

**UMGANG MIT HYDROLOGISCHEN BELASTUNGSGRÖßEN
IN ZEITEN DES KLIMAWANDELS - HOCHWASSER UND STARKREGEN**

HKC WERKSTATTBERICHT 2021

Das Impressum

Das HochwasserKompetenzCentrum e.V.

Das HochwasserKompetenzCentrum (HKC) ist ein gemeinnütziger Verein, der Starkregen- und Hochwasserbetroffene, Politik, Wissenschaft und die unterschiedlichsten Hochwasserschutzakteure zu einem einzigartigen Netzwerk zusammenführt. Durch den entstehenden Dialog fördert die Arbeit des HKC die Starkregen- und Hochwasservorsorge und die Sensibilisierung.

Wissenschaft und Praxis werden im HKC im Sinne eines ganzheitlichen Hochwasser- und Starkregenrisikomanagements zusammengeführt und damit die nachhaltige Entwicklung, Bereitstellung und Vermittlung von Fachkompetenzen gefördert.

Schwerpunkt ist der Aufbau und Ausbau von Informationsnetzwerken, sowie die Vorbereitung, Entwicklung und Durchführung von Projekten, Forschungsvorhaben und Studien zum nachhaltigen, wirtschaftlichen und vor allem praxisgerechten Umgang mit dem Thema Starkregen und Hochwasser. Die Ergebnisse sollen allen interessierten Kreisen zugänglich gemacht werden, so dass eine optimale Informations- und Kommunikationsplattform für alle am Starkregen- und Hochwasserrisikomanagement beteiligten und interessierten Personen und Institutionen entsteht.

Herausgeber

HochwasserKompetenzCentrum e. V.
Ostmerheimerstr. 555
50117 Köln, Deutschland
+49 221 22126160
info@hkc-online.de
www.hkc-online.de

Gestaltung und Layout

Lukas Kienzler, HKC

Bilder

Die Urheberrechte der Abbildungen und Fotos liegen bei den Autorinnen und Autoren und/oder deren Institutionen. Seitenfüllende Fotos sind im Bilderverzeichnis aufgeführt.

1. Auflage
Juli 2021

©HKC HochwasserKompetenzCentrum e. V., Köln 2021

ISBN 978-3-9823473-0-1



Inhalt

7	Motivation & Zielsetzung	
	1. Instationaritäten in den Belastungsgrößen	
10	1.1 Detektion von Trends und Bruchpunkten	Svenja Fischer & Andreas Schumann
20	1.2 Veränderung der Saisonalität HW-Typen	Andreas Schumann
26	1.3 Identifikation der Verände- rung von Hochwassertypen	Svenja Fischer & Georg Johann
31	1.4 Extremwertstatistische Methoden und Bemessungs- ansätze	Christoph Mudersbach
38	2. N-Statistik Starkregen	Svenja Fischer
44	3. Räumliche Verteilung von Extremniederschlägen	Thomas Einfalt, Georg Johann & Marc Scheibel
56	4. Räumlich und zeitliche Über- lagerung von Bemessungs- größen	Oliver Buchholz, Georg Johann, Klaus Piroth & Uwe Ross
68	5. Fazit, Ausblick	Die Projektgruppe
72	Anhang	Bruno Meyer

Die Projektgruppe

Dipl.-Geogr. Dirk Barion
DWA



Dr. rer. nat. Thomas Einfalt
hydro & meteo



Dipl.-Hydr. Georg Johann
Emschergenossenschaft/
Lippeverband



Dipl.-Geogr. Bruno Meyer
Bezirksregierung
Düsseldorf



Dr.-Ing. Klaus Piroth
CDM Smith



Dipl.-Ing. Marc Scheibel
Wupperverband



Dr.-Ing. Oliver Buchholz
Hydrotec (Sprecher)



Dr. rer. nat. Svenja Fischer
Ruhr-Universität Bochum



Dr.-Ing. Dominik Leutnant
Emschergenossenschaft/
Lippeverband



**Prof. Dr.-Ing. Christoph
Mudersbach**
Hochschule Bochum



Dipl.-Ing. Uwe Ross
Fischer Teamplan



**Prof. Dr. rer. nat. habil.
Andreas Schumann**
Ruhr-Universität Bochum





Liebe Leserin und lieber Leser,

Als sich die Projektgruppe im Frühjahr 2020 zum ersten Mal traf, war nicht absehbar, welche hohe aktuelle Bedeutung ihre Arbeit im Juli 2021 finden würde. Die Starkregen- und Hochwasserkatastrophe, vor allem in Rheinland-Pfalz und Nordrhein-Westfalen, die durch die große Zahl der Todesopfer, aber auch durch die extremen Schäden das Hochwasserproblem in den Blickpunkt der Öffentlichkeit rückte, belegt die Herausforderung im Umgang mit derartigen Extremereignissen. Solche Extreme nehmen mit der Erhitzung der Erdatmosphäre zu – an Anzahl und Intensität. Daher ist ein funktionierendes, den neuen Gegebenheiten angepasstes Starkregen- und Hochwasserrisiko-management notwendiger denn je.

Die Herausforderungen, hierzu Grundlagen zu ermitteln sind zahlreich und vielschichtig. Wir möchten hier Schlaglichter setzen und einzelne Lösungsmöglichkeiten zur Diskussion stellen. Insbesondere werden die Fragen aufgegriffen: Wie kommen wir zu verlässlichen hydrologischen Bemessungsgrößen in Zeiten des Klimawandels und wie stellen wir diese verständlich bereit, um mit adäquaten Maßnahmen die Resilienz unserer Gesellschaft gegenüber Überflutungen zu verbessern?

Dieser Werkstattbericht ist ausdrücklich weder Merkblatt noch Arbeitshilfe - die hier diskutierten Methoden könnten aber die Basis für solche Dokumente sein. Wir danken der DWA¹ für die Kooperation als wichtigem Partner beim Zustandekommen dieses Werkstattberichts. Die folgenden Beiträge entstanden im intensiven Austausch innerhalb der Projektgruppe. Wir wollen mit den folgenden Kapiteln schon heute die Arbeit von Planern und Genehmigungsbehörden erleichtern, da sie zu einer verbesserten Planungssicherheit führen.

Grundlage dafür ist eine möglichst adäquate Einschätzung der zunehmenden Extremereignisse, insbesondere die Definition der hydrologischen Kenngrößen, also die stimmige Einordnung der Wiederkehrwahrscheinlichkeit der Extremereignisse, die die Starkregen- und Hochwassergefahr unserer Zeit prägen. Zahlreiche Messzeitreihen zeigen mindestens innerhalb der letzten 20 Jahre ein regional vermehrtes Aufkommen von Extremereignissen. Die bisherige Einordnung der Wiederkehrwahrscheinlichkeit dieser Ereignisse steht

¹ Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e.V.

in Frage. Zum einen ist der Vergleich zwischen den in den letzten Jahren aufgetretenen Extremereignissen und den historischen Beobachtungen unter dem Aspekt des Klimawandels als kritisch anzusehen, da sich die Auftretshäufigkeit solcher Ereignisse geändert hat. Andererseits ist zu erwarten, dass sich derartige Ereignisse mit der fortschreitenden Erwärmung der Atmosphäre weiter verschärfen. Die zu erwartenden Veränderungen werden jedoch in ihren saisonalen und räumlichen Verteilungen, je nach den regionalen Gegebenheiten, unterschiedlich ausfallen. Dies erfordert eine differenziertere Betrachtung, als dies mit den vor Jahrzehnten entwickelten Methoden und Verfahren möglich war. Die erweiterte Datenbasis, insbesondere die Extremereignisse der letzten zwei Jahrzehnte, müssen hier berücksichtigt werden. Allerdings erfordert dies auch Vorsicht, zeigen doch gerade die längeren Reihen, dass die natürliche Variabilität und anthropogenen Veränderungen eine Extrapolation der momentanen Trends erschweren. Je nach Untersuchungsraum und den dominierenden hydrologischen und meteorologischen Prozessen, werden sich unterschiedliche Muster der Veränderungen herausbilden, die dann in der Bemessungspraxis zu berücksichtigen sind. Die wohl stärkste Evidenz hierfür besteht derzeit im Bereich der Starkregen und damit der urbanen Hochwasser.

Hitzewellen und Unwetter prägen zunehmend den deutschen Sommer. Leider reicht die Datenbasis zur Charakterisierung von Starkregen noch nicht aus. Die räumlich relativ eng begrenzten Starkregenzellen werden in einer Vielzahl von Fällen durch die terrestrischen Niederschlag-Messgeräte nicht vollkommen, oder gar nicht erfasst, weil die erforderliche Messnetzdichte nicht vorhanden ist und mit den heute zur Verfügung stehenden Technologien auch nicht bezahlbar wäre. Um die räumliche Struktur und Verteilung der Niederschläge zu erfassen, hat sich die Niederschlagsmessung mit Wetterradar bewährt. Entsprechende Beispiele und Methoden, wie Radar gemessene Niederschlagsdaten im Hochwasser- und Starkregen-Risikomanagement verwendet werden können, fanden deshalb Aufnahme in den Werkstattbericht.

Auch für die Hochwasser- und Starkregen-Kenngrößen ist eine Weiterentwicklung der Berechnungsmethoden notwendig. Bisher galten lange Zeitreihen für die Ermittlung der Wiederkehrwahrscheinlichkeit als die verlässliche Grundlage. Mit der wesentlichen Veränderung des Niederschlagsregimes in den letzten Jahren steht diese Vorgehensweise zur Disposition, weil in den Zeitreihen Trends und Brüche zu finden sind. Es stellt sich die Frage, wie mit derartigen Phänomenen umgegangen werden kann, um verlässlichere Bemessungskenngrößen zu ermitteln und Unsicherheiten einzuschränken. In diesem Werkstattbericht werden neue Vorgehensweisen vorgestellt und mit Beispielen gezeigt, welche Möglichkeiten existieren, gesicherte statistische Ergebnisse zu erzielen, insbesondere vor dem Hintergrund der nachweisbar zeitlichen Dynamik der statistischen Größen – wie zum Beispiel dem HQ100. Somit kann das Unsicherheitsfeld bei der Planung von Schutzanlagen und bei der Erstellung von Gefahrenkarten für Hochwasser und/oder Starkregen eingegrenzt werden.

Nicht zuletzt geht es auch um die Darstellung von Starkregen- und Hochwassergefahrenkarten, die bisher in Deutschland in getrennten Kartenwerken dargestellt werden. Darüber hinaus werden die in den Karten dargestellten Szenarien gleicher Eintrittswahrscheinlichkeit auch noch regional und institutionell unterschiedlich benannt. Lösungsvorschläge für dieses Problem werden aufgezeigt und Impulse, wie mit der Frage einer verständlichen Kommunikation der Überflutungsgefahr umgegangen werden kann, gegeben. Zahlreiche Studien zeigen, dass die Naturgefahr Überschwemmung in der Gesellschaft unterschätzt wird - darüber müssen wir uns nicht wundern – so lange wir Hochwasser- und Starkregen-Risiken trotz der bestehenden Differenzierung der Verantwortlichkeiten nicht eindeutig und verständlich dem betroffenen Bürger mitteilen können. Um dies zu erreichen, versuchen wir einen Beitrag zu leisten.

Wir freuen uns, wenn Sie die hier diskutierten Impulse in Ihre Arbeit integrieren können und für Sie nützlich sind und wünschen für die Zukunft alles Gute!



1 Instationaritäten in den Belastungsgrößen

1.1 Detektion von Trends und Bruchpunkten

Svenja Fischer &
Andreas Schumann

1 Was bedeutet „Instationarität“?

Statistische Analysen gehen von konsistenten und homogenen Daten aus. Die Daten sind konsistent, wenn sie nicht durch Fehler bei der Messung (Gerätefehler, Wechsel der Messgeräte oder Messmethodik, Verlegung der Beobachtungsstation u.ä.) beeinflusst sind. Beobachtungswerte sind homogen, wenn das durch sie beschriebene Abflussregime unverändert bleibt. Eine Differenzierung zwischen „Konsistenz“ und „Homogenität“ ist insofern sinnvoll, als dass die Inkonsistenz von Daten leicht mit der Inhomogenität des Abflussregimes verwechselt werden kann. Es ist deshalb erforderlich, zunächst die Inkonsistenz der Daten zu prüfen, etwaige Fehler in der Datenerfassung zu erkennen und nach Möglichkeit zu korrigieren bevor man die Inhomogenität der Zeitreihe untersucht.

Inhomogenitäten hydrologischer Zeitreihen können sich z.B. durch anthropogene Eingriffe (z.B. durch Flächenversiegelung, Speicherbau, Gewässerausbau) oder durch klimatische Veränderungen ergeben (z.B. wärmere Winterhalbjahre und verringerte Schneebedeckung). Man kann zwischen plötzlichen und stetigen Veränderungen unterscheiden. Eine Abholzung, ein großflächiger Waldbrand oder eine neu gebaute Wasserüberleitung bedingt z.B. eine plötzliche Änderung des hydrologischen Regimes, einen Bruchpunkt. Die Änderung der Landnutzung, z.B. durch Aufforstung, bewirkt dagegen einen stetigen Trend.

In Zusammenhang mit Hochwasserabflüssen ist die nachfolgende mathematische Definition der Stationarität bedeutsam. Danach bezeichnet man in der Mathematik einen stochastischen Prozess¹ als „stationär“, wenn dieser durch Wahrscheinlichkeiten beschrieben werden kann, bei denen sich die zu Grunde liegenden Verteilungsfunktionen mit der Zeit nicht ändern. Damit sind bei einem stochastischen Prozess auch die statistischen Maßzahlen (z. B. Mittelwert

und Varianz sowie Autokorrelation) zeitlich konstant. Die zeitlichen Variationen einer Zeitreihe können in nicht-zyklische und zyklische Anteile unterschieden werden. Ein nicht-zyklischer Variationsanteil ist z.B. ein linearer Trend, der über Korrelations- und Regressionsrechnungen in Abhängigkeit von der Zeit ermittelt werden kann. Zyklische Variationen weisen in mehr oder weniger regelmäßigen Abständen relative Maxima und Minima auf. Die jahreszeitliche Variabilität meteorologischer Größen ist eine spezielle zyklische Variation, die eine jahreszeitliche Periode (12 Monate als Periodenlänge) darstellt. Bei unabhängigen Zufallsvariablen treten relative Maxima und Minima dagegen völlig unregelmäßig auf.

Bei der Untersuchung der Instationarität einer Zeitreihe wird geprüft, ob der analysierte stochastische Prozess einen Strukturbruch aufweist, d.h., ob sich das zu Grunde liegende Regime zeitlich verändert. Graduelle Strukturbrüche werden als Trends, abrupte als Sprünge bezeichnet. Strukturbrüche können verschiedene Ausprägungen haben: (1) permanent abrupt (ein Bruchpunkt), (2) permanent graduell (ein Trend) und (3) abrupt temporär (mehrere Bruchpunkte) (Abb. 1).

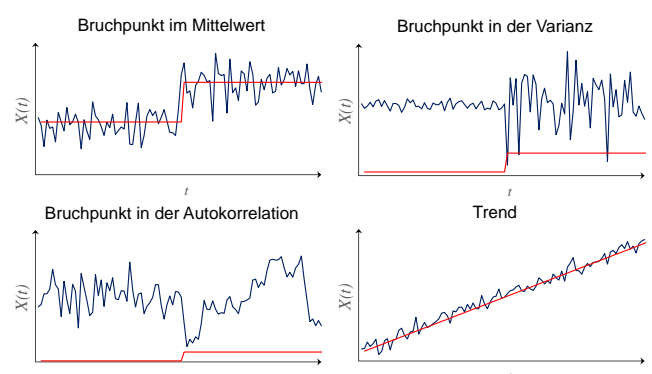


Abb. 1: Schematische Darstellung verschiedener Bruchpunkte und Trends. Rot dargestellt ist jeweils der Mittelwert, die Varianz, die Autokorrelation und die Trendkomponente (von links oben nach rechts unten)

¹ Das Wort Stochastik ist ein Sammelbegriff für die Gebiete Wahrscheinlichkeitstheorie und Statistik. In der Statistik zieht man aus beobachteten Daten Schlüsse über unbekanntes Wahrscheinlichkeiten, in der Wahrscheinlichkeitstheorie betrachtet man zufällige Prozesse mit festen, als bekannt angegebenen Wahrscheinlichkeiten.

Änderungen in Zeitreihen können sich auf Mittel, Median, Varianz, Autokorrelation oder fast jede andere statistische Kenngröße auswirken. Die Ermittlung ist oft schwierig. So bewirken Trends und Sprünge gleichermaßen Veränderungen der Mittelwerte.

Grundlage der Untersuchung auf Bruchpunkte sollte stets eine explorative Datenanalyse (**EDA**) sein, um auf diesem Wege die etwaige Inhomogenität der Daten wie Ausreißer, Fehlwerte, Veränderungen der Mess- und Auswertemethodik zu erkennen und dann zeitliche (z.B. Trends, Sprünge, Saisonalität) sowie regionale Muster zu identifizieren. Durch den regionalen Vergleich anhand der Ergebnisse mehrerer Zeitreihen benachbarter Pegel kann man prüfen, ob regionale Muster existieren. Die explorative Datenanalyse stellt die Voraussetzung für die Interpretation und Präsentation der Ergebnisse einer statistischen Analyse, z.B. für die Prüfung der Residuen oder Trends, dar und für die Berechnung der Signifikanz im Rahmen der Teststatistik. Zu den gängigen Darstellungsformen, die für hydrologische Datenreihen nützlich sind, gehören Histogramme und Normalverteilungs-Plots, Zeitreihendarstellungen, Autokorrelationsdarstellungen, Streudiagramme und Glättungskurven.

Um im nächsten Schritt Trends und sprunghafte Veränderungen in Zeitreihen zu detektieren, sind folgende Schritte erforderlich:

1. Entscheiden, welche Art von Serie bzw. Variable in Abhängigkeit von der Aufgabenstellung untersucht werden soll (z.B. Test der Monatsmittel, jährliche Maxima, saisonbereinigte Daten, etc.).
2. Entscheiden, welche Arten von Änderungen untersucht werden sollen (allmähliche Veränderungen oder Bruchpunkte).
3. Prüfung der Grundannahmen für die anzuwendenden Tests (z.B. Normalverteiltheit der Daten)
4. Festlegen des Signifikanzniveaus (üblicherweise 0,05).
5. Auswahl des statistischen Tests (mehr als ein Test ist gute Praxis!)
6. Untersuchung und Interpretation der Ergebnisse.

Die Instationarität einer Zeitreihe kann mit unterschiedlichen Ansätzen untersucht werden:

- *Zerlegung der Zeitreihe in Segmente*

Die Zeitreihe wird in i Segmente der Länge n zerlegt, wobei jedes Segment als in sich stationär angenommen wird. Für die i Segmente werden charakteristische statistische Werte bestimmt und miteinander verglichen. Überschreiten die Abweichungen der statistischen Werte bestimmte Schwellenwerte, die von der Wahl des Signifikanzniveaus abhängen, so wird die Zeitreihe als instationär angenommen. Es han-

delt sich dabei um eine **Bruchpunktanalyse**, d.h. die Brüche werden gesucht, indem man Teilreihen mit möglichst großen Unterschieden identifiziert. An einem Bruchpunkt tritt dann eine sprunghafte Veränderung auf.

- *Analyse der gesamten Zeitreihe ohne Zerlegung in Segmente*

Zur Analyse der Zeitreihe wird die zeitliche Veränderung über den gesamten betrachteten Zeitraum ohne Zerlegung in Segmente analysiert. Hierzu erfolgt eine **Trendanalyse**.

- *Ermittlung von Zeitabschnitten mit Trends in Zeitreihen mit Hilfe eines gleitenden Fensters („Moving window“)*

Beginnend beim Startpunkt der Zeitreihe werden Teilzeitreihen mit einer Länge von x Jahren (z.B. 30, 40, 50 Jahre) betrachtet, wobei das Zeitfenster schrittweise über den Gesamtzeitraum verschoben wird. Die Berechnung der Trends und der Signifikanzwerte weist dann oftmals Teilzeitreihen mit positiven und andere mit negativen Trends auf.

2 Detektion sprunghafter Änderungen

Die Prüfung auf sprunghafte Veränderungen in einer Zeitreihe kann durch den Vergleich der zu betrachtenden Merkmale für die Teilreihen erfolgen. Saisonalität sollte dabei in den zu analysierenden Zeitreihen nicht auftreten und kann zuvor entfernt werden. Liegen signifikante Instationaritäten oder Abhängigkeiten in den Datensätzen vor, so müssen diese zunächst deterministisch auf Plausibilität überprüft und anschließend je nach Anforderungen der Methodik entweder vor der Durchführung der Analyse um diese Einflüsse bereinigt werden oder aber durch spezielle Verfahren in die Analysen integriert werden.

Es sind verschiedene Tests für unterschiedliche Bruchpunkt- und Trendszenarien verfügbar:

Untersuchung eines Bruchs im Mittelwert/Lageparameter

1. *Pettitt-Test*

Rang-basierter Test der Veränderung einer Reihe. Der Test ist robust gegenüber Veränderungen in der Form der Verteilungsfunktion.

2. *Wilcoxon-Mann-Whitney Test auch als Mann-Whitney Test oder Rangsummentest (U-Test) bezeichnet*

Diese rangbasierten Tests spüren Abweichungen des Mittelwerts durch Vergleich zweier unabhängiger Stichproben auf. Der Test erfolgt mit Hilfe von Rang-

zahlen und ist robust.

3. *t-Test nach Student*

Dieser Test gehört zu den am meisten angewendeten Tests. Er kann unter anderem verwendet werden, um zwei Stichproben auf Mittelwertunterschiede zu testen. Voraussetzung für den t-Test ist eine normalverteilte Stichprobe.

