dijka i in. (2002a) w letnim półroczu hydrologicznym (Łązy k. Bochni, 2007–2009)

Table 26. Rainfall thresholds for maximum effectiveness of splash events [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] calibrated using the Van Dijk et al. (2002a) model in summer half-year (Łązy near Bochnia, 2007–2009)

Rok	Wartość progowa wystąpienia rozbryzgu o maksymalnym natężeniu		Rozbryzg		liczba zdarzeń przekraczających
	EI_{30}	I_{30}		[%]	
2007	7,2	5,8	5,99	90,0	1
2008	1,0	1,9	2,55	90,0	3
2009	7,6	7,7	3,73	90,0	1
2007–2009	2,8	5,0	12,26	90,0	1

EI_{30} – wskaźnik erozyjności deszczu, I_{30} – maksymalne natężenie 30-minutowego deszczu.

EI_{30} – rainfall erosivity index, I_{30} – maximum 30-minute intensity.

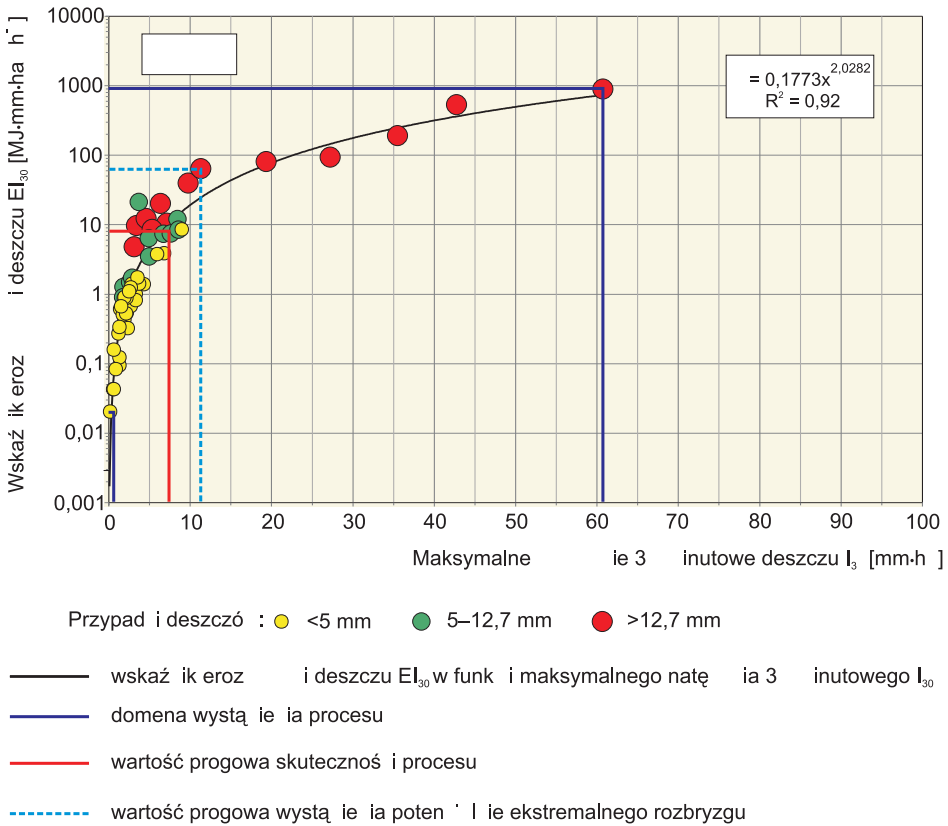


Rycina 44. Wartości progowe wystąpienia i natężenia rozbrzygu w letnim półroczu hydrologicznym 2008 r. (Łązy k. Bochni)

Figure 44. Rainfall thresholds for soil splash occurrence and intensity in summer half-year in hydrological year 2008 (Łązy near Bochnia)

progową wskaźnika erozyjności EI_{30} równą $1,0 \text{ MJ} \cdot \text{mm} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$ lub maksymalnego natężenia 30-minutowego równą $1,9 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$. Dokonało się to podczas 31 zdarzeń erozyjnych (tab. 26).

W wilgotnym roku hydrologicznym 2009 domena wystąpienia rozbrzygu była najszersza. Wyznaczały ją również bardzo niskie dolne wartości wskaźnika erozyjności EI_{30} i maksymalnego natężenia 30-minutowego deszczu oraz bardzo wysokie górne wartości wskaźnika erozyjności EI_{30} , przy równie wysokim maksymalnym natężeniu 30-minutowym (tab. 24). W tym roku jednak zostało przemieszczone przez rozbrzygu tylko nieco ponad 30% gleby. Deszcze ekstremalne, do których zaliczono przypadki równe i przekraczające percentyl 90%, przemieściły najwięcej w całym trzyleciu materiału glebowego, bo aż 79,2%. Było to 8 razy więcej niż w wilgotnym roku 2007 i 4 razy więcej niż w roku suchym 2008 (tab. 25). W tej kategorii mieściły się wyłącznie deszcze erozyjne spełniające kryterium USLE (ryc. 45). Ponad 90% przemieszczanej na stoku przez bombardującą działalność kropli deszczu cząstek gleby zostało uruchomione podczas deszczów, które



Rycina 45. Wartości progowe wystąpienia i natężenia rozbryzgu w letnim półroczu hydrologicznym 2009 r. (Łążyk, Bochnia)

Figure 45. Rainfall thresholds for soil splash occurrence and intensity in summer half-year in hydrological year 2009 (Łążyk near Bochnia)

przekroczyły wartość progową erozyjności równą zaledwie $7,6 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub maksymalnego natężenia 30-minutowego $7,7 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Dokonało się to podczas 17 zdarzeń erozyjnych (tab. 26). Zwraca uwagę fakt, że 11 spośród nich przeniosło niewiele ponad $0,45 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ (tab. 25, 26).

W całym trzyleciu 2007–2009, obejmującym bardzo zróżnicowane pod względem erozyjności lata, domena występowania rozbryzgu była bardzo szeroka. Praktycznie każde zdarzenie deszczu powodowało przemieszczenie cząstek gleby. Zdarzenia ekstremalne (opady powyżej wartości percentyla 90%) przeniosły ponad 61% uruchomionego w całym okresie materiału glebowego, ale 90% materiału zostało przemieszczone podczas deszczów przekraczających próg wynoszący zaledwie $2,8 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $5,0 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Wartości te uzmysławiają, że proces przemieszczania cząstek gleby przez rozbryzg dokonuje się podczas wielu zdarzeń, praktycznie podczas każdego deszczu. Różna jest masa przemieszczanego materiału glebowego, ale zdarzenia o najwyższej energii nie przenoszą największej ilości materiału. O skuteczności rozbryzgu decyduje częstota zdarzeń.

Im jest ich więcej, tym większa jest masa przemieszczonego na stoku materiału glebowego. W latach wilgotnych najbardziej skuteczne okazały się zdarzenia rozbryzgu powodowane przez deszcze o wskaźniku erozyjności EI_{30} przekraczającym $100 \text{ MJ} \cdot \text{mm} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$ lub o maksymalnym natężeniu 30-minutowym deszczu przekraczającym $15 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$.

5.3. Spłukiwanie

5.3.1. Częstość zdarzeń spłukiwania

Lata hydrologiczne 2007–2009, które kontrastowo różniły się pod względem rocznych sum opadu oraz ich erozyjności (tab. 13, 14), charakteryzowały się również różną częstością i dynamiką spłukiwania w ciągu roku (tab. 27). W wilgotnym roku 2007 wystąpiło 14 zdarzeń spłukiwania, z czego tylko 1 zdarzenie wystąpiło w półroczu zimowym i było spowodowane topnieniem śniegu. W suchym roku 2008 wystąpiło 5 zdarzeń spłukiwania. Wszystkie zdarzyły się w półroczu zimowym i były spowodowane topnieniem śniegu lub topnieniem śniegu i opadami. W roku 2009 było 10 zdarzeń spłukiwania, z czego jedno w półroczu zimowym, które było wywołane przez opady deszczu i roztopy śniegu. W roku 2007 najwięcej zdarzeń było w miesiącach letnich (czerwiec, lipiec i sierpień) i jesiennych (wrzesień), w roku 2009 w czerwcu (5 przypadków) i lipcu (2 przypadki) (tab. 27). W obydwu latach spływ i spłukiwanie były wywołane przez opady o zróżnicowanej erozyjności i maksymalnym natężeniu 30-minutowym.

Liczba przypadków spłukiwania na poletkach o tej samej długości była zróżnicowana w zależności od użytkowania poletka. W poszczególnych latach najwięcej zdarzeń było na poletku z czarnym ugiem i uprawami rządowanymi (ziemniaki, buraki), zdecydowanie mniej na poletku z trawą, a najmniej na poletku z pszenicą ozimą (tab. 27).

5.3.2. Masa przemieszczanego na stoku przez spłukiwanie materiału glebowego

Spływ powierzchniowy

Spływ powierzchniowy w letnim półroczu hydrologicznym zmieniał się w szerokim zakresie. W roku hydrologicznym 2007 maksymalne wartości współczynnika spływu wynosiły na poletku z ziemniakami 39,2%, na poletku utrzymywanym w czarnym ugorze 34,2%, na poletku z pszenicą ozimą – 16,3% i na użytku trawiastym – 12,0% (tab. 28). Wielkość spływu powierzchniowego zależała od rodzaju użytkowania ziemi. Największe wartości współczynnika spływu zwykle występowały na czarnym ugorze. Wyjątek stanowiły dwa zdarzenia, które wystąpiły 15 maja i 2 czerwca 2007 r. Podczas tych zdarzeń spływ powierzchniowy był większy na poletku z ziemniakami, które w tym czasie znajdowały się w fazie wschodów i nie stanowiły wystarczającej ochrony dla gleby. Również występowanie bruzd między redlinami ułatwiło skoncentrowany spływ wody. Zdecydowanie mniejsze wartości współczynnika spływu stwierdzono na użytku trawiastym, a najmniejsze w przeważającej liczbie przypadków na poletku z pszenicą ozimą. W większości przypadków spływy powierzchniowe na poletkach doświadczalnych miały charakter spływów nienasyconych i były spowodowane opadami o dużym natężeniu. Jedynie podczas deszczu o dużej wydajności, ale stosunkowo niewielkim średnim natężeniu, który wystąpił 6 września 2007 r., wartości współczynnika spływu były zbliżone na wszystkich typach użytków (czarny ugi, ziemniaki w fazie pełni zasychania liści, poletko ze ścierniskiem); natomiast na użytku trawiastym wartość współczynnika była o połowę mniejsza.

Tabela 27. Liczba deszczów potencjalnie erozyjnych według kryterium USLE oraz zdarzeń splukiwania na polkach doświadczalnych o długości 22,1 m w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007–2009)

Table 27. Number of potentially erosive rains according to the USLE criterion and number of slopewash events on 22.1 m long experimental plots in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007–2009)

Rok	Miejsce	Liczba deszczów potencjalnie erozyjnych z USLE	Liczba zdarzeń splukiwania				
			czarny węgiel	ciemny las	brzoza	ukosa	pszczołochy
	Maj	1	1		x	1	–
	Czerwiec	1	5		x	1	1
	Lipiec	1	3		x	1	1
	Sierpień	1	2		x	1	–
	Wrzesień	2	2		x	2	1
	Październik	2	–	–	x	–	–
	Sum	8	13	13	x	6	3
2008	Maj	–	–	–	x	–	–
	Czerwiec	–	–	–	x	–	–
	Lipiec	3	–	–	x	–	–
	Sierpień	1	–	–	x	–	–
	Wrzesień	2	–	–	x	–	–
	Październik	1	–	–	x	–	–
	Sum	7	–	–	x	–	–
2009	Maj	3	1	x	1	1	1
	Czerwiec	5	5	x	4	2	2
	Lipiec	3	2	x	2	1	–
	Sierpień	1	1	x	–	–	–
	Wrzesień	–	–	x	–	–	–
	Październik	1	–	x	–	–	–
	Sum	13	9	x	7	4	3
2007–2009	Maj	4	2	1	1	2	1
	Czerwiec	6	10	5	4	3	3
	Lipiec	7	5	3	1	2	1
	Sierpień	3	3	2	1	1	–
	Wrzesień	4	2	2	–	2	1
	Październik	4	–	–	–	–	–
	Suma	28	22	13	7	10	

Tabela 28. Opad efektywny [mm], spływ powierzchniowy [mm] i współczynnik odpływu [%] na poletkach różnie użytkowanych w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007–2009)

Table 28. Effective rainfall [mm], surface runoff [mm] and runoff coefficient [%] on differently used plots with different crops in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007–2009)

Rok	L.p.	Data	Opad [mm]	Spływ powierzchniowy							
				czarny ugór		ziemniaki, ¹ buraki cukrowe ²		użytek trawiasty		pszenica ozima	
				[mm]	[%]	[mm]	[%]	[mm]	[%]	[mm]	[%]
2007	1.	15.05	33,8	2,3	6,7	5,2	15,5	2,4	7,0	0,1	0,2
	2.	02.06	52,3	17,9	34,2	20,5	39,2	6,3	12,0	6,6	12,7
	3.	11.06	10,2	2,7	26,2	0,4	3,7	0,1	0,8	–	–
	4.	14.06	9,3	1,4	15,1	0,5	4,9	0,1	0,8	–	–
	5.	25.06	11,6	4,2	36,2	2,7	23,0	–	–	–	–
	6.	26.06	8,1	1,2	14,7	0,7	8,5	0,1	0,9	–	–
	7.	03.07	6,0	0,6	9,4	0,2	3,8	–	–	–	–
	8.	09.07	40,6	11,0	27,2	6,0	14,8	3,0	7,5	2,0	4,9
	9.	10.07	5,6	0,6	10,9	0,4	6,8	–	–	–	–
	10.	11.08	10,0	2,4	24,4	1,4	13,7	–	–	–	–
	11.	17.08	24,8	7,7	30,8	5,6	22,8	0,3	1,4	0,1	0,3
	12.	04.09	85,9	8,7	10,1	6,1	7,1	0,2	0,3	0,9	1,1
	13.	06.09	94	15,7	16,7	15,9	16,9	8,0	8,6	15,3	16,3
	Suma		392,2	76,3	19,5	65,6	16,7	20,5	5,2	25,0	6,4
2008	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
2009	1.	11.05	59,1	34,9	59,1	26,4	44,7	1,6	2,6	0,7	1,1
	2.	15.06	13,0	4,1	31,4	4,9	37,5	–	–	–	–
	3.	22.06	53,2	31,1	58,5	16,9	31,8	7,9	15,0	8,0	15,1
	4.	23.06	21,2	7,6	35,9	6,5	30,7	2,2	10,4	2,2	10,5
	5.	24.06	4,9	2,1	42,0	0,1	1,8	–	–	–	–
	6.	26.06	8,9	0,7	7,7	0,1	0,9	0,0	0,4	–	–
	7.	03.07	23,8	8,9	37,2	2,5	10,5	–	–	–	–
	8.	18.07	29,7	1,1	3,6	0,1	0,4	0,1	0,2	–	–
	9.	22.08	43,0	0,0	0,0	–	–	–	–	–	–
	Suma		213,8	90,5	42,3	57,5	26,9	11,8	5,5	10,9	5,1

¹ – 2007, ² – 2009.

W roku hydrologicznym 2008 na żadnym z poletek nie wystąpił spływ powierzchniowy i spłukiwanie spowodowane opadami deszczu.

W roku hydrologicznym 2009 maksymalne wartości współczynnika spływu wynosiły 59,1% na poletku utrzymywanym w czarnym ugorze, 44,7% na poletku z burakami cukrowymi, 15,1% na poletku z pszenicą ozimą i 15,0% na użytku trawiastym (tab. 28). W porównaniu z wilgotnym rokiem 2007 były to wartości zdecydowanie większe. Było to konsekwencją bardzo wysokich sum opadu w maju i czerwcu oraz wystąpienia kilku deszczów o bardzo wysokim natężeniu 30-minutowym i wskaźniku erozyjności EI_{30} . Spłukiwanie najbardziej dynamicznie zachodziło w letnim półroczu hydrologicznym, szczególnie na przełomie wiosny i lata. Było to spowodowane przede wszystkim małą gęstością okrywy roślinnej na uprawach buraków cukrowych, prowadzeniem zabiegów agrotechnicznych oraz dużą częstością występowania deszczów erozyjnych o dużym natężeniu.

Podatność gleby na erozję

W modelu USLE stosunek wielkości erozji [$Mg \cdot ha^{-1}$] do wskaźnika erozyjności EI_{30} [$MJ \cdot mm \cdot ha^{-1} \cdot h^{-1}$] został zdefiniowany jako wskaźnik podatności gleby na erozję (czynnik K ; K factor). Zwykle średnia roczna wielkość podatności gleby na erozję osiąga wartość ustabilizowaną (Rejman 2006). W roku hydrologicznym 2007 na poletku z czarnym ugorzem masa wyerodowanej gleby wyniosła 209,2 kg, co odpowiadało $47,34 Mg \cdot ha^{-1}$. Średnia roczna wielkość podatności gleby na erozję osiągnęła wartość $0,0377 Mg \cdot ha \cdot h \cdot ha^{-1} \cdot MJ^{-1} \cdot mm^{-1}$. Jest to wartość zdecydowanie niższa od wyznaczonej z modelu USLE, na podstawie składu granulometrycznego, zawartości substancji organicznej, klasy struktury i przepuszczalności wodnej gleby ($0,0738 Mg \cdot ha \cdot h \cdot ha^{-1} \cdot MJ^{-1} \cdot mm^{-1}$).

Wartości wskaźnika K podczas poszczególnych zdarzeń były bardzo zróżnicowane i zawierały się w zakresie od 0,0032 do 0,1583. Najwyższą wartość stwierdzono 26 czerwca 2007 r., kiedy opad o niewielkiej erozyjności występujący po opadzie o dużej erozyjności, przy dużej wilgotności i silnym nasyceniu gruntu wodą, wywołał stosunkowo znaczną erozję gleby. Kolejne wysokie wartości wskaźnika K , wystąpiły podczas opadów o najwyższej erozyjności (tab. 29, ryc. 46).

W roku 2009 na poletku z czarnym ugorzem masa wyerodowanej gleby wyniosła 758,05 kg, co odpowiadało $171,5 Mg \cdot ha^{-1}$. Średnia roczna wielkość podatności gleb na erozję osiągnęła wartość $0,0914 Mg \cdot ha \cdot h \cdot ha^{-1} \cdot MJ^{-1} \cdot mm^{-1}$. Jest to wartość większa od wyznaczonej z modelu USLE ($0,0738 Mg \cdot ha \cdot h \cdot ha^{-1} \cdot MJ^{-1} \cdot mm^{-1}$), ale mniejsza niż w roku 2007 (ryc. 46).

Wartości wskaźnika K podczas poszczególnych zdarzeń były bardzo zróżnicowane i zawierały się w zakresie od 0,0015 do 0,1499 $Mg \cdot ha \cdot h \cdot ha^{-1} \cdot MJ^{-1} \cdot mm^{-1}$. Najwyższą wartość wystąpiła 23 czerwca 2009 r., kiedy deszcz o dużej wartości wskaźnika erozyjności wystąpił bezpośrednio po deszczu o wyjątkowej erozyjności. Duża wilgotność i silne nasycenie gruntu wodą sprawiło, że masa zerodowanej gleby była znaczna. Kolejne wysokie wartości powyżej wskaźnika K stwierdzono podczas opadów o największym wskaźniku erozyjności (tab. 28, ryc. 47).

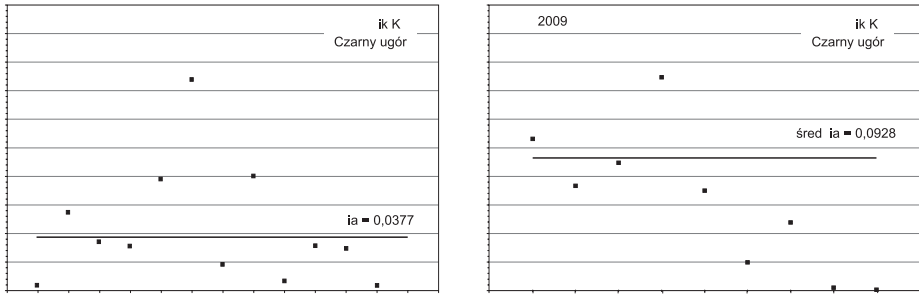
Spłukiwanie gleby w latach hydrologicznych 2007 i 2009

W roku 2007 najwyższe wartości spłukiwania wystąpiły na poletku z czarnym ugorzem. Na poletku z ziemniakami spłukiwanie było o 8,3% mniejsze, na poletku z pszenicą ozimą było niewielkie i o 25% mniejsze niż na poletku obsianym trawą. Średnie roczne spłukiwanie gleby w roku 2007 na poletkach wynosiło w zaokrągleniu: na użytku trawiastym –

Tabela 29. Słupki gleby [kg·ha⁻¹] na poletkach doświadczalnych o długości 22,1 m w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007–2009)Table 29. Slopewash [kg·ha⁻¹] on 22.1 m long experimental plots in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007–2009)

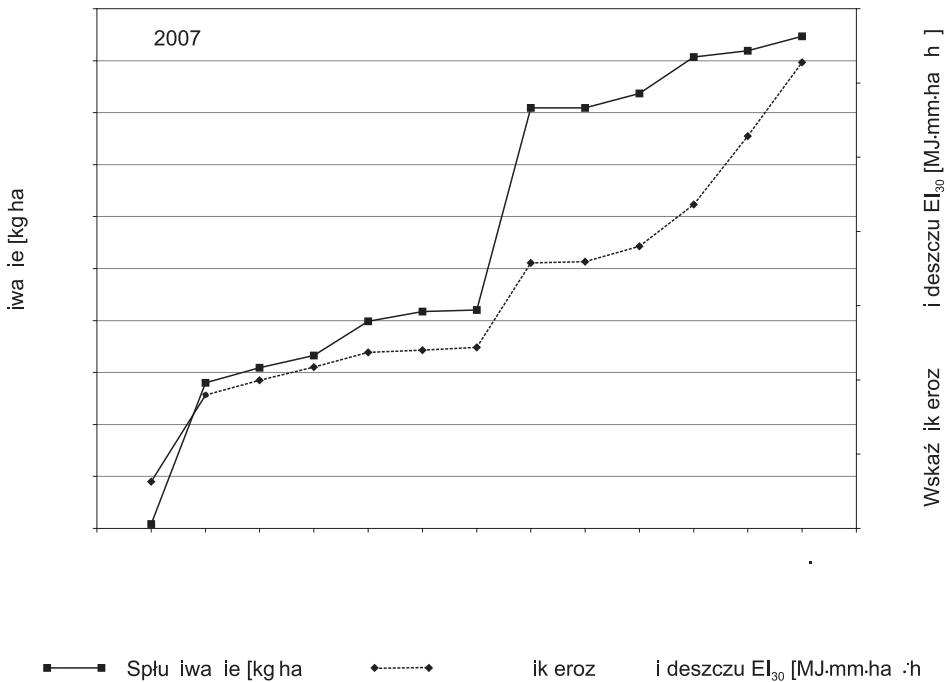
Rok	L		iwa ie [kg ha]			
				iem ia i, ¹ bura i cukrowe ²	u iasty	psze ica o im
		1	417,2	1731,4	14,4	0,0
		0	13594,3	14271,2	9,7	24,2
		1	1445,8	185,0	0,0	–
		1	1168,9	147,2	0,0	–
		2	3295,5	2555,8	0,0	–
		2	933,9	658,0	–	–
		0	160,0	109,0	0,0	–
		0	19432,4	16164,4	15,9	2,6
		1	25,2	31,3	–	–
		1	1367,7	715,3	–	–
		1	3509,5	2468,2	1,0	0,0
		0	596,2	867,2	0,0	0,7
			1393,1	3491,5	0,8	3,8
			Sum	47339,7	43395,6	41,9
	1	1 .	96438,5	16094,4	1,6	23,8
	2	1	6694,7	1007,4	–	–
	3	2	48653,7	4006,3	26,1	111,3
	4	2	12372,5	1272,9	7,9	16,2
			614,2	0,5	–	–
			146,3	0,2	0,1	–
			6524,4	82,0	–	–
			60,6	0,0	0,1	–
		2	0,0	–	–	–
			Suma	171505,0	22463,7	35,8

¹ – 2007, ² – 2009.



Rycina 46. Podatność gleby na erozję [$\text{Mg}\cdot\text{ha}\cdot\text{h}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{MJ}^{-1}\cdot\text{mm}^{-1}$] w latach hydrologicznych 2007 i 2009 (Łazy k. Bochni, czarny ugór, poletko o długości 22,1 m)

Figure 46. Soil erodibility [$\text{Mg}\cdot\text{ha}\cdot\text{h}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{MJ}^{-1}\cdot\text{mm}^{-1}$] in hydrological years 2007 and 2009 (Łazy near Bochnia, a bare fallow, plot length: 22.1 m)



Rycina 47. Krzywe kumulacyjne erozyjności opadu [$\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$] i splukiwania gleby [$\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$] na czarnym ugorze w półroczu letnim w roku hydrologicznym 2007 (Łazy k. Bochni)

Figure 47. Cumulative curves for rainfall erosivity [$\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$] and soil loss [$\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$] on a bare fallow plot in summer half-year in hydrological year 2007 (Łazy near Bochnia)

42,0 kg·ha⁻¹, na pszenicy ozimej 31,0 kg·ha⁻¹, na ziemniakach – 43 396,0 kg·ha⁻¹, a na czarnym ugorze – 47 340,0 kg·ha⁻¹. Stosunek wielkości spłukiwania gleby wynosił w przybliżeniu odpowiednio 1 : 0,7 : 1 033 : 1 127 (tab. 29).

Na wszystkich uprawach blisko 100% materiału glebowego zostało zerodowane w letnim półroczu hydrologicznym. Najbardziej dynamicznie erozja wodna gleby przebiegała w miesiącach letnich (czerwiec, lipiec, sierpień) oraz jesiennych (wrzesień). Jedynie na użytku trawiastym duży udział w odprowadzaniu materiału glebowego był w okresie wiosenno-letnim (tab. 29). Wysokie wartości spłukiwania notowano zarówno podczas pojedynczych zdarzeń erozyjnych, jak i podczas kilku zdarzeń następujących po sobie w krótkim czasie.

Oceny wpływu danej rośliny na ograniczanie erozji wodnej dokonuje się poprzez porównanie masy gleby przemieszczonej z poletka z roślinami do poletka bez roślin. W modelu USLE jest to tzw. wskaźnik okrywy roślinnej (C). W roku hydrologicznym 2007 w całym okresie wegetacyjnym ziemniaka wyniósł on 0,92 (tab. 30).

Wartości wskaźnika C ulegały zmniejszeniu wraz z rozwojem okrywy roślinnej. W początkowym okresie wzrostu ziemniaków spłukiwanie gleby było zdecydowanie większe na poletku z ziemniakami niż na poletku bez roślin. Deszcz, który wystąpił w początkowym okresie wschodu ziemniaków (15 maja), spowodował znacznie większy wpływ na poletku z ziemniakami niż na poletku bez roślin. Na poletku z ziemniakami, które były posadzone w redliny o rozstawie rzędów co 65 cm, znacznie szybciej doszło do koncentracji spływu powierzchniowego w brzdach między redlinami niż na wyrównanym poletku bez roślin.

Wartość wskaźnika C podczas tego zdarzenia była bardzo wysoka, a masa przemieszczonego materiału glebowego na poletku z ziemniakami ponad 4-krotnie większa niż na poletku bez roślin (tab. 30). Wartość wskaźnika C ulegała zmniejszeniu wraz ze wzrostem okrywy roślinnej i podczas opadu o bardzo dużej erozyjności, który wystąpił 2 czerwca, zmyw gleby na poletkach z ziemniakami i bez roślin był prawie taki sam (tab. 30). Było to związane ze wzrostem roślin i zakrywaniem rzędów. W kolejnych fazach wzrostu roślin (kwitnienia, pełni kwitnienia, początku fazy zasychania liści) wartość wskaźnika C wynosiła poniżej 1. Dobrze rozwinięta pokrywa roślinna wyraźnie ograniczyła straty gleby podczas deszczu o wskaźniku erozyjności powyżej 200 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹, który wystąpił 9 lipca 2007 r. (tab. 30). Podczas opadu o niewielkiej erozyjności, który pojawił się następnego dnia przy dużej wilgotności gleby, brzdami między redlinami została odprowadzona niewielka masa gleby, ale wartość czynnika C przekroczyła 1. Wyraźny wzrost wartości czynnika C nastąpił pod koniec okresu wegetacyjnego, kiedy we wrześniu wystąpiły dwa opady o bardzo dużej wydajności i niewielkim natężeniu, a redliny i brzdy były pokryte uschniętymi łętami ziemniaczanymi. Wartość wskaźnika C była zdecydowanie wyższa podczas drugiego zdarzenia, przy pełnym nasyceniu gruntu glebą.

Na poletku z pszenicą ozimą zmyw gleby był minimalny, gdyż pszenica była bardzo dobrze ukrzewiona i znajdowała się w fazie wzrostu. Średnia wartość wskaźnika C dla pszenicy ozimej wynosiła 0,0008. Oddziaływanie pszenicy ozimej było bardzo efektywne nawet podczas opadów o największej erozyjności, które wystąpiły 2 czerwca i 9 lipca. Wartość wskaźnika C podczas tych zdarzeń wyniosła odpowiednio 0,00177 i 0,00014.

W roku hydrologicznym 2009 najwyższe wartości spłukiwania wystąpiły na poletku utrzymywanym w czarnym ugorze, dużo mniejsze na poletku z burakami cukrowymi. Spłukiwanie na poletku z pszenicą ozimą było niewielkie, ale prawie 4-krotnie większe niż

Tabela 30. Czynniki okrywy roślinnej (C) na poletku z ziemniakami w letnim półroczu hydrologicznym (Łązy k. Bochni, 2007–2009)

Table 30. Crop type and management factor (C) on a potato plot in summer half-year (Łązy near Bochnia, 2007–2009)

Rok	.	I ₃₀	iwa i		Wskaźnik	
			czarny ugór	ciemna i, ¹ bura i cukrowe		
2007	1	125,6	0,04	0,17	4,15	
	0	233,3	1,36	1,43	1,05	
	1	40,0	0,14	0,02	0,13	
	1	35,5	0,12	0,01	0,13	
	2	39,5	0,33	0,26	0,78	
	2	5,9	0,09	0,07	0,70	
	0	8,4	0,02	0,01	0,58	
	0	226,8	1,94	1,62	0,83	
	1	3,8	0,0	0,0	1,24	
	1	41,3	0,14	0,07	0,52	
	1	112,6	0,35	0,25	0,70	
	0	184,1	0,06	0,09	1,45	
			198,5	0,14	0,35	2,51
		Sum	1255,3	4,73	4,34	
		Średnia	96,6	0,36	0,33	0,92
2009		907,4	9,64	1,61	0,17	
		91,5	0,67	0,10	0,15	
		543,9	4,87	0,40	0,08	
		82,7	1,24	0,13	0,10	
		8,8	0,06	0,0	0,0	
		7,6	0,01	0,0	0,0	
		194,5	0,65	0,01	0,01	
		40,5	0,01	0,0	0,0	
		65,5	0,0	–	–	
		Sum	1942,4	17,15	2,25	
		Średnia	208,5	1,91	0,28	0,1

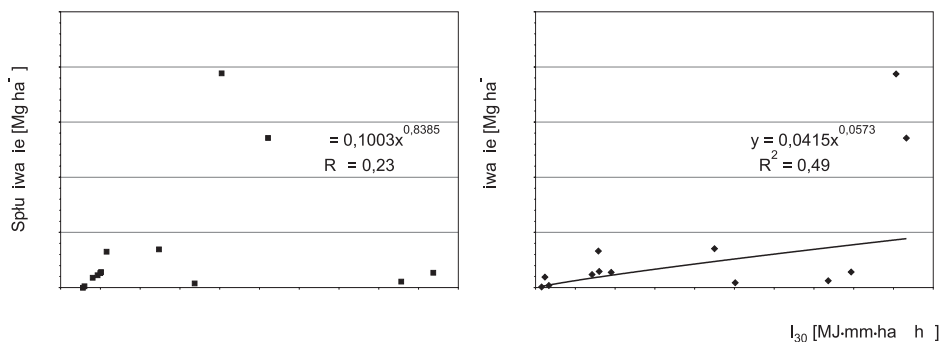
¹ – 2007, ² – 2009.

na poletku obsianym trawą. Roczne spłukiwanie gleby w roku 2009 na poletkach wynosiło w zaokrągleniu: na użytku trawiastym – $36,0 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}$, na pszenicy ozimej – $151,0 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}$, na burakach cukrowych – $22\,464,0 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}$, a na czarnym ugorze – $171\,505,0 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}$. Stosunek wielkości spłukiwania gleby wynosił w przybliżeniu odpowiednio 1: 4 : 627 : 4791 (tab. 29).

Spłukiwanie na poletku z burakami było duże, ale ponad 7-krotnie mniejsze niż na poletku bez okrywy roślinnej. Wielokrotnie mniejsza erozja gleby była spowodowana rozwojem okrywy roślinnej i zabiegami agrotechnicznymi związanymi z wałowaniem ziemi po zasiewie buraków cukrowych. Zagęszczona gleba utrudniała spłukiwanie gleby i rozwój erozji liniowej. Wartości wskaźnika C ulegały zmniejszeniu wraz z rozwojem okrywy roślinnej. W początkowym okresie wzrostu buraków cukrowych erozja gleby podczas wyjątkowo erozyjnego deszczu, który wystąpił 11 maja, była zdecydowanie mniejsza niż na poletku bez roślin. Na poletku z burakami, które były posiane w 3 rzędy o rozstawie co 65 cm, gleba po zasiewie była zwałowana, co utrudniło koncentrację spływu powierzchniowego i erozję gleby. Wartość wskaźnika C podczas tego zdarzenia była największa, choć masa przemieszczonego materiału glebowego na poletku z burakami prawie 6-krotnie mniejsza niż na poletku bez roślin (tab. 30). Wartość wskaźnika C ulegała zmniejszeniu wraz ze wzrostem okrywy roślinnej i podczas opadu o bardzo dużej erozyjności, który wystąpił 22 czerwca, zmyw gleby na poletku z burakami był 12-krotnie mniejszy niż na poletku bez roślin (tab. 30). Było to związane ze wzrostem roślin i całkowitym zakryciem rzędów. W roku 2009 w całym okresie wegetacyjnym buraka cukrowego wskaźnik okrywy roślinnej C wynosił zaledwie 0,13 (tab. 30).

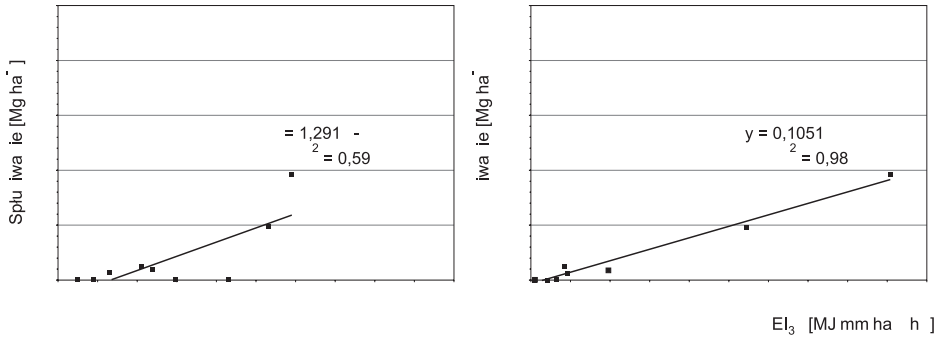
Na poletku z pszenicą ozimą zmyw gleby był niewielki, gdyż pszenica była bardzo dobrze ukrzewiona i znajdowała się w fazie wzrostu. Średnia wartość wskaźnika C dla pszenicy ozimej wynosiła 0,0009. Oddziaływanie pszenicy ozimej było bardzo efektywne, zwłaszcza podczas deszczu o największej erozyjności, który był 11 maja. Wartość czynnika C podczas tego zdarzenia wynosiła 0,002377.

Siła związku między spłukiwaniem a sumą opadu w roku 2007 była przeciętna ($r = 0,48$), a w 2009 r. bardzo wysoka ($r = 0,77$) (ryc. 48, 49). Bardzo wysoką korelację



Rycina 48. Zależność spłukiwania [$\text{Mg}\cdot\text{ha}^{-1}$] od sumy opadu [mm] (A) i wskaźnika EI_{30} [$\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$] (B) w letnim półroczu hydrologicznym 2007 r. (Łązy k. Bochni, czarny ugor, długość poletka: 22,1 m)

Figure 48. Relation between soil loss and rainfall amount [mm] (A) and rainfall erosivity index EI_{30} [$\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$] (B) in summer half-year in hydrological year 2007 (Łązy near Bochnia, a bare fallow, plot length: 22.1 m)



Rycina 49. Zależność spłukiwania [$\text{Mg}\cdot\text{ha}^{-1}$] od sumy opadu [mm] (A) i wskaźnika EI_{30} [$\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$] (B) w letnim półroczu hydrologicznym 2009 r. (Łązy k. Bochni, czarny ugór, długość poletka: 22,1 m)

Figure 49. Relation between soil loss and rainfall amount [mm] (A) and rainfall erosivity index EI_{30} [$\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$] (B) in summer half-year in hydrological year 2009 (Łązy near Bochnia, a bare fallow, plot length: 22.1 m)

stwierdzono między spłukiwaniem gleby a wskaźnikiem erozyjności EI_{30} . Związek ten w roku 2007 najlepiej opisywały równania potęgowe o współczynniku korelacji (r) wynoszącym 0,70, a w roku 2009 równanie potęgowe o współczynniku korelacji 0,99 (ryc. 48, 49). Na wielkość spłukiwania znacznie większy wpływ miało maksymalne natężenie 30-minutowe opadu niż jego suma.

5.3.3. Wartości progowe wystąpienia spłukiwania

Proces spłukiwania w odróżnieniu od rozbrzygu nie występował podczas wszystkich rejestrowanych deszczów. W stosunku do liczby dni z opadem oraz liczby dni z opadem erozyjnym liczba przypadków spłukiwania była zaskakująco niska (tab. 31). W roku 2007 spłukiwanie było spowodowane zarówno przez deszcze potencjalnie erozyjne, wyróżnione zgodnie z kryterium USLE, jak i przez deszcze niespełniające tego kryterium. W roku 2008 na 7 deszczów potencjalnie erozyjnych żaden nie wywołał spłukiwania. W 2009 zdecydowana większość zdarzeń spłukiwania była spowodowana przez deszcze potencjalnie erozyjne. Łącznie w latach hydrologicznych 2007–2009 więcej niż połowa deszczów potencjalnie erozyjnych nie wywołała spłukiwania. Spośród deszczów oddzielonych 6-godzinną przerwą, ale o wysokości między 5 i 12,7 mm, czyli niespełniających kryterium USLE, ponad 20% spowodowało spłukiwanie (tab. 31). Najmniejsza wysokość pojedynczego deszczu, który spowodował spływ powierzchniowy i spłukiwanie, wyniosła 5,6 mm (2007) i 4,9 mm (2009). W obydwu przypadkach zdarzyło się to w kolejnych dniach po wystąpieniu spłukiwania spowodowanego opadami o dużej wysokości i erozyjności. Spłukiwanie wywołane tak niskimi opadami jest możliwe, ale należy do rzadkości. Jego wystąpieniu sprzyja duża wilgotność gruntu oraz istnienie sieci mikrożłobin. Są one efektem opadów poprzedzających i zwykle nie są usuwane przez zabiegi agrotechniczne podczas sezonu wegetacyjnego. Spłukiwanie zachodzące w takich warunkach charakteryzuje się jednak niewielką skutecznością, na ogół dochodzi jedynie do przemieszczania małych ilości materiału glebowego na niewielkie odległości.

W roku hydrologicznym 2007, który był wilgotny, 100% gleby zostało zerodowane na poletku podczas deszczów powyżej 5 mm, prawie 95% podczas deszczów powyżej 10 mm

Tabela 31. Liczba dni z opadem i liczba deszczów potencjalnie erozyjnych oraz liczba zdarzeń splukiwania przez nie spowodowana na czarnym ugorze w letnim półroczu hydrologicznym (Łązy k. Bochni, 2007–2009)

Table 31. Number of days with rainfall, number of potentially erosive rains and number of slopewash events triggered off on a bare fallow plot in summer half-year (Łązy near Bochnia, 2007–2009)

Rok	Miesiące	Liczba				
		dni z opadem	deszczów potencjalnie erozyjnych (>12,7 mm)	wywoływanych przez deszcze 5–12,7 mm	zdarzeń splukiwania z USLE (po)	zdarzeń splukiwania wywołanych przez deszcze po
2007	M	11	1	–	1	1
	Czerwiec	13	6	4	1	1
	Lipiec	14	2	2	1	1
	sierpień	11	1	1	1	1
	Wrzesień	16	2	–	2	2
	Październik	14	1	–	2	–
	Sum	79	13	7	8	6
2008	M	13	4	–	–	–
	Czerwiec	11	3	–	–	–
	Lipiec	18	6	–	3	–
	sierpień	8	3	–	1	–
	Wrzesień	17	4	–	2	–
	Październik	12	1	–	1	–
	Sum	79	21	–	7	–
2009	M	16	2	–	3	1
	Czerwiec	21	2	2	5	3
	Lipiec	14	–	–	3	2
	sierpień	10	3	–	1	1
	Wrzesień	9	2	–	–	–
	Październik	19	3	–	1	–
	Sum	89	12	2	13	7
2007–2009	M	40	7	–	4	2
	Czerwiec	45	11	6	6	4
	Lipiec	46	8	2	7	3
	sierpień	29	7	1	3	2
	Wrzesień	42	8	–	4	2
	Październik	45	5	–	4	–
	Suma	247	46	9	28	1

i aż 82% podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE. Deszczów potencjalnie erozyjnych w półroczu letnim było zaledwie 8, a więc świadczy to o ich dużej sile erozyjnej (tab. 31, 32).

W roku hydrologicznym 2008, który był suchy liczba dni z opadem była taka sama jak w wilgotnym roku 2007. Podobnie w obu latach prawie taka sama była liczba deszczów potencjalnie erozyjnych, jednak ich siła erozyjna, wyrażająca się iloczynem energii kinetycznej i maksymalnego natężenia 30-minutowego nie była wystarczająca, by wywołać erozję gleby na stoku (tab. 31, 32).

W roku 2009, który był wilgotny, wystąpiła zarówno największa liczba dni z opadem, jak i liczba dni z deszczami potencjalnie erozyjnymi. Faktyczna liczba zdarzeń erozyjnych przez nie wywołana była jednak niewielka i wynosiła zaledwie 7 (tab. 31, 32).

W roku 2007 nieco ponad 82% materiału glebowego zostało zerodowane podczas deszczów, których wskaźnik erozyjności przekraczał $100 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$, a blisko 70% podczas deszczów o wskaźniku powyżej $200 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$. Stosunkowo duża dysproporcja między skutecznością dwóch deszczów o erozyjności powyżej $200 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ oraz dwóch deszczów o erozyjności bliskiej $200 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ wynikała z różnic wartości I_{30} .

Tabela 32. Wartości splukiwania [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ i $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$] w zależności od wysokości deszczów [mm] w letnim półroczu hydrologicznym (Łązy k. Bochni, 2007–2009)

Table 32. Slopewash [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ and $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$] in relation to the amount of rainfall [mm] in summer half-year Łązy near Bochnia, 2007–2009)

Rok	Wysokość deszczu [mm]	Deszcze		Spłukiwanie		
		liczba	[%]		-	[%]
200	> 0,1	13	100,0	4,7	47,3	100,0
	>5,0	13	100,0	4,7	47,3	100,0
	>10,0	9	69,2	4,5	45,1	95,3
	>12,7	6	46,2	3,9	39,0	82,5
200	> 0,1	–	–	–	–	–
	>5,0	–	–	–	–	–
	>10,0	–	–	–	–	–
	>12,7	–	–	–	–	–
200	> 0,1	9	100,0	17,2	171,5	100,0
	>5,0	8	88,8	17,1	170,9	99,7
	>10,0	7	77,8	17,1	170,7	99,5
	>12,7	7	77,8	17,1	170,7	99,5
2007–2009	> 0,1	22	100,0	21,9	218,9	100,0
	>5,0	21	95,5	21,8	218,3	99,7
	>10,0	16	72,7	21,6	215,8	98,6
	>12,7	13	59,1	21,0	209,7	95,

Największe spłukiwanie było 2 czerwca i 9 lipca 2007 r., podczas opadów o największym wskaźniku EI_{30} , przekraczającej 200 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹. Były to stosunkowo krótkotrwałe deszcze, ale o dużym maksymalnym natężeniu 30-minutowym wynoszącym odpowiednio 23,2 i 27,1 mm·h⁻¹. Stosunkowo niewielkie spłukiwanie stwierdzono podczas 2 zdarzeń we wrześniu, które były spowodowane opadami o EI_{30} bliskim 200 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹. Były to jednak deszcze długotrwałe, o wysokich sumach, ale zdecydowanie mniejszym natężeniu.

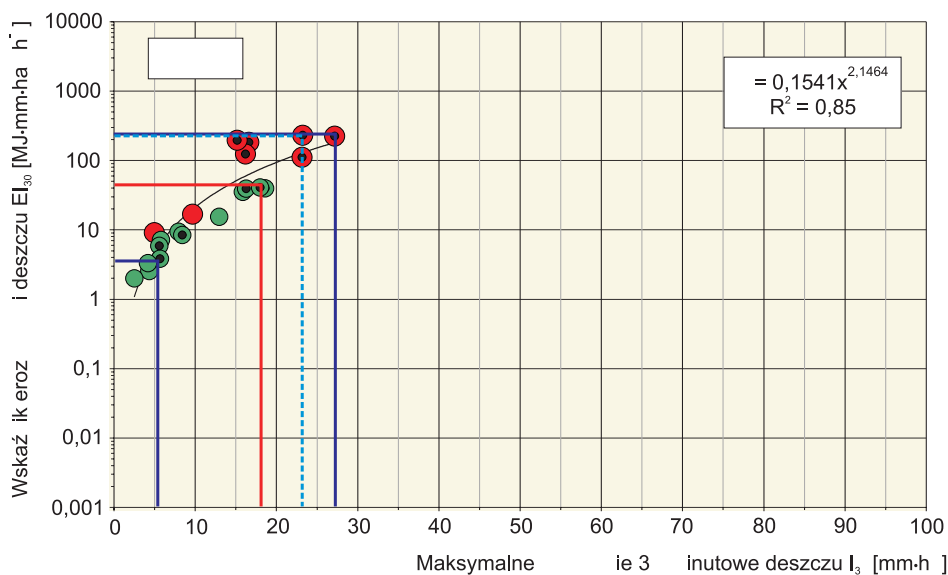
W roku 2009 nieco ponad 88% materiału glebowego zostało zerodowane podczas deszczów, których erozyjność przekraczała 100 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹, a 84,6% podczas dwóch deszczów o erozyjności większej niż 200 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹. Te rekordowo wysokie wartości spłukiwania zanotowano 11 maja i 22 czerwca 2009 r. na poletku z czarnym ugiem podczas ekstremalnych deszczów o wskaźniku erozyjności wynoszącej odpowiednio 907,4 i 543,9 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹. Były to krótkotrwałe deszcze o znacznej sumie i bardzo dużym maksymalnym natężeniu 30-minutowym wynoszącym odpowiednio 60,8 i 42,8 mm·h⁻¹. Stosunkowo dużą erozję gleby zanotowano również podczas deszczów 23 czerwca i 3 lipca 2009 r. Pierwszy z nich, o wskaźniku erozyjności 82,7 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹, wystąpił bezpośrednio po deszczu, którego erozyjność wynosiła 543,9 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹, dlatego gleba była nasycona wodą, a na poletku występował system żłobin ułatwiających spływ wody i erozję gleby. Drugi był wywołany przez opad o wskaźniku erozyjności 194,5 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹ (tab. 29). Stosunkowo niewielkie spłukiwanie materiału glebowego stwierdzono podczas dwóch zdarzeń erozyjnych w czerwcu 2009 r., które były spowodowane opadami o bardzo niskim wskaźniku erozyjności, poniżej 10 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹ (tab. 33). Były to jednak przypadki, które wystąpiły bezpośrednio po kilku kolejnych zdarzeniach spowodowanych deszczami o wysokim wskaźniku erozyjności.

Wyróżniając wartości progowe w przebiegu spłukiwania, uwzględniono, podobnie jak w przypadku rozbryzgu, wskaźnik erozyjności deszczu EI_{30} i maksymalne natężenie 30-minutowe I_{30} . W układzie współrzędnych wyznaczono domeny występowania spłukiwania oraz domeny skuteczności procesu. Domena występowania procesu została określona przez minimalne i maksymalne wartości wskaźnika erozyjności EI_{30} i maksymalnego natężenia 30-minutowego deszczu. Domeny skuteczności procesu wyróżniono, stosując dwa odrębne podejścia. Pierwsze polegało na określeniu minimalnej wartości wskaźnika erozyjności i maksymalnego natężenia 30-minutowego deszczu, po przekroczeniu których wystąpiło 10% największych zdarzeń (percentyl 90%). Drugie polegało na wyznaczeniu wartości wskaźnika erozyjności i maksymalnego natężenia 30-minutowego deszczu, po przekroczeniu których na stoku było przemieszczane ponad 90% całkowitej masy spłukanego materiału glebowego. Pierwsza wartość jest wartością progową wystąpienia ekstremalnych deszczów, które potencjalnie mogą powodować ekstremalne spłukiwanie. Tę kategorię zdarzeń nazwano potencjalnie ekstremalnymi zdarzeniami spłukiwania (PEZS) Druga wartość jest wartością progową największej skuteczności erozyjnej (NSE), czyli – inaczej mówiąc – rzeczywistej skuteczności procesu. Rozróżnienie to pozwala na podanie wartości progowych zdarzeń potencjalnie najbardziej erozyjnych i zdarzeń w rzeczywistości erozyjnych.

W roku hydrologicznym 2007 domenę spłukiwania wyznaczały bardzo niskie dolne wartości wskaźnika erozyjności EI_{30} i maksymalnego natężenia 30-minutowego deszczu (3,8 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹ i 5,8 mm·h⁻¹) i stosunkowo niskie górne wartości wskaźnika przy względnie wysokim maksymalnym natężeniu 30-minutowym deszczu (233,3 mm·ha⁻¹·h⁻¹

Tabela 33. Wartości splukiwania [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ i $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$] w zależności od wskaźnika erozyjności deszczów [$\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$] w letnim półroczu hydrologicznym (Łązy k. Bochni, 2007–2009)Table 33. Slopewash [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ and $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$] in relation to rainfall erosivity index [$\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$] in summer half-year (Łązy near Bochnia, 2007–2009)

Rok	Wskaźnik erozyjności deszczów	Deszcze		Splukiwanie		
		liczba	[%]		-	[%]
200	>0	13	100,0	4,7	47,3	100,0
	> 50	6	46,2	3,9	39,0	82,5
	>100	6	46,2	3,9	39,0	82,5
	>150	4	30,8	3,5	35,0	74,0
	>200	2	15,4	3,3	33,0	69,8
	>500	-	-	-	-	-
	>1000	-	-	-	-	-
200	>0	-	-	-	-	-
	> 50	-	-	-	-	-
	>100	-	-	-	-	-
	>150	-	-	-	-	-
	>200	-	-	-	-	-
	>500	-	-	-	-	-
	>1000	-	-	-	-	-
200	>0	9	100,0	17,2	171,5	100,0
	> 50	6	66,7	17,1	170,7	99,5
	>100	3	33,3	15,2	151,6	88,4
	>150	3	33,3	14,5	145,1	84,6
	>200	2	22,2	14,5	145,1	84,6
	>500	2	22,2	14,5	145,1	84,6
	>1000	-	-	-	-	-
2007–2009	>0	22	100,0	21,9	218,8	100,0
	> 50	12	54,5	21,0	209,7	95,8
	>100	9	40,9	19,1	190,6	87,1
	>150	7	27,3	18,0	180,1	82,3
	>200	4	18,2	17,8	178,1	81,4
	>500	2	9,1	14,5	145,1	66,3
	>1000	-	-	-	-	-



- Przypadek i deszczu : ● 5–12,7 mm ● >12,7 mm Przypadek i spływu iwa iwa ●
- wskaźnik erozji i deszczu EI_{30} w funkcji maksymalnego natężenia 30-minutowego I_{30}
- domena wystąpienia iwa iwa procesu
- wartość progowa skuteczności iwa iwa procesu
- - - - - wartość progowa wystąpienia iwa iwa potencjału iwa iwa ekstremalnego spływu iwa iwa

Rycina 50. Wartości progowe wystąpienia i natężenia spływania w letnim półroczu hydrologicznym 2007 r. (Łążyk. Bochnia)

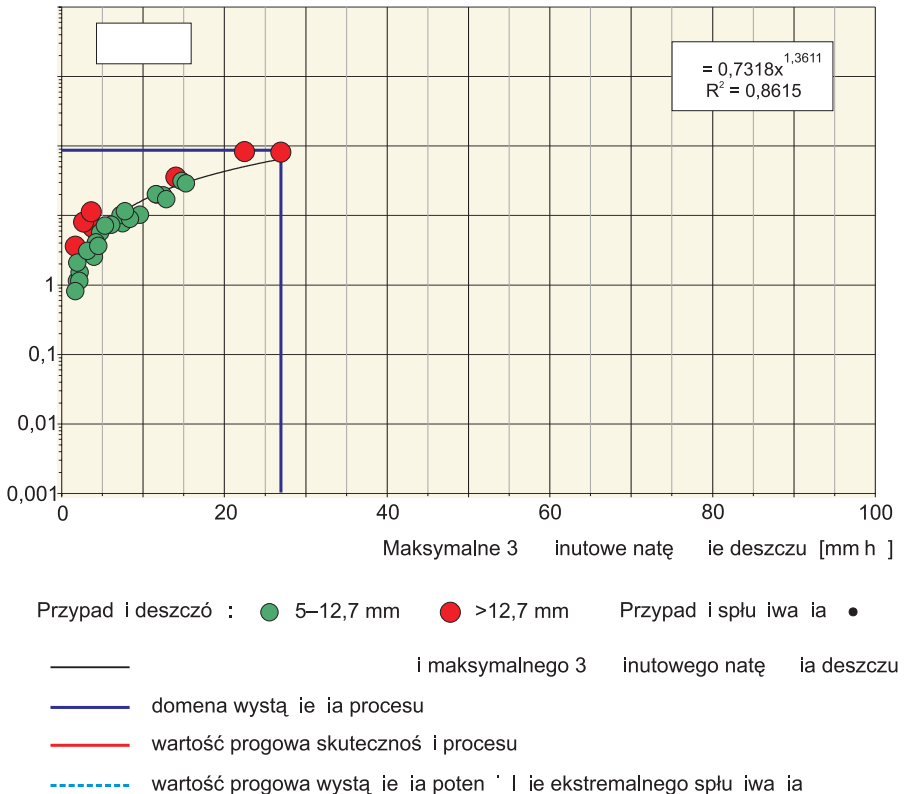
Figure 50. Rainfall thresholds for slopewash occurrence and intensity in summer half-year in hydrological year 2007 (Łążyk near Bochnia)

lub $27,1 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (ryc. 50). Masa materiału glebowego przemieszczonego w tym roku stanowiła zaledwie 21,6% całkowitej masy spłukanego w trzyletnim okresie badań. Deszcze ekstremalne, o potencjalnie najwyższej skuteczności, do których zaliczono przypadki deszczów równe i przekraczające percentyl 90%, przemieściły w 2007 r. 70,2% całkowitej ilości spłukanego w półroczu letnim materiału glebowego. W tej kategorii mieściły się dwa deszcze, które przekroczyły wartość progową $226,8 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub maksymalnego natężenia 30-minutowego $23,2 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (ryc. 50). Ponad 90% przemieszczanego na stoku przez spływanie materiału glebowego natomiast zostało uruchomione podczas deszczów, które przekroczyły wartość progową wskaźnika erozyjności zaledwie $40,0 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub maksymalnego natężenia 30-minutowego $18,6 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Dokonało się to podczas 8 zdarzeń erozyjnych. W tej kategorii mieściło się 6 deszczów, które zgodnie z kryterium USLE miały status erozyjnych, i 2 deszcze o wysokości przekraczającej 10 mm, ale niższej niż 12,7 mm (ryc. 50).

W roku hydrologicznym 2008 nie wyznaczono domeny wystąpienia spływania, gdyż proces nie wystąpił w ogóle. Siła żadnego z 7 potencjalnie erozyjnych deszczów nie

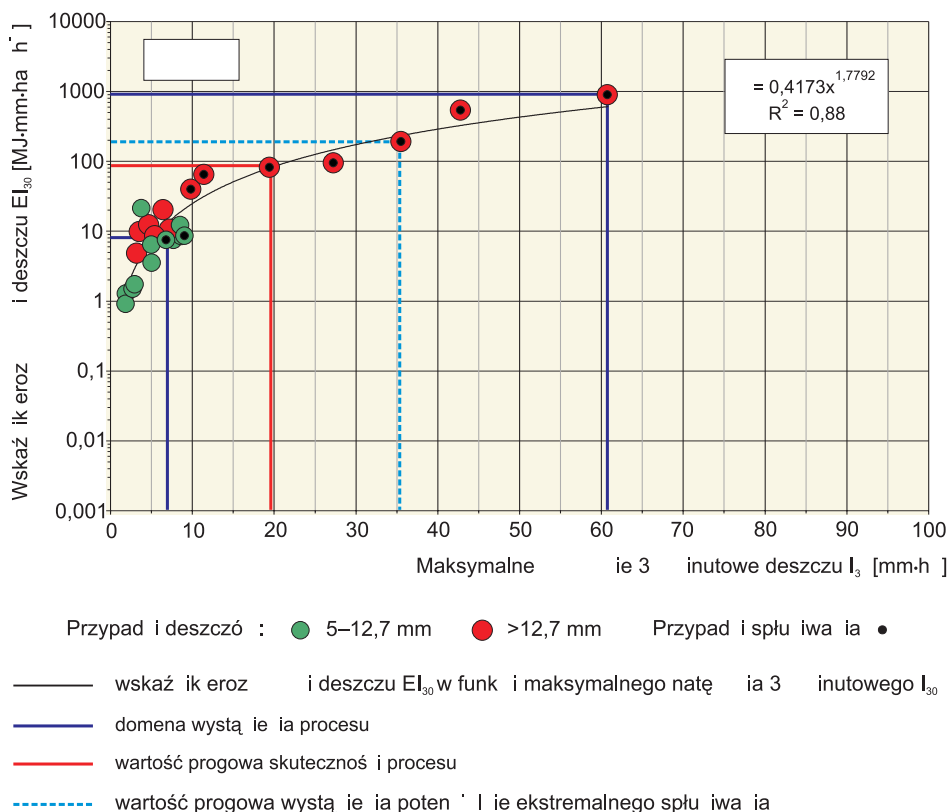
była wystarczająco duża, by spowodować spłukiwanie na stokach. Nawet najwyższa w tym roku wartość wskaźnika erozyjności, wynosząca $84,2 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$, i maksymalnego natężenia 30-minutowego $22,4 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, nie wystarczyła, aby przy dużym przesuszeniu gruntu wywołać spływ powierzchniowy i spłukiwanie na stokach (tab. 33; ryc. 51).

W roku hydrologicznym 2009 domena spłukiwania była największa. Wyznaczały ją bardzo niskie dolne wartości wskaźnika erozyjności i maksymalnego natężenia 30-minutowego deszczu ($7,6 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ i $6,8 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$) i bardzo wysokie górne wartości wskaźnika, przy równie wysokim maksymalnym natężeniu 30-minutowym deszczu ($907,4 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ i $60,8 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$) (ryc. 52). Masa przemieszczonej w tym roku gleby stanowiła aż 78,4% całkowitej masy materiału glebowego spłukanego w trzyletnim okresie badań. Deszcze ekstremalne, o potencjalnie najwyższej skuteczności, przemieściły 84,3% całkowitej masy spłukanego w półroczu letnim materiału glebowego. W tej kategorii mieściły się dwa deszcze, które przekroczyły wartość progową wskaźnika erozyjności równą $194,5 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub maksymalnego natężenia 30-minutowego równą $35,5 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (ryc. 52). Natomiast ponad 90% przemieszczonych na stoku przez spłukiwanie cząstek



Rycina 51. Wartości progowe wystąpienia i natężenia spłukiwania w letnim półroczu hydrologicznym 2008 r. (Łązy k. Bochni)

Figure 51. Rainfall thresholds for slopewash occurrence and intensity in summer half-year in hydrological year 2008 (Łązy near Bochnia)



Rycina 52. Wartości progowe wystąpienia i natężenia spłukiwania w letnim półroczu hydrologicznym 2009 r. (Łązy k. Bochnia)

Figure 52. Rainfall thresholds for slopewash occurrence and intensity in summer half-year in hydrological year 2009 (Łązy near Bochnia)

głęby zostało uruchomione również podczas deszczów, które były równe lub przekroczyły wartość progową wskaźnika erozyjności równą $82,7 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub maksymalnego natężenia 30-minutowego równą $19,4 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Dokonało się to podczas 4 zdarzeń erozyjnych (ryc. 52).

Na podstawie przedstawionych w rozdziale wyników badań spłukiwania, uzyskanych w latach 2007–2009 na poletku z czarnym ugiem uanano, że potencjalnie najbardziej skuteczne erozyjne są zdarzenia spłukiwania występujące po deszczach erozyjnych, wyróżnionych zgodnie z kryterium USLE ($>12,7 \text{ mm}$), które przekroczyły wartość progową $100 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ (EI_{30}) lub $20 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (I_{30}). Gdyby tak wyróżnione wartości progowe zastosować jako kryterium wyróżniania zdarzeń erozyjnych w wieloleciu 1987–2009, to potencjalna łączna liczba zdarzeń erozyjnych o dużej skuteczności wyniosłaby co najmniej 52 (tab. 34), a potencjalnie ekstremalnych zdarzeń spłukiwania (percentyl 90%) byłoby tylko 21. W latach suchych i bardzo suchym, których w wieloleciu wyróżniono 5, zdarzyło się 25 deszczów potencjalnie erozyjnych według kryterium USLE. Za deszcze ekstremalne w tych latach uznano te, które stanowiły 10% wszystkich maksymalnych zda-

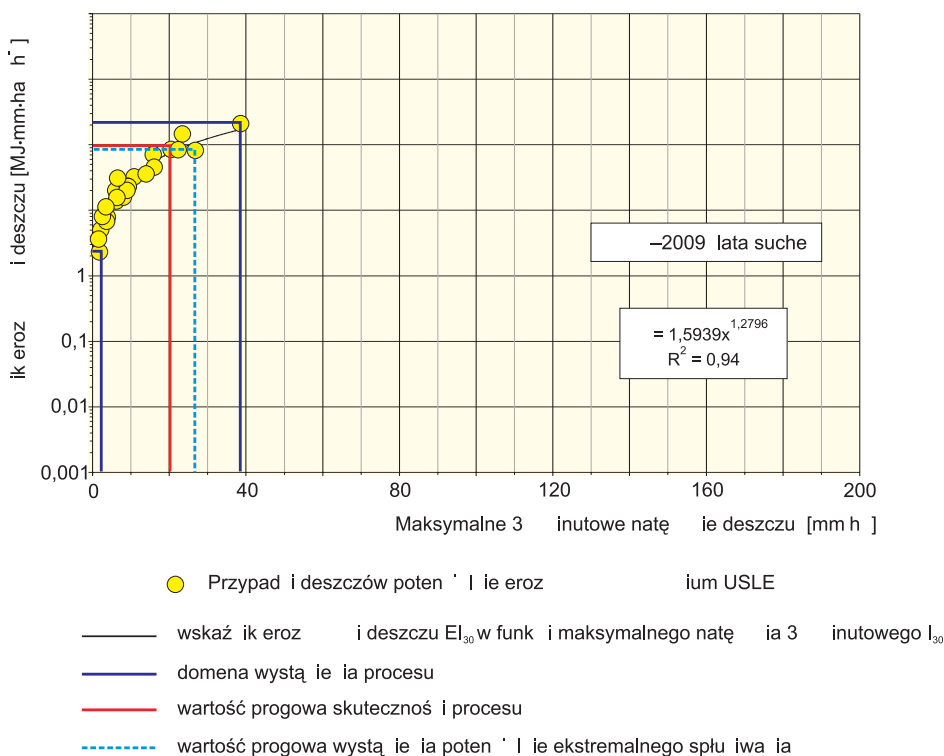
Tabela 34. Liczba potencjalnie ekstremalnych zdarzeń spłukiwania (PEZS) i liczba zdarzeń spłukiwania o największej skuteczności erozyjnej (NSE) w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 1987–2009)

Table 34. Number of potentially extreme slopewash events (PEZS) and number of slopewash events with the highest erosive effectiveness (NSE) in summer half-year (Łazy near Bochnia, 1987–2009)

Klasy roku /półrocza	Liczba lat/ półroczy	L.p.	Kategoria	Przypadki	
				liczba	[%]
Rok suchy i bardzo suchy	5	1.	PEZS: wartość progowa parametrów deszczu $El_{30} = 84 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $l_{30} = 27 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$	3	14,3
		2.	NSE: wartość progowa parametrów deszczu $El_{30} = 100 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $l_{30} = 20 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$	4	7,7
Rok normalny	11	1.	PEZS: wartość progowa parametrów deszczu $El_{30} = 143 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $l_{30} = 32 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$	10	47,6
		2.	NSE: wartość progowa parametrów deszczu $El_{30} = 100 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $l_{30} = 20 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$	20	38,5
Rok wilgotny	7	1.	PEZS: wartość progowa parametrów deszczu $El_{30} = 233 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $l_{30} = 35 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$	8	38,1
		2.	NSE: wartość progowa parametrów deszczu $El_{30} = 100 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $l_{30} = 20 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$	28	53,8
1987–2009	23	1.	PEZS: wartość progowa parametrów deszczu $El_{30} = 194 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $l_{30} = 35 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$	21	100,0
		2.	NSE: wartość progowa parametrów deszczu $El_{30} = 100 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $l_{30} = 20 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$	52	100,0
Półrocze suche i bardzo suche	6	1.	PEZS: wartość progowa parametrów deszczu $El_{30} = 147 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $l_{30} = 28 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$	3	14,3
		2.	NSE: wartość progowa parametrów deszczu $El_{30} = 100 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $l_{30} = 20 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$	5	9,6
Półrocze normalne	10	1.	PEZS: wartość progowa parametrów deszczu $El_{30} = 143 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $l_{30} = 32 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$	9	42,9
		2.	NSE: wartość progowa parametrów deszczu $El_{30} = 100 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $l_{30} = 20 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$	19	36,5
Półrocze wilgotne	3	1.	PEZS: wartość progowa parametrów deszczu $El_{30} = 304 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $l_{30} = 52 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$	4	19,0
		2.	NSE: wartość progowa parametrów deszczu $El_{30} = 100 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $l_{30} = 20 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$	11	21,2
Półrocze bardzo wilgotne	4	1.	PEZS: wartość progowa parametrów deszczu $El_{30} = 221 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $l_{30} = 31 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$	5	23,8
		2.	NSE: wartość progowa parametrów deszczu $El_{30} = 100 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $l_{30} = 20 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$	17	32,7
1987–2009	23	1.	PEZS: wartość progowa parametrów deszczu $El_{30} = 194 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $l_{30} = 35 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$	21	100,0
		2.	NSE: wartość progowa parametrów deszczu $El_{30} = 100 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $l_{30} = 20 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$	52	100,0

rzeń. Odpowiadało to wartości progowej erozyjności deszczu równej $84 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub maksymalnego natężenia 30-minutowego równej $27 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (tab. 34; ryc. 53). W latach normalnych stwierdzono 10 zdarzeń ekstremalnych, które przekroczyły wartość progową wskaźnika erozyjności równą $143 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub maksymalnego natężenia 30-minutowego równą $32 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (tab. 34; ryc. 54). W latach wilgotnych było osiem zdarzeń ekstremalnych, które przekroczyły wartość progową wskaźnika erozyjności równą $233 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub maksymalnego natężenia 30-minutowego równą $35 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (tab. 34; ryc. 55). Okres pomiarowy na poletkach według standardów USLE obejmował tylko lata wilgotne, w których łącznie najwyższą skutecznością erozyjną charakteryzowały się deszcze, które przekroczyły wartość progową wskaźnika erozyjności równą $100 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub maksymalnego natężenia 30-minutowego równą $20 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Gdyby tę wartość progową przyjąć również dla lat suchych i normalnych, to w wieloleciu w latach suchych mogły wystąpić 4, w latach normalnych 20, a w latach wilgotnych 28 zdarzeń o dużej skuteczności erozyjnej (tab. 34).

