

Erosivität der Niederschläge und Isoerodentkarte Bayerns

Von H. Rogler und U. Schwertmann

Rainfall erosivity and isoerodent map of Bavaria

1. Introduction – 2. Definition of R-factor – 3. Results (3.1 R-factors and their statistics / 3.2 Monthly distribution of R-factors / 3.3 Relation between R-factors and various precipitation data / 3.4 Properties of rain storms / 3.5 A simplified calculation procedure for R-factors / 3.6 Isoerodent map of Bavaria) – 4. Summary – Bibliography.

1. Einleitung

Sinnvolle Maßnahmen gegen die Bodenerosion durch Wasser erfordern, daß die Erosionsgefahr hinreichend genau abgeschätzt werden kann. Hierzu dient in den USA seit mehreren Jahrzehnten die sog. Universelle Bodenabtragungsgleichung (UBAG) nach Wischmeier und Smith (1978). Nach dieser Gleichung ergibt sich der potentielle langjährige Abtrag aus der Multiplikation von 6 Faktoren, die die Höhe des Abtrags im wesentlichen bestimmen. Zu diesen Faktoren gehört der sog. Rainfall and Runoff-Faktor (R-Faktor).

Im R-Faktor kommen die kinetische Energie und die Menge stärkerer Niederschläge zum Ausdruck. Er ist daher gebietsspezifisch und muß für jedes Gebiet gesondert berechnet werden.

Im Zuge der Adaptation der Universellen Bodenabtragungsgleichung für Bayern wurden daher die R-Faktoren berechnet. In einer früheren Publikation (Bader und Schwertmann, 1980) wurde das Verfahren hierzu anhand der Wetterstation Hüll in der Hallertau erläutert. Die jetzt vorliegende Arbeit enthält die R-Faktoren für weitere 17 Stationen in Bayern und faßt das Ergebnis in einer sog. Isoerodentkarte zusammen. Sie enthält Linien gleichen R-Faktors, sog. Isoerodentlinien.

2. Definition des R-Faktors

Der R-Wert R_e eines einzelnen Regens ist das Produkt aus seiner kinetischen Energie E_e ($\text{kJ} \cdot \text{m}^{-2}$) und seiner maximalen 30-Minuten-Intensität I_{30} ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$). Zur Berechnung der kinetischen Energie E_e eines Einzelregens wird die Niederschlagsaufzeichnung eines Einzelregens in Abschnitte gleicher Steigung unterteilt und von jedem Abschnitt i die Intensität I_i und die Niederschlagsmenge N_i bestimmt. Die kinetische Energie des Einzelregens ergibt sich dann aus der Summation seiner einzelnen Abschnitte nach folgender empirischen Formel:

$$E_e = \sum_{i=1}^n (11.89 + 8.73 \log I_i) \cdot N_i \quad (1)$$

Die so berechnete Energiesumme wird dann mit der maximalen 30-Minuten-Intensität I_{30} multipliziert. Bei der Berechnung wurden nur diejenigen Niederschläge einbezogen, die $\bar{>}$ 10 mm erbrachten bzw. – bei Mengen $<$ 10 mm – ein I_{30} von $\bar{>}$ 10 $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ hatten. Die so ermittelten R_e -Werte werden für das gesamte Jahr summiert und die Jahres-R-Werte über den Meßzeitraum zum eigentlichen R-Faktor gemittelt. Weitere Einzelheiten der Methode können Bader und Schwertmann (1980) entnommen werden.

Für die Auswertung standen die Regenschreiberaufzeichnungen von denjenigen 17 gleichmäßig über Bayern verteilten Wetterstationen zur Verfügung, die den Niederschlag ganzjährig registrieren. Für die meisten Stationen wurde der Zeitraum 1958 bis 1967 ausgewertet, in Einzelfällen aber auch längere bzw. andere Zeiträume (Tabelle 1).

Tabelle 1. R-Werte der Einzeljahre und mittlere R-Werte 17 bayerischer Wetterstationen
Table 1. Single year R-factors and average R-factors for 17 locations in Bavaria

Jahr	München	Nürnberg	Freising	Kempten	Würzburg	Hof	Passau	Augsburg	Mühlendorf	Berchtesg.	Weiden	Regensburg	Weißenburg	B.-Kissingen	Bamberg	Coburg	Oberstdorf
1958	-	726	636	390	317	1524	668	683	584	1939	477	494	635	2425	-	-	880
1959	-	459	479	841	783	764	559	746	885	1556	650	214	261	405	-	-	1199
1960	-	440	988	1052	492	382	1999	617	978	2083	795	238	380	291	-	-	2244
1961	-	490	423	443	613	541	811	845	472	1606	654	717	432	516	-	-	1710
1962	-	313	513	605	286	161	447	343	219	1230	190	218	258	1024	-	-	870
1963	-	537	758	1134	299	351	535	1345	542	911	716	252	373	331	-	-	1312
1964	-	123	2359	1337	298	243	1719	861	457	1973	117	544	211	184	152	-	1641
1965	-	399	883	843	599	823	435	962	717	1365	556	757	211	828	249	-	1474
1966	-	511	902	1239	832	376	1209	775	1045	1622	753	696	1350	733	555	-	1950
1967	-	645	452	1134	366	456	408	712	372	871	568	160	767	479	357	606	984
1968	782	-	-	-	-	650	-	-	984	-	-	-	-	-	1077	452	-
1969	300	-	-	-	-	985	-	-	1217	-	-	-	-	-	434	629	-
1970	623	-	-	-	-	1310	-	-	1279	-	-	-	-	-	227	601	-
1971	770	-	-	-	-	363	-	-	455	-	-	-	-	-	1029	857	-
1972	532	-	-	-	-	678	-	-	-	-	-	-	-	-	1032	1094	-
1973	1462	-	-	-	-	349	-	-	-	-	-	-	-	-	294	382	-
1974	699	-	-	-	-	416	-	-	-	-	-	-	-	-	165	493	-
1975	1554	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	848	964	-
1976	751	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	286	382	-
1977	711	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
R-Faktor	818	464	839	902	489	610	879	789	729	1516	547	429	488	722	516	646	1426
s	391	168	572	333	208	375	571	257	334	423	229	238	354	652	353	247	464
VK (%)	48	36	68	37	43	61	65	33	46	28	42	55	73	90	68	38	33
s _R	124	53	181	105	66	91	181	81	89	134	72	75	112	206	98	78	147
s _R (% von R)	15,1	11,4	21,5	11,6	13,4	14,8	20,5	10,2	12,2	8,8	13,2	17,5	22,9	28,5	19,0	12,0	10,2

3. Ergebnisse

3.1 R-Faktoren und ihre statistische Auswertung

In Tab. 1 sind alle Jahres-R-Werte der 17 Stationen aufgeführt. Diesen Werten liegt die Auswertung von insgesamt 3323 Einzelregen zugrunde. Der Variationskoeffizient der einzelnen Stationen über den Auswertungszeitraum (Tab. 1) ist sehr unterschiedlich. Besonders niedrige Werte an den beiden alpinen Stationen Oberstdorf und Berchtesgaden zeigen an, daß das erosive Niederschlagsgeschehen im alpinen Raum homogener

ist als im übrigen. Der durchschnittliche Variationskoeffizient aller Stationen beträgt bei Herauslassen 5 extremer R_e -Werte (s. S. 100) 46 %.