Untersuchung auf einen Bruch in der Varianz

1. *Cusum- Test (Inclan und Tiao, 1994)*

Der Cusum-Test (cumulative-sums-Test) betrachtet die Varianz der kummulierten Summen zweier Teilreihen. Er setzt Normalverteiltheit der Daten voraus.

2. *F-Test*

Dieser Test vergleicht die Varianzen zweier normalverteilter Stichproben und ist für nicht-normalverteilte hydrologische Zeitreihen somit nicht hinreichend.

3. *Gini's Mean Difference Test (Gerstenberger et al., 2019)*

Dieser Test wendet einen Schätzer für die Varianz (Gini's mean difference) auf die beiden Teilreihen an. Er ist robust.

Untersuchung auf einen Bruch in der Autokorrelation

- CUSUM-artiger Test basierend auf Pearson's Korrelationskoeffizient oder Spearman's Rho (Wied und Galeano, 2013)

Zu bemerken ist, dass diese Tests zunächst nur für unabhängige Daten konzipiert sind. Erweiterungen der Test für abhängige Zeitreihen werden stetig weiterentwickelt. Da meist der Zeitpunkt der Änderung nicht bekannt ist, kann die Zeitreihe in zwei Teilzeitreihen aufgeteilt werden. Im weiteren Verlauf wird der Trennpunkt der Zeitreihe sukzessive variiert und der Test wiederholt. Durch Vergleich der Testresultate kann der signifikanteste Unterschied zwischen den Teilreihen lokalisiert werden.

3 Detektion von Trends (Tests auf allmähliche Veränderungen)

Um allmähliche Veränderungen zu ermitteln, werden Regressionen zwischen den Werten der Zeitreihe und einer Zeitvariablen aufgestellt. Der einfachste Ansatz ist die lineare Regression. Die Nullhypothese bezieht sich auf den Anstieg der Regressionsgeraden. Die Abweichung des Regressionskoeffizienten von Null ist auf Signifikanz zu prüfen. Hierzu kann der t-Test verwendet werden.

Ein oft verwendeter Indikatorwert für einen Trend ist das Trend-Rausch-Verhältnis. Es beruht auf dem Vergleich des absolute Trendwertes T_r , der Differenz zwischen End- und Anfangsordinatenwert der Regressionsgleichung, mit der Standardabweichung der Werte im betrachteten Zeitabschnitt:

$$\frac{T}{R} = \frac{T_r}{\sigma}$$

wobei σ die Standardabweichung ist. Überschreitet dieses Verhältnis die 2σ -Grenze (1,96), so ist die Hypothese „es liegt kein Trend vor“ abzulehnen. Diese Methode setzt normalverteilte Daten voraus.

Als robuste Variante der linearen Regression wird häufig Sen's Slope verwendet, welcher ebenfalls den Trend berechnet und in Kombination mit Konfidenzbändern genutzt werden kann (Akritas et al., 1995).

Der gebräuchlichste Test für die Ermittlung der Signifikanz eines Trends ist der Trendtest nach Mann-Kendall.

Der Trend-Test nach Mann-Kendall prüft, ob die Werte in einer Zeitreihe monoton zu- oder abnehmen. Er ist robust und erfordert keine vorgegebene Verteilung der Daten, lediglich Stationarität der Varianz. Falls die Zeitreihe Saisonalität aufweist, kann diese in einer Erweiterung des Tests berücksichtigt werden.

4 Gebräuchliche statistische Tests zur Detektion von Instationaritäten

Der Wilcoxon-Test zur Ermittlung von Bruchpunkten des Mittelwertes

Der Wilcoxon-Test unterteilt die Zeitreihe x_1, \dots, x_N in zwei Teilreihen (x_1, \dots, x_m) und $(x_{m+1}, \dots, x_{N-m})$. Die Nullhypothese lautet, dass der Mittelwert von (x_1, \dots, x_m) gleich dem Mittelwert von $(x_{m+1}, \dots, x_{N-m})$ ist. Zunächst wird eine neue Serie gebildet, in der die Elemente beider Zeitreihen in ansteigender Folge geordnet werden. Anschließend wird die Summe der Rangzahlen der ersten Serie (x_1, \dots, x_m) berechnet mit $r(x_i)$ Rangzahl der Beobachtung x_i in der geordneten Reihe x_1, \dots, x_N .

$$R_1 = \sum_{i=1}^m r(x_i)$$

Die Frage, ob beide Teilreihen gleiche Mittelwerte aufweisen, kann dann mit der folgenden Prüfgröße Z beantwortet werden (Maidment, 1993)

$$z = \frac{R_1 - \frac{m(N+1)}{2}}{\sqrt{\frac{m(N-m)(N+1)}{12}}}$$

welche approximativ standardnormalverteilt ist.

Die Hypothese gleicher Mittelwerte der beiden Teilreihen wird abgelehnt, falls

$$|z| > z_{1-\alpha/2}$$

mit $z_{1-\alpha/2}$ als $(1-\alpha/2)$ -Quantil der Standardnormalverteilung und α als Signifikanzniveau (meist $\alpha=0,05$, d.h. $z_{1-\alpha/2}=1,96$).

Trendtest nach Mann-Kendall

Die Nullhypothese H_0 lautet: $P(X_j > X_i) = 0,5$, wobei $j > i$
 H_1 : $P(X_j > X_i) \neq 0,5$
 (zweiseitiger Test).

Bei diesem Testverfahren ergibt sich die Prüfgröße aus der Summe der Vorzeichen aller Werte x_1, \dots, x_n , die nach folgender Beziehung ermittelt werden

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sign}(x_j - x_i)$$

wobei

$$\text{sign}(x_j - x_i) = \begin{cases} +1 & \text{falls } x_j - x_i > 0 \\ 0 & \text{falls } x_j - x_i = 0 \\ -1 & \text{falls } x_j - x_i < 0 \end{cases}$$

Ein hoher positiver Wert von S weist auf einen fallenden Trend, ein hoher negativer Wert auf einen steigenden Trend hin. Diese Größe S ist für $n > 10$ eine normalverteilte Zufallsvariable mit dem Mittelwert $\bar{S} = 0$ und der Varianz

$$\sigma_S^2 = \frac{1}{18} [n \cdot (n-1) \cdot (2 \cdot n + 5)]$$

Hieraus ergibt sich die Testgröße nach Mann-Kendall zu:

$$Z = \frac{S-1}{\sigma_S} \quad \text{falls } S > 0$$

$$Z = 0 \quad \text{falls } S = 0$$

$$Z = \frac{S+1}{\sigma_S} \quad \text{falls } S < 0$$

Diese Testgröße ist standardnormalverteilt und kann über die Normalverteilung auf Signifikanz überprüft werden. Bei Verwendung des gebräuchlichen Wertes $\alpha=0,05$ ergibt sich ein kritischer Wert von $z=1,96$.

Treten in einer Zeitreihe sogenannte Bindungen oder verbundene Ränge auf, d.h. identische Werte mit Ranggleichheit, die demzufolge in einer Gruppe gleicher Rangzahl gelistet werden, ist eine Korrektur der Varianz notwendig:

$$\sigma_S^2 = \frac{n \cdot (n-1) \cdot (2n+5) - \sum_{i=1}^p R_i (R_i-1) \cdot (2R_i+5)}{18}$$

wobei

R_i = Anzahl der Werte mit jeweils gleichen Rängen in der i -ten Bindungsgruppe

p = Anzahl der Bindungsgruppen

5 Problematik der Ermittlung von Instationaritäten und deren Fortschreibung in die Zukunft

Zur Überprüfung der Stationarität einer Zeitreihe sollte nicht nur ein Verfahren herangezogen werden, sondern es sollten stets mehrere Testmethoden angewendet werden, um zu einer belastbaren Aussage zu gelangen. Im optimalen Fall führen alle Verfahren zu dem Ergebnis der Stationarität bzw. Instationarität, was jedoch nicht zwangsläufig gegeben sein muss. Falls nicht alle Testverfahren ein eindeutiges Ergebnis liefern, muss man anhand der zu bearbeitenden Aufgabenstellung eine Gewichtung der Ergebnisse vornehmen, womit ein gewisses Maß an Subjektivität nicht ausgeschlossen werden kann. Wichtig ist deshalb, durch die Analyse der Prozesse bzw. des Systems eine Begründung für festgestellte Instationaritäten zu suchen. So führte z.B. der Ausbau des Oberrheins zu einer Beschleunigung der Hochwasserwellen und einem Anstieg der Hochwasserscheitel. Durch das Integrierte Rheinprogramm sollen diese Regimeänderungen wieder reduziert werden. Klimatisch bedingte Veränderungen der Abflüsse sollten durch Veränderungen der Niederschlagsreihen bzw. der energetischen Bedingungen, die die Verdunstung bestimmen, begründbar sein. Derartige Veränderungen ließen sich regional, d.h. an verschiedenen, voneinander unabhängigen Abflussmessstellen feststellen.

Bei einem Test eines natürlichen Prozesses auf Stationarität ist zu beachten, dass das zugrundeliegende physikalische System in der Regel nicht

hinreichend bekannt ist. Das hier betrachtete hydrologische System weist in der Regel sowohl stochastische als auch deterministische Komponenten auf. Auf Grund der Datenlage kann jeder Instationaritätstest nur auf einzelne Stichproben und nicht auf die Grundgesamtheit der Daten angewendet werden. Es muss zunächst angenommen werden, dass die vorliegende Stichprobe das Verhalten des zugrundeliegenden Prozesses hinreichend beschreibt und somit repräsentativ ist. Diese Annahme ist fraglich, da man von zyklischen klimatischen Veränderungen ausgehen muss (Koutsoyiannis, 2003). Damit sind Prozesse mit langen Perioden bei zu kurzen Zeitreihen nicht hinreichend repräsentiert. Beispielsweise wäre das Verhalten eines natürlichen Prozesses mit Schwankungen mit einer Periodendauer von 100 Jahren in der Zeitreihe mit einer Stichprobe von 20 Jahren Länge nicht nachzuweisen (Abb.2). Je nach betrachtetem Zeitraum würden sich steigende oder fallende Trends nachweisen lassen, die allerdings nicht von Dauer wären. Aufgrund der Tatsache, dass der zugrundeliegende Prozess in der Regel nicht bekannt ist, kann ein Test auf Stationarität keine absolut objektive Aussage liefern. Vielmehr kann der Nachweis der Stationarität bzw. Instationarität nur anhand der vorliegenden Stichprobe auf einem zu wählenden Signifikanzniveau erfolgen. Die Wahl des Signifikanzniveaus ist für die Ermittlung von Instationaritäten auf statistischer Grundlage maßgebend. Es wird auch als „Irrtumswahrscheinlichkeit“ bezeichnet, da es angibt, wie wahrscheinlich es ist, dass eine exakt zutreffende statistische Nullhypothese (d.h. in diesem Zusammenhang, es trete kein Trend oder Bruchpunkt im betrachteten Zeitraum auf) anhand der Daten irrtümlich verworfen werden könnte. In hydrologischen Analysen ist hierfür die Wahl von 0,05 üblich.

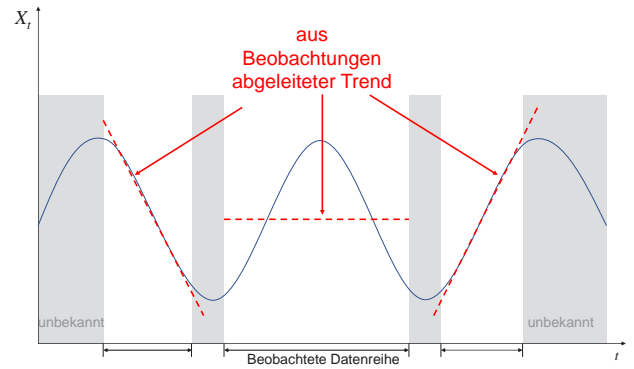


Abb. 2: Beispiel einer beobachteten Datenreihe, die den zugrundeliegenden Prozess nicht hinreichend beschreibt.

Lässt man höhere Werte für das Signifikanzniveau zu (z.B. 0,1) wird man eine größere Anzahl von Instationaritäten entdecken (man spricht hier auch von einer „Entdeckerstrategie“). Die Wahrscheinlichkeit, z.B. einen vermeintlichen Trend irrtümlich für einen Zeitraum ohne Trend zu ermitteln, wäre aber doppelt so hoch. Auch für Bruchpunkte hat die Wahl des Signifikanzniveaus eine ähnliche Wirkung: Je höher das Signifikanzniveau, umso mehr Bruchpunkte werden entdeckt.

Ein Beispiel für ermittelte Bruchpunkte ist in Abb.3 für die Reihe der Jahreshöchstabflüsse am Rheinpegel in Köln dargestellt. In dieser langjährigen Reihe werden bei einer Wahl des Signifikanzniveaus von 0,05 drei Bruchpunkte für den Mittelwert deutlich: 1969/70, hier folgen 7 Jahre mit niedrigen Hochwasserwerten, der Bruchpunkt 1976/77, hier folgen 26 Jahre mit hohen Werten, und 2003/04 mit einem Zeitraum von 10 Jahren und einem Mittelwert, der in etwa dem des Zeitraumes 1817 bis 1969 entspricht.

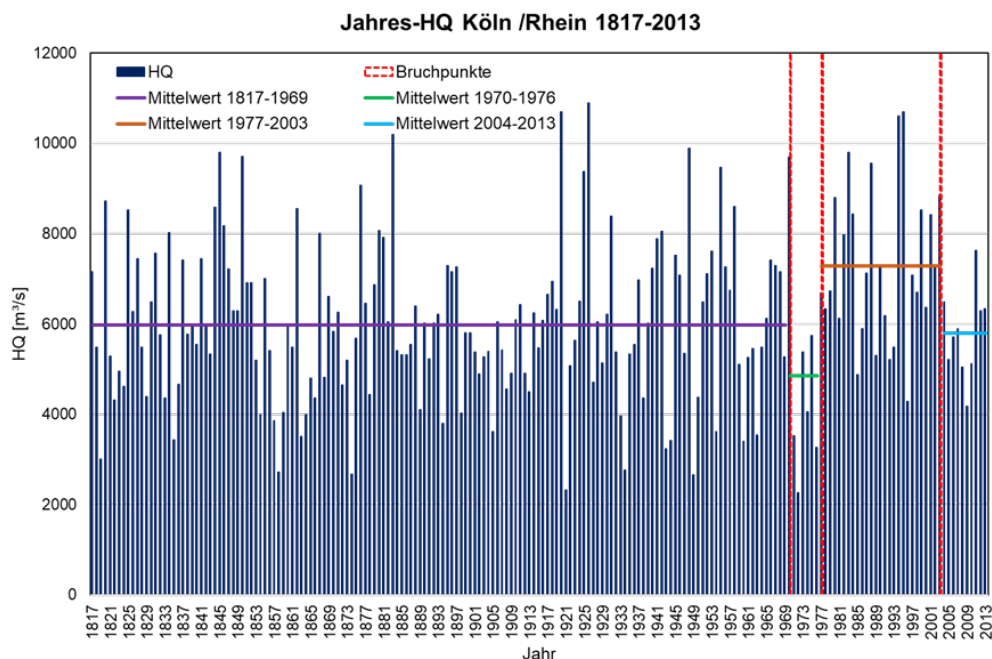


Abb. 3 Bruchpunkte in der Reihe der Jahreshöchstabflüsse in Köln 1817-2013 bei einer Wahl des Signifikanzniveaus von 0,05



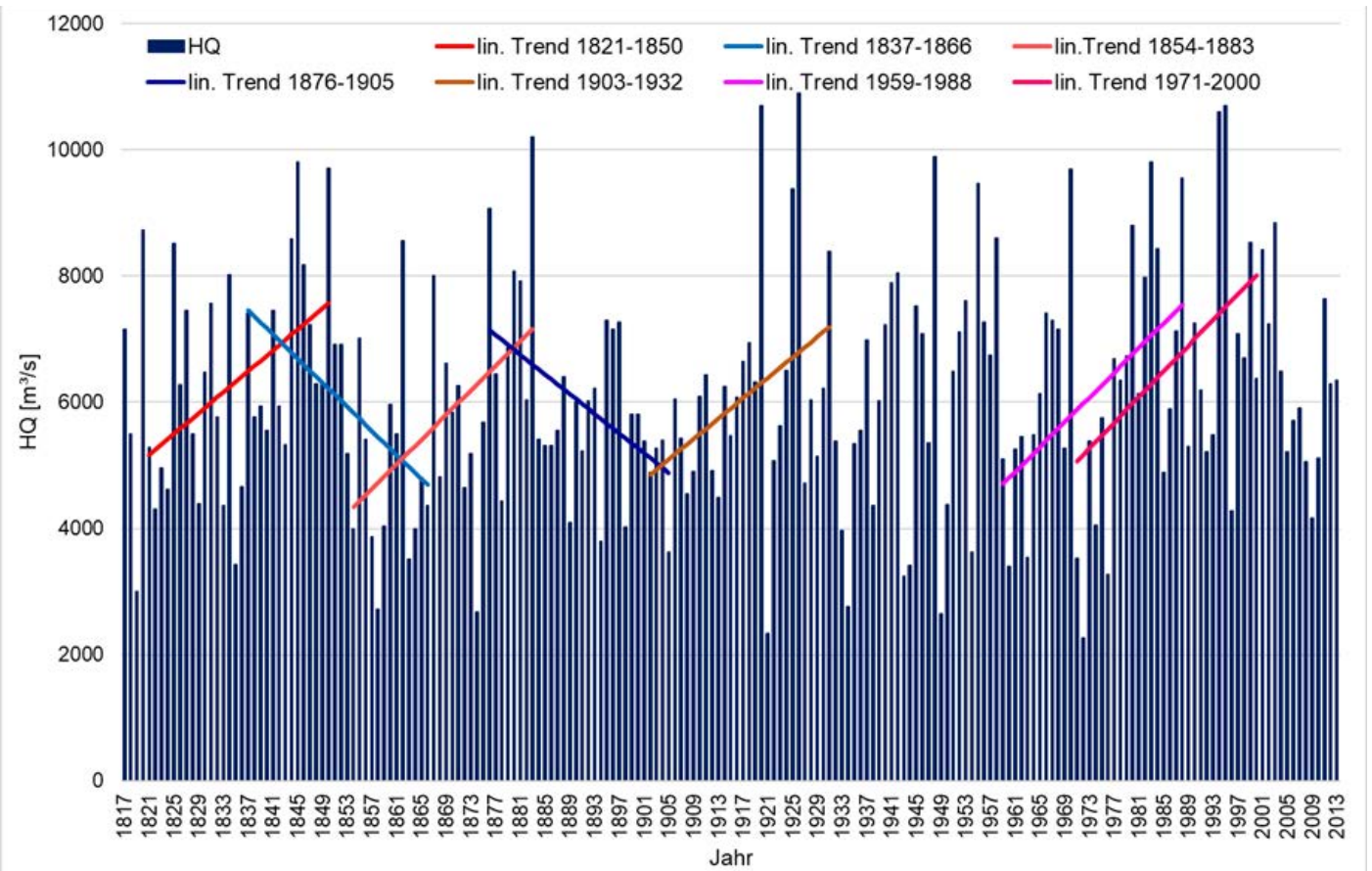
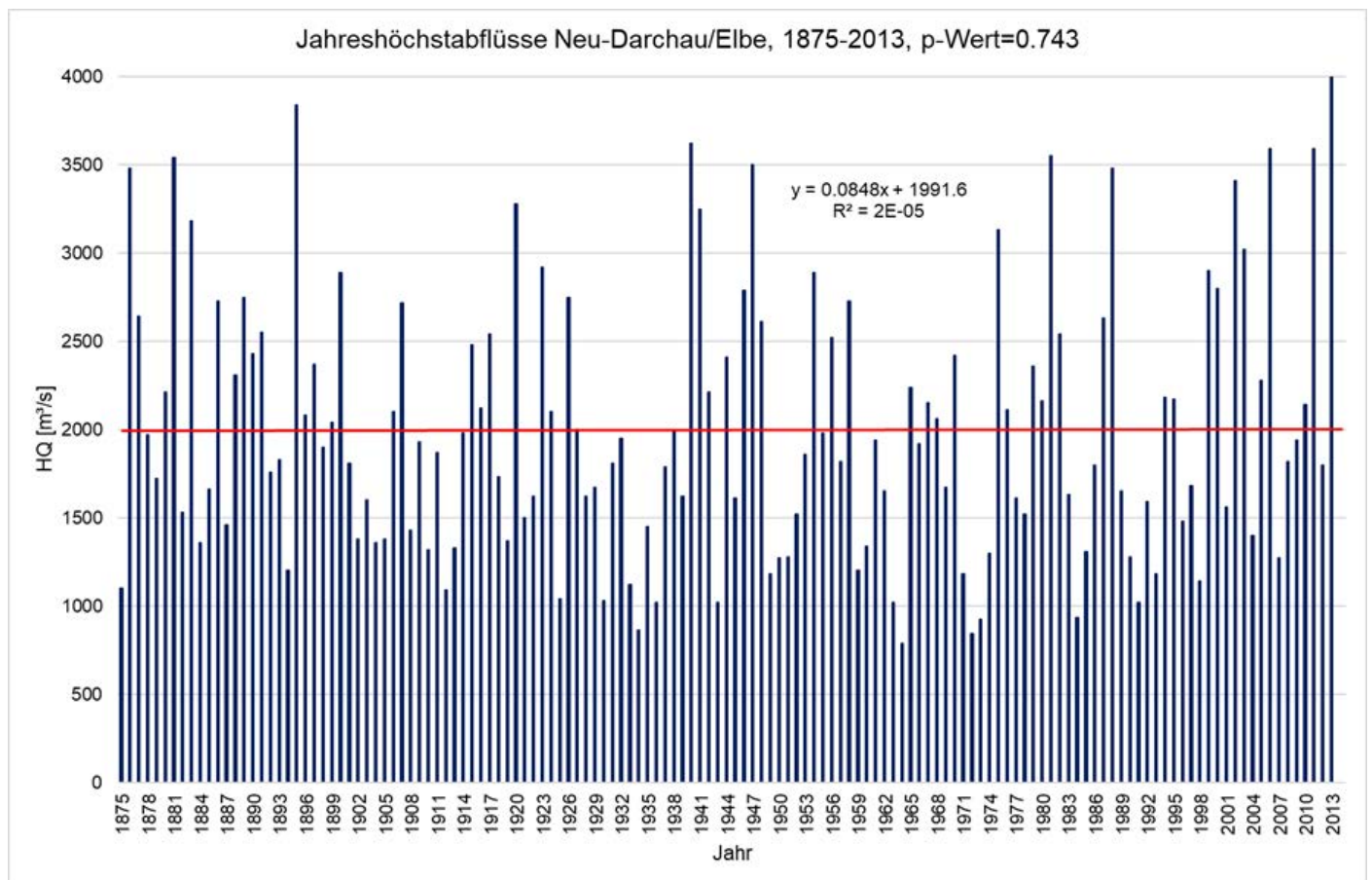