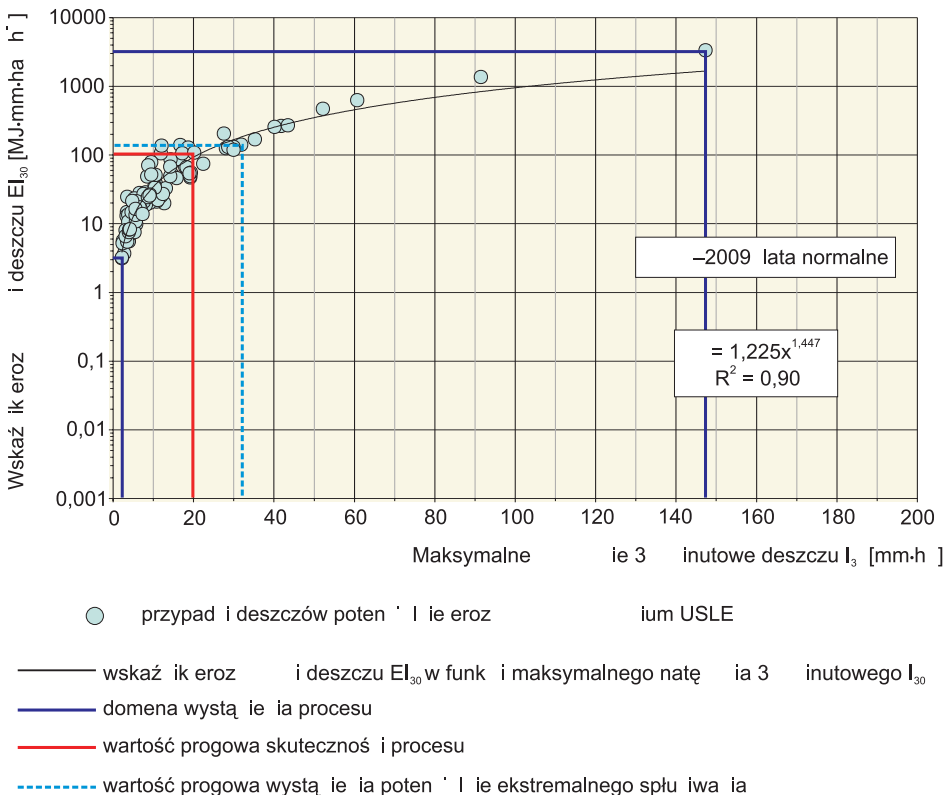
Gdyby wartości progowe wyznaczone na podstawie okresu 2007–2009 zastosować jako kryterium wyróżniania zdarzeń erozyjnych w wieloleciu 1987–2009, ale z uwzględ-



Rycina 53. Wartości progowe wystąpienia i natężenia spływania w letnim półroczu hydrologicznym w latach suchych (Łazy k. Bochni, 1987–2009)

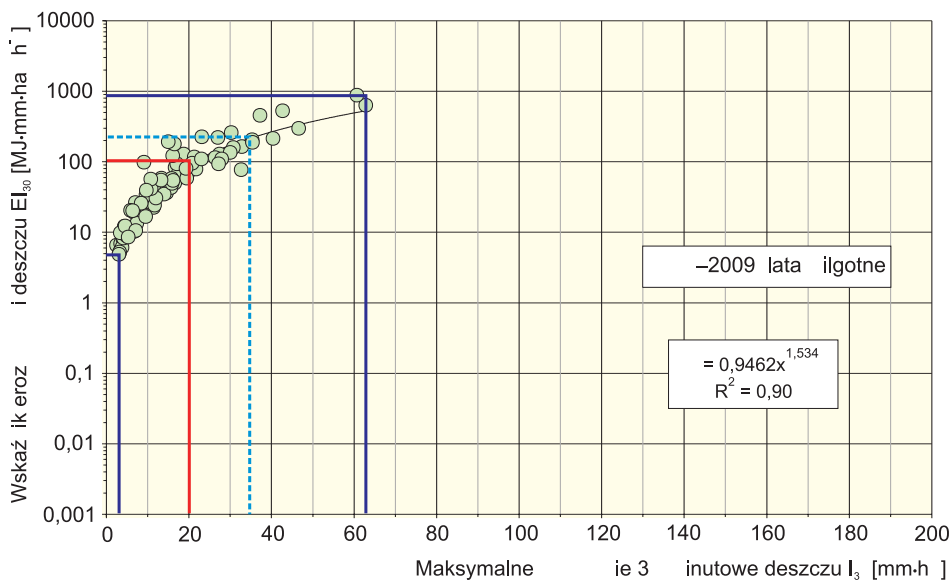
Figure 53. Rainfall thresholds for slopewash occurrence and intensity in summer half-year in dry hydrological years (Łazy near Bochnia, 1987–2009)

nieniem typu półrocza letniego częstość zdarzeń erozyjnych byłaby następująca. W półroczach suchych i bardzo suchym, których w wieloleciu wyróżniono sześć, zdarzyło się 31 deszczów potencjalnie erozyjnych według kryterium USLE. Za deszcze ekstremalne w tych latach uznano te, które stanowiły 10% wszystkich maksymalnych zdarzeń. Odpowiadało to wartości progowej erozyjności deszczu równej $147,0 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub maksymalnego natężenia 30-minutowego równej $28 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (tab. 34). W półroczach normalnych stwierdzono 9 zdarzeń ekstremalnych, które przekroczyły wartość progową wskaźnika erozyjności równą $142 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub maksymalnego natężenia 30-minutowego równą $32 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (tab. 34). W półroczach wilgotnych wystąpiły cztery zdarzenia ekstremalne, które przekroczyły wartość progową wskaźnika erozyjności równą $304 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub maksymalnego natężenia 30-minutowego równą $52 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (tab. 34). W półroczach bardzo wilgotnych zdarzyło się 5 zdarzeń ekstremalnych, które przekroczyły wartość progową wskaźnika erozyjności równą $221 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub maksymalnego natężenia 30-minutowego równą $31 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (tab. 34).



Rycina 54. Wartości progowe wystąpienia i natężenia spłukiwania w letnim półroczu hydrologicznym w latach normalnych (Łąży k. Bochni, 1987–2009)

Figure 54. Rainfall thresholds for slopewash occurrence and intensity in summer half-year in average hydrological years (Łąży near Bochnia, 1987–2009)



- przypadek i deszczów potężnych i erozji w USLE
- wskaźnik erozji i deszczu EI₃₀ w funkcji maksymalnego natężenia 30 minutowego I₃₀
- domena wystąpienia procesu
- wartość progowa skuteczności procesu
- - - - - wartość progowa wystąpienia potężnych i ekstremalnych spływów

Rycina 55. Wartości progowe wystąpienia i natężenia spływania w letnim półroczu hydrologicznym w latach wilgotnych (Łąży k. Bochni, 1987–2009)

Figure 55. Rainfall thresholds for slopewash occurrence and intensity in summer half-year in wet hydrological years (Łąży near Bochnia, 1987–2009)

Okres pomiarowy na poletkach obejmował półrocze normalne, wilgotne i bardzo wilgotne, w których łącznie najwyższą skutecznością erozyjną charakteryzowały się deszcze, które przekroczyły wartość progową wskaźnika erozyjności równą 100 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹ lub maksymalnego natężenia 30-minutowego równą 20 mm·h⁻¹. Gdyby tę wartość progową przyjąć również dla lat suchych, skrajnie suchych i normalnych, to w wieloletnim w latach suchych i bardzo suchym mogło wystąpić 5, w latach normalnych 19, w latach wilgotnych 11, a w latach bardzo wilgotnych 17 zdarzeń o dużej skuteczności erozyjnej (tab. 34).

5.4. Erozja liniowa

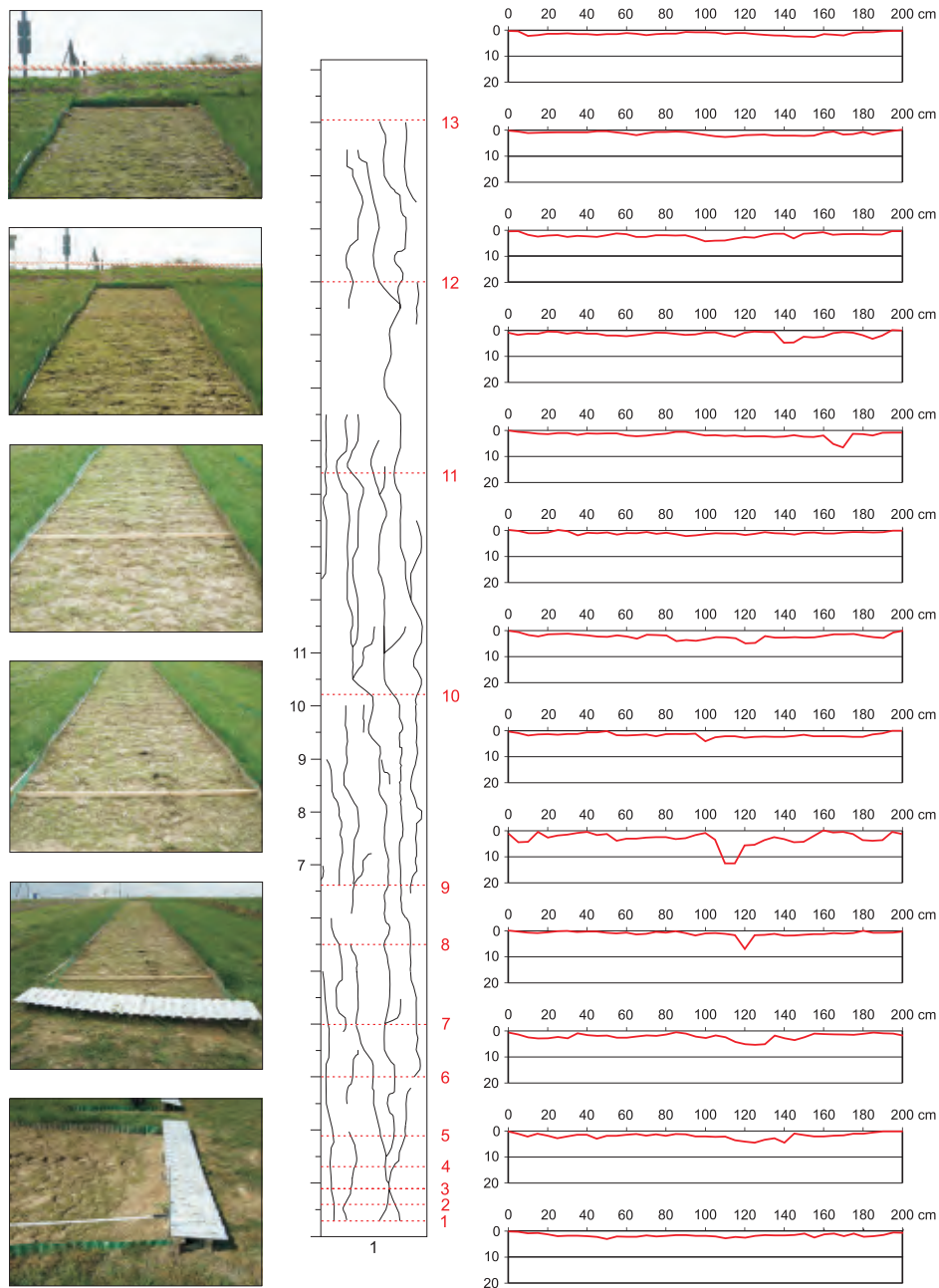
Dotychczasowe wyniki badań wskazują, że erozja gleby w niższej części proguru Pogórza Wiśnickiego, na tzw. Przedgórzu Brzeskim, jest bardzo zróżnicowana. W roku suchym 2008 nie wystąpiła w ogóle, w roku wilgotnym 2007 wyniosła 47,3 Mg·ha⁻¹, co stawiało ją w klasie erozji umiarkowanej, natomiast w roku 2009, również wilgotnym, erozja gleby

wyniosła aż $171,5 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}$, co lokowało ją w klasie erozji bardzo silnej. Wyniki uzyskane na poletku z czarnym ugiem obejmują łączną wartość erozji gleby. Składało się na nią zarówno splukiwanie cząstek gleby oderwanych i przemieszczonych przez rozbryzg, jak i erozja żłobinowa. Podczas niektórych deszczów woda spływająca w sposób skoncentrowany po poletku wytwarzała tak duże naprężenie ścinające, że powodowała erozję linijną (żłobinową). Jej skutkiem były różnej długości i głębokości żłobiny na powierzchni poletka.

5.4.1. Częstość zdarzeń

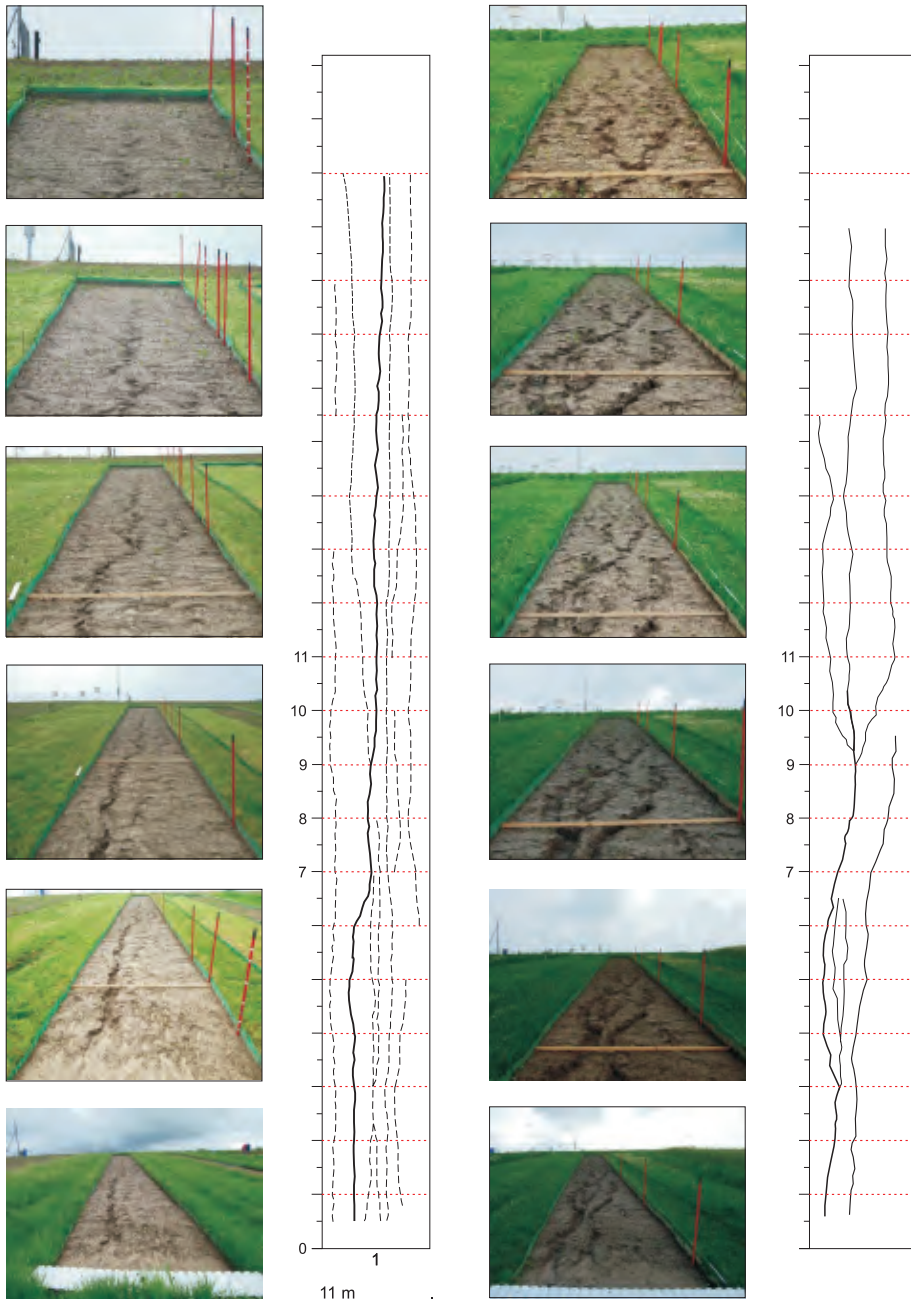
Na poletku utrzymywanym w czarnym ugorze w roku 2007 na początku sezonu wegetacyjnego (w maju i czerwcu) doszło do powstania sieci żłobin, które funkcjonowały podczas kolejnych kilku deszczów. Pomiarów żłobin przeprowadzono w sierpniu. W roku hydrologicznym 2007 erozja linijna na poletku wystąpiła sześć razy, podczas deszczów o wskaźniku erozyjności przekraczającym $100 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$. Głębokość żłobin erozyjnych nie była zbyt duża, lokalnie sięgała od kilku do kilkunastu centymetrów. Żłobiny erozyjne nie były usuwane po deszczu przez zabiegi agrotechniczne, co sprawiło, że w ciągu 3 miesięcy rozwinęły się w system składający się ze żłobin głównych i sieci drobnych żłobin bocznych (ryc. 56). Jego istnienie ułatwiało koncentrację spływu powierzchniowego podczas kolejnych opadów deszczu, których siła erozyjna była niewielka, a jednak spowodowała wystąpienie splukiwania. Masa gleby przemieszczona systemem żłobin podczas 10 zdarzeń splukiwania w okresie od 15 maja do 15 sierpnia stanowiła 76% całkowitej masy odprowadzonej gleby. Najbardziej skuteczne były 3 deszcze, które wystąpiły 15 maja, 2 czerwca i 9 lipca, o wskaźniku erozyjności wynoszącym odpowiednio 125,6, 233,3 i $226,8 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$. To one głównie zainicjowały powstanie i rozwój żłobin.

W roku 2009 pomiary erozji liniowej na poletku utrzymywanym w czarnym ugorze prowadzono bezpośrednio po wystąpieniu każdego deszczu skutecznego erozyjnie. Erozję linijną stwierdzono tylko podczas deszczów o największej erozyjności. Na poletku z czarnym ugiem kilka żłobin powstało 11 maja po deszczu o wyjątkowo dużej erozyjności ($907 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$). Przebieg procesu był gwałtowny. Doszło do splukiwania powierzchniowego i wystąpienia erozji liniowej. Powstała jedna główna żłobina oraz sieć inicjalnych żłobin I lub II rzędu, które miały przebieg prosty lub lekko kręty (ryc. 57). Podczas tego zdarzenia, dzięki erozji żłobinowej, zostało odprowadzone 66,5% całkowitej masy zerodowanej gleby, podczas gdy przez splukiwanie około 33,5% (tab. 35). Wartość rozbryzgu zmierzona na sąsiednim poletku wyniosła około $19,87 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}$. Świadczy to o tym, że nie cały materiał uruchomiony i przemieszczony przez rozbryzg został splukany z poletka. W momencie rozpoczęcia erozji liniowej na poletku to ona odgrywała największą rolę w erozji wodnej gleby. Uruchomiony przez rozbryzg materiał glebowy był splukiwany tylko na małe odległości i deponowany w obrębie naturalnych mikrozagłębień na powierzchni poletka, w licznych kraterach deszczowych oraz akumulowany u podnóża poletka w strefie 0,6–1 m przed rynną (ryc. 57). Po deszczu gleba na poletku została spulchniona przez kultywatorowanie i wyrównana. Inicjalna sieć mikrozagłębień i nieciągłych, płytkich, krótkich żłobin powstała podczas deszczu o stosunkowo dużej erozyjności ($91,5 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$), który spadł 15 czerwca. Zostały one pogłębione podczas kolejnego deszczu o erozyjności, przekraczającej $500 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$, który wystąpił 22 czerwca (ryc. 57). Żłobiny nadal funkcjonowały podczas kolejnego, następującego bezpośrednio po nim deszczu o erozyjności $82,7 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$, który spadł 23 czerwca 2009 r. Głębokość żłobin została zmierzona 24 czerwca.



Rycina 56. Przebieg żłobin erozyjnych oraz wybrane profile poprzeczne przez poletko na czarnym ugorze w roku hydrologicznym 2007 (Łazy k. Bochni) (fot. J. Świąchowicz)

Figure 56. Pattern of rills and selected cross-profiles of a bare fallow plot in hydrological year 2007 (Łazy near Bochnia) (photo by J. Świąchowicz)



Rycina 57. Przebieg żłobin erozyjnych na poletku z czarnym ugorem po deszczu w dniach 11 maja, 15, 22 i 23 czerwca w roku hydrologicznym 2009 (Łazy k. Bochni) (fot. J. Święchowicz)

Figure 57. Pattern of rills on a bare fallow plot after the rainfalls on 11 May, 15, 22 and 23 June, 2009 (Łazy near Bochnia) (photo by J. Święchowicz)

Tabela 35. Erozja żłobinowa, międzyżłobinowa oraz rozbrzyg w letnim półroczu hydrologicznym 2009 r. (Łazy k. Bochni)
 Table 35. Rill, interrill erosion and splash in summer half-year in hydrological year 2009 (Łazy near Bochnia)

	Wskaźnik erozji deszczu	Erozje			Erozje			Erozje			Rozbrzyg			
		1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	
1	907,4	9,64	96,44	100,0	6,41	64,12	66,5	3,23				1,99	19,87	20,60
2	543,9	0,67	6,69	100,0	5,63	56,26	83,1	1,15				0,83	8,33	12,30
		4,87	48,65	100,0										
2	82,7	1,24	12,37	100,0										
		0,06	0,61	100,0										
2	7,6	0,01	0,15	100,0	0,65	6,58	90,4	0,07				0,39	3,89	53,43
		0,65	6,52	100,0										
.	40,5	0,01	0,06	100,0	-	-	-	0,01	0,0	0,0	0,0	0,01	0,11	183,30
		17,15	171,50	100,0										
Suma	1876,9	17,15	171,50	100,0	12,69	126,96	74,0	4,46	44,53	26,0	3,22	32,20	18,7	

Utworzenie inicjalnej sieci żłobin podczas pierwszego z trzech deszczów umożliwiło prawie natychmiastowy spływ liniorny podczas drugiego najsilniejszego deszczu, a świeżo spulchniona gleba ułatwiała pogłębianie, a zwłaszcza poszerzanie istniejących żłobin. Silne przesączenie gruntu wodą i istnienie dobrze wykształconego systemu żłobin sprawiło, że podczas trzeciego deszczu erozja liniorna odgrywała główną rolę w przemieszczaniu gleby na stoku. Podczas tych 3 deszczów prawie 90% całkowitej masy zerodowanej gleby zostało odprowadzone w wyniku działania erozji liniornej (tab. 35). Liczne smugi występujące na powierzchni poletka, zwłaszcza w jego górnej części, gdzie sieć żłobin była słabo zaznaczona lub nie było jej wcale, wskazywały na depozycję uruchomionego przez rozbrzydź materiału i jego transport tylko na małe odległości w obrębie poletka. Podczas tego zdarzenia przed rynną zbiorczą zachodziła akumulacja materiału w pasie o szerokości około 1 m. Strefę tę tworzyły mikrostożki deluwialne, powstające głównie u wylotu żłobin erozyjnych. Pomiary powtórzono po kolejnym deszczu, który nastąpił 2 lipca, a którego erozyjność wynosiła 194,5 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹. Woda spływająca istniejącą już siecią żłobin powodowała ich pogłębienie i poszerzenie oraz przesunięcie ich załomów tylnych w górę poletka. Podczas tego zdarzenia 90% całkowitej masy zerodowanej gleby zostało odprowadzone z poletka dzięki erozji liniornej (tab. 35).

W okresie 3 lat pomiarów na poletkach eksperymentalnych z czarnym ugorzem tylko po wystąpieniu 9 deszczów zarejestrowano erozję liniorną na stokach w zlewni Dworskiego Potoku. Zdarzenia te w roku 2007 wystąpiły 6 razy, w roku 2008 nie było ich w ogóle, a w roku 2009 wystąpiły tylko 3 razy (tab. 36). Jeśli istniejąca sieć żłobin nie została usunięta przez zabiegi agrotechniczne w krótkim czasie po ustaniu deszczu, to jej istnienie ułatwiała spływ wody i materiału glebowego podczas kolejnych deszczów nawet o niewielkiej erozyjności, jednak masa zerodowanego materiału glebowego była wówczas niewielka. Spulchnienie gleby i zlikwidowanie żłobin wywoływało natomiast większą erozję, jeśli w krótkim czasie po zabiegu wystąpił deszcz o dużej erozyjności (tab. 35).

Tabela 36. Liczba zdarzeń splukiwania, erozji liniornej i efemerycznej erozji wąwozowej na tle liczby dni z opadem i liczba deszczów potencjalnie erozyjnych według kryterium USLE na czarnym ugorze w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007–2009)

Table 36. Number of slopewash, linear erosion and ephemeral gully erosion events in relation to the number of days with rainfall and number of potentially erosive rains according to the USLE criterion on a bare fallow plot in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007–2009)

Rok	Liczba				
	dni z opadem	deszczów potencjalnie erozyjnych z USLE (powyżej)	zdarzeń erozyjnych	zdarzeń erozyjnych	wąwozów
2007	79	8	13	6	–
2008	79	7	–	–	–
2009	89	13	9	3	–
2007–2009	247	28	22	9	–

Wystąpienie erozji liniowej w zlewni Dworskiego Potoku stwierdzono również w latach 2002 i 2006. W kilku miejscach erozja żłobinowa przeszła w efemeryczną erozję wąwózową (Święchowicz 2008a, 2011), prowadząc do powstania rozcięć o głębokości nawet do 1 m.

5.4.2. Skutki zdarzeń

We wszystkich badanych przypadkach na polach uprawnych w zlewni Dworskiego Potoku rozcięcia liniowe tworzyły się najczęściej w kilku położeniach morfologicznych: wzdłuż już istniejących bruzd na granicach działek lub w obrębie tej samej działki; w osi niecek zboczowych w całości użytkowanych rolniczo; wzdłuż nieutwardzonych dróg dojazdowych do pól oraz kolein po przejazdach maszyn rolniczych.

Jak wykazano powyżej splukiwanie na stokach użytkowanych rolniczo zachodzi rzadko – najczęściej od kilku do kilkunastu zdarzeń w roku i zwykle nie obejmują całej powierzchni wszystkich stoków w zlewni. Dominują zdarzenia polegające na splukiwaniu uruchomionej przez rozbryzg gleby zwykle na małe odległości oraz erozja liniowa prowadząca do powstawania żłobin o niewielkiej głębokości (od kilku do kilkunastu centymetrów). Przypadki erozji liniowej rozcinającej stoki głębiej i prawie na całej ich długości występują jeszcze rzadziej i są uwarunkowane nie tylko parametrami deszczu, ale przede wszystkim stopniem pokrycia stoków przez roślinność, kierunkiem orki, długością i nachyleniem stoków. Z przeprowadzonych badań wynika, że bardzo skuteczne są deszcze o wysokiej energii, szczególnie wtedy, kiedy zdarzają się na początku okresu wegetacyjnego.

Innym czynnikiem wpływającym na przebieg erozji liniowej jest głębokość zalegania w glebie poziomu Bt (*argillic*), bogatego w il koloidalny, który jest zagęszczony i słabo przepuszczalny. Poziom ten ze względu na swoje właściwości fizyczne jest trudniej erodowany. Jeśli więc erozja liniowa osiąga ten poziom, to jej natężenie spada niezależnie od energii kinetycznej deszczu, gdyż napotyka na opór twardszego, bardziej zbitego, kohezyjnego podłoża. Poziom Bt w zlewni Dworskiego Potoku nie występuje jednak w sposób ciągły i na tej samej głębokości (ryc. 19). W wielu miejscach znajduje się on bardzo płytko lub jest całkowicie zerodowany. Wpływa to na przebieg i głębokość żłobin, a zwłaszcza efemerycznych wąwózów (Święchowicz 2011a). W miejscach, gdzie brak jest poziomu Bt, erozja liniowa stosunkowo szybko rozcina podłoże, dochodząc do skały macierzystej, którą są pyłowe utwory lessopodobne. W takich miejscach żłobiny i efemeryczne wąwozy zwykle osiągają bardzo duże głębokości, dochodzące nierzadko do 2 m (Święchowicz 2011).

Mechanizm powstawania i rozwoju form będących skutkiem erozji żłobinowej przechodzącej w efemeryczną erozję wąwózową dobrze ilustruje zdarzenie, które zaobserwowano w roku 2002 r. na polu buraczanym w zlewni Dworskiego Potoku.

W 2002 roku roczna suma opadów wyniosła 725,4 mm. Najwyższe sumy miesięczne były w czerwcu (159,5 mm) i maju (111,0 mm), co stanowiło odpowiednio 22% i 15,3% rocznej sumy opadów w tym roku. W maju suma opadów stanowiła 142,5%, a w czerwcu 159,7% odpowiedniej średniej miesięcznej sumy wieloletniej (1987–2009) w miesiącach. Najwyższymi wskaźnikami erozyjności cechowały się deszcze, które wystąpiły w lipcu, czerwcu i maju. W roku 2002 przeważająca uprawa na gruntach ornych w zlewni Dworskiego Potoku były buraki (*Beta vulgaris*), które wysiewa się zwykle w drugiej dekadzie kwietnia. 29 maja wystąpił deszcz o dużej sumie opadu (48 mm) i wskaźniku erozyjności bliskim $50 \text{ MJ} \cdot \text{mm} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$, kiedy buraki były w początkowej fazie wzrostu, a spulchniona gleba była pozbawiona ochronnej pokrywy liści. Skutkiem tego opadu było powstanie

między innymi systemu płytkich żłobinek erozyjnych, które dowiązywały do kierunku uprawy i spadku stoku (w przybliżeniu kierunek W–E). Wyloty tych żłobin dochodziły do żłobiny głównej, której oś była zgodna z przebiegiem granicy pola (w przybliżeniu kierunek S–N). Żłobina główna powstała na pasie gruntu zajętego pod uprawy buraków, okazjonalnie wykorzystywanego do przejazdu maszynami rolniczymi. U wylotu bruzdy, w obrębie spłaszczenia podstokowego gromadziła się wyerodowana gleba. Żłobina główna została pogłębiona podczas opadów, które wystąpiły w czerwcu. Szczególnie istotne dla transformacji stoku było pięć deszczów o dużej wysokości i erozyjności, które następowały po sobie w tygodniowych odstępach. Łącznie spadło wtedy 129,7 mm opadu, a wskaźnik erozyjności deszczów wynosił odpowiednio: 55,8; 129,1; 54,7; 106,7 i 27,3 MJ·ha⁻¹·mm·h⁻¹ (ryc. 58A, B). Po opadzie 28 czerwca długość bruzdy erozyjnej wynosiła nieco ponad 30 m, a maksymalna głębokość 68 cm (ryc. 58D). Rozmywanie gleby ornej doprowadziło do powstania schodowego profilu podłużnego z licznymi kociołkami eworsyjnymi, a stozek deluwialny u wylotu żłobiny został nadbudowany.

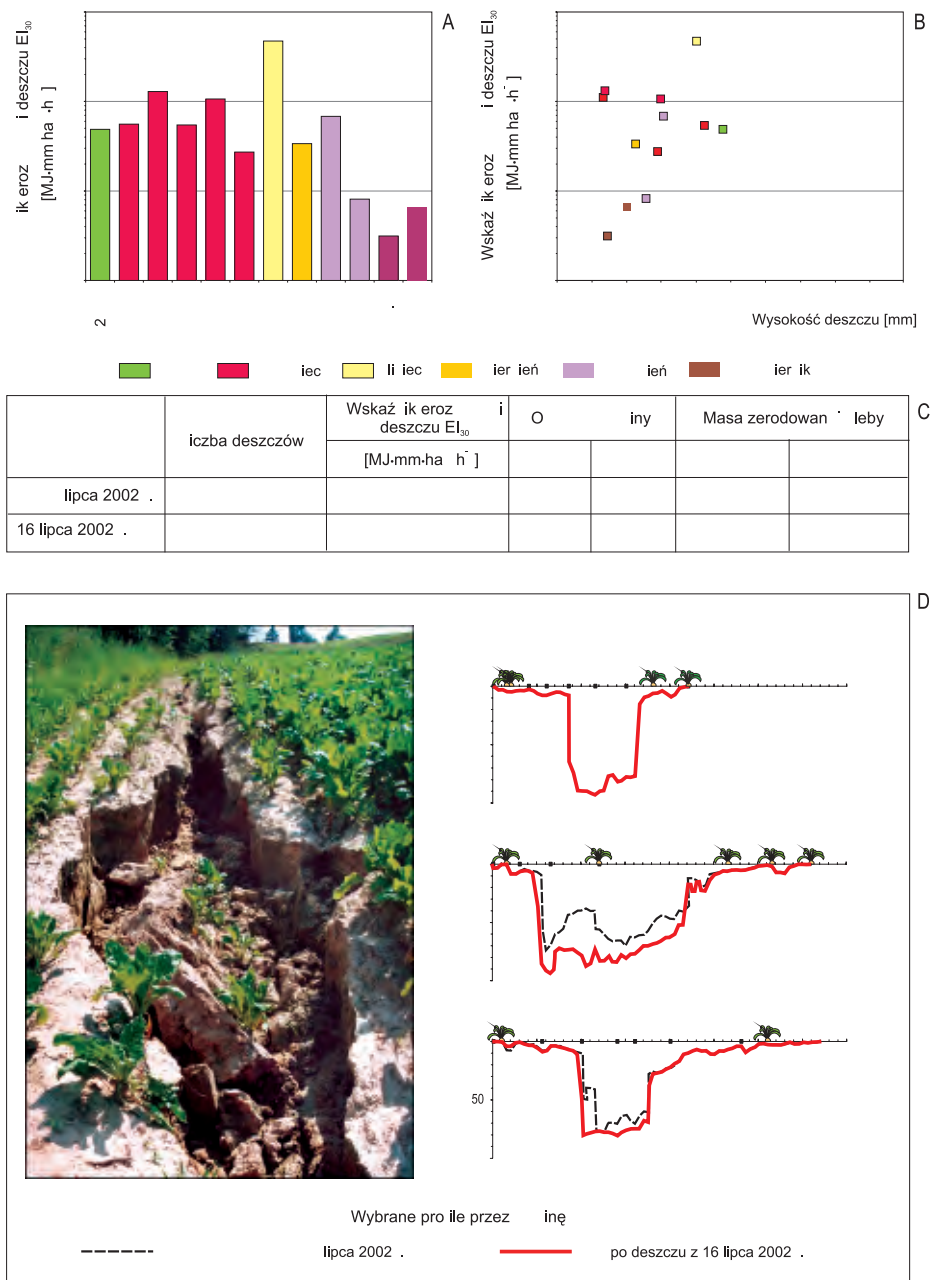
W dniu 16 lipca wystąpił kolejny opad deszczu o wyjątkowo dużym wskaźniku erozyjności, wynoszącym 473,1 MJ·ha⁻¹·mm·h⁻¹. Nastąpiło wtedy pogłębienie bruzdy erozyjnej maksymalnie do 120 cm oraz wzrost szerokości formy w jej środkowym i dolnym odcinku. Nastąpiło również uprzątnięcie pakietów materiału glebowego pochodzącego z obrywania się brzegów bruzdy i przesunięcie początku bruzdy erozyjnej w górę stoku (ryc. 58D). Rozcięcie funkcjonowało do końca sezonu wegetacyjnego, a po zbiorze buraków zostało zasypiane.

Powstanie rozcięcia było wynikiem nałożenia się kilku przyczyn – obsiania dużej powierzchni burakami cukrowymi oraz wystąpienia w początkowej fazie wzrostu roślin kilku deszczów o wysokiej erozyjności. Do 16 lipca objętość żłobiny na długości około 30 m wynosiła 33,7 m³ i zostało z niej odprowadzone nieco ponad 50,9 Mg gleby. Podczas opadu zostało odprowadzone dalsze 7,6 Mg, a objętość żłobiny wzrosła do 38,8 m³ (ryc. 58C).

Uzyskane wyniki pokazują, że nawet bardzo wysoka erozyjność opadu w pełni sezonu wegetacyjnego może nie wywołać dużych skutków morfologicznych. Masa zerodowanej gleby podczas 6 deszczów o łącznej erozyjności 422,3 MJ·ha⁻¹·mm·h⁻¹, które wystąpiły na początku sezonu wegetacyjnego, stanowiła 87,0% całkowitej masy odprowadzonej ze żłobiny gleby. Natomiast podczas jednego deszczu o erozyjności równej 473,1 MJ·ha⁻¹·mm·h⁻¹, który zdarzył się 16 lipca tj. w pełni sezonu wegetacyjnego, zostało odprowadzone zaledwie 13% całkowitej masy odprowadzonej ze żłobiny gleby (ryc. 58C). Tempo pogłębienia żłobiny było mniejsze, a jej objętość zwiększyła się tylko o 5,1 m³.

Zwraca uwagę stosunkowo niewielka masa odprowadzonej gleby w stosunku do wartości wskaźnika erozyjności opadu, który był 16 lipca. Było to spowodowane z jednej strony zwartą okrywą roślinną występującą w pełni sezonu wegetacyjnego, a z drugiej strony docięciem się formy do poziomu Bt, który był trudniej erodowalny. W tej sytuacji niezależnie od wysokiej energii deszczu, jego skutki morfologiczne były względnie niewielkie. Tak więc powstanie i intensywny rozwój form linijskich był możliwy tylko na początku sezonu wegetacyjnego, kiedy spulchniona przez zabiegi agrotechniczne gleba była pozbawiona ochronnej pokrywy roślinnej. W takich warunkach została odprowadzona ze żłobiny większość gleby.

Wszystkie zarejestrowane w okresie badań formy erozyjne były bardzo szybko likwidowane przez rolników. W przypadku płytkich rozcięć skuteczną metodą było tworzenie naturalnych progów w obrębie rozcięcia, np. z liści buraków, które stanowiły lokalne bazy



Rycina 58. Skutki ulewy z 16 lipca 2002 r. (Łązy k. Bochni) (fot. J. Świąchowicz)

A – erozyjność deszczów w okresie od maja do października 2002, B – erozyjność deszczu w funkcji jego wysokości, C – objętość żłobin i masa zerodowanej gleby, D – wybrane profile poprzeczne przez żłobinę.

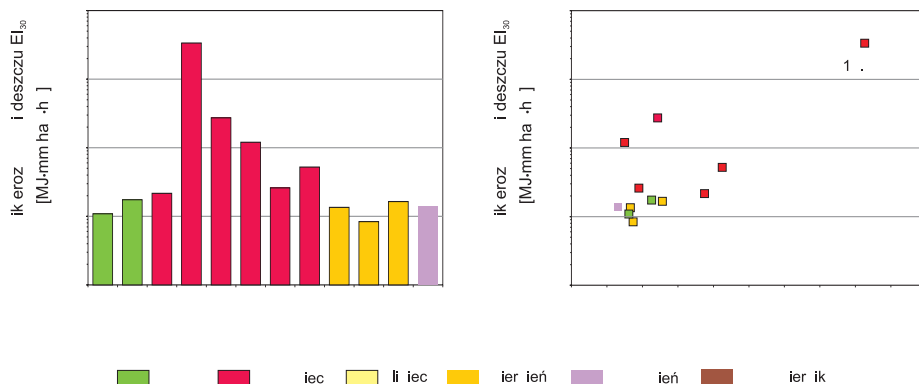
Figure 58. Results of downpour on 16 July, 2002 (Łązy near Bochnia) (photo by J. Świąchowicz)

A – rainfall erosivity from May to October 2002, B – rainfall erosivity as a function of its amount, C – volume of rills and total amount of eroded soil, D – selected cross-profiles of a rill.

erozyjne i powodowały akumulację w obrębie powstałych rozcięć. To ograniczało dalsze pogłębianie żłobiny. Likwidacja szkód czasami wymagała użycia ciężkiego sprzętu i zasypania powstałych rozcięć ziemią. Gdyby te formy pozostawiono bez ingerencji człowieka, rozwijałyby się nadal i byłyby pogłębiane podczas kolejnych opadów o wysokiej energii, w konsekwencji prowadząc do wyłączenia spod uprawy pasa ziemi, który został przekształcony przez erozję liniijną.

Szczególnie silna erozja na stokach w zlewni Dworskiego Potoku odnotowano w roku 2006. Roczna suma opadów wyniosła wtedy 712,8 mm, co stanowiło 107% średniej rocznej sumy opadów (665,9 mm) wieloletniej. Pod względem rocznej sumy opadów ten rok nie odróżniał się istotnie od pozostałych lat średnich (normalnych) wyróżnionych w wieloleciu. Blisko 68,6% rocznej sumy opadów przypadło na półrocze letnie (V–X), a najbardziej deszczową porą roku było lato, kiedy to spadło 52% rocznej sumy opadów. Wyjątkowo wysokie opady były w czerwcu tego roku, ich suma wyniosła ponad 259,1 mm, co stanowiło 36,3% sumy rocznej. Miesięczna suma opadów w czerwcu 2006 r. osiągnęła ponad 260% średniej sumy wieloletniej w tym miesiąca. W roku hydrologicznym 2006 wystąpiły 173 dni z opadem ($\geq 0,1$ mm), przy czym zdecydowanie przeważały dni z opadem bardzo słabym (0,1–1 mm) i słabym (1,1–5,0 mm), które stanowiły łącznie 80,3% wszystkich dni z opadem. Dni z opadem bardzo silnym (powyżej 30,1 mm) były tylko 3 i wszystkie wystąpiły w czerwcu. Jednym z nich był deszcz 17 czerwca, kiedy to odnotowano najwyższy w całym wieloleciu opad dobowy wynoszący 83,4 mm. W godzinach od 15.45 do 17.10 wystąpiła ulewa o wydajności 82,6 mm. Średnie natężenie opadu wyniosło $0,97 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$. W klasyfikacji K. Chomicza (1951) opad tego rzędu jest określany jako deszcz nawalny 2 stopnia (B_2). W pierwszych 15 minutach spadło 59,2 mm opadu, co według klasyfikacji K. Chomicza odpowiada deszczowi nawalnemu 3 stopnia (B_3). Średnie natężenie opadu w tym czasie wyniosło prawie $4 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$. Największe natężenie ulewa osiągnęła w pierwszych 5 minutach, w ciągu których spadło 29,6 mm, ze średnim natężeniem prawie $6 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$ (Świąchowicz 2009). Wskaźnik erozyjności tego deszczu był rekordowy i wynosił $3355,4 \text{ MJ}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Podobnie rekordowe było jego maksymalne natężenie 30-minutowe, które wynosiło $147 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (ryc. 59B). Deszcz o takich parametrach wystąpił tylko raz podczas 23 lat obserwacji. Warto podkreślić, że wskaźnik erozyjności drugiego pod względem skuteczności deszczu w badanym wieloleciu był prawie 2,5 raza mniejszy, a jego maksymalne natężenie 30-minutowe 1,6 razy mniejsze.

Bezpośrednią konsekwencją deszczu 17 czerwca 2006 r. był spływ wody oraz splukiwanie i erozja linijna gleby na stokach użytkowanych rolniczo, której natężenie zależało od rodzaju upraw i zajmowanej przez nie powierzchni. Skutki deszczu były jednak najbardziej widoczne w winnicy, zajmującej powierzchnię 1 ha (ryc. 59C, D). Winnica, o powierzchni 0,3 ha, została założona w maju 2005 r. W maju 2006 r. dosadzono kolejne sadzonki na powierzchni 0,7 ha. Rzędy winorośli zostały posadzone zgodnie ze spadkiem stoku, w odległości 2,5 m od siebie. Tak więc 17 czerwca, kiedy wystąpił deszcz, obszar o powierzchni prawie 0,7 ha był w całości pozbawiony okrywy roślinnej. Pomiędzy rzędami winorośli wystąpiło splukiwanie i erozja linijna (Świąchowicz 2009; ryc. 59F, G). Skutki splukiwania były szczególnie duże w sektorach, gdzie doszło do dodatkowego zasilania spływu wodami pochodzącymi z górnej części zlewni. Zwykle między rzędami winorośli występowały dwie równoległe do siebie bruzdy erozyjne w odległości około 1,5 m. Głębokość bruzd erozyjnych była zróżnicowana i wynosiła od kilku w górnej części stoku do maksymalnie 25 cm w dolnej (ryc. 60C). W dół stoku bruzdy były zwykle szersze



	ik eroz deszczu EI ₃₀ [MJ·mm ha ⁻¹ ·h ⁻¹]	i	Sek	in		Masa zerodowanej gleby	
17 czerwca 2006							



Rycina 59. Skutki opadu nawałnego z 17 czerwca 2006 r. (Łązy k. Bochni) (fot. J. Świąchowicz)

A – erozyjność deszczów w okresie od maja do października 2006, B – erozyjność deszczu w funkcji jego wysokości, C–D – przebieg żłobin erozyjnych w winnicy, E – objętość żłobin i masa zerodowanej gleby, F–G – strefa akumulacji u podnóża stoku.

Figure 59. Results of downpour on 17 June, 2006 (Łązy near Bochnia) (photo by J. Świąchowicz)

A – rainfall erosivity from May to October 2006, B – rainfall erosivity as a function of its amount, C–D – pattern of rills in the vineyard, E – volume of rills and total amount of eroded soil, F–G – at the foot of the slope.

lub dochodziło do rozmycia obszarów międzybrzdowych w wyniku procesu *cross-grading* (Święchowicz 2010a). U wylotu brzd erozyjnych zerodowana gleba była akumulowana w postaci stożków deluwialnych, które nakładając się na siebie, utworzyły zwartą równinę deluwialną na długości około 160 m (ryc. 59F, G; 60A, B). Depozycja materiału miała miejsce w dolnej części stoku, powyżej załomu oddzielającego stoki od dna doliny (ryc. 59G, 60B).

Intensywny proces spłukiwania powierzchniowego i liniowego obserwowano również na polach z uprawami buraków cukrowych. W roku 2006 buraki cukrowe posadzono na powierzchni 11 ha. Wyerodowana w górnych i środkowych odcinkach stoków gleba została zakumulowana głównie u podnóży stoków w postaci pokryw deluwialnych. Duże rozmiary spłukiwania były spowodowane słabym rozkrzewieniem roślin, a także opóźnionym wzrostem związanym z niekorzystnymi warunkami termicznymi i wilgotnościowymi wiosną. W rezultacie silny opad docierał bezpośrednio do powierzchni gleby, wywołując rozbrzdg, co w połączeniu z intensywnym spływem powierzchniowym było przyczyną bardzo dużego spłukiwania (Święchowicz 2008, 2009; ryc. 61A).

W części źródłowej jednej z niecek denudacyjnych (z uprawą buraków cukrowych) obserwowano zbieżny system brzd erozyjnych, które dały początek skoncentrowanemu spływowi linijnemu w osi doliny. Strefa transportująca obejmowała część niecki z uprawą pszenicy. W tej strefie nie doszło do powstania efemerycznego wąwozu, gdyż zwarta pokrywa roślinna skutecznie ograniczyła erozję. Z tych samych powodów nie doszło również do powstania stożka deluwialnego u wylotu doliny. Spływająca woda pozostawiła jedynie ślad w postaci wyłożonych zbóż w osi niecki i traw w dnie doliny (ryc. 61B).

Najmniejsze skutki spłukiwania obserwowano na polach z uprawami pszenicy. Zboża w okresie pełnej wegetacji charakteryzują się bardzo dobrymi właściwościami przeciwe-rozyjnymi, dlatego mimo intensywnego deszczu i dużego natężenia spływu powierzchniowego nie stwierdzono dużego spłukiwania gleby.

5.4.3. Wartości progowe w przebiegu erozji liniowej na stokach

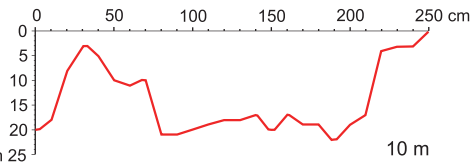
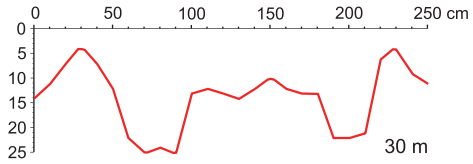
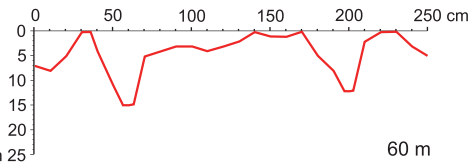
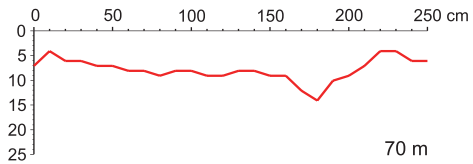
Erozja linijna nie występowała podczas wszystkich zdarzeń spłukiwania. W stosunku do liczby dni z opadem oraz liczby dni z opadem erozyjnym, liczba przypadków erozji liniowej była jeszcze mniejsza niż spłukiwania (tab. 36). W okresie badań erozja linijna zachodziła zawsze podczas deszczów potencjalnie erozyjnych według kryterium USLE, ale w stosunku do liczby deszczów stanowiła od 23,1 do 75% przypadków; a średnio w okresie trzech lat 32%. Zdarzeń efemerycznej erozji wąwozowej było natomiast zdecydowanie mniej, bo tylko 7,1% (tab. 36).

Na podstawie badań erozji liniowej prowadzonych w roku 1998, 2002 oraz w latach 2005–2009 stwierdzono, że erozja linijna zachodziła podczas deszczów, których erozyjność przekroczyła wartość progową $106 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $30 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ maksymalnego natężenia 30-minutowego (ryc. 62). W przypadku erozji liniowej domenę wystąpienia procesu i domenę skuteczności procesu można przyjąć na tym samym poziomie, gdyż samo wystąpienie erozji liniowej wiąże się z istotnym przeobrażeniem powierzchni stoków i umożliwia dostawę gleby ze stoków do koryt potoków.

Gdyby założyć, zgodnie z przyjętą definicją, że 10% deszczów o największej erozyjności (tzw. ekstremalnych) powoduje również największe skutki erozyjne, to w badanym okresie takich przypadków było 11, a wartość progowa wystąpienia potencjalnie ekstremalnej erozji liniowej (PEZEL) wynosiła $226,8 \text{ MJ}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (EI_{30}) lub $27,1 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (I_{30}).



C



— Wybrane pro ile poprzeczne bruzdy eroz . ie z 17 czerwca 2006 .

Rycina 60. Geomorficzne skutki opadu nawałnego z 17 czerwca 2006 r. w winnicy. Stan z 22 czerwca 2006 r. (Łązy k. Bochni) (fot. J. Święchowicz)

A – formy erozyjne, B – akumulacja deluwii w podnóża stoku, na którym założono winnicę, C – wybrane profile bruzd erozyjnych.

Figure 60. Geomorphic results of downpour on 17 June, 2006 in vineyard. Photo taken on 22 June, 2006 by J. Święchowicz (Łązy near Bochnia)

A – erosive forms, B – zone for deluvial deposition at the foot of the vineyard slope, C – selected cross-profiles of rills.

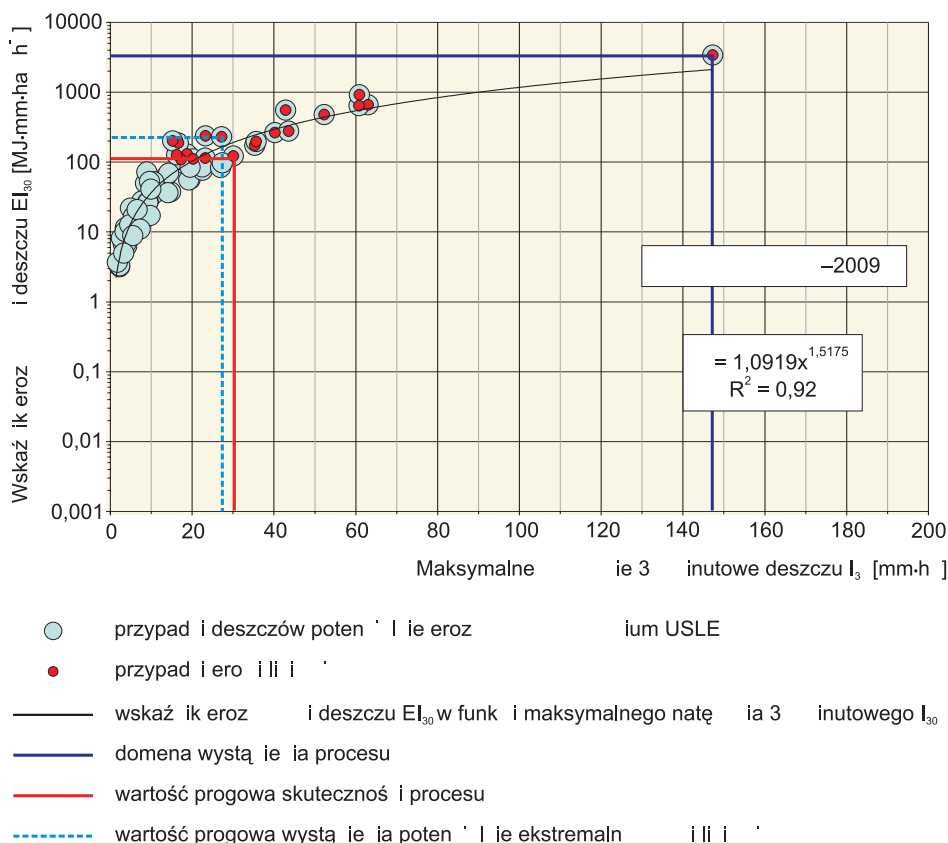


Rycina 61. Geomorficzne skutki opadu nawałnego z 17 czerwca 2006 r. Stan z 18 czerwca 2006 r. (Łązy k. Bochni) (fot. J. Świąchowicz)

A – na polach zajętych pod uprawy buraków cukrowych, B – na polach zajętych pod uprawy pszenicy.

Figure 61. Geomorphic results of downpour on 17 June, 2006. Photo taken on 18 June, 2006 by J. Świąchowicz (Łązy near Bochnia)

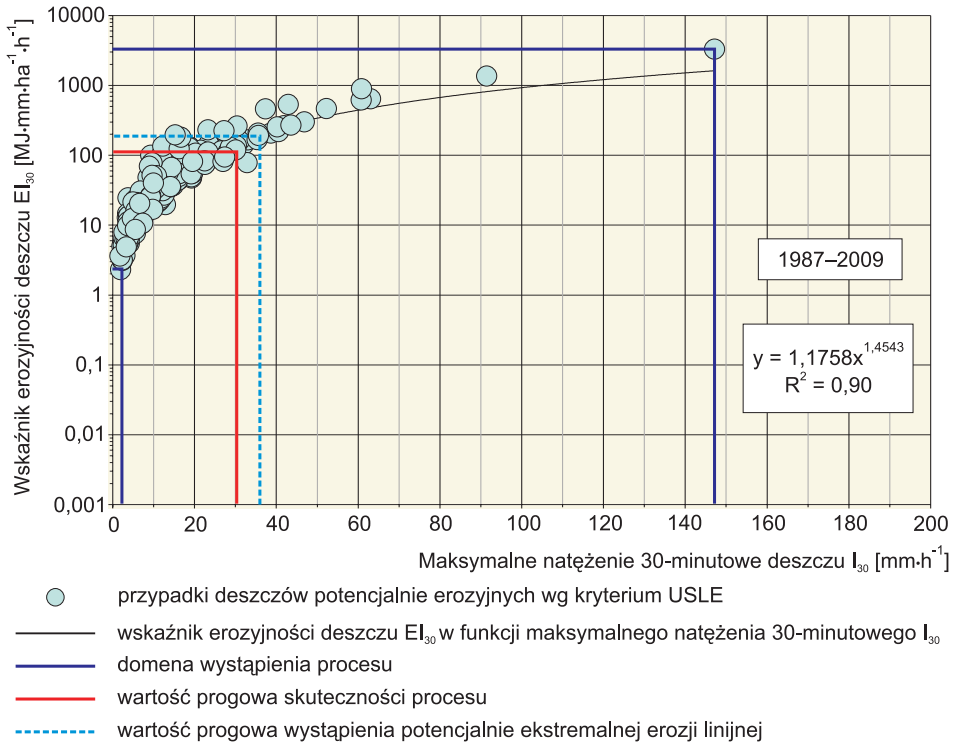
A – on sugar-beet fields, B – on winter wheat fields.



Rycina 62. Wartości progowe wystąpienia potencjalnie ekstremalnej erozji liniowej (efemeryczna erozja wąwozowa) w letnim półroczu hydrologicznym na podstawie pomiarów w roku 1998, 2002 oraz w latach 2005–2009 (Łazy k. Bochni)

Figure 62. Rainfall thresholds for potentially extreme linear erosion (ephemeral gully erosion) in summer half-year on the basis of measurements in hydrological years 1998, 2002 and 2005–2009 (Łazy near Bochnia)

Jeżeli wyznaczone wartości progowe w latach 1998, 2002 oraz 2005–2009 zastosować jako kryterium wyróżniania zdarzeń erozji liniowej w wieloletniu 1987–2009, to potencjalna łączna liczba zdarzeń mogła wynieść co najmniej 45 (tab. 37, ryc. 63). Liczba ta jest tylko o 7 niższa od potencjalnej liczby zdarzeń spłukiwania na stokach, wywołanych przez deszcze potencjalnie erozyjne według kryterium USLE. Można wnioskować, że prawie każdy deszcz erozyjny według USLE, czyli taki, którego wysokość przekracza 12,7 mm, powoduje nie tylko spłukiwanie, ale również erozję liniową. Skala przekształceń stoku jest jednak bardzo zróżnicowana. Im wyższa wartość erozyjności deszczu, a zwłaszcza jego maksymalnego natężenia 30-minutowego, tym większa skuteczność transformacji stoku (ilość, gęstość, głębokość żłobin). Największa liczba zdarzeń erozyjnych wystąpiła w lipcu, czerwcu i sierpniu. Największą skutecznością odznaczały się jednak zdarzenia opadowe, które były w maju i czerwcu, gdyż to właśnie wtedy duża powierzchnia pól była pozbawiana ochronnej okrywy roślinnej (tab. 37). Gdyby założyć, że deszcze o ekstremalnej erozyj-



Rycina 63. Wartości progowe wystąpienia i natężenia potencjalnie ekstremalnej erozji liniowej (efemeryczna erozja wąwozowa) w letnim półroczu hydrologicznym (Łązy k. Bochni, 1987–2009)

Figure 63. Rainfall thresholds for potentially extreme linear erosion (ephemeral gully erosion) in summer half-year (Łązy near Bochnia, 1987–2009)

Tabela 37. Potencjalna liczba zdarzeń erozji liniowej i efemerycznej erozji wąwozowej w letnim półroczu hydrologicznym (Łązy k. Bochni, 1987–2009)

Table 37. Potential number of linear erosion and ephemeral gully erosion events in summer half-year (Łązy near Bochnia, 1987–2009)

Miesiąc	Średnia miesięczna suma opadów	Średni miesięczny wskaźnik erozyjności deszczów	Deszcze przekraczające wartość progową: $EI_{30} = 106 MJ \cdot mm \cdot ha^{-1} \cdot h^{-1}$ lub $I_{30} = 30 mm \cdot h^{-1}$		
	[mm]		[$MJ \cdot mm \cdot ha^{-1} \cdot h^{-1}$]	Liczba	[%]
V	77,9	152,7	5,0	11,1	14,7
VI	100,0	350,5	14,0	31,1	29,2
VII	96,7	212,3	15,0	33,3	29,4
VIII	69,6	96,8	9,0	20,0	25,7
IX	68,4	44,6	2,0	4,4	6,5
X	45,8	5,5	0,0	0,0	0,0
Suma	458,4	862,4	45,0	100,0	21,2

Tabela 38. Potencjalna liczba przypadków wystąpienia erozji liniowej na stokach w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 1987–2009)

Table 38. Potential number of linear erosion events on slopes in summer half-year (Łazy near Bochnia, 1987–2009)

Klasy roku	Liczba lat	L.p.	Kategoria	Przypadki	
				liczba	[%]
Suchy i bardzo suchy	5	1.	Potencjalna liczba przypadków wystąpienia erozji liniowej; wartość progowa parametrów deszczu: $EI_{30}=106 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $I_{30}=30 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$	2	4,4
		2.	Potencjalna liczba przypadków wystąpienia erozji liniowej o ekstremalnym natężeniu; wartość progowa parametrów deszczu: $EI_{30}=194 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $35 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$	1	4,8
Normalny	11	1.	Potencjalna liczba przypadków wystąpienia erozji liniowej; wartość progowa parametrów deszczu: $EI_{30}=106 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $I_{30}=30 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$	20	44,5
		2.	Potencjalna liczba przypadków wystąpienia erozji liniowej o ekstremalnym natężeniu; wartość progowa parametrów deszczu: $EI_{30}=194 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $I_{30}=35 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$	8	38,1
Wilgotny	7	1.	Potencjalna liczba przypadków wystąpienia erozji liniowej; wartość progowa parametrów deszczu: $EI_{30}=106 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $I_{30}=30 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$	23	51,1
		2.	Potencjalna liczba przypadków wystąpienia erozji liniowej o ekstremalnym natężeniu; wartość progowa parametrów deszczu: $EI_{30}=194 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $I_{30}=35 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$	12	51,2
1987–2009	23	1.	Potencjalna liczba przypadków wystąpienia erozji liniowej; wartość progowa parametrów deszczu: $EI_{30}=106 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $I_{30}=30 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$	45	100,0
		2.	Potencjalna liczba przypadków wystąpienia erozji liniowej o ekstremalnym natężeniu; wartość progowa parametrów deszczu: $EI_{30}=194 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $I_{30}=35 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$	21	100,0

ności spowodowały również największe przeobrażenia stoków na skutek erozji żłobinowej, to byłoby to zaledwie 21 zdarzeń, które przekroczyły wartość progową $194 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ i $35 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (tab. 38). Zdarzenia te występowały głównie w lipcu i czerwcu, większe efekty erozyjne dawały jednak zdarzenia czerwcowe. Miesiąc ten charakteryzował się też dużo większą średnią erozyjnością opadów w porównaniu z lipcem. Zdarzenia potencjalnie ekstremalnej erozji żłobinowej częściej występowały w latach wilgotnych niż normalnych, choć różnice nie były duże, a jeden taki przypadek wystąpił w roku suchym (tab. 38). Każdy z wyróżnionych w ten sposób deszczów, gdyby zdarzył się na początku sezonu wegetacyjnego (maj, czerwiec), byłby w stanie spowodować na stokach efemeryczną erozję wązowową.

Wartości progowe parametrów deszczów inicjujących erozję wodną na użytkowanych rolniczo stokach, zwłaszcza w odniesieniu do zdarzeń ekstremalnych, zmieniają się w zależności od typu roku i zależą od długości serii pomiarowej. Najbardziej poprawną metodą wyznaczania tych wartości jest ilościowa ocena skutków działania procesów, a zwłaszcza masa zerodowanej na stokach gleby. Wobec braku takich danych można założyć, że najsilniejsze deszcze powodują największą erozję wodną gleby. Zwykle przyjmuje się, że jest to 10% skrajnych wartości. Przy takim założeniu liczba tzw. ekstremalnych zdarzeń, a tym samym wartości progowe parametrów deszczów mogą się znacząco różnić. Co więcej takie ujęcie zakłada, że skutki działania procesów są również ekstremalne, bez rozróżniania o który proces chodzi. Wartość progowa potencjalnie ekstremalnych zdarzeń jest więc taka sama w odniesieniu do rozbryzgu, splukiwania i erozji liniijnej. Dotychczasowe badania wskazują, że podczas deszczów o wysokiej energii największą rolę odgrywa erozja żłobinowa, która powoduje silną erozję, długi transport na stokach oraz dostawę gleby do koryta potoku. Rola rozbryzgu i splukiwania jest mniejsza. Natężenie rozbryzgu rośnie w początkowej fazie opadu i osiąga swoją maksymalną wartość po kilkunastu lub kilkudziesięciu minutach. Pojawienie się warstewki wody na powierzchni gleby powoduje osłabienie siły uderzenia pojedynczej kropli deszczu, a uruchomiony materiał jest splukiwany przez wodę. W momencie pojawienia się erozji liniijnej ta zaczyna odgrywać główną rolę w transporcie materiału, a skutki jej działania są największe. Tak więc wartość progowa ekstremalnej erozji liniijnej zwykle nie jest nie identyczna z wartością progową ekstremalnego rozbryzgu czy splukiwania.

Biorąc pod uwagę wszystkie te czynniki zdecydowano się w dalszych rozważaniach przyjąć wartość progową potencjalnie ekstremalnego splukiwania niższą niż ta wyznaczona z wielolecia (10% najsilniejszych zdarzeń). Odpowiada ona wartości progowej zdarzeń ekstremalnych w latach normalnych.

ROZDZIAŁ 6

Wartości progowe dostawy gleby ze stoków do koryta potoku

Wyznaczone wartości progowe umożliwiają wyróżnienie deszczów, które inicjują erozję gleby na stokach, poczynając od pierwszego jej ogniwa, jakim jest rozbryzg, aż do splukiwania, które może „przejsć” w erozję liniijną (żłobinową lub efemeryczną erozję wąwozową). Pojawia się jednak kluczowe pytanie, czy wystąpienie tych procesów na stoku jest równoznaczne z dostawą materiału glebowego ze stoków do koryta potoku? Jeśli tak, to kiedy i podczas których zdarzeń opadowych taka dostawa może zachodzić?

Badania przeprowadzone w latach hydrologicznych 2007–2009 wykazały, że proces rozbryzgu, który występował podczas wszystkich deszczów potencjalnie erozyjnych według kryterium USLE, był w stanie uruchomić duże ilości cząstek gleby na stokach (tab. 20, 21). Ich transport jednak zachodził na krótkich dystansach i z pewnością to nie rozbryzg powodował dostawę materiału glebowego ze stoków do koryta potoku. W początkowej fazie opadu jest jednak możliwa dostawa bezpośrednio do koryta cieku niewielkich ilości materiału uruchamianych przez rozbryzg i pochodzących z najbliższego otoczenia, np. z brzegów koryta. Liczba zdarzeń erozyjnych na stokach w stosunku do liczby dni z opadem była zaskakująco mała (tab. 36); nie pokrywała się też z liczbą deszczów potencjalnie erozyjnych. Zdarzały się lata, kiedy liczba zdarzeń splukiwania była większa (np. w wilgotnym roku 2007) lub mniejsza (np. w wilgotnym roku 2009) od liczby deszczów erozyjnych (tab. 36). W suchym roku 2008 natomiast zdarzenia erozyjne nie wystąpiły w ogóle, mimo stosunkowo dużej liczby deszczów. Większość spośród zdarzeń erozyjnych na stokach powodowała transport materiału na małe odległości, podczas niektórych transport zachodził prawie na całej długości stoków od działu wodnego do

podnóży, a tylko nieliczne były w stanie dostarczyć materiał glebowy bezpośrednio do koryta potoku. O skuteczności opadu decydowały nie tylko jego cechy, takie jak erozyjność i maksymalne natężenie 30-minutowe, ale również stan podłoża (głównie wilgotność gruntu) i rzeźba terenu. Charakterystyczną cechą rzeźby zlewni Dworskiego Potoku jest – z jednej strony – występowanie stosunkowo krótkich stoków o niewielkim nachyleniu i obecność u ich podnóży wyraźnych spłaszczeń podstokowych, a z drugiej strony – szerokiego dna doliny oddzielonego od stoków wyraźną krawędzią i płytko rozciątego korytem Dworskiego Potoku (ryc. 14–17). Taka morfologia terenu utrudnia bezpośrednią dostawę materiału glebowego ze stoków do koryta potoku, gdyż w sposób naturalny dochodzi do depozycji większości zerodowanej gleby u podnóży stoków i w dnie doliny. Te naturalne spłaszczenia i załomy stanowią swoiste bariery utrudniające dostawę materiału glebowego do koryta cieku. Żeby je pokonać, deszcz powinien być odpowiednio silny, czyli musi się odznaczać znaczną energią kinetyczną i dużym maksymalnym natężeniem 30-minutowym oraz mieć odpowiednio dużą sumę opadu. Takich deszczów w badanym okresie 2007–2009 zdarzyło się jednak niewiele.

