

Wskaźnik średniej rocznej erozyjności deszczu i spływu powierzchniowego (R) na przykładzie stacji meteorologicznej w Łazach k. Bochni (region klimatu Pogórza Karpackiego)

Mean annual R factor for Łazy near Bochnia meteorological station (Carpathian Foothills climatic region)

Jolanta Świąchowicz

Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków, j.swiechowicz@geo.uj.edu.pl

Zarys treści: Wskaźnik rocznej erozyjności deszczu i spływu powierzchniowego (R) jest jednym z parametrów empirycznego równania USLE (Uniwersalnego Równania Strat Glebowych) oraz innych modeli (np. RUSLE – *Revised Universal Soil Loss Equation*, USPED – *Unit Stream Power based Erosion/Deposition*). Jak dotąd nie dokonano szczegółowej charakterystyki erozyjności deszczów w Polsce, a wartości wskaźnika R zgodnie z procedurą opracowaną przez Wischmeiera i Smitha (1965, 1978) obliczono jedynie dla 13 stacji meteorologicznych. Celem pracy jest określenie wskaźnika erozyjności deszczu i spływu powierzchniowego (R) dla regionu klimatu Pogórza Karpackiego na podstawie pomiarów opadów atmosferycznych w wieloletniu 1987–2008 pochodzących ze stacji meteorologicznej w Łazach k. Bochni (Pogórze Wiśnickie). Średnia roczna z wielolecia 1987–2008 wartość wskaźnika R wynosi w Łazach $106,6 \text{ MJ cm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$. Jest ona większa od wartości podawanych dla Polski zachodniej (Wrocław-Swojec), północnej (Elbląg), północno-wschodniej (Suwałki), centralnej (Otwock, Sandomierz, Puczniew), zbliżona do wartości podawanych dla Karpat (Lesko, Limanowa, Szymbark). Roczne wartości wskaźnika R zmieniały się w Łazach w bardzo szerokim zakresie od 27,7 do $455,9 \text{ MJ cm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$. Maksymalne miesięczne wartości wskaźnika R_f w roku zmieniały się od 6,1 w lipcu (1993) do $428,7 \text{ MJ cm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$ w czerwcu (2006). Największa potencjalna erozja wodna gleby uzależniona od erozyjności deszczu możliwa była w czerwcu, lipcu, maju i sierpniu.

Słowa kluczowe: wskaźnik erozyjności deszczu $[EI_{30}]$, wskaźnik R, USLE, region klimatu Pogórza Karpackiego, Polska

Abstract: Rainfall and runoff erosivity factor (R) is a key input parameter to the USLE (Universal Soil Loss Equation) and many other models (RUSLE – Revised Universal Soil Loss Equation, USPED – Unit Stream Power based Erosion/Deposition). There is still no precise characteristic of rainfall erosivity in Poland. Local R factor values, according to Wischmeier and Smith procedure (1965, 1978) were calculated only for 13 meteorological stations. The main aim of the paper is to estimate rainfall and runoff erosivity factor (R) for the Carpathian Foothills climatic region on the basis of 1987–2008 rainfall data for Łazy near Bochnia meteorological station (Wiśnic Foothills). The average rainfall and runoff factor (R) for Łazy calculated for the years 1987–2008 equalled $106.6 \text{ MJ cm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$. This value was bigger in comparison with the values for other locations in western (Wrocław-Swojec), northern (Elbląg) northeastern (Suwałki) or central Poland (Otwock, Sandomierz, Puczniew) and similar to the values for the Carpathians (Lesko, Limanowa, Szymbark). The annual values of R factor for Łazy ranged between 27.7 in 1993 and $455.9 \text{ MJ cm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$ in 2006. Maximum monthly values of rainfall factor R_f in a year varied from 6.1 in July (1993) to $428.7 \text{ MJ cm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$ in June (2006). The most intensive potential soil erosion by water due to erosivity of rains is likely to happen in June, July, May and August.

Key words: rainfall erosivity index $[EI_{30}]$, R factor, USLE, Carpathian Foothills climatic region, Poland

Wstęp

W Karpatach natężenie erozji wodnej gleby na obszarach użytkowanych rolniczo jest zróżnicowane w przestrzeni

i podlega wyraźnym sezonowym zmianom, które związane są ze sposobem użytkowania ziemi oraz z występowaniem opadów (Świąchowicz 2012a). Opad atmosferyczny, który jest podstawowym czynnikiem inicjującym

erozję wodną gleby, nie jest procesem ciągłym, a jego sumy zmieniają się w dość szerokim zakresie zarówno w krótkim czasie (np. w ciągu minuty, godziny, doby, miesiąca, roku), jak i w okresach dłuższych, wieloletnich. W ciągu roku zmienia się także postać opadu (ciekła, stała). Standardowe wyniki pomiarów opadów atmosferycznych prowadzonych na większości posterunków opadowych i stacji meteorologicznych w Polsce (Dreger 1981, Pruchnicki 1987) nie są wystarczające do szczegółowych badań przebiegu i intensywności procesów erozyjnych na obszarach użytkowanych rolniczo oraz do modelowania erozji wodnej gleb (Józefaciuk, Józefaciuk 1995, Świąchowicz 2002, 2012a, Licznar, Łomotowski 2005). Skuteczność erozyjna deszczu zależy przede wszystkim od energii kinetycznej spadających kropeł. Natomiast w okresie wiosennym (obok temperatury powietrza) na dynamikę topnienia śniegu epizodycznie wpływa również energia kinetyczna spadających kropeł deszczu, rozbijających i rozdrabniających skonsolidowaną warstwę śniegu. Te prawidłowości zostały stwierdzone już w latach 50. ubiegłego wieku przez Wischmeiera, Smitha (1958, 1959), którzy na podstawie pomiarów terenowych i laboratoryjnych stwierdzili, że najlepiej charakteryzującym erozyjność deszczu, czyli zdolność do wywołania spływu powierzchniowego i erozji gleby, jest parametr EI_{30} (czynnik EI_{30}) definiowany jako iloczyn energii kinetycznej deszczu i jego maksymalnego natężenia w określonym i -tym przedziale czasu. Najbardziej uniwersalny okazał się 30-minutowy przedział czasu, chociaż w wielu opracowaniach stosowano również przedziały krótsze, np. 15-minutowe, 10-minutowe czy 5-minutowe. Wskaźnik EI_{30} stał się podstawą obliczania parametru rocznej erozyjności deszczu i spływu powierzchniowego (R), jednego z 6 parametrów Uniwersalnego Równania Strat Glebowych (*Universal Soil Loss Equation* – USLE) opracowanego w USA przez Wischmeiera, Smitha (1965, 1978) na podstawie wieloletnich badań erozji gleby w warunkach naturalnych oraz laboratoryjnych badań eksperymentalnych z użyciem symulatorów deszczu. Równanie to ma postać iloczynu logicznego:

$$A = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P,$$

gdzie:

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

R – średnia roczna erozyjność deszczów i spływów [Je rok^{-1}],

K – podatność gleb na erozję [$t \cdot ha^{-1} \cdot Je^{-1}$],

L – współczynnik długości zbocza [–],

S – współczynnik spadku zbocza [–],

C – współczynnik rodzaju upraw i sposobu użytkowania [–],

P – współczynnik zabiegów przeciwdziałających erozji [–],

Je – jednostka erozyjna = $1 MJ \cdot cm \cdot ha^{-1} \cdot h^{-1}$.

Powyższy wzór uwzględnia jednostki miar wskaźników w systemie metrycznym. W oryginalnej wersji

USLE (Wischmeier, Smitha 1965, 1978) używano jednostek w układzie US (amerykański), a sposób ich konwersji z układu US na system metryczny podany był w załączniku (Renard i in. 1997).