Abb. 4 Signifikante Trends nach dem Mann-Kendall-Test mit einem Signifikanzniveau von 0,05 in der Reihe der Jahreshöchstabflüsse in Köln 1817-2013



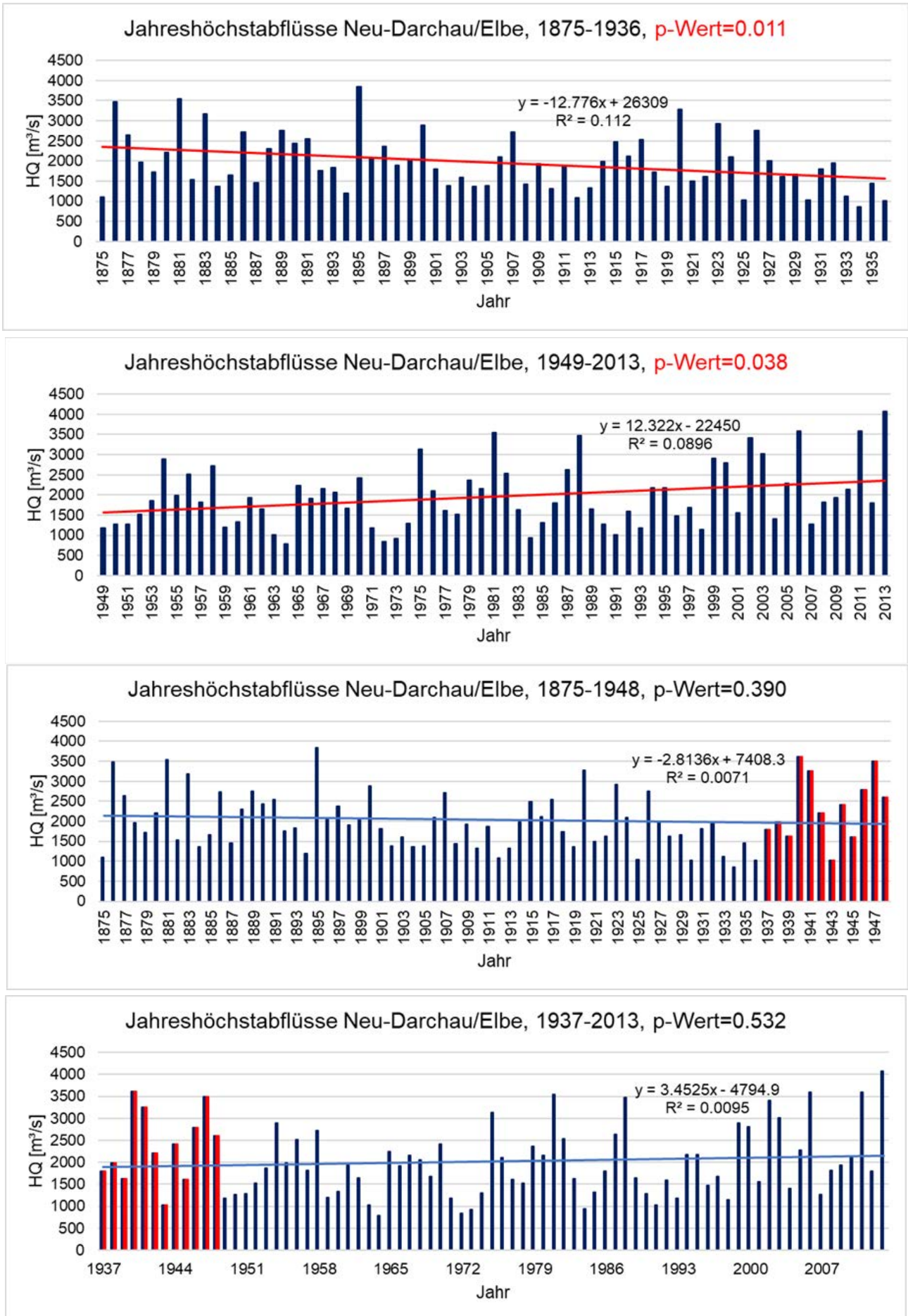


Abb. 5 Abhängigkeit eines Trends vom gewählten Betrachtungszeitraum am Beispiel der Jahreshöchstabflüsse am Pegel Neu-Darchau/Elbe. Seite 15, unten: Die Gesamtreihe weist keinen Trend auf. Zweite und dritte Darstellung (oben): Für zwei Teilzeiträume lassen sich signifikante negative und positive Trends nachweisen. Die beiden unteren Darstellungen zeigen, dass sich die signifikanten Trends bei Verlängerung des Betrachtungszeitraums um jeweils 12 weitere Jahre als insignifikant erweisen.

Wird für die gleiche Reihe der Jahreshöchstabflüsse eine Trendanalyse mit einem gleitenden Fenster von 30 Jahren durchgeführt und der Mann-Kendall Test angewandt, wird die Abhängigkeit der festgestellten Trends vom Beginn und Endpunkt des Betrachtungszeitraums deutlich. Es treten hochwasserarme und –reiche Zeiträume auf, an deren Übergängen steigende und fallende Trends sichtbar werden. In Abb. 4 ist ein Beispiel für mehrere gegenläufige signifikante Trends (Signifikanzniveau 0,05) für jeweils 30 Jahre umfassende Zeitabschnitte der Reihe der Jahreshöchstabflüsse in Köln dargestellt. Keiner der positiven oder negativen Trends erwies sich als dauerhaft. Es ist zu beachten, dass die Signifikanz eines Trends stark vom betrachteten Zeitraum abhängt, was die Aussagekraft großräumiger Trendanalysen für ein vorab definiertes Zeitfenster mindert (Petrov und Merz, 2009). Im Beispiel der Abb. 4 wird z.B. auch für den Zeitraum 1980 bis 2009 ein signifikanter negativer Trend festgestellt, wenn man als Signifikanzniveau 0,1 wählt. Der positive Trend 1971-2000 weist dagegen eine wesentlich geringere Irrtumswahrscheinlichkeit von 0,027 auf. Verschiebt man den Betrachtungszeitraum somit um 9 Jahre, kehrt sich der festgestellte Trend um.

In Hinblick auf ein mögliches zyklisches Verhalten sollten möglichst lange Zeitreihen analysiert werden. Da diese Prozesse jedoch nicht hinreichend genau bekannt sind, kann auch eine lange Zeitreihe nur zeitlich befristete Trends aufweisen, wie Abb. 4 zeigt. Der Nachweis eines Trends hängt stark vom jeweils gewählten Zeitraum ab. In Abb. 5 ist die 139 Jahre umfassende Zeitreihe der Jahreshöchstabflüsse am Elbe-Pegel in Neu-Darchau dargestellt. Die Reihe weist über den gesamten Beobachtungszeitraum keinen signifikanten Trend auf. Die Irrtumswahrscheinlichkeit der Annahme eines Trends liegt bei 0,743. In den Teilreihen 1875-1936 und 1949-2013 treten dagegen signifikante Trends auf. Ein negativer Trend im ersten Zeitraum von 62 Jahren und ein positiver Trend im zweiten Betrachtungszeitraum von 65 Jahren. Es fällt auf, dass der Zeitabschnitt 1937 bis 1948, der relativ hohe Hochwasser beinhaltet, nicht in diesen beiden trendbehafteten Zeiträumen enthalten ist. Wenn er als Teil des ersten Abschnittes betrachtet wird (Zeitreihe 1875-1948) ist in diesem kein signifikanter Trend mehr nachweisbar. Ein ähnliches Ergebnis ergibt sich, wenn man den zweiten trendbehafteten Zeitabschnitt verlängert und jetzt den Zeitraum 1937-2013 betrachtet. Auch hier ist kein signifikanter Trend mehr nachweisbar.

Zusammenfassend ist der Nachweis von Instationaritäten auf Grund von klimatischen Veränderungen insbesondere für Reihen der Jahreshöchstabflüsse sehr problematisch, da zyklische Einflüsse anzunehmen sind (Lun et al., 2020). Eine Extrapolation eines

signifikanten Trends ist damit fraglich. Falls Instationaritäten deterministisch erklärt werden können (z. B. als Ergebnisse wasserbaulicher Eingriffe), sollten die Zeitreihen an die zu erwartenden zukünftigen Verhältnisse angepasst werden, um Bemessungsgrößen abzuleiten.

Fazit

Die Untersuchung von Hochwasser-Zeitreihen auf Instationaritäten kann nicht nach einem einfachen Schema erfolgen. Die komplexen Prozesse und Veränderungen, die Einfluss auf eine Zeitreihe von Hochwassern haben, sowie die im Allgemeinen eher kurzen Beobachtungszeiträume erschweren die Detektion von Instationaritäten, machen die Attributierung festgestellter signifikanter Abweichungen vom langjährigen Verhalten schwierig und deren Extrapolation unmöglich. Generell sollten die folgenden drei Grundregeln vor Berücksichtigung einer Instationarität, z.B. durch das Entfernen dieser oder das Einbeziehen im Modell, beachtet werden:

1. Eine Prüfung der Homogenität und eine explorative Datenanalyse mit visueller Inspektion der Daten ist notwendig, da statistische Tests nicht eindeutig zwischen unterschiedlichen Instationaritäten unterscheiden können. Beispielsweise kann ein Trend durchaus als ein Bruchpunkt identifiziert werden und umgekehrt.
2. Die Vorgabe eines festen Zeitabschnittes für die untersuchten Teilreihen ist kritisch, da die Wahl des Anfangs- und Endzeitpunktes die Art und Signifikanz des Ergebnisses beeinflusst.
3. Etwaige Instationaritäten sollten stets regional untersucht werden, d.h. an mehreren räumlich benachbarten, jedoch voneinander unabhängigen Pegeln, um klimatische Veränderungen von lokalen Einflüssen zu unterscheiden. Es müssen immer mehrere Überprüfungen durchgeführt werden, bspw. durch mehrere statistische Tests.
4. Die Instationarität muss attribuiert werden, d.h. die Ursache der Instationarität muss identifizierbar sein. Bei einer klimatisch-bedingten Änderung muss diese beispielsweise auch in den Niederschlagszeitreihen erkennbar sein. Anthropogene Änderungen müssen klar auf ihre (meist baulichen) Ursachen zurückgeführt werden können.

Literatur

- Akritas, M. G., Murphy, S. A., und LaValley, M. P. (1995): The Theil–Sen estimator with doubly censored data and applications to astronomy, *Journal of the American Statistical Association*, 90 (429): 170–177.
- Gerstenberger, C., Vogel, D. und Wendler, M. (2019). Tests for scale changes based on pairwise differences. *J. Amer. Statist. Assoc.* 1-28.
- Inclan, C., und Tiao, G. C. (1994): Use of Cumulative Sums of Squares for Retrospective Detection of Changes of Variance. *Journal of the American Statistical Association* 89 (427), 913–923.
- Koutsoyiannis, D. (2003): Climate change, the Hurst phenomenon, and hydrological statistics. *Hydrological Sciences Journal* 48 (1), 3–24.
- Lun, D., Fischer, S., Viglione, A., und Blöschl, G. (2020): Detecting flood-rich and flood-poor periods in annual peak discharges across Europe. *Water Resour. Res.* DOI: 10.1029/2019WR026575.
- Petrow, T. und Merz, B. (2009): Trends in flood magnitude, frequency and seasonality in Germany in the period 1951–2002. *Journal of Hydrology* 371 (1-4), 129–141.
- Wied, D., und Galeano, P. (2013): Monitoring correlation change in a sequence of random variables, *Journal of Statistical Planning and Inference*, 143 (1), 186–196.



1.2 Hochwassertypen, Veränderung der Saisonalität und Auswirkungen auf die Hochwasserstatistik

Andreas Schumann

1 Bedeutung der Hochwassertypen und der Saisonalität für statistische Analysen

Bei der Betrachtung und statistischen Analyse von Jahreshöchstabflüssen werden die Unterschiede in der Entstehung der verschiedenen Hochwassertypen in der Regel vernachlässigt. Mit der Beschränkung auf die Statistik der Scheitelabflüsse wird nicht berücksichtigt, dass ein derartiger Abfluss aus unterschiedlichen Niederschlagstypen und verschiedenen Hochwasserentstehungsprozessen resultieren kann. Durch die Variabilität in der Hochwasserentstehung wird eine grundlegende Voraussetzung der mathematischen Statistik, die Homogenität der Stichprobe, nicht erfüllt. Neben diesem eher theoretischen Problem hat die Vernachlässigung der Hochwasserentstehungstypen praktische Relevanz. So werden z.B. häufig die Hochwasserrückhalteräume von Talsperren im Jahresverlauf variiert, um einen möglichst großen Hochwasserschutz im Frühjahr zu gewährleisten.

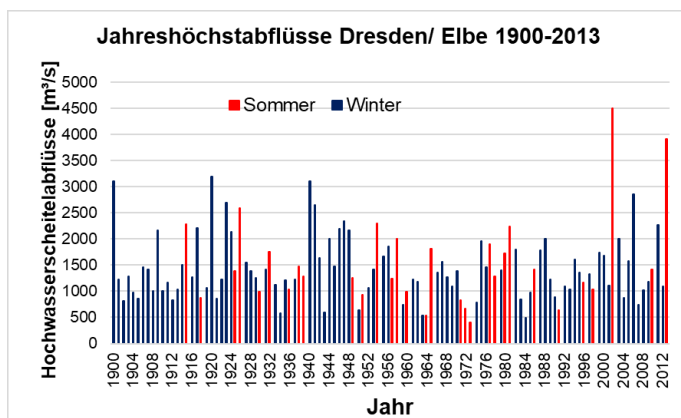


Abb. 1: Jahreshöchstabflüsse (Reihe 1900 bis 2013) am Pegel Dresden/ Elbe mit Differenzierung zwischen den Winter- und Sommerhochwassern.

Die Eigenschaften der verschiedenen Hochwasserereignisse sind je nach Ereignistyp deutlich unterschiedlich. So unterscheiden sich z.B. Hochwasser durch Starkregen oder durch Dauerregen in ihren Ganglinienformen und ihren Scheitel- Volumen-Beziehungen deutlich. Ereignisse mit einem hohen Abflussanteil aus der Schneeschmelze haben wiederum einen anderen Verlauf als durch Regen bedingte Hochwasserereignissen. Die Reihe der Jahreshöchstabflüsse stellt somit eine Mischung von Einzelereignissen unterschiedlicher Entstehungsbedingungen dar. Aufgegliedert in Prozessstypen besitzen die Teilstichproben der Hochwasserscheitel gleicher Genese in der Regel unterschiedliche statistische Eigenschaften.

Die Häufigkeiten einzelner Hochwassertypen weisen einen ausgeprägten saisonalen Verlauf auf. Je nach Einzugsgebietsgröße und Exposition ergibt sich daraus ein jahreszeitlich variables Hochwasserregime. So treten beispielsweise in vielen Flussgebieten Deutschlands häufig Frühjahrshochwasser auf. Neben der Schneeschmelze, die allerdings in den letzten Jahrzehnten als Hochwasserursache an Bedeutung verloren hat, sind eine höhere Anfangsfeuchte der Einzugsgebiete in Folge geringerer Verdunstung im Winterhalbjahr sowie höhere Niederschlagsmengen im Winterhalbjahr hierfür ursächlich. Dagegen treten im Herbst, der meist durch geringe Niederschläge und geringe Vorfeuchte des Bodens nach der Vegetationsphase gekennzeichnet ist, seltener Hochwasser auf. In Deutschland sind somit häufig kleine und mittlere Hochwasser in jedem Winterhalbjahr zu verzeichnen, wogegen mittlere und größere Hochwasser im Sommerhalbjahr nicht in jedem Jahr auftreten. Die Verteilungsfunktion der Jahreshöchstabflüsse kann somit in ihren Teilbereichen durch verschiedene Hochwassertypen bestimmt sein.

Tabelle 1: Statistische Kennwerte der Höchstabflüsse der Winter- und Sommerhalbjahre am Pegel Dresden/Elbe (Reihe 1900 - 2013)

	Jahreshöchstwerte	Höchstwerte Winterhalbjahr	Höchstwerte Sommerhalbjahr
Anzahl	114	114	114
Mittelwert (m ³ /s)	1458	1333	933
Standardabweichung (m ³ /s)	705.1	606.1	647.3
Schiefekoeffizient	1.511	0.969	2.720

Ein Beispiel ist in Abb. 1 mit der Reihe der Jahreshöchstabflüsse von 1900 bis 2013 am Pegel Dresden/ Elbe gegeben. Die Reihe umfasst 114 Jahre. In 83 Jahren trat der Jahreshöchstabfluss im Winterhalbjahr (November – April) auf. Der Scheitel eines Sommerhochwassers (Mai bis Oktober) war damit nur in 27% der Beobachtungsjahre ein Jahreshöchstabfluss. Im ersten Drittel der Reihe zählten hierzu nur 7 Ereignisse im Sommerhalbjahr, im zweiten Drittel 13 Ereignisse und im Zeitraum von 1976 bis 2013 weitere 11 Hochwasser.

Vergleicht man die statistischen Kennwerte der Höchstabflüsse der Winter- und Sommerhalbjahre werden die Unterschiede der Häufigkeitsverteilungen in Tabelle 1 deutlich.

Die wesentlich höhere Schiefe der Reihe der Sommerhöchstabflüsse bedingt einen deutlich unterschiedlichen Verlauf der angepassten Verteilungsfunktion im Vergleich zu den Höchstabflüssen des Winterhalbjahres (Abb.2). Aus den Schnittpunkten dieser Verteilungen wird deutlich, dass der Bereich der kleineren Hochwasser durch die Winter-Ereignisse, der obere Bereich dagegen eher durch die Sommer-Ereignisse bedingt wird. Die Schiefe der Reihe der Sommerhochwasser weist auch auf das Vorhandensein extrem großer Hochwasser (im Beispiel in den Jahren 2002 und 2013) hin.

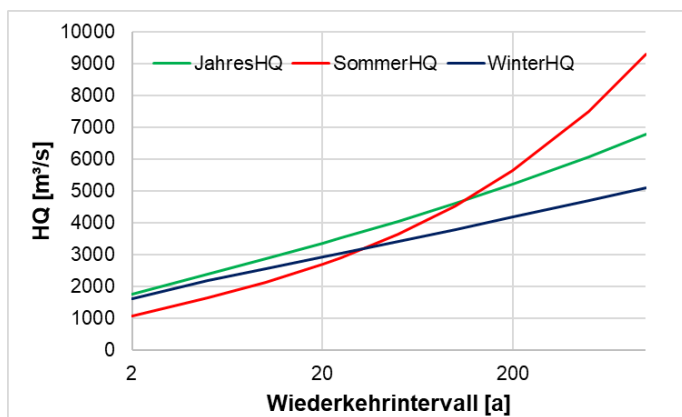


Abb. 2: Angepasste Allgemeine Extremwertverteilungen (L-Momente) an die Reihen der Jahreshöchstabflüsse und die Reihen der Sommer- bzw. Winterhöchstwerte.

Eine saisonale Differenzierung in Winter- und Sommerereignisse, die Anpassung zweier Verteilungsfunktionen und eine häufigkeitsbasierte multiplikative Mischung beider Ereignisgruppen (Stedinger et al., 1993; Schumann, 2005; DWA 2012) ist eine einfache Möglichkeit, um die Unterschiede zwischen Sommer- und Winterhochwasser statistisch zu berücksichtigen.