W wilgotnym roku 2007 było 79 dni z opadem, deszczów erozyjnych według kryterium USLE było tylko 8, zdarzeń spłukiwania 13, a erozji liniowej na stokach tylko 6 (tab. 36). Pomiary na stoku wykazały, że nie wszystkie wyróżnione deszcze erozyjne wywołały spłukiwanie. Dotyczyły to dwóch deszczów z października 2007 r., których wysokość przekraczała 12,7 mm, ale erozyjność była bardzo mała. W tym samym roku w czerwcu, lipcu i sierpniu było jednak 7 zdarzeń spłukiwania, które zostały spowodowane przez deszcze niespełniające kryterium deszczu erozyjnego (o warstwie opadu mniejszej niż 12,7 mm) (tab. 39). W suchym roku 2008, mimo identycznej jak w roku 2007 liczby dni z opadem, erozja gleby na stokach w ogóle nie wystąpiła, tak więc nie było jej również podczas żadnego z 7 wyróżnionych potencjalnie erozyjnych deszczów (tab. 36, 39). W wilgotnym roku 2009 liczba dni z opadem i liczba deszczów potencjalnie erozyjnych była większa niż w roku 2007, ale liczba zdarzeń erozyjnych na stokach była mniejsza (tab. 36, 39); wystąpiły one głównie w czerwcu, lipcu, maju i sierpniu. W czerwcu stwierdzono również dwa zdarzenia spłukiwania wywołane przez deszcze niespełniające kryterium USLE. Pomiary spłukiwania w latach 2007–2009 wskazują, że spłukiwanie mogło być spowodowane zarówno przez deszcze spełniające kryterium USLE, jak i takie, które nie spełniały tego kryterium. Zdarzały się także przypadki, kiedy deszcz potencjalnie erozyjny według USLE nie wywołał spłukiwania. Zdecydowana większość deszczów niespełniających kryterium USLE nie wywoływała jednak spłukiwania (tab. 39, 40).

W wilgotnym roku 2007 podczas deszczów potencjalnie erozyjnych według kryterium USLE masa gleby zerodowanej z poletka stanowiła 82,3%, a podczas deszczów niespełniających tego kryterium jedynie 17,7% całkowitej masy gleby zerodowanej z poletka w ciągu półrocza letniego (tab. 39). Liczba zdarzeń erozyjnych spowodowanych przez deszcze niespełniające kryterium USLE była nieznacznie większa, ale ich skuteczność erozyjna zdecydowanie mniejsza. W wilgotnym roku 2009 natomiast udział masy gleby zerodowanej z poletka z czarnym ugiem podczas deszczów erozyjnych stanowił aż 99,6%, a podczas deszczów niespełniających kryterium USLE zaledwie 0,4% (tab. 39). Liczba zdarzeń erozyjnych spowodowanych przez deszcze niespełniające kryterium USLE była bardzo mała, a ich skuteczność erozyjna praktycznie znikoma.

Deszcze niespełniające kryterium USLE powodowały spłukiwanie zwykle wtedy, kiedy występowały w krótkim odstępie czasu po silnych deszczach, które wywoływały znaczną

Tabela 39. Liczba deszczów erozyjnych wg kryterium USLE oraz liczba wywołanych przez nie zdarzeń splukiwania w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, czarny ugór, 2007–2009)

Table 39. Number of erosive rains according to the USLE criterion and number of slopewash events caused by them in summer half-year (Łazy near Bochnia, a bare fallow plot, 2007–2009)

Rok	Kategoria	Miesiące						V–X	
		V	VI	VII	VIII	IX	X		
2007	Liczba deszczów erozyjnych zgodnie z kryterium USLE	1	1	1	1	2	2	8	
	Erozyjność deszczów	125,6	233,3	226,8	112,6	382,6	26,1	1107,0	
	Liczba zdarzeń splukiwania	1	1	1	1	2	–	6	
	Masa zmytej gleby	[kg·ha ⁻¹]	417,2	13594,3	19432,4	3509,5	1989,3	–	38942,7
		[%]	0,9	28,7	41,1	7,4	4,2	–	82,3
	Liczba deszczów niepełniających kryterium USLE, które wywołały splukiwanie	–	4	2	1	–	–	7	
	Erozyjność deszczów [MJ·mm·ha ⁻¹ ·h ⁻¹]	–	120,9	12,2	41,3	–	–	174,4	
	Masa zmytej gleby	[kg·ha ⁻¹]	–	6844,1	185,2	1367,7	–	–	8397,0
[%]		–	14,4	0,4	2,9	–	–	17,7	
2008	Liczba deszczów erozyjnych zgodnie z kryterium USLE	–	–	3	1	2	1	7	
	Erozyjność deszczów [MJ·mm·ha ⁻¹ ·h ⁻¹]	–	–	202,3	6,8	11,7	11,3	232,1	
	Liczba zdarzeń splukiwania	–	–	–	–	–	–	–	
	Liczba deszczów nieerozyjnych, które wywołały splukiwanie	–	–	–	–	–	–	–	
2009	Liczba deszczów erozyjnych zgodnie z kryterium USLE	3	5	3	1	–	1	13	
	Erozyjność deszczów [MJ·mm·ha ⁻¹ ·h ⁻¹]	929,9	753,8	243,7	65,5	–	4,9	1997,9	
	Liczba zdarzeń splukiwania	1	3	2	1	–	–	7	
	Masa zmytej gleby	[kg·ha ⁻¹]	96438,5	67721,0	6585,0	0,0	–	–	170744,5
		[%]	56,2	39,5	3,8	0,0	–	–	99,6
	Liczba deszczów niepełniających kryterium USLE, które wywołały splukiwanie	–	2	–	–	–	–	2	
	Erozyjność deszczów [MJ·mm·ha ⁻¹ ·h ⁻¹]	–	16,4	–	–	–	–	16,4	
	Masa zmytej gleby	[kg·ha ⁻¹]	–	760,5	–	–	–	–	760,5
[%]		–	0,4	–	–	–	–	0,4	

Tabela 40. Liczba zdarzeń erozyjnych na stokach i w korytach oraz dostawy materiału glebowego ze stoków do koryta Dworskiego Potoku w letnim półroczu hydrologicznym (Łązy k. Bochni, czarny ugór, 2007–2009)

Table 40. Number of erosion events on slopes and in stream channels and number of soil supply events from slopes to the Dworski Potok channel in summer half-year (Łązy near Bochnia, a bare fallow plot, 2007–2009)

Rok	Miesiące	liczba deszczów >5 mm	liczba deszczów erozję z krycia USLE	Liczba zdarzeń erozji		liczba przypadków dostawy gleby ze stoków do koryta potoku
				stoki	koryta	
2007		2	1	1	2	–
	VI	7	1	5	5	1
	VII	3	1	3	2	1
	VIII	2	1	2	1	–
	I	4	2	2	4	–
		3	2	–	3	–
	Sum	21	8	13	17	2
2008		4	–	–	3	–
	VI	3	–	–	–	–
	VII	9	3	–	4	–
	VIII	4	1	–	1	–
	I	6	2	–	5	–
		2	1	–	1	–
	Sum	28	7	–	14	–
2009		5	3	1	5	1
	VI	7	5	5	7	1
	VII	3	3	2	3	–
	VIII	4	1	1	4	–
	I	2	–	–	2	–
		4	1	–	4	–
	Sum	25	13	9	25	2
2007–2009	Suma	74	28	22	56	

erozję gleby. Wystąpienie procesu umożliwiła wtedy albo bardzo duża wilgotność gruntu, albo istniejąca na poletku sieć mikrożłobin ułatwiających szybką koncentrację spływu wody pochodzącej z niewielkich nawet opadów.

Równoczesne pomiary procesów stokowych i korytowych pokazały, że reakcja zlewni na opad była zróżnicowana. Częściej na opad reagował potok, co skutkowało podniesieniem się stanu wody i transportem materiału rozpuszczonego i zawiesiny (tab. 40). Reakcja systemu korytowego nie zawsze była jednak równoznaczna z wystąpieniem spływu powierzchniowego lub śródpokrywowego, ale była raczej związana z podniesieniem się

stanu wody i przepływu wywołanych bezpośrednio opadem i zasilaniem odpływu rzecznej wodami z najbliższego otoczenia koryta. Obecność szerokiego i płaskiego dna doliny Dworskiego Potoku wypełnionego osadami pyłowymi o słabej przepuszczalności sprawia, że woda pochodząca z deszczu stosunkowo szybko dostaje się z najbliższego otoczenia do koryta potoku, co skutkuje podniesieniem się stanu wody, najbardziej widocznego w ujściowym odcinku Dworskiego Potoku.

W latach hydrologicznych 2007–2009 liczba zdarzeń erozyjnych w korytach była zawsze większa od liczby deszczów potencjalnie erozyjnych (wyróżnionych zgodnie z kryterium USLE, $P \geq 12,7$ mm), ale zwykle mniejsza od łącznej liczby deszczów erozyjnych i niespełniających tego kryterium ($12,7 \text{ mm} > P \geq 5 \text{ mm}$). Zazwyczaj każdy opad erozyjny skutkowało podniesieniem się stanu wody w korycie. Wyjątek stanowiły opady w miesiącach letnich (głównie w czerwcu), kiedy koryto Dworskiego Potoku wysychało, bo bujna roślinność hydrofilna w dnie doliny zużywała całą dostarczoną przez opad wodę.

Liczba zdarzeń erozyjnych na stokach była zdecydowanie mniejsza od tej w korycie Dworskiego Potoku, zwłaszcza w roku 2008 suchym i wilgotnym 2009, a w całym trzyleciu 2007–2009 o ponad połowę mniejsza (tab. 40). Większość zdarzeń erozyjnych na stokach powodowała transport materiału glebowego na małe odległości, a tylko nieliczne zdarzenia dostarczały ten materiał bezpośrednio do koryta Dworskiego Potoku. W roku 2007 co szóste zdarzenie skutkowało dostawą ze stoków do koryta potoku, w roku 2008 żadne, a w roku 2009 co czwarte (tab. 40).

W wilgotnym roku hydrologicznym 2007 w zlewni Dworskiego Potoku na poletku z czarnym ugiem zarejestrowano 45 przypadków erozji rozbryzgowej. Praktycznie każdy pojedynczy deszcz wywoływał erozję, niezależnie od kryteriów jego wyróżnienia. Liczba zdarzeń spłukiwania była zdecydowanie mniejsza niż zdarzeń rozbryzgu. Spośród 13 przypadków spłukiwania podczas 7 z nich dochodziło do transportu części i agregatów glebowych na małe odległości na stoku, podczas 4 transport materiału obejmował cały stok od działu wodnego do podnóża i tam następowała depozycja zerodowanej gleby, a tylko podczas 2 zdarzeń zachodziła dostawa materiału glebowego ze stoków do koryta potoku. W tym ostatnim przypadku znaczna część materiału została po drodze zdeponowana na podstokowych równinach deluwialnych lub w dnie doliny (tab. 41, ryc. 64).

W suchym roku hydrologicznym 2008 w zlewni Dworskiego Potoku na poletku z czarnym ugiem zarejestrowano 50 przypadków erozji rozbryzgowej. Podobnie jak w roku 2007, każdy pojedynczy deszcz wywoływał erozję rozbrygową. Mimo wystąpienia siedmiu deszczów potencjalnie erozyjnych spłukiwanie na stokach jednak nie wystąpiło w ogóle (tab. 41, ryc. 65).

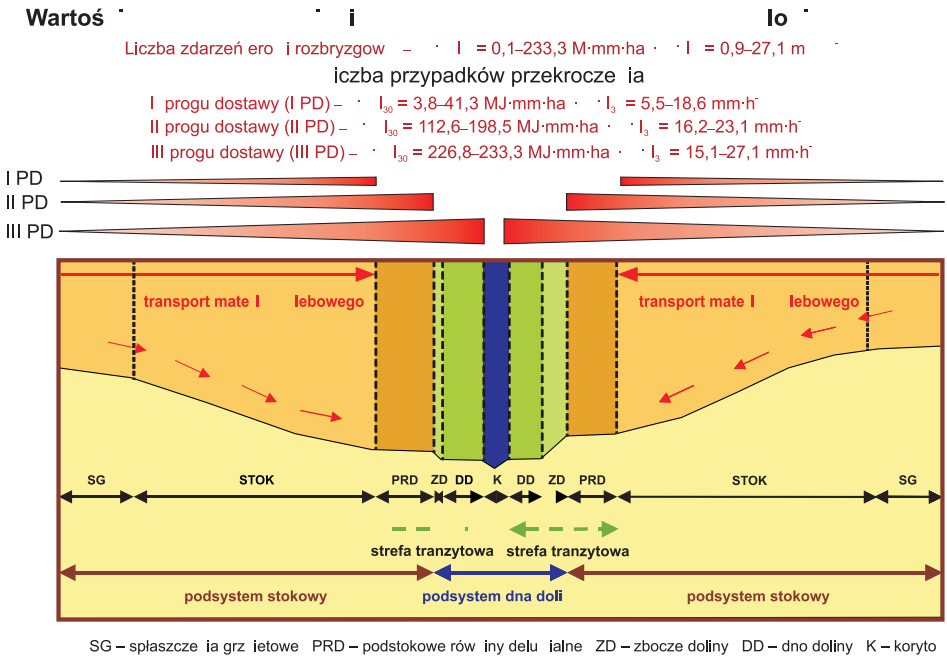
W wilgotnym roku hydrologicznym 2009 w zlewni Dworskiego Potoku na poletku z czarnym ugiem zarejestrowano 58 przypadków erozji rozbryzgowej. Spośród 9 zdarzeń spłukiwania podczas 6 z nich dochodziło do transportu materiału glebowego na małe odległości na stoku, tylko 1 raz transport materiału obejmował cały stok od działu wodnego do podnóża i tam następowała depozycja zerodowanego materiału, a podczas 2 zdarzeń zachodziła dostawa materiału glebowego ze stoków do koryta potoku, przy czym znaczna jego część została po drodze zdeponowana u podnóża w obrębie podstokowych spłaszczeń deluwialnych lub w dnie doliny (tab 41, ryc. 66).

Zamieszczone na początku pracy potencjalne warianty związku między transportem materiału glebowego przez wodę w dół stoku a możliwością jego dostawy do koryta potoku i transportu poza zlewnię uwzględniają 6 kategorii. W latach hydrologicznych 2007–2009,

Tabela 41. Liczba przypadków hipotetycznych wariantów związku transportu materiału glebowego w podsystemie stokowym z jego transportem w podsystemie dna doliny w zlewni Dworskiego Potoku w letnim półroczu hydrologicznym (Łąży k. Bochni, czarny ugór, 2007–2009)

Table 41. Number of cases of hypothetical types of relationship between soil particle transport in slope and valley bottom subsystems in the Dworski Potok catchment in summer half-year (Łąży near Bochnia, a bare fallow plot, 2007–2009)

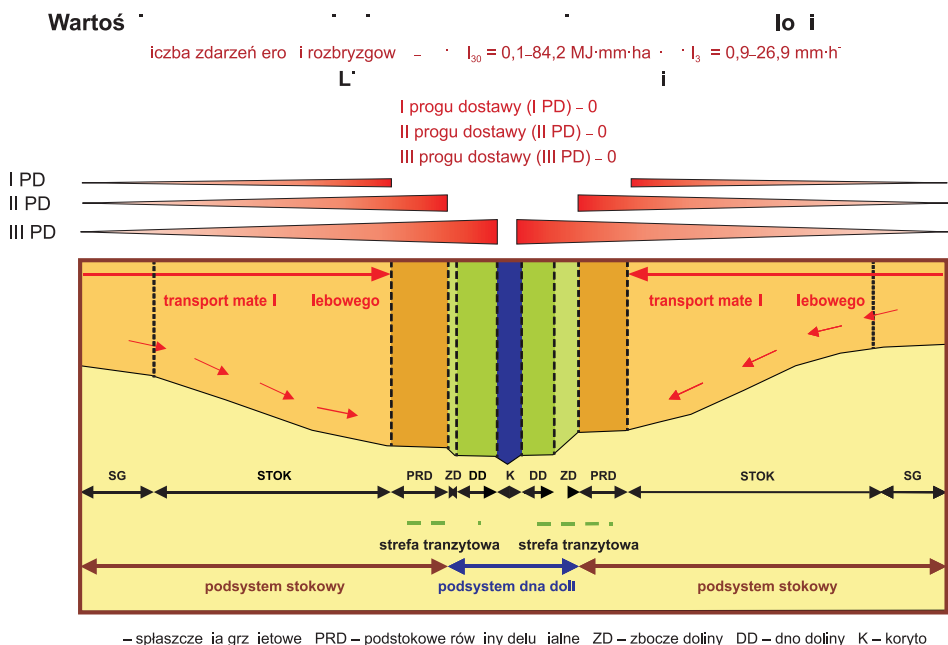
Cecha			2007	2008	2009	2007–2009
liczba deszczów o wysokość 5–12,7 m			13	21	12	46
liczba deszczów erozyjnych z kryterium USL			8	7	13	28
liczba zdarzeń rozbrzdg			45	50	58	153
Natęenie rozbrzdu [kg·ha]			66490	28320	41420	136230
liczba przypadków spływu			13	–	9	22
Natęenie spływu [kg·ha]			47340	–	171505	218845
liczba przypadków wezbran			17	14	25	56
Potencjalna liczba przypadków wystąpienia poszczególnych wariantów z związku stok–koryto			184	184	184	552
Wariant 1	stok [–]	PRP [–]	11	42	6	59
	DD [–]	koryto [–]				
	dostawa [–]					
Wariant 2	stok [+]		2	–	–	2
	DD [–]	koryto [–]				
	dostawa [–]					
Wariant 3	stok [–]	PRP [–]	6	14	16	36
	DD [–]	koryto [+]				
	dostawa [–]					
Wariant 4	stok [+]	PRP [–]	11	–	9	20
	DD [–]	koryto [+]				
	dostawa [–]					
Wariant 5	stok [+]	PRP [+]	4	–	1	5
	DD [–]	koryto [+]				
	dostawa [–]					
Wariant 6	stok [+]	PRP [+]	2	–	2	4
	DD [+]	koryto [+]				
	dostawa [+]					
Okres stałoności systemu zlewni		liczba dni	165	170	159	494
		[%]	89,7	92,4	86,4	89,5
Okres niestabilności (przekraczania wartości progowych)		liczba dni	19	14	25	58
		[%]	10,3	7,6	13,6	10,



Rycina 64. Liczba przypadków przekroczenia I, II i III progu dostawy materiału glebowego ze stoków do koryta Dworskiego Potoku w letnim półroczu hydrologicznym 2007 (Łązy k. Bochnia, czarny ugor)

Figure 64. Number of cases of exceeding the first, second and third threshold of soil supply from slopes to the Dworski Potok channel in summer half-year in hydrological year 2007 (Łązy near Bochnia, a bare fallow plot)

kiedy były prowadzone równoczesne pomiary procesów stokowych i korytowych, związku te były różne (tab. 41). Przez większość dni półrocza letniego (86–92%) system zlewni znajdował się w stanie stabilnym (obejmującym m.in. wariant 1), bo nie stwierdzono zdarzeń erozyjnych na stokach ani wezbrzań w korycie Dworskiego Potoku. Na drugim miejscu pod względem częstości były dni, w których na skutek opadu dochodziło do podniesienia stanu wody w korycie potoku, przy braku spływu powierzchniowego i spłukiwania na stokach (wariant 3). Zdarzenia tego typu były spowodowane najczęściej bliskim zasilaniem koryta przez wody opadowe gromadzące się w dnie doliny lub zasilaniem przez wody ze spływu śródpokrywowego. W tym drugim przypadku woda z deszczów o dużych sumach opadów, lecz o niewielkiej erozyjności i małym natężeniu 30-minutowym wsiąkała w glebę i napotykając na występujący głębiej poziom Bt, spływała spływem śródpokrywowym, zasilając potok. Następne w kolejności były sytuacje, kiedy zachodził równoczesny lub prawie równoczesny transport materiału glebowego na stokach i materiału pochodzącego z erozji koryta (wariant 4). Opady, które wywołały taki przebieg procesów, były na tyle słabe, że nie były w stanie spowodować nie tylko transportu materiału glebowego na całej długości stoku, akumulacji u ich podnóży lub w dnie doliny, ani tym bardziej bezpośredniej dostawy do koryta potoku. Takie sytuacje występowały stosunkowo rzadko. Transport materiału glebowego na całej długości stoków i jego akumulacja u ich podnóży przy równoczesnym wzroście przepływu i transporcie materiału zachodzącym w korycie



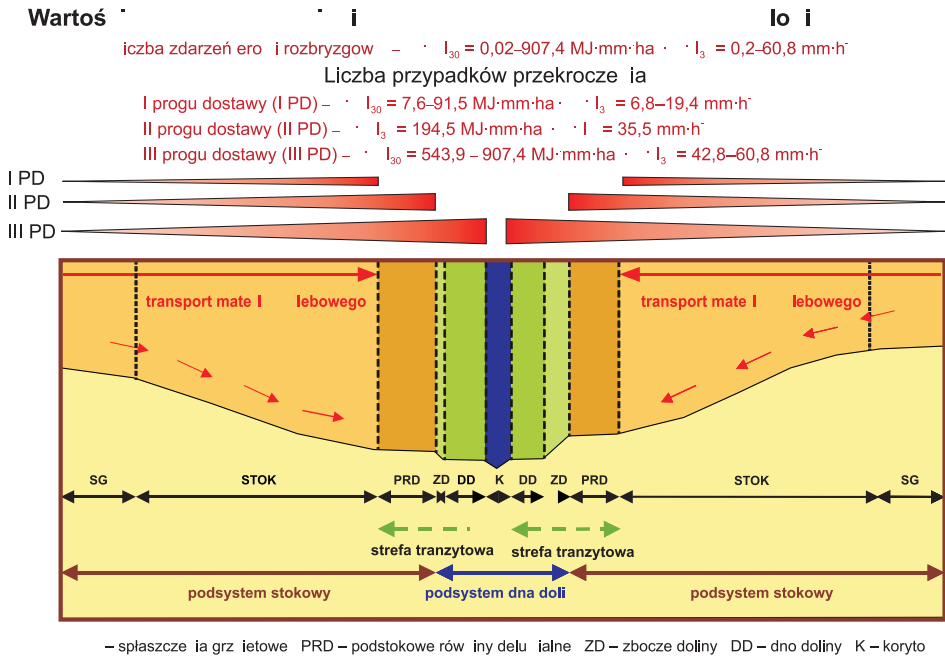
Rycina 65. Liczba przypadków przekroczenia I, II i III progę dostawy materiału glebowego ze stoków do koryta Dworskiego Potoku w letnim półroczu hydrologicznym 2008 (Łązy k. Bochni, czarny ugó)

Figure 65. Number of cases of exceeding the first, second and third threshold of soil supply from slopes to the Dworski Potok channel in summer half-year in hydrological year 2008 (Łązy near Bochnia, a bare fallow plot)

(wariant 5), pojawiał się bardzo rzadko i występował przez zaledwie około 1% dni półroczu letniego. Równie rzadko występowały warunki, w których była możliwa jednorazowa dostawa gleby bezpośrednio ze stoków do koryta potoku (wariant 6).

Na uwagę zasługuje układ występujący zdecydowanie najrzadziej (wariant 2), w którym był możliwy na stokach transport niewielkiej masy materiału klastycznego na małe odległości, przy braku reakcji na opad w korycie. Sytuacje takie zdarzały się najczęściej w miesiącach letnich, kiedy koryto potoku okresowo wysychało, a stosunkowo wysokie deszcze przy dużym „przesuszeniu” zlewni i dużej ewapotranspiracji nie były w stanie uruchomić odpływu w korycie potoku (Świąchowicz 2002c).

Warianty 4–6 są równoznaczne z przekraczaniem progów dostawy materiału glebowego ze stoków do koryta potoku. Przekroczenie I progę dostawy wiązało się z transportem na małe odległości i lokalną depozycją w obrębie mikrosplaszczczy lub mikrozagłębień w obrębie stoku. Najczęściej dokonywało się to przez proces rozbryzgu, który rozbijał agregaty glebowe i przygotowywał glebę do transportu, którą następnie woda splukiwała. Przekroczenie II progę dostawy wiązało się z takimi opadami deszczu, które powodowały splukiwanie na całej powierzchni stoku od działu wodnego do dna doliny z depozycją gleby u podnóży stoków. Przekroczenie III progę dostawy wiązało się z pokonaniem takich barier, jak podstokowe spłaszczenia deluwialne oraz dno doliny, a to umożliwiało bezpośrednią dostawę przynajmniej części gleby zerodowanej na stokach do koryta potoku.



Rycina 66. Liczba przypadków przekroczenia I, II i III progu dostawy materiału glebowego ze stoków do koryta Dworskiego Potoku w letnim półroczu hydrologicznym 2009 (Łązy k. Bochnia, czarny ugor)

Figure 66. Number of cases of exceeding the first, second and third threshold of soil supply from slopes to the Dworski Potok channel in summer half-year in hydrological year 2009 (Łązy near Bochnia, a bare fallow plot)

Na podstawie pomiarów przeprowadzonych w latach 2007–2009 wyznaczono wartości wskaźnika erozyjności deszczu lub jego maksymalnego natężenia 30-minutowego, po przewyższeniu których możliwe jest przekroczenie kolejnych progów dostawy materiału glebowego ze stoków do koryta potoku. Do wyznaczenia tych wartości zastosowano takie same procedury jak do wyznaczenia wartości progowych rozbryzgu, spłukiwania i erozji liniowej. Podobnie i w tym przypadku ograniczono analizę jedynie do deszczów potencjalnie erozyjnych, wyznaczonych według kryterium USLE.

Badania rozbryzgu wykazały, że każdy potencjalnie erozyjny deszcz powoduje rozbryzg. Na podstawie badań empirycznych wartości progowe EI_{30} lub I_{30} w odniesieniu do poszczególnych progów dostawy materiału glebowego do koryta potoku ustalono następujące wartości:

$$\begin{aligned} \text{I próg dostawy } EI_{30} &= 40,5 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1} \text{ lub } I_{30} = 9,8 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1} \\ \text{II próg dostawy } EI_{30} &= 106 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1} \text{ lub } I_{30} = 30 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1} \\ \text{III próg dostawy } EI_{30} &= 226,8 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1} \text{ lub } I_{30} = 35 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1} \end{aligned}$$

Na podstawie danych meteorologicznych, hydrologicznych oraz wyznaczonych wartości progowych cech deszczu, po przekroczeniu których dochodzi do zdarzeń erozyjnych na stokach, wyznaczono częstość zdarzeń erozyjnych na stokach i w korytach w nawiązaniu do liczby deszczów potencjalnie erozyjnych (tab. 42) oraz częstość poszczegól-

Tabela 42. Potencjalna liczba zdarzeń splukiwania na stokach, wezbrań w korytach oraz potencjalna liczba przypadków dostawy gleby ze stoków do koryta Dworskiego Potoku w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, czarny ugor, 1987–2009)

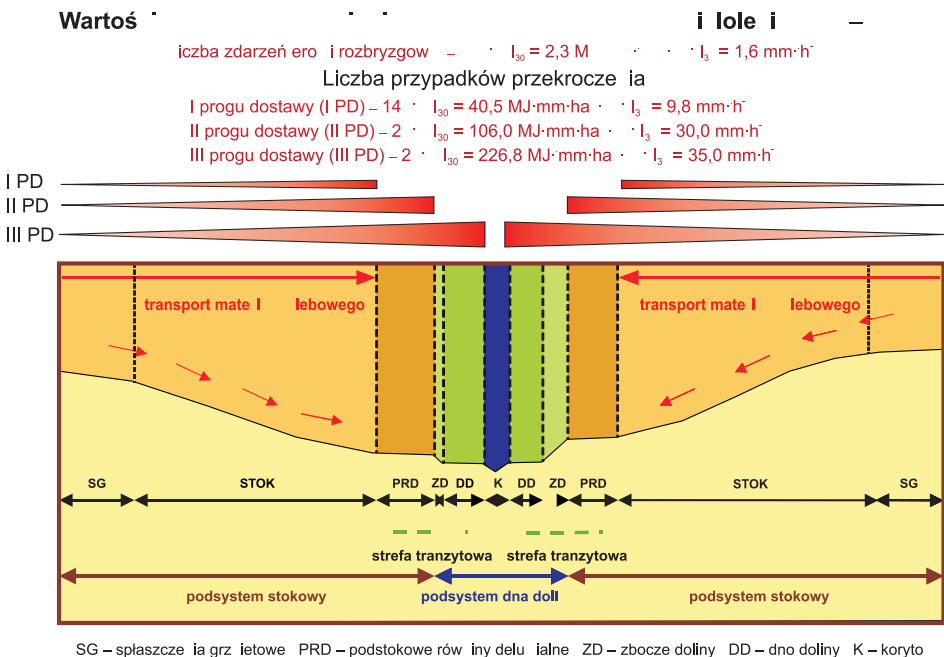
Table 42. Potential number of slopewash events, high water stages in the channel and potential number of cases of soil supply to Dworski Potok channel in summer half-year (Łazy near Bochnia, a bare fallow plot, 1987–2009)

Rok	liczba deszczów >5 mm	liczba deszczów erozji z krycia ium USLE	Liczba zdarzeń erozji		liczba przypadków dostawy gleby ze stoków do koryta potok
			stoki	koryta	
198	25	10	6	25	–
198	16	4	5	12	–
198	31	14	10	31	1
199	23	8	3	21	–
199	20	9	6	20	–
199	17	8	6	15	–
199	28	3	10	26	1
199	26	7	8	14	–
199	19	8	8	15	2
199	30	12	12	30	1
199	33	15	11	33	–
199	23	7	7	23	1
199	29	14	15	29	2
200	14	7	5	14	–
200	27	15	16	26	3
200	31	12	14	32	1
200	17	3	6	14	–
200	21	5	6	20	–
200	17	11	9	16	2
200	20	12	9	14	2
200	21	8	11	17	2
200	28	7	–	14	–
200	25	13	7	25	2
Suma	541	212	190	486	2

nych wariantów związku stoki – koryto w latach hydrologicznych 1987–2009 (tab. 43). Wynika z nich, że w wieloletniu 1987–2009 było 212 deszczów potencjalnie erozyjnych i prawie każdy z nich (89,6%) spowodował erozję gleby na stokach. Nie każdy natomiast wywołał wezbranie w korycie potoku. Taka sytuacja jest możliwa szczególnie w latach suchych. Zdarzeń erozyjnych w korytach było ponad dwukrotnie więcej, co potwierdza,

że większość z nich była spowodowana przez deszcze o wysokości od 5 do 12,7 mm i była związana z tzw. bliskim zasilaniem, a nie z wystąpieniem spływu powierzchniowego na stokach (tab. 42). Zdarzenia spłukiwania, które wystąpiły na stokach i które były w stanie dostarczyć materiał glebowy bezpośrednio do koryta potoku, mogły zdarzyć się w wieloleciu co najmniej 20 razy, co stanowiło jednak zaledwie 0,5% liczby dni półrocza letniego (tab. 43, ryc. 67).

W wieloleciu 1987–2009 przez większość dni w półroczu letnim (88,3% dni) system zlewni znajdował się w stanie stabilnym (obejmującym m.in. wariant 1), jedynie przez pozostałe 11,7% dni znajdował się w stanie niestabilnym, czyli ulegał zmianom (tab. 43). Zmiany te były różnej rangi i dotyczyły zarówno systemu stokowego, jak i korytowego. Przez 7,2% dni dochodziło do podniesienia stanu wody w korycie potoku, przy braku spływu powierzchniowego i spłukiwania na stokach (wariant 3), co skutkowało transportem materiału w korycie. Warunki, kiedy zachodził równoczesny lub prawie równoczesny transport materiału glebowego na stokach oraz materiału pochodzącego z koryta (wariant 4), wystąpiły zaledwie podczas 4,2% dni. Transport materiału glebowego na całej długości stoków łącznie z jego akumulacją u ich podnóży, przy równoczesnym wzroście przepływu i transporcie w korycie (wariant 5), zachodził rzadko i występował tylko przez 0,6% dni półrocza let-



Rycina 67. Liczba przypadków przekroczenia I, II i III progu dostawy materiału glebowego ze stoków do koryta Dworskiego Potoku podczas deszczów potencjalnie erozyjnych wg kryterium USLE w letnim półroczu hydrologicznym (Łązy k. Bochni, czarny ugór, 1987–2009)

Figure 67. Number of cases of exceeding the first, second and third threshold of soil supply from slopes to the Dworski Potok channel during potentially erosive rains according to the USLE criterion in summer half-year (Łązy near Bochnia, a bare fallow plot, 1987–2009)

Tabela 43. Liczba przypadków hipotetycznych wariantów związku transportu materiału glebowego w podsystemie stokowym z jego transportem w podsystemie dna doliny w zlewni Dworskiego Potoku w letnim półroczu hydrologicznym (Łązy k. Bochni, 1987–2009)

Table 43. Number of cases of hypothetical variants of relationship between soil particle transport in slope and valley bottom subsystems in the Dworski Potok catchment in summer half-year (Łązy near Bochnia, a bare fallow plot, 1987–2009)

Cecha			1987–2009	
			liczba przypadków	[%] liczby dni w latach
liczba deszczów o wysokość 5–12,7 m			329	7,8
liczba deszczów erozyjnych z krycia USL			212	5,0
liczba zdarzeń erozyjnych			190	4,5
liczba zdarzeń erozyjnych			486	11,5
Potencjalna liczba przypadków (dni) wystąpień poszczególnych wariantów z związku stok–koryto			4232	100,0
Wariant 1	stok [-]	PRP [-]	240	5,7
	DD [-]	koryto [-]		
	dostawa [-]			
Wariant 2	stok [+]	PRP [-]	11	0,3
	DD [-]	koryto [-]		
	dostawa [-]			
Wariant 3	stok [-]	PRP [-]	305	7,2
	DD [-]	koryto [+]		
	dostawa [-]			
Wariant 4	stok [+]	PRP [-]	179	4,2
	DD [-]	koryto [+]		
	dostawa [-]			
Wariant 5	stok [+]	PRP [+]	25	0,6
	DD [-]	koryto [+]		
	dostawa [-]			
Wariant 6	stok [+]	PRP [+]	20	0,5
	DD [+]	koryto [+]		
	dostawa [+]			
liczba dni, w których system zlewni był stabilny			3737	88,3
liczba dni, w których system zlewni był niestabilny (okres przekracza wartość progowych)			495	11,

niego. Zdarzenia, podczas których możliwa jest jednorazowa dostawa gleby bezpośrednio ze stoków do koryta potoku (wariant 6), trafiały się incydentalnie i stanowiły zaledwie 0,5% dni w wieloletciu. Były one równie wyjątkowe, jak zdarzenia podczas których był możliwy transport materiału glebowego na stokach przy braku reakcji w korycie (wariant 2). Sytuacje takie pojawiały się najczęściej w miesiącach letnich, kiedy koryto potoku okresowo wysychało.

Podczas większości zdarzeń część materiału glebowego ulegała przemieszczeniu i lokalnej depozycji na stokach, nie wpływając na widoczną zmianę rzeźby stoków. Podczas niektórych zdarzeń materiał glebowy został jednorazowo przemieszczony od działu wodnego do podnóży stoków i tam zdeponowany. Jedynie podczas nielicznych zdarzeń materiał glebowy był dostarczany do koryta potoku. Zdarzenia te charakteryzowały się największą skutecznością erozyjną, gdyż podczas nich była uruchamiana największa masa materiału glebowego, a jego transport odbywał się najdalej. Podczas tych zdarzeń zachodził zarówno transport wzdłuż całej długości stoków, jak i akumulacja gleby w postaci stożków deluwialnych u podnóży stoków i w dnie doliny, ale co najważniejsze – lokalnie następowała bezpośrednia dostawa materiału glebowego ze stoków do koryta potoku, jego transport w czasie wezbrania i odprowadzanie poza zlewnię. Następujące podczas tych zdarzeń zmiany są zawsze nieodwracalne, a ich negatywne skutki są częściowo likwidowane przez naprawcze zabiegi agrotechniczne.

W dłuższych okresach procesy zachodzące podczas przekraczania II i III progu dostawy prowadzą do najbardziej skutecznego modelowania rzeźby zlewni. Polega ono na wyraźnej zmianie nachylenia i profilu stoków, nadbudowywaniu i wydłużaniu ich podnóży. Akumulacja w dnie doliny powoduje jej poszerzenie i nadbudowywanie, a to z kolei z upływem czasu utrudnia bezpośrednią dostawę materiału ze stoków do koryta potoku (sprężenie zwrotne ujemne) nawet podczas największych zdarzeń opadowych. Strefa podnóży stoków i dna doliny stanowi strefę tranzytową przekraczaną tylko podczas największych zdarzeń hydrometeorologicznych (III próg dostawy).

Jak wykazano powyżej, dostawa materiału glebowego do koryta potoku uwarunkowana jest nie tylko cechami opadów atmosferycznych, ale również rzeźbą. Jej formy mogą stanowić barierę utrudniającą tę dostawę. W przypadku Dworskiego Potoku są nimi podstokowe równiny deluwialne, krawędzie i szerokie dno doliny. Formy terenu mogą też umożliwiać dostawę materiału glebowego. Należą do nich przede wszystkim drogi polne, które są nieodłącznie związane z krajobrazem rolniczym Pogórza Karpackiego. Podczas opadów deszczu drogi znacząco uzupełniają naturalną sieć hydrograficzną, przez co wpływają na przebieg procesów geomorficznych (Froehlich, Słupik 1980, 1986; Słupik 1981; Lach 1985; Soja, Prokop 1995; Soja 2002; Świąchowicz 2002c; Krocak 2008). W zlewni Dworskiego Potoku gęstość sieci dróg jest bardzo mała (zob. rozdz. 4.3). Jedynie drogi dojazdowe do pól są poprowadzone u podnóża stoków wzdłuż dna doliny i na działale wodnym. Zachodzi zatem pytanie, w jakim stopniu sieć dróg polnych biegnących zgodnie ze spadkiem od działu wodnego do koryta potoku, wpłynęłaby na wartości parametrów deszczu umożliwiających przekroczenie I, II i III progu dostawy. Jeśli drogi te nie byłyby zadarnione i dochodziłyby bezpośrednio do koryta potoku, można przypuszczać, że przekroczenie szczególnie III progu dostawy byłoby możliwe podczas deszczów o mniejszych wskaźnikach EI_{30} i I_{30} oraz zdarzałoby się na drogach częściej niż w obrębie pól uprawnych. Podanie konkretnych wartości wymaga dalszych badań terenowych.

ROZDZIAŁ 7

Prawdopodobieństwo wystąpienia i przewyższenia zdarzeń erozyjnych na stokach

Przeprowadzone badania terenowe na poletkach doświadczalnych w latach 2007–2009 pozwoliły na określenie częstości zdarzeń erozyjnych na stokach w zależności od roli, jaką te zdarzenia pełniły w dostawie zerodowanego materiału glebowego do koryta potoku. Na podstawie częstości zdarzeń określono wartości progowe wskaźnika erozyjności deszczu i jego maksymalnego natężenia 30-minutowego, po przekroczeniu których możliwe było wystąpienie rozbryzgu, spłukiwania i erozji liniowej. Na podstawie wyznaczonych wartości progowych ustalono częstość zdarzeń w wieloleciu 1987–2009. Ostatnim stawianym w pracy celem było określenie prawdopodobieństwa wystąpienia zdarzeń erozyjnych określonej kategorii (rozbryzgu, spłukiwania, erozji liniowej), prawdopodobieństwa dostawy materiału glebowego ze stoków do koryt oraz prawdopodobieństwa przewyższenia określonych wartości progowych.

Podstawowymi czynnikami warunkującymi poprawność uzyskiwanych wyników są: jakość serii pomiarowej, jej długość i homogeniczność. Im seria jest dłuższa, tym większa gwarancja, że obejmuje ona charakterystyczną dla danego procesu naturalną zmienność. W przypadku erozji gleby na stokach użytkowanych rolniczo zagadnienie prognozowania częstości zdarzeń erozyjnych jest zagadnieniem wielce skomplikowanym. Erozja gleby na stokach jest wypadkową działania wielu czynników, ale nie jest proporcjonalna do zmian ich natężenia. Już choćby sam opad, który jest podstawowym czynnikiem koniecznym do wywołania erozji wodnej gleby, charakteryzuje się spośród elementów klimatycznych największą zmiennością. W rozważaniach skoncentrowano się na wynikach uzyskanych

na poletkach utrzymywanych w czarnym ugorze i dlatego wykorzystane w pracy wyniki badań pozwalają na poznanie zależności efektywności morfogenetycznej deszczu od jego cech, w warunkach, kiedy powinien on być najbardziej skuteczny. Pozbawiona ochronnej okrywy roślinnej gleba jest bowiem najbardziej podatna na erozję, a masa przemieszczonego materiału glebowego powinna reprezentować potencjalnie najwyższe wskaźniki erozji uzyskiwane w obszarach rolniczych. W literaturze najczęściej próbuje się dokonywać oceny natężenia erozji wodnej gleby przez podanie wskaźników erozji dla różnych obszarów położonych w różnych strefach klimatycznych i dla różnych typów użytków. Najczęściej natężenie erozji wyraża się w $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ lub $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$ lub $\text{t}\cdot\text{km}^{-2}$. Z jednej strony, tego typu wskaźniki są bardzo użyteczne, gdyż w sposób ilościowy pozwalają na ocenę zagrożenia erozją wodną gleby, z drugiej stanowią duże uproszczenie, sugerując, jakoby erozja wodna na stokach była procesem ciągłym i niezmiennym w czasie. W rzeczywistości erozja wodna gleby na stokach jest procesem epizodycznym, zdarzającym się stosunkowo rzadko. W przypadku tego samego typu gleb, użytkowania i rzeźby terenu liczba zdarzeń erozyjnych na stokach jest bardzo zróżnicowana i zależna głównie od cech deszczu, takich jak erozyjność i maksymalne natężenie w ciągu 30 minut. Z tego względu wyznaczenie prawdopodobieństwa wystąpienia zdarzeń erozyjnych określonej kategorii oraz prawdopodobieństwa przekroczenia liczby przypadków powyżej określonej wartości progowej wydaje się zagadnieniem niezwykle istotnym nie tylko z poznawczego, ale może przede wszystkim praktycznego punktu widzenia.

W celu określenia prawdopodobieństwa wystąpienia i przewyższenia określonej wartości progowej zastosowano następującą procedurę.

Wszystkie wyróżnione procesy erozyjne na stokach występowały z różną częstością i zwykle w różnym czasie. Najczęściej rejestrowano tylko rozbryzg, rzadziej rozbryzg i spłukiwanie. W niektórych przypadkach rozbryzgowi i spłukiwaniu towarzyszyła erozja linijna, która w większości przypadków prowadziła do powstawania mikrożłobin i żłobin. Incydentalnie erozja linijna miała cechy efemerycznej erozji wąwozowej. Wyznaczone empirycznie wartości progowe wystąpienia procesów erozji wodnej na stokach umożliwiły, przy wykorzystaniu istniejących danych opadowych z wielolecia, określenie prawdopodobieństwa wystąpienia i przewyższenia określonej liczby przypadków rozbryzgu, spłukiwania i erozji liniijnej na stokach pogórskich utrzymywanych w czarnym ugorze tylko podczas deszczów potencjalnie erozyjnych spełniających kryterium USLE.

W procedurze uwzględniono 212 przypadków deszczów potencjalnie erozyjnych, wydzielonych w półroczu letnim w wieloleciu 1987–2009. Były to deszcze o wysokości większej lub równej 12,7 mm i oddzielone od kolejnego deszczu co najmniej 6-godzinną przerwą (zob. rozdz. 3.2.1). Spośród tych deszczów wyróżniono te, które przekraczały ustalone wartości progowe wystąpienia poszczególnych procesów erozyjnych. Sprawdzone, jak często określona liczba przypadków przekraczała wyznaczoną wartość progową w ciągu roku i w poszczególnych miesiącach półroczu letniego. Uzyskano w ten sposób empiryczne rozkłady wystąpienia poszczególnych procesów erozyjnych. Do rozkładów empirycznych dopasowano funkcje dyskretnych rozkładów teoretycznych. Uwzględniono następujące typy rozkładów: dwumianowy odwrotny (Pascala), Poissona, geometryczny, logarytmiczny, Bernoulliego (Jóźwiak, Podgórski 2000; Koronacki, Mielniczuk 2006; Węglarczyk 2010). Estymacja parametrów funkcji rozważanych rozkładów prawdopodobieństwa wykonana została metodą największej wiarygodności (MNW). Do oceny jakości dopasowania teoretycznych rozkładów prawdopodobieństwa wystąpienia procesów

erozyjnych do rozkładów empirycznych zastosowano dwa testy zgodności: λ Kołmogorowa (Kołmogorowa-Smirnowa) oraz test Andersona-Darlinga (Węglarczyk 1998, 2010; Mitosek 2003; Koronacki, Mielniczuk 2006). Najlepsze dopasowanie zwykle uzyskiwano w przypadku rozkładu Poissona (rozbrzyg, spłukiwanie, erozja liniowa, I, II i III próg dostawy) lub dwumianowego odwrotnego – rozkładu Pascala (rozbrzyg).

7.1. Prawdopodobieństwo wystąpienia i przewyższenia rozbrzygu, spłukiwania oraz erozji liniowej w roku

Rozbrzyg, który jest początkowym stadium erozji wodnej na stoku, występował podczas wszystkich deszczów erozyjnych wyróżnionych zgodnie z kryterium USLE. Takich zdarzeń z reguły było więcej niż 11 w roku (tab. 44), a ich udział w całkowitej masie uruchamianej na stokach gleby był różny.

Prawdopodobieństwo, że rozbrzyg o największej skuteczności erozyjnej (NSE) nie wystąpi w ogóle w półroczu letnim lub zdarzy się tylko 1 raz, są mniejsze od 0,5%, co oznacza, że takie lata zdarzają się niezmiernie rzadko (tab. 44; ryc. 68). Prawdopodobieństwo, że rozbrzyg zdarzy się 2 razy w ciągu półrocza letniego, jest równe 1,2%, 3 razy – 2,8%, 4 razy – 5,0%, 5 razy – 7,4%, a 6 razy – 9,5%. Prawdopodobieństwo wystąpienia od 7 do 10 zdarzeń rozbrzygu wynosi około 11% (tab. 44; ryc. 68).

Prawdopodobieństwo, że liczba zdarzeń rozbrzygu NSE będzie większa od 0, wynosi 99,9%. Zdarzenia te wystąpią w prawie każdym półroczu letnim co najmniej raz. Prawdopodobieństwo 8 lub więcej takich zdarzeń wynosi 51,4, a 10 lub więcej – 30,7% (tab. 45, ryc. 69).

Podobne prawidłowości zachodzą w przypadku potencjalnie ekstremalnych zdarzeń rozbrzygu (PEZR), które są wywołane przez ekstremalne deszcze erozyjne (według przyjętej definicji jest to 10% deszczów o największej erozyjności). Takich zdarzeń w ciągu roku z reguły było więcej niż 6 (tab. 44). Najbardziej prawdopodobne jest wystąpienie od 5 do 8 przypadków ekstremalnych zdarzeń rozbrzygu w roku (47,3%), w tym prawdopodobieństwo wystąpienia dokładnie 5. wynosi 11,3%, 6. – 12,5%, 7. – 12,3%, a 8. – 11,2%. Oznacza to, że średnio co 8–9 lat zdarzy się rok, w którym liczba potencjalnie ekstremalnych zdarzeń rozbrzygu wyniesie odpowiednio 5, 6, 7 lub 8 przypadków (tab. 44, ryc. 68). Prawdopodobieństwo, że rozbrzyg zdarzy się 2 razy lub 1 raz w ciągu półrocza letniego jest małe, a że rozbrzyg nie wystąpi w ogóle w ciągu półrocza letniego, jest znikome – 0,06% (tab. 44, ryc. 68).

Prawdopodobieństwo, że liczba zdarzeń rozbrzygu PEZR będzie większa od 0, wynosi 99,8%. Prawdopodobieństwo, że takich zdarzeń będzie więcej niż 7 wynosi 44,4%, a więcej niż 10 – 16,4% (tab. 45, ryc. 69).

Z powyższych rozważań wynika, że rozbrzyg niezależnie od jego udziału w erozji wodnej na stoku (NSE, PEZR) występuje tak często, jak często występują deszcze potencjalnie erozyjne. Prawdopodobieństwo, że w ciągu półrocza letniego ani razu nie wystąpi rozbrzyg jest bliskie zeru. Prawdopodobieństwo wystąpienia zdarzeń o największej skuteczności erozyjnej (NSE) jest najwyższe przy 8 zdarzeniach w półroczu letnim i wynosi 11,4%. Prawdopodobieństwo wystąpienia potencjalnie ekstremalnych zdarzeń (PEZR) jest najwyższe przy 6 zdarzeniach w półroczu letnim i wynosi 12,5% (tab. 44, ryc. 68).

Spłukiwanie, które polega na przemieszczaniu w dół stoku uruchomionego przez rozbrzyg materiału glebowego, nie występowało po każdym potencjalnie erozyjnym deszczu.

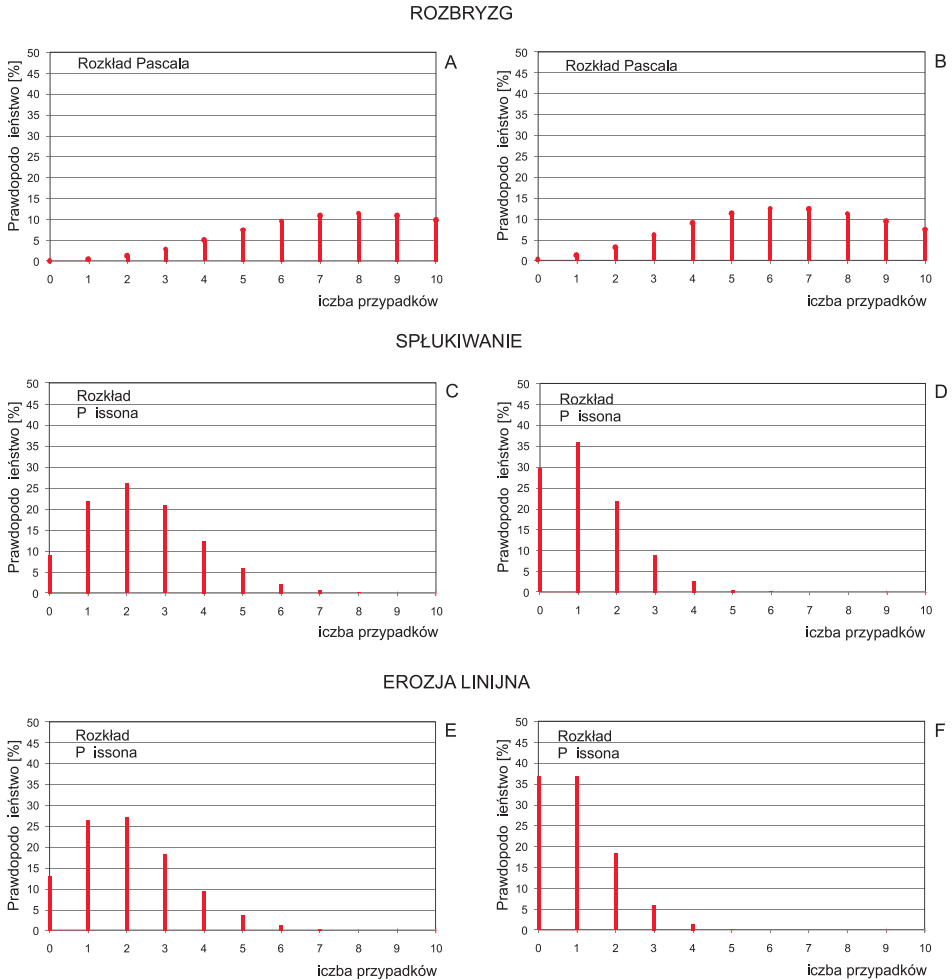
Tabela 44. Prawdopodobieństwo wystąpienia [%] określonej liczby przypadków rozbrzygu, splukiwania i erozji liniowej na stokach pogórskich utrzymywanych w czarnym ugorze podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (czarny ugor)

Table 44. Probability of occurrence [%] of a given number of cases of splash, slopewash and linear erosion on foothill slopes during potentially erosive rains according to the USLE criterion (bare fallow)

Liczba przypadków	Proces																	
	rozbrzyg [NSE]			rozbrzyg [PEZR]			splukiwanie [NSE]			splukiwanie [PEZS]			erozja liniowa			erozja liniowa [PEZEL]		
	wartość progowa: $EI_{1,30} = 2,8 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ $I_{30} = 5,0 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$			wartość progowa: $EI_{1,30} = 40,5 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ $I_{30} = 9,8 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$			wartość progowa: $EI_{30} = 100,0 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ $I_{30} = 20,0 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$			wartość progowa: $EI_{30} = 143,0 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ $I_{30} = 32,0 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$			wartość progowa: $EI_{30} = 106 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ $I_{30} = 30,0 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$			wartość progowa: $EI_{1,30} = 194,0 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ $I_{30} = 35,0 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
0	0	0,0	0,06	0	0,0	0,2	3	0,13	9,2	8	0,35	29,6	4	0,17	13,0	10	0,43	36,8
1	0	0,0	0,4	0	0,0	1,2	7	0,3	21,9	8	0,35	36,0	8	0,35	26,5	7	0,30	36,8
2	0	0,0	1,2	0	0,0	3,2	4	0,17	26,2	3	0,13	21,9	2	0,09	27,1	3	0,13	18,4
3	2	0,09	2,8	4	0,17	6,0	3	0,13	20,9	2	0,09	8,9	3	0,13	18,4	2	0,09	6,1
4	1	0,04	5,0	1	0,04	9,0	1	0,04	12,5	2	0,09	2,7	5	0,22	9,4	1	0,04	1,5
5	1	0,04	7,4	2	0,09	11,3	3	0,13	6,0	0	0,0	0,7	0	0,0	3,8	0	0,0	0,3
6	0	0,0	9,5	3	0,13	12,5	2	0,09	2,4	0	0,0	0,1	1	0,04	1,3	0	0,0	0,05
7	5	0,22	10,9	2	0,09	12,3	0	0,0	0,8	0	0,0	0,02	0	0,0	0,4	0	0,0	<0,01
8	3	0,13	11,4	1	0,04	11,2	0	0,0	0,2	0	0,0	<0,01	0	0,0	0,1	0	0,0	<0,01
9	1	0,04	10,9	3	0,13	9,4	0	0,0	0,06	0	0,0	<0,01	0	0,0	0,02	0	0,0	<0,01
10	1	0,04	9,8	1	0,04	7,4	0	0,0	0,01	0	0,0	<0,01	0	0,0	<0,01	0	0,0	<0,01
>11	9	0,39	8,2	6	0,26	5,5	0	0,0	<0,01	0	0,0	<0,01	0	0,0	<0,01	0	0,0	<0,01
Typ rozkładu			D			D			P			P			P			P

1 – liczba przypadków, 2 – częstość, 3 – prawdopodobieństwo wystąpienia [%] określonej liczby przypadków; Typ rozkładu: P – Poissona, D – dwumianowy odwrotny (Pascala); NSE – największa skuteczność erozyjna, PEZR – potencjalnie ekstremalne zdarzenia rozbrzygu, PEZS – potencjalnie ekstremalne zdarzenia splukiwania, PEZEL – potencjalnie ekstremalne zdarzenia erozji liniowej.

1 – number of events, 2 – frequency, 3 – probability of occurrence [%] of a given number of cases; Distribution type: P – Poisson, D – negative binomial (Pascal); NSE – the highest erosive effectiveness, PEZR – potentially extreme splash, PEZS – potentially extreme slopewash, PEZEL – potentially extreme linear erosion.



Rycina 68. Funkcja rozkładu prawdopodobieństwa [%] liczby przypadków (A) rozbryzgu o największej skuteczności erozyjnej (NSE); (B) potencjalnie ekstremalnych zdarzeń rozbryzgu (PEZR); (C) splukiwania o największej skuteczności erozyjnej (NSE); (D) potencjalnie ekstremalnych zdarzeń splukiwania (PEZS); (E) erozji liniowej; (F) potencjalnie ekstremalnych zdarzeń erozji liniowej (PEZEL) podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (czarny ugor)

Figure 68. Probability distribution function [%] of the number of cases of (A) splash of the highest erosive effectiveness (NSE); (B) potentially extreme splash events (PEZR); (C) slopewash events with the highest erosive effectiveness (NSE); (D) potentially extreme slopewash events (PEZS); (E) linear erosion; (F) potentially extreme linear erosion events (PEZEL) during potentially erosive rains according to the USLE criterion (bare fallow)

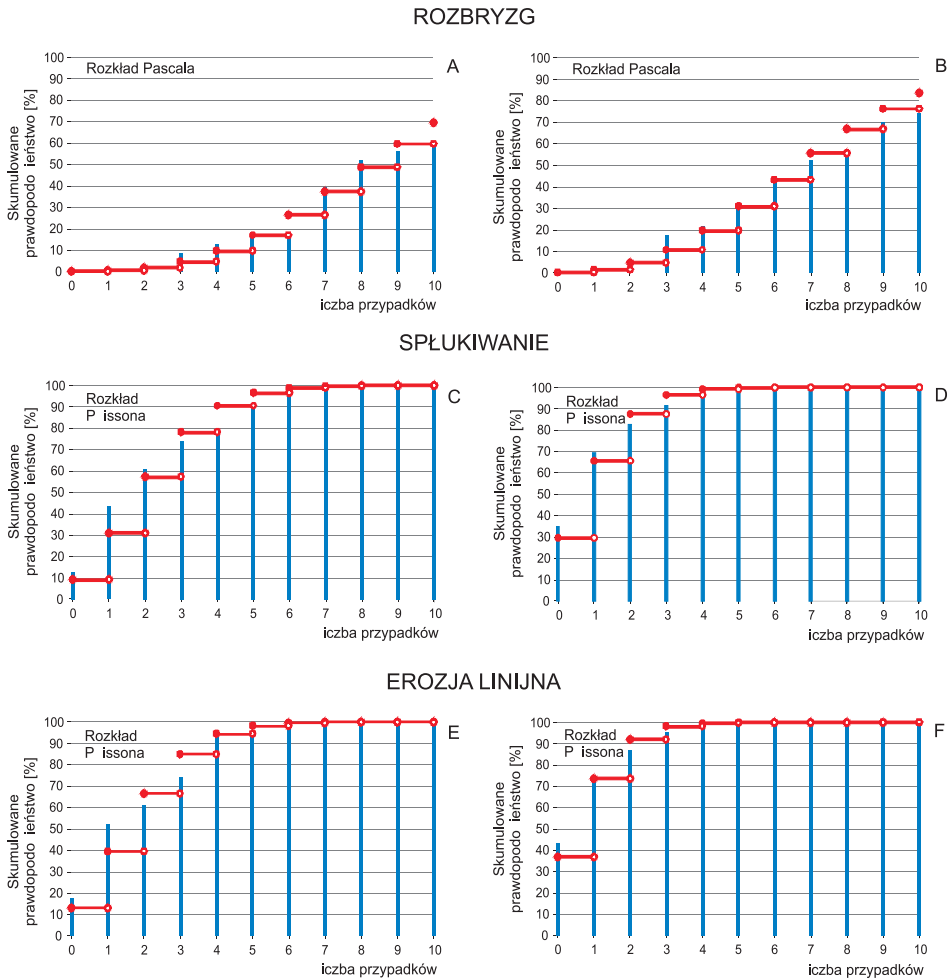
Tabela 45. Liczba przypadków, częstość oraz prawdopodobieństwo przewyższenia [%] określonej liczby przypadków rozbrzygu, splukiwania i erozji liniowej na stokach pogórskich podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (czarny ugor)

Table 45. Number of events, frequency and probability of exceeding [%] a given number of cases of splash, slopewash and linear erosion on foothill slopes during potentially erosive rains according to the USLE criterion (bare fallow)

Liczba przypadków	Proces																	
	rozbrzyg [NSE]			rozbrzyg [PEZR]			splukiwanie [NSE]			splukiwanie [PEZS]			erozja liniowa			erozja liniowa [PEZEL]		
	wartość progowa: EI ₃₀ = 2,8 MJ·mm·ha ⁻¹ ·h ⁻¹ I ₃₀ = 5,0 mm·h ⁻¹			wartość progowa: EI ₃₀ = 40,5 MJ·mm·ha ⁻¹ ·h ⁻¹ I ₃₀ = 9,8 mm·h ⁻¹			wartość progowa: EI ₃₀ = 100,0 MJ·mm·ha ⁻¹ ·h ⁻¹ I ₃₀ = 20,0 mm·h ⁻¹			wartość progowa: EI ₃₀ = 143,0 MJ·mm·ha ⁻¹ ·h ⁻¹ I ₃₀ = 32,0 mm·h ⁻¹			wartość progowa: EI ₃₀ = 106 MJ·mm·ha ⁻¹ ·h ⁻¹ I ₃₀ = 30,0 mm·h ⁻¹			wartość progowa: EI ₃₀ = 194,0 MJ·mm·ha ⁻¹ ·h ⁻¹ I ₃₀ = 35,0 mm·h ⁻¹		
0	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
1	0	0,0	99,9	0	0,0	99,8	3	0,13	90,8	8	0,35	70,4	4	0,17	87,0	10	0,43	63,2
2	0	0,0	99,5	0	0,0	98,6	7	0,30	69,0	8	0,35	34,4	8	0,35	60,6	7	0,30	26,4
3	2	0,09	95,5	4	0,17	89,4	4	0,17	42,8	3	0,13	12,4	2	0,09	33,5	3	0,13	8,0
4	1	0,04	90,5	1	0,04	80,5	3	0,13	22,0	2	0,09	3,5	3	0,13	15,1	2	0,09	1,9
5	1	0,04	83,1	2	0,09	69,2	1	0,04	9,5	2	0,09	0,8	5	0,22	5,7	1	0,04	0,4
6	0	0,0	73,6	3	0,13	56,7	3	0,13	3,5	0	0,0	0,2	0	0,0	1,8	0	0,0	<0,01
7	5	0,22	62,7	2	0,09	44,4	2	0,09	1,1	0	0,0	0,03	1	0,04	0,5	0	0,0	<0,01
8	3	0,13	51,4	1	0,04	33,2	0	0,0	0,3	0	0,0	<0,01	0	0,0	0,1	0	0,0	<0,01
9	1	0,04	40,4	3	0,13	23,8	0	0,0	0,1	0	0,0	<0,01	0	0,0	0,03	0	0,0	<0,01
10	1	0,04	30,7	1	0,04	16,4	0	0,0	0,02	0	0,0	<0,01	0	0,0	<0,01	0	0,0	<0,01
>11	9	0,39	22,4	6	0,26	10,9	0	0,0	<0,01	0	0,0	<0,01	0	0,0	<0,01	0	0,0	<0,01
Typ rozkładu			D			D			P			P			P			P

1 – liczba przypadków, 2 – częstość, 3 – prawdopodobieństwo przekroczenia [%] określonej liczby przypadków rozbrzygu, PEZS – potencjalnie ekstremalne zdarzenia splukiwania, PEZEL – potencjalnie ekstremalne zdarzenia erozji liniowej; NSE – największa skuteczność erozyjna, PEZR – potencjalnie ekstremalne zdarzenia rozbrzygu, PEZS – potencjalnie ekstremalne zdarzenia splukiwania, PEZEL – potencjalnie ekstremalne zdarzenia erozji liniowej.

1 – number of events, 2 – frequency, 3 – probability of exceeding [%] a given number of cases; Distribution type: P – Poisson, D – negative binomial (Pascal), NSE – the highest erosive effectiveness, PEZR – potentially extreme splash, PEZS – potentially extreme slopewash, PEZEL – potentially extreme linear erosion.



Rycina 69. Dystrybuanty empiryczne i teoretyczne [%] liczby przypadków (A) rozbryzgu o największej skuteczności erozyjnej (NSE); (B) potencjalnie ekstremalnych zdarzeń rozbryzgu (PEZR); (C) splukiwania o największej skuteczności erozyjnej (NSE); (D) potencjalnie ekstremalnych zdarzeń splukiwania (PEZS); (E) erozji liniowej; (F) potencjalnie ekstremalnych zdarzeń erozji liniowej (PEZEL) podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (czarny ugor)

Figure 69. Cumulative distribution functions and cumulative probability functions [%] of the number of cases of (A) splash of the highest erosive effectiveness (NSE); (B) potentially extreme splash events (PEZR); (C) slope-wash events with the highest erosive effectiveness (NSE); (D) potentially extreme slope-wash events (PEZS); (E) linear erosion; (F) potentially extreme linear erosion events (PEZEL) during potentially erosive rains according to the USLE criterion (bare fallow)

Ponadto liczba, częstość i prawdopodobieństwo wystąpienia określonej liczby przypadków powyżej wyznaczonych wartości progowych było bardzo zróżnicowane tak w przypadku zdarzeń spłukiwania o największej skuteczności erozyjnej (NSE), jak i zdarzeń potencjalnie ekstremalnych (PEZS).

Prawdopodobieństwo wystąpienia 2 zdarzeń spłukiwania o największej skuteczności erozyjnej (NSE) w półroczu letnim wynosi 26,2% (tab. 44, ryc. 68). Taka liczba zdarzeń w półroczu letnim występuje średnio 1 raz na 3,8 lat. Z podobnym prawdopodobieństwem występują 1 i 3 zdarzenia w półroczu letnim (tab. 44, ryc. 68). Taka liczba przypadków występuje przeciętnie 1 raz na około 4 i 5 lat. Prawdopodobieństwo wystąpienia spłukiwania o największej skuteczności erozyjnej 7 razy w ciągu półrocza letniego wynosi zaledwie 0,8%, to znaczy może nastąpić średnio 1 raz na 125 lat, czyli są to zdarzenia incydentalne. Natomiast prawdopodobieństwo, że spłukiwanie nie wystąpi w ogóle w półroczu letnim, wynosi 9,2%, to znaczy, że taka sytuacja może zdarzyć się 1 raz na 10 lat (tab. 44, ryc. 68).

Prawdopodobieństwo, że liczba zdarzeń spłukiwania (NSE) będzie większa od 0, wynosi 90,8%, a że wyniesie 8 lub więcej w półroczu letnim jest znikome – 0,1% (tab. 45, ryc. 69).

Prawdopodobieństwo wystąpienia w ciągu półrocza letniego jednego potencjalnie ekstremalnego zdarzenia spłukiwania (PEZS) wynosi 36,0%, a więc zachodzi średnio 1 raz na 2,8 lat (tab. 44, ryc. 68). Prawdopodobieństwo wystąpienia takich zdarzeń 3 razy w półroczu letnim wynosi 8,9% (przeciętnie 1 raz na 11 lat). Prawdopodobieństwo wystąpienia 5 przypadków spłukiwania w półroczu letnim jest bardzo małe (0,7%). Wystąpienie 6 lub 7 zdarzeń w półroczu letnim jest bardzo mało prawdopodobne. Natomiast prawdopodobieństwo niewystąpienia spłukiwania w ogóle w półroczu letnim wynosi aż 29,6% (średnio 1 raz na 3,4 lat), co w praktyce oznacza, że proces spłukiwania nie jest tak częsty, jak powszechnie się uznaje (tab. 44, ryc. 68).

Prawdopodobieństwo, że liczba potencjalnie ekstremalnych zdarzeń spłukiwania (PEZS) będzie większa od 0, wynosi 70,4%, zatem zdarzy się w półroczu letnim średnio 1 raz na 1,4 roku. Prawdopodobieństwo wystąpienia 4 lub więcej takich zdarzeń w półroczu letnim jest znikome – 0,8%. Prawdopodobieństwo 6 lub więcej takich zdarzeń w roku jest bliskie zeru (0,03%) (tab. 45, ryc. 69).

Jak wynika z powyższych rozważań spłukiwanie na stokach występuje z mniejszą częstością niż rozbrzyg. Liczba zdarzeń w roku jest zwykle mniejsza niż deszczów potencjalnie erozyjnych. Prawdopodobieństwo, że w ciągu półrocza letniego w ogóle nie wystąpi spłukiwanie wynosi 9,2% (NSE) i 29,6% (PEZS). W praktyce oznacza to, że średnio w co 10. roku (NSE) i w co 3. roku (PEZS) takie zdarzenia nie wystąpią. Istnieje największe prawdopodobieństwo (26,2%), że spłukiwanie w ciągu półrocza letniego wystąpi 2 razy (taka sytuacja zdarza się średnio 1 raz na 3,8 lat). Najbardziej prawdopodobne jest wystąpienie 1 przypadku potencjalnie ekstremalnego zdarzenia spłukiwania (PEZS) w półroczu letnim (36%) – średnio 1 raz na 2,8 lat. Zdarzenia spłukiwania wywołane przez ekstremalne deszcze erozyjne występują znacznie rzadziej i nie zawsze to one decydują o największej skuteczności erozyjnej procesu spłukiwania w ciągu roku. W takich sytuacjach większą rolę mogą odgrywać zdarzenia średnie, które występują znacznie częściej (por. rozdz. 4.3.2).

Przypadki erozji liniowej w stosunku do liczby deszczów potencjalnie erozyjnych pojawiły się znacznie rzadziej niż zdarzenia spłukiwania, wartości progowe wskaźnika erozyjności deszczów były jednak tylko nieznacznie wyższe od tych niezbędnych do wywołania spłukiwania. Dużo wyższe były natomiast wartości maksymalnego natężenia 30-minuto-

wego (tab. 44). Rozdzielenie procesu spłukiwania i erozji liniowej w praktyce jest trudne. Procesowi erozji liniowej bowiem zawsze towarzyszy spłukiwanie, natomiast spłukiwaniu nie zawsze towarzyszy erozja liniowa.