In den USA wurde für 42 Stationen über einen Zeitraum von 22 Jahren für Niederschläge > 12.7 mm ein Variationskoeffizient von 34 % gemessen (Onstad et al. 1979). Bei 3 Stationen wurden etwas längere Zeiträume ausgewertet, um zu sehen, ob hierdurch die Standardabweichung sinkt. Wie Tab. 2 zeigt, ist dies nur bei der Station Hof der Fall. Offenbar reichte bei den beiden anderen Stationen die Verlängerung des Meßzeitraums nicht aus, um auch hier die Standardabweichung abzusenken. Tab. 2 zeigt weiterhin, daß R und der Variationskoeffizient bei gleichlangen, jedoch in verschiedenen Jahren liegenden Auswertungszeiträumen unterschiedlich sind. Dies zeigt, daß R nicht nur von der Länge, sondern auch von der Lage des Auswertungszeitraums beeinflußt wird.

Tabelle 2. R-Faktoren dreier Stationen bei verschieden langem Auswertungszeitraum
Table 2. R-factors of 3 locations over various periods of time

Station	Zeitraum	R	s	VK(%)	s_R	$s_R(\%)$
Hof	1958-67	562	397	71	126	22
	1965-74	640	319	50	101	16
	1958-74	610	375	61	91	15
Mühlendorf	1958-67	627	272	43	86	14
	1962-71	729	376	52	119	16
	1958-71	729	334	46	89	12
Bamberg	1964-73	540	366	68	116	21
	1967-76	575	374	65	118	21
	1964-76	516	353	68	112	22

Die Veränderung der jeweils gemittelten R -Faktoren bei steigender Länge der Auswertungsperiode zeigt Abb. 1. Aus ihr ergibt sich, daß sich die meisten R -Faktoren bereits nach 6–7 Jahren nicht mehr wesentlich verändern. Allerdings kommen hier auch Ausnahmen vor. So steigt z. B. der Faktor von Mühlendorf vom 10. Auswertungsjahr an wieder an. Offenbar ist die Länge des notwendigen Auswertungszeitraums gebietsspezifisch. Bader und Schwertmann (1980) empfehlen z. B. für Hüll einen Mindest-Auswertungszeitraum von 17 Jahren. In den USA wurden generell 22 Jahre ausgewertet.

Die Häufigkeitsverteilung der logarithmierten R_e -Werte der einzelnen Wetterstationen sowie die mittlere Häufigkeitsverteilung aller Stationen ist schief (Abb. 2). Die Schiefe beträgt nach $\bar{x} - \tilde{x}/s$ (\tilde{x} = Medianwert) berechnet für München-Riem 0,098, für Hof 0,029 und für Oberstdorf 0,085, für alle Stationen 0,098. Der Test auf Normalverteilung der logarithmischen Werte aller Stationen ergibt, daß sie im Gegensatz zu den Werten der USA (Wischmeier und Smith, 1978) abgelehnt werden muß ($\chi^2 = 218$, FG = 31 – 3). Dies gilt auch für die einzelnen Stationen, mit Ausnahme von Oberstdorf.

Extreme R_e -Werte beeinflussen die mittleren langjährigen R -Faktoren naturgemäß sehr stark. Daher muß entschieden werden, ob man solche Extremwerte mit in die Berechnung einbezieht. Dies hängt von der Wahrscheinlichkeit ab, mit der sie auftreten. Da

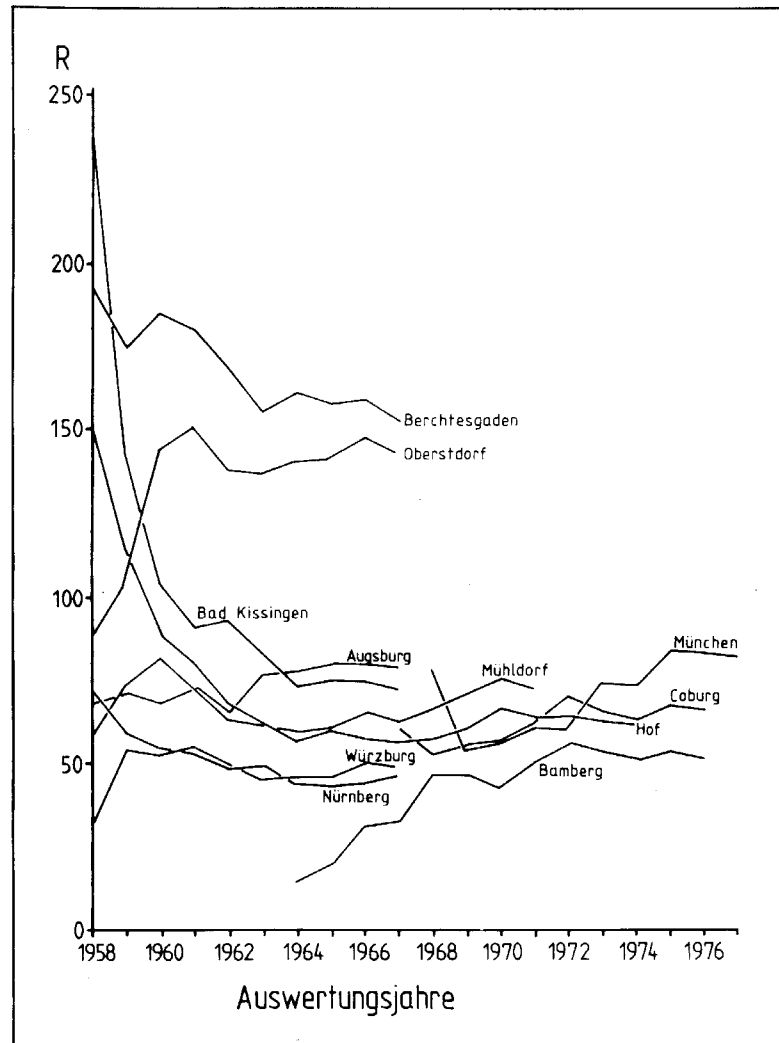


Abb. 1. Veränderung des R-Faktors im Verlauf der Auswertungsperiode
 Fig. 1. Change of average R-factors with time for various localities