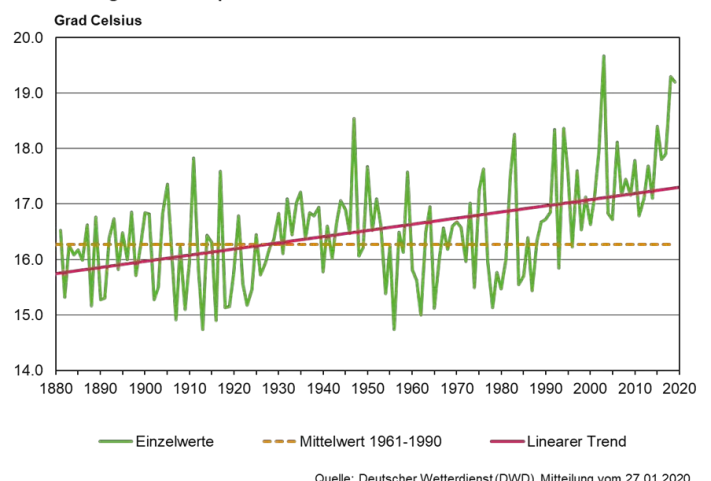
2 Veränderung der Saisonalität des Hochwasserregimes

Mit der Veränderung der klimatischen Verhältnisse verändern sich auch die Bedingungen der Hochwasserentstehung. Beispielsweise waren in den vergangenen Jahrhunderten die Frühjahre auf Grund des Eisaufruchs der zugefrorenen Flüsse und des erhöhten Abflusses durch die Schneeschmelze gefährdete Hochwasserzeiträume. Eine der größten Umweltkatastrophen der jüngeren Neuzeit, das Extremhochwasser im Februar und März 1784, das in den Einzugsgebieten von Elbe und Rhein zu verheerenden Überschwemmungen führte (Glaser, 2001) ist z.B. auf das Zusammentreffen dieser bei-

den Phänomene, verstärkt durch einen Warmlufteinbruch, verbunden mit Dauerregen, zurückzuführen. Bis auf wenige Ausnahmen, die sich auf kontinental geprägte klimatische Bereiche in den Einzugsgebieten der Elbe und Oder beschränkten, traten derartige Eishochwasser in den letzten 50 Jahren kaum noch auf. Die Veränderung der Wintertemperaturen führt dazu, dass die Schneeeakkumulation geringer ist und statt Schneeschmelzhochwasser im Frühjahr eher Regenhochwasser in den Wintermonaten auftreten (eine Ausnahme bildete der schneereiche Winter 2018/19 am Alpennordrand). Mit der Verringerung der Schneehöhen und steigender Regenanteile werden die Schneeschmelzhochwasser im Frühjahr durch den Klimawandel vermutlich an Bedeutung verlieren. Für kleine und mittlere Einzugsgebiete gravierender wird sich jedoch die Erhöhung der Sommertemperaturen auswirken. Seit 1988 sind die mittleren Tagesmitteltemperaturen Deutschlands höher als der klimatologische Mittelwert 1961-90 (Abb.3).

Der Sommer 2019 war nach dem Sommer 2003 und 2018 mit einer Durchschnittstemperatur von 19,2 °C der drittwärmste Sommer seit 1881 (Abb. 3). Eine derartige Zunahme der Sommertemperatur hat Auswirkungen auf die konvektive Niederschlagsbildung („Wärmegewitter“) und die Häufigkeit von sommerlichen Starkregen (siehe Kapitel 3). Die Verschiebung der saisonalen Verteilung der Jahreshöchstabflüsse kann am Beispiel der Zeitreihe 1912 – 2008 am Em-scher-Pegel Oberhausen-Königstrasse verdeutlicht werden.

Mittlere Tagesmitteltemperatur im Sommer in Deutschland 1881 bis 2019



Quelle: Deutscher Wetterdienst (DWD), Mitteilung vom 27.01.2020

Abb. 3 : Temperaturwerte in °C im Sommer in Deutschland 1881-2019 mit Mittelwert für die Jahre 1961-1990 und linearem Trend. (<https://www.umweltbundesamt.de/daten/klima/trends-der-lufttemperatur#mildere-herbste-und-winter>)

Vergleicht man die saisonale Verteilung der Jahres-HQ- Werte zwischen den drei Teilreihen 1912-50, 1951-80 und 1981- 2008 zeigen sich deutliche Unterschiede. Traten bis 1950 82% der Jahres-HQ- Werte im Winter (Zeitraum November bis April) auf, so war zwischen 1951 und 1980 die Verteilung auf beide

Halbjahre nahezu ausgeglichen. Seit 1981 überwiegt dann der Anteil der Sommerhochwasser (Monate Mai bis Oktober) (Tab. 2).

Tabelle 2: Häufigkeit des Auftretens der Jahreshöchstabflüsse im Winter- und Sommerhalbjahr am Pegel Oberhausen-Königsstraße/ Emscher

Halbjahr	Reihe 1912-50	Reihe 1951-80	Reihe 1981-2008
Nov- Apr	0,821	0,448	0,321
Mai- Okt	0,179	0,552	0,679

Auf der Grundlage einer Direktionalstatistik wurden die Erwartungswerte des Kalendertages des Jahreshöchstabflusses berechnet. Für die Reihe 1912-1961 war dies der 15. Dezember, für die Teilreihe 1962-2008 der 8. August.

3 Veränderung der Saisonalität bewirkt Veränderung der Häufigkeiten von einzelnen Hochwassertypen

Die Reihen der Winter- und Sommerhöchstwerte beinhalten Hochwasserereignisse unterschiedlicher Entstehung. So können im Sommer z.B. konvektive Starkregen oder Dauerregen ähnliche Hochwasserscheitel bedingen. Im Winter können sowohl Regen als auch Schneeschmelzhochwasser (mehr oder weniger verstärkt durch Regen) auftreten. Eine weitergehende Unterteilung von Hochwasser in Ereignistypen (Starkregen, Dauerregen, lange und mehrgipflige Ereignisse, Regen-auf-Schnee-Ereignisse und Schneeschmelz-dominierte Hochwasser) trägt deshalb zur verbesserten Berücksichtigung zeitlich veränderlicher Hochwasserentstehungsbedingungen bei. Insbesondere bei langen Beobachtungsreihen ist eine Typisierung der einzelnen Hochwasserereignisse jedoch schwierig, da oftmals zeitlich hochaufgelöste Niederschlagsdaten sowie Daten zu den Schneeverhältnissen fehlen. Eine Möglichkeit, dieses Problem zu lösen, besteht in der Verwendung des Hochwasserzeitrahmens. Der Hochwasserzeitrahmen TQ, der zur Ereignistypisierung verwendet werden kann, wird als Quotient des Volumens des Direktabflusses eines Hochwassers (d.h. nach Separation) V (in m^3) und des Direktabflussteils des Hochwasserscheitels HQ (in m^3/s) eines Ereignisses definiert (Gaál et al., 2012; Fischer et al., 2016):

Der Hochwasserzeitrahmen hat die Maßeinheit einer Zeit und repräsentiert die Form der Ganglinie. Je kleiner der TQ-Wert ist, umso schlanker fällt die zugehörige Hochwasserwelle aus. Die Dauer des Hochwassers wird wesentlich durch die Dauer der meteorologischen Ursache (Regen und/oder Schneeschmelze) beeinflusst, hängt aber auch stark

von den hydrologischen Prozessen innerhalb des Einzugsgebietes - den Längen der Fließwege und der Speicherung - ab. Somit wird der Zeitrahmen eines Hochwassers durch zwei Gruppen von Einflussfaktoren bestimmt: den Typ des Niederschlagsereignisses, seine Dauer und räumliche Ausdehnung sowie die Einzugsgebietseigenschaften, die die Hochwasserbildung beeinflussen (Gaál et al., 2012). Wenn die Korrelation zwischen dem Hochwasserscheitel und dem Volumen differenziert nach Gruppen mit Hilfe von Regressionsgleichungen analysiert wird (ein Beispiel gibt Abb. 4), ergeben sich mehrere unterschiedliche Beziehungen. Der Anstieg entspricht jeweils dem mittleren TQ-Wert des jeweiligen Hochwassertyps. Ein niedriger Anstieg charakterisiert Hochwasserwellen mit vergleichsweise geringem Volumen und relativ hohem Scheitel. Diese sind für Starkregen kurzer Dauer und hoher Intensität typisch (Hochwassertyp R1). Länger anhaltende Regenereignisse resultieren in Hochwasserwellen mit höherem Volumen, d.h. der Anstieg der Scheitel-Volumen-Beziehung ist höher (Hochwassertyp R2). Falls lang anhaltende und häufig intermittierende Regenereignisse zu Mehrfachwellen führen, die nicht in Einzelwellen separiert werden können, tritt, bezogen auf den Scheitel, das höchste Volumen auf (Ereignistyp R3). Für Winterhochwasser, die auf Grund der Wasserspeicherung der Schneedecke und des etwaigen Regens während der Abtauphase eine andere Volumen-Scheitel-Relationen aufweisen, ist eine derartige Typisierung nicht möglich. Für derart schneebeeinflusste Hochwasser ist die Relation zwischen Schnee- und Regenabflussanteilen maßgebend. Hierbei kann zwischen Regenhochwassern mit Schneeschmelzanteil und Schnee-Hochwassern mit Regenanteil unterschieden werden (Typen S2 und S1 in Abb. 5).

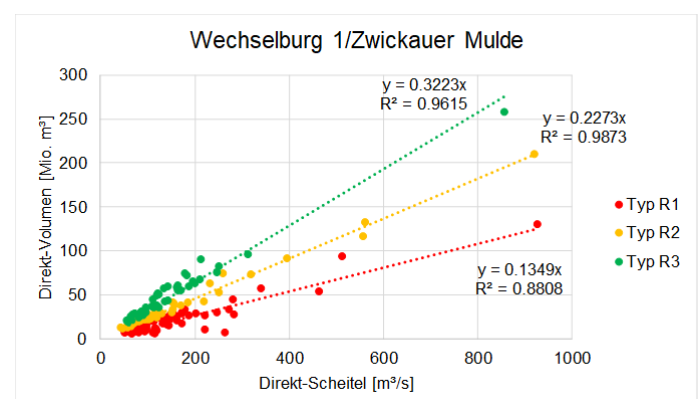


Abb. 4: Darstellung der Volumen-Scheitel-Relationen von Regenhochwasserereignissen am Pegel Wechselburg/ Zwickauer Mulde für die Reihe 1910-2013

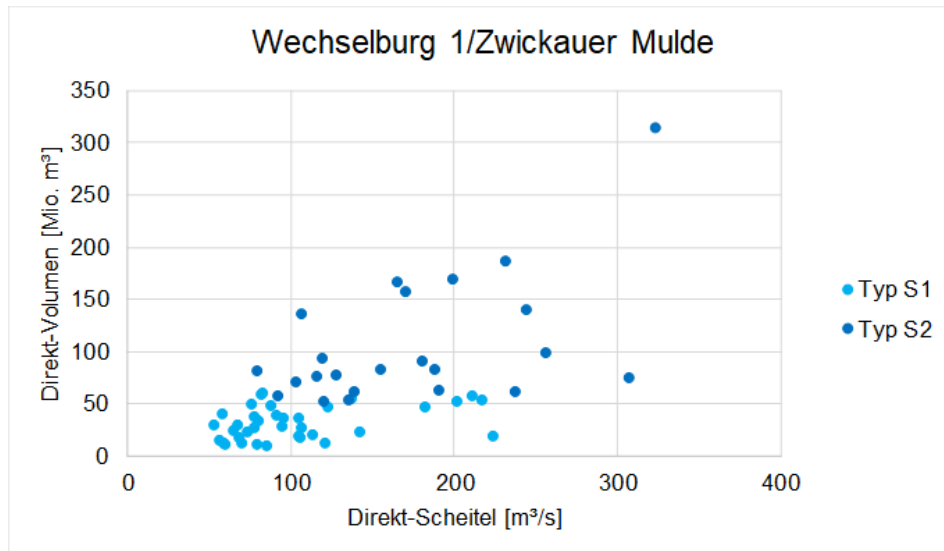


Abb. 5: Darstellung der Volumen-Scheitel-Relationen der schneebeeinflussten Winterhochwasser am Pegel Wechselburg/ Zwickauer Mulde für die Reihe 1910-2013 (Typ S2: hoher Schneeanteil)

Da die Verwendung der Höchstwerte eines Jahres oder der Winter- und Sommerhalbjahre die Anzahl der Hochwasserereignisse in den einzelnen Typen zu stark einschränkt, werden die Hochwasserereignisse als partielle Serie („POT-Ansatz“) aus Monatshöchstabflüssen betrachtet, die einen Schwellenwert überschreiten. Es ist dabei zu beachten, dass im Anstieg einer Hochwasserwelle der letzte Tag des Monats häufig den Höchstwert aufweist, im Rückgang dagegen der erste Tag. Die Daten sind entsprechend zu bereinigen, um die Unabhängigkeit der Ereignisse zu sichern.

Auf der Grundlage der Typisierung kann dann die Hochwasserscheitelscheitelstatistik für jeden Hochwassertyp erstellt werden. Die Statistik der Jahreshöchstabflüsse ergibt sich durch ein statistisches Mischungsmodell (Abb. 6). Dieses berücksichtigt die Häufigkeiten der einzelnen Ereignistypen und berücksichtigt, dass extreme Scheitelabflüsse bei einzelnen Ereignistypen (z.B. durch die Schneeschmelze) sehr selten sind (Fischer et al. 2019).

In Abb. 6 wird die Dominanz der Regenhochwasser vom Typ 1 (Niederschlagsereignisse bis 3 Tage Dauer, steile Hochwasserwellen mit hohem Scheitel und geringerer Fülle in Folge von Starkregen) sowie Typ 2 (Dauerregen bedingte Hochwasser) deutlich.

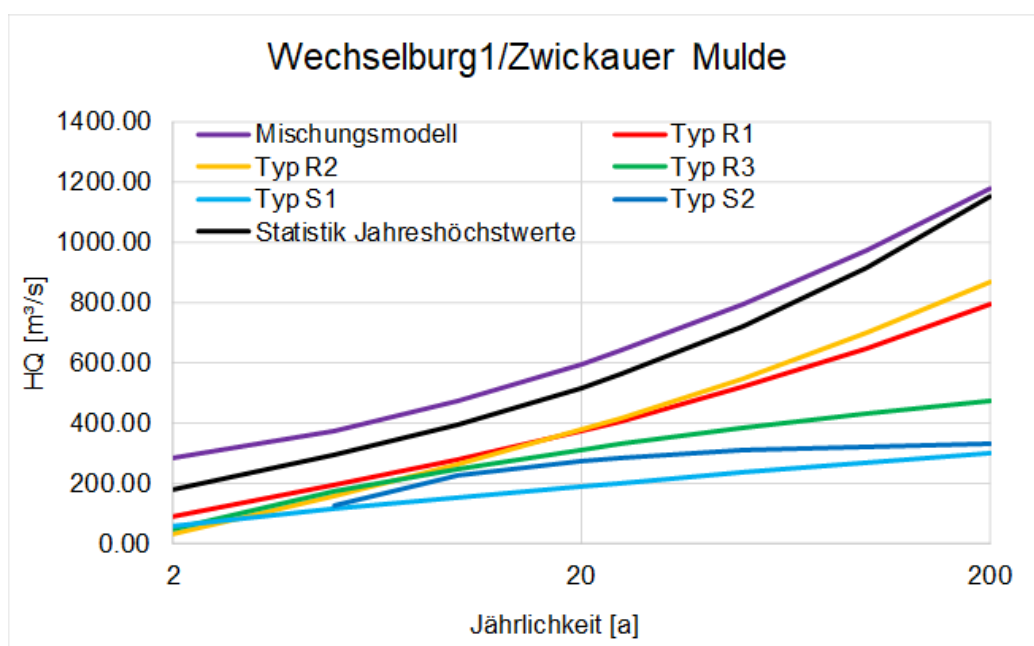


Abb. 6: Verteilungsfunktionen der einzelnen Hochwassertypen und des resultierenden Mischungsmodells, Pegel Wechselburg/ Zwickauer Mulde für die Reihe 1910-2013

Die Abb. 6 zeigt, dass die unterschiedlichen Hochwassertypen für hohe Jährlichkeiten sehr unterschiedliche Scheitelabflüsse aufweisen. Einzelne Typen (insbesondere für den Typ „hoher Schneean teil“) zeigen hier einen konvexen Verlauf. Der Scheitelabfluss nimmt auch bei seltenen Ereignissen, d.h. bei einer extrem großen Schneehöhe wie im schneereichen Winter 2018/19 in Bayern, nicht weiter zu, da gleichzeitig die größeren Wasserspeicher der Schneedecke zur Vergleichmäßigung des Abflusses führen. Anders dagegen die Hochwasserscheitel auf Grund von Starkregen. Für Einzugsgebiete bis zu etwa 1000 km² ergibt sich hier ein konvexer Verlauf der Verteilungsfunktion, die bei gleicher Wahrscheinlichkeit höhere Werte als die Verteilung der Höchstabflüsse aus Dauerregen ergeben kann. Wenn die Häufigkeit von Starkregen zunimmt, was im Ergebnis höherer Sommertemperaturen wahrscheinlich ist, hat dies Auswirkungen auf das Mischungsmodell und damit auf die Statistik der Jahreshöchstabflüsse. Im Beispiel der Beobachtungsreihe am Pegel Wechselburg treten seit 1990 verstärkt derartige Hochwasser auf. Obwohl die Reihe seit 1990 zu kurz ist um eine neue Verteilungsfunktion anzupassen, bewirkt bereits die Erhöhung der Häufigkeit dieser Ereignisse eine wesentliche Erhöhung der Quantile des Mischungsmodells bei Beibehaltung der Verteilungsfunktionen 1910- 1990.

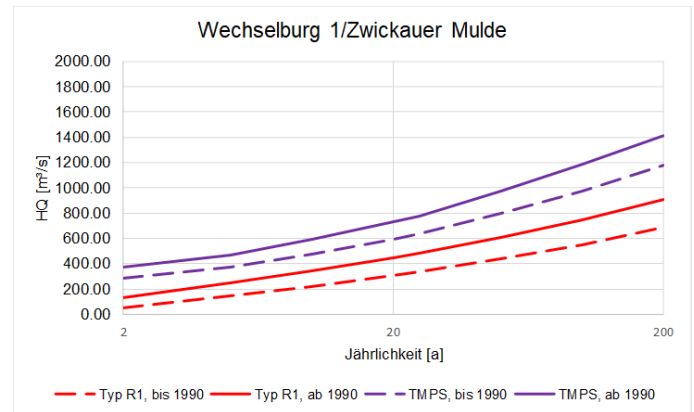


Abb. 7: Durch die Zunahme der Häufigkeiten des Typs R1 (Starkregen) erhöhen sich (bei ansonsten gleichen Parametern der Verteilung der R1-Ereignisse) die Quantile des Mischungsmodells TMPS.

4 Zusammenfassung

Bereits heute ist die Veränderung der Saisonalität der Jahreshöchstabflüsse in vielen Einzugsgebieten feststellbar.

Da verschiedene Hochwassertypen eine unterschiedliche saisonale Verteilung aufweisen, hat dies Auswirkungen auf die Statistik der Jahreshöchstwerte, da einzelne Ereignistypen diese Statistik stärker dominieren als früher.

Mischungsmodelle können diese Veränderungen der Häufigkeiten berücksichtigen und sind somit an Veränderungen der Saisonalität anpassbar.

Literatur

DWA (2012): Merkblatt DWA-M552: Ermittlung von Hochwasserwahrscheinlichkeiten. DWA, Hennef, Deutschland.

Fischer, S., Schumann, A., und Buehler, P. (2019): Timescale-based flood typing to estimate temporal changing flood frequencies, *Hydrological Sciences Journal*, Volume 64, 2019 - Issue 15.

Fischer, S., Schumann, A. and Schulte, M. (2016): Characterisation of seasonal flood types according to timescales in mixed probability distributions. *Journal of Hydrology* 539, 38-56.

Gaál, L., Szolgay, J., Kohnová, S., Parajka, J., Merz, R., Viglione, A., and Blöschl, G. 2012. "Flood timescales: Understanding the interplay of climate and catchment processes through comparative hydrology." *Water Resources Research*, 48(4), 383.

Glaser, R. (2001) *Klimageschichte Mitteleuropas*, Primus-Verlag 2001

Schumann, A. (2005): Hochwasserstatistische Bewertung des Augusthochwassers 2002 im Einzugsgebiet der Mulde unter Anwendung der saisonalen Statistik (2005): *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 49(4):200-206.

Stedinger, J. R., Strupczewski, F., Vogel, R. M., and Foufoula-Georgiou, E. (1993):. Frequency analysis of extreme events. In: David R. Maidment, editor, *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill, New York, NY.



1.3 Identifikation der Veränderung von Hochwassertypen durch Zunahme von Starkregen und Änderungen im Einzugsgebiet

Svenja Fischer &
Georg Johann

Durch die Zunahme der Starkniederschläge ändert sich auch die Charakteristik der ablaufenden Hochwasserwellen. Durch kurze und intensive Starkregen induzierte Hochwasserwellen sind in der Regel durch steil an- und absteigende Wellenäste mit kleinem Volumen gekennzeichnet. Solche Wellen würden bei mehr Starkregeneignissen in ihrer Häufigkeit zunehmen. Eine solche Veränderung kann mit einer Analyse verschiedener Hochwassertypen untersucht werden. Diese Methode wird im Folgendem am Beispiel des Emscher-Einzugsgebietes vorgestellt. Dabei werden Anzahl und Merkmale verschiedener Hochwassertypen zwischen beobachteten Ereignissen analysiert.

Die durch den Klimawandel induzierte Veränderung der Hochwasserwellen-Charakteristik hat für die Praxis im Hochwasserrisikomanagement auf verschiedenen Gebieten eine wesentliche Bedeutung, u.a. sind diese:

- Schnellere und höhere Hochwasserwellen haben für die Hochwasservorhersage und insbesondere für die Ereignisbewältigung eine große Auswirkung. Es bleibt weniger Zeit zur Warnung und in Bereitschaft setzen des Betriebspersonals. Während des Ereignisses können in nun verkürzter Zeit weniger Maßnahmen durchgeführt werden. Das Management muss den Schwerpunkt von der Bewältigung mehr zur Vorsorge verlagern.
- Durch schnellere Hochwasserwellen entstehen spitzere, höhere Wellen, die zu häufigeren Überflutungsereignissen aus dem Fließgewässer führen können.
- Bei der instationären Berechnung von Hochwassergefahrenkarten stellt sich die Frage, welche Wellenform als Belastungsgröße gewählt wird.
- Für die Ermittlung von Rückhalteräumen ist das Abflussvolumen die wesentliche Größe die durch die Wellenform beeinflusst wird.