Erozyjność jest sparametryzowaną cechą opadu, która określa jego zdolność do wywołania procesów erozyjnych. Określa się ją za pomocą funkcji uwzględniającej sumę opadu (warstwę opadu), czas trwania i natężenie. Wskaźnik erozyjności jest podstawowym parametrem wykorzystywanym w wielu modelach prognozujących erozję gleby (np. USLE, RUSLE, USPED). Parametr R jest parametrem regionalnym, zależnym od okresów występowania deszczów wywołujących erozję (deszczów erozyjnych). Jego wyznaczenie wymaga wieloletnich serii pomiarów opadów atmosferycznych. Procedura wyznaczania wskaźnika na podstawie zapisów pluwiograficznych jest bardzo czasochłonna i pracochłonna. Stosowane w ostatnich latach urządzenia elektroniczne do pomiaru opadów ułatwiają opracowanie wyników i umożliwiają analizę wykraczającą poza półrocza letnie, ale nie są one wykorzystywane powszechnie i zwykle długość serii pomiarowej jest zbyt krótka, by można było w sposób miarodajny policzyć wskaźnik R. Zalecana minimalna długość serii pomiarowej opadów atmosferycznych wystarczająca do obliczenia średniego rocznego wskaźnika erozyjności deszczu i spływu powierzchniowego (R) wynosi 22 lata (Wischmeier, Smith 1978). W wielu krajach świata kompleksowa analiza tego parametru na licznych stacjach opadowych pozwoliła na wyznaczenie średnich rocznych rozkładów wskaźnika R i opracowanie map erozyjności deszczów (Wischmeier, Smith 1965, 1978, Obi, Salako 1985, Pauwelyn 1988, Mališek 1990, Oduro-Afryie 1996, Qi i in. 2000, Loureiro, Coutinho 2001, Šúri i in. 2002, Diodato 2004, Silva da 2004, Janeček i in. 2006, 2012, 2013, Capolongo i in. 2008, Salako 2008, Meusbürger 2012).

Nie udało się do tej pory opracować mapy erozyjności deszczów w Polsce (Licznar, Rojek 2002, Baryła 2004, Licznar 2005). Powstały jedynie opracowania cząstkowe bazujące na danych opadowych pochodzących z różnych okresów i odnoszących się najczęściej tylko do jednego lub co najwyżej kilku posterunków meteorologicznych. W wielu opracowaniach stosowano uproszczone wskaźniki erozyjności, do których zalicza się wskaźnik erozyjności opadów Fourniera (Fournier 1960) oraz wskaźnik Arnoldusa (wskaźnik Fourniera w modyfikacji Arnoldusa) (Arnoldus 1978). Taka metodę zastosowała Lorenz (za Józefaciuk, Józefaciuk 1995), wyznaczając wskaźnik erozyjności metodą Fourniera na podstawie miesięcznych sum opadów.

Pierwsze w Polsce opracowania poświęcone metodzie obliczania erozyjności deszczów według modelu USLE oraz zróżnicowaniu i zmienności tego wskaźnika dla obszarów centralnej i wschodniej Polski opublikowane zostały w latach 90. ubiegłego wieku (Banasik, Górski 1990, 1993, Banasik i in. 1995). W późniejszym okresie powstały kolejne prace, w których podawano wartości współczynnika R, który najczęściej obliczany był na

podstawie wieloletnich danych pochodzących z pojedynczych stacji meteorologicznych usytuowanych w różnych regionach Polski (Licznar, Rojek 2002, Baryła 2004) oraz na obszarach, gdzie prowadzone były stacjonarne badania procesów erozji gleby (Rejman 2005, Demczuk 2008, 2009, Smolska 2010, Stępniewski i in. 2010, Święchowicz 2010, 2012a,b).

Celem pracy jest określenie wskaźnika erozyjności deszczu i spływu powierzchniowego (R) w wieloletniu na podstawie pomiarów opadów atmosferycznych pochodzących ze stacji meteorologicznej IGiGP UJ w Łazach k. Bochni.

Obszar i metoda badań

Badania przeprowadzono w oparciu o dane opadowe pochodzące ze stacji meteorologicznej Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego w Łazach k. Bochni, położonej w regionie klimatycznym Pogórza Karpackiego (Niedźwiedz, Obrębska-Starkłowa 1991, Cebulska i in. 2013). Posterunek meteorologiczny zlokalizowany jest na wierzchołku w zlewni Dworskiego Potoku na wysokości 245 m n.p.m. Współrzędne geograficzne obiektu wynoszą odpowiednio 49°57'55"N i 20°29'43"E (ryc. 1).

W opracowaniu wykorzystano zapisy pluwiograficzne z wielolecia 1987–2008. Dane nie były kompletne i nie do końca jednorodne. Brakowało pasków pluwiograficznych z roku 1992 oraz z czerwca i lipca roku 1996. Wskaźniki dla tych lat zostały policzone na podstawie zestawień pluwiograficznych oraz szczegółowych zapisów z dzienników meteorologicznych. Dane opadowe z lat 1987–1989 pochodziły z zapisów pluwiograficznych dokonywanych

na paskach tygodniowych, natomiast w pozostałym okresie na paskach dobowych.

Wartość wskaźnika rocznej erozyjności deszczu i spływu powierzchniowego (R) jest sumą erozyjności deszczów i wywołanych nimi spływów (R_r) oraz erozyjności spływów roztopowych (R_s) (Wischmeier, Smith 1978):

$$R = R_r + R_s$$

Wskaźniki R_r i R_s obliczono według tych samych procedur, które zostały podane w pracach Banasika i Górskiego (1990) oraz Banasika i in. (1995) i wykorzystane do obliczenia parametru R dla różnych stacji meteorologicznych w Polsce (Banasik, Górski 1990, 1993, Banasik i in. 1995, Licznar, Rojek 2002, Baryła 2004, Demczuk 2008, 2009). By wyniki były w pełni porównywalne, zastosowano również te same jednostki, czyli dla maksymalnego natężenia 30-minutowego deszczu były to cm h^{-1} , a dla erozyjności deszczu – $\text{MJ cm ha}^{-1} \text{h}^{-1}$. Wskaźnik erozyjności deszczów i wywołanych nimi spływów powierzchniowych został obliczony w oparciu o zapisy pluwiograficzne deszczów erozyjnych. Do deszczów erozyjnych według kryterium USLE (Wischmeier, Smith 1978) zaliczane są deszcze oddzielone od siebie co najmniej 6-godzinną przerwą bez opadu lub z opadem mniejszym niż 0,05 cala (co w układzie SI odpowiada 1,3 mm), o warstwie opadu (P) większej lub równej 0,5 cala (co w układzie SI odpowiada 12,7 mm) lub mniejszej, jeśli spełniony jest następujący warunek: $I_{\max} \geq 0,25 \text{ cala} \cdot 15 \text{ min}^{-1}$, czyli $I_{\max} \geq 6,3 \text{ mm} \cdot 15 \text{ min}^{-1}$.

Dla każdego z tak wyróżnionych deszczów obliczono ich erozyjność (R_{ij}) lub inaczej wskaźnik erozyjności (EI_{30}), czyli sparametryzowaną cechę deszczu w postaci iloczynu jego energii kinetycznej i maksymalnego natężenia 30-minutowego deszczu (Wischmeier, Smith 1978, Banasik, Górski 1990, 1993, Banasik i in. 1995):

$$R_{ij} = E_k \cdot I_{30} \cdot 0,01,$$

gdzie:

R_{ij} – erozyjność j-ego deszczu [$\text{MJ cm ha}^{-1} \text{h}^{-1}$],
 I_{30} – maksymalne 30-minutowe natężenie deszczu [cm h^{-1}],
 E_k – energia kinetyczna deszczu [J m^{-2}],
 0,01 – współczynnik przeliczeniowy z J m^{-2} na MJ ha^{-1} .

Wskaźnik średniej erozyjności deszczów i spływów (R_r) jest sumą wskaźników erozyjności poszczególnych deszczów erozyjnych (R_{ij}). W literaturze polskiej dla określenia erozyjności deszczu stosuje się również jednostkę erozyjności (Je) (Banasik i in. 1995):

$$Je = 1 \text{ MJ cm ha}^{-1} \text{h}^{-1}$$

O wartości wskaźnika R_r decyduje energia kinetyczna kropel deszczu, której wyznaczenie wymaga znajomości średnicy i masy kropel deszczu, ilości kropel oraz prędkości ich spadania. Rozkład wielkości kropel deszczu zmienia się w szerokim zakresie w zależności od rodzaju



Ryc. 1. Położenie stanowiska badań (na podstawie Starkel 1988, Gilewska, Starkel 1979, 1988)

1 – Wyżyna Małopolska, 2 – krawędź Wyżyny Małopolskiej, 3 – Kotlina Sandomierska

Pogórze Karpackie: 4 – pogórze niskie, 5 – pogórze średnie, 6 – krawędzie strukturalno-denudacyjne, 7 – krawędzie na czołach nasunięć

Fig. 1. Location of study site (based on Starkel 1988, Gilewska, Starkel 1979, 1988)

1 – Małopolska Upland, 2 – Małopolska Upland escarpments, 3 – Sandomierz Basin

Carpathian Foothills: 4 – low hills, 5 – medium hills, 6 – low hills escarpments, 7 – medium hills escarpments

opadów (Licznar, Łomotowski 2005, Szewrański 2009). Pomiar energii kinetycznej wymaga zastosowania zaawansowanych urządzeń pomiarowych (np. disdrometrów umożliwiających pomiar rozkładu wielkości kropeł deszczu), które nie są jeszcze powszechnie używane na stacjach meteorologicznych w Polsce (Licznar i in. 2005, Szewrański 2009). Dlatego w celu obliczenia energii kinetycznej na podstawie dostępnych danych pochodzących z zapisów pluwiograficznych używa się równań, w których zmienną niezależną jest natężenie opadu.