der Auswertungszeitraum (~10 Jahre) relativ zur Häufigkeit solcher Extremwerte kurz ist, kann lediglich ihre theoretische Wahrscheinlichkeit berechnet werden, und zwar mit Hilfe der Poisson-Verteilung (Sachs, 1969)

$$P_{(x)} (\%) = \frac{m^x \cdot e^{-m}}{x!} \cdot 100 \quad (2)$$

$P_{(x)}$ = Anteil der Jahre mit x Extremwerten

m = mittlere theoretische Häufigkeit der Extrem-Re-Werte pro Jahr

x = tatsächliche Häufigkeit der Extrem-Re-Werte ($x = 0, 1, 2, 3 \dots$) pro Jahr

Die Anwendbarkeit dieser Verteilung läßt sich durch den Vergleich des gemessenen mit dem berechneten Anteil der Jahre mit x definierten Re-Werten prüfen. Ein solcher Vergleich für Re-Werte ≤ 10 , die in den 184 Auswertungsjahren 272 mal vorkamen¹⁾, ergibt eine gute Übereinstimmung zwischen den gemessenen und berechneten Jahresanteilen (Abb. 3) ($\chi^2 = 5.1$). Hierbei wird vorausgesetzt, daß die 3323 Re-Werte aller Stationen die Grundgesamtheit hinreichend kennzeichnen, aus der dann die Wahrscheinlichkeit extremer Re-Werte geschätzt wird.

¹⁾ geschätzte Wahrscheinlichkeit $272/3323 = 0.082$; $m = 0.082 \cdot 3323/184 = 1.478$

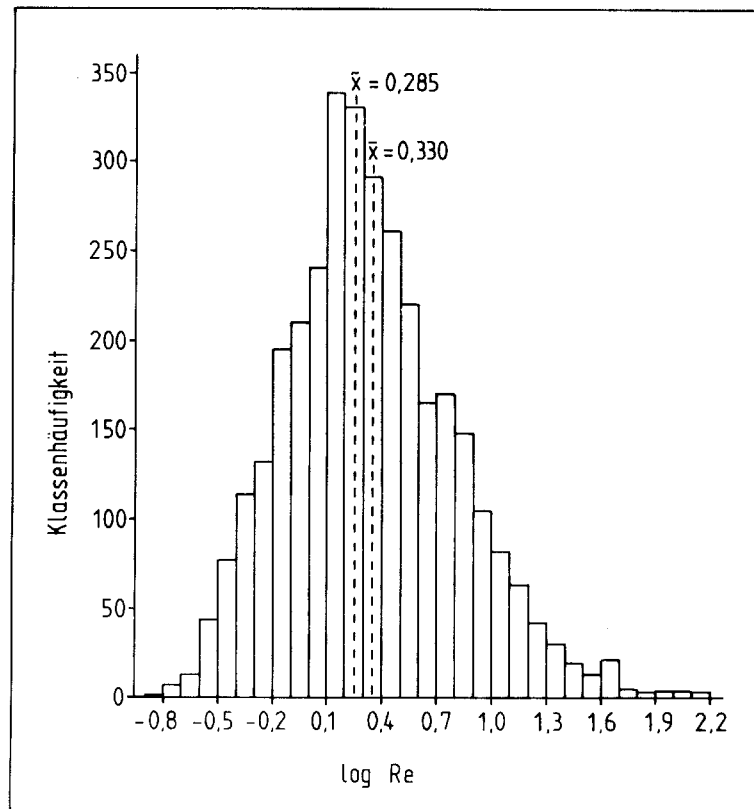


Abb. 2. Häufigkeitsverteilung der log-Re-Werte aller 17 Stationen
 Fig. 2. Average frequency distribution of log-R-values of 17 localities

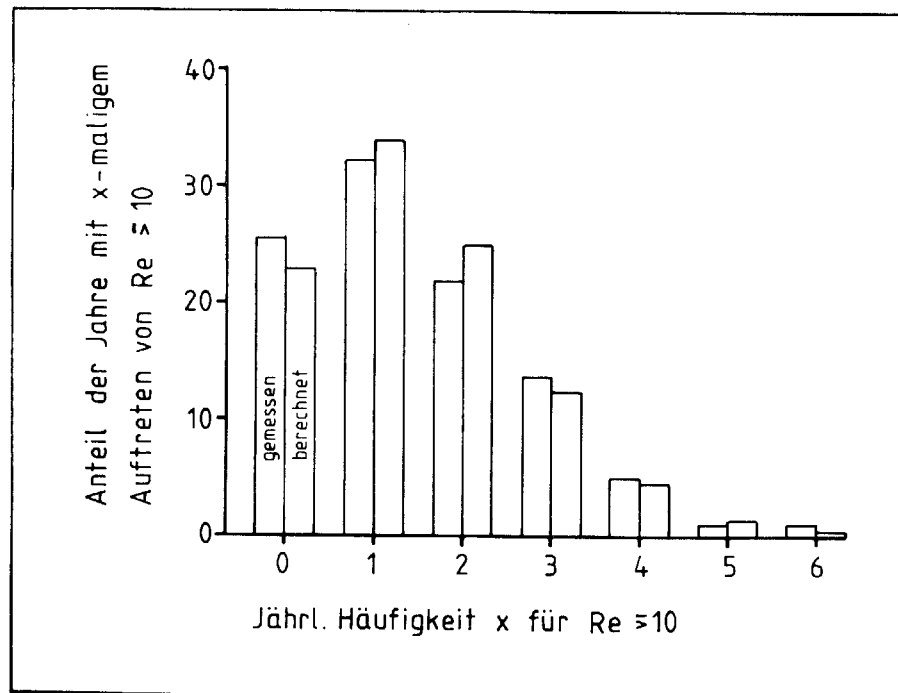


Abb. 3. Vergleich zwischen den gemessenen und den berechneten Jahresanteilen für ein 0- bis 6-maliges Auftreten eines Re-Wertes ≥ 10
 Fig. 3. Comparison between measured and calculated per cent proportion with which a storm of $R \geq 10 \text{ kJm}^{-2} \text{ mm h}^{-1}$ occurs between zero and six times a year