Neben der Veränderung des Niederschlagsregimes können auch Veränderungen im Einzugsgebiet (mit der Wirkung auf Abflussbildung und Translation im Gewässer) die Form der Hochwasserwelle beeinflussen. Deshalb werden im folgenden Beispiel zwei unterschiedliche Systemzustände des Emscher-Einzugsgebietes, die mit hydrologischen Gebietsmodellen berechnet wurden, untersucht:

- Das erste Modell berücksichtigt den Zustand im Jahr 1990, welcher beispielsweise in der Hydrologie den „technischen Ausbauzustand“ (TAZ) im Jahr 1990 widerspiegelt. Dieses Modell wird mit TAZ bezeichnet.
- Das zweite Modell entspricht dem Systemzustand im Jahr 2020, wo bereits der Oberlauf der Emscher sowie zahlreiche Nebenflüsse naturnah umgestaltet wurden. Dieses Modell stellt den sich durch den Emscher-Umbau verändernden „fortlaufend aktuellen Zustand“ (FAZ) dar. Dieses Modell wird mit FAZ bezeichnet.

Zusätzlich werden noch Pegeldata mit mittleren stündlichen Abflussdaten in die Datenanalyse integriert. Das Datenkontingent erstreckt sich von 1964 bis 2018.

Ziel der Untersuchung ist zu zeigen, wie die Veränderung von Hochwassertypen sichtbar gemacht werden kann. Dabei kann der Einfluss von zunehmenden Starkregen und die Wirkung der ökologischen Umgestaltung des Emscher-Gewässersystems (Johann & Frings, 2016) auf die Hochwassertypen deutlich gemacht werden.

1 Methodik

Für alle drei Zeitreihen wurden Hochwasser mittels der Varianz-Schwellwert-Separation separiert (Fischer et al., 2021). Die Parameter des Algorithmus wurden für die stündlichen Daten optimiert, so dass diese die Hochwasserwellen bestmöglich separieren. Anschließend wurde eine visuelle Inspektion der separierten Ereignisse und ggf. eine manuelle Korrektur von Beginn- und Endzeitpunkt der Ereignisse vorgenommen. Insgesamt wurden ca. 25% der Ereignisse manuell korrigiert, wobei zumeist der Beginn der Hochwasserereignisse zeitlich nach vorne verlegt wurde, um die Dynamik des Ereignisbeginns zu erfassen. Die Separation lieferte 538 Hochwasserereignisse für die beobachtete Zeitreihe, 520 Ereignisse für Modell TAZ und 505 Ereignisse für Modell FAZ.

Für diese Zeitreihen wurde dann eine Typisierung der Hochwasser vorgenommen (s. Kapitel 1.2). Da eine Analyse gezeigt hat, dass die Schneeschmelze für die Hochwassergenerierung der Emscher, einem

Tieflandgewässer, keine Rolle spielt (4 von 538 Ereignissen), wurde hier auf eine Typisierung dieser verzichtet. Für die Hochwasserereignisse der beobachteten Zeitreihe wurden die zugehörigen Niederschlagsmengen aus vorliegenden Stationen von Emschergenossenschaft und Lippeverband (EGLV) mittels Thiessen-Polygonen bestimmt. Die Hochwasserereignisse wurden in die drei Hochwassertypen R1, R2 und R3 eingeteilt. Diese Unterteilung erfolgte mittels der Scheitel-Volumen-Beziehung. Konkret wurde die s.g. Hochwasserzeitskala (Gaál et al., 2012) verwendet, welche das Verhältnis von Direktvolumen zu Direktscheitel darstellt. Die Ereignisse wurden auf Grund der Größe ihrer Hochwasserzeitskalen dann so in drei Gruppen eingeteilt, dass die Bestimmtheitsmaße der linearen Regression zwischen Direktscheitel und Direktvolumen durch den Ursprung aller drei Gruppen maximal war.

Im Anschluss wurden die Häufigkeiten der Hochwassertypen über die Zeit untersucht. Konkret wurde ermittelt, ob es signifikante Änderungen in den Häufigkeiten der einzelnen Hochwassertypen gegeben hat. Hierzu wurden zwei Vorgehen verwendet. Für eine visuelle Überprüfung wurde das gleitende, 5-jährige Mittel der Anzahl der Ereignisse pro Jahr verwendet. Anschließend wurde die Signifikanz der Ereignisse mittels Gini's Mean Difference Varianz-Test (s. Kapitel 1.1) überprüft, angewendet auf die zeitliche Differenz zwischen aufeinanderfolgenden Hochwasserereignissen desselben Typs (Fischer et al., 2019). Da es sich um multiples Testen handelt, wurde das Signifikanzniveau nach der Bonferroni-Regel verringert. Mittels dieses Testverfahrens konnten signifikante Bruchpunkte ermittelt werden, welche auf eine Änderung in der Häufigkeit der Hochwassertypen hindeuten.

2 Ergebnisse

Die Unterteilung der Hochwasser in die drei Typen R1, R2 und R3 ist in Abb. 1 dargestellt. Hochwasser des Typs R1 sind dabei gekennzeichnet durch hohe Scheitel bei vergleichsweise geringem Volumen. Diese Hochwasser werden durch kurze Niederschläge (wenige Stunden bis maximal 1,5 Tage), zumeist mit hoher Intensität, verursacht. Dieser Hochwassertyp wird hauptsächlich mit Starkregen assoziiert. Der Hochwassertyp R2 hingegen wird durch länger andauernde Niederschlagsereignisse mit gleichmäßigerer zeitlicher Verteilung verursacht. Die Niederschlagsdauer liegt hier bei 1-3 Tagen. Die Hochwasserwellen weisen mittlere Scheitel und Volumina bei meist nur einem Scheitel auf. Der Hochwassertyp R3 ist gekennzeichnet durch lange Hochwasserwellen mit großen Volumina und oftmals mehreren Scheiteln. Die zugehörigen Niederschläge liegen im Bereich von 2-6 Tagen. Bei gleichem Hochwasserscheitel

führt diese Unterteilung zu sehr unterschiedlichen Ganglinienformen (Abb. 2).

Während für die beobachteten Hochwasser sowie die mittels Modell FAZ simulierten Ereignisse eine Unterteilung in drei Hochwassertypen hohe Bestimmtheitsmaße und somit eine klare Unterteilung zu erreichen war, sind die Hochwasserereignisse aus dem Modell TAZ ähnlicher in ihrer Hochwasserzeitskala. Dies führt zu geringeren Bestimmtheitsmaßen, da zwischen der Ereignistypen hier nicht klar differenziert werden kann.

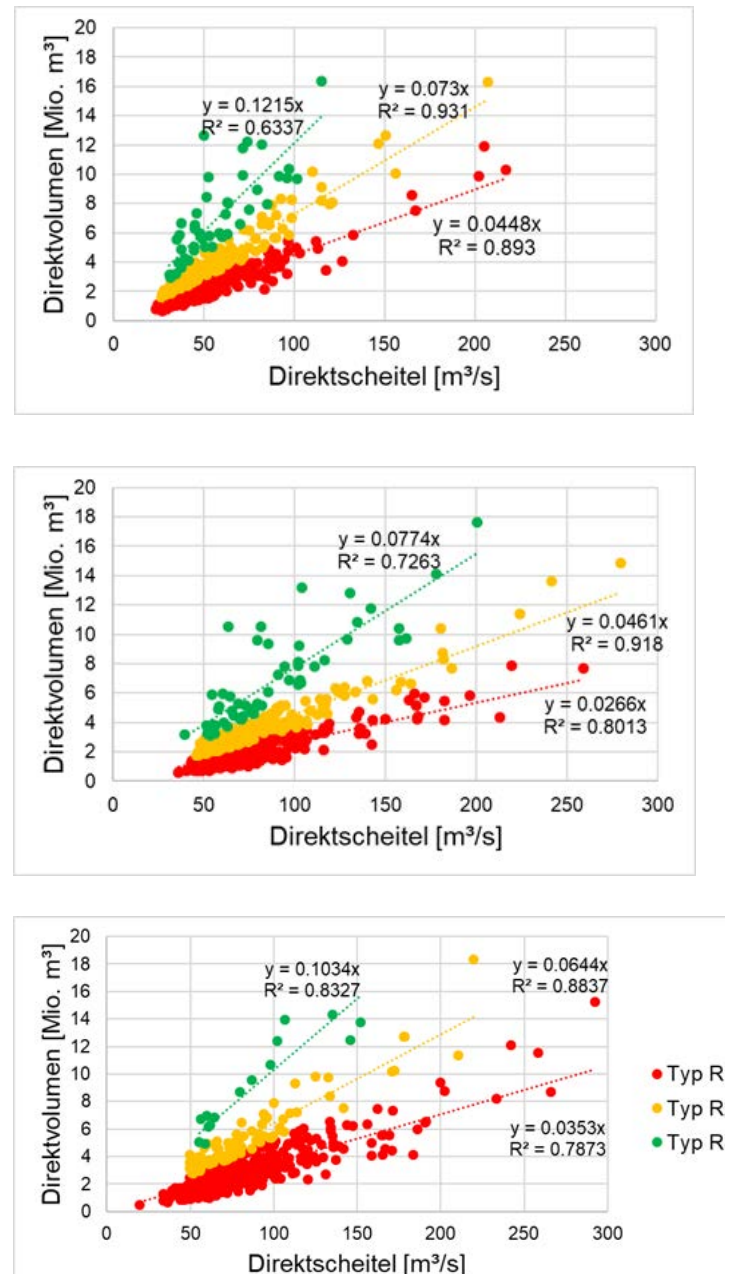


Abb. 1: Scheitel-Volumen-Verhältnis und Unterteilung in drei Hochwassertypen mittels der Hochwasserzeitskala für die beobachteten Abflüsse (linke Spalte), die simulierten Hochwasser mittels Modell FAZ (oben) und TAZ (unten).

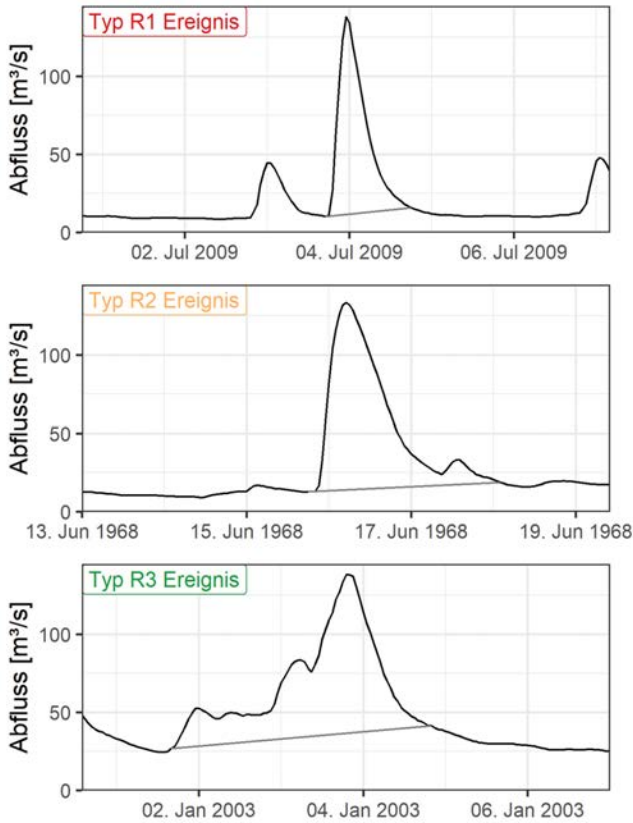


Abb. 2: Exemplarische Hochwasserereignisse der definierten Typen mit annähernd identischen Scheiteln, jedoch unterschiedlichen Hochwasserzeitskalen und Typen. Grau eingezeichnet ist der geschätzte Basisabfluss während des separierten Ereignisses.

Die resultierenden Hochwassertypen aller drei Zeitreihen, beobachtete Reihe, TAZ und FAZ, wurden hinsichtlich ihrer Merkmale sowie ihrer Anzahl verglichen. Hinsichtlich der Anzahl der Hochwasser pro Hochwassertyp zeigte sich eine hohe Übereinstimmung zwischen beobachteter Zeitreihe und Modell FAZ (Abb. 3). Die totale Anzahl sowie die relative Verteilung der Hochwassertypen sind für beide Zeit-

reihen nahezu identisch. Vergleicht man die beobachtete Zeitreihe jedoch mit den mittels des Modells TAZ simulierten Ereignissen, so zeigte sich, dass die Anzahl an R1-Ereignissen für das Modell TAZ signifikant zunimmt und anteilig an der Gesamtzahl der Ereignisse die Zahl der beobachteten Typ R1-Ereignisse deutlich übertrifft. Aufgrund der Modellkonzeption mit dem Status des technisch ausgebauten Zustands im Jahr 1990 ist zu vermuten, dass der zu dem Zeitpunkt vorliegende hohe Versiegelungsgrad des Einzugsgebiets zu einer schnelleren Reaktion des Einzugsgebiets geführt hat. Dies begünstigt die Entstehung von R1-Hochwassern, welche durch hohe Scheitel mit geringem Volumen gekennzeichnet sind. Durch die Umgestaltung der Emscher und ihrer Nebenflüsse wurde dieser Versiegelungsgrad reduziert, was im Modell FAZ berücksichtigt ist. Der in diesem Modell dargestellte Zustand entspricht eher dem langjährigen Abflussverhalten der Emscher, welches in den beobachteten Abflussdaten zu erkennen ist.

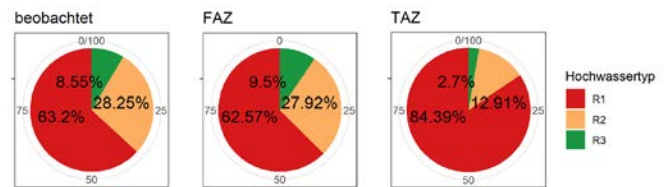


Abb. 3: Anzahl aller Hochwasserereignisse pro Hochwassertyp für die beobachteten und die mittels Modell FAZ bzw. TAZ simulierten Abflusszeitreihen. Die Zahlen im Kreisdiagramm entsprechen dem Anteil der Hochwasser pro Hochwassertyp in %.

Neben der Anzahl an Hochwasserereignissen pro Hochwassertyp wurden auch weitere Charakteristika der Ereignisse verglichen. In Abbildung 4 sind Boxplots der wichtigsten Kennwerte dargestellt.

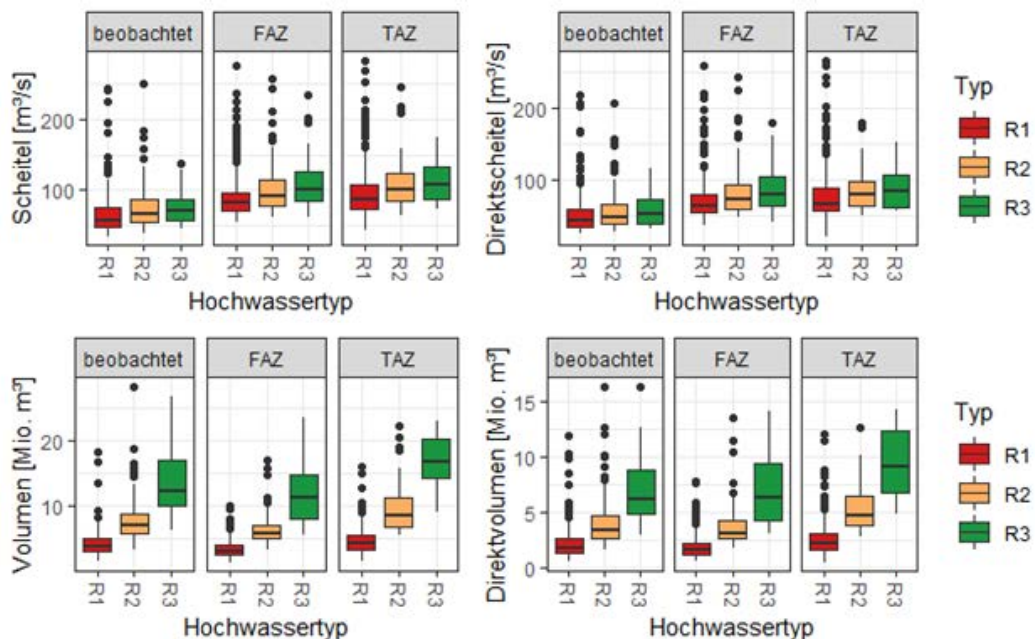


Abb. 4: Direktscheitel (oben links), Direktvolumen (oben rechts), Scheitel (unten links) und Volumen (unten rechts) differenziert nach Hochwassertyp für die beobachteten Hochwasserereignisse sowie die mittels der NA-Modelle FAZ und TAZ generierten Ereignisse.

Erneut stimmten die Direktvolumina der beobachteten Hochwasserereignisse sowie der Ereignisse des Modells FAZ sehr gut überein, unabhängig vom Hochwassertyp. Für das Modell TAZ lag jedoch eine Überschätzung im Vergleich zu den beobachteten Daten vor. Ähnlich ist das Bild für die tatsächlichen Volumina, also inklusive des Basisabflusses. Jedoch war hier die Übereinstimmung für den Typ R3 auch zwischen beobachteten Ereignissen und FAZ-Modell geringer. Die Ergebnisse deuten darauf hin, dass der Basisabfluss im Modell TAZ niedriger simuliert wird als für das Modell FAZ. Stattdessen entsteht ein höherer Direktabfluss bei derselben Niederschlagsmenge im Vergleich zum FAZ-Modell. Dies kann erneut mit dem höheren Versiegelungsgrad im Modell TAZ in Verbindung gebracht werden. Für die Hochwasserscheitel und Direktscheitel zeigte sich nur ein geringer Unterschied zwischen den beiden Modellen. Beide überschätzen die Scheitel der beobachteten Ereignisse deutlich.

Die Anzahl der Hochwasserereignisse des Typs R1, R2 oder R3 in einem gleitenden Mittel über 5 Jahre ist in Abbildung 5 dargestellt, sowohl für die Modellzustände FAZ und TAZ, als auch für die gemessenen Abflüsse. Hochwasser vom Typ R3 treten in allen 3 Abbildungen vergleichsweise konstant über die Zeit auf. Die Anzahl der Hochwasser der Typen R2 und R1 bleibt im Zustand TAZ ebenfalls konstant. Hier führen die technisch ausgebauten Gewässer in der Regel zu schnellen Hochwasserwellen - das System reagiert nicht besonders sensitiv auf die Niederschlagscharakteristik. Der Zustand FAZ und die Messdaten zeigen beim Typ R2 einen Anstieg um das Jahr 1985 herum. Dieser ist jedoch nicht signifikant und kann somit nicht von zufälligen Änderungen unterschieden werden. Die größten Unterschiede in der Anzahl der Hochwasser über die Zeit weisen Hochwasser des Typs R1 auf. Der Hochwassertyp R1 besitzt, bei allen Unterschieden in den betrachteten Zuständen, einen ähnlichen Verlauf. Zu Beginn tritt er relativ häufig auf, sinkt dann ab Mitte der 1980er Jahre, um dann ab Mitte der 1990er Jahre wieder anzusteigen. Dies kann mit dem Vorkommen von Starkregenereignissen in Verbindung gebracht werden (Quirnbach, 2011).

Für die Analyse der Pegelmessung sind mehrere Phasen über die Jahre zu sehen:

1. Zunächst steigt die Anzahl an Hochwasserereignissen seit Mitte der 1970er Jahre bis Mitte 1980er Jahre.
2. Anschließend fällt die Anzahl an Ereignissen wieder bis ca. zum Jahr 2000,
3. woraufhin sie erneut stark ansteigt, um in den letzten Jahren erneut zu fallen.

Diesem zyklischen Muster entsprechend wurden auch zwei signifikante Bruchpunkte um die Jahre 1994 und 2003 detektiert.