Jednym z nich jest równanie opracowane na podstawie danych empirycznych zebranych głównie na stacjach meteorologicznych w środkowo-wschodniej części USA (Wischmeier, Smitha 1965, 1978). Natężenie opadu jest cechą o dużej regionalnej zmienności, dlatego w literaturze kwestionowano uniwersalność równania i proponowano inne (Dijk van i in. 2002, Salles i in. 2002). Wskaźnik EI_{30} (R) uwzględniający energię kinetyczną oraz maksymalne 30-minutowe natężenie jest nadal powszechnie używany do określania erozyjności deszczu, chociaż stosowane są różne formuły pozwalające na obliczenie energii kinetycznej na podstawie natężenia deszczu (Zanchi, Torri 1980, Brown, Foster 1987, Coutinho, Thomas 1994, Fornis i in. 2005, Nysen i in. 2005).

W celu porównania wartości erozyjności deszczów w Łazach z wartościami erozyjności deszczów w innych regionach w Polsce do obliczenia energii kinetycznej deszczu zastosowano równanie Wischmeiera i Smitha (1965, 1978), które wykorzystywane było również do obliczenia wskaźnika R przez innych autorów w Polsce (Banasik, Górski 1990, 1993, Licznar, Rojek 2002, Baryła 2004, Demczuk 2008, 2009) oraz w krajach sąsiednich, np. na Słowacji (Malíšek 1990, Šúri i in. 2002), w Czechach (Janeczek i in. 2006, 2012). Równanie ma postać:

$$E_{ki} = (206 + 87 \log I_i) P_i,$$

gdzie:

E_{ki} – energia kinetyczna w i-tym przedziale [$J m^{-2}$],

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

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

Obliczone wartości EI_{30} dla wszystkich deszczów mających zapisy pluwiograficzne pozwoliły na wyliczenie równania regresji erozyjności deszczu w funkcji warstwy deszczu (P). Równanie regresji umożliwiło policzenie wartości erozyjności deszczów, które nie miały zapisów pluwiograficznych, a ich sumy zostały zarejestrowane tylko deszczomierzem Hellmanna. Wyliczenie erozyjności wszystkich deszczów (zarówno mających zapisy pluwiograficzne, jak i nie mających) umożliwiło obliczenie rocznych wartości wskaźnika erozyjności deszczu (R_p), wartości średniej z wielolecia oraz prześledzenie jego zmienności w poszczególnych miesiącach roku.

Erozyjność spływów roztopowych (R_s) obliczono w sposób przybliżony, przyjmując, że jego wartość (wyrażona w $MJ cm ha^{-1} h^{-1}$) stanowi 0,1 sumy opadu (w mm) w okresie od 1 grudnia do 31 marca (Banasik i in. 1995).

Wyniki i dyskusja

Zmienność opadów atmosferycznych w latach 1987–2008

Średnia roczna suma opadów w latach 1987–2008 wynosiła 662,4 mm. Najbardziej suchy w wieloleciu był rok 2003. Roczna suma opadów wynosiła 442,4 mm, co stanowiło zaledwie 66,8% średniej z wielolecia. Według klasyfikacji Kaczorowskiej (1962) rok ten był rokiem bardzo suchym. Najbardziej wilgotny był rok 2001 z roczną sumą opadów wynoszącą 810,3 mm, co stanowiło 122,3% średniego opadu z wielolecia. W badanym wieloleciu najczęściej występowały lata normalne z roczną sumą opadu zawierającą się pomiędzy 614,3 a 722,5 mm (blisko 50% przypadków), w następnej kolejności lata wilgotne z roczną sumą opadu zawierającą się pomiędzy 739,6 a 810,3 mm (27,3% przypadków). Pozostałe to lata suche z roczną sumą opadów pomiędzy 516,7 a 585,7 mm (13,6% przypadków) i dwa lata (1988 i 2003) bardzo suche (tab. 1).

Liczba deszczów erozyjnych

W latach 1987–2008 wyróżniono 203 deszcze, które spełniały kryterium USLE i dla których istniały zapisy pluwiograficzne. Wśród nich 200 miało warstwę opadu (P) równą lub wyższą od 12,7 mm, a tylko 3 niższą od 12,7 mm, ale ich natężenie przekraczało $6,3 mm 15 min^{-1}$. Sumy opadów pojedynczych deszczów zmieniały się od 6,4 do 94 mm. Liczba deszczów erozyjnych była zróżnicowana i wahała się od 3 (1993, 2003) do 16 (1989, 2001) przypadków. Średnio 9 w ciągu roku (ryc. 2). Liczba przypadków deszczów erozyjnych powyżej średniej częściej występowała w latach wilgotnych, natomiast najniższą ich liczbą charakteryzowały się lata bardzo suche i suche. Najwięcej przypadków deszczów erozyjnych miało miejsce w lipcu i czerwcu, najmniej w kwietniu i październiku (ryc. 3). Wartości indeksów erozyjności poszczególnych deszczów zmieniały się w bardzo szerokim zakresie i wynosiły od 0,3 do 376, 2 $MJ cm ha^{-1} h^{-1}$.

Dla 200 deszczów, których całkowita warstwa opadu przekraczała 12,7 mm, obliczono zależność erozyjności deszczów (EI_{30}) od warstwy deszczu (P). Najlepsze dopasowanie dało zastosowanie funkcji potęgowej. Obliczony współczynnik korelacji (r) wyniósł 0,54 na poziomie istotności $p = 0,000$ (ryc. 4). Wartość współczynnika była niska, ale zbliżona do wartości w podobnych związkach dla stacji meteorologicznych Puławy, Sandomierz, Limanowa (Banasik i in. 1990), Wrocław-Swojec (Licznar, Rojek 2002), Puczniew (Baryła 2004). Funkcja pozwoliła na obliczenie erozyjności deszczów, dla których nie było zapisów pluwiograficznych, dzięki czemu możliwe było uzyskanie miesięcznych i rocznych wartości erozyjności spływów deszczowych (R_p), erozyjności spływów roztopowych (R_s) oraz wskaźnika R dla lat hydrologicznych 1987–2008 (tab. 1, 2). Tylko dla 29 deszczów w wielo-

Tabela 1. Sumy wskaźników erozyjności deszczów (EI_{30}) obliczone w oparciu o zapisy pluwiograficzne i równanie regresji oraz roczne wartości wskaźnika erozyjności deszczów (R_f) (Łazy k. Bochni, 1987–2008)