Mit dieser Methode kann daher der Ereigniszeitraum extrem hoher, d. h. seltener Re-Werte errechnet werden. Ein Beispiel mag dies erläutern: In München-Riem, das 19.8 erosive Regen pro Jahr hat, war der höchste Re-Wert 51.8. Ein Re-Wert $\bar{>} 51.8$ kam unter den 3323 ausgewerteten Regen 14 mal vor; seine geschätzte Wahrscheinlichkeit beträgt also $14/3323 = 0.0042$. Die Größe m ergibt sich zu $19.8 \cdot 0.0042 = 0.083$ und nach Gl. (2) errechnet sich $P_{(0)}$ zu 92 %, $P_{(1)}$ zu 7.7 %, $P_{(2)}$ zu 0.32 % und $P_{(3)}$ zu 0.009 %. Dies bedeutet, daß ein Regen mit $\text{Re} \bar{>} 51.8$ in 92 % der Jahre nicht, in 7.7 % der Jahre 1 mal, in 0.32 % der Jahre 2 mal pro Jahr auftritt usw. Nimmt man eine gleichmäßige Verteilung der Extremwerte an, so tritt ein $\text{Re} \bar{>} 51.8$ demnach alle 13 Jahre auf, wenn man das extrem seltene 2- und mehrmalige Auftreten pro Jahr vernachlässigt.

Der obige Bezug auf die geschätzte Wahrscheinlichkeit ist nur zulässig, wenn die Wahrscheinlichkeit bestimmter Re-Werte an allen Stationen als gleich angenommen werden kann. Daß diese Annahme berechtigt ist, ergibt sich aus einer engen Korrelation zwischen der Anzahl der Re-Werte $\bar{>} 10$ (y) an einer Station und der Gesamtzahl der Re-Werte (x) der gleichen Station. Diese Korrelation lautet für 17 Stationen:

$$y = 0.46 + 0.0795 x \quad (3)$$

Sie hat folgende Parameter:

$$r = 0.888, \bar{y} = 16, \bar{x} = 195.5, s_y = 6.34, s_x = 70.85$$

Da die Beziehung eng ist und das Interzept nahe bei 0 liegt, ist die Aussage zulässig, daß Re-Werte $\bar{>} 10$ mit einer Wahrscheinlichkeit von ca. 8 % an den Gesamtregen auftreten. Diese ist sehr ähnlich derjenigen (8.2 %), die der Poisson-Verteilung zugrunde gelegt wurde.

In Tab. 3 ist für die einzelnen Stationen die Länge des Zeitraums aufgeführt, in dem ein Re-Wert $\bar{>}$ dem größten gemessenen Re-Wert auftritt. Bei kürzeren Zeiträumen als 10 Jahre für einmaliges Auftreten ist auch der Zeitraum angegeben, in dem diese Re-Werte 2 bzw. 3 mal pro Jahr auftreten.

Die Berechnung der theoretischen Wahrscheinlichkeit extrem hoher Re-Werte hatte den Zweck, diese aus der Mittelbildung auszuschließen und damit Erosionsvoraussage und -schutzmaßnahmen auf einen vernünftigen Zeitraum abzustellen. Ein solcher Zeitraum schien uns mit 30 Jahren sinnvoll gewählt. Dementsprechend wurden alle diejenigen extrem hohen Re-Werte bei der Mittelbildung ausgeschlossen, deren theoretische Auftrittswahrscheinlichkeit geringer ist als einmal in 30 Jahren. Folgt man diesem, so werden von den 3323 erosiven Regen nur ein Ereignis bei der Station Freising und je 2 bei den Stationen Passau und Bad Kissingen ausgeschlossen (Tab. 3). Die R-Faktoren dieser Stationen sinken hierdurch auf 71, 67 und 51 und ihr Variationskoeffizient auf 35, 39 und 61 % (bzgl. der unkorrigierten Werte s. Tab. 1).

3.2 Monatsverteilung der R-Faktoren

Zur Berechnung des C-Faktors der Allgemeinen Bodenabtragungsgleichung wird der mittlere Jahresverlauf des R-Faktors benötigt (Wischmeier und Smith, 1978). In Tab. 4 sind daher die mittleren Monatswerte aufgeführt unter Ausschluß der 5 Extremwerte. Das Maximum der Erosivität liegt bei 13 von 17 Stationen im Juni, doch erstreckt sie sich mit ähnlicher Intensität häufig noch bis in den August. Wichtig ist jedoch, daß auch schon im Mai, d. h. zu einem Zeitpunkt, zu dem Mais und Zuckerrüben den Boden noch sehr wenig bedecken, mittelhohe Erosivitäten auftreten. An 7 Stationen tritt im Juli ein starkes Minimum auf.

Tabelle 3. Die größten gemessenen Re-Werte und ihre Ereigniswahrscheinlichkeit
 Table 3. The highest single R-values and their calculated probability

Station	Anzahl erosiver Regen/Jahr	Datum der grössten Re-Werte	Höhe der Re-Werte	Länge des Zeitraums, in dem die grössten Re-Werte 1/2/3 mal auftreten (Jahre)
München-Riem	19.8	29.6.73	52	14
Nürnberg	13.2	8.9.58	35	7 / 81
Freising	17.9	23.6.64	126	94
		26.6.60	70	22
Kempten	26.0	4.8.67	30	4 / 18 / 128
Würzburg	14.1	18.6.66	47	15
Hof	13.5	2.7.58	52	21
Passau	20.6	28.8.64	110	55
		26.6.60	102	34
Augsburg	19.1	9.5.63	57	17
Mühlendorf	18.4	14.6.69	54	16
Berchtesgaden	33.7	3.6.58	105	26
		15.5.60	83	16
Weiden	14.4	7.6.60	44	12
Regensburg	12.3	26.6.65	40	10 / 160
Weissenburg	12.8	18.6.66	44	14
Bad Kissingen	14.2	15.7.58	128	235
		14.8.62	86	40
Bamberg	11.8	24.6.75	69	29
Coburg	14.9	23.8.71	43	10 / 178
Oberstdorf	35.2	1.6.60	82	13