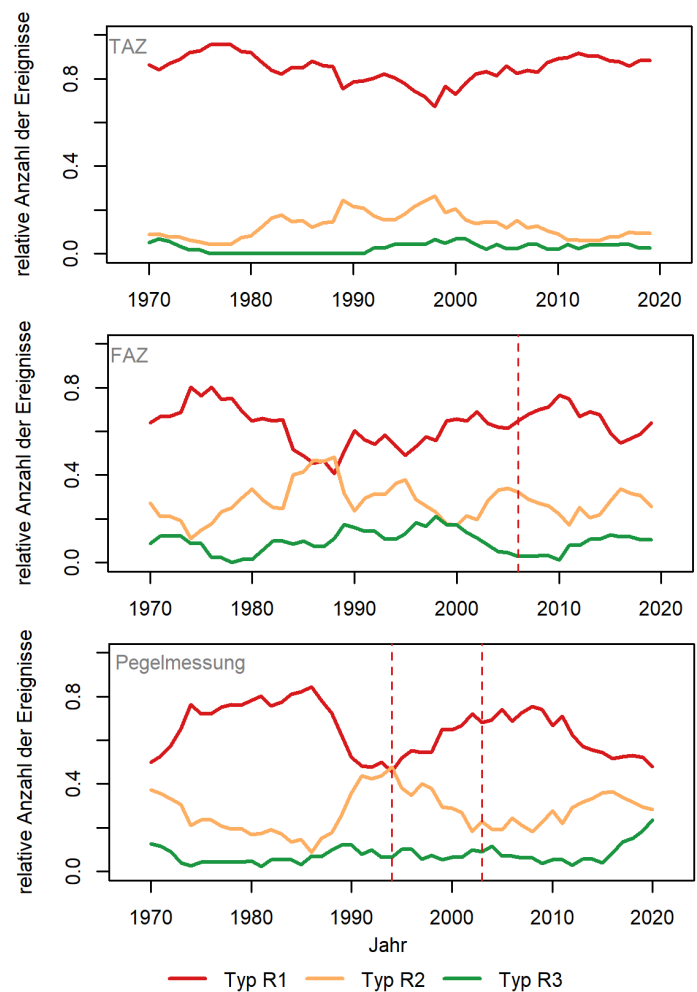


Abb. 5: Anzahl der Hochwasserereignisse des Typs R1, R2 und R3 pro Jahr, dargestellt als gleitendes 5-Jahres-Mittel der beobachteten Reihe. Die rot-eingezeichneten, gestrichelten Linien stellen die als signifikant ermittelten Bruchpunkte in der Häufigkeit von Hochwasserereignissen des Typs R1 dar. Oben: Modell-Zustand TAZ, Mitte: Modell-Zustand FAZ, Unten: Pegelmessung

Vergleicht man diese Resultate mit der Entwicklung des Emschergebiets auf der einen Seite und den Ergebnissen der Starkregenuntersuchungen (Quirnbach, 2011 und Pfister, 2016) auf der anderen Seite, können folgende Zusammenhänge ermittelt werden: der Anstieg seit den 1970er Jahren kann in Verbindung gesetzt werden mit dem Anstieg der Urbanisierung und des technisch ausgebauten Zustands der Emscher und der Emscher-Region (Becker et al., 2018). Dieser verstärkt die Gebietsreaktion und führt zu mehr kurzen Hochwassern mit vergleichsweise hohen Scheiteln (Typ R1). Ab Mitte der 1980er Jahre waren vor allem Winterniederschläge Hochwasserbildend. Deshalb fällt hier die Anzahl der Hochwasser vom Typ R1 und es steigt die Anzahl von R2.

In den frühen 2000er-Jahren steigt die Anzahl der Hochwasser vom Typ R1 dann wieder an. Dies ist auf den Anstieg an Starkregenereignissen (Pfister, 2016) zurückzuführen. In Hinblick auf diese Ergebnisse in Kombination mit den mittels der Modelle FAZ und TAZ ermittelten Szenarien, kann die Schlussfolgerung gezogen werden, dass die ökologische Umgestaltung des Emscher-Gewässersystems zu einer Reduktion der Hochwasser des Typs R1 geführt hat.

Die Anzahl an Hochwassern des Typs R1 in Verbindung mit der Zunahme der Starkregen in diesem Gebiet bei einem weiterhin technisch ausgebauten Zustand ist deutlich höher, wie der Zustand TAZ zeigt.

3 Fazit

Die vorgestellte Methodik hat sich als geeignetes und robustes Werkzeug zur Klassifizierung von Hochwassertypen erwiesen, mit denen Veränderungen der Niederschlagscharakteristik und/oder des Einzugsgebiets identifiziert werden können.

Das NA-Modell FAZ, welches den teilweise zurückgebauten Zustand des Emscher-Gewässersystems im Jahr 2020 widerspiegelt, entspricht sehr gut den beobachteten Hochwasserereignissen und deren Häufigkeit. Dies gilt besonders ab dem Beginn des Emscher-Umbaus seit den 2000er Jahren. Das NA-Modell TAZ, welches den technisch ausgebauten Zustand im Jahre 1990 modelliert, weist hingegen eine deutlich höhere Anzahl kurzer Hochwasser mit hoher Niederschlagsintensität auf, wobei die Charakteristik des Zustands TAZ bis in die 1990er Jahre gut mit der der Pegelmessungen übereinstimmt.

Durch die ökologische Umgestaltung des Emscher-Gewässersystems konnte die Anzahl von Hochwassern - ausgelöst durch Starkregen - verringert werden. **Dennoch zeigt sich auch für die Emscher eine Zunahme solcher Ereignisse in den letzten Jahren, welche jedoch deutlich größer ausgefallen wäre, wenn ökologische Gewässerumgestaltung nicht begonnen hätte.** Die ökologische Gewässerumgestaltung mindert folglich die Zunahme der Starkregenereignisse hinsichtlich ihrer Auswirkung auf Hochwasserereignisse und kann somit auch als Klimaanpassungsmaßnahme bezeichnet werden.



Literatur:

Becker, M.; Johann, G.; Spengler, B. & Wessels, K. (2018): Die Zunahme des Bebauungsanteils im Emschergebiet von 1900 bis heute – Konsequenzen für die Wassermengenbewirtschaftung. In: Korrespondenz Wasserwirtschaft 10/2018. S.603ff

Fischer, S., Schumann, A. und Bühler, P. (2019): Timescale-based flood typing to estimate temporal changes in flood frequencies. Hydrological Sciences Journal, DOI: 10.1080/02626667.2019.1679376, 2019.

Gaál, L., Szolgay, J., Kohnová, S., Parajka, J., Merz, R., Viglione, A. and Blöschl, G. (2012): Flood timescales: Understanding the interplay of climate and catchment processes through comparative hydrology. Water Resources Research, 48(1), 1–21.

Johann, G. & Frings, H. (2016): Hochwasserrisiko mindern und Ziele des Gewässerschutzes erreichen – geht das? Ein Praxisbeispiel: die ökologische Verbesserung des Gewässersystems der Emscher. In: 39. Dresdner Wasserbaukolloquium 2016

Quirnbach, M. (2011): Analyse der Häufigkeit von Starkregen mit $N \geq 20$ mm/d in der Emscher-Lippe-Region. Essen (dynaklim-Kompakt, 01/2011).

Pfister, A. (2016): Langjährige Entwicklung von Starkregen – Handlungsempfehlungen für die Zukunft, in: Essener Tagung 2016.



1.4 Extremwertstatistische Methoden und Bemessungsansätze

Christoph
Mudersbach

1 Bemessungsverfahren bei Instationarität der Belastungsgrößen

Für die Bemessung oder Überprüfung wasserbaulicher Anlagen müssen geeignete Daten für die Einwirkungen (engl. stress) und die Widerstände (engl. resistance) vorliegen. Zu Beginn einer Planungsaufgabe steht daher oftmals die Beschaffung von geeigneten Daten, wie z.B. Niederschlägen, Verdunstungsmengen, Wasserständen, Abflüssen, Bodenkennwerten, Sickerwassermengen, Porenwasserdrücken oder anderen Materialkennwerten bzw. Bauwerkskennwerten.

Messdaten können grundsätzlich in Form von Zeitreihen oder räumlichen Datensätzen vorliegen. Erfolgt die Datenerfassung zu konstanten Zeitpunkten spricht man von äquidistanten Zeitreihen, bei unregelmäßigen Beobachtungen von nicht-äquidistanten Zeitreihen. Bei Zeitreihen (z.B. Abflusszeitreihen) handelt es sich um Messreihen an einem Ort über einen bestimmten Zeitraum. Folglich spielt die Entwicklung (z.B. Trends, Variabilität) des gemessenen Parameters über die Zeit eine wichtige Rolle.

Für Bemessungsaufgaben müssen die Daten vielfach durch statistische Verfahren beschrieben werden, um Quantilwerte (z.B. HQ100) ermitteln zu können. Dazu müssen zu-nächst die grundlegenden statistischen Kennzahlen (z.B. Mittelwert, Varianz, Schiefe) der vorliegenden Datenreihe bestimmt werden. Eine Grundaufgabe besteht oftmals in der Wahl einer geeigneten Verteilung, welche die vorliegenden Daten bestmöglich beschreibt (z.B. Normalverteilung, Extremwertverteilung) (DWA 2012).

Die meisten mathematisch-statistischen Verfahren setzen Stationarität, Homogenität und Unabhängigkeit der zu analysierenden Daten voraus (engl.: independent and identically distributed values, iid). Diese Voraussetzungen sind bei Messdaten oftmals nicht gegeben. Inhomogenitäten können beispielsweise durch Wechsel der Messsysteme oder der Messorte entstehen. Im Zuge des Klimawandels kann ebenso nicht von stationären Messwerten a priori ausgegangen werden, da mittel- bis langfristige Trends vorhanden sein können (Mudersbach und Jensen 2010). Eine Unabhängigkeit der Messdaten kann hingegen oftmals durch den gewählten zeitlichen oder örtlichen Abstand der Daten angenommen werden. Bei hydro-

logischen Daten ist beispielsweise die Verwendung von Jahresextrema gebräuchlich, wodurch eine Unabhängigkeit der Daten angenommen werden kann.

Bei der Trendanalyse (vgl. DWA 2020) ist immer auch die Kausalität (Attribution) des eventuell ermittelten Trends zu betrachten (vgl. Kapitel 1.1), wenn die Trends für eine Extrapolation genutzt werden sollen. Aus kurzen Datenreihen können sich beispielsweise Trends ergeben, die aber vielmehr ein Ergebnis der natürlichen Variabilität sein können und sich somit nicht für eine Fortschreibung eignen. Ebenso können anthropogene Eingriffe (z.B. Bau von Speichersystemen) in Einzugsgebieten statistisch signifikante Trends verursachen, deren Extrapolation nicht zulässig ist. Zusätzlich können Kurz- und Langzeitkorrelationen in den Daten die Trendermittlung erschweren (Beran 2013; Dinpashoh et al. 2014). Da in den Zeitreihen enthaltene Trends häufig aus der Überlagerung diverser Einflüsse resultieren und sich die einzelnen Anteile schwer analysieren und separieren lassen (Merz et al. 2012), muss eine Entscheidung zur Berücksichtigung der Trends auf Basis einer umfassenden Gesamtbetrachtung getroffen werden. Der Prozess sollte möglichst objektiv erfolgen, allerdings sind subjektive Bewertungskriterien nicht gänzlich zu vermeiden. Folglich ergeben sich bei der Trendermittlung in hydrologischen Zeitreihen immer auch Unsicherheiten (Salas et al. 2018).

Wird letztlich ein instationäres Verhalten der Zeitreihe identifiziert, können und sollten die Messdaten entsprechend korrigiert werden, um stationäre extremwertstatistische Verfahren anwenden zu können. Sprünge können beispielsweise durch eine Addition oder Subtraktion eines konstanten Wertes beseitigt werden. Zur Trendbereinigung stehen ebenso mehrere Verfahren zur Verfügung. Ein mögliches Verfahren ist die Trendbereinigung über einen linearen Trend, bei der die Zeitreihe auf den letzten Zeitpunkt korrigiert wird. Damit wird erreicht, dass die Daten über den gesamten Zeitraum vergleichbar werden. Dieses Verfahren entspricht dem Stand der Technik und wird in der Regel derzeit angewendet (vgl. DWA 2012). Ein alternativer Ansatz besteht in der Anwendung von extremwertstatistischen Verfahren, die zeitliche Veränderungen in den Parametern mit berücksichtigen können (AghaKouchak et al. 2013; Coles 2001).

1.1 Extremwertstatistische Methoden

Für vielfältige Bemessungsaufgaben im Wasserbau nimmt die Extremwertstatistik eine besondere Rolle ein (vgl. DWA 2012). Die Extremwertstatistik beschreibt nicht das komplette Verhalten einer Zufallsvariablen, sondern lediglich die Randbereiche (engl.: tail) der Verteilung, so dass nur Extremwerte (Maxima oder Minima) beschrieben werden. Im Folgenden wird die Beschreibung von Minima nicht weiter verfolgt, sondern ausschließlich auf Maxima Bezug genommen. Weitere Ausführungen zur Extremwertstatistik von Minima sind zum Beispiel zu finden in Coles (2001). Die Extremwerte werden entweder über ein Blockmodell oder ein Schwellenwertmodell aus den Messdaten ermittelt. Die über ein Blockmodell gewonnene Zeitreihe der Abflusszeitreihe wäre beispielsweise die Zeitreihe der jährlichen Höchstabflüsse (AMAX) an einem Pegel über n Jahre. Eine Alternative zum Blockmodell stellt das Schwellenwertverfahren (engl.: peak over threshold, POT) dar, bei dem alle Daten über einem zu wählenden Schwellenwert gewählt werden. Die hieraus resultierende Zeitreihe der unabhängigen Extremwerte wird auch als partielle Reihe bezeichnet. Eine Beispieldarstellung zur Auswertung von Extremwerten aus einer kontinuierlich gemessenen Zeitreihe ist in Abbildung 1 dargestellt. Die Unabhängigkeit der Ereignisse des Schwellenwertverfahrens wurde über entsprechende Zeitkriterien berücksichtigt.

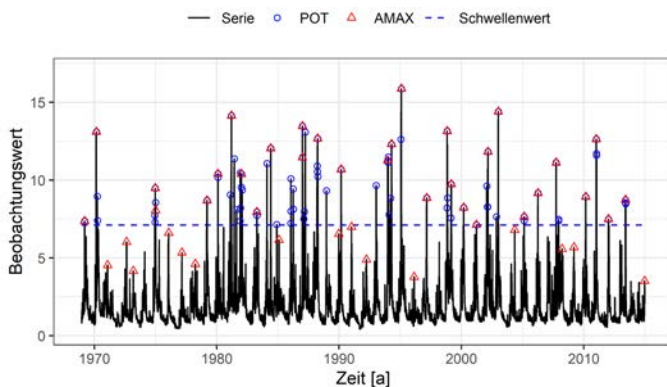


Abb. 1: Beispielhafte Darstellung der Stichprobengewinnung aus einer Serie über Block- und Schwellenwertmodelle (Mu-

Ein Ziel der extremwertstatistischen Ansätze ist es, eine Aussage darüber zu treffen, mit welcher Wahrscheinlichkeit ein bestimmtes Ereignis in einer bestimmten Zeitspanne eintritt. Bei wasserwirtschaftlichen Fragestellungen liegt das Interesse dabei auf der Größe der Unter- (P_U) bzw. Überschreitungswahrscheinlichkeit ($P_{\bar{U}}$). Letztere gibt die Wahrscheinlichkeit an, mit der ein bestimmter Schwellenwert oder ein definiertes Ereignis x überschritten wird. $P_{\bar{U}}$ bzw. P_U können dabei Werte zwischen Null (Ereignis tritt nicht ein) und Eins (Ereignis tritt ein) annehmen und sind zunächst dimensionslos. Mit $F_X(x)$ als Verteilungsfunktion der Zufallsvariablen X ist die Überschreitungswahrscheinlichkeit $P_{\bar{U}}$ definiert als:

$$P_{\bar{U}} = 1 - P_U = 1 - F_X(x)$$

Um weiterführend eine Aussage über eine zu erwartende mittlere Wiederkehrzeit bzw. ein Wiederkehrintervall T (auch Jährlichkeit genannt) zu treffen, in der ein Schwellenwert x erreicht oder überschritten wird, muss ein entsprechender Bezug zwischen T und $P_{\bar{U}}$ bzw. P_U hergestellt werden. Nach Maniak (2016) und Serinaldi (2015) berechnet sich T zu

$$T = \frac{t}{P_{\bar{U}}} = \frac{t}{1 - P_U} = \frac{t}{1 - F_X(x)}$$

mit t als durchschnittliche Zeitspanne zwischen zwei Werten x der Stichprobe. Bei der Anwendung des Wiederkehrintervalls T z.B. auf jährliche Maximalwerte entspricht $t = 1$.

Eine zentrale Aufgabe besteht nun darin, eine geeignete Verteilungsfunktion $F_X(x)$ für die Extremwerte zu finden. Im Bereich der hydrologischen Statistik findet in den letzten Jahren insbesondere die Verallgemeinerte Extremwertverteilung (engl.: Generalized Extreme Value Distribution, GEV) breite Anwendung bei der Analyse von jährlichen Maxima, da sie verschiedene Klassen von hydrologischen Verteilungsfunktionen in einer Gleichung vereint (Coles 2001). Für die Analyse von partiellen Reihen eignet sich die Verallgemeinerte Pareto-Verteilung (engl.: Generalized Pareto Distribution, GPD), wobei nur die Werte oberhalb des Schwellenwertes verwendet werden (Coles 2001; Kotz und Nadarajah 2000).

Die Parameter der Verteilungsfunktionen setzen zunächst Stationarität der Daten voraus. Eine Erweiterung auf den instationären Fall kann erfolgen, in dem für die Parameter ein zeitabhängiger funktionaler Zusammenhang erstellt wird. Ein gängiges Modell für die GEV ist beispielsweise ein linearer zeitabhängiger Verlauf des Lage- und Skalenparameters (Agha-Kouchak et al. 2013; Coles 2001; Mentaschi et al. 2016; Gilleland und Katz 2016).

1.2 Bemessungsansätze bei Instationarität

Bei instationären hydrologischen Rahmenbedingungen ändern sich nicht nur die hydrologischen Kenngrößen, sondern zugleich auch die Wahrscheinlichkeiten extremer Ereignisse. Instationäre extremwertstatistische Methoden wurden in den letzten 10 Jahren zunehmend diskutiert. Die Anzahl

der entsprechenden Veröffentlichungen ist stetig angewachsen. An dieser Stelle wird exemplarisch auf einige Veröffentlichungen verwiesen, die sich sowohl mit Küstenwasserständen und Abflüssen als auch mit Niederschlagsdaten befassen (Bender et al. 2014; Coles 2001; Katz et al. 2002; Mudersbach und Jensen 2010; AghaKouchak et al. 2013; Cheng et al. 2014; Vasiliades et al. 2015; Mudersbach et al. 2017; Read und Vogel 2016; Mudersbach und Bender 2017; Mentaschi et al. 2016).

Für die nachhaltige Bemessung wasserwirtschaftlicher Infrastrukturen bedarf es somit neuer Konzepte, die diesen Änderungen in den Zeitreihen Rechnung tragen. In der Literatur finden sich in den letzten Jahren zwar mehr Arbeiten, die sich diesem Thema widmen (AghaKouchak et al. 2013; Rootzén und Katz 2013; Salas und Obeysekera 2014; Salas et al. 2018; Mudersbach und Bender 2017; Mondal und Daniel 2019; Obeysekera und Salas 2016), allerdings haben entsprechende Ansätze bislang keinen Einzug in die Bemessungspraxis gefunden. Vielmehr wurden in den letzten Jahren stark vereinfachte Ansätze verwendet, um den Instationaritäten in der Bemessung Rechnung zu tragen. Eine Methode besteht darin, am Ende der Bauwerkslebensdauer eine bestimmte Jährlichkeit zu fordern. Somit soll beispielsweise der Wert ermittelt werden, der im Bemessungsjahr eine Jährlichkeit von $T = 100$ a aufweist. Diese Methode ist unter anderem bei der Bemessung von Küstenschutzbauwerken häufig angewendet worden und wird als Mean-Sea-Level-offset-method bezeichnet (vgl. Mudersbach et al. 2013). Eine andere Methode wird seit dem Jahr 2004 in Bayern und Baden-Württemberg verwendet, die auf einem sogenannten Klimazuschlag basiert (www.kliwa.de/hydrologie-hochwasser-anpassung.htm).

1.2.1 Design-Life-Level-Ansatz

Im Folgenden wird ein Ansatz vorgestellt, der in der Literatur auch als Design-Life-Level (DLL) bezeichnet wird (Rootzén und Katz 2013) und durch Mudersbach und Bender (2017) leicht modifiziert wurde.

Bei der Bemessung wasserbaulicher Anlagen spielt die Jährlichkeit (s.o.) eine große Rolle (z.B. $T = 100$ a). Das Konzept der Jährlichkeit T basiert auf der Annahme, dass die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten eines Ereignisses X in jedem Jahr gleich ist und zudem voneinander unabhängig. Der zugehörige Merkmalswert z_T des Ereignisses X (z.B. Abfluss) kann aus der Quantilfunktion der verwendeten Extremwertverteilung berechnet werden. Im stationären Fall wird davon ausgegangen, dass sich die Überschreitungswahrscheinlichkeit $P_{\bar{U}}$ und damit auch z_T über die Zeit nicht ändert und somit eine konstante Größe

ist. Die Bemessung wasserwirtschaftlicher Infrastrukturanlagen basiert im Wesentlichen auf der Festlegung einer geeigneten Jährlichkeit (z.B. $T = 10$ a, 50 a, 100 a) und der Auslegung der Anlage auf den entsprechenden Merkmalswert z_T (z.B. z_{10}, z_{50}, z_{100}).

Aus der Annahme der Stationarität und der Unabhängigkeit der Ereignisse kann nun in einem weiteren Schritt die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten eines Ereignisses Z innerhalb einer Zeitspanne n berechnet werden. Die Anwendung des hydrologischen Risikos ist in vielen wissenschaftlichen Arbeiten erfolgt (vgl. Obeysekera und Salas 2016 und darin enthaltene Referenzen für eine Übersicht). Mit der Wahrscheinlichkeitsfunktion der Binomialverteilung lässt sich die Auftretenswahrscheinlichkeit P_k berechnen, dass ein Ereignis Z mit der zugehörigen Überschreitungswahrscheinlichkeit $P_{\bar{U}}$ innerhalb einer Zeitspanne n genau k -mal eintritt (Papula 2008). Für eine wasserwirtschaftliche Anlage ist nun in der Regel die Frage von Bedeutung, wie groß die Wahrscheinlichkeit dafür ist, dass ein Ereignis Z innerhalb einer Zeitspanne von n Jahren keinmal ($k = 0$) eintritt. Dies kann mittels der Binomialverteilung wie folgt berechnet werden:

$$P_{k=0} = (1 - P_{\bar{U}})^n$$

Somit kann beispielsweise die Wahrscheinlichkeit für das Nicht-Auftreten eines 100-jährlichen Ereignisses (z_{100}) innerhalb einer Zeitspanne von $n = 100$ Jahren berechnet werden zu:

$$P_{k=0} = (1 - P_{\bar{U}})^n = (1 - 0,01)^{100} = 0,366$$

Das komplementäre Ereignis, was zugleich der Überschreitungswahrscheinlichkeit für die Zeitspanne n entspricht und als hydrologisches Risiko bezeichnet wird, ergibt sich dann zu:

$$P_{k \geq 1} = 1 - P_{k=0} = 1 - (1 - P_{\bar{U}})^n = 0,634$$

Für die Bemessung von wasserwirtschaftlichen Anlagen kann nun als Zeitspanne n zweckmäßigerweise die geplante Lebensdauer N des Bauwerkes angesetzt werden. Für die Überschreitungswahrscheinlichkeiten $P_{k \geq 1}$ innerhalb der Lebensdauer N wird hier die Bezeichnung EPN (engl. exceedance probability N) eingeführt.