Prawdopodobieństwa, że erozja liniowa nie wystąpi w ogóle w półroczu letnim wynosi 13% – średnio 1 raz na około 8 lat (tab. 44; ryc. 68). Prawdopodobieństwo wystąpienia 2 przypadków erozji liniowej w półroczu letnim jest największe i wynosi 27,1% (średnio 1 raz na 5,4 lat). Wystąpienie 5 i 6 przypadków erozji liniowej jest niewielkie i wynosi odpowiednio 3,8 i 1,3% (tab. 44, ryc. 68).

Prawdopodobieństwo, że liczba zdarzeń erozji liniowej będzie większa od 0, wynosi 87,0%, czyli że zdarzy się co najmniej 1 raz w prawie każdym półroczu letnim. Prawdopodobieństwo 5 lub więcej takich zdarzeń wynosi 1,8%, a 6 lub więcej jest znikome (0,5%) (tab. 45, ryc. 69).

Prawdopodobieństwa, że potencjalnie ekstremalna erozja liniowa nie wystąpi w ogóle w półroczu letnim lub zdarzy się tylko 1 raz, jest takie samo i wynosi 36,8%, co oznacza, że takie sytuacje zdarzają się średnio 1 raz na około 3 lata. Prawdopodobieństwo wystąpienia 3 zdarzeń PEZEL w półroczu letnim wynosi 6,1, a 5 zaledwie 0,3% (tab. 44, ryc. 68).

Prawdopodobieństwo, że liczba potencjalnie ekstremalnych zdarzeń erozji liniowej (PEZEL) będzie większa od 0, wynosi 63,2%, zatem takie zdarzenia występują w półroczu letnim średnio 1 raz na około 2 lata. Prawdopodobieństwo 3 lub więcej takich zdarzeń wynosi 1,9%, a 4 lub więcej tylko 0,4%, a więc jest znikome (tab. 45, ryc. 69).

Z powyższych rozważań wynika, że erozja liniowa na stokach występuje z mniejszą częstością niż rozbryzg i spłukiwanie, chociaż różnice między prawdopodobieństwem wystąpienia spłukiwania i erozji liniowej nie są bardzo duże. Prawdopodobieństwo, że w półroczu letnim w ogóle nie wystąpi erozja liniowa jest stosunkowo duże i wynosi 13%, a że nie wystąpi – potencjalnie ekstremalna erozja liniowa 36,8% (por. rozdz. 4.3.3).

7.2. Prawdopodobieństwo wystąpienia i przewyższenia rozbryzgu oraz dostawy materiału glebowego ze stoków do koryta potoku

Kolejnym zagadnieniem jest określenie prawdopodobieństwa przekroczenia kolejnych progów dostawy zerodowanego materiału glebowego ze stoków do koryta potoku. Obieg materiału glebowego od działu wodnego przez stoki, podstokowe równiny deluwialne i dna dolin do koryta potoku dokonuje się dzięki działaniu tych samych procesów erozyjnych, których prawdopodobieństwo wystąpienia zostało omówione wcześniej, czyli rozbryzgu, spłukiwania i erozji liniowej. Jednakże rola tych procesów w dostawie zerodowanego materiału glebowego do koryta potoku jest inna. Wartości progowe wystąpienia rozbryzgu, spłukiwania i erozji liniowej nie są identyczne z wartościami progowymi, po przekroczeniu których następuje dostawa zerodowanego materiału do koryta potoku. Przy wyróżnianiu wartości progowych dostawy materiału glebowego główny nacisk został położony nie na sam fakt wystąpienia procesu na stoku czy na masę przemieszczonej gleby wyrażoną w powszechnie przyjmowanych jednostkach, jak np. $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$, ale na długość drogi transportu. W takim ujęciu rola procesu polega na możliwości dostarczenia zerodowanego materiału glebowego ze stoków bezpośrednio do koryta potoku.

W wyróżnionych na początku pracy potencjalnych progach dostawy (zob. rozdz. 1.3) są uwzględnione zarówno rzeźba zlewni, a więc realnie istniejące bariery fizyczne w po-

staci podstokowych równin deluwialnych, krawędzi i szerokich, płaskich den dolin, które utrudniają dostawę materiału glebowego ze stoków do koryta potoku, ale również zwrócono uwagę na fakt, że pokonanie tych barier wymaga większych wartości parametrów deszczu, takich jak wskaźnik erozyjności (EI_{30}) i jego maksymalne natężenie 30-minutowe (I_{30}). W tym kontekście wyznaczone wartości progowe dostawy gleby ze stoków do koryt potoków są inne niż wartości progowe wystąpienia poszczególnych procesów składających się na erozję wodną gleby na stokach.

W półroczu letnim wielolecia 1987–2009 podczas wszystkich deszczów potencjalnie erozyjnych występował rozbryzg na stokach. Wartość progowa wystąpienia procesu była tożsama z najniższą wartością parametru EI_{30} lub I_{30} wyróżnionych w tym okresie deszczów erozyjnych (tab. 46). Prawdopodobieństwo jego wystąpienia, jak również przewyższenia zadanej liczby przypadków jest związane z częstością występowania deszczów erozyjnych na danym obszarze w określonym czasie.

Prawdopodobieństwa, że rozbryzg nie zdarzy się w ogóle w półroczu letnim wynosi zaledwie 0,06%, co oznacza, że takie lata zdarzają się niezmiernie rzadko (tab. 46, ryc. 70). Najbardziej prawdopodobne jest wystąpienie od 7 do 9 przypadków rozbryzgu w półroczu letnim (33,5%), w tym prawdopodobieństwo wystąpienia dokładnie 7. wynosi 11,0, 8. – 11,5, a 9. – 11,0%. Oznacza to, że średnio co 9 lat zdarzy się rok, w którym liczba zdarzeń rozbryzgu wyniesie odpowiednio 7, 8, lub 9 przypadków (tab. 46).

Prawdopodobieństwo liczby zdarzeń rozbryzgu większe od 0, wynosi 99,9%, czyli że zdarzy się co najmniej 1 raz w prawie każdym półroczu letnim. Prawdopodobieństwo 8 lub więcej takich zdarzeń wynosi 51,1%, a 10 lub więcej – 30,3% (tab. 47, ryc. 71).

Przedstawione rozważania potwierdzają prawidłowość, że zdarzenia rozbryzgu, niezależnie od ich udziału w erozji wodnej na stoku, występują tak często, jak często występują deszcze potencjalnie erozyjne. Prawdopodobieństwo, że w ciągu półroczu letniego nie wystąpi ani jedno zdarzenie rozbryzgu, jest bliskie zeru. Każdy potencjalnie erozyjny deszcz uruchamia na stoku pewną masę materiału glebowego, która najczęściej przemieszczana jest na małe odległości (rzędu 2–48 cm; tab. 23).

Jeżeli któryś z tych deszczów wywoła spłukiwanie, wtedy uruchomione przez rozbryzg cząstki gleby są transportowane przez spływającą wodę w dół stoku. Transport odbywa się na małe odległości, a materiał glebowy często jest deponowany w obrębie spłaszczeń lub mikrozagłębień na stoku. Następuje wtedy przekroczenie I progu dostawy. Wartości progowe parametrów deszczu (EI_{30} i I_{30}), które umożliwiają transport materiału w obrębie stoku są stosunkowo małe (tab. 46). Prawdopodobieństwo wystąpienia kilku (od 3 do 7) takich zdarzeń w ciągu półroczu letniego jest też stosunkowo wysokie i wynosi od 10,4% (7 zdarzeń) do 17,5% (4 i 5 zdarzeń), czyli że mogą one wystąpić odpowiednio średnio 1 raz na około 10 i 6 lat. Prawdopodobieństwo wystąpienia 1 lub 2 zdarzeń jest niskie, prawie tak samo jak 8 lub 9 zdarzeń (tab. 46). Prawdopodobieństwo, że w ogóle nie dojdzie do przekroczenia I progu dostawy, jest znikome i wynosi jedynie 0,7% (tab. 46, ryc. 70).

Prawdopodobieństwo, że liczba przekroczenia I progu dostawy będzie większa od 0, wynosi 99,3%, co oznacza, że zdarza się to prawie każdego roku. Prawdopodobieństwo, że przekroczenie I progu nastąpi 1 raz lub więcej jest również wysokie i wynosi 96,0%, a że wyniesie 5 i więcej – 38,4%. Dopiero przekroczenie I progu dostawy więcej niż 9 razy w półroczu letnim nastąpi z małym prawdopodobieństwem, wynoszącym 3,2% (tab. 47, ryc. 71).

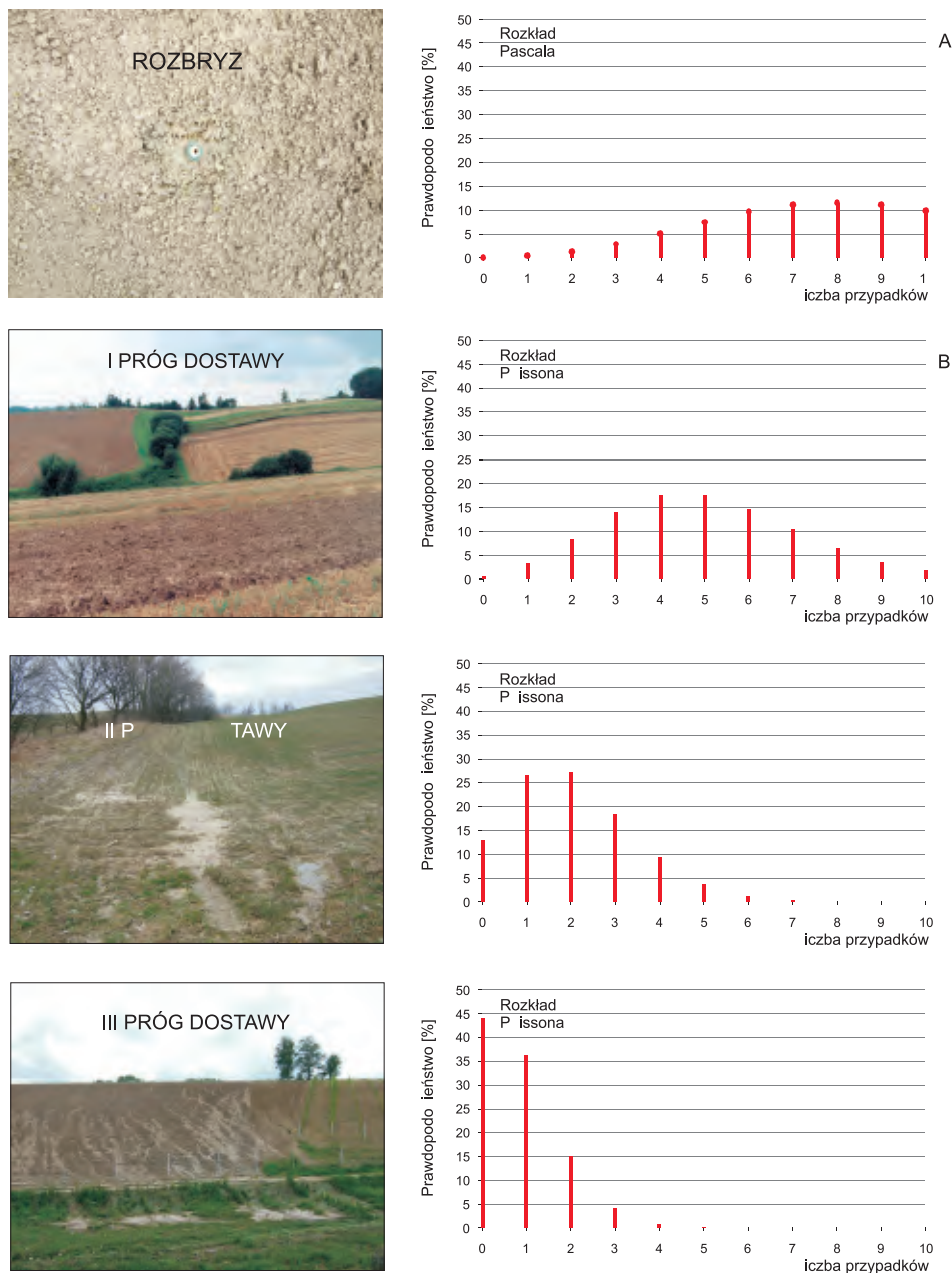
Tabela 46. Liczba przypadków, częstość oraz prawdopodobieństwo wystąpienia [%] określonej liczby przypadków rozbrzygu oraz I, II i III progów dostawy materiału glebowego ze stoków pogórskich do koryta potoku podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (czarny ugór)

Table 46. Number of events, frequency and probability of occurrence [%] of a given number of cases of splash as well as first, second and third soil supply threshold from foothill slopes to stream channel during potentially erosive rains according to the USLE criterion (bare fallow)

liczba przypadków	Rozbrzyg									I próg dostawy			II próg dostawy			III próg dostawy		
	1	2	3	wartość progów : $I_{30} = 2,3 \text{ MJ-mm-ha}$ $I_{30} = 1,6$			$I_{30} = 40,5 \text{ MJ-mm-ha}$ $I_{30} = 9,8$			$I_{30} = 106,0 \text{ MJ-mm-ha}$ $I_{30} = 30,0$			$I_{30} = 226,8 \text{ MJ-mm-ha}$ $I_{30} = 35$					
0		0,0	0,06	1	0,04	0,7	1	0,04	0,7	1	0,17	12,9	4	0,17	11	0,48	43,8	
1		0,0	0,4	1	0,04	3,4	1	0,04	3,4	8	0,35	26,5	8	0,35	7	0,3	36,2	
2		0,0	1,2	4	0,17	8,4	2	0,09	8,4	2	0,09	27,1	2	0,09	3	0,13	15,0	
3		0,09	2,8	2	0,09	14,0	2	0,09	14,0	3	0,13	18,4	3	0,13	2	0,09	4,1	
4		0,04	5,0	5	0,22	17,5	5	0,22	17,5	5	0,22	9,4	5	0,22	0	0,0	0,8	
5		0,04	7,4	1	0,04	17,5	1	0,04	17,5	0	0,00	3,8	0	0,00	0	0,0	0,1	
6		0,00	9,6	1	0,04	14,6	1	0,04	14,6	1	0,04	1,3	1	0,04	0	0,0	0,01	
7		0,17	11,0	4	0,17	10,4	4	0,17	10,4	0	0,0	0,4	0	0,0	0	0,0	<0,01	
8		0,17	11,5	1	0,04	6,5	1	0,04	6,5	0	0,0	0,1	0	0,0	0	0,0	<0,01	
9		0,04	11,0	1	0,04	3,6	1	0,04	3,6	0	0,0	0,02	0	0,0	0	0,0	<0,01	
10		0,04	9,8	0	0,0	1,8	0	0,0	1,8	0	0,0	<0,01	0	0,0	0	0,0	<0,01	
>11	9	0,39	8,3	2	0,09	0,8	2	0,09	0,8	0	0,0	<0,01	0	0,0	0	0,0	<0,01	
Typ rozkładu			D			P			P			P						

1 – liczba przypadków, 2 – częstość, 3 – prawdopodobieństwo przekroczenia [%] określonej liczby przypadków; Typ rozkładu: P – Poissona, D – dwumianowy odwrotny (Pascala).

1 – number of events, 2 – frequency, 3 – probability of occurrence [%] of a given number of cases; Distribution type: P – Poisson, D – negative binomial (Pascal).



Rycina 70. Funkcja rozkładu prawdopodobieństwa [%] liczby przypadków (A) rozbryzgu; (B) I progu dostawy; (C) II progu dostawy; (D) III progu dostawy podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (fot. J. Święchowicz)

Figure 70. Probability distribution function [%] of the number of cases of (A) soil splash; (B) first soil supply threshold; (C) second soil supply threshold; (D) third soil supply threshold during potentially erosive rains according to the USLE criterion (photo by J. Święchowicz)

Tabela 47. Liczba przypadków, częstość oraz prawdopodobieństwo przewyższenia [%] określonej liczby przypadków rozbryzgu oraz I, II i III prądu dostawy materiału glebowego ze stoków pogórskich do koryta potoku podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (czarny ugor)

Table 47. Number of events, frequency and probability of exceeding [%] a given number of cases of splash as well as first, second and third soil supply threshold from foothill slopes to stream channel during potentially erosive rains according to the USLE criterion (bare fallow)

liczba przypadków	Rozbryzgu			I próg dostawy			II próg dostawy			III próg dostawy		
	1	2	3	wartość p rogów : I ₃₀ = 40,5 I ₃₀ = 9,8			wartość p rogów : I ₃₀ = 106,0 I ₃₀ = 30,0			wartość p rogów : I ₃₀ = 226,8 I ₃₀ = 3		
0	0	0,0	99,9	0,04	99,3	4	0,17	87,0	11	0,48	56,2	
1	0	0,0	99,6	0,04	96,0	8	0,35	60,6	7	0,3	20,1	
2	0	0,0	98,3	0,17	87,5	2	0,09	33,5	3	0,13	5,1	
3	2	0,09	95,6	0,09	73,5	3	0,13	15,1	2	0,09	1,0	
4	1	0,04	90,6	0,22	56,0	5	0,22	5,7	0	0,0	0,2	
5	1	0,04	83,1	0,04	38,4	0	0,0	1,8	0	0,0	0,02	
6	0	0,0	73,6	0,04	23,8	1	0,04	0,5	0	0,0		
7	4	0,17	62,6	0,17	13,3	0	0,0	0,1	0	0,0	<0,01	
8	4	0,17	51,1	0,04	6,8	0	0,0	0,03	0	0,0	<0,01	
9	1	0,04	40,1	0,04	3,2	0	0,0	0,01	0	0,0	<0,01	
10	1	0,04	30,3	0,0	1,4	0	0,0	<0,01	0	0,0	<0,01	
>11	9	0,39	22,0	0,09	0,5	0	0,0	<0,01	0	0,0	<0,0	
Typ rozkładu			D		P			P				

1 – liczba przypadków, 2 – częstość, 3 – prawdopodobieństwo przekroczenia [%] określonej liczby przypadków; Typ rozkładu: P – Poissona, D – dwumianowy odwrotny (Pascala).

1 – number of events, 2 – frequency, 3 – probability of occurrence [%] of a given number of cases; Distribution type: P – Poisson, D – negative binomial (Pascal).

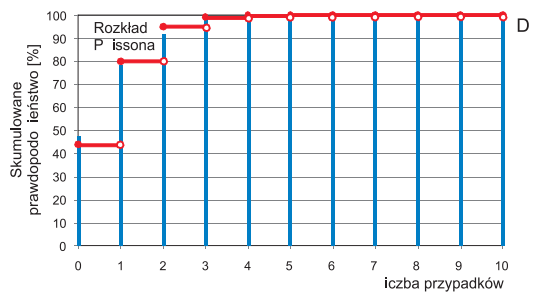
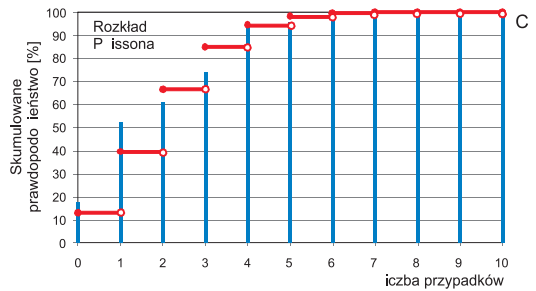
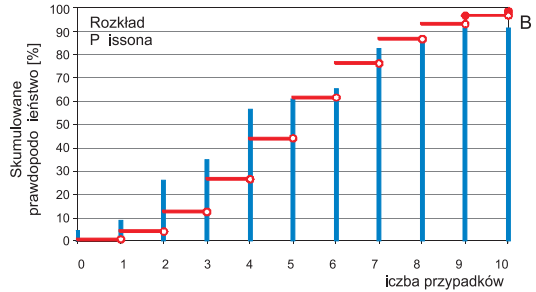
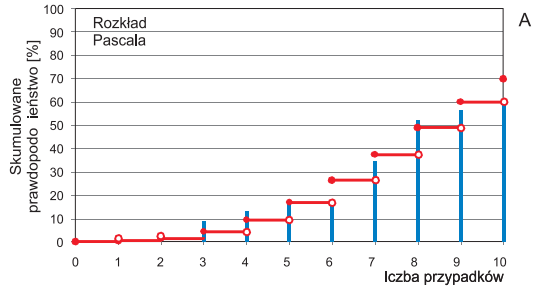
Jeżeli erozyjność deszczu i jego maksymalne natężenie 30-minutowe będzie dość duże, by umożliwić transport materiału glebowego wzdłuż całej długości stoku i akumulację zerodowanej gleby w obrębie podstokowych równin deluwialnych, dochodzi do przekroczenia II progu dostawy. Wartości progowe parametrów deszczu ($E_{I_{30}}$ i I_{30}), które umożliwiają transport materiału na całej długości stoku, są już dużo wyższe i pozwalają na wystąpienie erozji liniowej (tab. 46). Przekroczenie II progu dostawy nie zdarza się tak często, jak przekroczenie I progu. Najbardziej prawdopodobne jest wystąpienie 1 lub 2 zdarzeń w półroczu letnim, podczas których dojdzie do przekroczenia II progu dostawy (26,5 i 27,1%). Prawdopodobieństwo wystąpienia 4 zdarzeń w półroczu letnim jest małe i wynosi 9,4%, a 7, 8 lub więcej razy jest bliskie zeru. Prawdopodobieństwo, że w ogóle nie dojdzie do przekroczenia II progu dostawy, jest stosunkowo duże i wynosi 12,9% (tab. 46, ryc. 70).

Prawdopodobieństwo, że liczba przekroczeń II progu dostawy będzie większa od 0, wynosi 87,0%, co oznacza, że zdarza się to prawie każdego roku. Prawdopodobieństwo, że przekroczenie II progu nastąpi 1 raz lub więcej wynosi 60,6% (średnio 1 raz na 1,7 lat). Prawdopodobieństwo 1 lub 2 takich przypadków w półroczu letnim wynosi 33,5%. Dopiero prawdopodobieństwo przekroczenia II progu dostawy 6 lub więcej razy jest znikome (tab. 47, ryc. 71).

Jeżeli erozyjność deszczu i jego maksymalne natężenie 30-minutowe umożliwi bezpośrednią dostawę zerodowanego materiału glebowego do koryta potoku, dochodzi do przekroczenia III progu dostawy. Zdarzenia opadowe muszą być tak silne, aby doszło do pokonania nie tylko podstokowych równin deluwialnych, krawędzi na granicy stoków, ale również płaskich i stosunkowo szerokich den dolin. Wartości progowe parametrów deszczu ($E_{I_{30}}$ i I_{30}), które umożliwiają taki transport materiału, są bardzo duże i równocześnie nieco większe od tych, które umożliwiły wyróżnienie ekstremalnych deszczów erozyjnych. Stąd prosty wniosek, że nie każdy deszcz ekstremalny, czyli taki, który stanowił zaledwie 10% najsilniejszych zdarzeń opadowych wśród deszczów potencjalnie erozyjnych, jest w stanie spowodować procesy erozji wodnej na stokach o takim natężeniu, by doszło do przekroczenia III progu dostawy. Przekroczenie to zdarza się incydentalnie.

Prawdopodobieństwo, że przekroczenie III progu dostawy wystąpi tylko raz w półroczu letnim wynosi 36,2%, czyli że taka sytuacja może zdarzyć się średnio 1 raz na około 3 lata. Prawdopodobieństwo przekroczenia III progu 2, 3 lub 4 razy w półroczu letnim wynosi odpowiednio 15, 4,1 i 0,8%, a prawdopodobieństwo większej liczby takich zdarzeń jest bliskie zeru (tab. 46, ryc. 70). Prawdopodobieństwo, że w ogóle nie dojdzie do przekroczenia III progu dostawy jest bardzo duże i wynosi 43,8%, czyli że taka sytuacja może wystąpić średnio 1 raz na 2 lata (tab. 46, ryc. 70).

Prawdopodobieństwo, że liczba przekroczeń III progu dostawy będzie większa od 0, wynosi 56,2%, co oznacza, że zdarza się średnio 1 raz na około 2 lata. Prawdopodobieństwo, że przekroczenie III progu nastąpi 1 raz lub więcej wynosi tylko 20,1% (średnio 1 raz na 5 lat). Prawdopodobieństwo 3 lub więcej takich przypadków w półroczu letnim wynosi 1%. (tab. 47, ryc. 71).



Rycina 71. Dystrybuanty empiryczne i teoretyczne [%] liczby przypadków (A) rozbryzgu; (B) I progu dostawy; (C) II progu dostawy; (D) III progu dostawy podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (fot. J. Świąchowicz)

Figure 71. Cumulative distribution functions and cumulative probability functions [%] of the number of cases of (A) soil splash; (B) first soil supply threshold; (C) second soil supply threshold; (D) third soil supply threshold during potentially erosive rains according to the USLE criterion (photo by J. Świąchowicz)

7.3. Prawdopodobieństwo wystąpienia i przewyższenia rozbryzgu, splukiwania oraz erozji liniowej w poszczególnych miesiącach półrocza letniego

Występowanie erozji wodnej na stoku charakteryzuje się również dużą zmiennością sezonową. Najczęściej jako główną przyczynę zmienności sezonowej natężenia erozji wodnej na obszarach użytkowanych rolniczo podaje się różnice w pokryciu powierzchni przez roślinność, zależne od fazy rozwoju roślin. Podstawą wyróżnienia wartości są wyniki badań erozji prowadzone na poletku utrzymywanym w czarnym ugorze. O wiele łatwiej jest na takiej serii pokazać wpływ cech deszczu na zmienność sezonową maksymalnego natężenia erozji na terenach pozbawionych ochronnej roli okrywy roślinnej.

Zdarzenia rozbryzgu są powodowane przez każdy deszcz potencjalnie erozyjny. Jednakże prawdopodobieństwo, że rozbryzg o największej skuteczności erozyjnej (NSE) spowodowany przez deszcze tej kategorii nie wystąpi, jest największe w październiku (56,8%), a znacznie mniejsze we wrześniu (26%), maju (22,8%) i w sierpniu (21,8%). Prawdopodobieństwo wystąpienia 1 zdarzenia rozbryzgu (NSE) jest bardzo podobne we wszystkich miesiącach, 2 zdarzeń jest największe w czerwcu i lipcu, a najmniejsze w październiku. Od maja do września wystąpienie większej niż 4 liczby przypadków rozbryzgu jest mało prawdopodobne. Różnice te jeszcze mocniej uwidaczniają się w przypadku wystąpienia potencjalnie ekstremalnych zdarzeń rozbryzgu (tab. 48).

Tabela 48. Prawdopodobieństwo wystąpienia [%] określonej liczby przypadków rozbryzgu na stokach pogórskich podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (czarny ugor)

Table 48. Probability of occurrence [%] of a given number of splash events on foothill slopes during potentially erosive rains according to the USLE criterion (bare fallow)

Liczba przypadków	Prawdopodobieństwo wystąpienia [%]											
	rozbryzgu o największej skuteczności erozyjnej [NSE]						potencjalnie ekstremalnego zdarzenia rozbryzgu [PEZR]					
	wartość progowa: $El_{30} = 2,8 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$; $I_{30} = 5,0 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$						wartość progowa: $El_{30} = 40,5 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$; $I_{30} = 9,8 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$					
	V	VI	VII	VIII	IX	X	V	VI	VII	VIII	IX	X
0	22,8	12,4	11,4	21,8	26,0	56,8	29,6	14,1	14,1	28,3	36,8	80,5
1	33,7	25,9	24,7	33,2	35,0	32,1	36,0	27,7	27,7	35,7	36,8	17,5
2	24,9	27,0	26,9	25,3	23,6	9,1	21,9	27,1	27,1	22,5	18,4	1,9
3	12,3	18,8	19,5	12,8	10,6	1,7	8,9	17,6	17,6	9,5	6,1	0,1
4	4,5	9,8	10,6	4,9	3,6	0,2	2,7	8,6	8,6	3,0	1,5	<0,01
5	1,3	4,1	4,6	1,5	1,0	0,03	0,7	3,4	3,4	0,8	0,3	<0,01
6	0,3	1,4	1,7	0,4	0,2	<0,01	0,1	1,1	1,1	0,2	0,1	<0,01
7	0,1	0,4	0,5	0,1	0,04	<0,01	0,02	0,3	0,3	0,03	<0,01	<0,01
8	0,01	0,1	0,1	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,1	0,1	<0,01	<0,01	<0,01
9	<0,01	0,02	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,02	<0,01	<0,01	<0,01
10	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
>11	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Typ rozkładu	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P

Typ rozkładu: P – Poissona; NSE – największa skuteczność erozyjna, PEZR – potencjalnie ekstremalne zdarzenia rozbryzgu.

Distribution type: P – Poisson; NSE – the highest erosive effectiveness, PEZR – potentially extreme splash events.

Prawdopodobieństwo, że liczba zdarzeń rozbryzgu NSE będzie większa od 0, jest największe w lipcu i czerwcu, a najmniejsze w październiku (tab. 49).

Prawdopodobieństwo wystąpienia 1 zdarzenia spłukiwania o największej skuteczności erozyjnej (NSE) jest największe w lipcu (36,6%), niewiele niższe w czerwcu (35,3%), a najmniejsze w październiku (8%). Zdarzenia takie mogą pojawić się średnio 1 raz na około 3 lata (lipiec, czerwiec) lub 1 raz na 12,5 roku (październik). Prawdopodobieństwo wystąpienia spłukiwania 2 razy jest już znacznie mniejsze, choć nadal największe w lipcu (16,7%) i czerwcu (13,0%). Prawdopodobieństwo wystąpienia 3 takich zdarzeń w roku jest niskie w październiku, wrześniu i maju. Takie zdarzenia trafiają się jedynie w lipcu i czerwcu, ale z bardzo małym prawdopodobieństwem (tab. 50).

Prawdopodobieństwo, że liczba zdarzeń rozbryzgu NSE będzie większa od 0, jest największe w lipcu (59,9%) i niewiele niższe w czerwcu (52,2%). Prawdopodobieństwo, że takich zdarzeń będzie 1 lub więcej, wynosi 23,2% (lipiec) i 17% (czerwiec), a prawdopodobieństwo, że będzie ich 3 lub więcej, jest bardzo małe (tab. 51).

Prawdopodobieństwo, że potencjalnie ekstremalne spłukiwanie zdarzy się 1 raz, jest największe w lipcu (28,1%) i czerwcu (24,6%), a najmniejsze we wrześniu (8,0%). W październiku takiego zdarzenia w okresie badań nie odnotowano w ogóle. Prawdopodobieństwo dwukrotnego wystąpienia spłukiwania jest już dużo mniejsze, choć nadal największe

Tabela 49. Prawdopodobieństwo przewyższenia [%] określonej liczby przypadków rozbryzgu na stokach pogórskich podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (czarny ugór)

Table 49. Probability of exceeding [%] a given number of splash events on foothill slopes during potentially erosive rains according to the USLE criterion (bare fallow)

Liczba przypadków	Prawdopodobieństwo przewyższenia [%]											
	rozbryzgu o największej skuteczności erozyjnej [NSE]						potencjalnie ekstremalnego zdarzenia rozbryzgu [PEZR]					
	wartość progowa: $E_{l30} = 2,8 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$; $I_{30} = 5,0 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$						wartość progowa: $E_{l30} = 40,5 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$; $I_{30} = 9,8 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$					
	V	VI	VII	VIII	IX	X	V	VI	VII	VIII	IX	X
0	77,2	87,6	88,6	78,2	74,0	43,2	70,4	85,9	85,9	71,7	63,2	19,5
1	43,5	61,7	63,9	45,0	39,0	11,1	34,4	58,2	58,2	35,9	26,4	2,0
2	18,6	34,7	37,0	19,7	15,4	2,0	12,4	31,2	31,2	13,4	8,0	0,1
3	6,3	15,9	17,5	6,8	4,8	0,3	3,5	13,5	13,5	3,9	1,9	<0,01
4	1,8	6,1	6,9	2,0	1,2	0,03	0,8	4,9	4,9	0,9	0,4	<0,01
5	0,4	2,0	2,4	0,5	0,3	<0,01	0,2	1,5	1,5	0,2	0,1	<0,01
6	0,1	0,6	0,7	0,1	0,05	<0,01	0,03	0,4	0,4	0,03	<0,01	<0,01
7	0,01	0,1	0,2	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	0,1	0,1	<0,01	<0,01	<0,01
8	<0,01	0,03	0,04	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,02	<0,01	<0,01	<0,01
9	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
10	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
>11	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Typ rozkładu	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P

Typ rozkładu: P – Poissona; NSE – największa skuteczność erozyjna, PEZR – potencjalnie ekstremalne zdarzenia rozbryzgu.

Distribution type: P – Poisson; NSE – the highest erosive effectiveness, PEZR – potentially extreme splash events.

Tabela 50. Prawdopodobieństwo wystąpienia [%] określonej liczby przypadków splukiwania na stokach pogórskich podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (czarny ugór)

Table 50. Probability of occurrence [%] of a given number of cases of sloopewash on foothill slopes during potentially erosive rains according to the USLE criterion (bare fallow)

Liczba przypadków	Prawdopodobieństwo wystąpienia [%]											
	splukiwania o największej skuteczności erozyjnej [NSE]						potencjalnie ekstremalnych zdarzeń splukiwania [PEZS]					
	wartość progowa: $EI_{30} = 100 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$; $I_{30} = 20,0 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$						wartość progowa: $EI_{30} = 143,0 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$; $I_{30} = 32,0 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$					
	V	VI	VII	VIII	IX	X	V	VI	VII	VIII	IX	X
0	80,5	47,8	40,1	64,7	91,7	N	87,8	70,6	64,7	80,5	91,7	N
1	17,5	35,3	36,6	28,1	8,0	N	11,4	24,6	28,1	17,5	8,0	N
2	1,9	13,0	16,7	6,1	0,3	N	0,7	4,3	6,1	1,9	0,3	N
3	0,1	3,2	5,1	0,9	0,01	N	0,03	0,5	0,9	0,1	0,01	N
4	<0,01	0,6	1,2	0,1	<0,01	N	<0,01	0,04	0,1	0,01	<0,01	N
5	<0,01	0,1	0,2	0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	N
6	<0,01	0,01	0,03	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N
7	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N
8	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N
9	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N
10	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N
>11	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N
Typ rozkładu	P	P	P	P	P		P	P	P	P	P	

Typ rozkładu: P – Poissona; N – w okresie badań nie zarejestrowano przypadków splukiwania; NSE – największa skuteczność erozyjna, PEZS – potencjalnie ekstremalne zdarzenia splukiwania.

Distribution type: P – Poisson; N – in the research period no sloopewash events were registered; NSE – the highest erosive effectiveness, PEZS – potentially extreme sloopewash events.

w lipcu (6,1%) i czerwcu (4,3%). Prawdopodobieństwo 3 takich zdarzeń w roku jest minimalne (tab. 50).

Prawdopodobieństwo, że liczba zdarzeń PEZS będzie większa od 0, jest natomiast największe w lipcu (35,3%) i czerwcu (29,4%). Prawdopodobieństwo, że takich zdarzeń będzie 1 lub więcej, wynosi 7,1% (lipiec) i 4,8% (czerwiec), a prawdopodobieństwo 2 lub więcej takich zdarzeń jest małe (tab. 51).

Prawdopodobieństwo, że erozja linijna zdarzy się 1 raz, jest największe w czerwcu (33,9%) i lipcu (33,9%), a najmniejsze we wrześniu (8%). W październiku takich zdarzeń nie zarejestrowano w ogóle. Prawdopodobieństwo dwukrotnego wystąpienia erozji liniijnej jest znacznie mniejsze, ale nadal największe w lipcu (11,1%) i czerwcu (11,1%). Prawdopodobieństwo 3 takich zdarzeń w roku jest niewielkie (tab. 52).

Prawdopodobieństwo, że liczba zdarzeń erozji liniijnej będzie większa od 0, jest również największe w czerwcu (47,9%) i w lipcu (47,9%). Prawdopodobieństwo, że takich zdarzeń będzie 1 lub więcej, wynosi 13,9% (lipiec) i 13,9% (czerwiec), a prawdopodobieństwo 3 lub więcej takich zdarzeń jest niskie (tab. 53).

Tabela 51. Prawdopodobieństwo przewyższenia [%] określonej liczby przypadków spłukiwania na stokach pogórskich podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (czarny ugór)

Table 51. Probability of exceeding [%] a given number of slopewash events on foothill slopes during potentially erosive rains according to the USLE criterion (bare fallow)

Liczba przypadków	Prawdopodobieństwo przewyższenia [%]											
	spłukiwania o największej skuteczności erozyjnej [NSE]						potencjalnie ekstremalnych zdarzeń spłukiwania [PEZS]					
	wartość progowa: $EI_{30} = 100,0 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$; $I_{30} = 20,0 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$						wartość progowa: $EI_{30} = 143,0 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$; $I_{30} = 32,0 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$					
	V	VI	VII	VIII	IX	X	V	VI	VII	VIII	IX	X
0	19,5	52,2	59,9	35,3	8,3	N	12,2	29,4	35,3	19,5	8,3	N
1	2,0	17,0	23,2	7,1	0,4	N	0,8	4,8	7,1	2,0	0,4	N
2	0,1	3,9	6,5	1,0	0,01	N	0,3	0,5	1,0	0,1	0,1	N
3	<0,01	0,7	1,4	0,1	<0,01	N	<0,01	0,05	0,1	0,01	<0,01	N
4	<0,01	0,1	0,3	0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	N
5	<0,01	0,01	0,04	0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N
6	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N
7	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N
8	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N
9	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N
10	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N
>11	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N
Typ rozkładu	P	P	P	P	P		P	P	P	P	P	

Typy rozkładu: P – Poissona; N – w okresie badań nie zarejestrowano przypadków spłukiwania; NSE – największa skuteczność erozyjna, PEZS – potencjalnie ekstremalne zdarzenia spłukiwania.

Distribution type: P – Poisson; N – in the research period no slopewash events were registered; NSE – the highest erosive effectiveness, PEZS – potentially extreme slopewash events.

Prawdopodobieństwo, że potencjalnie ekstremalna erozja liniowa zdarzy się 1 raz, jest największe w lipcu (26,5%) i czerwcu (22,5%), a najmniejsze we wrześniu (4,2%). W październiku takich zdarzeń w okresie badań nie odnotowano w ogóle. Prawdopodobieństwo dwukrotnego wystąpienia spłukiwania jest bardzo małe, choć nadal największe w miesiącach lipcu (5,2%) i czerwcu (3,4%). Wystąpienie 3 takich zdarzeń w roku jest mało prawdopodobne (tab. 52).

Prawdopodobieństwo, że liczba zdarzeń PEZEL będzie większa od 0, jest największe w lipcu (32,4%) i w czerwcu (26,2%), ale prawdopodobieństwo, że takich zdarzeń będzie 1 lub więcej jest największe w lipcu (5,9%) i w czerwcu (3,8%). Bardzo małe jest prawdopodobieństwo, że w poszczególnych miesiącach zdarzeń tych będzie 3 lub więcej (tab. 53).

Tabela 52. Prawdopodobieństwo wystąpienia [%] określonej liczby przypadków erozji liniowej na stokach pogórskich podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (czarny ugor)

Table 52. Probability of occurrence [%] of a given number of cases of linear erosion on foothill slopes during potentially erosive rains according to the USLE criterion (bare fallow)

liczba przypadków	Prawdopodobieństwo wystąpienia [%]											
	erozji liniowej						liczbie ekstremalnych zdarzeń erozyjnych [PEZEL]					
	wartości progowe						wartości progowe					
	$I_{30} = 10$		$I_{30} = 20,0$		N		$EI_{30} = 143, \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$		$EI_{30} = 32,0$		N	
V	VI	VII	VIII	IX	X	V	VI	VII	VIII	IX	X	
0	80,5	52,1	52,1	64,7	91,7	N	87,8	73,8	67,6	87,8	95,7	
1	17,5	33,9	33,9	28,1	8,0	N	11,5	22,5	26,5	11,5	4,2	
2	1,9	11,1	11,1	6,1	0,3	N	0,7	3,4	5,2	0,7	0,1	
3	0,1	2,4	2,4	0,9	0,1	N	0,03	0,4	0,7	0,3	<0,01	
4	0,01	0,4	0,4	0,1	<0,01	N	<0,01	0,3	0,1	<0,01	<0,01	
5	<0,01	0,05	0,05	0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	
6	<0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	
7	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	
8	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	
9	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	
10	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	
>11	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	
Typ rozkładu	P	P	P	P	P		P	P	P	P		

Typy rozkładu: P – Poissona; N – w okresie badań nie zarejestrowano przypadków erozji liniowej; NSE – największa skuteczność erozyjna, PEZS – potencjalnie ekstremalne zdarzenia erozji liniowej.

Distribution type: P – Poisson; N – in the research period no linear erosion events were registered; NSE – the highest erosive effectiveness, PEZS – potentially extreme linear erosion events.

7.4. Prawdopodobieństwo wystąpienia i przewyższenia rozbrzygu oraz dostawy materiału glebowego ze stoków do koryta potoku w poszczególnych miesiącach półrocza letniego

Równie interesująco w poszczególnych miesiącach półrocza letniego przedstawiają się zmiany przekraczania progów dostawy materiału glebowego ze stoków do koryta potoku. Prawdopodobieństwo, że rozbrzyg w ogóle nie wystąpi, jest największe w październiku (56,8%) i natępnie wrześniu (25,9%), a najmniejsze w lipcu (10,9%) i czerwcu (12,4%) (tab. 54). Prawdopodobieństwo wystąpienia 1 takiego zdarzenia jest bardzo podobne we wszystkich miesiącach. To oznacza, że w każdym miesiącu zdarzy się rozbrzyg spowodowany deszczem potencjalnie erozyjnym, a z największym prawdopodobieństwem liczba przypadków takich zdarzeń wyniesie 1, 2 lub 3 (tab. 54, ryc. 72). Prawdopodobieństwo, że liczba zdarzeń rozbrzygu będzie większa od 0, jest największe w lipcu (89,1%), nieco mniejsze w czerwcu (87,6%), a najmniejsze w październiku – 43,2% (tab. 55).

Tabela 53. Prawdopodobieństwo przewyższenia [%] określonej liczby przypadków erozji liniowej na stokach pogórskich podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (czarny ugór)

Table 53. Probability of exceeding [%] a given number of linear erosion events on foothill slopes during potentially erosive rains according to the USLE criterion (bare fallow)

liczba przypadków	Prawdopodobieństwo przewyższenia [%]											
	erozyjnych						liczbie ekstremalnych zdarzeń erozyjnych					
	wartość progowa						wartość progowa					
	I ₃₀ = 10		I ₃₀ = 20,0		N		E _{I30} = 143, MJ-mm-ha		h _{I30} = 32,0		N	
V	VI	VII	VIII	IX	X	V	VI	VII	VIII	IX	X	
0	19,5	47,9	47,9	35,3	8,3	N	12,2	26,2	32,4	12,2	4,3	
1	2,0	13,9	13,9	7,1	0,4	N	0,8	3,8	5,9	0,8	0,1	
2	0,1	2,9	2,9	1,0	0,01	N	0,03	0,4	0,7	0,03	<0,01	
3		0,5	0,5	0,1	<0,01	N	<0,01	0,03	0,1	<0,01		
4	<0,01	0,1	0,1	0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01		<0,01	<0,01	
5	<0,01		0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	
6	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	
7	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	
8	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	
9	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	
10	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	
>11	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01		
Typ rozkładu	P	P	P	P	P		P	P	P	P		

Typy rozkładu: P – Poissona; N – w okresie badań nie zarejestrowano przypadków erozji liniowej; NSE – największa skuteczność erozyjna, PEZS – potencjalnie ekstremalne zdarzenia erozji liniowej.

Distribution type: P – Poisson; N – in the research period no linear erosion events were registered; NSE – the highest erosive effectiveness, PEZS – potentially extreme linear erosion events.

Przekroczenie I progu dostawy 1 raz jest możliwe z podobnym prawdopodobieństwem (31,7–36,4%) we wszystkich miesiącach półrocza letniego, z wyjątkiem września i października. Wystąpienie większej liczby przypadków jeszcze z dość dużym prawdopodobieństwem możliwe jest jedynie w lipcu i czerwcu (2 lub 3 przypadki) (tab. 54, ryc. 73).

Natomiast prawdopodobieństwo, że liczba przekroczenia I progu dostawy będzie większa od 0, jest największe w lipcu (80,8%), czerwcu (77,2%) i sierpniu (58,1%). Prawdopodobieństwo, że przekroczenie I progu nastąpi 1 raz lub więcej jest dużo mniejsze i wynosi 49,2 (lipiec), 43,5 (czerwiec), 21,6 (sierpień) i tylko 12,5% (maj) (tab. 55).

Przekroczenie II progu dostawy materiału glebowego do koryta potoku następuje dużo rzadziej. Prawdopodobieństwo, że nie dojdzie do jego przekroczenia w październiku i wrześniu jest bardzo duże (91,7%), a duże w maju (80,5%) i sierpniu (64,7%). Prawdopodobieństwo, że przekroczenie drugiego progu nastąpi 1 raz jest największe w lipcu i czerwcu (34%), w pozostałych miesiącach (sierpień, maj) jest znacznie mniejsze (odpowiednio 28,1% i 17,5%), a w październiku nikłe (tab. 54, ryc. 74).

Tabela 54. Prawdopodobieństwo wystąpienia [%] określonej liczby przypadków rozbrzygu oraz I, II i III progów dostawy materiału glebowego ze stoków pogórskich do koryta potoku podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (czarny ugór)

Table 54. Probability of occurrence [%] of a given number of cases of splash as well as first, second and third soil supply threshold from foothill slopes to stream channel during potentially erosive rains according to the USLE criterion (bare fallow)

Liczba przypadków	Prawdopodobieństwo wystąpienia [%]																																							
	rozbrzygu										I prog dostawy										II prog dostawy										III prog dostawy									
	wartość progowa: $E_{I,30} = 2,3 \text{ MJ-mm-ha}^{-1}\text{h}^{-1}$; $I_{30} = 1,6 \text{ mm-h}^{-1}$										wartość progowa: $E_{I,30} = 40,5 \text{ MJ-mm-ha}^{-1}\text{h}^{-1}$; $I = 9,8 \text{ mm-h}^{-1}$										wartość progowa: $E_{I,30} = 106,0 \text{ MJ-mm-ha}^{-1}\text{h}^{-1}$; $I_{30} = 30,0 \text{ mm-h}^{-1}$										wartość progowa: $E_{I,30} = 226,8 \text{ MJ-mm-ha}^{-1}\text{h}^{-1}$; $I_{30} = 35 \text{ mm-h}^{-1}$									
V	VI	VII	VIII	IX	X	V	VI	VII	VIII	IX	X	V	VI	VII	VIII	IX	X	V	VI	VII	VIII	IX	X	V	VI	VII	VIII	IX	X	V	VI	VII	VIII	IX	X					
0	22,8	12,4	10,9	21,8	25,9	56,8	54,4	22,8	19,2	41,9	67,6	N	80,5	52,1	52,1	64,7	91,7	N	87,8	77,0	70,6	87,8	N	N	87,8	77,0	70,6	87,8	N	N	87,8	77,0	70,6	87,8	N	N				
1	33,7	25,9	24,2	33,2	35,0	32,1	33,1	33,7	31,7	36,4	26,5	N	17,5	34,0	34,0	28,1	8,0	N	11,5	20,1	24,6	11,5	N	N	11,5	20,1	24,6	11,5	N	N	11,5	20,1	24,6	11,5	N	N				
2	24,9	27,0	26,8	25,3	23,6	9,1	10,1	24,9	26,2	15,8	5,2	N	1,9	11,1	11,1	6,1	0,3	N	0,7	2,6	4,3	0,7	N	N	0,7	2,6	4,3	0,7	N	N	0,7	2,6	4,3	0,7	N	N				
3	12,3	18,8	19,8	12,8	10,6	1,7	2,1	12,3	14,4	4,6	0,7	N	0,1	2,4	2,4	0,9	0,01	N	0,03	0,2	0,5	0,03	N	N	0,03	0,2	0,5	0,03	N	N	0,03	0,2	0,5	0,03	N	N				
4	4,5	9,8	11,0	4,9	3,6	0,2	0,3	4,5	6,0	1,0	0,7	N	0,01	0,4	0,4	0,1	<0,01	N	<0,01	0,01	0,04	<0,01	N	N	<0,01	0,01	0,04	<0,01	N	N	<0,01	0,01	0,04	<0,01	N	N				
5	1,3	4,1	4,9	1,5	1,0	0,03	0,03	1,3	2,0	0,2	0,01	N	<0,01	0,05	0,05	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	N				
6	0,3	1,4	1,8	0,4	0,2	<0,01	<0,01	0,3	0,5	0,02	<0,01	N	<0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	N				
7	0,1	0,4	0,6	0,1	0,04	<0,01	<0,01	0,1	0,1	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	N				
8	0,01	0,01	0,2	0,02	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,03	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	N				
9	<0,01	0,02	0,04	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	N				
10	<0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	N				
>11	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	N				
Typ rozkładu	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P				

Typy rozkładu: P – Poissona; N – w okresie badań nie zarejestrowano przypadków dostawy materiału glebowego.

Distribution type: P – Poisson; N – in the research period no soil supply events were registered.

Tabela 55. Prawdopodobieństwo przewyższenia [%] określonej liczby przypadków rozbrzygu oraz I, II i III progów dostawy materiału glebowego ze stoków pogórskich do koryta potoku podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (czarny ugór)

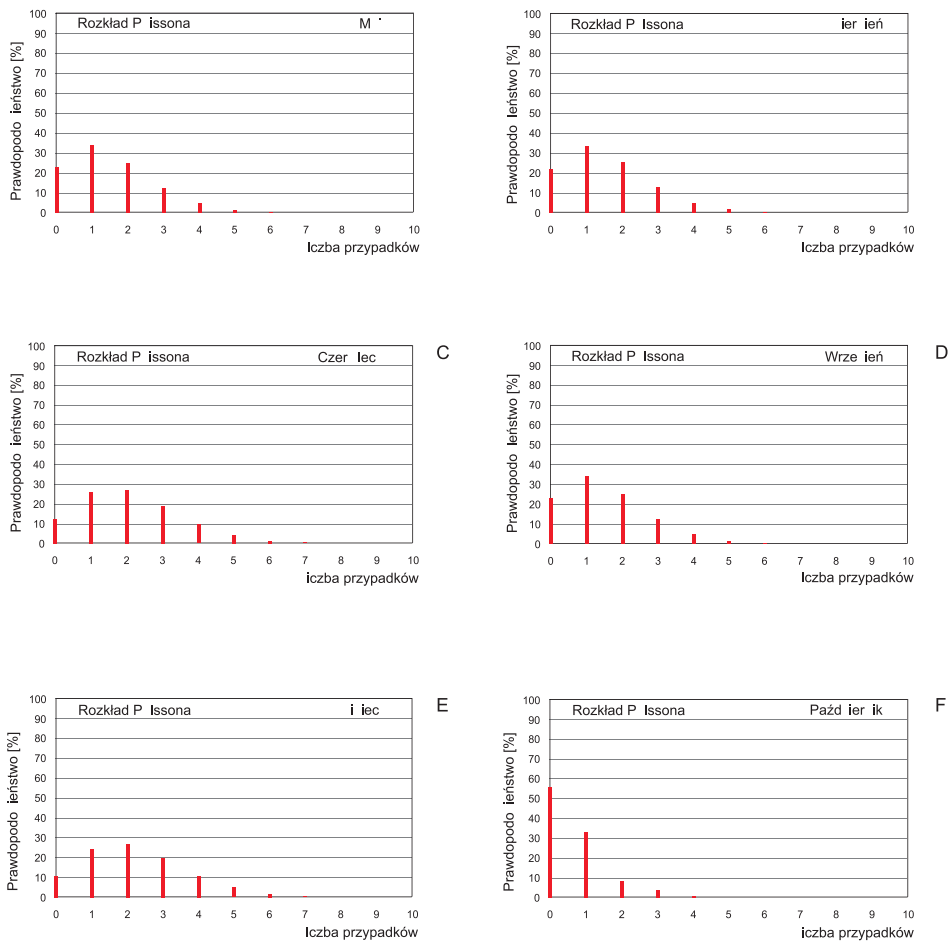
Table 55. Probability of exceeding [%] a given number of cases of splash as well as first, second and third soil supply threshold from foothill slopes to stream channel during potentially erosive rains according to the USLE criterion (bare fallow)

Liczba przypadków	Prawdopodobieństwo przewyższenia [%]																								
	rozbrzygu						I prog dostawy						II prog dostawy						III prog dostawy						
	wartość progowa: $E_{I_{30}} = 2,3 \text{ MJ-mm-ha}^{-1}\text{-h}^{-1}$; $I_{30} = 1,6 \text{ mm-h}^{-1}$						wartość progowa: $E_{I_{30}} = 40,5 \text{ MJ-mm-ha}^{-1}\text{-h}^{-1}$; $I_{30} = 9,8 \text{ mm-h}^{-1}$						wartość progowa: $E_{I_{30}} = 106,0 \text{ MJ-mm-ha}^{-1}\text{-h}^{-1}$; $I_{30} = 30,0 \text{ mm-h}^{-1}$						wartość progowa: $E_{I_{30}} = 226,8 \text{ MJ-mm-ha}^{-1}\text{-h}^{-1}$; $I_{30} = 35 \text{ mm-h}^{-1}$						
	V	VI	VII	VIII	IX	X	V	VI	VII	VIII	IX	X	V	VI	VII	VIII	IX	X	V	VI	VII	VIII	IX	X	
0	77,2	87,6	89,1	78,2	74,0	43,2	45,6	77,2	80,8	58,1	32,4	N	19,5	47,9	47,9	35,3	8,3	N	12,2	23,0	29,4	23,0	29,4	12,2	N
1	43,5	61,7	65,0	45,0	39,0	11,1	12,5	43,5	49,2	21,6	5,9	N	2,1	13,9	13,9	7,1	0,4	N	0,8	2,9	4,8	2,9	4,8	0,8	N
2	18,6	34,7	38,2	19,7	15,4	2,0	2,4	18,6	23,0	5,8	0,7	N	0,2	2,9	2,9	1,0	0,01	N	0,03	0,2	0,5	0,03	0,2	0,5	N
3	6,3	15,9	18,4	6,8	4,8	0,3	0,4	6,3	8,6	1,2	0,07	N	0,01	0,5	0,5	0,1	<0,01	N	<0,01	0,02	0,1	<0,01	0,02	0,1	N
4	1,8	6,1	7,4	2,0	1,3	0,03	0,04	1,8	2,7	0,2	0,01	N	<0,01	0,1	0,1	0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N
5	0,4	2,0	2,6	0,5	0,3	<0,01	<0,01	0,4	0,7	0,03	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N
6	0,1	0,6	0,8	0,1	0,05	<0,01	<0,01	0,1	0,2	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N
7	0,01	0,1	0,2	0,02	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,03	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N
8	<0,01	0,03	0,05	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N
9	<0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N
10	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N
>11	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	N
Typ rozkładu	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P

Typy rozkładu: P – Poissona; N – w okresie badań nie zarejestrowano przypadków dostawy materiału glebowego.

Distribution type: P – Poisson, N – in the research period no soil supply events were registered.

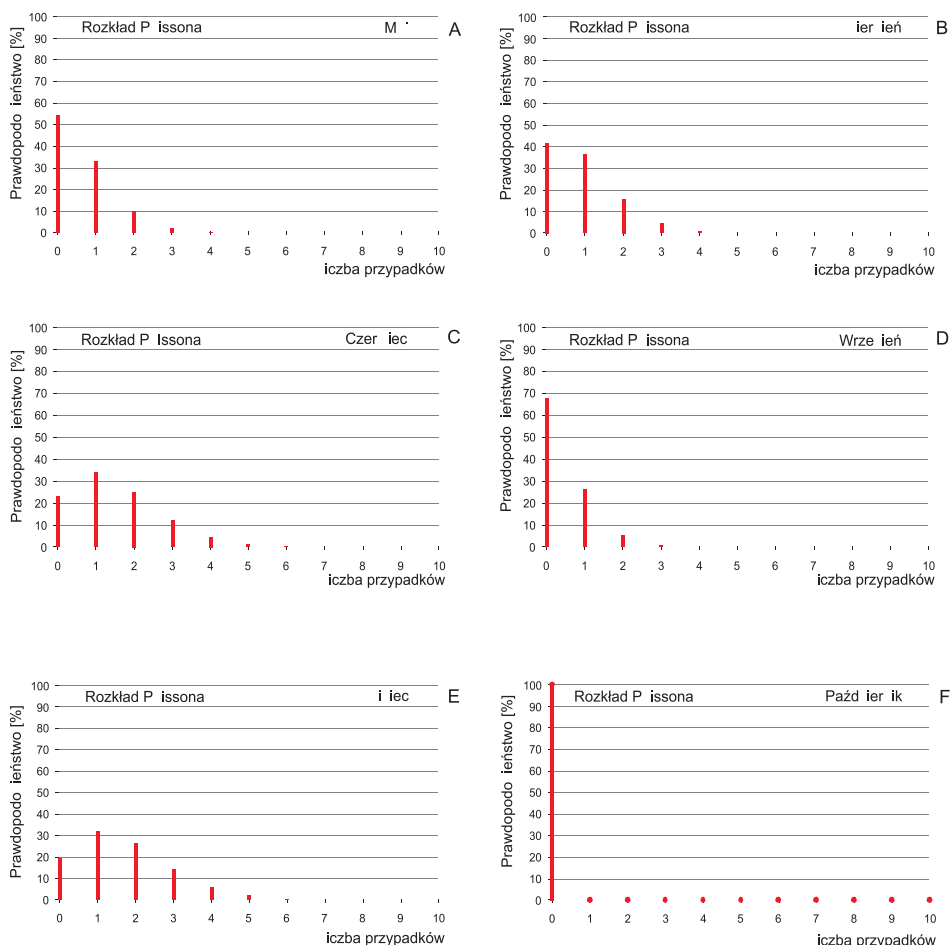
ROZBRYZG



Rycina 72. Funkcja rozkładu prawdopodobieństwa [%] liczby przypadków rozbryzgu w kolejnych miesiącach półrocznej letniej podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE

Figure 72. Probability distribution function [%] of the number of cases of soil splash in consecutive months in summer half-year during potentially erosive rains according to the USLE criterion

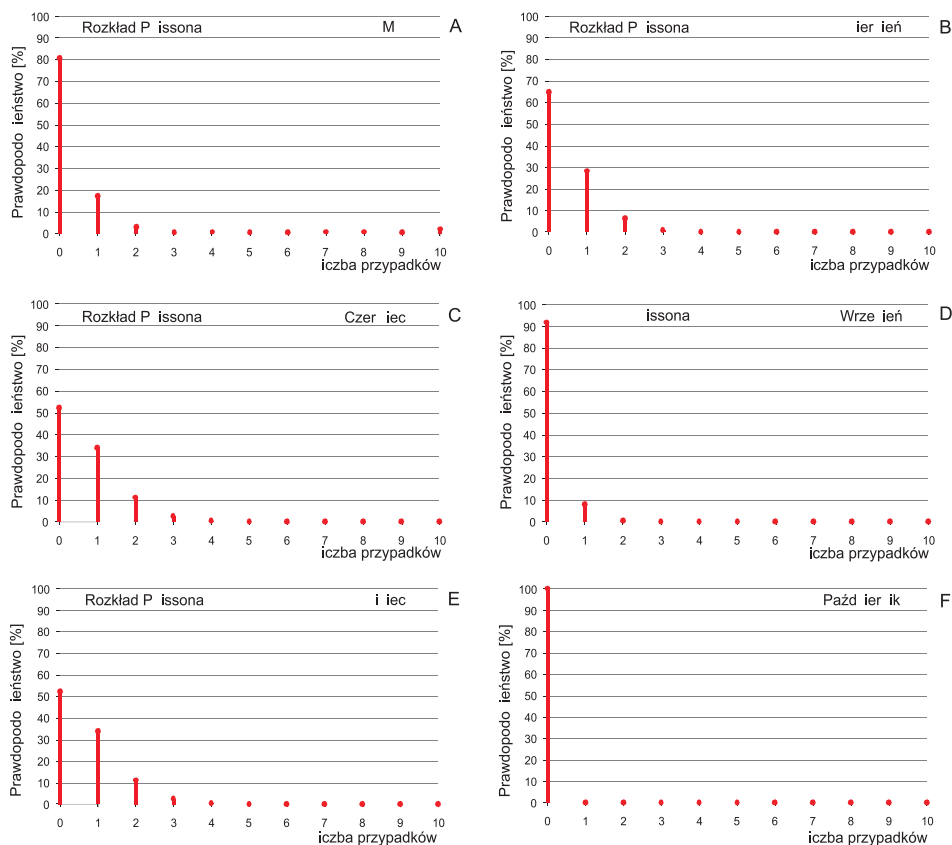
I PRÓG DOSTAWY



Rycina 73. Funkcja rozkładu prawdopodobieństwa [%] liczby przypadków wystąpienia I progu dostawy w kolejnych miesiącach półrocza letniego podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE

Figure 73. Probability distribution function [%] of the number of cases of first threshold supply in consecutive months in summer half-year during potentially erosive rains according to the USLE criterion

II PRÓG DOSTAWY



Rycina 74. Funkcja rozkładu prawdopodobieństwa [%] liczby przypadków wystąpienia II progu dostawy w kolejnych miesiącach półrocza letniego podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE

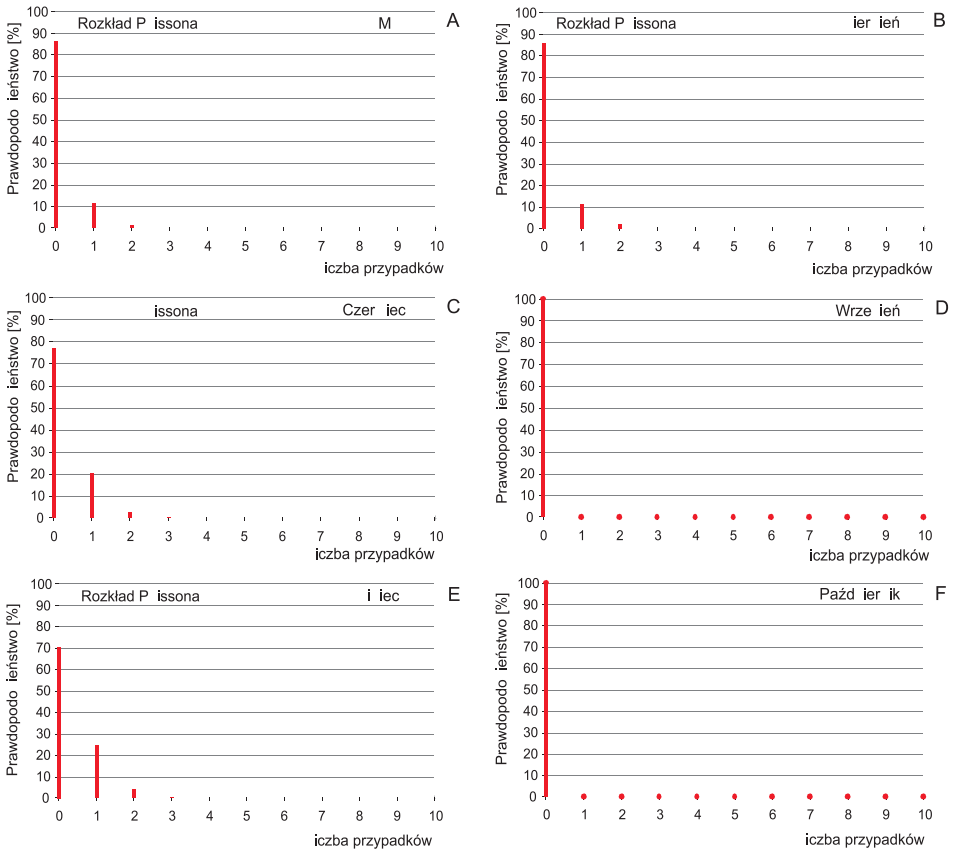
Figure 74. Probability distribution function [%] of the number of cases of second threshold supply in consecutive months in summer half-year during potentially erosive rains according to the USLE criterion

Natomiast prawdopodobieństwo, że liczba przekroczenia II progu dostawy będzie większa od 0, jest największe w czerwcu i lipcu (47,9%). Prawdopodobieństwo, że przekroczenie II progu nastąpi 1 raz lub więcej jest wyraźnie mniejsze i wynosi w czerwcu i lipcu 13,9% (tab. 55).

Prawdopodobieństwo przekroczenia III progu dostawy materiału glebowego do koryta potoku jest niewielkie, ale nadal największe w lipcu i czerwcu. Prawdopodobieństwo, że III próg dostawy zostanie przekroczony tylko 1 raz, wynosi 24,6% (w lipcu) i 20,1% (w czerwcu). W maju i sierpniu przekroczenie III progu możliwe jest z takim samym prawdopodobieństwem wynoszącym 11,5% (tab. 54, ryc. 75).

Prawdopodobieństwo, że liczba przekroczenia III progu dostawy będzie większa od 0, jest największe w lipcu (29,4%) i czerwcu (23,0%). Prawdopodobieństwo, że przekroczenie III progu nastąpi 1 raz lub więcej jest bardzo małe i wynosi w lipcu 4,8, a w czerwcu

III PRÓG DOSTAWY



Rycina 75. Funkcja rozkładu prawdopodobieństwa [%] liczby przypadków wystąpienia III progu dostawy w kolejnych miesiącach półrocza letniego podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE

Figure 75. Probability distribution function [%] of the number of cases of third threshold supply in consecutive months in summer half-year during potentially erosive rains according to the USLE criterion

tylko 2,9%. W pozostałych miesiącach jest niewielkie. Prawdopodobieństwo, że takich przypadków w dowolnym miesiącu będzie 2 lub więcej, wynosi od 0,03% do 0,5%, a więc jest znikome (tab. 55).

Przedstawiona analiza wskazuje, że najczęściej dochodzi do przekroczenia progów w lipcu i czerwcu, a następnie w sierpniu i maju.

Należy wyraźnie podkreślić, że otrzymane wyniki odnoszą się do danych empirycznych uzyskanych na czarnym ugorze. W lipcu i sierpniu w pogórskiej zlewni użytkowanej rolniczo takich powierzchni nie ma w ogóle lub stanowią one niewielki procent. W rzeczywistości do przekroczenia zwłaszcza II i III progu dostawy może dojść w czerwcu lub w maju, kiedy większość stoków w zlewni jest pozbawiona okrywy roślinnej, gdyż powierzchnie pól uprawnych przygotowane są pod zasiewy albo szata roślinna znajduje się w początkowej fazie wzrostu, a więc niedostatecznie chroni stoki przed erozją.

ROZDZIAŁ 8

Wykorzystanie wartości progowych parametrów opadów deszczu do oceny roli procesów erozyjnych w obszarach użytkowanych rolniczo

Erozja wodna zachodząca na stokach użytkowanych rolniczo jest nie tylko procesem prowadzącym do zmiany form rzeźby, lecz również jednym z głównych czynników degradacji gleby. Gleba jest w zasadzie zasobem nieodnawialnym, ponieważ jej niszczenie następuje bardzo szybko, natomiast procesy glebotwórcze działają bardzo powoli. Natężenie procesów erozyjnych jest nierównomierne w przestrzeni i rozłożone w czasie, a końcowy skutek, czyli skrócenie profilu glebowego, bardzo zróżnicowane – od minimalnego (np. na wierzchowinach) aż do całkowitego zniszczenia wszystkich poziomów genetycznych i odsłonięcia skały macierzystej (Józefaciuk, Józefaciuk 1996, 1999; Sinkiewicz 1998; Rodzik 2001; Toy i in. 2002; Morgan 2005; Paluszek 2010b).

Erozja wodna gleby na stokach użytkowanych rolniczo jest procesem niekorzystnym, przynosi bowiem wymierne straty i szkody. Szczególnie spektakularne są skutki ekstremalnych zdarzeń erozyjnych. Te zwykle są kojarzone z wystąpieniem deszczów o ekstremalnym natężeniu, a nawet panuje powszechne przekonanie, że deszcze o skrajnym natężeniu powodują katastrofalne skutki erozyjne. Przeprowadzone badania pokazują, że nie zawsze tak jest. Erozja wodna gleby na stoku stanowi swoiste kontinuum, które rozpoczyna się od rozbryzgu, a w zależności od siły erozyjnej deszczu i uwarunkowań podłoża, może „przechodzić” w spłukiwanie i erozję liniową. W przypadku zdarzeń opadowych o wyjątkowo dużym wskaźniku erozyjności i natężeniu zwykle dochodzi do zmywu powierzchniowego warstwy gleby na całej powierzchni stoków.