Tabelle 4. Monatsverteilung des R-Faktors
 Table 4. Monthly distribution of R (%) of 17 locations in Bavaria

Monat	Monatsverteilung des R-Faktors %																Mittelwert (\bar{x})	Variationskoeffizient (σ/\bar{x})	Mittlerer Fehler $s_{\bar{x}}$ ($=s : \sqrt{17}$)	$s_{\bar{x}}$ in % von \bar{x}	95%-Vertrauensbereich des \bar{x}	
	München-R.	Nürnberg	Freising	Kempten	Würzburg	Hof	Passau	Augsburg	Mühlendorf	Berchtesgaden	Weiden	Regensburg	Weissenburg	Bad Kissingen	Bamberg	Coburg						Oberstdorf
Jan.	-	0,3	-	0,2	0,7	-	-	-	-	0,2	-	-	-	0,4	0,1	-	-	0,1	175	0,05	43	0,2- 0,0
Feb.	0,4	0,8	0,2	1,4	0,7	0,3	0,8	1,4	0,4	0,3	0,6	-	0,4	0,9	0,8	-	-	0,6	78	0,10	19	0,8- 0,4
März	0,5	1,3	0,9	0,8	2,3	0,2	1,1	0,4	0,2	0,9	0,2	0,7	0,5	1,2	0,2	0,8	0,2	0,7	75	0,13	18	1,0- 0,4
April	1,3	2,9	4,9	1,2	1,9	7,3	3,1	0,4	2,2	2,2	1,7	7,2	3,4	2,0	2,5	2,9	4,5	3,0	64	0,47	15	4,0- 2,0
Mai	6,9	8,5	13,5	10,7	8,7	11,4	11,1	22,5	9,8	12,9	11,5	4,6	13,3	4,7	7,4	10,8	8,1	10,4	40	1,00	10	12,5- 8,3
Juni	27,7	20,3	28,5	28,5	33,8	14,0	26,8	27,7	36,5	33,6	37,6	29,5	27,9	24,4	45,6	17,5	34,6	29,1	26	1,86	6	33,0-25,2
Juli	20,8	21,1	19,6	17,7	18,6	26,8	17,7	19,9	23,2	18,5	18,3	18,7	25,5	33,5	11,9	18,6	18,9	20,6	23	1,14	6	23,0-18,2
Aug.	30,0	22,8	19,1	23,6	15,3	29,5	24,9	13,9	16,0	20,7	14,7	23,7	12,5	16,1	24,6	33,6	17,7	21,1	29	1,50	7	24,3-17,9
Sept.	9,1	17,0	5,9	11,1	6,5	6,4	8,6	10,5	7,2	5,8	11,2	8,9	12,6	6,7	4,1	12,0	11,3	9,1	36	0,79	9	10,8- 7,4
Okt.	2,0	3,3	5,0	3,6	4,9	1,8	3,1	1,9	3,3	1,7	2,5	3,8	2,1	3,6	1,5	2,0	2,9	2,9	37	0,26	9	3,4- 2,4
Nov.	1,0	1,0	1,9	1,0	2,9	1,4	1,7	1,3	1,0	2,1	0,6	1,4	1,7	2,5	0,6	0,2	1,3	1,4	50	0,17	12	1,7- 1,1
Dez.	0,5	0,7	0,3	0,2	3,7	0,8	1,0	0,1	0,1	1,1	0,9	1,5	0,1	3,9	0,7	1,6	0,6	1,0	108	0,27	26	1,6- 0,4

Die R-Verteilung wird insgesamt jedoch als ausreichend homogen angesehen, um der Berechnung des C-Faktors in Bayern die mittlere Verteilung aller 17 Stationen zugrunde zu legen (Abb. 4). Hierbei sind allerdings kürzere Zeiträume als ein Monat zu wählen (Schwertmann u. Mitarbeiter, in Vorbereitung). Die Wirkung durch Wasser aus der Schneeschmelze wurde hierbei noch nicht berücksichtigt.

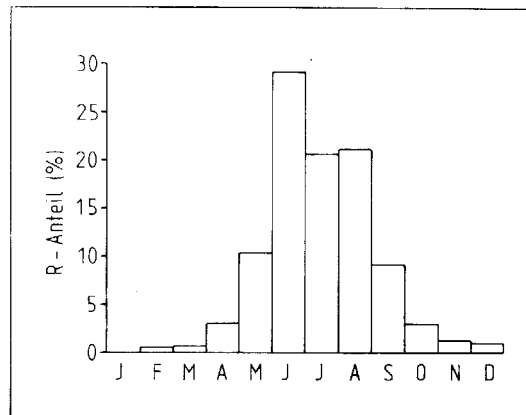


Abb. 4. Mittlere Jahres-R-Verteilung von 17 bayerischen Wetterstationen
Fig. 4. Average monthly distribution of R of 17 locations in Bavaria

3.3. Beziehung der R-Faktoren zu anderen Niederschlagsdaten

Bader und Schwertmann (1980) fanden keine Beziehung zwischen den R-Werten einzelner Jahre und deren Niederschlagssumme, vermutlich weil die Beziehung zwischen der Höhe von Einzelniederschlägen und ihren Re-Werten naturgemäß gering ist.

Sinnvoller ist es, die R-Faktoren (= langfristige mittlere Jahres-R-Werte) mit den mittleren Niederschlägen des gleichen Zeitraums zu korrelieren. Hierbei ergaben sich unter Einbeziehung des R-Faktors für Hüll (Bader und Schwertmann, 1980) folgende Beziehungen (N = mittlerer Jahresniederschlag des Auswertungszeitraums, N_s = mittlerer Sommerniederschlag (Mai–Okt.) des Auswertungszeitraums):

$$R = -1.77 + 0.083 N \quad (4)$$

$$r = 0.942, s_y = 30, s_x = 344, \bar{R} = 72, \bar{N} = 885$$

$$R = -1.48 + 0.141 N_s \text{ (Abb. 5)} \quad (5)$$

$$r = 0.961, s_x = 208, \bar{N}_s = 522$$

N und N_s sind ebenfalls miteinander korreliert.

$$N_s = -7.58 + 0.598 N \quad (6)$$

$$r = 0.991$$

N und N_s des Auswertungszeitraums sind mit den entsprechenden Werten der Zeit 1931–1960 wie folgt korreliert:

$$N = -31.3 + 1.048 N_{30} \quad (7a)$$

$$N_{30} = 38.6 + 0.945 N \quad (7b)$$

$$r = 0.995, s_{N_{30}} = 327, s_N = 344, \bar{N}_{30} = 875, \bar{N} = 885$$

$$N_s = -30.7 + 1.033 \cdot N_{s_{30}} \quad (8a)$$

$$N_{s_{30}} = 37.5 + 0.953 \cdot N_s \quad (8b)$$

$$r = 0.992, s_{N_{s_{30}}} = 199, s_{N_s} = 208, \bar{N}_{s_{30}} = 534, \bar{N}_s = 522$$

Die enge Korrelation, die nahe bei Null liegenden Interzepte und die dicht bei 1 liegenden Regressionskoeffizienten rechtfertigen es, den Auswertungszeitraum als hinreichend repräsentativ für das langfristige Niederschlagsgeschehen anzusehen.