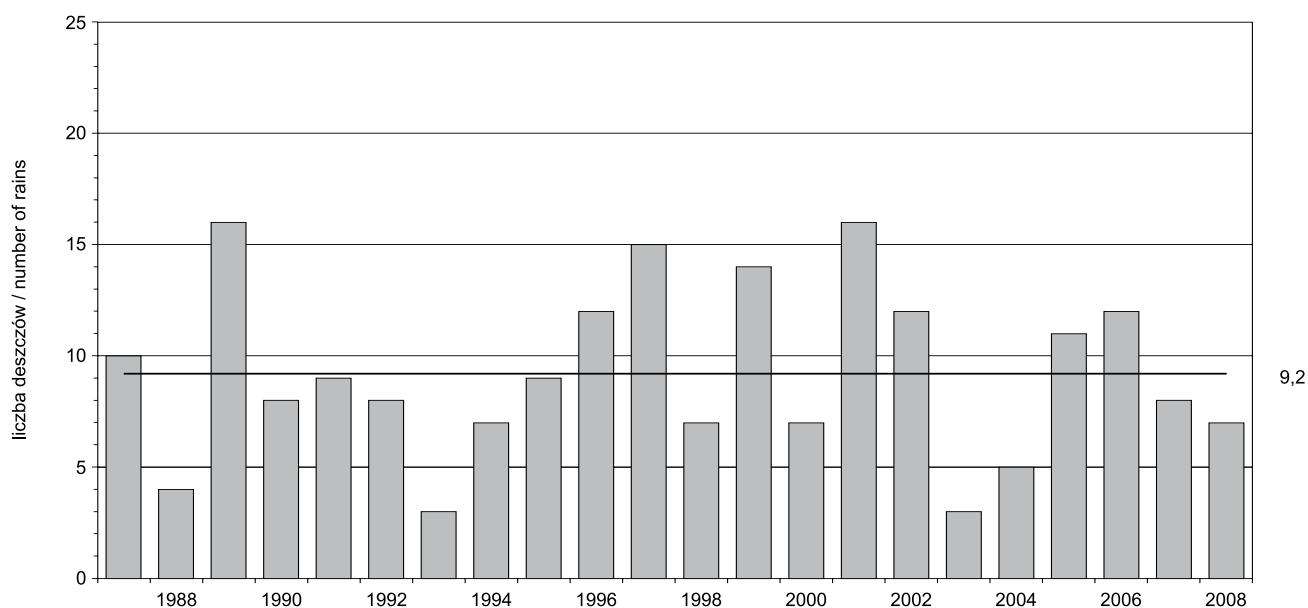
Table 1. Rainfall erosivity indexes (EI_{30}) calculated on the basis of hyetograph records and regression equation, and annual values of R_f factor (Łazy near Bochnia, 1987–2008)

Rok	Roczna suma opadów [mm]	Typ roku*	Liczba deszczów**	EI_{30} obliczone na podstawie zapisów pluwiograficznych	EI_{30} obliczone z równania***	R_f
1987	662,3	N	11	28,8	2,3	31,1
1988	492,8	BS	5	14,0	2,3	16,3
1989	664,1	N	16	101,4	0,0	101,4
1990	552,3	S	9	37,4	4,4	41,8
1991	629,1	N	9	38,1	0,0	38,1
1992	625,8	N	9	47,9	3,0	50,9
1993	516,7	S	5	14,2	3,8	18,0
1994	722,5	N	8	30,5	11,4	41,9
1995	618,6	N	11	173,1	1,8	174,9
1996	768,3	W	13	117,8	1,9	119,7
1997	784,7	W	18	86,9	6,4	93,3
1998	739,6	W	10	96,3	19,6	115,9
1999	800,5	W	15	133,0	1,8	134,8
2000	664,8	N	9	45,8	11,7	57,5
2001	810,3	W	20	135,9	7,2	143,1
2002	710,3	N	13	115,6	2,7	118,3
2003	442,4	BS	4	9,1	1,7	10,8
2004	614,3	N	7	29,0	4,7	33,7
2005	643,5	N	11	154,8	0,0	154,8
2006	720,6	N	13	439,6	4,9	444,5
2007	804,3	W	8	130,4	0,0	130,4
2008	585,7	S	7	29,1	0,0	29,1
Średnia	662,4	–	10,5	91,3	4,2	95,5
[%]	–	–	–	95,6	4,4	100,0

* – według Kaczorowskiej (1962): BS – bardzo suchy, S – suchy, N – normalny, W – wilgotny

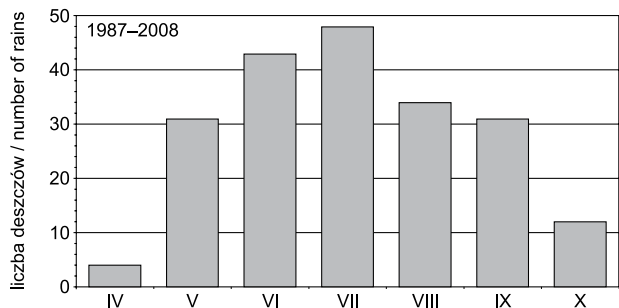
** – liczba deszczów erozyjnych (z zapisem pluwiograficznym i bez zapisu)

*** – wzór równania na ryc. 4



Ryc. 2. Roczna liczba przypadków deszczów erozyjnych wyróżnionych według kryterium USLE na podstawie zapisów pluwiograficznych (Łazy k. Bochni, 1987–2008)

Fig. 2. Annual number of erosive rains according to the USLE criterion based on hyetograph records (Łazy near Bochnia, 1987–2008)



Ryc. 3. Miesięczna liczba przypadków deszczów erozyjnych wyróżnionych według kryterium USLE na podstawie zapisów pluwiograficznych (Łązy k. Bochni, 1987–2008)

Fig. 3. Monthly number of erosive rains according to the USLE criterion based on hyetograph records (Łązy near Bochnia, 1987–2008)

leciu, które spełniały kryterium USLE, indeks EI_{30} obliczono z funkcji, a jego wartość stanowiła zaledwie 4,4% całkowitej wartości wskaźnika R_r (tab. 1).

Zmienność wskaźnika erozyjności deszczów i wywołanych nimi spływów (R_r)

Roczne wartości wskaźnika R_r w wieloleciu zmieniały się w szerokim zakresie od 10,8 (2003) do 444,5 $MJ\ cm\ ha^{-1}\ h^{-1}$ (2006). Niskie roczne wartości wskaźnika R_r zawsze występowały w latach suchych i bardzo suchych (1988, 1990, 1993, 2003, 2008), natomiast wysokie wartości notowano zarówno w latach wilgotnych, jak i w latach, w których roczne sumy opadów zbliżone były do średniej z wielolecia. Wartość najwyższa wskaźnika wystąpiła w roku 2006, a zadecydował o tym jeden deszcz o ekstremalnie wysokim natężeniu (tab. 2). Najwyższe średnie wartości wskaźnika R_r wystąpiły w miesiącach let-

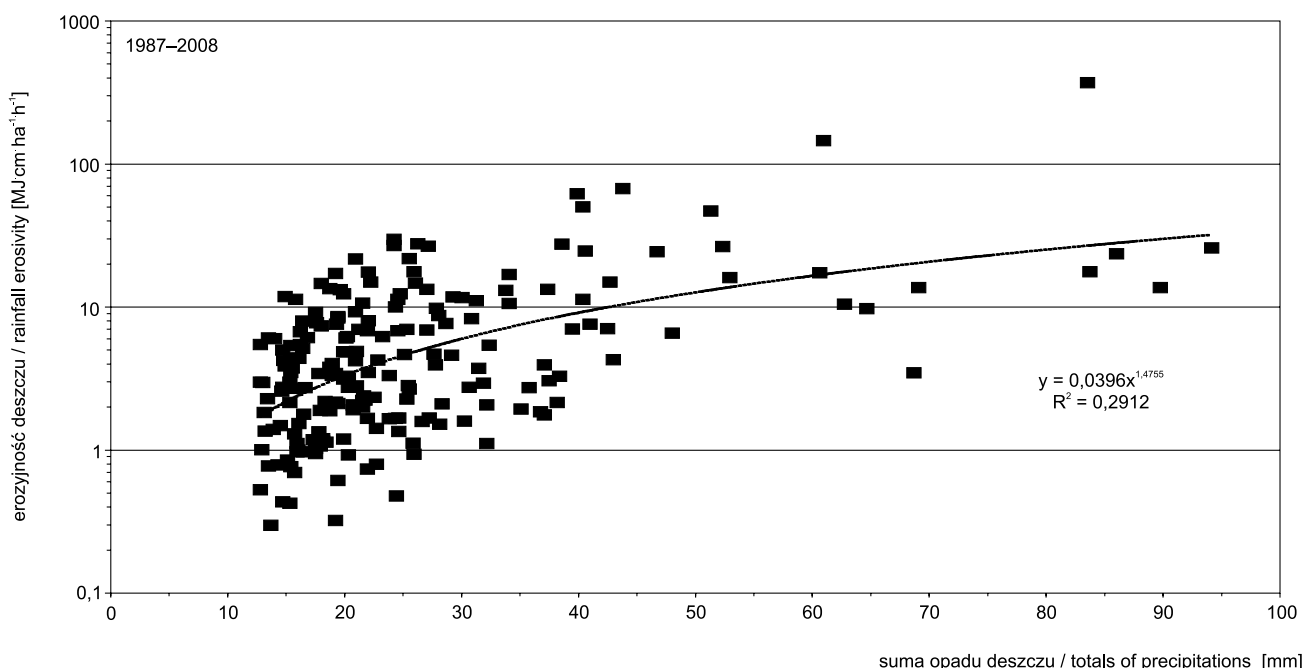
nich (czerwiec, lipiec i sierpień) oraz wiosennych (maj). W tych miesiącach zanotowano od 11,2% (sierpień) do 39,1% (czerwiec) całkowitej rocznej wartości wskaźnika R_r (ryc. 5).