Rozbryzg prowadzi do zniszczenia agregatów glebowych. Uruchomione cząstki gleby zostają przemieszczone i zagęszczone, co prowadzi do zamulenia wierzchniej warstwy gleby i ograniczenia infiltracji (Rejman 2006; Szewrański 2009, Szpikowski 2010). To z kolei umożliwia wystąpienie spływu powierzchniowego i spłukiwania. Spływająca woda zwykle koncentruje się w mikrozagłębieniach terenu, co prowadzi do powstania erozji żłobinowej i nawet efemerycznej erozji wąwozowej (Kostrzewski i in. 1989; Teisseyre 1994; Auzet i in. 1995; Czyżowska 1995; Rodzik, Janicki 2003; Van Dijk i in. 2005; Gil 2009; Świąchłowicz 2008a, 2009, 2010a, 2011a). Przy zmniejszeniu prędkości spływającej wody następuje depozycja spłukanej gleby. Skutki spłukiwania i erozji liniowej są również niekorzystne. Na stokach następuje skrócenie profilu glebowego, zubożenie gleby w substancje organiczne oraz agregaty glebowe i drobne cząstki glebowe (Licznar 1995; Koćmit 1998; Rejman, Rodzik 2006; Paluszek 1994, 2010a). Następuje ograniczenie wielu funkcji gleby, np. filtracyjnej, buforowej oraz magazynującej wodę i substancje odżywcze (Paluszek 2010b). Erozja wodna gleby prowadzi do uszkodzenia, wykorzenienia i niszczenia roślin uprawnych. Wraz z glebą jest spłukiwany ze stoków również materiał siewny, nawozy, środki ochrony roślin, a w strefach depozycji następuje przykrycie spłukaną glebą roślin, koncentracja nawozów i środków ochrony roślin (Jadczyzyn 2010; Paluszek 2010b). Jeśli zerodowany ze stoków materiał dociera do koryt potoków, powoduje zanieczyszczenie wód, ich eutrofizację oraz akumulację gleby w dnach dolin i korytach cieków (Chełmicki 1997, 1999).

Jednym z podstawowych zagadnień badawczych w geomorfologii dynamicznej, ale również w gleboznawstwie i naukach rolniczych, jest ocena natężenia erozji wodnej na stokach użytkowanych rolniczo (Bac 1928; Reniger 1950; Mazur 1972; Gil 1976, 1986, 1999, 2009; Pałys, Mazur 1978; Józefaciuk, Józefaciuk 1995; Froehlich 1997; Świąchłowicz 2002a, b, c, 2009, 2010a, b; Zgłobicki 2002; Patro 2005, 2010; Rejman 2006; Paluszek, Żembrowski 2008; Jadczyzyn 2010;). Pomimo wieloletnich badań prowadzonych w różnych obszarach i różnych strefach klimatycznych, wciąż wiele pytań pozostaje bez odpowiedzi. Nadal wiele trudności sprawia ocena masy przemieszczonego materiału glebowego na różnie użytkowanych stokach (Słupik 1986; Stroosnijder 2005). Wynika to z niedoskonałości terenowych metod pomiarowych, bez których ocena natężenia erozji wodnej nie jest możliwa (Froehlich 1986; Paluszek, Żembrowski 2008; Smolska 2010a; Świąchłowicz 2010a). Do tej pory nie wypracowano jednolitych procedur pomiarowych, które umożliwiałyby porównywanie wyników badań uzyskanych w różnych strefach i regionach morfoklimatycznych.

Skuteczność erozji wodnej na stoku najczęściej mierzono całkowitą masą przemieszczonego materiału glebowego zwykle na różnej długości poletkach doświadczalnych i wyrażano za pomocą wskaźników erozji – najczęściej w $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ lub $\text{Mg}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$. W tym wypadku zastosowanie normy *pars pro toto*, czyli przenoszenie wyników badań stacjonarnych uzyskanych z reguły na ekranowanych poletkach, na powierzchnie całych stoków nie dawało pożądanych efektów. Uśrednione wskaźniki sugerowały, że natężenie erozji w różnych skalach przestrzennych i czasowych jest podobne. Ponadto tak uzyskane wyniki nie informowały o dynamice erozji wodnej w skali pojedynczych zdarzeń. Na ich podstawie nie można było ocenić ani częstości występowania zdarzeń erozyjnych, ani ich roli w przekształcaniu rzeźby.

Zdarzenia erozji wodnej zachodzą lokalnie i niesynchronicznie. Procesy te występują wtedy, kiedy woda pochodząca z opadu lub topnienia śniegu ulega transformacji w spływ powierzchniowy i transportuje w dół stoku cząstki gleby, które ulegają depozycji w obrę-

bie lub u podnóży stoków, w dnach dolin albo są dostarczane bezpośrednio do koryt potoków i rzek i transportowane poza obręb zlewni. Opady deszczu są zdarzeniami losowymi. Nie można przewidzieć, kiedy i gdzie wystąpią, zwłaszcza te o dużej wydajności i natężeniu, dlatego równie trudno przewidzieć kiedy i gdzie może wystąpić erozja wodna gleby. Stacjonarne badania erozji są prowadzone w niewielu miejscach. Ponadto niezbyt gęsta sieć posterunków opadowych i stacji meteorologicznych sprawia, że w wielu przypadkach wystąpienia erozji wodnej brakuje nawet tak podstawowych informacji, jak suma opadu (Starkel 1997, 1998, 2011; Rejman 2006; Smolska 2010a; Świąchowicz 2010a).

Poznanie zależności częstości występowania erozji wodnej i masy zerodowanego materiału glebowego ze stoków użytkowanych rolniczo od opadu, jest jednym z fundamentalnych pytań stawianych w geomorfologii dynamicznej. Jednakże badanie tych powiązań nie jest łatwe. Niewiele daje porównywanie natężenia erozji wodnej z rocznymi, sezonowymi czy dobowymi sumami opadów, gdyż relacje te zaburza wiele innych czynników, np. wilgotność gruntu czy stan okrywy roślinnej. Nawet jednak porównywanie masy zerodowanej gleby z poletek utrzymywanych przez cały rok w czarnym ugorze z rocznymi, sezonowymi czy dobowymi sumami opadów nie czyni tych relacji bardziej czytelnymi. Wpływa na to wiele przyczyn. Generalnie można sprowadzić je do dwóch kategorii: jedne są związane z cechami opadu atmosferycznego, a drugie z mechanizmem procesu.

Opad deszczu nie jest zdarzeniem ciągłym. Dobowe sumy nie informują o rzeczywistej częstości występowania różnej wielkości opadów, ani tym bardziej o ich czasie trwania i natężeniu. Dlatego wszelkie porównania należy prowadzić w skali pojedynczych zdarzeń opadowych. Niestety, do tej pory nie określono w sposób jednoznaczny wartości progowej (granicznej) minimalnej przerwy czasowej między kolejnymi fazami opadu, która pozwoliłaby na wyodrębnienie pojedynczych deszczów (zob. rozdz. 3.1). Najbardziej uzasadnione wydaje się kryterium stosowane w empirycznym modelu Uniwersalnego Równania Strat Gleby (*Universal Soil Loss Equation – USLE*), jednak nie każdy pojedynczy opad deszczu jest erozyjny, czyli taki, który powoduje spływ powierzchniowy i erozję gleby na stokach. Dlatego kolejnym krokiem jest wyznaczenie wartości progowych deszczu umożliwiających oddzielenie deszczów erozyjnych od nieerozyjnych.

Erozja wodna na stokach jest procesem złożonym. Składa się na nią kilka procesów, których funkcje wzajemnie się uzupełniają i przenikają. Jeden proces inicjuje lub wzmacnia natężenie kolejnego (rozbryzg → splukiwanie → erozja linijna), jeśli rośnie natężenie i czas trwania głównej przyczyny, czyli opadu deszczu. Powyżej pewnej wartości progowej deszczu pojawia się rozbryzg. W miarę upływu czasu i/lub wzrostu wartości parametrów deszczu, rozbryzgowi towarzyszy splukiwanie, jeśli nastąpi dalszy wzrost parametrów deszczu może pojawić się erozja linijna, a powyżej pewnej wartości progowej deszczu zachodzą prawie równocześnie wszystkie wymienione procesy. W warunkach terenowych trudno jest dokładnie wskazać moment zmiany (określić wartość parametrów deszczu), po przekroczeniu którego następuje wyraźna zmiana jakościowa (zmienia się rodzaj procesu) lub ilościowa (zmienia się natężenie procesu) w przebiegu erozji wodnej na stokach.

Tak więc pytanie o wartości progowe deszczu (*rainfall threshold*) niezbędne do wystąpienia erozji wodnej na stokach użytkowanych rolniczo jest pytaniem o rodzaj procesu i o parametr deszczu, który najlepiej charakteryzuje zdolność deszczu do wywołania erozji.

Każdy pojedynczy deszcz można scharakteryzować za pomocą cech takich, jak wysokość, czas trwania i natężenie, od których zależy jego skuteczność erozyjna. Cechy te stanowiły podstawę opracowanej przez K. Chomicza (1951), powszechnie w Polsce

stosowanej klasyfikacji opadów, wyróżniającej deszcze zwykłe, silne, ulewne i nawalne. Powszechnie uznaje się, że to właśnie deszcze ulewne i nawalne są najbardziej erozyjne. Według L. Starkla (1986, 1996) w Karpatach największe spłukiwanie na stokach użytkowanych rolniczo zachodzi podczas krótkotrwałych ulew lokalnych (o natężeniu 1–3 mm·min⁻¹) oraz opadów rozlewnych (150–400 mm w ciągu 2–5 dni). Przyjęcie klasyfikacji K. Chomicza (1951) jako kryterium wyróżniania zdarzeń erozyjnych jest jednak swoistym półśrodkiem, bo nie może być ona traktowana na równi z wartościami progowymi wystąpienia erozji wodnej na stokach. Wartość progowa jest zawsze najniższą wartością wybranego parametru deszczu, po przekroczeniu którego zachodzi erozja wodna na stokach. Jeśli więc pojawiają się zdarzenia o wysokiej energii, a takimi są deszcze ulewne i nawalne, to wystąpienie erozji wodnej jest prawie oczywiste.

W procedurze wyróżniania wartości progowych najważniejszą kwestią jest dobór właściwych parametrów, najlepiej charakteryzujących zdolność deszczu do wywołania erozji.

W badaniach geomorfologicznych poszukiwanie wartości progowych deszczu (*rain-fall threshold*) niezbędnych do wystąpienia procesów geomorficznych jest często podejmowane, przy czym wartości te są różnie definiowane. Może nią być minimalna wartość jednego lub kilku parametrów deszczu, np. natężenia i czasu trwania. Gerald F. Wieczorek (1996) definiuje wartość progową jako natężenie opadu, które powoduje niestabilność stoku w danym regionie. Wartość progowa deszczu jest w gruncie rzeczy wartością progową wybranego parametru deszczu. W konkretnej sytuacji wybiera się cechę lub cechy wiodące, które zdaniem autora w największym stopniu wpływają na przebieg procesu. W przypadku powstawania osuwisk za najbardziej właściwy parametr uznaje się skumulowaną krzywą opadu z wybranego okresu (np. 3 dni, 5 dni itp.), natężenie i czas trwania deszczu. Stosuje się również całą serię kombinacji tych cech, zestawiając je w układzie współrzędnych. Były one różnie definiowane, np. natężenie deszczu lub czas trwania *versus* współczynnik intensywności lub skumulowany opad w wybranym okresie; opad deszczu wywołujący konkretne zdarzenie *versus* średnia roczna suma opadów; suma deszczu poprzedzającego wystąpienie procesu *versus* współczynnik dobowej sumy opadu. Taką metodę wyznaczania wartości progowych zastosowano w wielu pracach (Campbell 1975; Caine 1980; Innes 1983; Moser, Hohensinn 1983; Pomeroy 1984; Cancelli, Nova 1985; Cannon, Ellen 1985; Keefer i in. 1987; Neary, Swift 1987; Wieczorek 1987; Kim i in. 1991; Ceriani i in. 1992; Li, Wang 1992; Wilson i in. 1992; Larsen, Simon 1993; Wilson, Wieczorek, 1995; Terlien 1997, 1998; Crosta 1998; Crozier 1999; Deganutti i in. 2000; Glade i in. 2000; Wieczorek i in. 2000; Marchi i in. 2000; Aleotti 2004; Guzzetti i in. 2004, 2007; Hong i in. 2005; Zezere i in. 2005; Giannecchini 2006).

W odniesieniu do erozji wodnej na stokach użytkowanych rolniczo sytuacja bardziej się komplikuje, gdyż na erozję wodną gleby składa się kilka procesów, których oddzielne badanie nastęrcza dużo trudności. W procedurze wyróżniania wartości progowych za cechy przewodnie, najlepiej charakteryzujące zdolność deszczu do wywołania procesów rozbryzgu, spłukiwania i erozji liniowej przyjęto wskaźnik erozyjności deszczu i spływu powierzchniowego (EI_{30}) [MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹] i jego maksymalne natężenie 30-minutowe (I_{30}) [mm·h⁻¹]. Były one zestawione w układzie współrzędnych w odniesieniu do indywidualnych deszczów wyróżnionych zgodnie z kryterium USLE.

Ogólnie można wyróżnić 2 typy wartości progowych – empiryczne i fizyczne (Aleotti 2004). Wyznaczone tu wartości progowe zaliczono do empirycznych, bo opierają się na relacji statystycznej między opadem (jego cechami) a występowaniem erozji gleby. Podob-

ną metodę wyznaczania wartości progowych w przypadku osuwisk stosowali między innymi: I.A. Campbell (1975), N. Caine (1980), M.C Larsen i A. Simon (1993), M.J. Crozier (1999) i F. Guzzetti i in. (2004).

Zastosowana w pracy metoda jest w gruncie rzeczy bardzo przystępna. Opiera się na prostym modelu: wejście → czarna skrzynka → wyjście. „Wejście” w tym wypadku to opad deszczu (konkretnie jego cechy, takie jak wskaźnik erozyjności (EI_{30}) i maksymalne natężenie 30-minutowe deszczu (I_{30}), a „wyjście” to skutek działania deszczu, czyli wystąpienie erozji wodnej na stoku. Procedurę zastosowano osobno do wszystkich 3 procesów: rozbryzgu, spłukiwania i erozji liniowej. Ilość danych zebranych w terenie była niewystarczająca, aby opracować model fizyczny. Model empiryczny jednak ma większe praktyczne zastosowanie, gdyż w wielu regionach częściej dostępne są dane opadowe, brakuje natomiast danych empirycznych dotyczących natężenia i przebiegu procesów erozyjnych.

W literaturze można też spotkać przypadki definiowania wartości progowych jako wartości minimalnych lub maksymalnych jakiegoś parametru, które potrzebne są do wywołania określonego efektu (White i in. 1996; Reichenbach i in. 1998). Nieco inaczej definiuje wartość progową Michael Crozier (1997), wprowadzając określenie maksymalnej wartości progowej (*maximum threshold*), po przekroczeniu której proces zawsze występuje albo istnieje 100% pewność, że proces wystąpi w dowolnym miejscu i dowolnym czasie.

Termin „maksymalna wartość progowa” sugeruje, że jest też wartość progowa średnia i minimalna. Zdaniem autorki, wartość progowa jest zawsze minimalną wartością dowolnego parametru, traktowanego jako kryterialny, po przekroczeniu którego dochodzi do jakościowej lub ilościowej zmiany w przebiegu procesu. Dlatego lepiej jest używać określenia wartość progowa, po przekroczeniu której ma miejsce np. 100%, 90% albo 80% przypadków erozji itd. Z tego stwierdzenia wynika jeszcze jeden wniosek, że niejednokrotnie publikowane w literaturze wartości, np. wysokości opadu czy natężenia deszczów, po wystąpieniu których stwierdzano wystąpienie procesów erozyjnych, mogły, ale nie zawsze musiały być wartościami progowymi *sensu stricto*. W większości przypadków wartości te były jedynie wartościami parametrów opadu, podczas których zdarzenia erozyjne wystąpiły. Wartość progowa jest natomiast minimalną wartością parametru, po przekroczeniu której proces się rozpoczyna. Uzyskanie takiej informacji nie jest jednak możliwe, jeśli w miejscu wystąpienia zdarzenia nie było urządzeń rejestrujących opad deszczu oraz przebieg i natężenie procesu. Dlatego wyznaczenie wartości progowych na podstawie pomiarów terenowych jest trudne i wymaga dłuższych serii pomiarowych. Ponadto wartości progowe są zmiennymi zależnymi od czasu. Dopiero z perspektywy czasu można indywidualnym zdarzeniom nadać ich właściwe znaczenie, czyli określić rolę, jaką odegrały w kształtowaniu rzeźby.

Deszcze poprzedzające odgrywają również dużą rolę w inicjowaniu procesów erozyjnych i wpływają na wartości progowe opadu, zmieniają bowiem warunki wyjściowe podczas następujących po nich kolejnych deszczach. Dotyczy to nie tylko nasycenia gruntu, wodą (wilgotności), ale również zmiany powierzchni gruntu polegającej na zaskorupieniu jej przez rozbryzg, powstaniu mikrożłobin, które ułatwiają późniejszą erozję liniową itp.

Wyznaczanie wartości progowych na podstawie ciągów danych empirycznych opad-skutek, pozwala na zmianę wartości progowych w miarę zdobywania nowych danych. Zwykle wartość ta ulega obniżeniu, jeśli konsekwentnie jest przestrzegana zasada, że wartość progowa jest wartością najniższą parametru opadu i że po jej przekroczeniu zawsze następuje zmiana.

W poszukiwaniu wartości progowych na podstawie danych empirycznych pytanie powinno być postawione następująco: *Jaka jest najniższa wartość (wartość progowa) parametru opadów deszczu (należy sprecyzować o jaki parametr chodzi), po przekroczeniu której następuje....* Druga część zdania wymaga uściślenia, np. *zawsze (w 100% przypadków) wystąpi rozbryzg / splukiwanie / erozja linijna lub w 90% przypadków wystąpi rozbryzg / splukiwanie / erozja linijna, lub w 75% albo 50% przypadków wystąpi rozbryzg / splukiwanie / erozja linijna*. Ponadto drugą część zdania można rozbudowywać przez określenie kolejnych warunków, np. dotyczących użytkowania ziemi (np. *na polach utrzymywanych w czarnym ugorze lub łące, uprawach ziemniaków, buraków, kukurydzy, pszenicy itp.*), nachylenia i długości stoku, typu gleby, wilgotności gruntu, stanu okrywy roślinnej itp.

Im więcej kryteriów i wariantów, tym bardziej szczegółowe będą odpowiedzi i łatwiej będzie określić uniwersalną wartość progową procesów erozyjnych na stokach użytkowanych rolniczo. Cały ten układ jest nieustannie modyfikowany przez czynniki przyrodnicze, w wyniku czego kolejne zdarzenia mogą zmienić uzyskaną wartość. Oznacza to, że wartości progowe parametrów deszczu są wartościami dynamicznymi, a znana ich wielkość zmienia się w czasie w miarę zdobywania nowych danych empirycznych.

Wartość progowa parametrów deszczu, po przekroczeniu której dochodzi do erozji wodnej na stoku, jest obiektywnie istniejącą wartością, której nie da się wyznaczyć *a priori*. Jej wyznaczenie wymaga monitoringu opadów i procesów erozyjnych zgodnie z procedurą opracowaną na użytek konkretnych badań i powszechnie przyjętą metodyką pomiarów. Wyznaczenie wartości progowych jest możliwe również na podstawie badań laboratoryjnych, jednak uzyskane wyniki wymagają zweryfikowania badaniami terenowymi.

Wyznaczone *a posteriori* na podstawie równoczesnego monitoringu erozji wodnej i opadów wartości progowe parametrów deszczu pozwalają odtworzyć „wstecz” częstość zdarzeń erozyjnych o określonej skuteczności już tylko na podstawie istniejących serii pomiarowych opadów. Takie odtworzenie pozwala na określenie prawdopodobieństwa wystąpienia i przewyższenia procesów erozyjnych na stokach na danym obszarze.

Zaproponowana metoda wyznaczania wartości progowych stanowi swoisty wzorzec, w którym wartości progowe wybranych parametrów deszczu mogą się zmieniać w miarę powiększania i weryfikowania empirycznej bazy danych. Jeśli wartość progowa zostanie zdefiniowana jako najniższa wartość wybranego parametru, po przekroczeniu którego zawsze dojdzie do wystąpienia zdarzenia, wartość progowa może zarówno się zwiększyć, jak i obniżyć. Jeśli wartość progową zdefiniujemy jako najniższą wartość parametru, po przekroczeniu której np. w 90% (lub 75%, 50% itp.) przypadków dojdzie do wystąpienia zdarzenia, wartość progowa może przez długi czas utrzymywać się na tym samym poziomie. Stosując taką procedurę, można wyznaczyć pewien przedział wartości parametrów deszczu, który można ograniczyć zarówno „z dołu” jak i „z góry”. Poniżej dolnej wartości progowej proces nie wystąpi nigdy (prawdopodobieństwo = 0), powyżej wartości górnej wystąpi zawsze (prawdopodobieństwo = 1), a zakres między tymi wartościami jest domeną występowania procesów erozyjnych z różnym prawdopodobieństwem.

Opracowana metoda nie jest dogmatyczna. Dopuszcza wielość kryteriów wyróżniania i interpretacji wartości progowych, co świadczy o jej uniwersalizmie. Zastosowane w konkretnej sytuacji kryterium i późniejsza interpretacja roli zdarzeń erozyjnych zależy od celu badań oraz lokalnych czynników wpływających na wystąpienie i natężenie erozji, takich jak: rzeźba terenu, użytkowanie ziemi czy klimat. Dlatego opracowana metoda może być stosowana w różnych regionach i w różnych strefach klimatycznych.

Dotychczasowe badania terenowe prowadzone w różnych regionach i strefach klimatycznych (Morgan 1980; Boardman, Hazelden 1986; Reed 1986; Boardman, Spivey 1987; Boardman 1990; Evans 1990a, b, 1993; Chambers, Garwood 2000) uwzględniały również zagadnienie wartości progowych wystąpienia erozji wodnej na stokach użytkowanych rolniczo, jednak w porównaniu do innych procesów, np. ruchów masowych, zagadnienie to jest nadal stosunkowo słabo rozpracowane. Wynika to głównie z trudności metodycznych pomiaru i braku wystarczająco długich i jednorodnych ciągów danych empirycznych.

Pomiary terenowe rozbryzgu były prowadzone w okresach o różnej długości, co pozwalało uzyskać uśrednione wartości ilości przemieszczanego materiału glebowego (por. Rejman 2006; Szewrański 2009; Szpikowski 2010), uniemożliwiało jednak wyznaczenie wartości progowych. Już w latach 1980. zwracano uwagę na istnienie wartości granicznych energii kinetycznej deszczu umożliwiającej wystąpienie rozbryzgu, jednak pierwsze wartości graniczne podawano na podstawie badań z symulatorem deszczu (Park i in. 1982; Sharma i in. 1991, 1995). Wartości progowe wyróżnione na podstawie badań terenowych wciąż należą do rzadkości (Kneale 1982; Rejman 2002, 2006; Szpikowski 2001, 2010). Najczęściej stosowanymi parametrami, na podstawie których określano wartości progowe rozbryzgu, były energia kinetyczna (Sharma i in. 1991, 1995) i natężenie deszczu (Kneale 1982; Rejman 2002, 2006; Szpikowski 2001, 2010). Podawane w literaturze przez różnych autorów wartości wynoszą 0,10–0,62 J·m⁻²·min⁻¹ dla różnych typów gleb, co odpowiada średnicy kropli deszczu od 1,1 do 3,1 mm i natężeniu deszczu od 0,7 do 3,3 mm·h⁻¹ (Sharma i in. 1995), 5,5 mm·h⁻¹ (Kneale 1982) i 0,1 mm·h⁻¹ dla piasków gliniastych (Szpikowski 2001) oraz 0,19 J·m⁻²·min⁻¹, co odpowiada natężeniu deszczu 1,2 mm·h⁻¹ (Rejman 2006). W niniejszej pracy przedstawiono wyniki 3-letnich pomiarów terenowych rozbryzgu w skali pojedynczych zdarzeń i dopiero na tej podstawie wyznaczono wartości progowe.

Wyznaczenie wartości progowych wystąpienia spłukiwania na podstawie badań terenowych również nie jest proste, a w literaturze przedmiotu można znaleźć nieliczne przykłady. Podstawowa trudność polega na tym, że badania były prowadzone na różnej wielkości poletkach doświadczalnych, a główny cel badań polegał na określeniu całkowitej masy przemieszczonej przez spłukiwanie gleby w danym okresie (np. w miesiącach, sezonach, półroczach czy latach). Badania roli pojedynczych zdarzeń w dalszym ciągu należą do rzadkości (Świąchowicz 1998, 2000, 2002a, 2006, 2010a; Gil 1999, 2009; Smolska 2010b). Ponadto badania na poletkach doświadczalnych w większości przypadków nie dawały odpowiedzi na pytanie, jaka masa materiału glebowego została przemieszczona przez rozbryzg, jaka spłukana przez wodę (*interrill erosion*), a jaka pochodziła z rozcięć liniowych (*rill erosion*). Dlatego wyznaczenie wartości progowych wystąpienia spłukiwania było zawsze problematyczne.

Na przykład w Polsce występowanie oraz natężenie spłukiwania i erozji liniowej wiązano z występowaniem różnych typów opadów: krótkotrwałych burzowych, opadów ulewnych i deszczu rozlewnych (Gil, Starkel 1979; Gil 1986, 1999, 2009). Liczne prace przedstawiające wyniki pomiarów spłukiwania prowadzonych na Stacji IGIPZ PAN w Szymbarku wskazują na duże zróżnicowanie natężenia spłukiwania w zależności od typu opadów, przy czym najbardziej są akcentowane średnie natężenie deszczu i jego wysokość (Gil 1976, 1986, 1998, 1999, 2009). Ponadto cytowany autor (Gil 1999, 2009), na podstawie rocznych uśrednionych wyników pomiaru spływu powierzchniowego i spłukiwania z różnych rodzajów użytków w wieloleciu 1980–1990, podaje zależności spływu powierzchniowego oraz spłukiwania od opadu (bez rozróżniania na rozbryzg, erozję zło-

binową i międzyżłobinową). Zależności te na różnie użytkowanych powierzchniach opisują różne równania (liniowe, potęgowe, wielomiany), o różnych współczynnikach determinacji. Autor podkreśla, że masa spłukanego materiału glebowego w większym stopniu zależy od wielkości spływu powierzchniowego aniżeli od wysokości opadów (Gil 1999).

Z kolei L. Starkel (1986, 1996) wyróżnia 3 typy opadów decydujące o rodzaju i natężeniu procesów stokowych i fluwialnych: krótkotrwałe ulewy lokalne (o natężeniu $1-3 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$), które uruchamiają intensywne spłukiwanie i spływy glebowe; opady rozlewne ($150-400 \text{ mm}$ w ciągu $2-5$ dni), które prowadzą do tworzenia osuwisk ziemnych, powodzi i przekształceń koryt rzecznych oraz akumulacji na równinach zalewowych; pory deszczowe o opadach miesięcznych $100-500 \text{ mm}$, które powodują głęboką infiltrację podłoża i powstawanie osuwisk skalnych.

Uzyskane przez autorkę wyniki badań wskazują, że typ opadu nie zawsze jest gwarantem wystąpienia procesu, dlatego w każdej z wymienionych kategorii opadu można wskazać wartości progowe parametru deszczu, po przekroczeniu których zachodzi erozja wodna gleby na stokach użytkowanych rolniczo.

Wystąpienie erozji liniowej (żłobinowej i efemerycznej erozji wąwozowej) jest dobrym przykładem ilustrującym mechanizm przekraczania nie tylko wartości progowych deszczu, ale również wartości progowych hydraulicznych, topograficznych, glebowych oraz związanych z użytkowaniem ziemi (Horton 1945; Poesen i in. 2003). Po przekroczeniu pewnej wartości progowej dochodzi do powstania erozji żłobinowej (*rill erosion*), ale tylko niektóre żłobiny przekształcają się w efemeryczne wąwozy. Podawane w literaturze wartości progowe opadu niezbędne do wystąpienia erozji liniowej opierają się najczęściej na takich parametrach, jak wysokość (warstwa) pojedynczego deszczu, suma dobowo opadu i średnie natężenie. Jak wskazują liczne pomiary prowadzone w różnych regionach i strefach klimatycznych, wartości te są niewiele wyższe, niż te potrzebne do powstania żłobin (*rills*) w obszarach użytkowanych rolniczo w przypadku żłobin wartość progowa opadu dla pojedynczego zdarzenia wynosi $7,6 < P < 25 \text{ mm}$ (Evans, Nordcliff 1978; Reed 1979; Evans 1980, 1981; Morgan 1980; Speirs, Frost 1985; Chambers i in. 1992; Turkelboom 1999 za Poesen i in 2003), dla dobowych sum opadu $7,5 < P_d < 20 \text{ mm}$ (Evans, Nordcliff 1978; Speirs, Frost 1985; Chambers i in. 1992; Turkelboom 1999 za Poesen i in 2003) oraz średniego natężenia $1 < P_i < 4 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (Reed 1979; Morgan 1980; Chambers i in. 1992). W przypadku efemerycznych wąwozów wartości są nieznacznie wyższe i wynoszą dla pojedynczego zdarzenia $7,6 < P < 25 \text{ mm}$ (Schnabel, Gomez 1993; Casali i in. 1999; Vandekerckhove i in. 2000), dla dobowych sum opadu $P_d = 18 \text{ mm}$ (Nachtergaele 2001 za Poesen i in. 2003), a dla maksymalnego natężenia 30-minutowego $I_{30} = 33 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (Schnabel, Gomez 1993).

Wielokrotnie zwracano uwagę, że nie ma istotnych różnic między wartościami progowymi opadu prowadzącego do powstawania żłobin (*rills*), efemerycznych wąwozów (*ephemeral gully*) i wąwozów (Poesen i in. 2003; Vanwalleghem i in. 2005), co wskazywałoby na to, że o powstaniu tych form w większym stopniu decydują inne czynniki, takie jak długość stoków, stopień okrycia powierzchni przez roślinność, zerodowanie poziomu Bt itp. Nie potrzeba więc ekstremalnych opadów, by powstały głębokie rozcięcia. Opady deszczu zmieniają się sezonowo, zatem i sezonowo zmieniają się skutki tych opadów. W czasie półrocza letniego rozcięcia liniowe są mniej widoczne, bo są ukryte pod roślinnością, np. na polach rzepaku. Dlatego też zwykle są płytsze i szersze. Formy te powstają głównie podczas spływu typu hortonowskiego, w mniejszym stopniu podczas spływu

nasyconego oraz częściej tworzą się w osiach dolin nieckowatych niż na ich zboczach (Vanwalleghem i in. 2005).

Osobnym zagadnieniem jest określenie roli poszczególnych zdarzeń w przekształcaniu podsystemu stokowego. Uwzględniając skalę czasu, w funkcjonowaniu systemu można wydzielić na przemian występujące procesy ekstremalne (katastrofalne) i sekularne (Starkel 1972b, 1976, 1979b, 1986; Selby 1974). Procesy sekularne cechuje małe natężenie, długi czas trwania, a skutki ich działania widoczne są po upływie długiego czasu (setki, tysiące lat) (Maruszczak 1986; Starkel 1986)

Erozja wodna gleby, mierzona całkowitą masą przemieszczanego na stoku materiału glebowego, niezależnie od tego, czy wywołał ją rozbryzg, splukiwanie czy erozja liniowa, osiąga wartości ekstremalne (skrajne). Wartości ekstremalne może osiągać również każdy z osobna proces składający się na erozję wodną gleby. Na podstawie długich serii pomiarowych można podać wartość najniższą (minimalną) natężenia procesu i najwyższą (maksymalną). Jest to najprostszy sposób pozwalający na identyfikację zdarzeń ekstremalnych przez wyróżnienie ekstremów absolutnych (absolutne maksimum i minimum), jakie zostały stwierdzone na danym obszarze w określonym czasie. Zredukowanie liczby przypadków, w skrajnych sytuacjach do zaledwie dwóch, nadmiernie zawęża określenie roli tych zdarzeń w przekształcaniu rzeźby. Dlatego zwykle za zdarzenia ekstremalne uznaje się te, które występują rzadko, wyjątkowo czy wręcz incydentalnie, a natężenie procesu jest zbliżone do wartości absolutnych lub osiąga wartości powyżej pewnej wartości progowej.

W literaturze meteorologicznej i hydrologicznej występuje duża różnorodność w definiowaniu zdarzeń ekstremalnych (Chomicz 1951; Kiciński i in. 1974; Wit-Józwiak 1977; Cebulak 1992a, b, 1998–1999; Ozga-Zielińska, Brzeziński 1994; Mrugała 1997; Twardosz 1997, 2000; Cebulak, Niedźwiedz 1998; Pociask-Karteczka 2003; *Zasady...* 2005, Jokieli 2008; Zwoliński 2008). Podstawowym i najczęściej stosowanym kryterium wyróżniania zdarzeń ekstremalnych jest prawdopodobieństwo przewyższenia (przekroczenia) i okres powtarzalności zdarzenia. Zwykle przyjmowane jest prawdopodobieństwo przekroczenia mniejsze niż 10%, czyli kiedy okres powtarzalności wynosi raz na 10 lat. Konkretna wartość progowa (np. wysokości opadu, natężenia przepływu itp.) w tej sytuacji nie jest wartością stałą, lecz zmienia się w zależności od cech obszaru i długości serii pomiarowej.

W polskiej literaturze geomorfologicznej brak jest jednolitych kryteriów wyróżniania procesów ekstremalnych, zwłaszcza w odniesieniu do erozji gleby (Starkel 1986, 1996, 2002a, b, 2003; Kostrzewski i in. 1992; Teisseyre 1992, 1994; Józefaciuk, Józefaciuk 1995; Rodzik i in. 1998; Starkel (red.) 1998; Świąchowicz 2002; Rejman 2006; Jancki 2007; Florek 2008; Smolska 2008; Zwoliński 2008; Demczuk 2009a; Gil 2009; Janicki i in. 2010). Za ekstremalne zjawiska geomorfologiczne uznaje się każdy proces, który przez swoje duże natężenie albo czas trwania prowadzi do usuwania przemieszczania (transportu) oraz depozycji dużych ilości materiału mineralnego i wywołuje istotne zmiany w ukształtowaniu terenu (Starkel 1996; Jania, Zwoliński 2011). Zdaniem L. Starkla (1996) tylko one prowadzą w warunkach naturalnych do powstania zupełnie nowych form rzeźby.

Zwykle ekstremalne procesy geomorfologiczne są skutkiem ekstremalnych zdarzeń meteorologicznych i hydrologicznych. Dla geomorfologa najistotniejsze są skutki działania procesów, gdyż prowadzą one do zmian w rzeźbie terenu. Dlatego też w badaniach geomorfologicznych ważne jest określenie zarówno wartości progowych wystąpienia procesu (w odniesieniu do procesów epizodycznych i okresowych), jak i wartości progowych

natężenia procesu, po przekroczeniu których zdarzenie możemy uznać za ekstremalne w swojej kategorii.

Brak odpowiednio długich ciągów pomiarowych spłukiwania w różnych regionach Karpat i standaryzacji metod pomiaru utrudnia określenie częstości zdarzeń, ich powtarzalności, a tym samym ustalenie ilościowych kryteriów wyróżniania ekstremalnych zdarzeń spłukiwania i erozji liniowej w skali całych Karpat. Do tej pory brakuje danych dotyczących natężenia spłukiwania w wielu regionach, z uwzględnieniem różnych form użytkowania, znacznie częściej natomiast opisywano skutki opadów określanych jako ekstremalne (Starkel 1986, 1996; Gil 2009; Świąchowicz 2009).

W dotychczasowej literaturze geomorfologicznej najczęściej stosowanym kryterium wyróżniania zdarzeń spłukiwania o ekstremalnym natężeniu był typ i parametry deszczu, który zainicjował powstanie widocznych i nieodwracalnych skutków, polegających na utowrzeniu nowych form rzeźby terenu lub znacznym przeobrażeniu już istniejących, a proces swym działaniem obejmował duży obszar. Zakładano, że skutki ekstremalnych zdarzeń opadowych (m. in. spłukiwanie na stokach użytkowanych rolniczo) są również ekstremalne (Gil, Starkel 1979; Starkel 1986, 1996, 2002, 2008; Froehlich, Starkel 1987; Gil 1998, Świąchowicz 2004, 2008b; Długosz, Gębica 2008). Nie stosowano natomiast kryteriów ilościowych przez podanie wartości granicznej, np. natężenia spłukiwania [$\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$], parametrów żłobin erozyjnych (długości [m], głębokości [m], objętości [m^3], gęstości [$\text{m}\cdot\text{ha}^{-1}$]). Wynikało to głównie z braku danych ilościowych pochodzących z monitoringu zdarzeń o ponadprzeciętnym natężeniu.

Rolę pojedynczych zdarzeń spłukiwania w odprowadzaniu gleby ze stoków oceniano zwykle na podstawie porównania efektywności erozyjnej zdarzeń z ich częstością. Wczesniejsze badania spłukiwania na poletkach doświadczalnych w rejonie Łazów w latach 1989–1990 wykazały, że nie zawsze największe zdarzenia opadowe miały największy udział w odprowadzaniu materiału ze stoku (Świąchowicz 2000a, 2002c). Ekstremalne zdarzenia spłukiwania identyfikowano również na podstawie skutków. Zaliczano do nich te zdarzenia, które powodowały powszechne spłukiwanie w całym profilu podłużnym niektórych bądź wszystkich stoków w zlewni. Podczas takich zdarzeń zwykle dochodziło do powstania głębokich żłobin lub epizodycznych koryt. Materiał ze stoków był akumulowany w obrębie równin podstokowych lub w dnie doliny w postaci stożków deluwalnych, co prowadziło do podniesienia dna doliny (Świąchowicz 2002c).

Pierwsze i jak dotąd jedyne opracowanie, w którym podano kryteria wyróżniania i ekstremalne wartości spłukiwania na rolniczo użytkowanych stokach Pogorza i Beskidów, jest oparta na danych pochodzących z 30-letniej serii pomiarowej spłukiwania uzyskanej na poletkach doświadczalnych na Stacji IGiPZ PAN w Szymbarku (Gil 2009). Za podstawowe kryterium zdarzenia ekstremalnego przyjęto wielkość spłukiwania w relacji do wydajności i natężenia opadów. Ekstremalne wartości spłukiwania zostały podane dla upraw ziemniaków, zarówno w przypadku pojedynczych zdarzeń spłukiwania, jak i w roku hydrologicznym w okresie 1969–2000. Za ekstremalne uznano te pojedyncze zdarzenia, podczas których spłukiwanie przekroczyło $20 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$. W okresie 30 lat badań wyróżniono 21 takich zdarzeń, o powtarzalności 1 raz na 3,6 lat. Za ekstremalne spłukiwanie obejmujące rok hydrologiczny uznano spłukiwanie przekraczające $48 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ i o powtarzalności 1 raz na 8 lat. W okresie badań wyróżniono 11 lat hydrologicznych, w których roczne spłukiwanie przekroczyło tę wartość (Gil 2009).

Erozja gleby prowadzi do nieodwracalnych strat gleby na stokach i nadbudowywania den dolin. Skutkuje to w dłuższych jednostkach czasu podniesieniem się den dolin obniżeniem powierzchni stoków, zmianą ich nachyleń i wydłużaniem podnóży. Jest to efektem wielu zdarzeń. Zarówno tych o wysokiej energii, jak i tych, które mają mniejsze natężenie, występują stosunkowo często, ale ich skutki nie są tak widoczne i przez to trudne do oszacowania na dużych powierzchniach. Zachodzi zatem pytanie, które z tych zdarzeń odgrywają większą rolę w przekształceniu obszarów rolniczych w dłuższych jednostkach czasu. Czy procesy spłukiwania o stosunkowo niewielkiej skuteczności, ale zdarzające się częściej (sekularne) czy te spektakularne będące skutkiem działania procesów o wysokiej energii (ekstremalne). W umiarkowanej strefie klimatycznej spłukiwanie może zachodzić w ciągu całego roku, ale częściej zdarza się w półroczu letnim, zwłaszcza w czerwcu i lipcu. Uzyskane wyniki na poletku z czarnym ugiem wskazują, że procesy erozyjne zachodzące podczas deszczów wyróżnionych zgodnie z kryterium USLE są bardziej skuteczne. Prawie każdy potencjalnie erozyjny deszcz wywołał spłukiwanie i podczas tych zdarzeń zostało odprowadzone z poletka 82,3% całkowitego materiału. Deszczów niespełniających kryterium np. o wysokości od 5 do 12,7 mm było w roku 13, tylko 7 z nich spowodowało spłukiwanie, a podczas ich trwania zostało odprowadzone 17,7% całkowitego materiału glebowego (Święchowicz 2011b). W roku 2009 wśród deszczów erozyjnych zgodnie z USLE najbardziej skuteczne były 2 deszcze o największym natężeniu 30-minutowym. Podczas ich trwania została zerodowana większość materiału glebowego. W latach 2007–2009 to właśnie zdarzenia największe odznaczały się największą skutecznością erozyjną. Jednak zbyt krótki okres badań nie pozwala na właściwą ocenę roli zdarzeń sekularnych i ekstremalnych.

Porównanie roli procesów ekstremalnych i sekularnych byłoby możliwe, gdyby zostały precyzyjnie określone kryteria wyróżniania tych procesów oraz istniały odpowiednie długie ciągi danych empirycznych dokumentujących wystąpienie procesów erozyjnych na danym obszarze. Proces spłukiwania wywołany przez opady deszczu jest procesem epizodycznym występującym rzadko i z reguły trwającym krótko. Istnieje jednak zasadnicza różnica pomiędzy spłukiwaniem spowodowanym przez deszcze różniące się czasem trwania. Mogą się one charakteryzować podobną wartością wskaźnika erozyjności, a różnić maksymalnym natężeniem 30-minutowym. Jeśli natężenie jest małe są to deszcze rozlewne, a proces spłukiwania trwa znacznie dłużej i charakteryzuje się dużo mniejszą skutecznością.

Należy zwrócić uwagę, że w geomorfologii przymiotnik *epizodyczny* ma trochę inne znaczenie niż w dosłownym tłumaczeniu greckiego słowa *episódion* i w potocznym jego rozumieniu. *Epizod* bowiem to zajście wypadku, zwykle małej wagi, nie wywierające wpływu na całość jakiegoś wydarzenia, a *epizodyczny* to uboczny, nie związany z całością, występujący nieregularnie, przygodny, mający małe znaczenie (*Nowy Słownik Języka Polskiego* 2002).

Kiedy w pracy używane jest określenie epizodyczny, raczej podkreśla ono nie czas trwania lecz nieregularność wystąpienia procesu. Autorce bliższe jest postrzeganie spłukiwania jako procesu „z natury” epizodycznego, bo jego pojawienie się (niezależnie od przyczyny) jest nieregularne i spowodowane wystąpieniem deszczu (letnie półrocze hydrologiczne), opadu deszczu i/lub śniegu (zimowe półrocze hydrologiczne) lub roztopów (zimowe półrocze hydrologiczne).

Oszacowanie natężenia erozji w dłuższych okresach możliwe jest też na podstawie rekonstrukcji budowy profilu glebowego albo na podstawie analizy miąższości osadów deluwialnych u podnóży stoków i osadów powodziowych w dnach dolin. Jednak w obu przypadkach bez poznania mechanizmu, częstości występowania oraz natężenia procesów erozyjnych na stokach użytkowanych rolniczo, interpretacja osadów w profilach glebowych i geologicznych oraz szacowanie erozji na tej podstawie, może być obciążone dużym błędem (Śnieżko 1997). Zdarzenia erozyjne w zlewni występują niesynchronicznie. Proces spłukiwania bardzo rzadko obejmuje całą powierzchnię zlewni. Związane jest to głównie z jej użytkowaniem i stanem okrywy roślinnej. W związku z tym zdarzenia najczęściej występują lokalnie, a zerodowany materiał jest deponowany w wybranych miejscach w obrębie lub u podnóża stoku. Kolejne deszcze, zwłaszcza jeśli zmieni się rodzaj upraw prowadzą do akumulacji w innych. Pokrywy deluwialne tworzą się w rzeczywistości znacznie dłużej niż wynikałoby to z tempa przyrostu osadów w pojedynczych profilach geologicznych. Analiza osadów nie uwzględnia również materiału odprowadzonego poza zlewnię. Wyznaczenie wartości progowych wystąpienia oraz natężenia procesów pozwala na ocenę ich skuteczności, a tym samym ułatwia określenie roli, jaką pełnią one w przekształcaniu rzeźby stoków i den dolin na obszarach użytkowanych rolniczo. Ułatwi to również interpretację osadów w profilach geologicznych.

Innym ważnym, choć rzadko uwzględnianym aspektem w badaniach erozji wodnej na stokach, jest przestrzenne zróżnicowanie opadów i tym samym geomorfologicznych skutków ich działania (Starkel 2011). Bez tego trudno jest należycie ocenić masę przemieszczonego materiału glebowego. W literaturze geomorfologicznej nie ma przykładów opracowań, w których byłyby zbilansowane skutki erozji wodnej gleby na całym obszarze objętym opadem deszczu. Powierzchnia zlewni Dworskiego Potoku jest niewielka. Poletka doświadczalne i posterunek meteorologiczny są położone bardzo blisko siebie, dlatego w tym przypadku nie ma wątpliwości co do wiarygodności uzyskanych wyników i wyznaczonych wartości progowych.

Wartości progowe parametrów deszczu mogą się zmieniać w sytuacji, kiedy zdarzenia występują po sobie w krótkich odstępach czasu. W sezonie często następuje powtarzanie erozji w tym samym miejscu, choć z różnym natężeniem. Uzależnione jest to od użytkowania pól i stanu okrywy roślinnej. Jak wykazały badania skuteczność erozyjna deszczów (nawet tych o dużym natężeniu) w pełni sezonu wegetacyjnego może być mniejsza niż na jego początku. Związane jest to np. ze stanem okrywy roślinnej lub osłonięciem poziomu Bt w istniejących już formach (zob. rozdz. 5.4.2). Na podstawie badań w 2009 r. stwierdzono, że jeśli podczas pierwszego zdarzenia dochodziło do powstania żłobin, to każdy kolejny deszcz, nawet o niewielkim wskaźniku erozyjności wywoływał erozję, gdyż istniejące już żłobiny ułatwiały skoncentrowany spływ wody. Ponadto spłukiwanie dodatkowo ułatwiała duża wilgotność gruntu. Jednak skuteczność procesu była wówczas niewielka. Jeśli deszcz był bardzo silny, to skutki erozji były wielokrotnie. Dochodziło do pogłębiania i poszerzania istniejących żłobin i powstawania nowych. Jeśli po zdarzeniu erozyjnym spulchniano i wyrównywano powierzchnię gleby na poletku, następujące w krótkim odstępie czasu deszcze o małej erozyjności i natężeniu nie wywoływały już erozji. Jeśli natomiast deszcz był silny erozja gleby była duża i zwykle wiązała się z powstaniem żłobin.

Zdarzenia erozji wodnej mogą wystąpić również w półroczu zimowym. Są wtedy spowodowane tajaniem śniegu w okresie roztopów lub odwilży śródzimowych. Mogą też być spowodowane opadami deszczu. Z tego względu wyznaczenie wartości progowych para-

metrów opadu, zwłaszcza że są to głównie opady śniegu, a zmagazynowana w nich woda jest uwalniana dopiero podczas roztopów, wymaga zupełnie innych procedur. Podobnie jak wyjaśnienie wpływu typu zimy na nasilenie erozji gleby podczas roztopów wiosennych, jeżeli topnienie pokrywy śniegu jest wspomagane przez opady deszczu o zbliżonych charakterystykach. Badania rozbryzgu prowadzono głównie w półroczu letnim. Baza danych dotycząca półrocza zimowego jest niewielka, obejmuje jedynie pojedyncze przypadki zdarzeń tylko z okresu kiedy funkcjonował pluwiograf. Pomiary spłukiwania prowadzono przez cały rok hydrologiczny, jednak zdarzeń erozyjnych na poletkach doświadczalnych w półroczu zimowym zarejestrowano niewiele, a ich skuteczność erozyjna była niewielka (Święchowicz 2010b). Nie zarejestrowano też w zlewni Dworskiego Potoku przypadków erozji liniowej ani efemerycznej erozji wąwozowej. Trudno na tej podstawie ocenić znaczenie erozji wodnej, a zwłaszcza opadów deszczu w jej przebiegu, czy też rolę deszczu w procesie topnienia śniegu. Wymaga to dalszych badań. W półroczu zimowym większość pól jest pozbawiona ochronnej okrywy roślinnej lub okryta słabo ukrzewionymi oziminami, co sprawia, że rozbryzg potencjalnie może wystąpić na dużo większych powierzchniach stoków (zwłaszcza późną jesienią i wczesną wiosną). Jednak częstość występowania opadów deszczowych, oraz takie ich parametry jak suma, czas trwania i natężenie są dużo mniejsze niż w półroczu letnim. Równie trudne na tym etapie badań jest wyjaśnienie roli zdarzeń spłukiwania wywołanego odwilżami śródzimowymi lub roztopami wiosennymi, jeżeli topnienie pokrywy śniegu jest wspomagane przez opady deszczu. Badania prowadzone w Szymbarku wskazują na dużą skuteczność erozyjną spłukiwania podczas roztopów typu adwekcyjnego często połączonych z opadami deszczu (Gil 1999). Deszcz pełni wtedy podwójną rolę polegającą zarówno na przyśpieszaniu topnienia śniegu, jak i dostarczeniu wody wzmagającej natężenie procesów erozyjnych. Skuteczność procesów erozyjnych zainicjowanych opadami deszczu w półroczu letnim uzależniona jest pośrednio od wilgotności i termiki półrocza zimowego. Typ zimy, zwłaszcza grubość pokrywy śnieżnej i charakter roztopów, wpływa na poziom wód gruntowych, od którego zależy nasycenie wodą powierzchniowej warstwy gleby, a zatem jej zdolność wchłaniania i zatrzymywania wody w glebie.

Osobnym zagadnieniem jest wyznaczenie wartości progowych procesów erozyjnych w korycie potoku. Przedstawione w pracy potencjalne warianty związku między transportem materiału glebowego przez wodę w dół stoku a możliwością jego dostawy do koryta potoku wskazują, że bardzo rzadko dochodzi do współdziałania procesów stokowych i fluwialnych w odprowadzaniu tego materiału poza zlewnię (III próg dostawy).

W większości przypadków materiał transportowany przez potok podczas wezbrań pochodzi z koryta potoku i jest uruchamiany w pierwszej fazie wezbrania często przed kulminacją lub w jej trakcie (Krzemiń, Święchowicz 1992). Materiał dostępny do transportu szybko się wyczerpuje. Dlatego jeśli wezbrania o podobnych parametrach występują bezpośrednio po sobie, w sytuacji braku dostawy ze stoków lub dróg polnych, ładunek zawieszony odprowadzany przez potok jest mniejszy. Jedynie wezbrania o zdecydowanie większym przepływie w wyniku erozji bocznej i dennej są w stanie transportować duże ilości zawiesziny. Wartości progowe przepływu w korycie muszą być więc większe. Potwierdzałoby to prawidłowości stwierdzane również w ciekach beskidzkich (Froehlich 1995, 1998, 2006).

W ostatnich kilkudziesięciu latach obserwuje się wzrost zainteresowania rolą zjawisk ekstremalnych w funkcjonowaniu systemów geomorficznych oraz wartościami progowy-

mi, ale trudno też nie zgodzić się z opinią L. Starkla (2011), że terminy te są często nadużywane. Zdaniem autorki precyzyjne zdefiniowanie wartości progowych ma znaczenie kluczowe przy wyjaśnianiu mechanizmu procesów erozyjnych w przekształcaniu rzeźby terenu. Wartości progowe są zawsze wartościami kryterialnymi i dopiero ściśle ich określenie umożliwia wyróżnienie wartości oraz późniejszą właściwą interpretację roli procesów w rozwoju rzeźby.

Wartości progowe wystąpienia i natężenia procesów są zmienne i zróżnicowane na różnych obszarach, w zależności od cech podłoża, użytkowania terenu i klimatu, ale zawsze wartość ta może być w sposób empiryczny wyznaczona dla danego obszaru. Wymaga to jednak monitoringu zarówno opadów, jak i wywołanych nimi procesów. Wartości te mogą się zmieniać, co zależy od długości serii obserwacyjnej i tego, w jakim okresie są prowadzone pomiary (np. lata ze zdarzeniami ekstremalnymi, „średnimi” czy minimalnymi). Koncepcja wartości progowych jest więc otwarta, przez co również uniwersalna.

ROZDZIAŁ 9

Podsumowanie

Przeprowadzone badania erozji gleby na Pogórzu Wiśnickim, w jego brzeżnej części zwanej Przedgórzem Brzeskim, pozwoliły na stwierdzenie w tym regionie następujących prawidłowości:

1. Okresy stabilności i transformacji stoków. Dynamika procesów erozyjnych w półroczu letnim na stokach użytkowanych rolniczo jest uwarunkowana częstością wystąpienia opadów i stanem rozwoju okrywy roślinnej na stokach. Jeśli za miarę stabilności przyjąć czas, kiedy na stokach nie występują procesy erozji wodnej lub jest ona na tyle mało skuteczna, że nie doprowadza do wyraźnych zmian formy, to okazuje się, że przez większą część półrocza letniego stoki są stabilne.

Okres ten można potencjalnie wyróżnić na podstawie liczby dni bez opadu lub z opadem erozyjnie nieskutecznym. W badanym wieloleciu tak wyróżniony okres stabilności trwałby przez blisko 70% dni półrocza letniego. Opad deszczu w rzeczywistości trwał jednak znacznie krócej. Gdyby więc za miarę okresu stabilności przyjąć rzeczywisty czas trwania okresu bezopadowego, to wartość ta wyniosłaby już około 96%. Wiadomo jednak, że nie każdy deszcz wywołuje erozję wodną na stoku. Czas trwania deszczów potencjalnie erozyjnych według kryterium USLE stanowi zaledwie 2%, co oznacza, że potencjalny okres stabilności stoków może utrzymywać się przez 98% czasu trwania półrocza letniego. Dzięki pomiarom empirycznym występowania i natężenia procesów erozji wodnej oraz wyznaczonym na tej podstawie wartościom progowym, rzeczywisty czas trwania okresu stabilności określono jako jeszcze dłuższy, bo wynoszący 99,2% czasu trwania półrocza letniego. Ta ostatnia wartość opiera się na danych uzyskanych na poletku z czarnym ugiem, reprezentującym najbardziej podatne na erozję powierzchnie, których w zlewni

jest najwięcej bezpośrednio po uprawie przedsięwziętej do wystąpienia wzrostu ochronnej okrywy roślinnej. Jest to więc stosunkowo krótki okres, występujący najczęściej w maju i na początku czerwca. Z chwilą wzrostu uprawianych roślin tylko wyjątkowo silne deszcze są w stanie dokonać istotnego przeobrażenia stoków pomimo występującej na nich okrywy roślinnej. Tak więc czas potencjalnej stabilności można jeszcze wydłużyć do 99,7%.

Jednakże to nie okresy stabilności są czasem, który decyduje o zmianach rzeźby stoków, ale krótkie okresy transformacji, w których występuje erozja wodna gleby, a zwłaszcza czas trwania zdarzeń o największej sile i dynamice. Okresy stabilności są jedynie tłem, które pozwala dostrzec i określić rolę procesów geomorficznych w tym krótkim okresie niestabilności. Okresy braku stabilności, które w zależności od przyjętego kryterium stanowiły od 0,3 do 4% badanego wielolecia są najbardziej interesującymi i erozyjnie skutecznymi epizodami w rozwoju stoków w obszarach użytkowanych rolniczo.

Okresy stabilności i transformacji stoków ulegają dynamicznym zmianom sezonowym. Przedstawiony podział roku na okresy stabilności i transformacji jest pewnym uproszczeniem. W rzeczywistości dni z deszczem i bez deszczu mogą występować bezpośrednio po sobie lub w krótkich odstępach czasu. Okresy tzw. posuch, czyli długich ciągów dni bezopadowych, występowały rzadko. Umiarkowaną posuchę zanotowano zaledwie czterokrotnie, natomiast słabe posuchy wielokrotnie (25 razy).

2. Uwarunkowania wystąpienia i dynamiki erozji wodnej na stokach. Deszcze, które wystąpiły w krótkich (0,3–4,0% czasu trwania wielolecia) okresach potencjalnej transformacji stoków, charakteryzują się bardzo zróżnicowaną skutecznością erozyjną. Zależy ona od dwóch grup czynników. Pierwsza to cechy deszczu: jego erozyjność (EI_{30}) i maksymalne natężenie 30-minutowe (I_{30}), a druga to cechy podłoża, na które ten deszcz działa. Przedstawione w pracy prawidłowości odnoszą się do deszczów potencjalnie erozyjnych, które zostały wyróżnione zgodnie z kryterium USLE (wysokość opadu równa lub większa od 12,7 mm oraz przerwa czasowa oddzielająca te deszcze równa co najmniej 6 godzin). Deszczów takich wyróżniono 212, a łączny czas ich trwania to zaledwie 2% czasu półroczy letnich w wieloleciu, co w praktyce przekłada się na 84 dni w wieloleciu, czyli średnio na około 4 w roku.

Najwięcej deszczów wystąpiło w latach wilgotnych (średnio po 12 przypadków), najmniej w latach suchych i bardzo suchych (średnio po 5 przypadków), głównie w lipcu, czerwcu i sierpniu, a najmniej jesienią i wiosną. Częstość wystąpienia deszczów w letnim półroczu była podobna. Najwięcej było ich w półroczach wilgotnych (średnio po 13 przypadków) i wilgotnych (średnio po 12 przypadków), najmniej w latach suchych i bardzo suchych (średnio po 5 przypadków).

Wyróżnione deszcze erozyjne odznaczały się bardzo zróżnicowanym wskaźnikiem erozyjności i maksymalnym natężeniem 30-minutowym. Indywidualna erozyjność deszczów zmieniała się w szerokich granicach, od 2,32 do 3355,4 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹. Najczęściej zdarzały się deszcze o małej erozyjności – do 100 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹, które stanowiły 78,2% wszystkich przypadków. W tej grupie ponad ¾ deszczów stanowiły te, których erozyjność była niewielka (do 50 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹). Erozyjność deszczu przekraczająca 200 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹ (percentyl 90%) jest na progu Pogórza Karpackiego wartością ekstremalną. Zdarzeń takich w wieloleciu było zaledwie 19, średnio 0,8 w roku. Deszcze o EI_{30} większym lub równym 1000 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹ zdarzały się wyjątkowo rzadko. W całym wieloleciu wystąpiły zaledwie dwa takie przypadki. Deszcze o erozyjności do 50 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹ występowały prawie we wszystkich latach hydrologicznych niezależnie od stopnia ich wil-

gotności, a deszcze do $100 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ częściej zdarzały się w latach wilgotnych. Blisko 53% przypadków deszczów powyżej $200 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ było w latach wilgotnych.

O potencjalnym zagrożeniu erozją pól uprawnych decyduje w dużym stopniu sezonowy rozkład występowania deszczów erozyjnych. Zdarzały się one najczęściej w lipcu (24,0% przypadków) i czerwcu (23,0% przypadków). W pozostałych miesiącach ich częstość była bardzo podobna (od 14,0 do 16,0% przypadków), z wyjątkiem października (tylko 6,5% przypadków). Deszcze o małej erozyjności, dochodzącej do $50 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ występowały we wszystkich miesiącach półrocza letniego, do $200 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$, tylko od maja do września. Deszcze o ekstremalnej erozyjności (powyżej $200 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$) zdarzały się wyłącznie w miesiącach letnich, głównie w lipcu i czerwcu.

W obszarach użytkowanych rolniczo erozja wodna gleby zachodzi przede wszystkim przy uprawie ziemniaków, buraków cukrowych, kukurydzy, ale również przy uprawie rzepaku ozimego, zbóż ozimych i międzyplonów, bezpośrednio po konwencjonalnej uprawie przy użyciu pługa. Gleba najbardziej jest narażona na erozję bezpośrednio po uprawie przedsięwziętej, do momentu wzrostu ochronnej okrywy roślinnej. Jeśli więc w tym czasie nastąpią deszcze o wysokim wskaźniku erozyjności lub o wysokim maksymalnym natężeniu 30-minutowym, to skutki erozji będą największe.

3. Wartości progowe wystąpienia erozji wodnej (rozbryzgu, spłukiwania, erozji liniowej i efemerycznej erozji wąwozowej) na stokach o pogórskim typie rzeźby. Największą dynamiką odznacza się erozja wodna podczas deszczów potencjalnie erozyjnych. Każdy z deszczów skutkował rozbryzgiem, część z nich spowodowała spłukiwanie, inne skutkowały erozją liniową, a tylko niektóre powodowały efemeryczną erozję wąwozową.

Wartości progowe parametrów deszczu (wskaźnika erozyjności (EI_{30}) i maksymalnego natężenia 30-minutowego (I_{30}), po przekroczeniu których występuje erozja wodna na stokach użytkowanych rolniczo, są różne w przypadku poszczególnych rodzajów procesów; najniższe są dla rozbryzgu, wyższe dla spłukiwania, następnie erozji liniowej, a najwyższe dla efemerycznej erozji wąwozowej. Rozbryzg występował podczas deszczów o bardzo niskich wartościach obu parametrów. Każdy deszcz potencjalnie erozyjny zawsze wywoływał rozbryzg. Wartość progowa rozbryzgu podczas tych deszczów była więc najniższą wartością spośród realnie występujących i wynosiła odpowiednio dla EI_{30} – $2,3 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub I_{30} – $1,6 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. W okresie badań każdy pojedynczy deszcz wywołał rozbryzg; jednak różna była ich skuteczność erozyjna.

Zdarzenia ekstremalne (wartość percentyla 90%) przeniosły ponad 61% uruchomionej w całym okresie gleby; jednakże 90% materiału zostało przemieszczone podczas deszczów przekraczających próg wynoszący zaledwie $2,8 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $5,0 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Wartości te uzmysławiają, że proces przemieszczania gleby przez rozbryzg dokonuje się podczas wielu zdarzeń, praktycznie podczas każdego deszczu. Różna jest masa przemieszczanej gleby, ale zdarzenia o najwyższej energii nie przenoszą największej ilości materiału. W przypadku rozbryzgu o jego skuteczności decyduje częstość zdarzeń. Im jest ich więcej, tym ilość przemieszczonej na stoku gleby jest większa. W latach wilgotnych najbardziej skuteczne okazały się zdarzenia rozbryzgu podczas deszczów, których wskaźnik erozyjności przekraczał $100 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$, przy równoczesnym maksymalnym natężeniu 30-minutowym deszczu powyżej $15 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$.

Uzyskane wyniki potwierdziły prawidłowości stwierdzone w innych obszarach, że zdarzenia o największej erozyjności, ze względu na zjawisko kompaktacji, nie powodują przemieszczania największej masy gleby.

Proces spływu powierzchniowego i spłukiwania, w odróżnieniu od rozbryzgu, nie występował podczas wszystkich rejestrowanych deszczów. W stosunku do liczby dni z opadem oraz liczby dni z opadem erozyjnym liczba przypadków spłukiwania była zaskakująco niska. W badanym trzyleciu 2007–2009 więcej niż połowa deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE nie wywołała spłukiwania. Wartości progowe deszczu, po przekroczeniu których pojawiało się spłukiwanie, wynosiły odpowiednio: $EI_{30} - 100 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $I_{30} - 20 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ dla zdarzeń o największej skuteczności erozyjnej (NSE) i $EI_{30} - 143 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $I_{30} - 32 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ dla potencjalnie ekstremalnych zdarzeń spłukiwania (PEZS).

W latach 1987–2009 potencjalna łączna liczba zdarzeń erozyjnych o dużej skuteczności mogła wynieść co najmniej 52, natomiast potencjalnie ekstremalnych zdarzeń spłukiwania (percentyl 90%) było 21. W latach suchych i bardzo suchym, których w wieloleciu wyróżniono 5, zdarzyło się 25 deszczów potencjalnie erozyjnych. Za deszcze ekstremalne w tych latach uznano te, które stanowiły 10% wszystkich zdarzeń, co odpowiadało wartości progowej erozyjności deszczu $84,0 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub maksymalnego natężenia 30-minutowego $27,0 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$.

W latach normalnych wystąpiło 10 zdarzeń ekstremalnych, które przekroczyły wartość progową wskaźnika erozyjności deszczu $143 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub maksymalnego natężenia 30-minutowego $32 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$.

W latach wilgotnych było 8 zdarzeń ekstremalnych, które przekroczyły wartość progową wskaźnika erozyjności $233 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub maksymalnego natężenia 30-minutowego $35 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Okres pomiarowy na poletkach według standardów USLE obejmował tylko lata wilgotne, w których łącznie najwyższą skutecznością erozyjną odznaczały się deszcze, które przekroczyły wartość progową wskaźnika erozyjności $100 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub maksymalnego 30-minutowego natężenia $20 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Gdyby tę wartość progową przyjąć również dla lat suchych i normalnych, to w wieloleciu w latach suchych mogły wystąpić 4, w latach normalnych 20, a w latach wilgotnych 28 zdarzeń o dużej skuteczności erozyjnej.

Podobną częstość zdarzeń stwierdzono w półroczach letnich. W półroczach suchych i bardzo suchych, których w wieloleciu wyróżniono 6, zdarzyło się 31 deszczów potencjalnie erozyjnych. Za deszcze ekstremalne w tych latach uznano te, które stanowiły 10% wszystkich zdarzeń, co odpowiadało wartości progowej erozyjności deszczu $147 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub maksymalnego natężenia 30-minutowego $28 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. W półroczach normalnych wystąpiło 9 zdarzeń ekstremalnych, które przekroczyły wartość progową wskaźnika erozyjności deszczu $143 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub maksymalnego natężenia 30-minutowego $32 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. W półroczach wilgotnych były 4 zdarzenia ekstremalne, które przekroczyły wartość progową wskaźnika erozyjności $304 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub maksymalnego natężenia 30-minutowego $52 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Trzyletni okres pomiarowy na poletkach według standardów USLE obejmował półrocza letnie normalne, wilgotne i bardzo wilgotne, w których łącznie najwyższą skutecznością erozyjną odznaczały się deszcze, które przekroczyły wartość progową wskaźnika erozyjności $100 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub maksymalnego 30-minutowego natężenia $20 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Gdyby tę wartość progową potraktować jako uniwersalną, to w wieloleciu w półroczach letnich suchych i bardzo suchych mogło wystąpić 5 takich zdarzeń, w półroczach normalnych 19, w półroczach wilgotnych 11, a w półroczach bardzo wilgotnych 17 zdarzeń o dużej skuteczności erozyjnej.

Erozja linijna nie występowała podczas wszystkich zdarzeń spłukiwania. Liczba przypadków erozji liniijnej w stosunku do liczby dni z opadem oraz z opadem erozyjnym była jeszcze mniejsza niż spłukiwania. W okresie badań erozja linijna zdarzyła się wyłącznie podczas deszczów potencjalnie erozyjnych, stanowiła jednak od 23,1 do 75% przypadków łącznej liczby deszczów, a średnio w okresie trzech lat 32%. Zdarzeń efemerycznej erozji wąwozowej było natomiast zdecydowanie mniej, bo tylko 7,1%.

Stwierdzono, że erozja linijna wystąpiła podczas deszczów, których wskaźnik erozyjności przekroczył wartość progową $106 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $30 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ maksymalnego natężenia 30-minutowego. W przypadku erozji liniijnej domeny wystąpienia procesu i jego skuteczności można przyjąć na tym samym poziomie parametrów deszczu, gdyż samo wystąpienie erozji liniijnej wiąże się z istotnym przeobrażeniem powierzchni stoków i umożliwia dostawę gleby ze stoków do koryt potoków.