3.4 Eigenschaften erosiver Niederschläge

Zur weiteren Kennzeichnung des erosiven Niederschlagsgeschehens sind in Tab. 5 eine Reihe von Eigenschaften erosiver Niederschläge aufgeführt.

Tabelle 5. Eigenschaften erosiver Regen von 17 Wetterstationen
Table 5. Properties of rain storms at 17 locations in Bavaria

	München-R.	Nürnberg	Freising	Kempten	Würzburg	Hof	Passau	Augsburg	Mühltdorf	Berchtesg.	Weiden	Regensburg	Weißenburg	B.Kissingen	Bamberg	Coburg	Oberstdorf
Z	19,8	13,2	17,8	26,0	14,1	13,5	20,4	19,1	18,4	33,7	14,4	12,3	12,8	14,0	11,8	14,9	35,2
N_R	343	194	315	501	218	217	354	318	328	748	209	191	195	213	175	227	813
N_R/N	0.39	0.31	0.39	0.39	0.34	0.30	0.36	0.39	0.36	0.49	0.31	0.30	0.31	0.29	0.28	0.33	0.44
N_e	17,3	14,7	17,7	19,3	15,4	16,1	17,3	16,6	17,8	22,2	14,5	15,5	15,2	15,2	14,8	15,2	23,1
T	220	119	195	298	124	118	224	198	195	450	115	114	110	124	96	119	507
T_e	11,1	9,0	10,9	11,5	8,8	8,8	11,0	10,3	10,6	13,4	8,0	9,3	8,6	8,9	8,1	8,0	14,4
E_R	6,00	3,47	5,37	8,39	3,83	3,98	5,93	5,58	5,60	12,38	3,80	3,34	3,51	3,76	3,27	4,21	13,49
E_e	303	263	302	323	272	296	291	292	304	367	264	271	274	268	276	283	383
Q_e	27,3	29,2	27,6	28,1	30,9	33,6	26,4	28,3	28,7	27,4	33,0	29,1	31,9	30,3	34,1	35,4	26,9
I_{30}	10,8	11,0	10,1	9,2	10,1	11,5	9,4	11,1	10,0	9,6	11,4	10,4	11,5	10,7	11,3	12,2	9,1
Re	4.1	3.5	4.0	3.5	3.5	4.5	3.3	4.1	4.0	4.5	3.8	3.5	3.8	3.6	4.4	4.3	4.1

Z = Zahl erosiver Regen pro Jahr

N_R = erosiver Gesamt-Jahresniederschlag (mm)

N_R/N = Verhältnis der erosiven Niederschlagsmenge zum Gesamtniederschlag

N_e = mittlere Niederschlagsmenge eines Einzelregens (mm)

T = Gesamtregendauer erosiver Niederschläge pro Jahr (h)

T_e = Regendauer eines Einzelniederschlags (h)

E_R = Gesamtenergie des N_R pro Jahr ($\text{kJ}\cdot\text{m}^{-2}$)

E_e = mittlere Energie eines Einzelregens ($\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$)

Q_e = mittlere Energie pro Fläche und Zeiteinheit ($\text{J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$)

I_{30} = mittlere Maximale 30-Minuten-Intensität erosiver Regen ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$)

Re = mittlerer R-Einzelwert ($\text{kJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$)

Der Anteil der Menge erosiver Niederschläge N_R an den Gesamtniederschlägen des Jahres (N) liegt mit Ausnahme der beiden alpinen Stationen bei 28–39 %. Die beiden alpinen Stationen sind auch durch höhere mittlere Niederschlagsmengen der erosiven Einzelregen (N_e) (> 20 mm) wie durch eine sehr viel längere Gesamtdauer (T) dieser Regen gekennzeichnet. Mit Annäherung an die Gebirge nehmen außerdem die Anzahl erosiver Regen (Z), seine mittlere Dauer (T_e), seine mittlere Energie (E_e) und die Gesamtenergie (E_R) zu, nicht dagegen der mittlere Re-Wert. Dies zeigt, daß die höhe-

ren R-Faktoren gebirgsnaher Gebiete vor allem durch die größere Anzahl erosiver Regen verursacht werden. Dies wird weiterhin dadurch gestützt, daß die pro Zeiteinheit applizierte mittlere Energiemenge Q_e und insbesondere die für den R-Faktor so bedeutsame 30-Minuten-Intensität (I_{30}) bei den gebirgsnahen Stationen eher etwas tiefer ist als bei den übrigen.