W poszczególnych latach w wymienionych miesiącach wartości wskaźnika zmieniały się w bardzo szerokim zakresie od 0 do 428,7 (czerwiec), 152,6 (maj), 88,6 (lipiec) i 48,6 (sierpień). Bardzo niskie średnie miesięczne wartości wskaźnika R_r wystąpiły jesienią i wczesną wiosną i stanowiły one zaledwie od 0,3% (listopad) do 3,5% (kwiecień) średniej rocznej wartości wskaźnika (ryc. 5, tab. 2). Siła związku między miesięcznymi wartościami wskaźnika R_r a miesięcznymi sumami opadów w tych miesiącach była różna. Najlepsze dopasowanie wystąpiło w kwietniu oraz w miesiącach letnich, a zwłaszcza w sierpniu i czerwcu (tab. 3), natomiast we wrześniu, październiku i listopadzie korelacja była niska. Częściowo wiąże się to z tym, że w miesiącach jesiennych występowało stosunkowo mało deszczów erozyjnych o warstwie przekraczającej 12,7 mm.

O wysokich wartościach R_r decyduje wystąpienie deszczów o wysokich sumach i dużych natężeniach. Roczne wartości wskaźnika R_r są bardzo dobrze skorelowane z liczbą deszczów erozyjnych w ciągu roku. Najlepsze dopasowanie dało zastosowanie funkcji potęgowej o współczynniku korelacji $r = 0,80$ i poziomie istotności $p = 0,018$ (ryc. 6A).

Zmienność wskaźnika erozyjności spływów roztopowych (R_s)

Wskaźnik erozyjności spływów roztopowych szacowany był w sposób przybliżony, jako 0,1 sumy opadów w miesiącach XII–III. Średnia wartość z wielolecia wyniosła



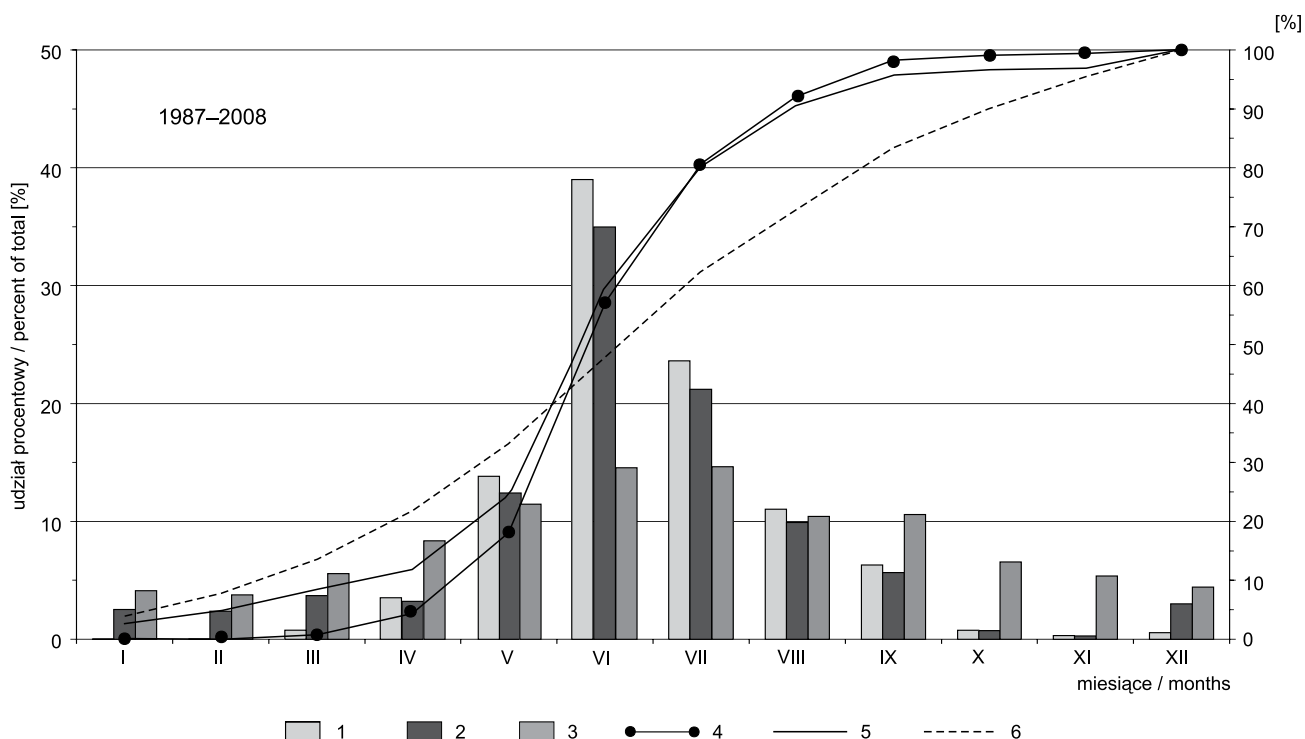
Ryc. 4. Erozyjność deszczów (EI_{30}) w funkcji warstwy opadu (P) (Łązy k. Bochni, 1987–2008)

Fig. 4. Rainfall erosivity index (EI_{30}) as a function of rainfall depth (P) (Łązy near Bochnia, 1987–2008)

Tabela 2. Miesięczne i roczne wartości wskaźnika erozyjności deszczów (R_r) (Łazy k. Bochni, 1987–2008)

Table 2. Monthly and annual R_r factor values (Łazy near Bochnia, 1987–2008)

Rok	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Suma
1987	0,0	0,0	0,0	2,3	8,1	8,7	4,7	3,8	2,7	0,8	0,0	0,0	31,1
1988	0,0	0,0	0,0	2,3	2,8	1,9	8,7	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	16,3
1989	0,0	0,0	0,0	12,3	3,2	21,4	46,2	17,3	1,0	0,0	0,0	0,0	101,4
1990	0,0	0,0	0,0	4,4	4,2	0,0	12,7	17,3	3,2	0,0	0,0	0,0	41,8
1991	0,0	0,0	0,0	0,0	3,5	5,5	1,4	16,2	9,4	2,1	0,0	0,0	38,1
1992	0,0	0,0	0,0	0,0	5,3	35,9	2,2	0,0	4,5	0,0	0,0	3,0	50,9
1993	0,0	0,0	1,9	0,0	5,4	0,0	6,1	2,7	0,0	0,0	1,9	0,0	18,0
1994	0,0	0,0	2,5	8,9	2,8	17,6	2,8	0,5	6,1	0,7	0,0	0,0	41,9
1995	0,0	0,0	0,0	1,6	152,6	9,1	0,0	5,5	4,3	0,0	0,0	1,8	174,9
1996	0,0	0,0	0,0	0,0	4,6	52,0	10,2	48,6	2,4	0,0	1,9	0,0	119,7
1997	0,0	0,0	0,0	0,0	9,8	9,7	46,4	13,2	7,8	0,0	2,7	3,7	93,3
1998	0,0	0,0	0,0	19,6	0,0	83,6	0,8	7,0	1,9	2,9	0,0	0,0	115,9
1999	0,0	0,0	0,0	1,8	0,0	56,1	58,8	6,7	9,7	1,7	0,0	0,0	134,8
2000	0,0	0,0	4,1	7,6	4,1	0,0	39,6	0,0	2,1	0,0	0,0	0,0	57,5
2001	0,0	0,0	0,0	9,1	39,4	12,0	40,4	33,4	8,8	0,0	0,0	0,0	143,1
2002	0,0	0,0	0,0	2,7	6,6	43,4	50,6	4,3	9,4	1,3	0,0	0,0	118,3
2003	0,0	0,0	0,0	0,0	6,9	0,0	0,0	0,0	2,2	0,0	0,0	1,7	10,8
2004	0,0	0,0	2,9	1,8	0,0	0,0	26,8	0,0	0,0	2,2	0,0	0,0	33,7
2005	0,0	0,0	0,0	0,0	13,8	9,8	88,6	39,3	3,3	0,0	0,0	0,0	154,8
2006	0,0	0,0	4,9	0,0	3,9	428,7	0,0	5,2	1,8	0,0	0,0	0,0	444,5
2007	0,0	0,0	0,0	0,0	13,2	26,6	24,8	12,4	49,8	3,6	0,0	0,0	130,4
2008	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	25,0	0,9	1,6	1,6	0,0	0,0	29,1
Średnia	0,0	0,0	0,7	3,4	13,2	37,3	22,6	10,7	6,0	0,8	0,3	0,5	95,5
[%]	0,0	0,0	0,8	3,5	13,8	39,1	23,7	11,2	6,3	0,8	0,3	0,5	100,0
[Σ%]	0,0	0,0	0,8	4,3	18,1	57,3	80,9	92,1	98,4	99,2	99,5	100	–