W wieloletniu 1987–2009 potencjalna łączna liczba zdarzeń erozji liniijnej mogła wynieść co najmniej 45. Liczba ta jest tylko o 7 mniejsza od liczby zdarzeń spłukiwania na stokach, wywołanych przez deszcze potencjalnie erozyjne. Można wnioskować, że prawie każdy deszcz erozyjny według USLE, czyli taki, którego wysokość przekracza 12,7 mm, powoduje nie tylko spłukiwanie, ale również erozję liniijną. Im wyższa wartość erozyjności deszczu, a zwłaszcza jego maksymalne natężenie 30-minutowe, tym skuteczność (liczba, gęstość, głębokość żłobin) większa. Największa liczba zdarzeń erozji liniijnej wystąpiła w lipcu, czerwcu i sierpniu. Największą skutecznością odznaczały się jednak zdarzenia w maju i czerwcu, gdyż to właśnie wtedy duża powierzchnia pól jest pozbawiona okrywy roślinnej. Gdyby założyć, że deszcze o ekstremalnej erozyjności spowodowały również największe przeobrażenia stoków na skutek erozji żłobinowej, to w okresie 1987–2009 byłoby zaledwie 21 zdarzeń, które przekroczyły wartość progową wskaźnika erozyjności $194 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $35 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ maksymalnego natężenia 30-minutowego. Zdarzenia te występowały głównie w lipcu i czerwcu, ale większe efekty morfogenetyczne dawały te czerwcowe. Miesiąc ten odznaczał się też dużo większym średnim wskaźnikiem erozyjności opadów w porównaniu z lipcem. Zdarzenia o potencjalnie ekstremalnej erozji żłobinowej częściej występowały w latach wilgotnych niż normalnych, choć różnice nie były duże, a tylko jeden taki przypadek był w roku suchym. Każdy z wyróżnionych w ten sposób deszczów, gdyby zdarzył się na początku sezonu wegetacyjnego (maj, czerwiec), byłby w stanie spowodować na stokach efemeryczną erozję wąwozową (*gully erosion*).

W warunkach terenowych trudno jest zarejestrować wartość progową parametrów deszczów dla spłukiwania (*interrill erosion*) i erozji liniijnej (*rill erosion*), gdyż procesy te w większości wypadków zachodzą prawie równocześnie.

4. Wartości progowe dostawy materiału glebowego ze stoków do koryta potoku. Podczas wielu zdarzeń część materiału glebowego ulega przemieszczeniu i lokalnej depozycji na stokach, nie wpływając na widoczną zmianę ich morfologii (I próg dostawy). W trakcie niektórych zdarzeń zostaje on jednorazowo przemieszczony od działu wodnego do podnóży stoków i tam zdeponowany (II próg dostawy). Jedynie podczas nielicznych zdarzeń materiał glebowy jest dostarczany bezpośrednio do koryta potoku. Zdarzenia te charakteryzują się największą skutecznością erozyjną, gdyż w czasie ich trwania jest uruchamiana największa masa materiału glebowego, a jego transport odbywa się najdalej. Podczas tych zdarzeń zachodzi zarówno transport zerodowanego materiału glebowego na całej długości stoków, jak i jego akumulacja w postaci stożków deluwialnych u podnóży

stoków i w dnie doliny. Co najważniejsze jednak, lokalnie następuje bezpośrednia dostawa materiału glebowego ze stoków do koryta potoku i jego transport w czasie wezbrania poza zlewnię (III próg dostawy). Następujące podczas tych zdarzeń zmiany są nieodwracalne, a ich negatywne z gospodarczego punktu widzenia skutki są częściowo likwidowane przez naprawcze zabiegi agrotechniczne.

Na podstawie badań empirycznych zostały ustalone następujące wartości progowe EI_{30} lub I_{30} dla poszczególnych progów dostawy materiału glebowego ze stoków do koryta potoku:

$$\begin{aligned} \text{I próg } EI_{30} &= 40,5 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1} \text{ lub } I_{30} = 9,8 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1} \\ \text{II próg } EI_{30} &= 106 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1} \text{ lub } I_{30} = 30 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}, \\ \text{III próg } EI_{30} &= 226,8 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1} \text{ lub } I_{30} = 35 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}. \end{aligned}$$

W dłuższych okresach procesy powodujące przekroczenie II i III progu dostawy prowadzą do najbardziej skutecznego modelowania rzeźby zlewni. Polega ono na wyraźnej zmianie nachylenia i profilu stoków, nadbudowywaniu i wydłużaniu ich podnóży. Akumulacja w dnie doliny powoduje jej poszerzanie i nadbudowywanie, a to z kolei utrudnia dostawę materiału ze stoków do koryta potoku (sprężenie zwrotne dodatnie) nawet podczas najsilniejszych zdarzeń opadowych. Strefa podnóży stoków i dna doliny (III próg dostawy) stanowi strefę tranzytową, przekraczaną tylko podczas deszczów o największej erozyjności i maksymalnym natężeniu 30-minutowym. Są to zdarzenia przekraczające wartość progową $EI_{30} = 226,8 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ lub $I_{30} = 35 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, czyli w praktyce wywołują je deszcze o wskaźniku erozyjności większym niż deszczów ekstremalnych, których wartość progowa wskaźnika erozyjności została ustalona na $200 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$.

W latach 1987–2009 potencjalna łączna liczba zdarzeń, w trakcie których doszło do przekroczenia I progu dostawy, wynosiła co najmniej 145. Przekroczenie II progu dostawy nastąpiło co najmniej 25 razy, a przekroczenie III progu dostawy już tylko 20 razy.

5. Prawdopodobieństwo wystąpienia i przekroczenia wartości progowych. Empirycznie wyznaczone wartości progowe parametrów deszczu (wskaźnika erozyjności i maksymalnego natężenia 30-minutowego), po przekroczeniu których wystąpiły procesy erozyjne, pozwoliły na określenie prawdopodobieństwa wystąpienia i przewyższenia określonej liczby przypadków rozbryzgu, spłukiwania i erozji liniowej na stokach pogórskich, utrzymywanych w czarnym ugorze, podczas deszczów potencjalnie erozyjnych (por. rozdz. 7).

Rozbryzg występuje tak często, jak często występują deszcze potencjalnie erozyjne. Wartość progowa wystąpienia procesu jest tożsama z najniższą wartością parametru EI_{30} lub I_{30} w odniesieniu do wyróżnionych w tym okresie deszczów erozyjnych. Prawdopodobieństwo, że w ciągu półrocza letniego nie wystąpi ani jedno zdarzenie rozbryzgu, jest bliskie zeru. W każdym roku wystąpi rozbryzg spowodowany deszczem potencjalnie erozyjnym, a z największym prawdopodobieństwem (11,0–11,5%) takich zdarzeń wystąpi 7, 8 lub 9. Oznacza to, że średnio co 9 lat zdarzy się rok, w którym liczba zdarzeń rozbryzgu wyniesie odpowiednio 7, 8 lub 9. Prawdopodobieństwo, że liczba zdarzeń rozbryzgu będzie większa od 0, wynosi 99,9%, czyli że zdarzy się co najmniej raz w każdym roku w półroczu letnim. Prawdopodobieństwo wystąpienia 8 lub więcej takich zdarzeń wynosi 51,1%, a 10 lub więcej – 30,3%. Każdy potencjalnie erozyjny deszcz uruchamia na stoku pewną masę gleby, która najczęściej jest przemieszczana na małe odległości (2–48 cm).

Spłukiwanie na stokach występuje z mniejszą częstością niż rozbryzg. Liczba zdarzeń w roku jest zwykle mniejsza niż deszczów potencjalnie erozyjnych. Prawdopodobieństwo,

że w ciągu półrocza letniego nie wystąpi ani jedno zdarzenie spłukiwania, jest wysokie i wynosi 9,2% w przypadku spłukiwania o największej skuteczności erozyjnej (NSE) i 29,6% w odniesieniu do zdarzeń potencjalnie ekstremalnych (PEZS). Oznacza to, że średnio w co 10. roku (NSE) i w co 3. roku (PEZS) takie zdarzenia nie wystąpią.

Erozja linijna na stokach występuje jeszcze rzadziej niż rozbryzg i spłukiwanie. Różnice między prawdopodobieństwem wystąpienia spłukiwania i erozji liniijnej nie są jednak duże. Prawdopodobieństwo, że w ciągu półrocza letniego w ogóle nie wystąpi erozja linijna wynosi 13%, a że nie wystąpi potencjalnie ekstremalna erozja linijna – 36,8%, co oznacza, że średnio w co 8 roku (erozja linijna) i w co 3 roku (potencjalnie ekstremalna erozja linijna) nie wystąpią. Prawdopodobieństwo, że liczba zdarzeń erozji liniijnej będzie większa od 0, wynosi 87,0%, czyli, że zdarzy się co najmniej 1 raz w prawie każdym półroczu letnim. Prawdopodobieństwo 5 lub więcej takich zdarzeń wynosi 1,8%, a 6 lub więcej jest znikome.

Wartości progowe parametrów deszczu (EI_{30} i I_{30}), które powodują przekroczenie I progu dostawy, są stosunkowo małe. Prawdopodobieństwo wystąpienia kilku (od 3 do 7) takich zdarzeń w roku jest stosunkowo duże i wynosi od 10,4% (7 zdarzeń) do 17,5% (4 i 5 zdarzeń), czyli że mogą one wystąpić odpowiednio 1 raz na około 10 i 6 lat. Prawdopodobieństwo wystąpienia 1 lub 2 zdarzeń w roku jest małe, prawie tak samo jak to, że takich zdarzeń będzie 8 lub 9. Prawdopodobieństwo, że w ogóle nie dojdzie do przekroczenia I progu dostawy, jest znikome. Prawdopodobieństwo, że liczba przekroczenia I progu dostawy będzie większa od 0, wynosi 99,3%, to oznacza, że zdarza się prawie każdego roku. Dopiero przekroczenie I progu dostawy więcej niż 9 razy w półroczu letnim nastąpi z małym prawdopodobieństwem wynoszącym 3,2%.

Wartości progowe parametrów deszczu (EI_{30} i I_{30}), które umożliwiają przekroczenie II progu dostawy, czyli transport materiału na całej długości stoku, są już dużo większe i równocześnie umożliwiają wystąpienie erozji liniijnej. Przekroczenie II progu dostawy nie zdarza się tak często jak przekroczenie I progu. Najbardziej prawdopodobne jest wystąpienie 1 lub 2 zdarzeń w półroczu letnim, podczas których dojdzie do przekroczenia II progu dostawy (26,5 i 27,1%). Prawdopodobieństwo, że w ogóle nie dojdzie do przekroczenia II progu dostawy, jest stosunkowo duże i wynosi 12,9%. Prawdopodobieństwo, że liczba przekroczeń II progu dostawy będzie większa od 0, wynosi 87,0%, co oznacza że zdarza się w prawie każdym półroczu letnim. Prawdopodobieństwo, że przekroczenie II progu nastąpi 1 raz lub więcej wynosi 60,6% (średnio 1 raz na około 2 lata). Dopiero przekroczenie II progu dostawy 6 lub więcej razy jest znikome.

Jeżeli erozyjność deszczu i jego maksymalne natężenie 30-minutowe umożliwi bezpośrednią dostawę zerodowanego na stokach materiału glebowego do koryta potoku, dochodzi do przekroczenia III progu dostawy. W tej sytuacji zdarzenia opadowe muszą być na tyle silne, aby doszło do pokonania nie tylko podstokowych równin deluwalnych, krąwędzi na granicy stoków, ale również płaskich i stosunkowo szerokich den dolin. Wartości progowe parametrów deszczu (EI_{30} i I_{30}), które umożliwiają tak daleki transport materiału, są bardzo duże i równocześnie nieco większe od tych, które umożliwiły wyróżnienie ekstremalnych deszczów erozyjnych. Stąd wniosek, że nie każdy deszcz ekstremalny jest w stanie spowodować procesy erozji wodnej na stokach o takim natężeniu, aby doszło do przekroczenia III progu dostawy. Przekroczenie III progu dostawy zdarza się incydentalnie. Prawdopodobieństwo, że ten próg dostawy zostanie przekroczony tylko 1 raz w półroczu letnim wynosi 36,2%, zatem zdarzenie to może wystąpić 1 raz na około 3 lata.

Prawdopodobieństwo przekroczenia II progu dostawy 2, 3 lub 4 razy w półroczu letnim wynosi odpowiednio 15, 4,1 i 0,8%, a prawdopodobieństwo większej liczby takich zdarzeń jest bliskie zeru. Prawdopodobieństwo, że liczba przekroczeń III progu dostawy będzie większa od 0, wynosi 56,2%, co oznacza, że zdarza się średnio 1 raz na około 2 lata. Prawdopodobieństwo, że przekroczenie III progu nastąpi 1 raz lub więcej wynosi tylko 20,1% (średnio 1 raz na 5 lat). Prawdopodobieństwo 3 lub więcej takich przypadków w półroczu letnim wynosi 1%.

Występowanie erozji wodnej na stoku charakteryzuje się również dużą zmiennością sezonową. Przedstawiona analiza wskazuje, że najczęściej dochodzi do przekroczenia progów w lipcu i czerwcu, a następnie w maju. Prezentowane wyniki odnoszą się do danych empirycznych uzyskanych na czarnym ugorze. W lipcu i sierpniu w pogórskiej zlewni użytkowanej rolniczo takich powierzchni nie ma w ogóle lub stanowią one niewielki procent. W rzeczywistości do przekroczenia zwłaszcza II i III progu dostawy może częściej dojść w czerwcu lub w maju, kiedy powierzchnie pól uprawnych przygotowane są pod zasiewy albo rośliny znajdują się w początkowej fazie wzrostu, a więc niedostatecznie chronią stoki przed erozją.

Uzyskane wyniki należy uznać za reprezentatywne dla użytkowanych rolniczo stoków pogórzy niskich, pokrytych pyłowymi utworami lessopodobnymi.

ROZDZIAŁ 10

Wnioski

Podstawowym ogniwem obiegu wody są opady atmosferyczne, a pochodząca z nich woda deszczowa lub roztopowa jest jednym z głównych czynników morfogenetycznych. Jeżeli opad jest w postaci stałej, np. śniegu, to jego skuteczność erozyjna zwykle przejawia się z opóźnieniem, podczas zanikania pokrywy śnieżnej i spływu wody roztopowej. Jeżeli opad jest w postaci deszczu, to skutki spływu wody obserwujemy prawie natychmiast, bo już podczas trwania deszczu i w krótkim okresie po jego zakończeniu. Opady atmosferyczne inicjują między innymi erozję wodną gleby na stokach użytkowanych rolniczo. Składa się na nią kilka procesów, których funkcje wzajemnie się uzupełniają i przenikają. Są to rozbryzg, spłukiwanie i erozja linijska.

Jednym z ważnych celów badawczych i praktycznych w geomorfologii dynamicznej jest poznanie zależności częstości występowania erozji wodnej i masy zerodowanego materiału glebowego ze stoków od opadu. W praktyce sprowadza się to do pytania o wartości progowe opadu atmosferycznego, po przekroczeniu których występuje erozja wodna gleby.

Metoda wyznaczania wartości progowych wystąpienia procesów erozyjnych spowodowanych topnieniem śniegu jest inna niż wywołanych przez opady deszczu. Wyznaczenie wartości progowych parametrów deszczu, po przekroczeniu których zachodzi erozja gleby na stokach użytkowanych rolniczo, jest możliwe dla poszczególnych badanych procesów (rozbryzg, spłukiwanie i erozja linijska). Jeden proces inicjuje lub wzmagają natężenie kolejnego (rozbryzg → spłukiwanie → erozja linijska), jeśli rośnie natężenie i czas trwania głównej przyczyny, czyli opadu deszczu. Powyżej pewnej wartości progowej parametrów deszczu ma miejsce rozbryzg. W miarę upływu czasu i/lub wzrostu wartości parametrów deszczu rozbryzgowi towarzyszy spłukiwanie, a jeśli nastąpi dalszy wzrost tych paramet-

trów, rozbryzgowi i splukiwaniu towarzyszy również erozja linijna. Powyżej pewnej wartości progowej parametrów deszczu zachodzą prawie równocześnie te trzy rodzaje procesów erozyjnych.

Podstawą wyznaczania wartości progowych jest szczegółowa charakterystyka stosunków opadowych w letnim półroczu hydrologicznym na podstawie analizy przypadków deszczów. Mimo braku zgodności co do kryteriów wyróżniania pojedynczych deszczów, wydaje się uzasadnione wykorzystanie powszechnie stosowanego i opracowanego na podstawie badań empirycznych kryterium przyjętego w modelu USLE. Ułatwia to porównywanie wyników z rezultatami badań prowadzonych przez innych autorów w różnych strefach i regionach klimatycznych.

Podstawą wyróżniania wartości progowych deszczu jest podział deszczów na erozyjne, czyli te, po wystąpieniu których pojawia się erozja wodna na stokach użytkowanych rolniczo, i nieerozyjne, czyli te, po wystąpieniu których nie pojawia się erozja wodna.

Wybór parametrów deszczu pozwalających na rozdzielenie deszczów rzeczywiście erozyjnych od nieerozyjnych teoretycznie jest dowolny, ale w praktyce najlepiej jest zastosować takie parametry, które w sposób jednoznaczny, czytelny i w zdecydowanej większości przypadków pozwolą na wyróżnienie wartości progowych. Przeprowadzone badania wykazały, że najlepiej jest w tym celu wykorzystać wskaźnik erozyjności deszczu i wpływu powierzchniowego (EI_{30}) oraz maksymalne natężenie 30-minutowe deszczu (I_{30}). Obydwa te parametry, związane ze sobą funkcyjnie, najlepiej charakteryzują zdolność deszczu do wywołania wpływu powierzchniowego i erozji wodnej na stokach użytkowanych rolniczo.

Wartości progowe parametrów deszczu niezbędnych do wystąpienia poszczególnych procesów (rozbryzgu, splukiwania i erozji liniijnej) zmieniają się w zależności od uwarunkowań podłoża; inne są dla różnych typów, rodzajów i gatunków gleb, inne dla różnych rodzajów użytków rolnych, a jeszcze inne dla różnego nachylenia i długości stoków.

W odniesieniu do obiegu materiału glebowego w zlewni, a zwłaszcza jego dostawy do koryta potoku, wartości progowe deszczu zmieniają się w zależności od cech rzeźby terenu, a zwłaszcza występowania barier morfologicznych w postaci krawędzi, podstokowych równin deluwialnych czy płaskich den dolin. Dostawa materiału glebowego do koryta potoku wymaga większych wartości progowych parametrów deszczu niż te, które są potrzebne tylko do wystąpienia rozbryzgu, splukiwania czy erozji liniijnej.

Wartości progowych nie można ustalić *a priori*, natomiast można je wyznaczyć na podstawie badań terenowych i laboratoryjnych *a posteriori*. Dlatego wyniki badań terenowych i laboratoryjnych są niezbędne do wyznaczenia wartości progowych. Sama zaś procedura wyznaczania progów musi być dostosowana do konkretnych procesów i celu badań.

Wyznaczenie wartości progowych wystąpienia rozbryzgu, splukiwania i erozji liniijnej na podstawie badań terenowych jest nadal zagadnieniem bardzo trudnym, gdyż wymaga wieloletnich, szczegółowych pomiarów zarówno parametrów deszczu, jak i natężenia procesów. Metody badań erozji wodnej na stokach są skomplikowane. Do tej pory nie wypracowano jednolitych procedur pomiaru erozji, a także nie ma pełnej zgodności co do interpretacji uzyskanych wyników. Dlatego najlepiej prowadzić badania na ekranowanych poletkach o wymiarach 2x22 m, wprowadzonych przez W.H. Wischmeiera i D.D. Smitha na potrzeby opracowania modelu USLE, gdyż tak uzyskane wyniki można porównać z wynikami innych autorów.

Zaproponowana metoda wyznaczania wartości progowych stanowi swoisty szablon, w którym wartości progowe wybranych parametrów deszczu mogą się zmieniać w miarę powiększania i weryfikowania empirycznej bazy danych. Wartość progowa, która została zdefiniowana jako najniższa wartość wybranego parametru, po przekroczeniu którego zawsze dojdzie do wystąpienia któregoś z analizowanych procesów, może bowiem ulec zmianie.

Jeśli próg zostanie zdefiniowany jako najniższa wartość wybranego parametru, po przekroczeniu którego zawsze dojdzie do wystąpienia zdarzenia, to wartość ta może się zarówno zmniejszyć, jak i zwiększyć. Jeśli wartość progową zdefiniujemy jako najniższą wartość parametru, po przekroczeniu której np. w 90% (lub w 75%, 50% itp.) przypadków dojdzie do wystąpienia zdarzenia, wartość progowa może przez długi czas utrzymywać się na tym samym lub zbliżonym poziomie.

Opracowana metoda dopuszcza wielość założeń wyróżniania i interpretacji wartości progowych, co czyni ją uniwersalną. Zastosowane kryteria i późniejsza interpretacja wyników zależą od celu badań oraz lokalnych uwarunkowań wpływających na wystąpienie i natężenie erozji, takich jak rzeźba terenu, użytkowanie ziemi czy klimat. Dlatego mogą być stosowane w różnych regionach i w różnych strefach klimatycznych.

Wyznaczenie wartości progowych pozwala na ocenę roli poszczególnych zdarzeń erozyjnych w obiegu i dostawie uruchomionej ze stoków gleby do transportu fluwialnego. Równocześnie możliwe jest dokładne określenie mechanizmu zmian w rzeźbie zlewni po przekroczeniu wyróżnionych wartości progowych parametrów deszczu.

PODZIĘKOWANIA

Praca została wykonana w oparciu o wieloletnie badania terenowe, które prowadziłam w zlewni Starej Rzeki położonej w obrębie progę Pogórza Wiśnickiego, gdzie w Łazach k. Bochni od 1984 r. zlokalizowana jest Stacja Naukowa IGiGP UJ. Jestem wdzięczna za ogromną życzliwość i pomoc na wielu etapach realizowania badań pracownikom Stacji Naukowej: dr inż. Mariuszowi Klimkowi obecnemu kierownikowi Stacji oraz paniom Danucie Szewczyk, mgr inż. Monice Adamskiej oraz Czesławie Ważydrąg. Analizy laboratoryjne zostały wykonane przez mgr inż. Monikę Adamską oraz mgr Joannę Plenzler w laboratorium Stacji Naukowej w Łazach, za co dziękuję.

Dziękam Wydziału BiNoZ i równocześnie kierownikowi Zakładu Geomorfologii IGiGP UJ prof. dr. hab. Kazimierzowi Krzemieniowi składam podziękowania za wszechstronną pomoc i cenne merytoryczne uwagi. Dyrektorowi Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ prof. dr. hab. Bolesławowi Domańskiemu jestem wdzięczna za zainteresowanie i sfinansowanie publikacji ze środków IGiGP UJ. Za niezwykłą życzliwość i serdeczność oraz cenne rozmowy dziękuję prof. dr. hab. Wojciechowi Chełmickiemu. Za poświęcony mi czas i dyskusję naukową dziękuję dr. Michałowi Kasinie.

Recenzentowi pracy – prof. dr. hab. Adamowi Łajczakowi serdecznie dziękuję za wartościowe uwagi, które wzbogaciły pracę i nadały jej ostateczny kształt.

Wiele informacji wykorzystanych w pracy zebrałam podczas stypendium Fulbrighta w Texas Christian University w Stanach Zjednoczonych. Prof. Michaelowi Slattery'emu dyrektorowi Institute for Environmental Studies dziękuję za zaproszenie mnie do USA i umożliwienie realizacji projektu.

Jestem wdzięczna dr Urszuli Kossowskiej-Cezak za cenne uwagi podczas adiacji i korekty językowej tekstu. Mgr Małgorzacie Ciemborowicz bardzo dziękuję za skład i redakcję techniczną książki.

I na koniec chciałabym najserdeczniej podziękować Najbliższym, a zwłaszcza moim Rodzicom i siostrze Alicji, za wsparcie na wielu etapach pisania tej pracy. Szczególne podziękowania należą się mojej córce Weronice za cierpliwość i pomoc w badaniach terenowych.

Badania naukowe, których wyniki są prezentowane w rozprawie habilitacyjnej zostały częściowo sfinansowane przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego ze środków na naukę w latach 2008–2010 jako projekt badawczy habilitacyjny nr NN 306 048334.

W pracy częściowo wykorzystałam również wyniki badań terenowych sfinansowanych przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego ze środków na naukę w latach 2006–2009 jako projekt badawczy nr Nr 2 P04E 053 30 oraz przez Uniwersytet Jagielloński w ramach projektów CRBW (CRBW/VII–33/2004; DBN–414/CRBW/XVII–45/2005) i WRBW (WRBW/BiNoZ/39/2007).

BIBLIOGRAFIA

- Abrahams A.D., Li G., Parsons A.J., 1996, *Rill hydraulics on a semiarid hillslope, southern Arizona*, Earth Surface Processes & Landforms 21(1): 35–47.
- Abrahams A.D., Parsons A.J., Wainwright J., 1994, *Resistance to overland flow on semi-arid grassland and shrubland hillslopes, Walnut Gulch, Southern Arizona*, Journal of Hydrology 159: 343–363.
- Abrahams A.D., Shiu-Hung L., Parsons A.J., 1988, *Threshold relations for the transport of sediment by overland flow on desert hill slopes*, Earth Surface Processes & Landforms 13(5): 407–419.
- Aggasi A., Bradford J.M., 1999, *Methodologies for interrill soil erosion studies*, Soil Tillage Research 49: 277–287.
- Ahnert F., 1994, *Equilibrium, scale and inheritance in geomorphology*, Geomorphology 11: 125–140.
- Ahnert F., 1996, *Introduction to geomorphology*, Arnold, London, ss. 352.
- Allen P.A., 2000, *Procesy kształtujące powierzchnię ziemi*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, ss. 475.
- Al-Durrah M.M., Bradford J.M., 1981, *New Methods of Studying Soil Detachment Due to Waterdrop Impact*, Soil Science Society of America Journal 45: 949–953.
- Aleotti P., 2004, *A warning system for rainfall-induced shallow failures*, Engineering Geology 73: 247–265.
- Andel van T.H., 1997, *Nowe spojrzenie na starą planetę. Zmienne oblicze Ziemi*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, ss. 304.
- Angiel M., 1995a, *Kształtowanie się zasobów ciepła w gruncie w warunkach środowiska przyrodniczego progó Pogórze Wielickiego*, [w:] L. Kaszowski (red.), *Dynamika i antropogeniczne przeobrażenia środowiska przyrodniczego progó Karpat między Rabą a Uszwicą*, Instytut Geografii UJ, Kraków, 77–99.
- Angiel M., 1995b, *Stosunki termiczno-wilgotnościowe powietrza w rejonie stacji IGUJ w Łazach koło Bochni (Pogórze Wielickie) w okresie 1987–1992*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne 100: 7–11.
- Angiel M., Cisowska M., 1995, *Stosunki klimatyczne progó Pogórze Karpackiego między Rabą a Uszwicą*, [w:] L. Kaszowski (red.), *Dynamika i antropogeniczne przeobrażenia środowiska przyrodniczego progó Karpat między Rabą a Uszwicą*, Instytut Geografii UJ, Kraków, 59–77.

- Arnoldus H.M.J., 1980, *An approximation of the rainfall factor in the Universal Soil Loss Equation*, [w:] M. de Boedt, D. Gabriels (red.), *Assessment of Erosion*, Wiley, New York, 127–132.
- Assouline S., Ben-Hur M., 2006, *Effects of rainfall intensity and slope gradient on the dynamics of interrill erosion during soil surface sealing*, *Catena* 66: 211–220.
- Atheshian J.K.H., 1974, *Estimation of rainfall erosion index*, *Journal of Irrigation & Drainage Division*, American Society of Civil Engineers 100: 293–307.
- Auerswald K., Fiener P., Dikau R., 2009, *Rates of sheet and rill erosion in Germany – A meta-analysis*, *Geomorphology* 111: 182–193.
- Auzet A.V., Boiffin J., Ludwig B., 1995, *Concentrated flow erosion in cultivated catchment: influence of soil surface state*, *Earth Surface Processes & Landform* 20(5): 759–767.
- Auzet A.V., Boiffin J., Papy F., Ludwig B., Maucorps J., 1993, *Rill erosion as a function of the characteristics of cultivated catchments in the North of France*, *Catena* 20: 41–62.
- Auzet A.V., Boiffin J., Papy F., Maucorps J., Ouvry J.F., 1990, *An approach to the assessment of erosion forms and erosion risk on agricultural land in the northern Paris Basin, France*, [w:] J.B. Boardman, I.D.L. Foster, J.A. Dearing (red.), *Soil Erosion on Agricultural Land*, John Wiley & Sons, 384–400.
- Bac S., 1928, *Przyczynę do badań nad zmianą położenia powierzchni ornych gruntów lessowych*, *Roczniki Nauk Rolniczych i Leśnych* 19(3): 463–490.
- Bagnold R.A., 1941, *The physics of blown sand and desert dunes*, Chapman & Hall, London, ss. 265.
- Balon J., 2007, *Stabilność środowiska przyrodniczego Karpat Zachodnich powyżej górnej granicy lasu*, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków, ss. 262.
- Banasik K., Górski D., 1990, *Wyznaczenie erozyjności deszczy do uniwersalnego równania strat glebowych*, *Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu, Melioracja* 34: 103–109.
- Banasik K., Górski D., 1992a, *Ocena erozyjności deszczy dla trzech wybranych stacji Polski Południowo-Wschodniej*, *Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu, Melioracje* 40(211): 39–50.
- Banasik K., Górski D., 1992b, *Wykorzystanie uniwersalnego równania strat glebowych USLE do oceny rumowiska unoszonego z małych zlewni*, *Gospodarka Wodna* 3: 62–67.
- Banasik K., Górski D., 1993, *Evaluation of rainfall erosivity for east Poland*, [w:] K. Banasik, A. Żbikowski (red.), *Runoff and sediment yield modelling*, Agricultural University Press, Warszawa, 129–134.
- Banasik K., Skibiński J., Górski D., 1995, *Metody oceny powierzchniowej i akumulacji rumowiska w zbiornikach*, [w:] K. Banasik (red.), *Metodyka zagospodarowania zasobów wodnych w małych zlewniach rzecznych*, Wydawnictwa SGGW, Warszawa, 63–76.
- Baryła A., 2004, *Erozyjność deszczy w rejonie Puczniewa*, *Przegląd Naukowy Inżynierii i Kształtowania Środowiska* 13, 2(29): 48–54.
- Baryła A., Pierzgalski E., Jodłowski P., 2007, *Określanie strat gleby wskutek erozji wodnej*, *Inżynieria Ekologiczna* 18: 63–65.
- Baścik M., Pociask-Karteczka J., Wilk A., 1995, *Przebieg wezbrań letnich Starej Rzeki*, [w:] L. Karszowski (red.), *Struktura i funkcjonowanie środowiska przyrodniczego Progu Karpat*, *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne* 100: 63–71.
- Bauer B.O., 2004, *Geomorphology*, [w:] A.S. Goudie (red.), *Encyclopedia of Geomorphology*, t. 1, Routledge Ltd., London, 428–435.
- Baulig H., 1950, *Essais de géomorphologie*, Belles Lettres, Publ. Faculté Lettres Strasbourg, Paris 114: 1–161.

- Baumgart-Kotarba M., 1983, *Kształtowanie koryt i teras rzecznych w warunkach zróżnicowanych ruchów*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN 145: 1–133.
- Begin Z.B., Schumm S.A., 1984, *Gradational thresholds and landform singularity*, *Quaternary Research* 21: 267–274.
- Benito G., Gutiérrez M., Sancho C., 1992, *Erosion rates in badland areas in the Central Ebro basin (NE-Spain)*, *Catena* 19: 269–286.
- Bennett S.J., 1999, *Effect of slope on the growth and migration of headcuts in rills*, *Geomorphology* 30: 273–270.
- Bennett S.J., Casali J., Robinson K.M., Kadavy K.C., 2000, *Characteristics of actively eroding ephemeral gullies in an experimental channel*, *Transactions of the American Society of Agriculture* 43(3): 641–649.
- Bertalanffy von L., 1932, *Theoretische Biologie*, t. 1., Borntraeger, Berlin, ss. 302.
- Bertalanffy von L., 1950, *The theory of open systems in physics and biology*, *Science* 3: 23–29.
- Bertalanffy von L., 1984, *Ogólna teoria systemów*, PWN, Warszawa, ss. 340.
- Billi P., Dramis F., 2003, *Geomorphological investigation on gully erosion in the Rift Valley and the northern highlands of Ethiopia*, *Catena* 50: 353–368.
- Boardman J.B., Hazelden J., 1986, *Examples of erosion on brickearth soils in east Kent*, *Soil Use and Management* 2: 105–108.
- Boardman J.B., Spivey D., 1987, *Flooding and erosion in west Derbyshire, April 1983*, *East Midland Geographer* 10: 36–44.
- Boardman J.B., 1990, *Soil erosion on the South Downs: a review*, [w:] J.B. Boardman, I.D.L. Foster, J.A. Dearing (red.), *Soil Erosion On Agricultural Land*, John Wiley & Sons Ltd., Chichester, 87–105.
- Boardman J.B., 1995, *Damage to property by runoff from agricultural land, South Downs, southern England, 1976–93*, *Geographical Journal* 161: 177–191.
- Boardman J.B., Burt T.P., Evans R., Slattery M.C., Shuttleworth H., 1996, *Soil erosion and flooding as a result of a summer thunderstorm in Oxfordshire and Berkshire, May 1993*, *Applied Geography* 16: 21–31.
- Boardman J.B., Parsons A.J., Holland R., Holmes P.J., Washington R., 2003, *Development of badlands and gullies in the Sneeuberg, great Karoo, South Africa*, *Catena* 50: 165–184.
- Boardman J.B., Verstraeten G., Bielders Ch., 2006, *Muddy floods*, [w:] J.B. Boardman, J. Poesen (red.), *Soil erosion in Europe*, John Wiley & Sons, 743–755.
- Bochenek W., Gil E., 2010, *Pomiary erozji gleby na poletkach i stokach eksperymentalnych*, [w:] E. Smolska, J. Rodzik (red.), *Procesy erozyjne na stokach użytkowanych rolniczo (metody badań, dynamika i skutki)*, Prace i Studia Geograficzne Uniwersytetu Warszawskiego 45: 165–180.
- Bracken L., Wainwright J., 2006, *Geomorphological equilibrium: myth and methafor?*, *Transactions of the Institute of British Geographers* 31: 67–178.
- Bradford J.M., Piest R.F., 1980, *Erosional Development of Valley-Bottom Gullies in The Upper Midwestern United States*, [w:] D.R. Coates, J.D. Vitek (red.), *Thresholds in Geomorphology*, Allen & Unwin, London, 75–101.
- Brooks S.M., Crozier M.J., Glade T.W., Anderson M.G., 2004, *Towards establishing climatic thresholds for slope stability: Use of a Physically-based Combined Soil Hydrology-slope Stability Model*, *Pure and Applied Geophysics* 161: 881–905.
- Brown L.R., 1984, *The global loss of topsoil*, *Journal of Soil and Water Conservation* 39(3): 162–165.
- Brown L.C., Foster G.R., 1987, *Storm erosivity using idealized intensity distributions*, *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* 30: 379–386.

- Brunet R., 1968, *Le phénomènes de discontinuité en géographie*, Centre de Recherches et Documentation Cartographiques et Géographiques, Editions du Centre National de la Recherche Scientifique 7: 1–117.
- Brunsdn D., 1980, *Applicable models of long term landform evolution*, Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplementband 36: 16–26.
- Brunsdn D., 1990, *Tablets of stone: toward the ten commandments of geomorphology*, Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplementband 79: 1–36.
- Brunsdn D., 2004, *Relaxation time*, [w:] A.S. Goudie (red.), *Encyclopedia of Geomorphology*, t. 2, Routledge Ltd., London, 838–840.
- Bryan R.B., 1987, *Processes and significance of rill development*, Catena Supplement 8: 1–15.
- Bryan R., 2004a, *Raindrop Impact, Splash and Wash* [w:] A.S. Goudie (red.), *Encyclopedia of Geomorphology*, t. 2, Routledge Ltd., London, 823–826.
- Bryan R., 2004b, *Slopewash*, [w:] A. S. Goudie (red.), *Encyclopedia of Geomorphology*, t. 2, Routledge Ltd., London, 970–971.
- Bryan R., 2004c, *Universal Soil Loss Equation*, [w:] A. S. Goudie (red.), *Encyclopedia of Geomorphology*, t.2., Routledge Ltd., London, 1081–1082.
- Bryan R., Poesen J., 1998, *Laboratory experiments on the influence of slope length on runoff, percolation and rill development*, Earth Surface Processes & Landforms 14(3): 211–231.
- Bull W.B., 1979, *Threshold of critical power in streams*, Geological Society of America Bulletin 90: 453–464.
- Bull W.B., 1980, *Geomorphic Thresholds as Defined by Ratios*, [w:] D.R. Coates, J.D. Vitek (red.), *Thresholds in Geomorphology*, George Allen & Unwin, London, 259–263.
- Bull W.B., 1991, *Geomorphic responses to climatic change*, Oxford University Press, ss. 326.
- Busnell J., Neder del V.L., Sayago J.M., 2006, *Temporal dynamics of soil erosion and rainfall erosivity as geoindicators of land degradation in Northwestern Argentina*, Quaternary International 158: 147–161.
- Byczkowski A., 1996, *Hydrologia*, t. 2, Wydawnictwo SGGW, Warszawa, ss. 333.
- Caine N., 1980, *The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows*, Geografiska Annaler 62A: 23–27.
- Campbell I.A., 1975, *Soil slips, debris flows, and rainstorms in the Santa Monica Mountains and vicinity, southern California*, US Geological Survey Professional Paper 851, ss. 51.
- Campbell I.A., Honsaker J.L., 1982, *Variability in badlands erosion: problems of scale and threshold identification*, C.E. Thorn (red.), *Space and time in geomorphology*, 59–79.
- Cancelli A., Nova R., 1985, *Landslides in soil debris cover triggered by rainstorms in Valtellina (central Alps – Italy)*, [w:] *Proceedings 4th International Conference and Field Workshop on landslides*, Tokyo, The Japan Geological Society, 267–272.
- Cannon, S.H., 1988, *Regional rainfall-threshold conditions for abundant debris-flow activity*, [w:] S.D. Ellen, G.F. Wiczorek (red.), *Landslides, floods, and marine effects of the storm of January 3–5, 1982, in the San Francisco Bay Region, California*. U.S., Geological Survey Professional Paper, 1434: 27–34.
- Cannon S.H., Ellen S.D., 1985, *Rainfall conditions for abundant debris avalanches, San Francisco Bay region, California*, California Geology 38: 267–272.
- Cannon S.H., Gartner J.E., Wilson R.C., Bowers J.C., Laber J.L., 2008, *Storm rainfall conditions for floods and debris flows from recently burned areas in southwestern Colorado and southern California*, Geomorphology 96: 250–269.

- Capolongo D., Diodato N., Manaerts C.N., Piccarreta M., Strobl R.O., 2008, *Analyzing temporal changes in climate erosivity using a simplified rainfall erosivity model in Basilicata (southern Italy)*, *Journal of Hydrology* 356: 119–130.
- Capra A., Porto P., Scicolone B., 2009, *Relationships between rainfall characteristics and ephemeral gully erosion in a cultivated catchment in Sicily (Italy)*, *Soil and Tillage Research* 105: 77–87.
- Carling P., 1988, *The concept of dominant discharge applied to two gravel-bed streams in relation to channel stability thresholds*, *Earth Surface Processes & Landforms* 13(4): 355–367.
- Casali J., López J., Giraldez J.V., 1999, *Ephemeral gully erosion in Southern Navarra (Spain)*, *Catena* 36: 65–84.
- Casali J., Loizu J., Campo M.A., De Santisteban L.M., Alvarez-Mozos J., 2006, *Accuracy of methods for field assessment of rill and ephemeral gully erosion*, *Catena* 67: 128–138.
- Cebulak E., 1992a, *Maksymalne opady dobowe w dorzeczu górnej Wisły*, *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne* 90: 79–96.
- Cebulak E., 1992b, *Wpływ sytuacji synoptycznej na maksymalne opady dobowe w dorzeczu górnej Wisły*, *Folia Geographica, Series Geographica-Physica* 23: 82–95.
- Cebulak E., 1998–1999, *Charakterystyka wysokich opadów wywołujących wezbrania rzek karpackich*, *Folia Geographica, Series Geographica-Physica* 29–30: 43–65.
- Cebulak E., Niedźwiedz T., 1998, *Ekstremalne zjawiska opadowe w dorzeczu górnej Wisły w latach 1955–1996*, *Dokumentacja Geograficzna* 11: 12–29.
- Cerdan O., Le Bissonnais Y., Couturier A., Bourennae H., Souchere V., 2002, *Rill erosion on cultivated hillslopes during two extreme rainfall events in Normandy, France*, *Soil and Tillage Research* 67: 99–108.
- Cerdan O., Poesen J., Saby N., Le Bissonnais Y., Gobin A., Vacca A., Quinton J., Auerswald K., Klik A., Kwaad F.F.P.M., Roxo M.J., 2006, *Sheet and Rill Erosion*, [w:] J.B. Boardman, J. Poesen (red.), *Soil erosion in Europe*, John Wiley & Sons, 501–513.
- Ceriani M., Lauzi S., Padovan N., 1992, *Rainfalls and landslides in the alpine area of Lombardia region – Central Alps – Italy*, *Proceedings Interpraevent* 2: 9–20.
- Chambers B.J., Davies D.B., Holmes S., 1992, *Monitoring of water erosion on arable farms in England and Wales, 1989–1990*, *Soil Use and Management* 8(4): 163–170.
- Chambers B.J., Garwood T.W.D., 2000, *Monitoring of water erosion on arable farms in England and Wales, 1989–90*, *Soil Use and Management* 16: 93–99.
- Chaplot V., Coadou le Brozee E., Silvera N., Valentin C., 2005, *Spatial and temporal assessment of linear erosion in catchment under sloping lands of Northern Laos*, *Catena* 63: 167–184.
- Cheetham M.D., Bush R.T., Keene A.F., Erskine W.D., 2010, *Nonsynchronous, episodic incision: Evidence of threshold exceedance and complex response as controls of terrace formation*, *Geomorphology* 123: 320–329
- Chelmicki W., 1995, *Hydrograficzna charakterystyka progów Pogórza Karpackiego między Rabą a Uszwicą*, [w:] L. Kaszowski (red.), *Dynamika i antropogeniczne przeobrażenia środowiska przyrodniczego progów Karpat między Rabą a Uszwicą*, Instytut Geografii UJ, Kraków, 107–111.
- Chelmicki W., 1997, *Degradacja i ochrona wód. Część pierwsza – Jakość*, Uniwersytet Jagielloński, Instytut Geografii, Kraków, ss. 252.
- Chelmicki W. (red.), 1998, *The Carpathian Foothills Marginal Zone. Man and Environment*, *Prace Geograficzne Instytutu Geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego* 103, ss. 190.
- Chelmicki W., 1999, *Degradacja i ochrona wód. Część druga – Zasoby*, Uniwersytet Jagielloński, Instytut Geografii, Kraków, ss. 151.

- Chelmicki W., 2005, *Dynamika odpływu*, [w:] M. Żelazny (red.), *Dynamika związków biogennych w wodach opadowych, powierzchniowych i podziemnych w zlewniach o różnym użytkowaniu na Pogórzu Wiśnickim*, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, 47–54.
- Chelmicki W., Baścik M., Pociask-Karteczka J., 1995, *Bilans wodny pogórskich zlewni Starej Rzeki i Dworskiego Potoku w latach 1987–1995*, [w:] L. Kaszowski (red.), *Struktura i funkcjonowanie środowiska przyrodniczego Progu Karpat*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne 100: 171–185.
- Cheng H., Zou X., Wu Y., Zhang Ch., Zheng Q., Jiang Z., 2007, *Morphology parameters of ephemeral gully in characteristics hillslopes on the Loess Plateau of China*, *Soil and Tillage Research* 94: 4–14.
- Chomicz K., 1951, *Ulewy i deszcze nawalne w Polsce*, *Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej* 3: 5–88.
- Chorley R.J., 1962, *Geomorphology and general system theory*, U.S. Geological Survey, Professional Paper 500–B: 1–10.
- Chorley R.J., Kennedy B.A., 1971, *Physical Geography: A Systems Approach*, Prentice-Hall, London, ss. 370.
- Church M., 1983, *Patterns of instability in a wandering gravel-bed channel*, *Special Publication-International Association of Sedimentologists* 6: 169–180.
- Church M., 2002, *Geomorphic thresholds in riverine landscapes*, *Freshwater Biology* 47(4): 541–557.
- Ciepielowski A., Dąbkowski Sz.L., 2006, *Metody obliczeń przepływów maksymalnych w małych zlewniach rzecznych (z przykładami)*, Oficyna Wydawnicza Projprzemko-Eko, Bydgoszcz, ss. 311.
- Clark E.H., Havercamp J.A., Chapman W., 1985, *Eroding Soils. The off-Farm Impacts*, The Conservation Foundation, Washington DC, ss. 252.
- Clarke B.A., Burbank D.W., 2010, *Bedrock fracturing, threshold hillslopes, and limits to the magnitude of bedrock landslides*, *Earth and Planetary Science Letters* 297: 577–586.
- Coates D.R., Vitek J.D., 1980a, *Perspectives on Geomorphic Thresholds*, [w:] D.R. Coates, J.D. Vitek (red.) *Thresholds in Geomorphology*, Allen & Unwin, London, 3–23.
- Coates D.R., Vitek J.D. (red.), 1980b, *Thresholds in Geomorphology*, Allen & Unwin, London, ss. 498.
- Coutinho M.A., Tomas P.P., 1994, *Comparison of Fournier with Wischmeier rainfall erosivity indices*, [w:] R.J. Rickson, (red.), *Conservation Soil Resources, European Perspectives*, CAB International, Wallingford, 192–200.
- Crosta G., 1998, *Regionalization of rainfall threshold: an aid to landslide hazard evaluation*, *Environmental Geology* 35: 131–145.
- Crosta G., Frattini P., 2001, *Rainfall thresholds for triggering soil slips and debris flow*, *Proceedings of EGS 2nd Plinius Conference 2000, Mediterranean Storms*, Siena, 463–488.
- Crozier M.J., 1986, *Landslides: Causes, Consequences and Environment*, London, Dover; Croom Helm, ss. 252.
- Crozier M.J., 1997, *The climate-landslide couple: a southern hemisphere perspective*, [w:] J.A. Matthews, D. Brunsten, B. Frenzel, B. Glaeser, M.M. Weiss (red.), *Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene*, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 333–354.
- Crozier M.J., 1999, *Prediction of rainfall-triggered landslides: a test of the antecedent water status model*, *Earth Surface Processes & Landforms* 24: 825–833.
- Crozier M.J., Vaughan E.E., Tippet J.M., 1990, *Relative instability of colluvial-filled bedrock depressions*, *Earth Surface Processes & Landforms* 15: 326–339.
- Czeppe Z., German K., 1979, *Regiony fizycznogeograficzne*, [w:] *Atlas województwa krakowskiego*, Polska Akademia Nauk, Kraków, s. 20.

- Czeppe Z., German K., 1988, *Regiony fizycznogeograficzne*, [w:] *Atlas województwa tarnowskiego*, Polska Akademia Nauk, Kraków, s. 21.
- Czyżowska E., 1995, *Skutki geomorfologiczne i sedymentologiczne gwałtownej ulewy w dolinie Kalinki 15 września 1995 roku (Wyżyna Miechowska)*, *Przeгляд Geologiczny* 44(8): 813–816.
- Dahal R.K., Hasegawa S., 2008, *Representative rainfall thresholds for landslides in the Nepal Himalaya*, *Geomorphology* 100: 429–443.
- Davis W.M., 1899, *The geographical cycle*, *Geological Journal* 14(5): 481–504.
- Davison P., Hutchings M.G., Anthony S.G., Betson M., Johnson C., Lord E.I., 2005, *The relationship between potentially erosive storm energy and daily rainfall quantity in England and Wales*, *Science of the Total Environment* 344: 15–25.
- Deganutti A.M., Marchi L., Arattano M., 2000, *Rainfall and debris flow occurrence in the Moscardo basin (Italian Alps)*, [w:] G. Wieczorek, N. Naeser (red.), *Proceedings, Second International Conference on Debris-flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*, A.A. Balkema, Rotterdam, 67–72.
- DeGraff J.V., Romesburg H.C., 1980, *Regional Landslide – Susceptibility Assessment for Wildland Management: A Matrix Approach*, [w:] D.R. Coates, J.D. Vitek (red.), *Thresholds in Geomorphology*, Allen & Unwin, London, 401–414.
- Demczuk P., 2008, *Wpływ współczynnika erozyjności deszczu na wielkość erozji gleb w zlewni Bystrzanki w latach 1969–1993*, [w:] A. Kostrzewski, W. Bochenek (red.), *Konferencja Jubileuszowa z okazji 40-lecia działalności Stacji Naukowo-Badawczej IGiPZ PAN w Szymbarku, XVIII Ogólnopolskie Sympozjum Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego, Streszczenia referatów i posterów, Szymbark 14–16 maja 2006*, s. 15.
- Demczuk P., 2009a, *Wpływ erozyjności deszczu na wielkość erozji gleb w zlewni Bystrzanki w latach 1969–1993*, [w:] W. Bochenek, M. Kijowska (red.), *Funkcjonowanie środowiska przyrodniczego w okresie przemian gospodarczych w Polsce*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Szymbark, 231–238.
- Demczuk P., 2009b, *Zastosowanie modelu USLE do automatycznego kartowania natężenia erozji gleb w zlewni Bystrzanki (Karpaty fliszowe)*, [w:] W. Bochenek, M. Kijowska (red.), *Funkcjonowanie środowiska przyrodniczego w okresie przemian gospodarczych w Polsce*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Szymbark, 239–244.
- De Ploey J., 1969, *L'érosion pluviale: expériences à l'aide de sables traceurs et bilans morphogéniques*, *Acta Geographica Lovaniensia* 7: 1–28.
- De Ploey J., 1970, *L'érosion pluviale. Erozja deszczowa*, *Przeгляд Zagranicznej Literatury Geograficznej IG PAN*, 5–54.
- De Ploey J., 1974, *Liquefaction and rainwash erosion*, *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplementband* 15: 491–496.
- De Ploey J., 1983, *Runoff and rill generation on sandy and loamy topsoils*, *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplementband* 46: 15–23.
- De Ploey J., Savat J., 1968, *Contribution à l'étude de l'érosion par le splash*, *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 12: 174–193.
- Derbyshire E., Gregory K.J., Hails J.R., 1979, *Geomorphological Processes*, Mackays of Chatham Ltd., London, ss. 312.
- Descroix L., Gonzáles Barrios J.I., Viramontes D., Poulénard J., Anaya E., Esteves M., Estrada J., 2008, *Gully and sheet erosion on subtropical mountain slopes: Their respective roles and the scale effect*, *Soil and Tillage Research* 72: 325–339.
- Dębski K., 1970, *Hydrologia*, Arkady, Warszawa, ss. 206.

- Dietrich W.E., Dorn R., 1984, *Significance of thick deposits of colluvium on hillslopes, a case study involving the use of pollen analysis in the costal mountains of southern California*, Journal of Geology 92: 147–158.
- Dietrich W.E., Wilson C.J., Montgomery D.R., McKean J., 1993, *Analysis of erosion thresholds, channel networks, and landscape morphology using a digital terrain model*, Journal of Geology 101: 259–278.
- Dietrich W.E., Wilson C.J., Montgomery D.R., McKean J., Bauer R., 1992, *Erosion thresholds and land surface morphology*, Geology 20: 675–679.
- Diodato N., 2004, *Estimating RUSLE's rainfall factor in the part of Italy with a Mediterranean rainfall regime*, Hydrology and Earth System Sciences 8(1): 103–107.
- Diodato N., 2005, *Predicting RUSLE (revised universal soil loss equation) monthly erosivity index from readily available rainfall data in Mediterranean area*, The Environmentalist 25: 63–70.
- Diodato N., Belocchi G., 2009, *Assessing and modeling changes in rainfall erosivity at different climate scales*, Earth Surface Processes & Landforms 34: 969–980.
- Długosz M., Gębica P., 2008, *Geomorfologiczne skutki oraz rola lokalnych ulew i powodzi w kształtowaniu rzeźby progu Pogórza Karpackiego (na przykładzie ulewy z czerwca 2006 r. w rejonie Sędziszowa Młp.)*, [w:] W. Florek (red.), *Rola procesów ekstremalnych w kształtowaniu rzeźby*, Landform Analysis 8: 13–20.
- Dobrzański B., Malicki A., Ziemiński S., 1953, *Erozja gleb w Polsce*, Państwowe Wydawnictwo Rolnicze i Leśne, Warszawa, ss. 194.
- Doyle M.W., Julian J.P., 2005, *The most-cited works in Geomorphology*, Geomorphology 72: 238–249.
- Drużkowski M., 1998, *Współczesna dynamika, funkcjonowanie i przemiany krajobrazu Pogórza Karpackiego*, Instytut Botaniki UJ, Kraków, ss. 285.
- Drzewiecki W., Mularz S., 2001, *Modelowanie erozji wodnej gleb z wykorzystaniem GIS*, [w:] *Materiały Konferencji Naukowej nt. Nowoczesne technologie w geodezji i inżynierii środowiska*, 22 września 2001, Wydział Geodezji Górniczej i Inżynierii Środowiska AGH w Krakowie.
- Dynowska I., 1971, *Typy reżimów rzecznych w Polsce*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne 28, ss. 153.
- Elangovan A.B., Seetharaman R., 2011, *Estimating Rainfall Erosivity of the Revised Universal Soil Loss Equation from Daily Rainfall Depth in Krishanagiri Watershed region of Tamil Nadu, India*, 2011 International Conference on Environmental and Computer Science IPCBEE 19: 48–52.
- Ellison W.D., 1944, *Studies of Raindrop Erosion*, Agricultural Engineering 25(4): 131–136.
- Embleton C., Thornes J.B., Warren A., 1985, *Charakter ruchu cieczy i gazów*, [w:] C. Embleton, J.B. Thornes (red.), *Geomorfologia dynamiczna*, PWN, Warszawa, 59–94.
- Embleton C., Whalley W.B., 1985, *Energia, siły, reakcje*, [w:] C. Embleton, J.B. Thornes (red.), *Geomorfologia dynamiczna*, PWN, Warszawa, 26–58.
- Encyklopedia Popularna PWN*, 1992, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, ss. 1008.
- Erkens G., Dambeck R., Volleberg K.P., Bouman M.T.I.J., Bos J.A.A., Cohen K.M., Wallinga J., Hoek W.Z., 2009, *Fluvial terrace formation in the northern Upper Rhine Graben during the last 20 000 years as a result of allogenic controls and autogenic evolution*, Geomorphology 103: 476–495.
- Erskine W., 2008, *Channel incision and sand compartmentalization in an Australian sandstone drainage basin subject to high flood variability*, [w:] J. Schmidt, S. Elliott, L. Basher, C. Philips, T. Cochrane, T. Davies (red.), *Sediment Dynamics in Changing Environments*, IAHS Publication, Christchurch, New Zealand, 325: 283–290.
- Evans R., 1980, *Characteristics of water-eroded fields in lowland England*, [w:] M. De Boodt, D. Gabriels (red.), *Assessment of Erosion*, Wiley, Chichester, UK, 77–87.

- Evans R., 1981, *Assessment of soil erosion and peat wastage for parts of East Anglia, England. A field visit*, [w:] R.P.C. Morgan (red.), *Soil Conservation: Problems and Prospects*, Wiley, Chichester, UK, 521–530.
- Evans R., 1990a, *Soils at risks of accelerated erosion in England and Wales*, *Soil Use and Management* 6: 125–131.
- Evans R., 1990b, *Water erosion in British farmers' fields—some causes, impacts, predictions*, *Progress in Physical Geography* 14: 199–219.
- Evans R., 1993, *Extent, frequency and rates of rilling of arable land in localities in England and Wales*, [w:] S. Wicherek (red.), *Farm Land Erosion: In Temperate Plains Environments and Hills*, Elsevier, 177–190.
- Evans R., 2002, *An alternative way to assess water erosion of cultivated land – field based measurements: and analysis of some results*, *Applied Geography* 22: 187–208.
- Evans R., 2005, *Monitoring water erosion in lowland England and Wales: a personal view of its history and outcomes*, *Catena* 64: 142–161.
- Evans R., Nortcliff S., 1978, *Soil erosion in north Norfolk*, *Journal of Agricultural Science* 90: 185–192.
- Favis-Mortlock D.T., 1998, *A self organizing dynamic systems approach to the simulation of rill initiation and development on hillslopes*, *Computers and Geosciences* 24(4): 353–372.
- Favis-Mortlock D.T., 2004, Rill [w:] A.S. Goudie (red.), *Encyclopedia of Geomorphology*, t. 2, Routledge Ltd., London, 852–853.
- Figula K., 1960, *Erozja w terenach górskich*, *Wiadomości IMUZ* 1(4): 109–147.
- Florek W. (red.), 2008, *Rola procesów ekstremalnych w kształtowaniu rzeźby*, *Landform Analysis* 7, ss. 184.
- Floris M., Bozzano F., 2008, *Evaluation of landslide reactivation: A modified rainfall threshold model based on historical records of rainfall and landslides*, *Geomorphology* 94: 40–57.
- Ford D.C., 1980, *Threshold and Limit Effects in Karst Geomorphology*, [w:] D.R. Coates, J.D. Vitek (red.), *Thresholds in Geomorphology*, Allen & Unwin, London, 345–362.
- Fornis R.L., Vermeulen H.R., Nieuwenhuis J.D., 2005, *Kinetic energy – rainfall relationship for Central Cebu, Philippines for soil erosion*, *Journal of Hydrology* 300: 20–32.
- Foster G.R., 1986, *Understanding ephemeral gully erosion*, [w:] *Soil Conservation: Assessing the National Resources Inventory*, t. 2, Washington DC, 90–118.
- Fox D.M., Bryan R.B., 1999, *The relationship of soil loss by interrill erosion to slope gradient*, *Catena* 38: 211–222.
- Fox D.M., Bryan R.B., Price A.G., 1997, *The influence of slope angle on final infiltration rate for interrill conditions*, *Geoderma* 80: 181–194.
- Froehlich W., 1975, *Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nawojowskiej*, *Prace Geograficzne IGiPZ PAN* 114, ss. 122.
- Froehlich W., 1982, *Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej*, *Prace Geograficzne IGiPZ PAN* 143, ss. 144.
- Froehlich W., 1986, *Ekstrapolacja wskaźników denudacji w świetle mechanizmów erozji i transportu fluwialnego w zlewniach fliszowych Karpat*, *Przegląd Geograficzny* 58(1–2): 90–98.
- Froehlich W., 1995, *Sediment Dynamics in the Polish Flysh Carpathians*, [w:] I. Foster, A. Gurnel, B. Webb (red.), *Sediment and Water Quality in River Catchments*, John Wiley & Sons, London, 453–461.
- Froehlich W., 1998, *Transport rumowiska i erozja potoków beskidzkich podczas powodzi w lipcu 1997 roku*, [w:] *Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 r.*, Konferencja naukowa, Kraków 7–9 maja 1998, 133–144.

- Froehlich W., 2002, *Wartości progowe procesów kształtujących beskidzkie systemy fluwialne*, [w:] A. Traczyk, A. Latocha (red.), *Środowiska górskie – ewolucja rzeźby*, VI Zjazd Geomorfologów Polskich. Jelenia Góra, 11–14 września 2002, Streszczenia referatów i posterów, Wrocław, 43–46.
- Froehlich W., 2006, *Efektywność geomorfologiczna i wartości progowe procesów hydrometeorologicznych w beskidzkim systemie fluwialnym*, [w:] A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), *Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych. Procesy ekstremalne w środowisku geograficznym*, Kołobrzeg 20–22 września 2006, Poznań–Storkowo, 29–33.
- Froehlich W., Słupik J., 1977, *Metody badań transformacji opadu w odpływ oraz erozji na stoku w zlewni Homerki (Beskid Sądecki)*, [w:] *Seminarium: Zasoby wodne w małych zlewniach. Ocena i zagospodarowanie*, Falenty, Komisja Gospodarki Wodnej i IMUZ, 55–70.
- Froehlich W., Słupik J., 1980, *Importance of splash in erosion process within a small flysh catchment basin*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 14: 77–111.
- Froehlich W., Słupik J., 1986, *Rola dróg w kształtowaniu splywu i erozji w karpackich zlewniach fliszowych*, *Przegląd Geograficzny* 58(1-2): 129–160.
- Froehlich W., Starkel L., 1987, *Normal and extreme monsoon rains – their role in the shaping of the Darjeeling Himalaya*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 21: 129–156.
- Froehlich W., Starkel L., 1991, *Wartości progowe w ewolucji rzeźby fliszowych Karpat i Dardżylińskich Himalajów*, *Conference Papers IGiPZ PAN*, 49–58.
- Froehlich W., Starkel L., 1995, *The response of slope and channel systems to various types of extreme rainfall: A comparison between the temperate zone and humid tropics*, *Geomorphology* 11: 337–345.
- Froehlich W., Gil E., Kasza I., Starkel L., 1990, *Thresholds in the transformation of slopes and river channels in the Darjeeling Himalaya, India*, *Mountain Research and Development* 10: 301–312.
- Fryirs K., 2003, *Guiding principles for assessing geomorphic river condition: application of a framework in the Bega catchment, South Coast, New South Wales, Australia*, *Catena* 53: 17–52.
- Fryirs K., Brierley G.J., 1999, *Slope-channel decoupling in Wolumla catchment, New South Wales, Australia: the changing nature of sediment sources following European settlement*, *Catena* 35: 41–63.
- Fryirs K.A., Brierley G.J., Preston N.J., Kasai M., 2007, *Buffers, barriers and blankets: The (dis)connectivity of catchment-scale sediment cascades*, *Catena* 70: 49–67.
- Fullen M.A., Catt J.A., 2004, *Soil erosion*, [w:] A.S. Goudie (red.), *Encyclopedia of Geomorphology*, t. 2, Routledge Ltd., London, 977–981.
- Gabet E.J., Burbank D.W., Putkonen J.K., Pratt-Sitaula B.A., Ojha T., 2004, *Rainfall thresholds for landsliding in the Himalayas of Nepal*, *Geomorphology* 63: 131–143.
- Gallart F., 1995, *The relative geomorphic work effected by four processes in rainstorms: a conceptual approach to magnitude and frequency*, *Catena* 25: 353–364.
- Gardner J.S., 1980, *Frequency, Magnitude, and Spatial Distribution of Mountain Rockfalls and Rockslides in the Highwood Pass Area, Alberta, Canada*, [w:] D.R. Coates, J.D. Vitek (red.), *Thresholds in Geomorphology*, Allen & Unwin, London, 267–295.
- Gerlach T., 1958, *Wstępne badania nad intensywnością współczesnych procesów denudacyjnych w Jaworkach k/Szczawnicy*, *Roczniki Nauk Rolniczych Ser. F*–72–3.
- Gerlach T., 1966, *Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarka (Beskid Wysoki)*, *Prace Geograficzne IG PAN* 52, ss. 124.
- Gerlach T., 1976a, *Bombardująca działalność kropli deszczu i jej znaczenie w przemieszczaniu gleby na stokach*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 10: 125–137.
- Gerlach T., 1976b, *Współczesny rozwój stoków w polskich Karpatach Fliszowych*, *Prace Geograficzne IG PAN* 122, ss. 116.

- German K., 2001–2002, *Fizycznogeograficzne regiony województwa małopolskiego*, Folia Geographica, Series Geographica Oeconomica 31–32: 9–25.
- Ghadiri H., 2006, *Raindrop impact and splash erosion*, [w:] R. Lal (red.), *Encyclopedia of Soil Sciences*, Taylor and Francis, New York, 1428–1432.
- Giannecchini R., 2006, *Relationship between rainfall and shallow landslides in the southern Apuan Alps (Italy)*, Natural Hazards and Earth System Science 6: 357–364.
- Gil E., 1976, *Splukiwanie gleby na stokach fliszowych w rejonie Szymbarku*, Dokumentacja Geograficzna 2, ss. 65.
- Gil E., 1986, *Rola użytkowania ziemi w przebiegu spływu powierzchniowego i splukiwania na stokach fliszowych*, Przegląd Geograficzny 58: 51–65.
- Gil E., 1994, *Monitoring obiegu wody i splukiwania na stokach*, [w:] *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Stacja Bazowa Szymbark (Karpaty Fliszowe)*, PIOŚ, Warszawa, 66–87.
- Gil E., 1997, *Meteorological and hydrological conditions of landslide*, Polish Flysch Carpathians, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 31: 143–157.
- Gil E., 1998, *Spływ wody i procesy geomorfologiczne w zlewniach fliszowych podczas gwałtownej ulewy w Szymbarku w dniu 7 czerwca 1985 roku*, [w:] L. Starkel (red.), *Geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis lokalnych ulew*, Dokumentacja Geograficzna 11: 85–107.
- Gil E., 1999, *Obieg wody i splukiwanie na fliszowych stokach użytkowanych rolniczo w latach 1980–1990*, Zeszyty IGiPZ PAN 60, ss. 78.
- 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.
- Gil E., Słupik J., 1972, *The influence of plant cover and land use on the surface run-off and wash-down during heavy rain*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 6: 181–190.
- Gil E., Starkel L., 1979, *Long-term Extreme Rainfalls and their Role in the Modelling of Flysch Slopes*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 13: 207–220.
- Gil E., Długosz M., 2006, *Threshold values of rainfalls triggering selected deep-seated landslides in the Polish Flysch Carpathians*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 40: 21–43.
- Gilbert G., 1887, *Report on the geology of the Henry Mountains (Utah)*, *US Geographical and Geological Survey of the Rocky Mtn Region*, Washington D.C., U.S. Govt. Printing Office, ss. 163.
- Gilbert G., 1909, *The convexity of hilltops*, *Journal of Geology* 17: 344–350.
- Gilewska S., Starkel L., 1979, *Geomorfologia*, [w:] *Atlas województwa krakowskiego*, PAN, Kraków, s. 10.
- Gilewska S., Starkel L., 1988, *Geomorfologia*, [w:] *Atlas województwa tarnowskiego*, PAN, Kraków, s. 9.
- Glade T., Crozier M., Smith P., 2000, *Applying probability determination to refine landslide-triggering rainfall thresholds using an empirical Antecedent Daily Rainfall Model*, *Pure and Applied Geophysics* 157: 1059–1079.
- Gorczyca E., 2004, *Przekształcanie stoków fliszowych przez ruchy masowe podczas katastrofalnych opadów (dorzecze Łososiny)*, Instytut Geografii UJ, Kraków, Kraków, ss. 101.
- Govers G., 1987, *Spatial and temporal variability in rill development processes at the Huldenberg experimental site*, [w:] Bryan R.B. (red.), *Rill Erosion, Processes and Significance*, *Catena Supplement*, 8: 17–34.
- Govers G., 1991, *Rill erosion on arable land in Central Belgium: rates, controls and predictability*, *Catena* 18: 133–155.

- Govers G., 1992, *Relationship between discharge, velocity and flow area for rills eroding loose, non-layered materials*, *Earth Surface Processes & Landforms* 17(5): 515–528.
- Govers G., 2004, *Sheet erosion, sheet flow, sheet wash*, [w:] A.S. Goudie (red.), *Encyclopedia of Geomorphology*, t. 2, Routledge Ltd., London, 947–949.
- Govers G., Poesen J., 1988, *Assessment of the interrill and rill contributions to total soil loss from an upland field plot*, *Geomorphology* 1: 343–354.
- Goździk J., 1986, *Czas w geomorfologii – przegląd zagadnień metodycznych*, *Czasopismo Geograficzne* 57(2): 183–201.
- Graf W.I., 1977, *The rate law in fluvial geomorphology*, *American Journal of Science* 277: 178–191.
- Greenwood R.O., Orford J.D., 2008, *Temporal patterns and processes of retreat of drumlin coastal cliffs – Strangford Lough, Northern Ireland*, *Geomorphology* 94: 153–169.
- Gregory K.J. (red.), 2003, *Extreme events and the transformation of landscape*, *Geographia Polonica* 76(2), ss. 202.
- Gregory K.J., Walling D.E., 1973, *Drainage Basin. Form and Process*. Edward Arnold Ltd., London, ss. 458.
- Gregory K.J., Walling D. E., 1974, *Fluvial Processes in Instrumented Watersheds*, Alden and Mowbray Ltd., Oxford, ss. 194.
- Griszczenko M., 1949, *K'mietodiekie ocenki geomorfologiczeskich usłowij erozji*, Izd. AN SSSR, za Klimaszewski M., 1978, *Geomorfologia*, PWN, Warszawa, ss. 1098.
- Grześ M., 1971, *Wstępne wyniki badań nad rolą kropel deszczu w procesie erozji*, *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu M. Kopernika w Toruniu, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, Geografia* 26(8): 73–80.
- Guzzetti F., Cardinali M., Reichenbach P., Cipolla F., Sebastiani C., Galli M., Salvati P., 2004, *Landslides triggered by the 23 November 2000 rainfall event in the Imperia Province, Western Liguria, Italy*, *Engineering Geology* 73(2): 229–245.
- Guzzetti F., Peruccacci, S., Rossi, M., Stark, C.P., 2007, *Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe*, *Meteorology and Atmospheric Physics* 98: 239–267.
- Hack J.T., 1960, *Interpretation of erosional topography in humid temperate regions*, *American Journal of Science* 258A: 80–97.
- Hall A.D., Fagan R.E., 1956, *Definition of system*, [w:] *General Systems Yearbook* 1: 18–28.
- Harnischmacher S., 2007, *Thresholds in small rivers? Hypotheses developed from fluvial morphological research in western Germany*, *Geomorphology* 92: 119–133.
- Hart M.G., 1986, *Geomorphology pure and applied*, George Allen & Unwin, London, ss. 228.
- Harvey A.M., 2001, *Coupling between hillslopes and channels in upland fluvial systems: implications for landscape sensitivity, illustrated from the Howgill Fells, northwest England*, *Catena* 42: 225–250.
- Harvey A.M., 2007, *Geomorphic instability and change—Introduction: Implications of temporal and spatial scales*, *Geomorphology* 84: 153–158.
- Harvey A.M., Watson C.C., 1986, *Fluvial Processes and Morphological Thresholds in Incised Channel Restoration*, *Water Resources Bulletin* 3(3): 359–368.
- Hauge C., 1977, *Soil erosion definitions*, *California Geology* 30: 202–203.
- Henkle J.E., Wohl E., Beckman N., 2011, *Locations of channel heads in the semiarid Colorado Front Range, USA*, *Geomorphology* 129: 309–319.
- Hess M., 1965, *Piętra klimatyczne w polskich Karpatach*, *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne* 11: 1–267.
- Hess M., Leśniak B., 1988, *Klimat*, [w:] *Atlas województwa tarnowskiego*, PAN, Kraków, s. 11.