Bei instationären Bedingungen ist die Überschreitungswahrscheinlichkeit $P_{\bar{U}}$ eines Ereignisses z_T über die Zeit nicht konstant, sondern ändert sich.

Liegt beispielsweise in der zu untersuchenden Zeitreihe ein ansteigender Trend vor, so steigt auch die Überschreitungswahrscheinlichkeit $P_{\ddot{U}}$ stetig an bzw. die Unterschreitungswahrscheinlichkeit P_U sinkt kontinuierlich. Insofern muss eine zeitliche Entwicklung von $P_{\ddot{U}}$ und P_U berücksichtigt werden, indem für jedes Jahr i entsprechende Werte $P_{\ddot{U},i}$ und $P_{U,i}$ berechnet werden. Das *EPN*-Konzept kann konsequent auf den instationären Fall erweitert werden, wobei die Betrachtungen immer von einem Referenzjahr (z.B. aktuelles Jahr; Index 0) und von einem Planungshorizont (= Referenzjahr + Lebensdauer N ; Index N) ausgehen. Als Beispiel ist ein bestimmter Abfluss Q gegeben, der zum Referenzjahr eine Jährlichkeit von $T = 100$ a aufweist. Damit erhält dieser Abfluss die Bezeichnung $z_{100,0}$ mit der zugehörigen Überschreitungswahrscheinlichkeit $P_{\ddot{U},0} = 0,01$ 1/a ($T_0 = 100$ a) im Referenzjahr. Unter der Annahme eines ansteigenden Trends in der Zeitreihe nimmt auch die Überschreitungswahrscheinlichkeit $P_{\ddot{U},i}$ bis zum Planungshorizont stetig zu, bis dass ein Wert von $P_{\ddot{U},N}$ erreicht ist.

Ausgehend von den vorherigen Gleichungen kann die *EPN* für den stationären Fall auch geschrieben werden als

$$EPN = 1 - (1 - P_{\ddot{U}})^N = 1 - \prod_{i=1}^N (1 - P_{\ddot{U}})$$

Für den instationären Fall gilt somit analog

$$EPN = 1 - \prod_{i=1}^N (1 - P_{\ddot{U},i})$$

Unter der Annahme, dass im stationären Fall bei einer Bauwerkslebensdauer von $N = 100$ Jahren eine *EPN* von 63,4% als ein ausreichendes Sicherheitsniveau für die zu planende wasserwirtschaftliche Anlage angesehen wird, kann nun im instationären Fall diejenige Überschreitungswahrscheinlichkeit $P_{\ddot{U},0}$ für das Referenzjahr numerisch ermittelt werden, für welche sich auch im instationären Fall eine *EPN* von 63,4% ergibt. Die Überschreitungswahrscheinlichkeit für das Referenzjahr $P_{\ddot{U},0}$ ist im instationären Fall somit der für die Bemessung gesuchte relevante Parameter, weshalb für diesen Parameter die Bezeichnung *DEP* (engl.: design exceedance probability) eingeführt wird. Für die Jährlichkeit im Referenzjahr wird die Bezeichnung *DRP* (engl.: design return period) verwendet, wobei gilt

$$DRP = \frac{1}{DEP}$$

Mit der konsequenten Erweiterung des *EPN*-Konzeptes auf den instationären Fall liegt somit ein systematischer Ansatz zur Bemessung von wasserwirtschaftlichen Infrastrukturanlagen bei instationären Bedingungen vor. Die eigentliche Bemessung basiert dabei im Gegensatz zum stationären Fall nicht auf der alleinigen Vorgabe eines Sicherheitsniveaus in Form einer Jährlichkeit T , sondern auf der Vorgabe einer *EPN* und einer Bauwerkslebensdauer N (Mudersbach und Bender 2017).

1.2.2 Weitere Ansätze

Ein weiterer Bemessungsansatz bei Instationarität ist der sogenannte Effective-Return-Level-Ansatz (Mudersbach et al. 2020; Gilleland und Katz 2016; Mondal und Daniel 2019). Nach Anpassung einer instationären Verteilungsfunktion an die Zeitreihe liegen für jeden Zeitpunkt i unterschiedliche Parametersätze vor, womit sich die Quantilwerte Werte $P_{\ddot{U},i}$ und $P_{U,i}$ ebenfalls verändern (s.o.). Beim Effective-Return-Level (ERL) wird nun der zum 95%-Quantilwert gehörende Merkmalswert (z.B. Abfluss) verwendet. Dieser Ansatz ermöglicht somit auch ein einheitliches Vorgehen bei Instationarität und benötigt keine Angabe einer Bauwerkslebensdauer. Jedoch wird bei dem ERL-Ansatz keine Festlegung einer Überschreitungswahrscheinlichkeit $P_{\ddot{U}}$ innerhalb einer Zeitspanne n vorgenommen.

Für weitere Bemessungsansätze bei Instationarität, wie z.B. Expected-Waiting-Time-Ansatz (EWT) oder Expected-Number-of-Events-Ansatz (ENE), wird auf weiterführende Literatur verwiesen (Hu et al. 2017; Salas et al. 2018; Mondal und Daniel 2019).

1.3 Anwendungsbeispiel

Das folgende Fallbeispiel soll die Anwendung des Design-Life-Level-Ansatzes verdeutlichen. Das Beispiel nutzt jährliche Maximalwerte des Abflusses (AMAX), welche aus einer realistischen, aber synthetisch generierten zeitlich hochaufgelösten Datenreihe ermittelt wurden. Die Zeitreihe der jährlichen Abflussmaxima umfasst einen Zeitraum von 84 Jahren (1937 bis 2020). Der lineare Trend der AMAX-Zeitreihe beträgt von $s = 0,01$ m³/(s x a) \pm 0,006 m³/(s x a'), was unter Zugrundelegung des 1 σ -Bereiches einen signifikanten Trend darstellt. Auf Basis dieser AMAX-Zeitreihe wurde eine instationäre extremwertstatistische Analyse durchgeführt, indem die Verallgemeinerte Extremwertverteilung mit einem linear

zeitabhängigen Lageparameter (GEV(1.0.0)) an die Daten angepasst wurde.

Das Ergebnis der instationären extremwertstatistischen Analyse ist in Abbildung 2 dargestellt, in der die zeitliche Entwicklung verschiedener Hochwasserquantile ($z_{10}, z_{50}, z_{100}, z_{200}$) zu erkennen ist und bis zum Jahr 2120 extrapoliert wurde. Für die weitere Auswertung wurde das letzte Jahr der Beobachtungsdaten (2020) als Referenzjahr verwendet und eine geplante Lebensdauer von $N = 100$ Jahren angenommen, womit sich als Planungshorizont das Jahr 2120 ergibt. Betrachtet man nun die Abflusswerte der Hochwasserquantile zum Referenzjahr, so wird sich durch den instationären Prozess die Unterschreitungswahrscheinlichkeit $P_{\bar{U},i}$ über die Zeit stetig verringern bzw. die Überschreitungswahrscheinlichkeit $P_{U,i}$ stetig vergrößern.

Nun kann die EPN für jedes Hochwasserereignis mit der Jährlichkeit T_0 im Referenzjahr berechnet werden (Abbildung 3). Beispielsweise ergibt sich für das Hochwasserereignis von $z_{100,0} = 7,18 \text{ m}^3/\text{s}$, was im Referenzjahr eine Jährlichkeit von $T_0 = 100$ a hat, für eine angenommene Lebensdauer eines Hochwasserschutzbauwerkes (z.B. Deich) von 100 Jahren eine EPN von 85 %. Dies liegt deutlich über der EPN im stationären Fall von 63,4 %. Anhand der

markierten Referenzlinie von 63,4 % kann abgelesen werden, dass bei den vorliegenden instationären Bedingungen ein Hochwasserereignis mit einer Jährlichkeit von etwa $T_0 = 200$ a im Referenzjahr gewählt werden müsste, um das gleiche Sicherheitsniveau wie im stationären Fall gewährleisten zu können. Unter Verwendung der oben genannten Gleichungen kann die Jährlichkeit genauer zu $DRP = 198$ a (Abbildung 4) berechnet werden. Damit lässt sich die Bemessungsaufgabe für das behandelte Beispiel wie folgt zusammenfassen: Bei einer vorgegebenen Bauwerkslebensdauer von $N = 100$ a und einem gewählten Sicherheitsniveau (EPN) von 63,4 % müsste bei gegebenen instationären Bedingungen eine Jährlichkeit im Referenzjahr (2020) von $DRP = 198$ a ≈ 200 a gewählt werden.

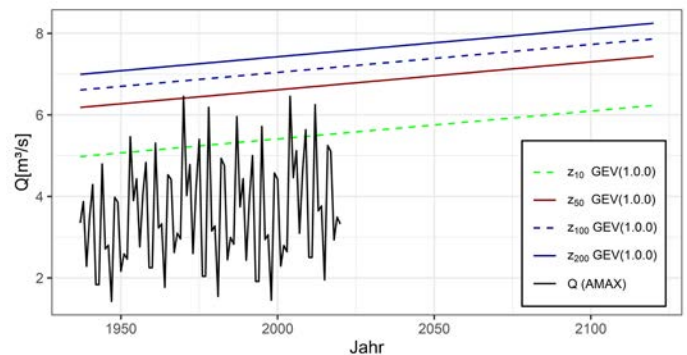


Abb. 2: Jährliche Maximalwerte (AMAX) mit zeitabhängigen Hochwasserquantilwerten

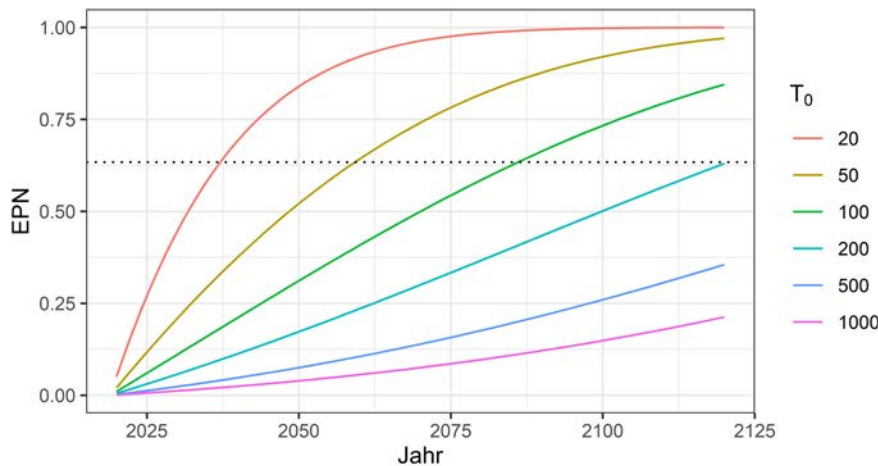
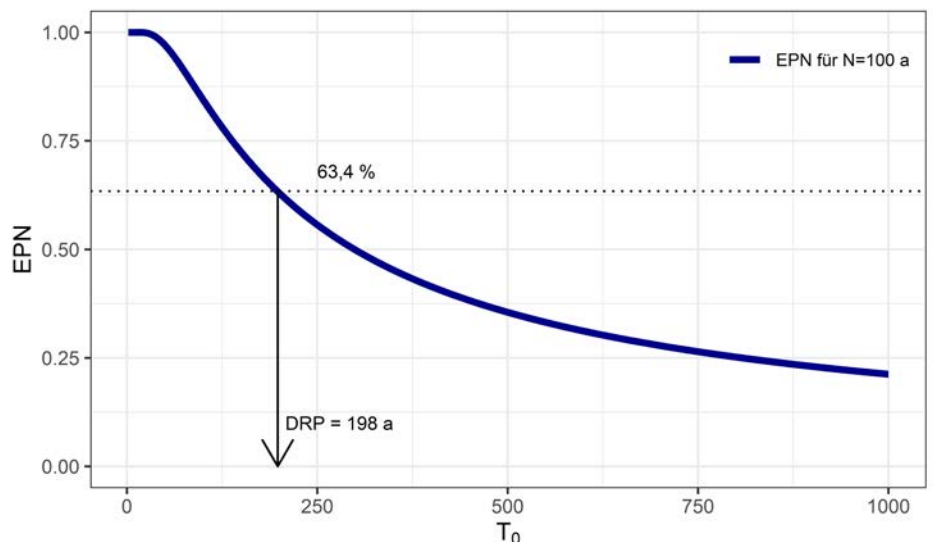


Abb. 3: Entwicklung der EPN für definierte Jährlichkeiten (Referenzjahr 2020) bei instationären Bedingungen

Abb. 4: Detaillierte Berechnung der erforderlichen Jährlichkeit im Referenzjahr (DRP) für eine Lebensdauer von 100 Jahren und einem Sicherheitsniveau von 63,4 %



Literatur:

- AghaKouchak, A.; Easterling, D.; Hsu, K.; Schubert, S.; Sorooshian, S. (2013): *Extremes in a Changing Climate. Detection, Analysis and Uncertainty*. Dordrecht: Springer Dordrecht Heidelberg New York London (Water Science and Technology Library, 65).
- Bender, Jens; Wahl, Thomas; Jensen, Jürgen (2014): Multivariate design in the presence of non-stationarity. In: *Journal of Hydrology* 514, S. 123–130. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2014.04.017.
- Beran, Jan (2013): *Long-memory processes. Probabilistic properties and statistical methods*. Berlin, New York: Springer.
- Cheng, Linyin; AghaKouchak, Amir; Gilleland, Eric; Katz, Richard W. (2014): Non-stationary extreme value analysis in a changing climate. In: *Climatic Change* 127 (2), S. 353–369. DOI: 10.1007/s10584-014-1254-5.
- Coles, S. (2001): *An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values*.
- Dinpashoh, Yagob; Mirabbasi, Rasoul; Jhajharia, Deepak; Abianeh, Hamid Zare; Mostafaeipour, Ali (2014): Effect of Short-Term and Long-Term Persistence on Identification of Temporal Trends. In: *J. Hydrol. Eng.* 19 (3), S. 617–625. DOI: 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000819.
- DWA (Hg.) (2012): *DWA-M 552 Ermittlung von Hochwasserwahrscheinlichkeiten*. Hennef: Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall.
- DWA (2020): *DWA-M 541 (Entwurf) Statistische Analyse von Niedrigwasserkenngößen*. Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e. V. Hennef.
- Gilleland, Eric; Katz, Richard W. (2016): extRemes 2.0: An Extreme Value Analysis Package in R. In: *J. Stat. Soft.* 72 (8). DOI: 10.18637/jss.v072.i08.
- Hu, Yiming; Liang, Zhongmin; Singh, Vijay P.; Zhang, Xuebin; Wang, Jun; Li, Binqun; Wang, Huimin (2017): Concept of Equivalent Reliability for Estimating the Design Flood under Non-stationary Conditions. In: *Water Resour Manage* 255 (3), S. 107. DOI: 10.1007/s11269-017-1851-y.
- Katz, R.W.; Parlange, M.B.; Naveau, P. (2002): Statistics of extremes in hydrology. In: *Advances in Water Resources* 25, S. 1287–1304.
- Kotz, S.; Nadarajah, S. (2000): *Extrem Value Distribution – Theory and Applications*.
- Maniak, Ulrich (2016): *Hydrologie und Wasserwirtschaft. Eine Einführung für Ingenieure*. 7., neu bearbeitete Auflage (Lehrbuch).
- Mentaschi, Lorenzo; Vousdoukas, Michalis; Voukouvalas, Evangelos; Sartini, Ludovica; Feyen, Luc; Besio, Giovanni; Alfieri, Lorenzo (2016): The transformed-stationary approach. A generic and simplified methodology for non-stationary extreme value analysis. In: *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 20 (9), S. 3527–3547. DOI: 10.5194/hess-20-3527-2016.
- Merz, B.; Vorogushyn, S.; Uhlemann, S.; Delgado, J.; Hundecha, Y. (2012): HESS Opinions "More efforts and scientific rigour are needed to attribute trends in flood time series". In: *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16 (5), S. 1379–1387. DOI: 10.5194/hess-16-1379-2012.
- Mondal, Arpita; Daniel, Denzil (2019): Return Levels under Nonstationarity. The Need to Update Infrastructure Design Strategies. In: *Journal of Hydrologic Engineering* 24 (1), S. 4018060. DOI: 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001738.
- Mudersbach, C.; Bender, J. (2017): Ein Bemessungsansatz für wasserwirtschaftliche Infrastruktur bei instationären Bedingungen. In: *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 61 (2), S. 85–92. Online verfügbar unter 10.5675/HyWa_2017,2_1.
- Mudersbach, C.; Jensen, J. (2010): Non-stationary extreme value analysis of annual maximum water levels for designing coastal structures at the German North Sea coastline. In: *Journal of Flood Risk Management* 3 (1), S. 52–62. DOI: 10.1111/j.1753-318X.2009.01054.x.
- Mudersbach, C.; Netzel, F.; Gehrmann, T.; Rothe, B.; Bender, J. (2020): *Untersuchungen zur Anwendung von instationären Bemessungsansätzen in der wasserwirtschaftlichen Praxis (UnlWa). Abschlussbericht des ResA-Forschungsvorhabens; gefördert durch das Ministerium für Umwelt, Landwirtschaft, Natur- und Verbraucherschutz des Landes Nordrhein-Westfalen*. Hg. v. Landesamt für Natur, Umwelt und Verbraucherschutz Nordrhein-Westfalen (LANUV). Hochschule Bochum. Bochum.
- Mudersbach, C.; Wahl, T.; Haigh, I. D.; Jensen, J. (2013): Trends in high sea levels of German North Sea gauges compared to regional mean sea level changes. In: *Continental Shelf Research* 65, S. 111–120. DOI: 10.1016/j.csr.2013.06.016.
- Mudersbach, Christoph; Bender, Jens; Netzel, Fabian (2017): An analysis of changes in flood quantiles at the gauge Neu Darchau (Elbe River) from 1875 to 2013. In: *Stoch Environ Res Risk Assess* 31 (1), S. 145–157. DOI: 10.1007/s00477-015-1173-7.
- Obeysekera, Jayantha; Salas, Jose D. (2016): Frequency of Recurrent Extremes under Nonstationarity. In: *J. Hydrol. Eng.* 21 (5), S. 4016005. DOI: 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001339.

Papula, Lothar (2008): Grundlagen der mathematischen Statistik. In: Lothar Papula (Hg.): Mathematik für Ingenieure und Naturwissenschaftler. Wiesbaden: Vieweg+Teubner, S. 465–644.

Read, Laura K.; Vogel, Richard M. (2016): Hazard function theory for nonstationary natural hazards. In: Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 16 (4), S. 915–925. DOI: 10.5194/nhess-16-915-2016.

Rootzén, Holger; Katz, Richard W. (2013): Design Life Level: Quantifying risk in a changing climate. In: Water Resour. Res. 49 (9), S. 5964–5972. DOI: 10.1002/wrcr.20425.

Salas, J. D.; Obeysekera, J.; Vogel, R. M. (2018): Techniques for assessing water infrastructure for nonstationary extreme events. A review. In: Hydrological Sciences Journal 63 (3), S. 325–352. DOI: 10.1080/02626667.2018.1426858.

Salas, Jose D.; Obeysekera, Jayantha (2014): Revisiting the Concepts of Return Period and Risk for Nonstationary Hydrologic Extreme Events. In: J. Hydrol. Eng., 130402173422002. DOI: 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000820.

Serinaldi, Francesco (2015): Dismissing return periods! In: Stoch Environ Res Risk Assess 29 (4), S. 1179–1189. DOI: 10.1007/s00477-014-0916-1.

Vasiliades, L.; Galiatsatou, P.; Loukas, A. (2015): Nonstationary Frequency Analysis of Annual Maximum Rainfall Using Climate Co-variates. In: Water Resour Manage 29 (2), S. 339–358. DOI: 10.1007/s11269-014-0761-5.