Ryc. 5. Średni miesięczny rozkład opadów (P) i wskaźników R_r i R (Łazy k. Bochni, 1987–2008)

1 – wskaźnik erozyjności deszczów R_r , 2 – roczny wskaźnik erozyjności R, 3 – miesięczna suma opadów P, 4 – krzywa kumulacyjna R_r , 5 – krzywa kumulacyjna R, 6 – krzywa kumulacyjna opadów P

Fig. 5. Average annual precipitation (P) and R_r and R factors distribution (Łazy near Bochnia, 1987–2008)

1 – rainfall erosivity factor R_r , 2 – annual rainfall erosivity factor R, 3 – monthly totals of precipitation P, 4 – cumulative curve R_r , 5 – cumulative curve R, 6 – cumulative curve P

Tabela 3. Parametry równań regresji liniowej ($y = ax + b$) pomiędzy miesięczną sumą opadów a miesięczną sumą wskaźnika erozyjności deszczów (EI_{30}) (Łazy k. Bochni, 1987–2008)

Table 3. Parameters a and b of linear function ($y = ax + b$) for the relationship between monthly totals of precipitation and monthly rainfall erosivity index (EI_{30}) (Łazy near Bochnia, 1987–2008)

Miesiąc	Parametr a	Parametr b	Współczynnik determinacji [R ²]	Istotność statystyczna [p]
Kwiecień	0,1282	-3,7224	0,7413	0,000
Maj	0,6201	-33,747	0,2371	0,021
Czerwiec	1,1307	-71,905	0,5574	0,000
Lipiec	0,2345	-0,2515	0,3265	0,006
Sierpień	0,3125	-11,103	0,5965	0,000
Wrzesień	-0,1987	47,266	0,0209	0,000
Październik	0,0251	-0,3321	0,3939	0,002
Listopad	0,0199	-0,414	0,1225	0,110

11,1 MJ cm ha⁻¹ h⁻¹. Wartości roczne R_s zmieniały się od 6,4 (1989) do 15,8 MJ cm ha⁻¹ h⁻¹ (2006) i były ściśle związane z miesięcznymi sumami opadów w tych latach.

Zmienność wskaźnika rocznej erozyjności deszczu i spływu powierzchniowego (R)

Średnia roczna z wielolecia wartość wskaźnika erozyjności deszczu i spływu (R) dla stacji meteorologicznej w Łazach wynosi 106,6 MJ cm ha⁻¹ h⁻¹. Roczne wartości wskaźnika R charakteryzowały się podobną zmiennością jak wskaźnika R_p, co świadczy o tym, że szacowany w sposób przybliżony wskaźnik R_s w niewielkim stopniu wpłynął na jego wartość (tab. 4, ryc. 6A). O wartości wskaźnika R decydowały deszcze o dużych natężeniach występujące głównie w maju, czerwcu, lipcu i sierpniu.

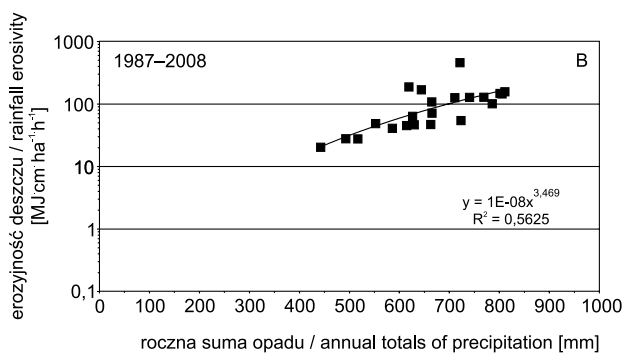
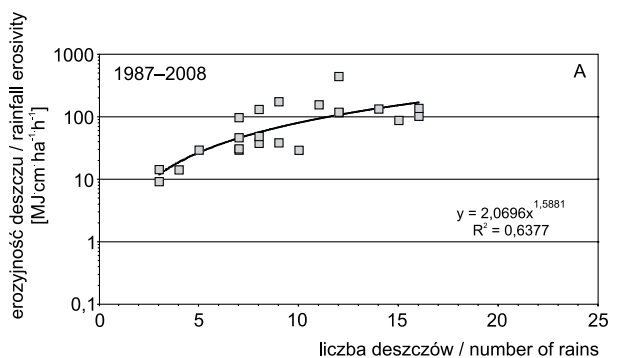
Wartość wskaźnika R wykazywała związek z rocznymi sumami opadów. Związek ten opisuje funkcja potęgowa o wysokim współczynniku korelacji $r = 0,75$ i poziomie istotności $p = 0,025$ i może być stosowany do przybliżonego szacowania wskaźnika R na podstawie rocznych sum opadów (ryc. 6B).

Średnie miesięczne wartości wskaźnika R z wielolecia były zmienne. Wysokie wartości wystąpiły w czerwcu, lipcu, maju oraz sierpniu. Najwyższą wartość odnotowano w czerwcu, w którym również wystąpiły największe dysproporcje pomiędzy średnią sumą opadów a średnią

Tabela 4. Roczna suma opadów (P) oraz roczne wartości wskaźnika erozyjności deszczów (R_p), erozyjności spływów roztopowych (R_s) oraz erozyjności deszczów i spływów roztopowych (R) (Łazy k. Bochni, 1987–2008)

Table 4. Annual totals of precipitations (P) and mean annual rainfall (R_p), runoff (R_s) and rainfall and runoff factor (R) (Łazy near Bochnia, 1987–2008)

Rok	P	R _p	R _s	R
	[mm]	[MJ cm ha ⁻¹ h ⁻¹]		
1987	662,3	31,1	15,8	46,9
1988	492,8	16,3	11,5	27,8
1989	664,1	101,4	6,4	107,8
1990	552,3	41,8	6,7	48,5
1991	629,1	38,1	8,5	46,6
1992	625,8	50,9	12,7	63,6
1993	516,7	18,0	9,7	27,7
1994	722,5	41,9	12,3	54,2
1995	618,6	174,9	12,3	187,2
1996	768,3	119,7	8,6	128,3
1997	784,7	93,3	7,4	100,7
1998	739,6	115,9	11,4	127,3
1999	800,5	134,8	12,7	147,5
2000	664,8	57,5	14,0	71,5
2001	810,3	143,1	13,5	156,6
2002	710,3	118,3	8,0	126,3
2003	442,4	10,8	9,6	20,4
2004	614,3	33,7	11,4	45,1
2005	643,5	154,8	13,3	168,1
2006	720,6	444,5	11,4	455,9
2007	804,3	130,4	14,8	145,2
2008	585,7	29,1	11,8	40,9
Średnia	662,4	95,5	11,1	106,6
[%]	100,0	89,6	10,4	100,0