- Hicks D.M., Gomez, B., Trustrum, N.A., 2000, *Erosion thresholds and suspended sediment yields, Waipaoa River Basin, New Zealand*, Water Resources Research 36(4): 1129–1142.
- Hjulström F., 1935, *Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris*, Bulletin of the Geological Institute, University Uppsala 25: 221–527.
- Hołub B., 2007, *Interpretacja i porównanie symulacji potencjalną erozją wodną gleb według modelu USLE i USPED na przykładzie okolic Drohiczyzna nad Bugiem*, Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Sectio B 62(12): 253–272.
- Hong Y., Hiura H., Shino K., Sassa K., Suemine A., Fukuoka H., Wang G., 2005, *The influence of intense rainfall on the activity of large-scale crystalline schist landslides in Shikoku Island, Japan*, Landslides 2(2): 97–105.
- Hopp L., McDonnell J.J., 2009, *Connectivity at the hillslope scale: Identifying interactions between storm size, bedrock permeability, slope angle and soil depth*, Journal of Hydrology 376: 378–391.
- Horton R.E., 1945, *Erosional development of streams and their drainage basins. Hydrophysical approach to quantitative morphology*, Geological Society of America Bulletin 56: 275–370.
- Howard A.D., 1980, *Thresholds in River Regimes*, [w:] D.R. Coates, J.D. Vitek (red.), *Thresholds in Geomorphology*, Allen & Unwin, London, 227–258.
- Hugget R., 2007, *A history of the systems approach in geomorphology*, Géomorphologie: relief, processus, Environnement 2: 145–158.
- Hussein M.H., Laflen J.M., 1982, *Effects of crop, canopy and residue on rill and interrill soil erosion*, Transactions of the American Society of Agricultural Engineers 25: 1310–1315.
- Innes J.L., 1983, *Debris flows*, Progress in Physical Geography 7: 469–501.
- Ionita I., 2006, *Gully development in the Moldavian Plateau of Romania*, Catena 68: 133–140.
- Istok J.D., McCool D.K., 1986, *Effect of rainfall measurement interval on EI calculation*, Transactions of the American Society of Agriculture 29(3): 730–734.
- Izmailow B., 1984, *Eolian process in alpine belt of the High Tatra Mountains, Poland*, Earth Surface Processes & Landforms 9: 143–151.
- Izmailow B., 1995, *Klimatyczne uwarunkowania morfologicznej działalności wiatru na progu Pogórze Wielickiego w rejonie Bochni*, [w:] L. Kaszowski (red.) *Dynamika i antropogeniczne przeobrażenia środowiska przyrodniczego Progu Karpat między Rabą a Uszwicą*, Instytut Geografii UJ, Kraków, 195–203.
- Jadczyzyn J., 2010, *Spływ powierzchniowy i erozja gleby w użytkowanej rolniczo mikrozelewni stokowej (Rogalów, Wyżyna Lubelska)*, [w:] E. Smolska, J. Rodzik (red.), *Procesy erozyjne na stokach użytkowanych rolniczo (metody badań, dynamika i skutki)*, Prace i Studia Geograficzne 45: 67–77.
- Jahn A., 1954, *Denudacyjny bilans stoku*, Czasopismo Geograficzne 25(1–2): 38–64.
- Jakob M., Holm K., Lange O., Schwab J. W., 2006, *Hydrometeorological thresholds for landslide initiation and forest operation shutdowns on the north coast of British Columbia*, Landslides, Springer-Verlag, DOI 10.1007/s10346-006-0044-1.
- Jakob M., Weatherly H., 2003, *A hydroclimatic threshold for landslide initiation on the North Shore Mountains of Vancouver, British Columbia*, Geomorphology 54(3–4): 137–156.
- Jania J.A., Zwoliński Z., 2011, *Ekstremalne zdarzenia meteorologiczne, hydrologiczne i geomorfologiczne w Polsce*, Landform Analysis 15: 51–64.
- Janicki G., Zgłobicki W., 1998, *Geomorfologiczne skutki ulewy (z 16 września 1995 r.) w okolicy Garbowa na Wyżynie Lubelskiej*, Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Sectio B. 53(6): 109–129.
- Janicki G., 2007, *Rola zdarzeń katastrofalnych w funkcjonowaniu geosystemów użytkowanych rolniczo*, [w:] J. Szkutnicki, U. Kossowska-Cezak, E. Bogdanowicz, M. Ceran (red.), *Cywilizacja i żywioły*, Monografie Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa, 236–245.

- 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.
- Jayawardena A.W., Rezaur R.B., 2000, *Drop size distribution and kinetic energy load of rainstorms in Hong Kong*, Hydrological Processes 14: 1069–1082.
- Jiongxin Xu J., 2004, *Double-thresholds in scour-fill processes and some implications in channel adjustment*, Geomorphology 57(3–4): 321–330.
- Jiongxin Xu J., 2005, *Precipitation-vegetation coupling and influence on erosion on the Loess Plateau, China*, Catena 64: 103–116.
- Jodłowski A., Skowronek S., 1980, *Pradzieje Bochni i regionu*, [w:] F. Kiryk, Z. Ruta (red.), *Bochnia. Dzieje miasta i regionu*, Urząd Miasta Bochni, Kraków, 33–42.
- Jokiel P. (red.), 2008, *Zjawiska ekstremalne i zdarzenia nadzwyczajne w środkowej Polsce*, Acta Universitatis Lodziana, Folia Geographica Physica 8, ss.183.
- Jones J.C., Banner J.L., 2003, *Estimating recharge thresholds in tropical karst island aquifers: Barbados, Puerto Rico and Guam*, Journal of Hydrology 278: 131–143.
- Józefaciuk A., Józefaciuk C., 1992, *Zarys morfogenetycznej klasyfikacji gleb*, Pamiętnik Puławski 101: 50–71.
- Józefaciuk A., Józefaciuk C., 1995, *Erozja agroekosystemów*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa, ss. 168.
- Józefaciuk A., Józefaciuk C., 1999, *Ochrona gruntów przed erozją*, IUNG, Puławy, ss. 109.
- Józefaciuk C., Józefaciuk A., 1996, *Erozja i melioracje przeciweozyjne*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa, ss. 168.
- Józwiak J., Podgórski J., 2000, *Statystyka od podstaw*, Polskie Wydawnictwa Ekonomiczne, Warszawa, ss. 552.
- Kaczorowska Z., 1962, *Opady w Polsce w przekroju wieloletnim*, Prace Geograficzne IG PAN 33: 1–112.
- Kakembo V., Xanga W.W., Rowntree K., 2009, *Topographic thresholds in gully development on the hillslopes of communal areas in Ngqushwa Local Municipality, Eastern Cape, South Africa*, Geomorphology 110: 188–194.
- Kale V.S., 2007, *Geomorphic effectiveness of extraordinary floods on three large rivers of the Indian Peninsula*, Geomorphology 85: 306–316.
- Kale V.S., 2008, *A half-a-century record of annual energy expenditure and geomorphic effectiveness of the monsoon-fed Narmada River, central India*, Catena 75: 154–163.
- Karlen D.L., Ditzler C.A., Andrews S.S., 2003, *Soil quality: Why and how?*, Geoderma 114: 145–156.
- Kaszowski L., 1973, *Morphological activity of the mountain streams (with Biały Potok in the Tatra Mts. as example)*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne 31, ss. 105.
- Kaszowski L., 1991, *Cele i zadania Stacji Naukowej IG UJ w Łazach*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne 83: 159–163.
- Kaszowski L. (red.), 1995a, *Dynamika i antropogeniczne przeobrażenia środowiska przyrodniczego progów Karpat między Rabą a Uszwicą*, IG UJ, Kraków, ss. 331.
- Kaszowski L., 1995b, *Ogólna charakterystyka progów Pogórza Karpackiego między Rabą a Uszwicą*, [w:] L. Kaszowski (red.), *Dynamika i antropogeniczne przeobrażenia środowiska przyrodniczego progów Karpat między Rabą a Uszwicą*, IG UJ, Kraków, 19–25.
- Kaszowski L. (red.), 1995c, *Struktura i funkcjonowanie środowiska przyrodniczego Progu Karpat*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne 100, ss. 160.

- Kaszowski L., 1995d, *Założenia metodologiczne i metodyczne projektu badawczego*, [w:] L. Kaszowski (red.), *Dynamika i antropogeniczne przeobrażenia środowiska przyrodniczego Progu Karpat między Rabą a Uszwicą*, Instytut Geografii UJ, Kraków, 11–16.
- Kaszowski L., Święchowicz J., 1995a, *Budowa geologiczna progów Pogórza Karpackiego między Rabą a Uszwicą*, [w:] L. Kaszowski (red.), *Dynamika i antropogeniczne przeobrażenia środowiska przyrodniczego Progu Karpat między Rabą a Uszwicą*, Instytut Geografii UJ, Kraków, 23–25.
- Kaszowski L., Święchowicz J., 1995b, *Rzeźba progów Pogórza Karpackiego między Rabą a Uszwicą*, [w:] L. Kaszowski (red.), *Dynamika i antropogeniczne przeobrażenia środowiska przyrodniczego Progu Karpat między Rabą a Uszwicą*, Instytut Geografii UJ, Kraków, 39–43.
- Keefer D.K., Wilson R.C., Mark R.K., Brabb E.E., Brown W.M-III., Ellen S.D., Harp E.L., Wiczeorek G.F., Alger C.S., Zarkin R.S., 1987, *Real-time landslide warning during heavy rainfall*, *Science* 238: 921–925.
- Kennedy B., 1992, *Hutton to Horton: views of sequence, progression and equilibrium in geomorphology*, *Geomorphology* 5: 231–250.
- Kennedy B.A., 1994, *Requiem for a Dead Concept*, *Annals of the Association of American Geographers* 84(4): 702–705.
- Kennedy B., 2002, *Force and Resistance Concept* [w:] A.S. Goudie (red.), *Encyclopedia of Geomorphology*, t. 1, Routledge Ltd., London, 401–401.
- Kennedy B., 2004, *Systems in Geomorphology*, [w:] A.S. Goudie (red.), *Encyclopedia of Geomorphology*, t. 2, Routledge Ltd., London, 1031–1033.
- Kiciński T., Byczkowski A., Skrzynecka J., Wicher M., 1974, *Materiały do ćwiczeń z hydrologii*, Skrypty Akademii Rolniczej w Warszawie, Warszawa, ss. 267.
- Kim S.K., Hong W.P., Kim Y.M., 1991, *Prediction of rainfall-triggered landslides in Korea*, [w:] D.H. Bell (red.), *Landslides*, Rotterdam: A.A. Balkema, 2: 989–994.
- Kimaro D.F., Poesen J., Msanya B.M., Deckers J.A., 2008, *Magnitude of soil erosion on the northern slope of the Uluguru Mountains, Tanzania: Interrill and rill erosion*, *Catena* 75: 38–44.
- King C.A.M., 1980, *Thresholds in Glacial Geomorphology*, [w:] D.R. Coates, J.D. Vitek (red.), *Thresholds in Geomorphology*, Allen & Unwin, London, 297–321.
- Kinnel P.I.A., 1998, *Converting USLE soil erodibilities for use with the $Q_R EI_{30}$ index*, *Soil & Tillage Research* 45: 349–357.
- Kinnel P.I.A., 2001, *Particle travel distances and bed and sediment composition associated with rain-impacted flows*, *Earth Surface Processes & Landforms* 26: 749–768.
- Kinnel P.I.A., 2005, *Raindrop impact induced erosion processes and prediction: a review*, *Hydrological Process* 19: 2815–2844.
- Kirkby M.J., 1969, *Erosion by water on hillslopes*, [w:] R.J. Chorley (red.) *Water, Earth and Man*, Methuen, London, 229–238.
- Kirkby M.J., Morgan R.P.C. (red.), 1978, *Soil Erosion*, John Wiley, Chichester, ss. 316.
- Kirkby M.J., 1980, *The Stream Head as a Significant Geomorphic Threshold*, [w:] D.R. Coates, J.D. Vitek (red.), *Thresholds in Geomorphology*, Allen & Unwin, London, 53–73.
- Klimaszewski M., 1978, *Geomorfologia*, PWN, Warszawa, ss. 1098.
- Klimek M., 1995a, *Charakterystyka pokrywy glebowej eksperymentalnej zlewni Dworskiego Potoku (Pogórze Wielickie)*, [w:] L. Kaszowski (red.), *Struktura i funkcjonowanie środowiska przyrodniczego Progu Karpat*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne 100: 99–111.
- Klimek M., 1995b, *Uziarnienie pokryw pyłowych progów Pogórza Karpackiego między Rabą a Uszwicą*, [w:] L. Kaszowski (red.), *Dynamika i antropogeniczne przeobrażenia środowiska przyrodniczego Progu Karpat między Rabą a Uszwicą*, Instytut Geografii UJ, Kraków, 35–38.

- Klimek M., 2005, *Pedogenetyczne uwarunkowania retencyjności pokryw pyłowych progów Pogórza Karpackiego*, Roczniki Gleboznawcze 56(1–2): 85–96.
- Koenele W.R., 1982, *Field measurement of rainfall drop-size distribution, and the relationships between rainfall parameters and soil movement by rainsplash*, Earth Surface Processes & Landforms 7: 499–502.
- Koćmit A., 1998, *Erozja wodna w obszarach młodoglacjalnych Pomorza i możliwości jej ograniczenia*, Biblioteka Fragmentaria Agronomica 4B(98): 83–99.
- Kondracki J., 1978, *Geografia fizyczna Polski*, PWN, Warszawa, ss. 463.
- Koronacki J., Mielniczuk J., 2006, *Statystyka dla studentów kierunków technicznych i przyrodniczych*, Wydawnictwa Naukowo-Techniczne, Warszawa, ss. 492.
- Korska A., 1998, *Wezbrania opadowe w małej zlewni pogórskiej*, [w:] *Funkcjonowanie i tendencje rozwoju geosystemów Polski*, PIOŚ, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa, 197–204.
- Korup O., Densmore A.L., Schlunegger F., 2010, *The role of landslides in mountain range evolution*, Geomorphology 120: 77–90.
- Kostrzewski A., Klimczak R., Stach A., Zwoliński Z., 1989, *Morphologic effect of heavy rainfall (24 May, 1983) over relief features of the scarpland in the middle Parsęta valley, West Pomerania, Poland*, Quaestiones Geographicae, Special Issue 2: 101–110.
- Kostrzewski A., Klimczak R., Stach A., Zwoliński Z., 1992, *Wpływ procesów katastrofalnych na funkcjonowanie współczesnego systemu denudacyjnego obszarów młodoglacjalnych – Pomorze Zachodnie*, Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, 18A: 55–82.
- Kotarba A., 1994, *Geomorfologiczne skutki katastrofalnych letnich ulew w Tatrach Wysokich*, Acta Universitatis N. Copernici, Geografia 27(92): 21–34.
- Kotarba A., 1998, *Morfogenetyczna rola opadów deszczowych w modelowaniu rzeźby Tatr podczas letniej powodzi w roku 1997*, Dokumentacja Geograficzna 12: 9–23.
- Kotarba A., Kaszowski L., Krzemień K., 1987, *High-mountain denudational system in the Polish Tatra Mountains*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN 3: 1–106.
- Kozarski S., 1986, *Skale czasu i rytm zdarzeń geomorfologicznych Vistulianu na Niżu Polskim*, Czasopismo Geograficzne 57(2): 247–270.
- Krocak R., 2006, *Gęstość dróg polnych na Pogórzu Ciężkowickim (Karpaty)*, Dokumentacja Geograficzna 32: 162–166.
- Krocak R., 2008, *Hydrologiczny aspekt funkcjonowania dróg polnych w zlewni pogórskiej (Pogórze Ciężkowickie, Karpaty)*, Landform Analysis 9: 297–304.
- Krzemień K., 1988, *The dynamics of debris flows in the upper part of the Starorobociańska Valley (Western Tatra Mountains)*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica 22: 123–144.
- Krzemień K., Świąchowicz J., 1992, *Zróznicowanie i zmienność koncentracji zawiesiny w zlewni Starej Rzeki*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne 88: 71–86.
- Książkiewicz M., 1979, *Geologia dynamiczna*, PWN, Warszawa, ss. 708.
- Lach J., 1985, *Transformacja rzeźby wywołana gospodarczą działalnością człowieka w dorzeczu Mleczki*, Folia Geographica, Series Geographica-Physica 17: 121–139.
- Lambor J., 1971, *Hydrologia inżynierska*, Arkady, Warszawa, ss. 363.
- Langbein W.B., Schumm S.A., 1958, *Yield of sediment in relation to mean annual precipitation*, Transactions, American Geographical Union 39: 1076–1084.
- Larsen M.C., Simon A., 1993, *Rainfall-threshold conditions for landslides in a humid-tropical system, Puerto Rico*, Geografiska Annaler 75A: 13–23.

- Lawrence D.S.L., 1997, *Macroscale surface roughness and frictional resistance in overland flow*, Earth Surface Processes & Landforms 22: 365–382.
- Leighton F.B., 1980, *Bluebird Canyon Landslide, Laguna Beach – A Geomorphic Threshold Event*, [w:] D.R. Coates, J.D. Vitek (red.), *Thresholds in Geomorphology*, Allen & Unwin, London, 387–400.
- Leopold L.B., Maddock T., 1953, *The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications*, US Geological Survey Professional Paper 252: 1–57.
- Leopold L.B., Wolman M.G., 1957, *River channel patterns; braided, meandering and straight*, US Geological Survey Professional Paper 282–B: 38–85.
- Leopold L.B., Wolman M.G., Miller J.P., 1964, *Fluvial processes in geomorphology*, San Francisco: W. H. Freeman and Co, ss. 522.
- Licznar P., 1995, *Erozja gleb w Polsce*, Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych 418(1): 91–100.
- Licznar P., 2005, *Ocena możliwości stosowania sztucznych sieci neuronowych dla określenia średniej rocznej wartości wskaźnika erozyjności deszczy*, Acta Agrophysica 5(1): 65–74.
- Licznar P., Rojek M., 2002, *Erozyjność deszczy Polski południowo-zachodniej na przykładzie stacji Wrocław-Swojec*, Przegląd Naukowy SGGW, Inżynieria i Kształtowanie Środowiska 11(2): 5–14.
- Li T., Wang S., 1992, *Landslide Hazards and Their Mitigation in China*, Science Press, Beijing, ss. 84.
- Loureiro N.D.S., Coutinho M.D.A., 2001, *A new procedure to estimate the RUSLE EI_{30} index, based on monthly rainfall data and applied to the Algarve region, Portugal*, Journal of Hydrology 250: 12–18.
- Ludwig B., Boiffin J., Chadoeuf J., Auzet A.V., 1995, *Hydrological structure and erosion damage caused by concentrated flow in cultivated catchments*, Catena 25: 227–252.
- Magilligan F.J., 1992, *Thresholds and the spatial variability of flood power during extreme floods*, Geomorphology 5(3–5): 373–390.
- Mancilla G.A., Chen S., McCool D.K., 2005, *Rill density prediction and flow velocity distributions on agricultural areas in the Pacific Northwest*, Soil and Tillage Research 84: 54–66.
- Mannaerts C.M., Gabriels D., 2000, *Rainfall erosivity in Cape Verde*, Soil & Tillage Research 55: 207–212.
- Marchi L., Arattano M., Deganutti A.M., 2002, *Ten years of debris-flow monitoring in the Moscardo Torrent (Italian Alps)*, Geomorphology 46: 1–17.
- Margielewski W., Świąchowicz J., Starkel L., Łajczak A., Pietrzak M., 2008, *Współczesna ewolucja rzeźby Karpat Fliszowych*, [w:] L. Starkel, A. Kotarba, A. Kostrzewski, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków, 57–133.
- Marques M.J., Bienes R., Jiménez L., Pérez-Rodríguez P., 2007, *Effect of vegetal cover on runoff and soil erosion under light intensity events. Rainfall simulation over USLE plots*, Science of the Total Environment 378: 161–165.
- Martinez-Casanovas J.A., Ramos M.C., Ribes-Dasi M., 2005, *On-site effects of concentrated flow erosion in vineyard fields: some economic implications*, Catena 60: 129–146.
- Maruszczak H., 1986, *Tendencje sekularne i zjawiska ekstremalne w rozwoju rzeźby małopolskich wyżyn lessowych w czasach historycznych*, Czasopismo Geograficzne 57(2): 271–282.
- Matsushi Y., Matsukura Y., 2007, *Rainfall thresholds for shallow landsliding derived from pressure-head monitoring: cases with permeable and impermeable bedrocks in Boso Peninsula, Japan*, Earth Surface Processes & Landforms 32(9): 1308–1322.
- Matthias J., Weatherly H., 2003, *A hydroclimatic threshold for landslide initiation on the North Shore Mountains of Vancouver, British Columbia*, Geomorphology 54(3–4): 137–156.

- Mazur Z., 1972, *Zmiana rzeźby uprawnych zboczy lessowych w Elizówce*, Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Sectio E 27(10): 169–180.
- McKerchar A.I., 1980, *Thresholds in Deterministic Models of the Rainfall-runoff Process*, [w:] D.R. Coates, J.D. Vitek (red.), *Thresholds in Geomorphology*, Allen & Unwin, London, 171–177.
- Medwecka-Kornaś A., Denisiuk Z., Dziewolski J., Szewczuk J., 1988, *Szata roślinna – potencjalna roślinność naturalna*, [w:] *Atlas województwa tarnowskiego*, PAN, Kraków, s. 15.
- Mermut A.R., Luk S.H., Romkens M.J.M., Poesen J.W.A., 1997, *Soil loss by splash and wash during rainfall from two loess soils*, *Geoderma* 75: 203–214.
- Meyer L.D., 1981, *How rain intensity affects interrill erosion*, *Transactions of the American Society of Agriculture* 24: 1472–1475.
- Meyer L.D., Foster G.R., Romkens M.J.M., 1975, *Source of soil eroded by water from upland slopes, Present and Prospective Technology for Predicting Sediment Yields and Sources*, USDA-ARS, Southern Region, New Orleans, LA, ARS-S, 40: 177–189.
- Meyer L.D., Martinez-Casanovas J.A., 1999, *Prediction of existing gully erosion in vineyard parcels of the NE Spain: a logistic modelling approach*, *Soil & Tillage Research* 50: 319–331.
- Migoń P., 2006, *Geomorfologia*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, ss. 461.
- Miller J.R., Barr R., Grow D., Lechler P., Richardson D., Waltman K., Warwick J., 1999, *Effect of the 1997 flood on the transport and storage of sediment and mercury within the Caron River Valley, west-central Nevada*, *Journal of Geology* 107: 313–327.
- Mitosek H.T., 2003, *Problemy hydrologii stochastycznej. Procesy stochastyczne, pola losowe i momenty liniowe*, Wydawnictwo Akademii Świętokrzyskiej, Kielce, ss. 183.
- Montgomery D.R., 2001, *Slope distributions, thresholds hillslopes, and steady-state topography*, *American Journal of Science* 301: 432–452.
- Montgomery D.R., Dietrich W.E., 1994, *Landscape Dissection and Drainage Area-Slope Thresholds*, [w:] M.J. Kirkby (red.), *Process Models and Theoretical Geomorphology*, John Wiley & Sons, 221–246.
- Morgan R. P. C., 1978, *Field studies of rainsplash erosion*, *Earth Surface Processes* 3(3): 295–299.
- Morgan R.P.C., 1980, *Soil erosion and conservation in Britain*, *Progress in Physical Geography* 4: 24–47.
- Morgan R.P.C., 1981, *Field measurement of splash erosion*, [w:] *Erosion and Sediment Transport Measurement*, Proceedings of the Florence Symposium, June 1981, IAHS Publication 133: 373–382.
- Morgan R.P.C., 2005, *Soil Erosion and Conservation*, Blackwell Publishing, ss. 304.
- Morgan R.P.C., Mngomezulu D., 2003, *Threshold conditions for initiation of valley-side gullies in the Middle Veld of Swaziland*, *Catena* 50: 401–414.
- Moser M., Hohensinn F., 1983, *Geotechnical aspects of soil slips in Alpine regions*, *Engineering Geology* 19: 185–211.
- Mouzai L., Bouhadef M., 2003, *Water drop erosivity: effects on soil splash*, *Journal of Hydraulic Research* 41(1): 61–68.
- Mruగా S., 1997, *Próba określenia naturalnej normy i anomalii opadów atmosferycznych*, *Przegląd Geofizyczny* 42(2): 169–174.
- Mularz S., 1994, *Automatyczne kartowanie zagrożenia gleb erozją z wykorzystaniem GIS*, *Archiwum Fotogrametrii, Kartografii i Teledetekcji* 2: 1–11.
- Mularz S., 1995, *Zastosowanie GIS do oceny zagrożenia erozyjnego pokrywy glebowej*, *Archiwum Fotogrametrii, Kartografii i Teledetekcji* 3: 1–10.

- Mularz S., Drzewiecki W., 2007, *Ocena zagrożenia erozją wodną w rejonie Zbiornika Dobczyckiego w oparciu o wyniki numerycznego modelowania*, Archiwum Fotogrametrii, Kartografii i Teledetekcji 17b: 535–548.
- Munka C., Cruz G., Caffera R.M., 2007, *Long term variation in rainfall erosivity in Uruguay: a preliminary Fournier approach*, GeoJournal 70: 257–262.
- Mycielska-Dowigiałło E., Korotaj-Kokoszyńska M., Smolska E., 1999, *Geomorfologia dynamiczna z elementami stosowanej. Wybrane zagadnienia*, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski, Warszawa, ss. 157.
- Nachtergaele J., Poesen, J., Oostwoud Wijdenes D., Vandekerckhove L., 2002, *Medium-term evolution of a gully developed in a loess-derived soil*, Geomorphology 46: 223–239.
- Nearing M. A., Bradford J. M., 1985, *Single Waterdrop Splash Detachment and Mechanical Properties of Soils*, Soil Science Society of America Journal 49: 547–552.
- Nearly D.G., Swift Jr. L.W., 1987, *Rainfall thresholds for triggering a debris avalanching event in the southern Appalachian Mountains*, [w:] J.E. Costa, G.F. Wieczorek (red.), *Debris flows/avalanches: process, recognition and mitigation*, Reviews in Engineering Geology 7: 81–92.
- Newson M.D., 1992, *Geomorphic Thresholds in Gravel-bed Rivers – Refinement for an Era of Environmental Change*, [w:] P. Bili, R.D. Hey, C.R. Thorne, P. Tacconi (red.), *Dynamics of Gravel-Bed Rivers*, John Wiley & sons, Chichester, 3–15.
- Nowicki J., 1977, *Porównanie efektywności uprawy tarasowej, beztarasowej i trwałego zadarnienia stoku*, Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych 193: 157–171.
- Nowocien E., 2008, *Wybrane zagadnienia erozji gleb w Polsce. Ocena zagrożenia gleb erozją*, Studia i Raporty IUNG–PIB, 10: 9–38.
- Nyssen J., Vandenreyken H., Poesen J., Moeyersons J., Deckers J., Mitiku Haile, Salles C., Govers G., 2005, *Rainfall erosivity and variability in the Northern Ethiopian Highlands*, Journal of Hydrology 311: 172–187.
- Obi M.E., Salako F.K., 1995, *Rainfall parameters influencing erosivity in southeastern Nigeria*, Catena 24(4): 275–287.
- Obrębska-Starkel B., 1988, *Klimat*, [w:] J. Warszyńska (red.), *Województwo tarnowskie – monografia*, PAN, Kraków, 29–42.
- Oduro-Afryie K., 1996, *Rainfall erosivity map for Ghana*, Geoderma 74: 161–166.
- Okołowicz W., 1969, *Klimatologia ogólna*, PWN, Warszawa, ss. 395.
- Olecki Z., 1970, *Przebieg i skutki silnej ulewy w dniu 29 maja 1968 roku w Gaiku Brzezowej*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica 4: 101–105.
- Olewicz Z.R., 1968, *Stratygrafia warstw jednostki bocheńskiej i brzegu jednostki śląskiej między Wieliczką a Bochnią oraz pierwotne ich położenie w basenach sedymentacyjnych Karpat lub Przedgórze*, Prace Instytutu Naftowego, Wydawnictwo „Śląsk”, Katowice, ss. 75.
- Olewicz Z.R., 1973, *Tektonika jednostki bocheńskiej i brzegu jednostki śląskiej między Rabą a Uszwicą*, Acta Geologica Polonica 23(4): 701–761.
- Olsza W., Kowalski D., 2005, *Zintegrowany system zabezpieczeń przeciwoerozyjnych i ochrony wód terenów wyżynnych intensywnie użytkowanych rolniczo*, Acta Agrophysica, Rozprawy i Monografie 4: 1–179.
- Ozga-Zielińska M., Brzeziński J., 1994, *Hydrologia stosowana*, PWN, Warszawa, ss. 324.
- Page K.J., Carden Y.R., 1998, *Channel adjustment following the crossing of a threshold: Tarcutta Creek, southeastern Australia*, Australian Geographical Studies 36(3): 289–311.
- Paluszek J., 1994, *Wpływ erozji wodnej na strukturę i wodoodporność agregatów gleb płowych wytworzonych z lessu*, Roczniki Gleboznawcze 45(3–4): 21–31.

- Paluszek J., 2010a, *Zmiany pokrywy glebowej pod wpływem erozji*, [w:] E. Smolska, J. Rodzik (red.), *Procesy erozyjne na stokach użytkowanych rolniczo (metody badań, dynamika i skutki)*, Prace i Studia Geograficzne Uniwersytetu Warszawskiego 45: 279–294.
- Paluszek J., 2010b, *Zmiany struktury zerodowanej gleby płowej wytworzonej z lessu pod wpływem dodatku polimeru AGROAQUAGEL 420*, [w:] E. Smolska, J. Rodzik (red.), *Procesy erozyjne na stokach użytkowanych rolniczo (metody badań, dynamika i skutki)*, Prace i Studia Geograficzne Uniwersytetu Warszawskiego 45: 345–356.
- Paluszek J., Żembrowski W., 2008, *Ulepszanie gleb ulegających erozji w krajobrazie lessowym*, Acta Agrophysica, Rozprawy i Monografie 164, ss. 160.
- Pałys S., Mazur A., 1978, *Zmiany rzeźby na erodowanych lessach na terenie zabezpieczonym i kontrolnym*, Biblioteka Fragmenta Agronomica 4B: 295–305.
- Park S.W., Mitchell J.K., Bubenzer G.D., 1982, *Splash erosion modeling: Physical analysis*, Transactions, American Society of Agricultural and Biological Engineers 25(2): 357–361.
- Parsons A.J., Abrahams A.D., Wainwright J., 1994, *Rainsplash and erosion rates in interrill area on semi-arid grassland, Southern Arizona*, Catena 22: 215–226.
- Parsons A.J., Abrahams A.D., Wainwright J., 1996, *Responses of interrill runoff and erosion rates to vegetation change in southern Arizona*, Geomorphology 14: 311–317.
- Parsons A.J., Stone P.M., 2006, *Effects of intra-storm variations in rainfall intensity on interrill runoff and erosion*, Catena 67: 68–78.
- Patro M., 2005, *Skutki ulewnych deszczów w zlewni lessowej zabudowanej małymi zbiornikami retencyjnymi*, Acta Agrophysica 5(2): 377–385.
- Patro M., 2010, *Wpływ przegród ziemnych na kształtowanie dna suchej doliny w zlewni rolniczej podczas deszczów ulewnych*, [w:] E. Smolska, J. Rodzik (red.), *Procesy erozyjne na stokach użytkowanych rolniczo (metody badań, dynamika i skutki)*, Prace i Studia Geograficzne Uniwersytetu Warszawskiego 45: 333–343.
- Patton P.C., Schumm S.A., 1975, *Gully erosion, Northwestern Colorado: A threshold phenomenon*, Geology 3: 88–90.
- Pauwelyn P.L.L., Lenvain J.S., Sakala W.K., 1988, *Iso – erodent map of Zambia. Part I. Calculation of erosivity indices from a rainfall databank*, Soil Technology 1(3): 235–251.
- Peltier L., 1950, *The geographical cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology*, Annals of the Association of American Geographers 40: 214–236.
- Petkovšek G., Mikoš M., 2004, *Estimating R factor from daily rainfall data in the sub-mediterranean climate of south-west Slovenia*, Hydrological Sciences Journal, 49(5): 869–877.
- Phillips J.D., 1992a, *Nonlinear dynamical systems in geomorphology: revolution or evolution?*, Geomorphology 5: 219–229.
- Phillips J.D., 1992b, *The end of equilibrium?*, Geomorphology 5(3–5): 195–201.
- Phillips J.D., 2003, *Sources of nonlinearity and complexity in geomorphic systems*, Progress in Physical Geography 27(1): 1–23.
- Phillips J.D., 2006a, *Deterministic chaos and historical geomorphology: A review and look forward*, Geomorphology 76: 109–121.
- Phillips J.D., 2006b, *Evolutionary geomorphology: thresholds and nonlinearity in landform response to environmental change*, Hydrology and Earth System Sciences, 10: 731–742.
- Phillips J.D., 2007, *The perfect landscape*, Geomorphology 84: 159–169.
- Phillips J.D., Gomez B., 1994, *In Defense of Logical Sloth*, Annals of the Association of American Geographers 84(4): 697–701.

- Phillips J.D., McCormack S., Duan J., Russo J.P., Schumacher A.M., 2010, *Origin and interpretation of knickpoints in the Big South Fork River basin, Kentucky–Tennessee*, *Geomorphology* 114: 188–198.
- Phillips J.D., Renwick W.H., 1992, *Geomorphic Systems*, Elsevier, Amsterdam, ss. 295.
- Pietrzak M., 2002, *Geomorfologiczne skutki zmian użytkowania ziemi na Pogórzu Wiśnickim*, Instytut Geografii UJ, Kraków, ss. 150.
- Piotrowska I., 1998, *Zastosowanie modelu Dr–USLE w badaniach procesów erozji wodnej gleb w strefie młodoglacjalnej (zlewnia górnej Parsęty, Pomorze Zachodnie)*, *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 49A: 171–188.
- Pociask-Karteczka J., 1995, *Dynamika odpływu Starej Rzeki (Pogórze Wielickie)*, *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne* 100: 55–61.
- Pociask-Karteczka J. (red.), 2003, *Zlewnia. Właściwości i procesy*, IGiGP UJ, Kraków, ss. 288.
- Podolski B., 2008, *Agrotechnika przeciwerozryjna*, *Studia i Raporty IUNG–PIB*, 69–78.
- Poesen J., 1981, *Rainwash experiments on the erodibility of loose sediments*, *Earth Surface Processes & Landforms* 6: 285–307.
- Poesen J., 1992, *The effect of soil surface slope on raindrop detachment*, *Catena*, 19: 561–578.
- Poesen J., Govers G., 1990, *Gully erosion in the loam belt of Belgium: typology and control measures*, [w:] J.B. Boardman, I.D.L. Foster, J.A. Dearing (red.), *Soil Erosion on Agricultural Land*, John Wiley & Sons, 513–530.
- Poesen J., Nachtergaele J., Verstraeten G., Valentin C., 2003, *Gully erosion and environmental change: importance and research needs*, *Catena* 50: 91–133.
- Poesen J., Savat J., 1981, *Detachment and transport of loose sediments by raindrop splash: Part II. Detachability and transportability measurements*, *Catena* 8: 19–41.
- Poesen J., Torri D., Bunte K., 1994, *Effects of rock fragments on soil erosion by water at different spatial scales: A review*, *Catena* 23(1–2): 141–166.
- Poesen J., Vandaele K., van Wesemael B., 1996, *Contribution of gully erosion to sediment production in cultivated lands and rangelands*, [w:] *Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives (Proceedings of the Exeter Symposium, July 1996)*, IAHS Publication 236: 251–266.
- Pomeroy J.S., 1984, *Storm-induced slope movements at East Brady, northwestern Pennsylvania, U.S.* *Geological Survey Bulletin* 1618, ss. 16.
- Poser H., Hagedorn J., 1974, *Räumliche Ordnung der rezenten geomorphologischen Prozesse und Prozesskombinationen auf der Erde*, *Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften zu Göttingen* 29: 426–439.
- Prosser I.P., Abernathy B., 1996, *Predicting the topographic limits to a gully network using a digital terrain model and process thresholds*, *Water Resources Research* 32: 2289–2298.
- Prosser I.P., 1996, *Thresholds for channel initiation in historical and Holocene times, southeastern Australia*, [w:] M.G. Anderson, S.M. Brooks (red.), *Advances in Hillslope Processes*, John Wiley, 687–708.
- Qi H., Gantzer C.J., Jung P.K., Lee B.L., 2000, *Rainfall erosivity in the Republic of Korea*, *Journal of Soil Water Conservation* 55: 115–120.
- Rączkowski W., Mrozek T., 2002, *Activating of landsliding in the Polish Flysch Carpatians by the end of the 20th century*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 36: 91–111.
- Reed A.H., 1979, *Accelerated erosion of arable soils in the United Kingdom by rainfall and runoff*, *Outlook on Agriculture* 10: 41–48.
- Reichenbach P., Cardinali M., De Vita P., Guzzetti F., 1998, *Regional hydrological thresholds for landslides and floods in the Tiber River Basin (central Italy)*, *Environmental Geology* 35: 146–159.

- Rejman J., 1992, *A rainfall simulation experiment on a brown soil developed from loess of the Lublin Upland. Part 1: Erodibility of soils with various levels of erosion*, Polish Journal of Soil Science, 26(1): 17–22.
- Rejman J., 2002, *Zastosowanie wartości progowych opadów w prognozowaniu erozji wodnej na stoku lessowym*, Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych 487: 305–313.
- Rejman J., 2006, *Wpływ erozji wodnej i uprawowej na przekształcenie gleb i stoków lessowych*, Acta Agrophysica 136(3), ss. 90.
- Rejman J., Brodowski R., 2005, *Rill characteristics and sediment transport as a function of slope length during a storm event on loess soil*, Earth Surface Processes & Landforms 30: 231–239.
- 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 Uniwersytetu Warszawskiego 45: 215–228.
- Rejman J., Dębicki R., 2002, *Postęp metodyczny w opisie i badaniach procesów erozji wodnej gleb*, Acta Agrophysica 63: 159–177.
- Rejman J., Link M., 1996, *Parametryzacja mikroreliefu powierzchni gleby w doświadczeniu modelowym*, [w:] *Ochrona agroekosystemów zagrożonych erozją*, Materiały Ogólnopolskiego Sympozjum Naukowego, Prace Naukowe IUNG 2: 79–91.
- Rejman J., Michiels P., Cadron W., Gabriels D., Dębicki R., 1990, *Splash detachment on a silt loam soil with and without a plant cover of triticale*, Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych 388: 161–168.
- Rejman J., Pawłowski M., Dębicki R., Link M., 1994, *Stability of aggregates and erodibility of loess soils*, Polish Journal of Soil Science 27(2): 87–91.
- Rejman J., Rodzik J., 2006, *Poland*, [w:] J.B. Boardman, J. Poesen (red.), *Soil Erosion in Europe*, John Wiley & Sons Ltd., Chichester, England, 95–106.
- Rejman J., Usowicz B., 1999, *Ilościowy opis przenoszenia gleby i wody w procesie erozji wodnej*, Acta Agrophysica 23: 143–148.
- Rejman J., Usowicz B., 2002a, *Evaluation of soil loss contribution areason loess soils in southeast Poland*, Earth Surface Processes & Landforms 27: 1415–1424.
- Rejman J., Usowicz B., 2002b, *Ocena erozji wodnej gleb lessowych oparta na pomiarach poletkowych*, Przegląd Naukowy, Inżynieria i Kształtowanie Środowiska 2(25): 15–22.
- Renard K.G., Foster G.R., Weesies G.A., Porter J.P., 1991, *Revised Universal Soil Loss Equation*, Journal of Soil and Water Conservation 46(1): 30–33.
- Renard K.G., Foster G.R., Weesies G.A., McCool D.K., Yoder D.C., 1997a, *Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning With the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)*, U.S. Department of Agriculture, Agriculture Handbook, 703, ss. 384.
- Renard K.G., Freimund, J.R., 1994, *Using monthly precipitation data to estimate the R-factor in the revised USLE*, Journal of Hydrology 157: 287–306.
- Renard K.G., McCool D.K., Cooley K.R., Foster G.R., Istik J.D., Muthler C.K., 1997b, *Rainfall-runoff erosivity factor (R)*, [w:] *Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)*, U.S. Department of Agriculture, Agriculture Handbook 703: 19–64.
- Reniger A., 1950, *Próba oceny nasilenia i zasięgów potencjalnej erozji gleb w Polsce*, Roczniki Nauk Rolniczych 54(1): 1–59.
- Reniger A., 1957, *Ilość materiału unoszonego ze zlewni podgórskiej rzeki Mleczki*, Gospodarka Wodna 7: 344–347.

- Reniger A., 1959, *Erozja gleb w okresie ulew i spływu wód wiosennych w zależności od przebiegu pogody*, Roczniki Nauk Rolniczych 73(F-4): 599–642.
- Renschler C.S., Mannaerts C., Dieckrüger B., 1999, *Evaluating spatial and temporal variability in soil erosion risk – rainfall erosivity and soil loss ratios in Andalusia, Spain*, Catena 34(3–4): 209–225.
- Rhoads B.L., Thorn C.E., 1993, *Geomorphology as a science: the role of theory*, Geomorphology 6: 287–307.
- Richardson C.W., Foster G.R., Wright D.A., 1983, *Estimation of erosion index from daily rainfall amount*, Transactions of the American Society of Agriculture 26(1): 153–156.
- Ritter D.F., 1988, *Landscape analysis and the search for unity*, Geological Society of America Bulletin 100: 157–159.
- Ritter D.F., 1986, *Process Geomorphology*, W.C. Brown Publishers, Dubuque, ss. 579.
- Ritter D.F., Kochel R.C., Miller J.R., 1999, *The disruption of Grassy Creek: Implications concerning catastrophic events and thresholds*, Geomorphology 29: 323–338.
- Ritter D.F., Kochel R.C., Miller J.R., 2002, *Process Geomorphology*, McGraw Hill, Wyd. 4, ss. 560.
- Rodzik J., 2001, *Wpływ rozczłonkowania stoku na zróżnicowanie erozji gleb uprawnych*, Folia Universitatis Agriculture Stetinensis, Agricultura 217(87): 201–204.
- Rodzik J., Janicki G., Zagórski P., Zgłobicki W., 1998, *Deszcze nawalne na Wyżynie Lubelskiej i ich wpływ na rzeźbę obszarów lessowych*, Dokumentacja Geograficzna 11: 45–68.
- Rodzik J., Janicki G., 2003, *Local downpours and their erosional effects*, Papers on Global Change IGBP 10: 49–66.
- Romero C.C., Stroosnijder L., Baigorria G.A., 2007, *Interrill and rill erodibility in the northern Andean Highlands*, Catena 70: 105–113.
- Roxo M.J., Figueiredo T.D.E., 2000, *Thresholds for gully initiation and sedimentation in Mediterranean Europe*, Earth Surface Processes & Landforms 25: 1201–1220.
- Salako F., 2008, *Rainfall variability and kinetic energy in Southern Nigeria*, Climate Change 86: 151–164.
- Salciarini D., Godt J.W., Savage W.Z., Baum R.L., Conversini P., 2008, *Modeling landslide recurrence in Seattle, Washington, USA*, Engineering Geology 102: 227–237.
- Salisbury N.E., 1980, *Thresholds and Valley Widths in the South River Basin, Iowa*, [w:] D.R. Coates, J.D. Vitek (red.), *Thresholds in Geomorphology*, Allen & Unwin, London, 103–129.
- Salles C., Poesen J., Govers G., 2000, *Statistical and physical analysis of soil detachment by raindrop impact rain erosivity indices and threshold energy*, Water Resources Research 36: 2721–2729.
- Salles Ch., Poesen J., Sempere-Torres D., 2002, *Kinetic energy and its functional relationship with intensity*, Journal of Hydrology 257: 256–270.
- Samani A.N., Ahmadi H., Jafari M., Boggs G., Ghoddousi J., Malekian A., 2009, *Geomorphic threshold conditions for gully erosion in southwestern Iran (Boushehr-Samal watershed)*, Journal of Asian Earth Sciences 35: 180–189.
- Savat J., Poesen J., 1981, *Detachment and transportation of loose sediments by raindrop splash. Part 1: The calculation of absolute data on detachability and transportability*, Catena 8: 1–17.
- Scheidegger A.E., 1974, *Geomorfologia teoretyczna*, PWN, Warszawa, ss. 550.
- Schnabel S., Gomez A., 1993, *Variability of gully erosion in a small catchment in Southwest Spain*, Acta Geologica Hispanica 28 (2–3): 27–35.
- Schmuck A., 1962, *Posuchy i wysokie opady atmosferyczne w województwie wrocławskim w latach 1950–1959*, Czasopismo Geograficzne 33(4): 411–440.

- Scholz G., Quinton J.N., Strauss P., 2008, *Soil erosion from sugar beet in Central Europe in response to climate change induced seasonal precipitation variations*, *Catena* 72: 91–105.
- Schönfeldt H.J., 2003, *Remarks on the definition and estimation of the aeolian erosion threshold friction velocity*, *Meteorologische Zeitschrift* 12: 137–142.
- Schönfeldt H.J., 2004, *Establishing the threshold for intermittent aeolian sediment transport*, *Meteorologische Zeitschrift* 13: 437–444.
- Schumm S.A., 1973a, *Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems*, [w:] M.E. Morisawa (red.), *Fluvial Geomorphology*, Publication in Geomorphology, State University of New York, Binghamton, 299–310.
- Schumm S.A., 1973b, *Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems*, [w:] S.A. Schumm (red.), *Drainage Basin Morphology*, Benchmark Papers in Geology 41, A Benchmark Book Series, Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., Stroudsburg, Pennsylvania, 335–346. Reprint z *Fluvial Geomorphology* (ss. 299–310), M.E. Morisawa (red.), Publication in Geomorphology, State University of New York, Binghamton, ss. 314.
- Schumm S.A., 1977, *The fluvial system*, New York: Wiley, ss. 338.
- Schumm S.A., 1979, *Geomorphic thresholds: the concept and its applications*, *Transactions of the Institute of British Geographers New Series* 4: 485–515.
- Schumm S.A. 1980, *Some Implications of the Concept of Geomorphic Thresholds*, [w:] D.R. Coates, J.D. Vitek (red.), *Thresholds in Geomorphology*, Allen & Unwin, London, 473–485.
- Schumm S.A., 1988, *Variability of the Fluvial System in Space and Time*, [w:] T. Rosswal, R.G. Woodmansee, P.G. Risser (red.), *Scales and Global Change*, *SCOPE* 35: 1–17.
- Schumm S.A., 2004, *Geomorphic Thresholds* [w:] A.S. Goudie (red.), *Encyclopedia of Geomorphology*, t. 1, Routledge Ltd., London, 1051–1052.
- Schumm, S.A., Hadley, R.F., 1963, *Arroyos and the semi-arid cycle of erosion*, *American Journal of Science* 255: 161–174.
- Schumm S.A., Khan H.R., 1972, *Experimental study of channel patterns*, *Geological Society of America Bulletin* 83: 1755–1770.
- Schumm S.A., Lichty R.W., 1965, *Time, space and causality in geomorphology*, *American Journal of Science* 263: 110–119.
- Schumm S.A., Parker R.S., 1973, *Implications of complex response of drainage systems for Quaternary alluvial stratigraphy*, *Nature Physical Science* 243: 99–100.
- Selby M.J., 1974, *Dominant geomorphic events in the landform evolution*, *Bulletin of International Association of Engineering Geology* 9: 85–89.
- Selby M.J., 1985, *Earth's Changing Surface. An Introduction to Geomorphology*, Clarendon Press, Oxford, ss. 607.
- Selby M.J., 1993, *Hillslope materials and processes*, Oxford University Press, Oxford, ss. 451.
- Shamshad A., Azhari M.N., Isa M.H., Wan Hussin W.M.A., Parida, B.P., 2008, *Development of an appropriate procedure for estimation of RUSLE EI_{30} index and reparation of erosivity maps for Pulau Penang in Peninsular Malaysia*, *Catena* 72: 423–432.
- Sharma P.P., Gupta S.C., Rawls W.J., 1991, *Soil detachment by single raindrops at varying kinetic energy*, *Soil Science Society of America Journal* 55: 301–307.
- Sharma P.P., Gupta S.C., Foster G.R., 1995, *Raindrop-induced soil detachment and sediment transport from interrill areas*, *Soil Science Society of America Journal* 59: 727–734.
- Silva da A.M., 2004, *Rainfall erosivity map of Brazil*, *Catena* 57: 251–259.
- Sinkiewicz M., 1998, *Rozwój denudacji antropogenicznej w środkowej części Polski północnej*, Wydawnictwo UMK w Toruniu, ss. 103.

- Skiba S., 1992, *Gleby zlewni Starej Rzeki*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne 88: 39–47.
- Skiba S., Drewnik M., 1995, *Odporność gleb Pogórza Wielickiego na degradację chemiczną*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne 100: 113–123.
- Skiba S., Drewnik M., Klimek M., 1995, *Gleby pyłowe progru Pogórza Karpackiego między Rabą a Uszwicą* [w:] L. Kaszowski (red.), *Dynamika i antropogeniczne przeobrażenia środowiska przyrodniczego Progru Karpat między Rabą a Uszwicą*, Instytut Geografii UJ, Kraków, 27–33.
- Slattery M.C., Bryan R.B., 1992, *Hydraulic conditions for rill incision under simulated rainfall: A laboratory experiment*, *Earth Surface Processes & Landforms* 17(2): 127–146.
- Ślupik J., 1970, *Methods of investigating the water cycle within a slope*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 4: 127–136.
- Ślupik J., 1973, *Zróżnicowanie spływu powierzchniowego na fliszowych stokach górskich*, *Dokumentacja Geograficzna* 2, ss. 118.
- Ślupik J., 1978, *Obieg wody w glebie na stokach a rolnicze użytkowanie ziemi*, [w:] *Studia nad typologią i oceną środowiska geograficznego Karpat i Kotliny Sandomierskiej*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN 125: 93–107.
- Ślupik J., 1981, *Rola stoku w kształtowaniu odpływu wody*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN 142, ss. 98.
- Ślupik J., 1986, *Ocena metod badań roli użytkowania ziemi w przebiegu spływu wody i erozji gleb w Karpatach*, *Przegląd Geograficzny* 58(1–2): 41–50.
- Smith D.G., 1980, *River Ice Processes: Thresholds and Geomorphic Effects in Northern and Mountain Rivers*, [w:] D.R. Coates, J.D. Vitek (red.), *Thresholds in Geomorphology*, Allen & Unwin, London, 323–343.
- Smolska E., 1993, *Rola splukiwania w dostawie materiału do transportu fluwialnego w obszarze młodoglacjalnym (na przykładzie górnej Szeszupy)*, Zeszyty Naukowe PAN „Człowiek i Środowisko” 6: 159–165.
- Smolska E., 1996, *Funkcjonowanie systemu korytowego w obszarze młodoglacjalnym na przykładzie górnej Szeszupy (Pojezierze Suwalskie)*, Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Warszawa, ss. 123.
- Smolska E., 2003, *Erozja powierzchniowa gleb na Pojezierzu Suwalskim i niektóre jej uwarunkowania klimatyczno-topograficzne*, *Przegląd Naukowy Inżynieria i Kształtowanie Środowiska*, Wydawnictwa SGGW Warszawa, 12, 1(26): 12–23.
- Smolska E., 2005, *Znaczenie splukiwania w modelowaniu stoków młodoglacjalnych na przykładzie Pojezierza Suwalskiego*, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa, ss. 146.
- Smolska E., 2008, *Rola opadów ekstremalnych w denudacji stoków młodoglacjalnych na przykładzie Pojezierza Suwalskiego*, [w:] W. Florek (red.), *Rola procesów ekstremalnych w kształtowaniu rzeźby*, *Landform Analysis* 8: 69–72.
- Smolska E., 2010a, *Pomiary erozji gleby na poletkach i stokach eksperymentalnych*, [w:] E. Smolska, J. Rodzik (red.), *Procesy erozyjne na stokach użytkowanych rolniczo (metody badań, dynamika i skutki)*, Prace i Studia Geograficzne Uniwersytetu Warszawskiego 45: 165–180.
- 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 Uniwersytetu Warszawskiego 45: 197–214.
- Smolska E., Rodzik J. (red.), 2010, *Procesy erozyjne na stokach użytkowanych rolniczo (metody badań, dynamika i skutki)*, Prace i Studia Geograficzne Uniwersytetu Warszawskiego 45, ss. 356.
- Sobol E. (red.), 2002, *Nowy słownik języka polskiego*, 2002, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, ss. 1311.

- Soja R., 2002, *Hydrologiczne aspekty antropopresji w polskich Karpatach*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN 186, ss. 130.
- Soja R., Prokop P., 1995, *Drogi jako element antropogenicznego przekształcania środowiska*, [w:] R. Soja, P. Prokop (red.), *Zintegrowany monitoring środowiska. Monitoring geosystemów górskich*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa, 72–74.
- Sonneveld, B.G.J.S., Nearing, M.A., 2003, *A nonparametric/parametric analysis of the universal soil loss equation*, *Catena* 52: 9–21.
- Speirs R.B., Frost C.A., 1985, *The increasing incidence of accelerated erosion on arable land in the east of Scotland*, *Research and Development in Agriculture* 2: 161–167.
- Spence C., Woo M., 2006, *Hydrology of subarctic Canadian Shield: heterogeneous headwater basins*, *Journal of Hydrology* 317: 138–154.
- Stachurska A., 1995, *Szata roślinna progó Pogórza Karpackiego między Rabą a Uszvicą*, [w:] L. Kaszowski (red.), *Dynamika i antropogeniczne przeobrażenia środowiska przyrodniczego progó Karpat między Rabą a Uszvicą*, Instytut Geografii UJ, Kraków, 111–113.
- Starkel L., 1972a, *Charakterystyka rzeźby Polskich Karpat i jej znaczenie dla gospodarki ludzkiej*, *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich* 10: 75–150.
- Starkel L., 1972b, *The role of catastrophic rainfalls in the shaping of the relief of the lower Himalaya (Darjeeling Hills)*, *Geographia Polonica* 21: 103–147.
- Starkel L., 1976, *The role of extreme (catastrophic) meteorological events in the contemporary evolution of slopes*, [w:] *Geomorphology and Climate*, J. Wiley, 203–246.
- Starkel L., 1979a, *On some questions of the contemporary modelling of slopes and valley bottoms in the flysch Carpathians*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 13: 191–206.
- Starkel L., 1979b, *The role of extreme meteorological events in the shaping of mountain relief*, *Geographia Polonica* 41:13–20.
- Starkel L., 1980, *Erozja gleb a gospodarka wodna w Karpatach*, *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 235: 103–118.
- Starkel L., 1986, *Rola zjawisk ekstremalnych i procesów sekularnych w ewolucji rzeźby (na przykładzie fliszowych Karpat)*, *Czasopismo Geograficzne* 57(2): 203–213.
- Starkel L., 1988, *Rzeźba*, [w:] J. Warszńska (red.), *Województwo tarnowskie – monografia*, PAN, Kraków, 19–28.
- Starkel L., 1996, *Geomorphic role of extreme rainfalls in the Polish Carpathians*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 30: 21–38.
- Starkel L., 1997, *Rola gwałtownych ulew w ewolucji rzeźby Wyżyny Miechowskiej*, *Dokumentacja Geograficzna* 8, ss. 108.
- Starkel L. (red.), 1998, *Geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis lokalnych ulew*, *Dokumentacja Geograficzna* 11, ss. 107.
- Starkel L., 2002a, *Change in the frequency of extreme events as the indicator of climatic change in the Holocene (in fluvial systems)*, *Quaternary International* 91: 25–32.
- Starkel L., 2002b, *Wartości progowe w przekształcaniu systemów naturalnych środowiska przyrodniczego Karpat, Wyżyny Małopolskiej i Kotlin Podkarpackich*, [w:] Z. Górka, A. Jelonek (red.), *Geograficzne uwarunkowania rozwoju Małopolski*, IGiP UJ, Kraków, 221–227.
- Starkel L., 2003, *Extreme meteorological events and their role in environmental changes, the economy and history*, *Papers on Global Change IGBP* 10: 7–13.
- Starkel L., 2008, *Procesy stokowe i fluwialne przekształcające rzeźbę – czy model z lat 70. jest nadal aktualny?*, *Landform Analysis* 9: 16–20.

- Starkel L., 2011, *Złożoność czasowa i przestrzenna opadów ekstremalnych – ich efekty geomorfologiczne i drogi przeciwdziałania im*, Landform Analysis 15: 65–80.
- Starkel L., Sarkar S., 2002, *Different frequency of threshold rainfalls transforming the margin of Sikkimese and Bhutanese Himalayas*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica 36: 67–68.
- Stasik R., Szafrąński C., 2005, *Wpływ uprawy wybranych gatunków roślin na występowanie i natężenie erozji wodnej na terenach bogato urzeźbionych*, Problematyka Rekultywacji i Ochrony Gleb 619–629.
- Stępniewski K., Demczuk P., Rodzik J., Siwek K., 2010, *Związki między opadem deszczu, a splywem powierzchniowym i sflukiwaniem 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 Uniwersytetu Warszawskiego 45: 229–241.
- Stout J.E., 1998, *Effect of averaging time on the apparent threshold for aeolian transport*, Journal of Arid Environments 39: 395–401.
- Stout J.E., 2004, *A method for establishing the critical threshold for aeolian transport in the field*, Earth Surface Processes & Landforms 29: 1195–1207.
- Stout J.E., 2007, *Simultaneous observations of the critical aeolian threshold of two surfaces*, Geomorphology 85: 3–16.
- Strahler A.N., 1950a, *Davis' concept of slope development viewed in the light of recent quantitative investigations*, Annals of the Association of American Geographers 40: 209–213.
- Strahler A.N., 1950b, *Equilibrium theory of slopes approached by frequency distribution analysis*, American Journal of Science 248: 800–814.
- Strahler A.N., 1952, *Dynamic basis of geomorphology*, Geological Society of America Bulletin 63: 923–938.
- Strahler A.N., 1965, *Physical geography*, ss. 442.
- Stroosnijder L., 2005, *Measurement of erosion: Is it possible?*, Catena 64: 162–173.
- Summerfield M.A., 2005, *A tale of two scales, or the two geomorphologies*, Transactions of the Institute of British Geographers 30: 402–415.
- Sundborg Å., 1967, *Some aspect of fluvial sediments and fluvial morphology*, I. General Views and Graphic Methods, Geografiska Annaler 49A: 333–343.
- Sutherland R.A., Wan Y., Ziegler A.D., Lee C.T., El-Swaify S.A., 1996a, *Splash and wash dynamics: An experimental investigation using a highly weathered tropical Oxisol*, Geoderma 69: 85–103.
- Sutherland R.A., Wan Y., Ziegler A.D., Lee C.T., Ziegler A.D., 1996b, *Aggregate enrichment ratios for splash and wash transported sediment from Oxisol*, Catena 26: 187–208.
- Szafer W., Zarzycki K. (red.), 1972, *Szata roślinna Polski*, PWN, ss. 347.
- Szafrąński C., 1992, *Splywy powierzchniowe i erozja wodna gleb na bogato rzeźbionych terenach polodowcowych*, Zeszyty Naukowe AR Kraków, 101–109.
- Szafrąński C., Fiedler M., Stasik R., 1996, *Ocena natężenia erozji wodnej gleb w mikrozełwniach rolniczych Pojezierza Gnieźnieńskiego*, IUNG, Prace Naukowe, cz. 2, 157–169.
- Szewrański S., 2005, *Wstępna ocena natężenia erozji rozbrzygowej na glebie lessowej*, Acta Agrophysica 5(1): 167–178.
- Szewrański S., 2009, *Rozbrzyg jako forma erozji wodnej gleb lessowych*, Wydawnictwo Uniwersytetu Przyrodniczego, Wrocław, ss. 138.
- Szpikowski J., 2001, *Wzajemne relacje rozbrzygu i sflukiwania jako przejaw zmienności erozji wodnej gleb na stokach o zróżnicowanym użytkowaniu rolniczym (Zlewnia Chwalimskiego Potoku, Górna Parsęta)*, Folia Universitatis Agriculturae Stetinensis 217(87): 221–226.

- Spzikowski J., 2010, *Uwarunkowania i wielkość rozbryzgu gleby na podstawie pomiarów na powierzchniach testowych w zlewni Chwailimskiego Potoku*, [w:] E. Smolska, J. Rodzik (red.), *Procesy erozyjne na stokach użytkowanych rolniczo (metody badań, dynamika i skutki)*, Prace i Studia Geograficzne Uniwersytetu Warszawskiego 45: 181–196.
- Śmietana M., 1987, *Zróżnicowanie rozbryzgu gleby na użytkowanych rolniczo stokach fliszowych*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica 21: 161–182.
- Śnieżko Z., 1997, *Historia i metoda badań*, [w:] L. Starkel (red.), *Rola gwałtownych ulew w ewolucji rzeźby Wyżyny Miechowskiej*, Dokumentacja Geograficzna 8: 10–14.
- Święchowicz J., 1991, *Budowa geologiczna i rzeźba zlewni Starej Rzeki*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne 83: 165–184.
- Święchowicz J., 1992, *Naturalne i antropogeniczne uwarunkowania rzeźby w zlewni Starej Rzeki*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne 88: 49–69.
- Święchowicz J., 1995, *Opadowe uwarunkowania wystąpienia splotu powierzchniowego w zlewni Starej Rzeki na Pogórzu Karpackim*, [w:] L. Kaszowski (red.), *Dynamika i antropogeniczne przeobrażenia środowiska przyrodniczego progu Karpat między Rabą a Uszwicą*, Instytut Geografii UJ, Kraków, 185–193.
- Święchowicz 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.
- Święchowicz J., 2000a, *Opadowe uwarunkowania wystąpienia splukiwania na stoku eksperymentalnym w rejonie Łazów (Pogórze Wielickie)*, Prace Geograficzne Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, 105: 325–342.
- Święchowicz J., 2000b, *The Threshold Conditions For Slope Wash Processes In The Foothill Catchment (Carpathian Foothills, South Poland)*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica 34: 67–88.
- Święchowicz J., 2001, *Rola stoków i den dolin w odprowadzaniu zawiesiny ze zlewni pogórskiej*, [w:] Chełmicki W. (red.), *Przemiany środowiska na Pogórzu Karpackim. Procesy, gospodarka, monitoring*, Instytutu Geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, 31–49.
- Święchowicz J., 2002a, *Linkage Of Slope Wash And Sediment And Solute Export From A Foothill Catchment In The Carpathian Foothills Of South Poland*, Earth Surface, Processes & Landforms 27(12): 1389–1413.
- Święchowicz J., 2002b, *The Influence Of Plant Cover And Land Use On Slope-Channel Decoupling In A Foothill Catchment: A Case Study From The Carpathian Foothills, Southern Poland*, Earth Surface Processes & Landforms 27(5): 463–479.
- Święchowicz J., 2002c, *Współdziałanie procesów stokowych i fluwialnych w odprowadzaniu materiału rozpuszczonego i zawiesiny ze zlewni pogórskiej*, Instytut Geografii UJ, Kraków, ss. 150.
- Święchowicz J., 2004, *Rola procesów ekstremalnych w transformacji stoków pogórskich (na przykładzie Dworskiego Potoku)*, [w:] B. Izmailow (red.), *Przyroda – Człowiek – Bóg*, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków, 83–91.
- Święchowicz J., 2006, *Wartości progowe opadu inicjującego proces splukiwania na stokach pogórskich*, [w:] J. Trepińska, Z. Olecki (red.), *Klimatyczne aspekty środowiska geograficznego*, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków, 271–284.
- Święchowicz J., 2008a, *Soil erosion on cultivated foothill slopes during extreme rainfall events in Wiśnicz Foothills of southern Poland*, Folia Geographica, Series Geographica-Physica 39: 79–93.
- Święchowicz J., 2008b, *Wpływ splukiwania, sufozji i procesów eolicznych na współczesną ewolucję stoków Karpat fliszowych*, [w:] L. Starkel, A. Kotarba, A. Kostrzewski, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków, 80–94.

- Świąchowski J., 2008c, *Zdarzenia spłukiwania na stokach pogórskich użytkowanych rolniczo (Pogórze Wiśnickie)*, [w:] W. Florek, J. Kaczmarzyk (red.), *Współczesne problemy geomorfologii*, Landform Analysis 9: 53–56.
- Świąchowski J., 2008d, *The frequency of slope wash in a small agricultural catchment (Wiśnicz Foothills, Poland)*, *Quaestiones Geographicae* 27A(2): 105–113.
- Świąchowski J., 2009, *Geomorfologiczne i ekonomiczne skutki deszczu nawalnego z dnia 17 czerwca 2006 r. na terenie Rolniczego Zakładu Doświadczalnego UJ w Łazach (Pogórze Wiśnickie)*, [w:] W. Bochenek, M. Kijowska (red.), *Funkcjonowanie środowiska przyrodniczego w okresie przemian gospodarczych w Polsce*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Szymbark, 219–230.
- Świąchowski J., 2010a, *Ekstremalne spłukiwanie 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 Uniwersytetu Warszawskiego*, 45: 29–48.
- Świąchowski J., 2010b, *Spłukiwanie gleby na użytkowanych rolniczo stokach pogórskich w latach hydrologicznych 2007–2008*, [w:] E. Smolska, J. Rodzik (red.), *Procesy erozyjne na stokach użytkowanych rolniczo (metody badań, dynamika i skutki)*, *Prace i Studia Geograficzne Uniwersytetu Warszawskiego* 45: 243–263.
- Świąchowski J., 2011a, *The development of ephemeral gullies in cultivated areas of Wiśnicz Foothills, Poland*, *Landform Analysis* 17: 205–209.
- Świąchowski J., 2011b, *Wpływ cech deszczu na występowanie spłukiwania na stokach Pogórskich użytkowanych rolniczo (Pogórze Wiśnickie)*, [w:] J. Jadczyzyn (red.), *Środowiskowe skutki działalności rolniczej i wdrażania PROW na obszarach problemowych rolnictwa*, *Studia i Raporty IUNG–PIB* 27(1): 117–128.
- Świąchowski J., Michno A., 2005, *Obszar badań*, [w:] M. Żelazny (red.), *Dynamika związków biogennych w wodach opadowych, powierzchniowych i podziemnych w zlewniach o różnym użytkowaniu na Pogórzu Wiśnickim*, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, 29–42.
- Takken I., Croke J., Lane P., 2008, *Thresholds for channel initiation at road drain outlets*, *Catena* 75: 257–267.
- Taranowski M., 1937, *Zarys stosunków opadowych w Wilnie (1918–1937)*, *Biuletyn Obserwatorium Astronomicznego w Wilnie, II Meteorologia*, 13.
- Teisseyre A.K., 1992, *Epizodyczne koryta a rozwój suchych dolin w krajobrazie rolniczym*, *Acta Universitatis Wratislaviensis. Prace Geologiczno-Mineralogiczne* 31, ss. 69.
- Teisseyre A.K., 1994, *Spływ stokowy i współczesne osady deluwialne w lessowym rejonie Henrykowa na Dolnym Śląsku*, *Acta Universitatis Wratislaviensis. Prace Geologiczno-Mineralogiczne* 43, ss. 218.
- Terlien M.T.J., 1997, *Hydrological landslide triggering in ash-covered slopes of Manizales (Colombia)*, *Geomorphology*, 20(1/2): 165–175.
- Terlien M.T.J., 1998, *The determination of statistical and deterministic hydrological landslide-triggering thresholds*, *Environmental Geology* 35: 124–130.
- Thorn C., Welford M., 1994a, *The equilibrium concept in geomorphology*, *Annals of the Association of American Geographers* 84: 666–696.
- Thorn C.E., Welford M.R., 1994b, *No Dirge, No Philosophy, Just Practicality*, *Annals of the Association of American Geographers* 84(4): 706–709.
- Thorne C.R., 2002, *Geomorphic analysis of large alluvial rivers*, *Geomorphology* 44: 203–219.
- Thornes J.B., 1985, *Procesy i wzajemne zależności, prędkości i zmiany*, [w:] C. Embleton, J.B. Thornes (red.), *Geomorfologia dynamiczna*, PWN, Warszawa, 424–433.