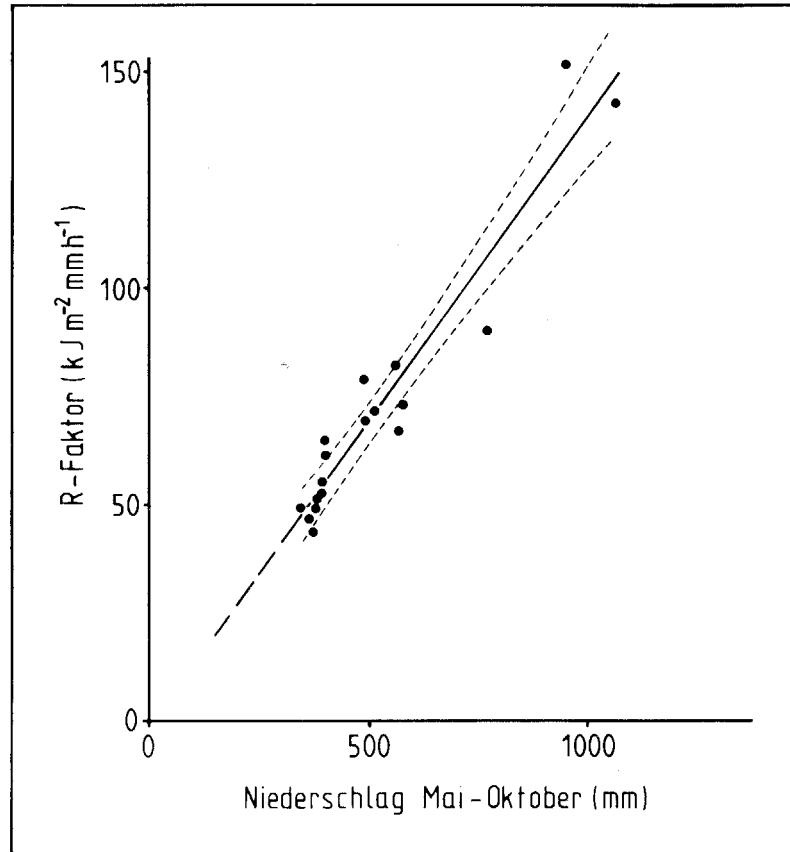


Abb. 5. Beziehung zwischen dem R-Faktor und den mittleren Sommerniederschlägen (N_s) des Meßzeitraums mit 95 % Vertrauensbereich

Fig. 5. Relation between R and average summer precipitation of the period for which R is calculated. The two dashed lines indicate 95 % confidence limits.

Die genannten Zusammenhänge kommen auch darin zum Ausdruck, daß die Mittelwerte der Menge (N_e), der Dauer (T_e) und der Energie (E_e) der erosiven Einzelregen mit steigenden Sommerniederschlägen signifikant ansteigen, ihre maximale 30-Minuten-Intensität (I_{30}) dagegen in gleicher Richtung sinkt (Abb. 6).

Da die etwas abweichenden, gebirgsnahen Gebiete für den Ackerbau jedoch weniger bedeutend sind, kann man generell feststellen, daß das erosive Niederschlagsgeschehen in den ackerbaulich wichtigen Gebieten Bayerns relativ homogen ist.

3.5 Vereinfachtes Rechenverfahren

In Anlehnung an Bader und Schwertmann (1980) können die Re-Werte auch aus einer engen Korrelation zwischen diesen einerseits und den Niederschlagsmengen (N_e) und maximalen 30-Minuten-Intensitäten (I_{30}) jedes Einzelregens andererseits berechnet werden. Die Beziehung lautet

$$Re = 0.024 N_e \cdot I_{30} - 0.8 \quad (r = 0.986) \quad (n = 3283) \quad (9)$$

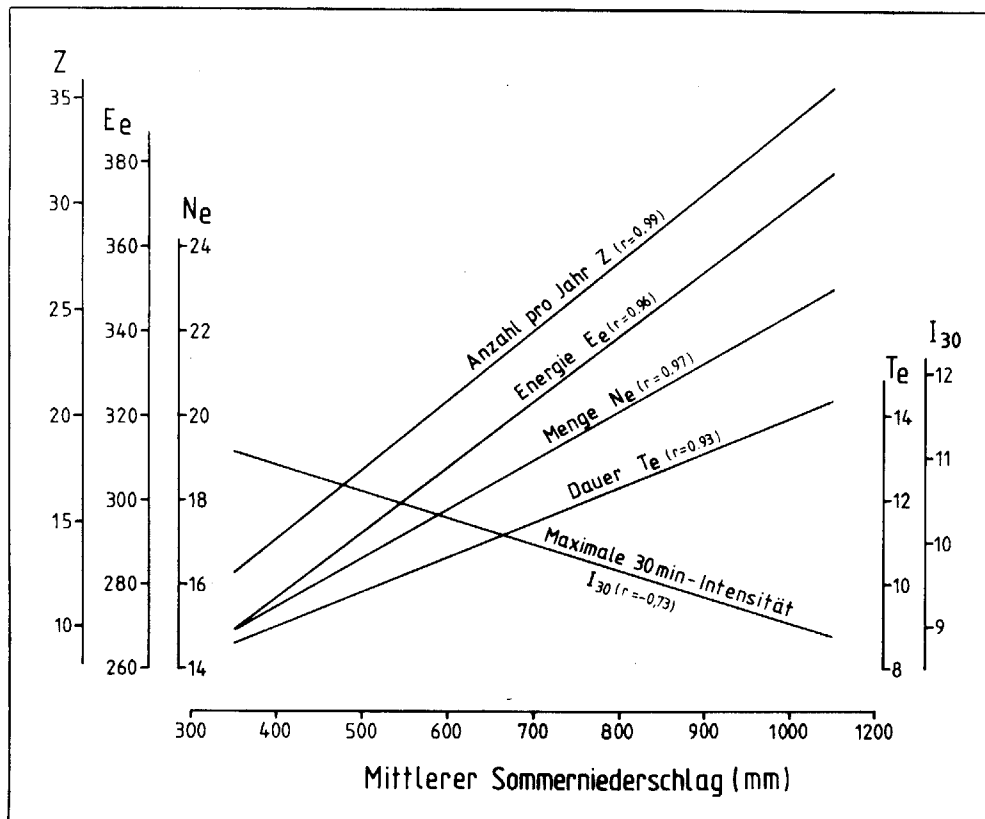


Abb. 6. Beziehung zwischen einigen Eigenschaften erosiver Regen und dem mittleren Sommer-niederschlag. Dimensionen der Größen s. Tab. 5

Fig. 6. Relation between various properties of single rain storms and average summer precipitation

Die zusätzliche Berücksichtigung von N_e und I_{30} als Einzelfaktoren wie bei Bader und Schwertmann (1980, deren Gl. 5) verbessert die Beziehung praktisch nicht ($r = 0.989$). Bei diesem Verfahren müssen die Regenschreiberkurven zwar nicht mehr digitalisiert, aber doch noch einzeln ausgewertet werden, um N_e und I_{30} zu erhalten. Daher wird kaum Zeit gespart. Außerdem wird ein Teil der Informationen über die Eigenschaften erosiver Regen, die beim Digitalisieren gewonnen werden (Tab. 5), nicht erbracht.