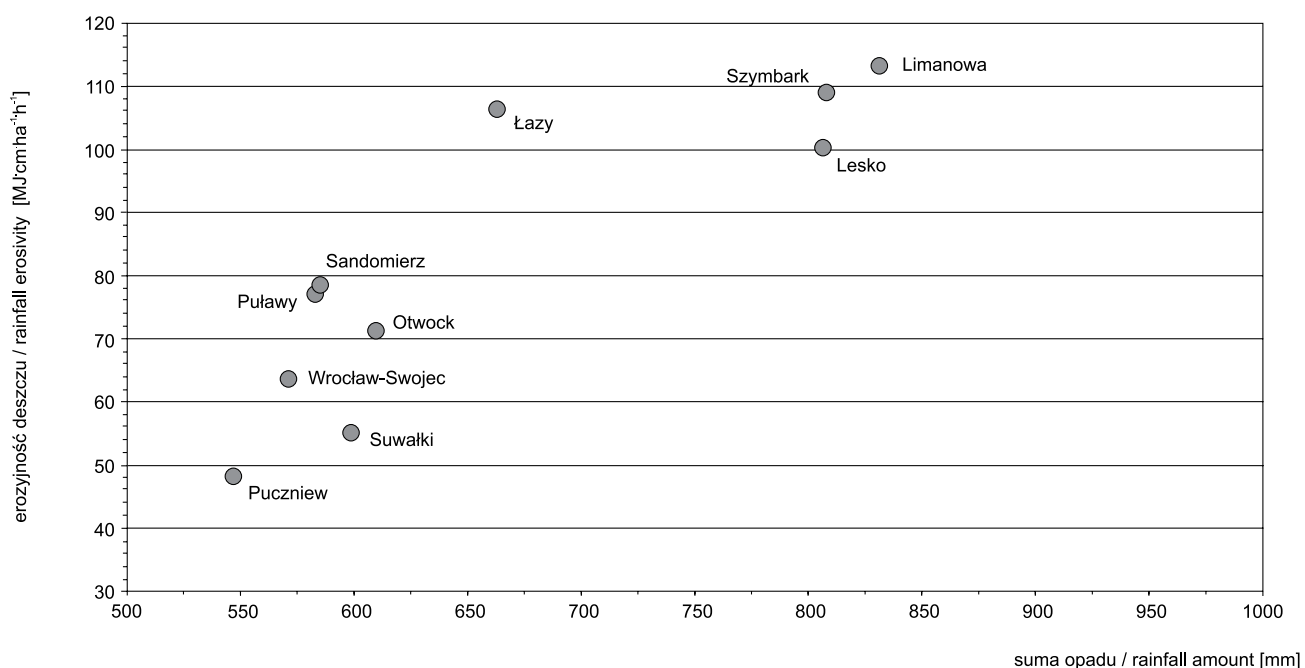
Ryc. 6. Wskaźnik R_p w funkcji liczby deszczów erozyjnych (A) i wskaźnik R w funkcji rocznej sumy opadów (B) (Łazy k. Bochni, 1987–2008)

Fig. 6. R_p factor as a function of the number of erosive rains (A) and R factor as a function of annual totals of precipitation (Łazy near Bochnia, 1987–2008)

Tabela 5. Wartości wskaźnika średniej rocznej erozyjności deszczów (R_r), wskaźnika erozyjności spływów roztopowych (R_s) oraz wskaźnika erozyjności deszczu i spływu powierzchniowego (R) w różnych regionach Polski opracowane na podstawie Banasika, Górskiego (1990, 1993), Licznara, Rojka (2002), Baryły (2004) i Demczuka (2008)

Table 5. Mean annual rainfall (R_r), runoff (R_s) and rainfall and runoff factor (R) in different regions of Poland elaborated on the basis Banasik, Górski (1990, 1993), Licznar, Rojek (2002), Baryła (2004), Demczuk (2008)

Region	Autor	Długość serii pomiarowej	Średnia roczna suma opadów	Wskaźnik erozyjności deszczu [R_r]	Wskaźnik erozyjności spływu powierzchniowego [R_s]	Wskaźnik erozyjności deszczu i spływu powierzchniowego [R]
			[mm]		[MJcmha ⁻¹ h ⁻¹]	
Suwałki (Pojezierze Suwalskie)	Banasik, Górski (1990, 1992, 1993)	1960–1988	598,0	42,6	12,7	55,3
Otwock (Nizina Mazowiecka)	Banasik, Górski (1990, 1992, 1993)	1960–1988	609,0	57,9	13,6	71,5
Puławy (Wyżyna Lubelska)	Banasik, Górski (1990, 1992, 1993)	1960–1988	582,0	64,1	13,0	77,1
Sandomierz (Kotlina Sandomierska)	Banasik, Górski (1990, 1992, 1993)	1960–1988	584,0	66,4	12,1	78,5
Limanowa (Beskid Wyspowy)	Banasik, Górski (1990, 1992, 1993)	1960–1988	831,0	96,8	16,7	113,5
Lesko (Bieszczady)	Banasik, Górski (1990, 1992, 1993)	1960–1988	806,0	84,3	16,1	100,4
Elbląg (Pobrzeże Gdańskie)	Brzozowski (1999) cyt. za Baryła (2004)	1977–1997	673,5	59,5	16,3	75,8
Wrocław-Swojec (Nizina Śląska)	Licznar, Rojek (2002)	1966–2000	570,0	51,7	12,0	63,7
Puczniew (Nizina Wielkopolska)	Baryła (2004)	1980–2002	545,6	36,7	11,6	48,3
Szymbark (Beskid Niski)	Demczuk (2008)	1969–1993	807,0	93,1	16,1	109,2
Łazy (Pogórze Wiśnickie)	Świąchowicz	1987–2008	662,4	95,5	11,1	106,6



Ryc. 7. Wartości wskaźnika średniej rocznej erozyjności deszczu i spływu powierzchniowego (R) w różnych regionach Polski
Fig. 7. Mean annual rainfall and runoff factor (R) in different regions of Poland

wartością wskaźnika R (ryc. 5). Spowodowane to było zarówno dużą częstością występowania, jak i dużym natężeniem deszczów w tym miesiącu.

Średnie wartości wskaźnika erozyjności deszczu i spływu powierzchniowego (R) dla Łazów położonych na progu Pogórza Wiśnickiego są prawie dwukrotnie wyższe od wartości obliczonych dla stacji położonych na Pojezierzu Suwalskim (Suwałki), Pobrzeżu Gdańskim (Elbląg) i Nizinie Wielkopolskiej (Puczniew), 1,3–1,5 raza wyższe od wartości obliczonych dla Kotliny Sandomierskiej (Sandomierz), Wyżyny Lubelskiej (Puławy), Niziny Mazowieckiej (Otwock) i Niziny Śląskiej (Wrocław-Swojec) (tab. 5, ryc. 7). Były również nieco wyższe, ale zbliżone do wartości uzyskanych dla Bieszczadów (Lesko), a niewiele niższe od wartości uzyskanych w Beskidzie Niskim (Szymbark) i Beskidzie Wyspowym (Limanowa) (tab. 5, ryc. 7). Jednak we wszystkich badanych regionach Karpat średnie z wielolecia sumy opadów były zdecydowanie wyższe niż w Łazach.

Wnioski

Średni roczny wskaźnik erozyjności deszczu i spływu powierzchniowego (R) z wielolecia dla stacji meteorologicznej IGiGP UJ w Łazach k. Bochni położonej na niższym stopniu progu Pogórza Wiśnickiego (Przedgórze Brzeskie) wynosi $106,6 \text{ MJ cm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$. Jest to wartość zdecydowanie wyższa od wartości podawanych dla Polski północno-wschodniej (Suwałki), północnej (Elbląg), zachodniej (Wrocław-Swojec) i środkowej (Puczniew, Otwock, Puławy, Sandomierz). Natomiast wartość wskaźnika R jest nieco wyższa od wartości podawanych dla Bieszczadów, trochę tylko niższa od wartości podawanych dla brzeżnej części Beskidu Niskiego (Szymbark) i niższa od wartości podawanych dla Beskidu Wyspowego (Limanowa). Jednak we wszystkich badanych regionach Karpat średnie z wielolecia sumy opadów były zdecydowanie wyższe niż w Łazach.

Roczne wartości wskaźnika R dla Łazów w wieloleciu zmieniały się w szerokim zakresie od 20,4 (2003) do 455,9 $\text{MJ cm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$ (2006). Zmiany te w większym stopniu związane były z występowaniem deszczów o dużej erozyjności niż z rocznymi sumami opadów w danym roku.

Najwięcej deszczów o dużym wskaźniku erozyjności występowało zazwyczaj w czerwcu i lipcu. Zdarzały się również w sierpniu i w maju. Siła związku pomiędzy miesięcznymi wartościami wskaźnika R_i i miesięcznymi sumami opadów w kwietniu oraz w sierpniu i czerwcu jest duża, natomiast we wrześniu, październiku i listopadzie jest mała.

Średnia roczna wartość wskaźnika spływów roztopowych R_s dla Łazów wynosi $11,1 \text{ MJ cm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$ i stanowi zaledwie 10,4% średniej rocznej z wielolecia wartości wskaźnika R.