- Thornes J. B., Brunnsden D., 1977, *Geomorphology and time*, Halstead Press, Wiley, New York, ss. 208.
- Torri, D., Poesen, J., 1992, *The effect of soil surface slope on raindrop detachment*, *Catena*, 19: 561–578.
- Torri D., Sfalanga M., Del Sette M., 1987, *Splash detachment: runoff depth and soil cohesion*, *Catena* 14: 149–155.
- Torri, D., Regéüs D., Pellegrini S., Bazzoffi P., 1999, *Within-storm soil surface dynamics and erosive effects of rainstorms*, *Catena* 38: 131–150.
- Toy T.J., Foster G.R., Renard K.G., 2002, *Soil erosion: Processes, Prediction, Measurement and Control*, Wiley & Sons, USA, ss. 338.
- Tooth S., Nanson G.C., 2000, *Equilibrium and non equilibrium conditions in dryland rivers*, *Physical Geography* 21: 181–211.
- Tricart J., 1957, *Mise au point: l'évolution des versants*, *L'information Géographique* 21(3): 108–115.
- Tricart J., 1960, *Zagadnienia geomorfologiczne*, PWN, Warszawa, ss. 236.
- Tricart J., 1965, *Principes et Méthods de Géomorphologie*, Masson et Cie, Paris, ss. 495.
- Trybowski Cz., 1955, *O stosunkach opadowych w Rabce w latach 1934–1952*, *Wiadomości Służby Hydrologicznej* 3(5): 411–423.
- Tutaj A., 1995, *Klinometryczna charakterystyka rzeźby Progu Pogórza Karpackiego między Rabą i Uszvicą*, [w:] L. Kaszowski (red.), *Dynamika i antropogeniczne przeobrażenia środowiska przyrodniczego progu Karpat między Rabą a Uszvicą*, Instytut Geografii UJ, Kraków, 43–51.
- Twardosz R., 2000, *Wieloletnia zmienność sum dobowych opadów w Krakowie w powiązaniu z sytuacjami synoptycznymi*, *Prace Geograficzne Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ* 105: 19–71.
- Twardosz R., 1997, *Ekstremalne sumy dobowe opadów w Krakowie*, [w:] *Ekstremalne zjawiska meteorologiczne, hydrologiczne i oceanograficzne*, Materiały Sympozjum 50-lecia PTG, 12–14 listopada 1997, Warszawa, 161–163.
- Twardosz R., 2005, *Dobowy przebieg opadów atmosferycznych w ujęciu synoptycznym i probabilistycznym na przykładzie Krakowa*, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków, ss. 176.
- Twardy J., 1990, *Przebieg spłukiwania w okolicach Bogini koło Łodzi w cyklu rocznym*, *Acta Universitatis Lodzianensis, Folia Geographica* 12: 15–49.
- Uson A., Ramos M.C., 2001, *An improved rainfall erosivity index obtained from experimental interrill soil losses in soils with a Mediterranean climate*, *Catena* 43: 293–305.
- Valcárcel M., Taboada T., Paz A., Dafonte J., 2003, *Ephemeral gully erosion in northwestern Spain*, *Catena* 50: 199–216.
- Valentin C., Poesen J., Li Y., 2005, *Gully erosion: impacts, factor and control*, *Catena* 63: 132–153.
- Van Dijk A.I.J.M., 2002a, *Exponential distribution theory and the interpretation of splash detachment and transport experiments*, *Soil Science Society of America Journal* 66: 1466–1474.
- Van Dijk A.I.J.M., Bruijnzeel L.A., Rosewell C.J., 2002b, *Rainfall intensity–kinetic energy relationships: a critical literature appraisal*, *Journal of Hydrology* 261: 1–23.
- Van Dijk, A.I.J.M., L.A. Bruijnzeel, E.H. Eisma, 2003, *A methodology to study rain splash and wash processes under natural rainfall*, *Hydrological Processes* 17: 153–167.
- Vandaele K., Poesen J., 1995, *Spatial and temporal patterns of soil erosion rates in an agricultural catchment, central Belgium*, *Catena* 25: 213–226.
- Vandaele K., Poesen J., Govers G., van Wesemael B., 1996, *Geomorphic threshold conditions for ephemeral gully incision*, *Geomorphology* 16(2): 161–173.

- Vandekerckhove L., Poesen J., Oostwoud-Wijdenes D., de Figueiredo T., 1998, *Topographical thresholds for ephemeral gully initiation in intensively cultivated areas of the Mediterranean*, Catena 33: 271–292.
- Vandekerckhove L., Poesen J., Oostwoud-Wijdenes D., Nachtergaele J., Kosmas C., Roxo M.J., de Figueiredo T., 2000, *Thresholds for gully initiation and sedimentation in Mediterranean Europe*, Earth Surface Processes & Landforms 25(11): 1201–1220.
- Vanwalleghe T., Poesen J., Nachtergaele J., Verstraeten G., 2005, *Characteristics, controlling factors and importance of deep gullies under cropland on loess-derived soils*, Geomorphology 69: 76–91.
- Verheijen F.G.A., Jones R.J.A., Rickson R.J., Smith C.J., 2009, *Tolerable versus actual soil erosion rates in Europe*, Earth Science Reviews 94: 23–38.
- Wainwright J., 1996a, *Infiltration, runoff and erosion characteristics of agricultural land in extreme storm events, SE France*, Catena 26: 27–47.
- Wainwright J., 1996b, *A comparison of the infiltration, runoff and erosion characteristics of two contrasting 'badland' areas in S. France*, Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband, 106: 183–198.
- Wainwright J., Parsons A.J., Abrahams A.D., 2000, *Plot-scale studies of vegetation, overland flow and erosion interactions: case studies of Arizona and New Mexico*, Hydrological Processes, 14: 2921–2943.
- Wakelin-King G.A., Webb J.A., 2007, *Threshold-dominated fluvial styles in an arid-zone mud-aggregate river: The uplands of Fowlers Creek, Australia*, Geomorphology 85(1–2): 114–127.
- Walker J.D., Waltera M.T., Parlangea J.Y., Roseb C.W., Tromp van Meerveldc H.J., Gaoa B., Cohena A.M., 2007, *Reduced raindrop-impact driven soil erosion by infiltration*, Journal of Hydrology 342, Issues 3–4(1): 331–335.
- Watson D.A., Lafen J.M., 1986, *Soil strength slope and rainfall intensity effects on interrill erosion*, Transactions of the American Society of Agriculture 29: 98–102.
- Wei W., Chen L., Fu B., Huang Z., Wu D., Gui L., 2007, *The effect of land uses and rainfall regimes on runoff and soil erosion in the semi-arid loess hilly area, China*, Journal of Hydrology 335: 247–258.
- Weiner J., 1999, *Życie i ewolucja biosfery. Podręcznik ekologii ogólnej*, Wydawnictwo Naukowe PWN, ss. 591.
- Wells N.A., 2004, *Gully*, [w:] A.S. Goudie (red.), *Encyclopedia of Geomorphology*, t. 1, Routledge Ltd., London, 503–506.
- Westcott W.A., 1993, *Geomorphic thresholds and complex response of fluvial systems: some implications for sequence stratigraphy*, Bulletin. American Association of Petroleum Geologists 77: 1208–1218.
- Węglarczyk S., 1998, *Wybrane problemy hydrologii stochastycznej*, Politechnika Krakowska, Monografia 235, Kraków, ss. 214.
- Węglarczyk S., 2010, *Statystyka w inżynierii środowiska*, Politechnika Krakowska, Kraków, ss. 375.
- Whipkey R.Z., Kirkby M.J., 1978, *Flow within soil*, [w:] M.J. Kirkby (red.), *Hillslope hydrology*, Wiley, Chichester, 121–144.
- White I.D., Mottershead D.N., Harrison J.J., 1996, *Environmental Systems*, Chapman and Hall, London, ss. 616.
- Widacki W., 1979a, *Relacja człowiek–środowisko jako zagadnienie sterowania*, Przegląd Geograficzny 51(4): 687–701.
- Widacki W., 1979b, *Uwagi o funkcjonowaniu geosystemów*, Folia Geographica, Series Geographica-Physica 12: 137–146.

- Wieczorek G.F., 1987, *Effect of rainfall intensity and duration on debris flows in central Santa Cruz Mountains, California*, [w:] J.E. Costa, G.F. Wieczorek (red.), *Debris flows/avalanches: Process, recognition and mitigation*, Reviews in Engineering Geology 7: 93–104.
- Wieczorek G.F., 1996, *Landslide triggering mechanisms*, [w:] A.K. Turner, R.L. Schuster (red.), *Landslides: Investigation and Mitigation*, Transportation Research Board, Special Report 247: 76–79.
- Wieczorek G.F., Morgan B.A., Campbell R.H., 2000, *Debris flow hazards in the Blue Ridge of Central Virginia*, Environmental and Engineering Geoscience 6(1): 3–23.
- Wiggs G.F.S., Atherton R.J., Baird A.J., 2004, *Thresholds of aeolian sand transport: establishing suitable values*, Sedimentology 51: 95–108.
- Williams, R.G., Sheridan, J.M., 1991, *Effect of measurement time and depth resolution on EI calculation*, Transactions of the American Society of Agricultural Engineers 34(2): 402–405.
- Wilshire H.G., 1980, *Human Causes of Accelerated Wind Erosion in California's Deserts*, [w:] D.R. Coates, J. D. Vitek (red.), *Thresholds in Geomorphology*, Allen & Unwin, London, 415–433.
- Wilson L., 1968, *Morphogenetic classification*, [w:] R.W. Faibrigge (red.), *Encyclopedia of Geomorphology*, Rheinhold, New York, 717–729.
- Wilson L., 1973, *Variation in mean annual sediment yield as a function of mean annual precipitation*, American Journal of Science 273: 335–349.
- Wilson R.C., 1997, *Normalizing rainfall/debris-flow thresholds along the U.S. Pacific coast for long-term variations in precipitation climate*, [w:] C.L. Chen (red.), *Proc. 1st Int. Conf. on Debris-Flow Hazard Mitigation*, American Society of Civil Engineers, San Francisco, 32–43.
- Wilson R.C., 2000, *Climatic variations in rainfall thresholds for debris-flow activity*, [w:] P. Claps, F. Siccardi (red.), *Mediterranean Storms, Proceedings of the European Geophysical Union Plinius Conference on Mediterranean Storms*, Maratea, Italy, 415–424.
- Wilson R.C., Torikai J.D., Ellen S.D., 1992, *Development of rainfall warning thresholds for debris flows in the Honolulu District*, Oahu USGS Open-File 92–521, ss. 45.
- Wilson R.C., Wieczorek G.F., 1995, *Rainfall thresholds for the initiation of debris flows at La Honda, California*, Environmental and Engineering Geoscience 1: 11–27.
- Wischmeier W.H., Smith D.D., 1958, *Rainfall energy and its relationship to soil loss*, Transactions of the American Geophysist Union 39: 285–291.
- Wischmeier W.H., Smith D.D., 1959, *A rainfall erosion index for a universal soil loss equation*, Soil Science Society of America Proceedings 23: 246–249.
- Wischmeier W.H., Smith D.D., 1978, *Predicting rainfall erosion losses – a guide to conservation planning*, Agricultural Handbook No 537, U.S. Department of Agriculture, Washington D.C., ss. 58.
- Wit-Jóźwik K., 1977, *Analiza deszczów w Symbarku w latach 1969–1973 (w okresie od maja do września)*, Dokumentacja Geograficzna 6: 23–67.
- Wolman M.G., Gerson R., 1978, *Relative scales of time and effectiveness of climate in watershed geomorphology*, Earth Surface Processes & Landforms 3: 189–208.
- Wolman M.G., Miller J.P., 1960, *Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes*, Journal of Geology 68: 54–74.
- Woodward D.E., 1999, *Method to predict cropland ephemeral gully erosion*, Catena 37: 393–399.
- Woś A., 1997, *Meteorologia dla geografów*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, ss. 324.
- Woźniak-Strojna Z., 1963, *Przebieg i rozmiary współczesnego modelowania zlewni potoku Bilczyckiego przez procesy denudacyjne*, Dokumentacja Geograficzna 5: 1–37.
- Yin S., Xie Y, Nearing M.A., Wang C., 2007, *Estimation of rainfall erosivity using 5- to 60-minute fixed-interval rainfall data from China*, Catena 70: 306–312.

- Young R.W., Nanson G.C., 1982, *Terrace formation in the Illawarra region of New South Wales*, Australian Geographer 15: 212–219.
- Yu B., Hashim G.M., Eusof Z., 2001, *Estimating R-factor with limited rainfall data: a case study from Peninsular Malaysia*, Journal of Soil and Water Conservation 56(2): 101–105.
- Zanchi C., Torri D., 1980, *Evaluation of rainfall energy in central Italy*, [w:] M. De Boodt, D. Gabriels (red.), *Assessment of Erosion*, John Wiley, Toronto, 133–142.
- Zasady obliczania największych przepływów rocznych o określonym prawdopodobieństwie przewyższenia. Długie ciągi pomiarowe przepływów*, 2005, Instrukcje i podręczniki, IMGW, Warszawa, ss. 40.
- Zezeze J.L., Trigo R.M., Trigo I.F., 2005, *Shallow and deep landslides induced by rainfall in the Lisbon region (Portugal): assessment of relationships with the North Atlantic Oscillation*, Natural Hazard Earth System Science 5: 331–344.
- Zhang Y., Wu Y., Liu B., Zheng Q., Yin J., 2007, *Characteristics and factors controlling the development of ephemeral gullies in cultivated catchment of black soil region, Northeast China*, Soil and Tillage Research 96: 28–41.
- Zgłobicki W., 2002, *Dynamika współczesnych procesów denudacyjnych w północno-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej*, Wydawnictwo UMCS, Lublin, ss. 159.
- Ziegler A.D., Sutherland A., Tran L.T., 1997, *Influence of rolled erosion control systems on temporal rainsplash response – a laboratory rainfall simulation experiment*, Land Degradation and Development 8: 139–157.
- Ziemnicki S., 1955, *Wprowadzenie przeciwerozyjnego układu pól na czarnoziemie w Werbkowicach*, Roczniki Nauk Rolniczych 71–F(F–1): 223–238.
- Ziętara T., 1968, *Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN 60, ss. 116.
- Ziętara T., 1980, *Środowisko geograficzne regionu bocheńskiego*, [w:] F. Kiryć, Z. Ruta (red.), *Bochnia. Dzieje miasta i regionu*, Urząd Miasta Bochni, Kraków, 7–29.
- Zwołański Z., 2008, *Wybrane zjawiska ekstremalne pojezierzy polskich*, [w:] W. Florek (red.), *Rola procesów ekstremalnych w kształtowaniu rzeźby*, Landform Analysis 8: 98–106.
- Żelazny M. (red.), 2005, *Dynamika związków biogenych w wodach opadowych, powierzchniowych i podziemnych w zlewniach o różnym użytkowaniu na Pogórzu Wiśnickim*, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, ss. 216.

SPIS RYCIN

LIST OF FIGURS

Rycina 1. Typy równowagi na przykładzie zmian w położeniu den dolin (na podstawie Chorley, Kennedy 1971; Schumm 1977)	10
Figure 1. Types of equilibrium in relation to changes of valley-floor elevation with time (based on Chorley, Kennedy 1971; Schumm 1977)	10
Rycina 2. Wybrane przykłady progów geomorficznych (opracowano na podstawie Hjulström 1935; Langbein, Schumm 1957; Wilson 1973)	13
Figure 2. Selected examples of geomorphic thresholds (based on Hjulström 1935; Langbein, Schumm 1957; Wilson 1973).	13
Rycina 3. Schemat obiegu wody (A) i materiału glebowego (B) w podsystemie stokowym i dna doliny w zlewni użytkowanej rolniczo	21
Figure 3. Circulation of water (A) and soil material (B) in slope and valley bottom subsystems in an agricultural catchment	21
Rycina 4. Przykłady skuteczności erozyjnej wody deszczowej (fot. J. Świąchowicz)	25
Figure 4. Examples of rainfall erosive effectiveness (photo by J. Świąchowicz)	25
Rycina 5. Hipotetyczne warianty (1–3) związku transportu materiału glebowego w podsystemie stokowym z jego transportem w podsystemie dna doliny w zlewni użytkowanej rolniczo	26
Figure 5. Hypothetical variants (1–3) of relationship between soil particle transport in slope and valley bottom subsystem in an agricultural catchment	26
Rycina 6. Hipotetyczne warianty (4–6) związku transportu materiału glebowego w podsystemie stokowym z jego transportem w podsystemie dna doliny w zlewni użytkowanej rolniczo	27
Figure 6. Hypothetical variants (4–6) of relationship between soil particle transport in slope and valley bottom subsystem in an agricultural catchment	27
Rycina 7. Położenie obszaru badań (na podstawie Starkel 1988; Gilewska, Starkel 1979, 1988)	32
Figure 7. Location of the study area (based on Starkel 1988; Gilewska, Starkel 1979, 1988)	32
Rycina 8. Metodyka pomiarów niezbędnych do wyznaczenia wartości progowych parametrów opadów deszczu inicjujących procesy erozyjne w zlewniach użytkowanych rolniczo	38
Figure 8. Methodology of measurements necessary to determine rainfall threshold values initiating erosive processes in agricultural catchments	38

Rycina 9. Pomiary rozbryzgu (fot. pierwsza z lewej – D. Szewczyk, pozostałe J. Świąchowicz)	44
Figure 9. Splash measurements (photo by D. Szewczyk – top left and J. Świąchowicz)	44
Rycina 10. Pomiary spłukiwania na poletkach doświadczalnych (fot. J. Świąchowicz)	47
Figure 10. Slopewash measurements on experimental plots (photo by J. Świąchowicz)	47
Rycina 11. Użytkowanie ziemi na poletkach doświadczalnych w latach hydrologicznych 2007–2009 (fot. J. Świąchowicz)	48
Figure 11. Land use on experimental plots in hydrological years 2007–2009 (photo by J. Świąchowicz)	48
Rycina 12. Metody pomiaru transportu zawiesiny w korycie Dworskiego Potoku – urządzenia pomiarowe (fot. J. Świąchowicz)	52
Figure 12. Methods of measurement of suspended sediment transport in the Dworski Potok channel – measuring equipment (photo by J. Świąchowicz)	52
Rycina 13. Metoda wyznaczania wartości progowych parametrów opadów deszczu	54
Figure 13. Method of determining rainfall threshold values	54
Rycina 14. Zlewnia Dworskiego Potoku – rzeźba terenu	61
Figure 14. Dworski Potok catchment – relief	61
Rycina 15. Profil podłużny i wybrane profile poprzeczne dna doliny Dworskiego Potoku (profile 1–4)	63
Figure 15. Longitudinal profile and selected cross-profiles of the Dworski Potok valley bottom (profiles 1–4)	63
Rycina 16. Profil podłużny i wybrane profile poprzeczne dna doliny Dworskiego Potoku (profile 5–8)	64
Figure 16. Longitudinal profile and selected cross-profiles of the Dworski Potok valley bottom (profiles 5–8)	64
Rycina 17. Profil podłużny i wybrane profile poprzeczne dna doliny Dworskiego Potoku (profile 9–11)	65
Figure 17. Longitudinal profile and selected cross-profiles of the Dworski Potok valley bottom (profiles 9–11)	65
Rycina 18. Zlewnia Dworskiego Potoku – (A) gleby i (B) użytkowanie ziemi	69
Figure 18. Dworski Potok catchment – soils (A) and land use (B)	69
Rycina 19. Lokalizacja stanowisk pomiarowych (A) oraz zawartość ilu koloidalnego w wybranych profilach gleb płowych opadowo-glejowych (<i>Stagnic Luvisol</i>) w profilu podłużnym stoku doświadczalnego (B)	70
Figure 19. Location of the sampling sites (A) and colloidal clay content in selected <i>Stagnic Luvisol</i> profiles in the longitudinal profile of an experimental slope (B)	70
Rycina 20. Roczne sumy opadów (A) oraz sumy opadów w półroczu letnim (V–X) i zimowym (XI–IV) (B) (Łazy k. Bochni, 1987–2009)	73
Figure 20. Annual totals of precipitation (A) and totals of precipitation in summer (May–Oct.) and winter (Nov.–Apr.) half-years (B) (Łazy near Bochnia, 1987–2009)	73
Rycina 21. Sumy opadów w porach roku (A) oraz średnie miesięczne sumy opadów (B) (Łazy k. Bochni, 1987–2009)	77
Figure 21. Seasonal totals of precipitation (A) and mean monthly totals of precipitation (B) (Łazy near Bochnia, 1987–2009)	77
Rycina 22. Sumy opadów letniego (V–X) i zimowego (XI–IV) półrocza hydrologicznego (A) oraz sumy opadów wiosny (III–V), lata (VI–VIII), jesieni (IX–XI) i zimy (XII–II) (B) vs roczna suma opadów (Łazy k. Bochni, 1987–2009)	79
Figure 22. Summer (May–Oct.) and winter (Nov.–Apr.) half-year precipitation totals (A) and spring (March–May), summer (June–Aug.), autumn (Sep.–Nov.) and winter (Dec.–Feb.) totals of precipitation (B) vs annual totals of precipitation (Łazy near Bochnia, 1987–2009)	79
Rycina 23. Liczba dni z opadem w roku (XI–X) oraz w półroczach zimowym (XI–IV) i letnim (V–X) (Łazy k. Bochni, 1987–2009)	80
Figure 23. Number of days with precipitation in hydrological years (Nov.–Oct.) and in summer (May–Oct.) and winter (Nov.–Apr.) half-years (Łazy near Bochnia, 1987–2009)	80

Rycina 24. Częstość [%] dni z opadem o różnej sumie [mm] w roku i półroczach (Łazy k. Bochni, 1987–2009)	81
Figure 24. Frequency [%] of days with precipitation of a given amount [mm] in a year and in half-years (Łazy near Bochnia, 1987–2009)	81
Rycina 25. Całkowite prawdopodobieństwo [%] wystąpienia dni z opadem o określonej sumie [mm] (Łazy k. Bochni, 1987–2009)	82
Figure 25. Total probability [%] of occurrence of days with precipitation of a given amount (Łazy near Bochnia, 1987–2009)	82
Rycina 26. Maksymalne opady dobowe (Łazy k. Bochni, 1987–2009)	83
Figure 26. Maximum daily totals of precipitation (Łazy near Bochnia, 1987–2009)	83
Rycina 27. Suma opadów półrocza letniego vs liczba przypadków deszczów erozyjnych (Łazy k. Bochni, 1987–2009)	85
Figure 27. Summer half-year totals of precipitation vs number of erosive rains (Łazy near Bochnia, 1987–2009)	85
Rycina 28. Całkowite prawdopodobieństwo [%] wystąpienia deszczu erozyjnego o określonej warstwie opadu [mm] (Łazy k. Bochni, 1987–2009)	86
Figure 28. Total probability [%] of occurrence of erosive rains of a given depth [mm] (Łazy near Bochnia, 1987–2009)	86
Rycina 29. Całkowite prawdopodobieństwo [%] wystąpienia deszczu erozyjnego o określonym czasie trwania [godziny] (Łazy k. Bochni, 1987–2009)	87
Figure 29. Total probability [%] of occurrence of erosive rains of a given duration [hours] (Łazy near Bochnia, 1987–2009)	87
Rycina 30. Wskaźnik erozyjności deszczów (EI_{30}) w funkcji warstwy opadu (P) (Łazy k. Bochni, 1987–2009)	90
Figure 30. Rainfall erosivity index (EI_{30}) as a function of rainfall depth (P) (Łazy near Bochnia, 1987–2009)	90
Rycina 31. Wskaźnik erozyjności deszczów (I_{30}) w funkcji maksymalnego natężenia 30-minutowego (I_{30}) (Łazy k. Bochni, 1987–2009)	90
Figure 31. Rainfall erosivity index (EI_{30}) as a function of 30-minute maximum intensity (I_{30}) (Łazy near Bochnia, 1987–2009)	90
Rycina 32. Całkowite prawdopodobieństwo wystąpienia [%] deszczu o określonym wskaźniku erozyjności [$MJ\cdot mm\cdot ha^{-1}\cdot h^{-1}$] (Łazy k. Bochni, 1987–2009)	91
Figure 32. Total probability [%] of occurrence of erosive rains of a given rainfall erosivity index [$MJ\cdot mm\cdot ha^{-1}\cdot h^{-1}$] (Łazy near Bochnia, 1987–2009)	91
Rycina 33. Suma opadów w półroczu letnim vs wskaźnik erozyjności deszczów w półroczu letnim (V–X) (Łazy k. Bochni, 1987–2009)	92
Figure 33. Summer half-year totals of precipitation vs rainfall erosivity index in summer half-year (May–Oct.) (Łazy near Bochnia, 1987–2009)	92
Rycina 34. Maksymalna erozyjność pojedynczego deszczu vs erozyjność deszczów w półroczu letnim (V–X) (Łazy k. Bochni, 1987–2009)	95
Figure 34. Maximum single rainfall erosivity vs summer half-year (May–Oct.) rainfall erosivity (Łazy near Bochnia, 1987–2009)	95
Rycina 35. Wartości wskaźnika średniej rocznej erozyjności deszczów i spływów (R) w różnych regionach Polski	96
Figure 35. Mean annual rainfall and runoff factor (R) in different regions of Poland	96
Rycina 36. Potencjalne okresy stabilności i transformacji stoków w latach hydrologicznych (A) i półroczach (B) (Łazy k. Bochni, 1987–2009)	98
Figure 36. Potential periods of stability and transformation of slopes in particular hydrological years (A) and half-years (B) (Łazy near Bochnia, 1987–2009)	98
Rycina 37. Potencjalne okresy stabilności i transformacji stoków w porach roku (A) i miesiącach (B) (Łazy k. Bochni, 1987–2009)	99
Figure 37. Potential periods of stability and transformation of slopes during seasons (A) and months (B) (Łazy near Bochnia, 1987–2009)	99

Rycina 38. Rozbryzg gleby całkowity [g] w zależności od średnicy lejka w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007–2009)	108
Figure 38. Soil splash [g] in relation to funnel diameters in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007–2009)	108
Rycina 39. Rozbryzg jednostkowy gleby [$\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$] w zależności od średnicy lejka w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007–2009)	108
Figure 39. Soil splash [$\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$] in relation to funnel diameters in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007–2009)	108
Rycina 40. Rozbryzg jednostkowy gleby [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] wyznaczony z modelu Van Dijka i in. (2002a) vs jednostkowa energia kinetyczna deszczu [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$] w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007–2009)	111
Figure 40. Soil splash [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] calibrated using the Van Dijk et al. (2002a) model vs kinetic energy per unit of area [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$] in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007–2009)	111
Rycina 41. Rozbryzg jednostkowy gleby [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] wyznaczony z modelu Van Dijka i in. (2002a) vs suma opadu deszczu [mm] w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007–2009)	112
Figure 41. Soil splash [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] calibrated using the Van Dijk et al. (2002a) model vs rainfall amount [mm] in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007–2009)	112
Rycina 42. Rozbryzg jednostkowy gleby [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] wyznaczony z modelu Van Dijka i in. (2002a) vs wskaźnik erozyjności deszczu EI_{30} [$\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$] w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007–2009)	113
Figure 42. Soil splash [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] calibrated using the Van Dijk et al. (2002a) model vs rainfall erosivity index EI_{30} [$\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$] in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007–2009)	113
Rycina 43. Wartości progowe wystąpienia i natężenia rozbryzgu w letnim półroczu hydrologicznym 2007 r. (Łazy k. Bochni)	119
Figure 43. Rainfall thresholds for soil splash occurrence and intensity in summer half-year in hydrological year 2007 (Łazy near Bochnia)	119
Rycina 44. Wartości progowe wystąpienia i natężenia rozbryzgu w letnim półroczu hydrologicznym 2008 r. (Łazy k. Bochni)	120
Figure 44. Rainfall thresholds for soil splash occurrence and intensity in summer half-year in hydrological year 2008 (Łazy near Bochnia)	120
Rycina 45. Wartości progowe wystąpienia i natężenia rozbryzgu w letnim półroczu hydrologicznym 2009 r. (Łazy k. Bochni)	121
Figure 45. Rainfall thresholds for soil splash occurrence and intensity in summer half-year in hydrological year 2009 (Łazy near Bochnia)	121
Rycina 46. Podatność gleby na erozję [$\text{Mg}\cdot\text{ha}\cdot\text{h}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{MJ}^{-1}\cdot\text{mm}^{-1}$] w latach hydrologicznych 2007 i 2009 (Łazy k. Bochni, czarny ugór, poletko o długości 22,1 m)	127
Figure 46. Soil erodibility [$\text{Mg}\cdot\text{ha}\cdot\text{h}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{MJ}^{-1}\cdot\text{mm}^{-1}$] in hydrological years 2007 and 2009 (Łazy near Bochnia, a bare fallow, plot length: 22.1 m)	127
Rycina 47. Krzywe kumulacyjne erozyjności opadu [$\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$] i sptukiwania gleby [$\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$] na czarnym ugorze w półroczu letnim w roku hydrologicznym 2007 (Łazy k. Bochni)	127
Figure 47. Cumulative curves for rainfall erosivity [$\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$] and soil loss [$\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$] on a bare fallow plot in summer half-year in hydrological year 2007 (Łazy near Bochnia)	127
Rycina 48. Zależność sptukiwania [$\text{Mg}\cdot\text{ha}^{-1}$] od sumy opadu [mm] (A) i wskaźnika EI_{30} [$\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$] (B) w letnim półroczu hydrologicznym 2007 r. (Łazy k. Bochni, czarny ugór, długość poletka: 22,1 m)	130
Figure 48. Relation between soil loss [$\text{Mg}\cdot\text{ha}^{-1}$] and rainfall amount [mm] (A) and rainfall erosivity index EI_{30} [$\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$] (B) in summer half-year in hydrological year 2007 (Łazy near Bochnia, a bare fallow, plot length: 22.1 m)	130

Rycina 49. Zależność spłukiwania [Mg·ha ⁻¹] od sumy opadu [mm] (A) i wskaźnika El ₃₀ [MJ·mm·ha ⁻¹ ·h ⁻¹] (B) w letnim półroczu hydrologicznym 2009 r. (Łazy k. Bochni, czarny ugor, długość poletka: 22,1 m)	131
Figure 49. Relation between soil loss and rainfall amount [mm] (A) and rainfall erosivity index El ₃₀ [MJ·mm·ha ⁻¹ ·h ⁻¹] (B) in summer half-year in hydrological year 2009 (Łazy near Bochnia, a bare fallow, plot length: 22.1 m)	131
Rycina 50. Wartości progowe wystąpienia i natężenia spłukiwania w letnim półroczu hydrologicznym 2007 r. (Łazy k. Bochni)	136
Figure 50. Rainfall thresholds for slopewash occurrence and intensity in summer half-year in hydrological year 2007 (Łazy near Bochnia)	136
Rycina 51. Wartości progowe wystąpienia i natężenia spłukiwania w letnim półroczu hydrologicznym 2008 r. (Łazy k. Bochni)	137
Figure 51. Rainfall thresholds for slopewash occurrence and intensity in summer half-year in hydrological year 2008 (Łazy near Bochnia)	137
Rycina 52. Wartości progowe wystąpienia i natężenia spłukiwania w letnim półroczu hydrologicznym 2009 r. (Łazy k. Bochni)	138
Figure 52. Rainfall thresholds for slopewash occurrence and intensity in summer half-year in hydrological year 2009 (Łazy near Bochnia).	138
Rycina 53. Wartości progowe wystąpienia i natężenia spłukiwania w letnim półroczu hydrologicznym w latach suchych (Łazy k. Bochni, 1987–2009)	140
Figure 53. Rainfall thresholds for slopewash occurrence and intensity in summer half-year in dry hydrological years (Łazy near Bochnia, 1987–2009)	140
Rycina 54. Wartości progowe wystąpienia i natężenia spłukiwania w letnim półroczu hydrologicznym w latach normalnych (Łazy k. Bochni, 1987–2009)	141
Figure 54. Rainfall thresholds for slopewash occurrence and intensity in summer half-year in average hydrological years (Łazy near Bochnia, 1987–2009)	141
Rycina 55. Wartości progowe wystąpienia i natężenia spłukiwania w letnim półroczu hydrologicznym w latach wilgotnych (Łazy k. Bochni, 1987–2009)	142
Figure 55. Rainfall thresholds for slopewash occurrence and intensity in summer half-year in wet hydrological years (Łazy near Bochnia, 1987–2009)	142
Rycina 56. Przebieg żłobin erozyjnych oraz wybrane profile poprzeczne przez poletko na czarnym ugorze w roku hydrologicznym 2007 (Łazy k. Bochni) (fot. J. Świąchowicz)	144
Figure 56. Pattern of rills and selected cross-profiles of a bare fallow plot in hydrological year 2007 (Łazy near Bochnia) (photo by J. Świąchowicz)	144
Rycina 57. Przebieg żłobin erozyjnych na poletku z czarnym ugiorem po deszczu w dniach 11 maja, 15, 22 i 23 czerwca w roku hydrologicznym 2009 (Łazy k. Bochni) (fot. J. Świąchowicz)	145
Figure 57. Pattern of rills on a bare fallow plot after the rainfalls on 11 May, 15, 22 and 23 June, 2009 (Łazy near Bochnia) (photo by J. Świąchowicz)	145
Rycina 58. Skutki ulewy z 16 lipca 2002 r. (Łazy k. Bochni) (fot. J. Świąchowicz)	150
Figure 58. Results of downpour on 16 July, 2002 (Łazy near Bochnia) (photo by J. Świąchowicz)	150
Rycina 59. Skutki opadu nawalnego z 17 czerwca 2006 r. (Łazy k. Bochni) (fot. J. Świąchowicz)	152
Figure 59. Results of downpour on 17 June, 2006 (Łazy near Bochnia) (photo by J. Świąchowicz)	152
Rycina 60. Geomorficzne skutki opadu nawalnego z 17 czerwca 2006 r. w winnicy. Stan z 22 czerwca 2006 r. (Łazy k. Bochni) (fot. J. Świąchowicz)	154
Figure 60. Geomorphic results of downpour on 17 June, 2006 in vineyard. Photo taken on 22 June, 2006 by J. Świąchowicz (Łazy near Bochnia)	154
Rycina 61. Geomorficzne skutki opadu nawalnego z 17 czerwca 2006 r. Stan z 18 czerwca 2006 r. (Łazy k. Bochni) (fot. J. Świąchowicz)	155
Figure 61. Geomorphic results of downpour on 17 June, 2006. Photo taken on 18 June, 2006 by J. Świąchowicz (Łazy near Bochnia)	155
Rycina 62. Wartości progowe wystąpienia potencjalnie ekstremalnej erozji liniowej (efemeryczna erozja wąwozowa) w letnim półroczu hydrologicznym na podstawie pomiarów w roku 1998, 2002 oraz w latach 2005–2009 (Łazy k. Bochni)	156

Figure 62. Rainfall thresholds for potentially extreme linear erosion (ephemeral gully erosion) in summer half-year on the basis of measurements in hydrological years 1998, 2002 and 2005–2009 (Łazy near Bochnia)	156
Rycina 63. Wartości progowe wystąpienia i natężenia potencjalnie ekstremalnej erozji liniowej (efemeryczna erozja wązowozowa) w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 1987–2009)	157
Figure 63. Rainfall thresholds for potentially extreme linear erosion (ephemeral gully erosion) in summer half-year (Łazy near Bochnia, 1987–2009)	157
Rycina 64. Liczba przypadków przekroczenia I, II i III progu dostawy materiału glebowego ze stoków do koryta Dworskiego Potoku w letnim półroczu hydrologicznym 2007 (Łazy k. Bochni, czarny ugór)	167
Figure 64. Number of cases of exceeding the first, second and third threshold of soil supply from slopes to the Dworski Potok channel in summer half-year in hydrological year 2007 (Łazy near Bochnia, a bare fallow plot)	167
Rycina 65. Liczba przypadków przekroczenia I, II i III progu dostawy materiału glebowego ze stoków do koryta Dworskiego Potoku w letnim półroczu hydrologicznym 2008 (Łazy k. Bochni, czarny ugór)	168
Figure 65. Number of cases of exceeding the first, second and third threshold of soil supply from slopes to the Dworski Potok channel in summer half-year in hydrological year 2008 (Łazy near Bochnia, a bare fallow plot)	168
Rycina 66. Liczba przypadków przekroczenia I, II i III progu dostawy materiału glebowego ze stoków do koryta Dworskiego Potoku w letnim półroczu hydrologicznym 2009 (Łazy k. Bochni, czarny ugór)	169
Figure 66. Number of cases of exceeding the first, second and third threshold of soil supply from slopes to the Dworski Potok channel in summer half-year in hydrological year 2009 (Łazy near Bochnia, a bare fallow plot)	169
Rycina 67. Liczba przypadków przekroczenia I, II i III progu dostawy materiału glebowego ze stoków do koryta Dworskiego Potoku podczas deszczów potencjalnie erozyjnych wg kryterium USLE w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, czarny ugór, 1987–2009)	171
Figure 67. Number of cases of exceeding the first, second and third threshold of soil supply from slopes to the Dworski Potok channel during potentially erosive rains according to the USLE criterion in summer half-year (Łazy near Bochnia, a bare fallow plot, 1987–2009)	171
Rycina 68. Funkcja rozkładu prawdopodobieństwa [%] liczby przypadków (A) rozbryzgu o największej skuteczności erozyjnej (NSE); (B) potencjalnie ekstremalnych zdarzeń rozbryzgu (PEZR); (C) spłukiwania o największej skuteczności erozyjnej (NSE); (D) potencjalnie ekstremalnych zdarzeń spłukiwania (PEZS); (E) erozji liniowej; (F) potencjalnie ekstremalnych zdarzeń erozji liniowej (PEZEL) podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (czarny ugór)	179
Figure 68. Probability distribution function [%] of the number of cases of (A) splash of the highest erosive effectiveness (NSE); (B) potentially extreme splash events (PEZR); (C) slopewash events with the highest erosive effectiveness (NSE); (D) potentially extreme slopewash events (PEZS); (E) linear erosion; (F) potentially extreme linear erosion events (PEZEL) during potentially erosive rains according to the USLE criterion (bare fallow)	179
Rycina 69. Dystrybuanty empiryczne i teoretyczne [%] liczby przypadków (A) rozbryzgu o największej skuteczności erozyjnej (NSE); (B) potencjalnie ekstremalnych zdarzeń rozbryzgu (PEZR); (C) spłukiwania o największej skuteczności erozyjnej (NSE); (D) potencjalnie ekstremalnych zdarzeń spłukiwania (PEZS); (E) erozji liniowej; (F) potencjalnie ekstremalnych zdarzeń erozji liniowej (PEZEL) podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (czarny ugór)	181
Figure 69. Cumulative distribution functions and cumulative probability functions [%] of the number of cases of (A) splash of the highest erosive effectiveness (NSE); (B) potentially extreme splash events (PEZR); (C) slopewash events with the highest erosive effectiveness (NSE); (D) potentially extreme slopewash events (PEZS); (E) linear	

	erosion; (F) potentially extreme linear erosion events (PEZEL) during potentially erosive rains according to the USLE criterion (bare fallow)	181
Rycina 70.	Funkcja rozkładu prawdopodobieństwa [%] liczby przypadków (A) rozbryzgu; (B) I progu dostawy; (C) II progu dostawy; (D) III progu dostawy podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (fot. J. Świąchowicz)	186
Figure 70.	Probability distribution function [%] of the number of cases of (A) soil splash; (B) first soil supply threshold; (C) second soil supply threshold; (D) third soil supply threshold during potentially erosive rains according to the USLE criterion (photo by J. Świąchowicz)	186
Rycina 71.	Dystrybuanty empiryczne i teoretyczne [%] liczby przypadków (A) rozbryzgu; (B) I progu dostawy; (C) II progu dostawy; (D) III progu dostawy podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (fot. J. Świąchowicz)	189
Figure 71.	Cumulative distribution functions and cumulative probability functions [%] of the number of cases of (A) soil splash; (B) first soil supply threshold; (C) second soil supply threshold; (D) third soil supply threshold during potentially erosive rains according to the USLE criterion (photo by J. Świąchowicz)	189
Rycina 72.	Funkcja rozkładu prawdopodobieństwa [%] liczby przypadków rozbryzgu w kolejnych miesiącach półrocza letniego podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE	198
Figure 72.	Probability distribution function [%] of the number of cases of soil splash in consecutive months in summer half-year during potentially erosive rains according to the USLE criterion	198
Rycina 73.	Funkcja rozkładu prawdopodobieństwa [%] liczby przypadków wystąpienia I progu dostawy w kolejnych miesiącach półrocza letniego podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE	199
Figure 73.	Probability distribution function [%] of the number of cases of first threshold supply in consecutive months in summer half-year during potentially erosive rains according to the USLE criterion	199
Rycina 74.	Funkcja rozkładu prawdopodobieństwa [%] liczby przypadków wystąpienia II progu dostawy w kolejnych miesiącach półrocza letniego podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE	200
Figure 74.	Probability distribution function [%] of the number of cases of second threshold supply in consecutive months in summer half-year during potentially erosive rains according to the USLE criterion	200
Rycina 75.	Funkcja rozkładu prawdopodobieństwa [%] liczby przypadków wystąpienia III progu dostawy w kolejnych miesiącach półrocza letniego podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE	201
Figure 75.	Probability distribution function [%] of the number of cases of third threshold supply in consecutive months in summer half-year during potentially erosive rains according to the USLE criterion	201

SPIS TABEL

LIST OF TABLES

Tabela 1.	Parametry fizjograficzne zlewni Dworskiego Potoku (Świąchów, Michno 2005)	60
Table 1.	Physiographic parameters of the Dworski Potok catchment (Świąchów, Michno 2005)	60
Tabela 2.	Klasyfikacja opadów rocznych i półrocznych 1987–2009 w Łazach według typologii Z. Kaczorowskiej (1962)	74
Table 2.	Classification of rainfalls in hydrological years and half-years 1987–2009 at Łazy according to Z. Kaczorowska (1962)	74
Tabela 3.	Sumy opadów roczne (XI–X), półrocza zimowego (XI–IV) i półrocza letniego (V–X) (Łazy k. Bochni, 1987–2009)	75
Table 3.	Annual winter (Nov.–Oct.) half-year (Nov.–Apr.) and summer half-year (May–Oct.) totals of precipitation (Łazy near Bochnia, 1987–2009)	75
Tabela 4.	Sumy opadów jesieni (IX–XI), zimy (XII–II), wiosny (III–V) i lata (VI–VIII) (Łazy k. Bochni, 1987–2009)	76
Table 4.	Totals of precipitation in autumn (Sept.–Nov.), winter (Dec.–Feb.), spring (March–May) and summer (July–Aug.) (Łazy near Bochnia, 1987–2009)	76
Tabela 5.	Średnie miesięczne sumy opadów (Łazy k. Bochni, 1987–2009)	78
Table 5.	Average monthly precipitation totals (Łazy near Bochnia, 1987–2009)	78
Tabela 6.	Liczba dni z opadem (Łazy k. Bochni, 1987–2009)	80
Table 6.	Number of days with precipitation (Łazy near Bochnia, 1987–2009)	80
Tabela 7.	Średnia miesięczna liczba deszczów erozyjnych w letnim półroczu hydrologicznym (V–X) (Łazy k. Bochni, 1987–2009)	84
Table 7.	Average monthly number of erosive rains in summer half-year (May–Oct.) (Łazy near Bochnia, 1987–2009)	84
Tabela 8.	Roczna liczba deszczów erozyjnych określonej kategorii w letnim półroczu hydrologicznym (V–X) (Łazy k. Bochni, 1987–2009)	88
Table 8.	Annual number of erosive rains of a given category in summer half-year (May–Oct.) (Łazy near Bochnia, 1987–2009)	88
Tabela 9.	Średni miesięczny wskaźnik erozyjności deszczów [MJ·mm·ha ⁻¹ ·h ⁻¹] o warstwie ≥12,7 mm w letnim półroczu hydrologicznym (V–X) (Łazy k. Bochni, 1987–2009)	92
Table 9.	Average monthly erosivity index of rains [MJ·mm·ha ⁻¹ ·h ⁻¹] with depth ≥12.7 mm in summer half-year (May–Oct.) (Łazy near Bochnia, 1987–2009)	92

Tabela 10. Miesięczna liczba deszczów erozyjnych określonej kategorii w letnim półroczu hydrologicznym (V-X) (Łazy k. Bochni, 1987-2009)	93
Table 10. Monthly number of erosive rains of a given category in summer half-year (May-Oct.) (Łazy near Bochnia, 1987-2009)	93
Tabela 11. Wskaźnik erozyjności deszczów [MJ·mm·ha ⁻¹ ·h ⁻¹] o warstwie ≥12,7 mm w letnim półroczu hydrologicznym (V-X) (Łazy k. Bochni, 1987-2009)	94
Table 11. Erosivity index of rains [MJ·mm·ha ⁻¹ ·h ⁻¹] with depth ≥12.7 mm in summer half-year (May-Oct.) (Łazy near Bochnia, 1987-2009)	94
Tabela 12. Parametry <i>a</i> i <i>b</i> równań regresji liniowej ($y=ax+b$) między miesięczną sumą opadów a miesięczną wartością wskaźników erozyjności (EI_{30}) w letnim półroczu hydrologicznym (V-X) (Łazy k. Bochni, 1987-2009)	95
Table 12. Parameters <i>a</i> and <i>b</i> of linear function $y=ax+b$ for the relationship between monthly totals of precipitation and monthly amount of rainfall erosivity index (EI_{30}) in summer half-year (May-Oct.) (Łazy near Bochnia, 1987-2009)	95
Tabela 13. Charakterystyka opadów (Łazy k. Bochni, 2007-2009)	104
Table 13. Rainfall characteristic (Łazy near Bochnia, 2007-2009)	104
Tabela 14. Miesięczne sumy opadów [mm] (Łazy k. Bochni, 2007-2009)	105
Table 14. Monthly totals of precipitation [mm] (Łazy near Bochnia, 2007-2009)	105
Tabela 15. Liczba zdarzeń rozbryzgu na czarnym ugorze w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007-2009)	106
Table 15. Number of splash events on a bare fallow plot in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007-2009)	106
Tabela 16. Rozbryzg [g] na czarnym ugorze w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007-2009)	107
Table 16. Splash [g] on a bare fallow plot in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007-2009)	107
Tabela 17. Rozbryzg jednostkowy [g·cm ⁻²] na czarnym ugorze w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007-2009)	107
Table 17. Splash [g·cm ⁻²] on a bare fallow plot in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007-2009)	107
Tabela 18. Parametry <i>a</i> i <i>b</i> równań $y=a \cdot x^b$ zależności rozbryzgu [g] od średnicy lejka oraz rozbryzgu jednostkowego [g·cm ⁻²] gleby od średnicy lejka w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007-2009)	109
Table 18. Parameters <i>a</i> and <i>b</i> of exponential function $y=a \cdot x^b$ for the relationship between splash [g] and splash funnel diameter as well as splash [g·cm ⁻²] and splash cup diameter in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007-2009)	109
Tabela 19. Wartości parametrów <i>a</i> i <i>b</i> równań $y=a \cdot x^b$ zależności rozbryzgu gleby [g] od średnicy lejka oraz rozbryzgu jednostkowego [g·cm ⁻²] od średnicy lejka w pojedynczych zdarzeniach deszczu w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007-2009)	109
Table 19. Parameters <i>a</i> and <i>b</i> of exponential function $y=a \cdot x^b$ for the relationship between splash [g] and splash funnel diameter as well as splash [g·cm ⁻²] and splash cup diameter for single rainfall events in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007-2009)	109
Tabela 20. Parametry opadu, wartości rozbryzgu, odporność gleby na rozbryzg i odległość przemieszczenia cząstek wyznaczone z modelu Van Dijka i in. (2002a) w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007-2009)	109
Table 20. Rainfall parameters, splash, soil resistance to splash and splash travel distance based on Van Dijk et al. (2002a) model in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007-2009)	109
Tabela 21. Wartości rozbryzgu [kg·m ⁻²] wyznaczone z modelu Van Dijka i in. (2002a) w zależności od wysokości deszczów [mm] w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007-2009)	114
Table 21. Splash [kg·m ⁻²] calibrated using the Van Dijk et al. (2002a) model in relation to amount of single rainfall event in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007-2009)	114

Tabela 22. Wartości rozbryzgu [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] wyznaczone z modelu Van Dijka i in. (2002a) w zależności od energii kinetycznej deszczu [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$] w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007–2009)	115
Table 22. Splash [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] calibrated using the Van Dijk et al. (2002a) model in relation to kinetic energy of a single rainfall [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$] in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007–2009)	115
Tabela 23. Wartości rozbryzgu [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] wyznaczone z modelu Van Dijka i in. (2002a) w zależności od wskaźnika erozyjności deszczu [$\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$] w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007–2009)	116
Table 23. Splash [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] calibrated using the Van Dijk et al. (2002a) model in relation to single rainfall erosivity index [$\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$] in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007–2009)	116
Tabela 24. Domeny występowania rozbryzgu [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] wyznaczonego z modelu Van Dijka i in. (2002a) w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007–2009)	118
Table 24. Domains of occurrence of splash [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] calibrated using the Van Dijk et al. (2002a) model in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007–2009)	118
Tabela 25. Wartości progowe wystąpienia potencjalnie ekstremalnych wartości rozbryzgu [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] wyznaczonych z modelu Van Dijka i in. (2002a) w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007–2009)	118
Table 25. Rainfall thresholds for potentially extreme splash [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] calibrated using the Van Dijk et al. (2002a) model in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007–2009)	118
Tabela 26. Wartości progowe maksymalnej skuteczności rozbryzgu [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] wyznaczonego z modelu Van Dijka i in. (2002a) w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007–2009)	119
Table 26. Rainfall thresholds for maximum effectiveness of splash events [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] calibrated using the Van Dijk et al. (2002a) model in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007–2009)	119
Tabela 27. Liczba deszczów potencjalnie erozyjnych według kryterium USLE oraz zdarzeń spłukiwania na poletkach doświadczalnych o długości 22,1 m w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007–2009)	123
Table 27. Number of potentially erosive rains according to the USLE criterion and number of sloopwash events on 22.1 m long experimental plots in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007–2009)	123
Tabela 28. Opad efektywny [mm], spływ powierzchniowy [mm] i współczynnik odpływu [%] na poletkach różnie użytkowanych w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007–2009)	124
Table 28. Effective rainfall [mm], surface runoff [mm] and runoff coefficient [%] on differently used plots with different crops in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007–2009)	124
Tabela 29. Spłukiwanie gleby [$\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$] na poletkach doświadczalnych o długości 22,1 m w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007–2009)	126
Table 29. Sloopwash [$\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$] on 22.1 m long experimental plots in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007–2009)	126
Tabela 30. Czynniki okrywy roślinnej (C) na poletku z ziemniakami w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007–2009)	129
Table 30. Crop type and management factor (C) on a potato plot in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007–2009)	129
Tabela 31. Liczba dni z opadem i liczba deszczów potencjalnie erozyjnych oraz liczba zdarzeń spłukiwania przez nie spowodowana na czarnym ugorze w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007–2009)	132
Table 31. Number of days with rainfall, number of potentially erosive rains and number of sloopwash events triggered off on a bare fallow plot in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007–2009)	132

Tabela 32. Wartości spłukiwania [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ i $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$] w zależności od wysokości deszczów [mm] w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007–2009)	133
Table 32. Slopewash [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ and $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$] in relation to the amount of rainfall [mm] in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007–2009)	133
Tabela 33. Wartości spłukiwania [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ i $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$] w zależności od wskaźnika erozyjności deszczów [$\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$] w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007–2009)	135
Table 33. Slopewash [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ and $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$] in relation to rainfall erosivity index [$\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$] in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007–2009)	135
Tabela 34. Liczba potencjalnie ekstremalnych zdarzeń spłukiwania (PEZS) i liczba zdarzeń spłukiwania o największej skuteczności erozyjnej (NSE) w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 1987–2009)	139
Table 34. Number of potentially extreme slopewash events (PEZS) and number of slopewash events with the highest erosive effectiveness (NSE) in summer half-year (Łazy near Bochnia, 1987–2009)	139
Tabela 35. Erozja żłobinowa, międzyżłobinowa oraz rozbryzg w letnim półroczu hydrologicznym 2009 r. (Łazy k. Bochni).	146
Table 35. Rill, interrill erosion and splash in summer half-year in hydrological year 2009 (Łazy near Bochnia)	146
Tabela 36. Liczba zdarzeń spłukiwania, erozji liniowej i efemerycznej erozji wąwozowej na tle liczby dni z opadem i liczba deszczów potencjalnie erozyjnych według kryterium USLE na czarnym ugorze w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 2007–2009)	147
Table 36. Number of slopewash, linear erosion and ephemeral gully erosion events in relation to the number of days with rainfall and number of potentially erosive rains according to the USLE criterion on a bare fallow plot in summer half-year (Łazy near Bochnia, 2007–2009)	147
Tabela 37. Potencjalna liczba zdarzeń erozji liniowej i efemerycznej erozji wąwozowej w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 1987–2009)	157
Table 37. Potential number of linear erosion and ephemeral gully erosion events in summer half-year (Łazy near Bochnia, 1987–2009)	157
Tabela 38. Potencjalna liczba przypadków wystąpienia erozji liniowej na stokach w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, 1987–2009)	158
Table 38. Potential number of linear erosion events on slopes in summer half-year (Łazy near Bochnia, 1987–2009)	158
Tabela 39. Liczba deszczów erozyjnych wg kryterium USLE oraz liczba wywołanych przez nie zdarzeń spłukiwania w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, czarny ugó, 2007–2009)	163
Table 39. Number of erosive rains according to the USLE criterion and number of slopewash events caused by them in summer half-year (Łazy near Bochnia, a bare fallow plot, 2007–2009)	163
Tabela 40. Liczba zdarzeń erozyjnych na stokach i w korytach oraz dostawy materiału glebowego ze stoków do koryta Dworskiego Potoku w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, czarny ugó, 2007–2009)	164
Table 40. Number of erosion events on slopes and in stream channels and number of soil supply events from slopes to the Dworski Potok channel in summer half-year (Łazy near Bochnia, a bare fallow plot, 2007–2009)	164
Tabela 41. Liczba przypadków hipotetycznych wariantów związku transportu materiału glebowego w podsystemie stokowym z jego transportem w podsystemie dna doliny w zlewni Dworskiego Potoku w letnim półroczu hydrologicznym (Łazy k. Bochni, czarny ugó, 2007–2009)	166
Table 41. Number of cases of hypothetical types of relationship between soil particle transport in slope and valley bottom subsystems in the Dworski Potok catchment in summer half-year (Łazy near Bochnia, a bare fallow plot, 2007–2009)	166

Tabela 42.	Potencjalna liczba zdarzeń splukiwania na stokach, wezbrzań w korytach oraz potencjalna liczba przypadków dostawy gleby ze stoków do koryta Dworskiego Potoku w letnim półroczu hydrologicznym (Łązy k. Bochni, czarny ugór, 1987–2009)	170
Table 42.	Potential number of sloopewash events, high water stages in the channel and potential number of cases of soil supply to Dworski Potok channel in summer half-year (Łązy near Bochnia, a bare fallow plot, 1987–2009)	170
Tabela 43.	Liczba przypadków hipotetycznych wariantów związku transportu materiału glebowego w podsystemie stokowym z jego transportem w podsystemie dna doliny w zlewni Dworskiego Potoku w letnim półroczu hydrologicznym (Łązy k. Bochni, 1987–2009)	172
Table 43.	Number of cases of hypothetical variants of relationship between soil particle transport in slope and valley bottom subsystems in the Dworski Potok catchment in summer half-year (Łązy near Bochnia, a bare fallow plot, 1987–2009)	172
Tabela 44.	Prawdopodobieństwo wystąpienia [%] określonej liczby przypadków rozbryzgu, splukiwania i erozji liniowej na stokach pogórskich utrzymywanych w czarnym ugorze podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (czarny ugór)	178
Table 44.	Probability of occurrence [%] of a given number of cases of splash, sloopewash and linear erosion on foothill slopes during potentially erosive rains according to the USLE criterion (bare fallow)	178
Tabela 45.	Liczba przypadków, częstość oraz prawdopodobieństwo przewyższenia [%] określonej liczby przypadków rozbryzgu, splukiwania i erozji liniowej na stokach pogórskich podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (czarny ugór)	180
Table 45.	Number of events, frequency and probability of exceeding [%] a given number of cases of splash, sloopewash and linear erosion on foothill slopes during potentially erosive rains according to the USLE criterion (bare fallow)	180
Tabela 46.	Liczba przypadków, częstość oraz prawdopodobieństwo wystąpienia [%] określonej liczby przypadków rozbryzgu oraz I, II i III progu dostawy materiału glebowego ze stoków pogórskich do koryta potoku podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (czarny ugór)	185
Table 46.	Number of events, frequency and probability of occurrence [%] of a given number of cases of splash as well as first, second and third soil supply threshold from foothill slopes to stream channel during potentially erosive rains according to the USLE criterion (bare fallow)	185
Tabela 47.	Liczba przypadków, częstość oraz prawdopodobieństwo przewyższenia [%] określonej liczby przypadków rozbryzgu oraz I, II i III progu dostawy materiału glebowego ze stoków pogórskich do koryta potoku podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (czarny ugór)	187
Table 47.	Number of events, frequency and probability of exceeding [%] a given number of cases of splash as well as first, second and third soil supply threshold from foothill slopes to stream channel during potentially erosive rains according to the USLE criterion (bare fallow)	187
Tabela 48.	Prawdopodobieństwo wystąpienia [%] określonej liczby przypadków rozbryzgu na stokach pogórskich podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (czarny ugór)	190
Table 48.	Probability of occurrence [%] of a given number of splash events on foothill slopes during potentially erosive rains according to the USLE criterion (bare fallow)	190
Tabela 49.	Prawdopodobieństwo przewyższenia [%] określonej liczby przypadków rozbryzgu na stokach pogórskich podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (czarny ugór)	191
Table 49.	Probability of exceeding [%] a given number of splash events on foothill slopes during potentially erosive rains according to the USLE criterion (bare fallow)	191
Tabela 50.	Prawdopodobieństwo wystąpienia [%] określonej liczby przypadków splukiwania na stokach pogórskich podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (czarny ugór)	192
Table 50.	Probability of occurrence [%] of a given number of cases of sloopewash on foothill slopes during potentially erosive rains according to the USLE criterion (bare fallow)	192

Tabela 51. Prawdopodobieństwo przewyższenia [%] określonej liczby przypadków splukiwania na stokach pogórskich podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (czarny ugór)	193
Table 51. Probability of exceeding [%] a given number of sloopewash events on foothill slopes during potentially erosive rains according to the USLE criterion (bare fallow)	193
Tabela 52. Prawdopodobieństwo wystąpienia [%] określonej liczby przypadków erozji liniowej na stokach pogórskich podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (czarny ugór)	194
Table 52. Probability of occurrence [%] of a given number of cases of linear erosion on foothill slopes during potentially erosive rains according to the USLE criterion (bare fallow)	194
Tabela 53. Prawdopodobieństwo przewyższenia [%] określonej liczby przypadków erozji liniowej na stokach pogórskich podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (czarny ugór)	195
Table 53. Probability of exceeding [%] a given number of linear erosion events on foothill slopes during potentially erosive rains according to the USLE criterion (bare fallow)	195
Tabela 54. Prawdopodobieństwo wystąpienia [%] określonej liczby przypadków rozbryzgu oraz I, II i III progu dostawy materiału glebowego ze stoków pogórskich do koryta potoku podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (czarny ugór)	196
Table 54. Probability of occurrence [%] of a given number of cases of splash as well as first, second and third soil supply threshold from foothill slopes to stream channel during potentially erosive rains according to the USLE criterion (bare fallow)	196
Tabela 55. Prawdopodobieństwo przewyższenia [%] określonej liczby przypadków rozbryzgu oraz I, II i III progu dostawy materiału glebowego ze stoków pogórskich do koryta potoku podczas deszczów potencjalnie erozyjnych zgodnie z kryterium USLE (czarny ugór)	197
Table 55. Probability of exceeding [%] a given number of cases of splash as well as first, second and third soil supply threshold from foothill slopes to stream channel during potentially erosive rains according to the USLE criterion (bare fallow)	197

SUMMARY

Rainfall thresholds for erosion processes in agricultural catchments

This work presents rainfall threshold values (EI_{30} and I_{30}), after exceeding of which splash, slope wash and linear erosion processes occur on agricultural slopes and there is a possibility of soil supply to the stream channel. The study was carried out in the Dworski Potok Stream catchment located in the lowest marginal zone of the Carpathian Foothills (Chapter 2).

The Dworski Potok Stream catchment is a small agricultural foothill catchment, situated in a moderate climate zone, with slopes covered with loess-like formations. All those features of the catchment contribute to the establishing of threshold conditions for geomorphic processes, account for the uniqueness of some of its characteristics and at the same time make it typical among other catchments sharing similar geographic environment.

Research into splash was conducted in the summer half-year in hydrological years 2007–2009 on an experimental plot covering an area of 39 m², which during that time was kept as bare fallow. Measurements were taken after each rainfall by means of 28 plastic cups of different diameters (2.0, 3.8, 6.0, 7.0, 9.4, 11.2 and 15.0 cm) and were repeated four times. The collected data were calibrated using the Van Dijk et al. (2002a) model.

Research into interrill and rill erosion was carried out in hydrological years 2007–2009 on experimental plots that were standardized according to the USLE criterion. The plots (2×22.1 m) were situated on a convex-concave slope with northern exposure, 50 m away from the local water divide, close to the meteorological station which collects rainfall data. Measurements were taken after each erosive rainfall.

Record was also kept of all rainfalls of high energy. The study makes use of the data recorded for the events which happened in hydrological years 1998–2009. Measurements were taken at cross-section profiles of rills, the area of each profile was worked out, and the total volume of rills and the amount of eroded soil were calculated according to the formulas given in the text (Chapter 3).

In the Dworski Potok catchment there are six possible variants of the relationship between soil transport by water down the slope and the possibility of its supply to the stream channel and transport out of the catchment (Chapter 1). From this perspective, three rainfall thresholds were established after exceeding of which there is soil transport: local (the 1st threshold); along the slope with the majority of soil deposited at the foot of the slope (the 2nd threshold); along the slope with the soil deposited at the foot, in the valley bottom and transport of some of the material to the stream channel, its transport downstream and out of the catchment (the 3rd threshold). The most effective processes are those during which soil is transported down the slope and into the channel.

On the basis of the established threshold values, the potential frequency was established of instances of splash, slopewash and linear erosion as well as of exceeding the 1st, 2nd, and 3rd soil supply threshold during potentially erosive rains in the 23 years of taking rainfall measurements in the Dworski Potok Stream catchment. As a result, it was possible to determine the length of periods of stability and transformation of the slope and the probability of occurrence and exceeding threshold values.

The empirical research has revealed the following regularities in this region:

- 1) change in the slope relief is brought about by short transformation periods, during which soil erosion by water takes place, especially by those with the biggest effectiveness and dynamics. Those periods which, depending on the criterion adopted, lasted from 0.3 to 5% of the time of study are the most interesting and effective episodes in the development of slopes in agricultural areas. Periods of stability and transformation of slopes are subject to dynamic season changes (Chapter 4).
- 2) rainfalls during short periods of slope transformation have various effectiveness which depends on their parameters (EI_{30} and I_{30}) and the qualities of the ground on which the rain falls. The regularities shown in the study are related to potentially erosive rains established according to Universal Soil Loss Equation – USLE. There were 212 rainfalls meeting the criteria, and their total duration amounted to 2% of the time of summer half-years in the period of measurements. The individual erosiveness of rains changed from 2.32 to 3367.1 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹. In this zone of the Carpathian Foothills rain erosivity exceeding 200 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹ is, an extreme value. There were only 19 events of that type in the study period, on average 0.8 a year and they took place exclusively in the summer months, mainly in July and June (Chapter 4).
- 3) erosion by water becomes most dynamic during potentially erosive rains. Rainfall threshold values (EI_{30} and I_{30}) are different for particular types of processes; the lowest for splash, higher for slopewash, higher for linear erosion, and the highest for ephemeral gully erosion. Every potentially erosive rain initiated splash. Thus, the threshold for splash during those rains had the lowest value among those happening in reality and amounted to 2.3 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹ for EI_{30} or 1.6 MJ·mm·h⁻¹ for I_{30} . More than a half of potentially erosive rains according to the USLE criterion did not trigger off slopewash. Rainfall thresholds after exceeding of which slopewash occurred amounted to respectively 100.0 MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹ for EI_{30} or 20.0 mm·h⁻¹ for I_{30} .

in case of events of the highest erosive effectiveness (NSE), and $143.0 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ for EI_{30} or $32.0 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ for I_{30} in case of potentially extreme events (PEZS). In 1987–2009 the potential total number of erosive events of high effectiveness could have amounted to at least 50. However, there were only 21 potentially extreme slopewash events.

Linear erosion did not appear during all slopewash events and occurred only during potentially erosive rains. However, the number of instances of ephemeral gully erosion was much lower. Linear erosion happened during rains whose erosivity index exceeded the threshold of $106.0 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ for EI_{30} or $30.0 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ for I_{30} . In 1987–2009 the potential total number of linear erosion events could have been at least 45. The number is only smaller by 5 from the number of slopewash events. If we assume that the rains of extreme erosivity also brought about the most significant transformation of slopes as a result of rill erosion, then in 1987–2009 there would have been only 21 events which exceeded the threshold of $194.0 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ and $35.0 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (Chapter 5).

- 4) during many events part of soil material is transported and locally deposited on slopes, and does not transform the slope morphology in any visible way (the 1st threshold). During some events, the material is only transported from the water divide to the foot of the slope and deposited there (the 2nd threshold). Only during several events is the soil supplied directly to the stream channel (the 3rd threshold).

On the basis of empirical data, the following threshold values EI_{30} or I_{30} were established for particular soil supply thresholds from slopes to stream channels:

- the 1st threshold $EI_{30} = 40.5 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ or $I_{30} = 9.8 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$,
- the 2nd threshold $EI_{30} = 106.0 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ or $I_{30} = 30.0 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$,
- the 3rd threshold $EI_{30} = 226.8 \text{ MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$ or $I_{30} = 35.0 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$.

In 1987–2009 the potential total number of events during which the 1st supply threshold was exceeded amounted to at least 114. The 2nd supply threshold was exceeded at least 45 times, and the 3rd – only 20 times (Chapter 6).

- 5) splash is as frequent as potentially erosive rains are. The probability that during summer half-year not a single splash event will take place is practically zero. Every potentially erosive rain initiates the movement of a certain amount of soil which is then transported locally (2–48 cm).

Slopewash on slopes is less frequent than splash. The number of slopewash events is usually lower than the number of potentially erosive rains. Linear erosion is even rarer than splash or slopewash. The differences between the probability of occurrence of slopewash and linear erosion are not very big. The probability that the number of cases of exceeding the 1st supply threshold is equal to 1 or greater is very high and reaches 96.0%. It means that it happens every year. The exceeding of the 2nd supply threshold is not so frequent. The probability that the number of cases of exceeding the 2nd supply threshold is equal to 1 or is greater is only 60.1%, which means that it happens once every 1.7 years. The probability that the number of cases of exceeding the 3rd supply threshold is equal to 1 or greater is only 20.0%. It means that it happens once in every five years (Chapter 7).

The method of establishing threshold values as suggested in this work constitutes a type of a framework, in which threshold values of selected rainfall parameters may change as a result of empirical database updating and verification. The threshold value

which has been defined as the lowest value of a given parameter, after exceeding of which any of the processes under analysis is bound to occur, may change.

This method allows for many assumptions as far as the establishing and interpretation of thresholds is concerned, which makes it universal. The criteria used and the subsequent interpretation of the results depend on the aim of the study, local conditions influencing the occurrence and intensity of erosion, such as relief, land use or climate. As a result, they may be applied in different regions and climatic zones.

The establishing of threshold values allows for the evaluation of the role of particular erosive events in the circulation and supply of soil from slope to fluvial transport. At the same time it is possible to precisely describe the mechanism of changes in the relief in the catchment after exceeding the established rainfall thresholds.

Translated by Alicja Waligóra-Zblewska