3.6 Die Isoerodentkarte von Bayern

Mit 18 Stationen ist die Stationsdichte in Bayern mit 1 Station pro $\sim 4000 \text{ km}^2$ zwar höher als die der USA östlich der Rocky Mountains mit 181 Stationen, entsprechend 1 Station pro 26.500 km^2 , trotzdem reichen die 18 R-Faktoren hier wie dort nicht aus, um hieraus eine hinreichend genaue Karte mit Linien gleicher Erosivität (Isoerodentlinien) zu erstellen. Um jedoch schon jetzt eine solche Karte zur Verfügung zu haben, wurde die in Gleichung (5) zitierte enge Beziehung der R-Faktoren zu den Sommerniederschlägen (Abb. 5) zugrunde gelegt und dabei die N_{s30} -Werte verwendet, da zwischen den N_s - und N_{s30} -Werten eine enge Beziehung besteht (Gl. 8). In den USA wurden in ähnlicher Weise weitere 1700 R-Faktoren aus einer hochsignifikanten Beziehung zwischen den berechneten R-Faktoren und dem Produkt aus den Jahresniederschlägen, dem sog. 2-Jahres- 1 Stunden- und dem 2-Jahres- 24 Stunden-Regen (Wischmeier, 1962) ermittelt. Eine Isoerodentkarte für Belgien legen Bollinne et al. (1979) vor, die auf einer engen Beziehung zwischen den R-Faktoren und den Jahresniederschlägen von 4 Stationen (Stationsdichte $1/7600 \text{ km}^2$) beruht.

Die in Abb. 7 dargestellte Isoerodentkarte benutzt die Linien gleicher langjähriger Sommerniederschläge, deren Werte mit Hilfe der genannten Beziehung in R-Faktoren umgerechnet wurden. Die Karte zeigt, daß die R-Faktoren wie die Niederschläge im wesentlichen orographisch bestimmt werden.



Abb. 7. Isoerodentkarte von Bayern

Fig. 7. Isoerodent map of Bavaria (R is given in $\text{kJm}^{-2} \text{mm h}^{-1}$)

Für den Gebrauch der Bodenabtragungsgleichung sollte der R-Faktor jedes beliebigen Ortes in Bayern jedoch nicht durch Interpolation aus dieser Karte, sondern direkt aus der Beziehung $R = -1.48 + 0.141 N_s$ (s. Abb. 5) errechnet werden. Für diese sind, wie für die Karte, statt der N_s - die N_{s30} -Werte zu verwenden, die generell zur Verfügung stehen.

Es ist außer Frage, daß die Isoerodentkarte durch Auswertung weiterer Wetterstationen verbessert werden kann und sollte. Ebenso sicher ist jedoch auch, daß sich hierbei keine ins Gewicht fallenden Änderungen mehr ergeben werden. Es sollte geprüft werden, ob die verwendete Beziehung zwischen R-Faktor und Sommerniederschlägen auch in anderen Bundesländern gültig ist und damit als Basis für eine Isoerodentkarte der Bundesrepublik Deutschland dienen könnte. Ohne diese Prüfung darf die Beziehung nicht übernommen werden.

4. Zusammenfassung

Von 17 Wetterstationen Bayerns wird der R-Faktor (Regen- und Oberflächenabflußfaktor) der Allgemeinen Bodenabtragungsgleichung nach Wischmeier und Smith (1978) berechnet. Der R-Faktor liegt zwischen 42.9 und 151.6 $\text{kJm}^{-2} \cdot \text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$. Auf der Basis einer hochsignifikanten Korrelation zwischen 18 R-Faktoren und den mittleren Sommerniederschlägen ($r = 0.961$) wird eine Isoerodentkarte für Bayern erstellt. Die Korrelation erlaubt außerdem, den R-Faktor für jeden beliebigen Ort in Bayern abzuleiten.

Summary

The rainfall and runoff factor (R-factor) of the Universal Soil Loss Equation of Wischmeier and Smith (1978) was calculated for 17 locations in Bavaria. The R-factor varies between 42.9 and 151.6 $\text{kJm}^{-2} \text{mm h}^{-1}$. A significant correlation between 18 R-factors and the average summer rainfall ($r = 0.961$) is used as a basis for an isoerodent map of Bavaria.

Danksagung

Die Isoerodentkarte wurde angefertigt im Auftrag des Bayerischen Staatsministeriums für Landesentwicklung und Umweltfragen im Rahmen der vom Bayerischen Geologischen Landesamt durchgeführten standortkundlichen Bodenkartierung Bayerns. Die Verfasser danken dem Ministerium für finanzielle Unterstützung, dem Zentralamt des Deutschen Wetterdienstes in Offenbach und den Wetterämtern München und Nürnberg dafür, daß sie die Regenschreiberstreifen zur Verfügung stellten, Herrn Dr. Auernhammer, Institut für Landtechnik, Weihenstephan, Herrn K. Panzer und Herrn E. Weihs vom obigen Ministerium für die Hilfe bei der Datenverarbeitung, den Herren Prof. Precht und Dr. Ohmeier, Datenverarbeitungsstelle, Weihenstephan, und Prof. Reiner, Lehrstuhl für Acker- und Pflanzenbau, Weihenstephan, für die Beratung bei statistischen Fragen und Herrn Dr. O. Wittmann, Bayer. Geol. Landesamt, München, für konstruktive Kommentare.

Literaturverzeichnis

1. Bader, S., und U. Schwertmann, 1980: Die Erosivität der Niederschläge von Hüll (Bayern). (R-Faktor der Bodenabtragungsgleichung nach Wischmeier). — Z. Kulturtechnik u. Flurberein. 21, 1–7.
2. Bollinne, A., A. Laurant et W. Boon, 1979: L'erosivité des precipitations à Florennes. — Bull. Soc. geogr. Liège 15, 77–99.
3. Onstad, C. A., R. A. Young, M. A. Otterby and R. F. Holt, 1979: Sediment yield modeling for 208 planning Chapter 4. In: Universal Soil Loss Equation: Past, Presence and Future. — Soil Sci. Soc. America Spec. publ. No. 8, 25–32.
4. Sachs, L., 1969: Statistische Auswertungsmethoden, 2. Aufl. — Springer Verlag Berlin, Heidelberg, New York.

5. Wischmeier, W. H., and D. D. Smith, 1978: Predicting rainfall erosion losses — a guide to conservation planning. — US Dept. Agric. Handbook No. 537.
6. Wischmeier, W. H., 1962: Rainfall erosion potential. Geographic and location differences of distribution. — Agric. Eng. 43, 212–225.

Eingang der Arbeit am 12. 11. 1980.

Anschrift der Verfasser: H. Rogler und Professor Dr. Udo Schwertmann, Institut für Bodenkunde, 8050 Freising-Weihenstephan.