Podziękowania

Dziękuję anonimowemu recenzentowi za wartościowe uwagi, które wzbogaciły pracę i nadały jej ostateczny kształt. Jestem wdzięczna Alicji Waligórze-Zblewskiej za tłumaczenie na język angielski. Praca naukowa finansowana przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego ze środków na naukę w latach 2008–2010 jako projekt badawczy nr NN 306 048334.

Literatura

- Arnoldus H.M., 1978. An approximation of the rainfall factor in the Universal Soil Loss Equation. W: M. De Boodst, D. Gabriels (red.), Assessments of Erosion. John Wiley & Sons, Inc., New Cork: 127–132.
- Banasik K., Górski D., 1990. Wyznaczanie erozyjności deszczu do uniwersalnego równania strat glebowych. Zeszyty Naukowe AR Wrocław, Melioracja 34: 103–109.
- Banasik K., Górski D., 1993. Evaluation of rainfall erosivity for east Poland. W: K. Banasik, A. Zbikowski (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 deszczu w rejonie Puczniewa. Przegląd Naukowy Inżynierii i Kształtowania Środowiska 13 2(29): 48–54.
- Brown L.C., Foster G.R., 1987. Storm erosivity using idealized intensity distributions. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers 30: 379–386.
- 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.
- Cebulska M., Szczepanek R., Twardosz R., 2013. Rozkład przestrzenny opadów atmosferycznych w dorzeczu górnej Wisły. Opady średnie roczne (1952–1981). IGiGP UJ, Kraków: 1–84.
- 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.
- 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: 15.
- Demczuk P., 2009. 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.
- Dijk van A.I.J.M., Bruijnzeel L.A., Rosewell C.J., 2002. Rainfall intensity – kinetic energy relationships: a critical literature appraisal. Journal of Hydrology 261: 1–23.
- 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.
- Dreger J. (red.), 1981. Przewodnik do ćwiczeń z meteorologii i klimatologii dla studentów geografii. Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa: 1–213.
- 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.
- Fournier F., 1960. Climat et Erosion; la relation entre l'érosion du sol par l'eau et les précipitations atmosphériques. Paris Presses Univ. de France, Paris: 1–201.

- Gilewska S., Starkel L., 1979. Geomorfologia. W: Atlas województwa krakowskiego. Polska Akademia Nauk, Kraków: 10.
- Gilewska S., Starkel L., 1988. Geomorfologia. W: Atlas województwa tarnowskiego. Polska Akademia Nauk, Kraków: 9.
- Janeček M., Kubátová E., Tipl M., 2006. Revised Determination of the Rainfall-runoff Erosivity Factor R for Application of USLE in the Czech Republic. *Soil & Water Resources* 1(6): 65–71.
- Janeček M., Kvetoň V., Kubátová E., Kobzová D., 2012. Differentiation and Regionalization of Rainfall Erosivity Factor Values in the Czech Republic. *Soil & Water Resources* 1(7): 1–9.
- Janeček M., Kvetoň V., Kubátová E., Kobzová D., Vošmerová M., Chlupsová J., 2013. Values of rainfall erosivity factor for the Czech Republic. *Journal of Hydrology and Hydromechanics* 61(2): 97–102.
- Józefaciuk A., Józefaciuk C., 1995. Erozja agroekosystemów. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa: 1–168.
- Kaczorowska Z., 1962. Opady w Polsce w przekroju wieloletnim. *Prace Geograficzne IGPAN* 33: 1–112.
- Licznar P., 2005. Ocena możliwości stosowania sztucznych sieci neuronowych dla określenia średniej rocznej wartości wskaźnika erozyjności deszczu. *Acta Agrophysica* 5(1): 65–74.
- Licznar P., Łomotowski J., 2005. Analiza chwilowych natężeń deszczów miarodajnych we Wrocławiu. *Ochrona Środowiska* 27(2): 25–28.
- Licznar P., Łomotowski J., Rojek M., 2005. Zintegrowany system pomiarów opadów atmosferycznych dla potrzeb badań nad erozją wodną. *Acta Agrophysica* 5(2): 335–344.
- Licznar P., Rojek M., 2002. Erozyjność deszczu Polski południowo-zachodniej na przykładzie stacji Wrocław-Swojec. *Przegląd Naukowy SGGW, Inżynieria i Kształtowanie Środowiska* 11(2): 5–14.
- Loureiro N.S., Coutinho M.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.
- Mališek A., 1990. Assessment of the factor of rainstorm erosivity (in Slovak). *Geografický časopis* 42: 410–422.
- Meusburger K., Steel A., Panagos P., Montanarella L., Alewell C., 2012. Spatial and temporal variability of rainfall erosivity factor for Switzerland. *Hydrology and Earth System Sciences* 16: 167–177.
- Niedźwiedz T., Obrębska-Starkłowa B., 1991. Klimat. W: I. Dynowska, M. Maciejewski (red.), *Dorzecze górnej Wisły. Część I*. PWN, Warszawa–Kraków: 68–84.
- 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.
- Oduro-Afryie K., 1996. Rainfall erosivity map for Ghana. *Geoderma* 74: 161–166.
- 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.
- Pauwelyn P.L.L., Lenvain J.S., Sakala W.K., 1988. Iso-erodent map of Zambia. Pt I. Calculation of erosivity indices from a rainfall databank. *Soil Technology* 1(3): 235–251.
- Pruchnicki J., 1987. *Metody opracowań klimatologicznych*. PWN, Warszawa: 1–203.
- Rejman J., 2006. Wpływ erozji wodnej i uprawowej na przekształcenie gleb i stoków lessowych. *Acta Agrophysica* 136(3): 1–90.
- Renard K.G., Foster G.R., Weesies G.A., McCool D.K., Yoder D.C., 1997. *Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning With the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)*. U.S. Department of Agriculture, Agriculture Handbook 703.
- Salako F., 2008. Rainfall variability and kinetic energy in Southern Nigeria. *Climate Change* 86: 151–164.
- Salles C., Poesen J., Sempere-Torres D., 2002. Kinetic energy of rain and its functional relationship with intensity. *Journal of Hydrology* 257: 256–270.
- Silva da A.M., 2004. Rainfall erosivity map of Brazil. *Catena* 57: 251–259.
- Smolska E., 2010. Spływ wody i erozja gleby na piaszczystym stoku w obszarze młodo glacialnym – 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 WGiSR UW* 45: 197–214.
- Starkel L., 1988. Rzeźba. W: J. Warszyńska (red.), *Województwo tarnowskie – monografia*. PAN, Kraków: 19–28.
- Stępniewski K., Demczuk P., Rodzik J., Siwek K., 2010. Związki między opadem deszczu a spływem powierzchniowym i splukiwaniem gleby na poletkach doświadczalnych o różnym użytkowaniu (Guciów – Roztocze Środkowe). W: E. Smolska, J. Rodzik (red.), *Procesy erozyjne na stokach użytkowanych rolniczo (metody badań, dynamika i skutki)*. *Prace i Studia Geograficzne WGiSR UW* 45: 229–241.
- Szewrański S., 2009. Rozbryzg jako forma erozji wodnej gleb lessowych. *Wydawnictwo Uniwersytetu Przyrodniczego, Wrocław*: 1–138.
- Šúri M., Čebecauer T., Hofierka J., Fulajtár E., 2002. Soil Erosion Assessment of Slovakia at a Regional Scale Using GIS. *Ecology (Bratislava)* 21(4): 404–422.
- Świąchowicz J., 2002. Współdziałanie procesów stokowych i fluwialnych w odprowadzaniu materiału rozpuszczonego i zawiesiny ze zlewni pogórskiej. *Instytut Geografii UJ, Kraków*: 1–150.
- Świąchowicz J., 2010. Splukiwanie 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 WGiSR UW* 45: 243–263.
- Świąchowicz J., 2012a. Wartości progowe parametrów opadów deszczu inicjujących procesy erozyjne w zlewniach użytkowanych rolniczo. *Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków*: 1–282.
- Świąchowicz J., 2012b. Water erosion on agricultural foothill slopes (Carpathian Foothills, Poland). *Zeitschrift für Geomorphologie* 56 (3): 21–35.
- 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., 1965. Predicting rainfall-erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains – Guide for selection of practices for soil and water conservation. U.S. Department of Agriculture, Washington D.C. *Agricultural Handbook* 282.
- Wischmeier W.H., Smith D.D., 1978. *Predicting rainfall erosion losses – a guide to conservation planning*. Department of Agriculture, Washington D.C. *Agricultural Handbook* 537.
- 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.