2 Ermittlung von Niederschlagsstatistiken unter Berücksichtigung von Starkregenereignissen

Svenja
Fischer

Niederschlagsstatistiken bilden die Grundlage vieler Bemessungen. Niederschlagsereignisse haben drei wesentliche Charakteristika: die Dauer, die innerhalb dieses Zeitraums gefallene Niederschlagsmenge und die zeitliche Verteilung dieser Menge innerhalb der Dauer, d.h. die Niederschlagsintensität. Zusätzlich wird häufig noch die räumliche Verteilung berücksichtigt. Da Dauer und Menge miteinander verknüpft sind, ist die Unterscheidung in Dauerstufen, d.h. in betrachtete Zeitfenster, eine wesentliche Grundlage der Niederschlagsstatistik. Kleine Dauerstufen von 5 bis 60 Minuten sind besonders für siedlungswirtschaftliche Aspekte von Bedeutung, wie die Planung von Kanalnetzen oder Regenrückhaltebecken, während für die Planung des Hochwasserschutzes zumeist längere Dauerstufen ab 24 bis 72 h herangezogen werden. Die für die Bemessung benötigte Schätzung der Quantile, d.h. von Niederschlagsmengen bestimmter Jährlichkeit, auf Basis von jährlichen maximalen Niederschlägen für verschiedene Dauerstufen wird in Deutschland durch das Merkblatt DWA A-531 (DWA, 2012) geregelt und findet Anwendung z.B. in KOSTRA-DWD (Junghänel et al., 2017). Eine besondere Herausforderung für die Niederschlagsstatistik sind Starkregenereignisse. Diese Ereignisse sind geprägt durch eine hohe Niederschlagsintensität, welche meist über einen kurzen Zeitraum zu hohen Niederschlagsmengen führt, und sind meist lokal begrenzt. Beispielsweise definiert der DWD Starkregen u.a. als eine Niederschlagsmenge von mehr als 10mm für eine Dauerstufe von 20 Minuten. In den letzten Jahren scheint es eine Häufung solcher Ereignisse zu geben und besonders urbane Gebiete waren mehrfach von extremen Starkregen betroffen (z.B. Dortmund 2008, Ruhrgebiet 2013 und 2019, Münster 2014). Es stellt sich daher die Frage, ob diese Zunahme der Starkregenereignisse tatsächlich nachgewiesen werden kann, und falls dies der Fall ist, welchen Einfluss diese Zunahme auf die Niederschlagsstatistik hat.

1.1 Nehmen Starkregenereignisse in ihrer Häufigkeit zu?

Das häufige Auftreten von Starkregenereignissen in den letzten Jahren sowie Prognosen vieler Klimamodelle lassen ein vermehrtes Auftreten von Starkre-

genereignissen in den letzten Jahren und weiterhin in Zukunft vermuten. Diese Veränderung der Häufigkeit hätte einen starken Einfluss auf die Niederschlagsstatistik und somit auf die Bemessung. Besonders häufig von Starkregenereignissen betroffen scheinen große urbane Gebiete wie das Ruhrgebiet oder Berlin. Am Beispiel von 10 Stationen der Emschergenossenschaft/Lippeverband (EGLV) soll dies verdeutlicht werden¹. Von diesen 10 Stationen liegen drei (Dortmund-Kruckel 2166, Gelsenkirchen-Altstadt 2582 und Oberhausen-Buschhausen 2953) in urbanen Ballungsgebieten, während vier (Unna-Billmerich 8768, Soest 8646, Kamen 8763 und Werne 8754 im östlichen Ruhrgebiet und drei (Westerholt 8946, Haltern 8897 und Rorup 8843) im nördlichen Ruhrgebiet bzw. Münsterland liegen. Die Niederschlagsdaten dieser Stationen wurden von der EGLV geprüft, so dass Instationaritäten durch Wechsel der Messinstrumente ausgeschlossen werden können. In Hinblick auf die Starkregenklassifikation des DWD, kann für diese 10 Stationen tatsächlich festgestellt werden, dass von den 30 größten Starkregenereignissen an diesen Stationen 13 nach dem Jahr 2000 auftraten. Da fast alle der Stationen seit dem Anfang der 30er Jahre des 20. Jahrhunderts aufzeichnen, bedeutet dies, dass 43% der größten 30 Starkregenereignisse in den letzten 20 Jahren auftraten, d.h. in nur 20% des Beobachtungszeitraums. Dabei ist zu bemerken, dass lediglich zwei der Ereignisse zeitgleich an mehr als einer der Stationen auftraten, was den räumlich begrenzten Charakter der Starkregenereignisse unterstreicht. Insgesamt traten an den zehn Stationen 567 Starkregenereignisse in der Dauerstufe 20 Minuten auf, von denen 159 seit dem Jahr 2000 auftraten.

Auch im Bereich der Dauerstufe 60 Minuten kann ein gewisses Muster in der Häufigkeit der Starkregenereignisse festgestellt werden. „Heftige Starkregen“ der Dauerstufe 60 Minuten, d.h. nach DWD-Klassifikation mit mehr als 25 mm Niederschlag, treten besonders in den urbanen Gebieten in den letzten Jahren vermehrt auf (Abb. 1). Während in den 1970er Jahren an vielen Stationen keine Zunahme der Anzahl an Starkregenereignissen in den urbanen Gebieten beobachtet werden kann (Plateaus), so ist seit ca. 1995 ein kontinuierlicher Anstieg der Anzahl dieser Ereignisse zu sehen. Für die in eher ländlichen

¹ Dank geht an die Emschergenossenschaft und dem Lippeverband für die Bereitstellung der Daten, die diese Arbeit ermöglicht hat.

Gebieten im östlichen Ruhrgebiet gelegenen Stationen ist diese Zunahme in den letzten Jahren deutlich geringer ausgeprägt. Während folglich die Häufigkeit der Starkregenereignisse zunimmt, kann dies nicht für die Niederschlagsmenge dieser Ereignisse festgestellt werden. Eine Untersuchung der einzelnen Dauerstufen auf Trends mittels des Mann-Kendall-Tests lieferte keine signifikanten Resultate, die einen von der natürlichen Variabilität der Niederschlagsdaten abweichenden Trend bestätigen würden.

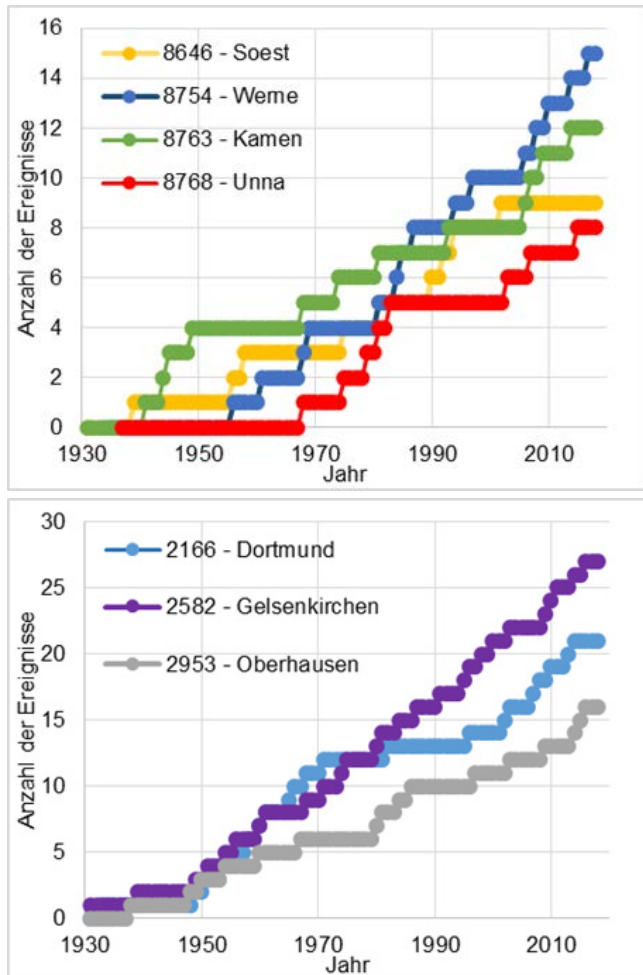


Abb. 1: Kumulierte Anzahl der als vom DWD als „heftiger Starkregen“ (>25 mm) klassifizierte Ereignisse der Dauerstufe 60 Minuten für Stationen im östlichen Ruhrgebiet (oben) und im zentralen Ruhrgebiet (unten).

1.2 Veränderung der Schiefe durch Starkregenereignisse

Die beobachtete Zunahme der Häufigkeit von Starkregenereignissen hat nicht nur einen Einfluss auf die bisher durchgeführten Bemessungen sondern auch direkt auf die Niederschlagsstatistik. Dabei gilt es, besonders eine statistische Eigenschaft der Niederschlagszeitreihe zu berücksichtigen: die Schiefe. Die Schiefe einer Zeitreihe beschreibt die Asymmetrie der Stichprobe, d.h. inwieweit die Daten gleichmäßig um den Mittelwert verteilt sind. Große, positive Werte der Schiefe deuten dabei auf einzelne, sehr große Werte hin, welche stark vom Mittelwert abweichen.

Eine Schiefe von 0 bedeutet perfekte Symmetrie. Bezogen auf Starkregenereignisse heißt das, dass eine Zunahme der Häufigkeit von Starkregenereignissen voraussichtlich zu einer höheren Schiefe führt. Die Schiefe einer Stichprobe mit n Elementen kann geschätzt werden als

$$C_s = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3}{\left(\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right)^{\frac{3}{2}}}$$

wobei \bar{x} der Mittelwert ist. Um die zeitliche Entwicklung der Schiefe beurteilen zu können, wird die Stichprobe in einem wachsenden Fenster betrachtet, d.h. die Schiefe wird beginnend mit dem ersten Jahr der Aufzeichnungen für ein 10-Jahre Fenster berechnet, welches dann sukzessive um ein Jahr erweitert wird, bis das letzte Beobachtungsjahr in der Stichprobe enthalten ist (Abb. 2). Während die Schiefe für die 30-Minuten Dauerstufe bis auf einen signifikanten Sprung im Jahr 2010 relativ konstant ist, ist das zeitliche Verhalten der Schiefe für die 90-Minuten Dauerstufe deutlich variabler. Jedoch ist auch hier ein Sprung in den 2000er zu erkennen, welcher jedoch durch den deutlich größeren Sprung in den 1950er übertroffen wurde. Dennoch lässt sich folgern, dass die Schiefe in den letzten 10 Jahren deutlich angestiegen ist, was auf das vermehrte Auftreten von Starkregenereignissen zurückzuführen ist.

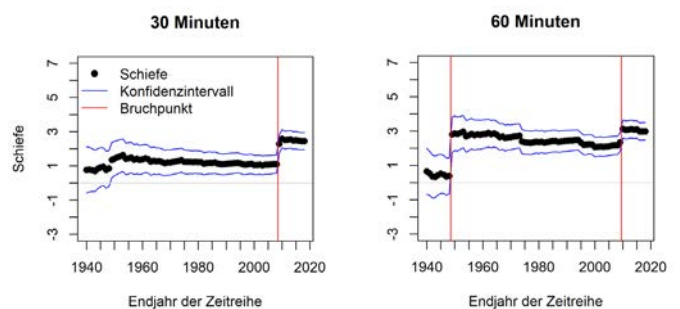


Abb. 2: Verlauf der Schiefe mit 95%-Konfidenzbereich über wachsende Fenster für verschiedene Dauerstufen der Station Gelsenkirchen-Altstadt (2582). Rot dargestellt sind die signifikantesten Bruchpunkte nach Pettitt-Test.

Die berechnete Schiefe für jeweils die gesamte Beobachtungsreihe ist für obige Stationen und verschiedene Dauerstufen in Tab. 1 gegeben. Als unterer Referenzwert ist die theoretische Schiefe der Gumbelverteilung, eine häufig genutzte Verteilung für Blockmaxima mit geringer Schiefe von 1,14, angegeben. Es ist deutlich zu sehen, dass insbesondere in den mittleren Dauerstufen von 30 Minuten bis

12 Stunden teils sehr hohe Schiefewerte auftreten. Insbesondere für die drei urbanen Stationen Gelsenkirchen (2582), Dortmund (2166) und Oberhausen (2953) ergeben sich sehr hohe Schiefewerte.

Tabelle 1: Geschätzte Schiefe der gesamten Zeitreihe für verschiedene Dauerstufen. Die farbliche Darstellung unterteilt die Schiefe in vier Stufen: < 1,14 (weiß); 1,14-2 (gelb); 2-3 (orange); >3 (rot)

Schiefe	2166	2582	2953	8646	8754	8763	8768	8843	8897	8946
5 Minuten	1.821	0.548	0.770	0.977	0.636	3.729	0.773	0.661	0.823	1.380
10 Minuten	1.042	0.961	0.934	1.252	0.797	2.503	1.253	1.097	0.941	1.494
15 Minuten	1.138	1.450	0.850	0.953	0.851	1.768	1.237	1.506	1.197	1.440
20 Minuten	1.295	2.043	0.872	0.822	0.896	1.871	1.151	1.794	1.355	1.336
30 Minuten	1.739	2.461	1.114	0.786	0.975	2.993	1.127	1.932	1.778	1.346
45 Minuten	2.058	2.743	1.674	1.067	1.131	2.665	1.224	2.172	2.034	1.328
60 Minuten	2.031	2.997	1.726	1.436	1.203	2.402	1.312	2.283	1.932	1.296
90 Minuten	2.250	3.188	1.776	1.752	1.319	2.376	1.554	2.113	1.774	1.293
2 Stunden	2.003	2.999	1.804	2.228	1.503	2.183	2.095	2.038	1.669	1.355
3 Stunden	1.737	2.643	2.706	2.105	1.530	2.298	2.484	1.836	1.477	1.301
4 Stunden	1.680	2.451	3.038	2.090	1.627	2.268	2.506	1.729	1.206	1.334
6 Stunden	1.827	2.053	3.954	1.934	1.671	2.102	2.590	1.591	1.067	1.368
9 Stunden	1.702	1.806	3.683	1.621	1.617	2.011	2.311	1.443	1.003	1.431
12 Stunden	1.662	1.634	3.380	1.411	1.703	1.894	2.091	1.383	1.150	1.836
18 Stunden	1.582	1.264	3.319	1.370	1.630	1.699	1.492	1.392	1.424	1.724
1 Tag	1.579	1.461	3.304	1.161	1.502	1.495	1.674	1.116	1.536	1.466
2 Tage	1.724	1.618	2.611	0.819	0.751	0.926	1.172	0.698	1.111	0.934

1.3 Erweiterung der Niederschlagsstatistik

Die Zunahme der Häufigkeit von Starkregenereignissen besonders in den urbanen Gebieten sowie die damit einhergehende Erhöhung der Schiefe der Verteilung sollte in der Niederschlagsstatistik berücksichtigt werden. Das aktuell von der DWA im Merkblatt DWA A-531 vorgeschlagene und auch in Anwendungen wie KOSTRA-DWD umgesetzte Verfahren zur Schätzung der Niederschlagstatistik ist hierzu jedoch nur bedingt geeignet. Dieses Verfahren beruht auf der Gumbel-Verteilung, die stets von einer Schiefe von 1,14 ausgeht. Sie wird in ihren zwei verbleibenden Parametern an alle Dauerstufen separat angepasst wird. Um eine Monotonie der Quantile zwischen den Dauerstufen zu erhalten, d.h. größere Quantile für größere Dauerstufen, werden die Parameter der einzelnen Gumbelverteilungen anschließend zunächst über einzelne Dauerstufenbereiche und schließlich zwischen den Bereichen ausgeglichen. Damit ist die Gumbelverteilung jedoch keineswegs in der Lage, die durch das vermehrte Auftreten von Starkregenereignissen erhöhte Schiefe korrekt abzubilden. Stattdessen findet eine systematische Unterschätzung der hohen Quantile statt. Eine Alternative besteht in der Erweiterung der Gumbelverteilung zur Allgemeinen Extremwertverteilung (engl.: Generalized Extreme Value Distribution, GEV), welche von Fischer und Schumann (2018) vorgeschlagen wurde. Die GEV ist durch den dritten Parameter, den Formparameter, in der Lage, auch große positive oder negative Schiefewerte abzubilden. Da sie zudem die Gumbelverteilung als Spezialfall beinhaltet (der Formparameter ist dann gleich 0), ist sie die natürliche Erweiterung der bisher verwendeten Methodik. Die Parameter der GEV werden ebenfalls zunächst für jede Dauerstufe

getrennt geschätzt, wobei die folgende Verteilungsfunktion zu Grunde gelegt wird:

$$F_{GEV}(x) = \exp\left(-\left(1 - \xi(D) \cdot \frac{x - \mu(D)}{\sigma(D)}\right)^{\frac{1}{\xi(D)}}\right), \text{ mit } \xi(D) \neq 0$$

mit Lageparameter μ , Skalenparameter $\sigma > 0$ und Formparameter ξ . Anschließend werden die Parameter separat als Funktion über alle Dauerstufen D modelliert und global optimiert. Das resultierende Modell wird mit cGEV (combined GEV) bezeichnet. Mittels des Likelihood-Ratio-Tests (Coles, 2013) können beide Modelle (DWA und cGEV) auf ihre Güte hinsichtlich der Anpassung an die Jahresmaxima der Niederschläge bewertet werden.

Der Test gibt an, ob das Modell mit der größeren Anzahl an Parametern (cGEV) eine höhere Güte als das geringer parametrisierte Modell besitzt. Es ist dabei zu berücksichtigen, dass die Gumbel-Verteilung und somit indirekt die DWA-Methodik weiterhin als Spezialfall in der cGEV enthalten ist. Die cGEV kann somit flexibel und je nach Dauerstufe eine komplexere dreiparametrische Form oder die einfachere zweiparametrische Form annehmen. Für die Anwendung der cGEV werden Zeitreihen von mindestens 30 Jahren Beobachtungslänge empfohlen, um die Unsicherheit bei der Schätzung des dritten Parameters ausreichend klein zu halten.

1.4 Anwendungsbeispiel

Als Anwendungsbeispiel wurden die Ergebnisse der DWA-Methodik mit denen der cGEV hinsichtlich Größe und Güte für die obigen 10 Stationen der EGLV bewertet. In Tab.2 sind die geschätzten Quantile zur Jährlichkeit 100a für verschiedene Dauerstufen berechnet worden und die prozentuale Änderung des Quantils der cGEV zur DWA-Methodik dargestellt.

Tabelle 2: Prozentuale Änderung der mittels cGEV berechneten Quantile zu denen mittels DWA-Methodik berechneten Quantilen zur Jährlichkeit 100a. Das Farbschema beschreibt die Größe der Abweichung.

Änderung [%]	2166	2582	2953	8646	8754	8763	8768	8843	8897	8946
15 Minuten	9.3	13.6	15.8	21.0	7.9	19.0	20.6	27.5	17.1	15.0
20 Minuten	6.7	9.3	11.4	17.4	4.1	15.2	16.0	20.8	12.3	12.5
30 Minuten	4.6	5.7	8.2	13.2	0.4	11.3	10.5	14.6	8.1	9.8
45 Minuten	3.8	4.1	7.1	9.7	-2.3	8.3	5.6	10.5	5.8	7.9
60 Minuten	3.9	3.7	7.4	7.3	-3.6	6.4	2.2	8.2	4.8	6.6
90 Minuten	4.9	5.9	9.5	6.6	-3.6	6.2	0.5	9.4	5.8	6.3
2 Stunden	6.3	9.2	12.0	8.0	-2.3	7.9	1.6	13.5	8.1	7.2
3 Stunden	8.8	13.8	15.8	9.1	-0.4	9.3	2.8	17.5	10.5	7.7
4 Stunden	10.8	16.7	18.3	9.5	0.9	9.7	3.6	18.9	11.5	7.6
6 Stunden	13.8	19.7	20.9	9.7	2.5	9.5	4.9	19.3	11.9	7.0
9 Stunden	16.5	21.1	22.1	9.9	4.0	9.0	6.6	18.6	11.4	6.3
12 Stunden	18.1	21.0	21.9	10.3	5.0	8.8	8.1	17.9	11.0	5.8
18 Stunden	17.8	18.6	20.4	7.4	5.3	8.0	6.6	16.2	11.4	5.8
1 Tag	15.8	15.4	18.7	3.0	4.6	7.0	2.8	14.6	12.7	6.2
2 Tage	10.1	8.2	14.6	-3.8	3.6	6.1	-2.8	13.2	17.0	8.1

Analog zu Tab. 1 hängt die Größe der Veränderung stark von der Lage der Station ab. Insbesondere für die Dauerstufen im Bereich 3 bis 24 Stunden der drei urban gelegenen Stationen sowie der Station Rorup sind deutliche Erhöhungen in der Schätzung von über 15% zu erkennen, ebenso für die Dauerstufen 15 und 20 Minuten für die meisten der im östlichen und nördlichen Ruhrgebiet und somit ländlicher gelegenen Stationen. Generell liegen fast alle mit der cGEV-Methodik geschätzten Quantile 5-10% über den mittels der DWA-Methodik geschätzten Quantilen. Ein Vergleich mit den empirischen Wahrscheinlichkeiten zeigt, dass diese höhere Schätzung näher an den beobachteten Werten liegt, wobei auch diese teilweise noch unterschätzt werden (Abb. 3).

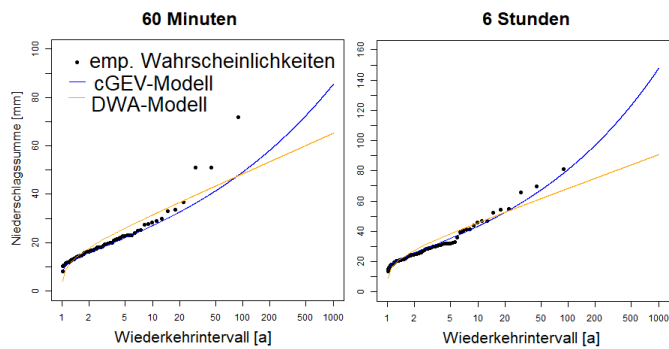


Abb. 3: Vergleich der cGEV und DWA-Methodik mit den empirischen Quantilen für die Dauerstufen 60 Minuten und 6 Stunden der Station Gelsenkirchen-Altstadt.

Die DWA-Methodik hingegen unterschätzt nahezu alle Quantile mit einer Jährlichkeit von mehr als 20 Jahren, während kleinere Quantile tendenziell überschätzt werden. Dies liegt im ausgleichenden Verhalten der Gumbelverteilung begründet, welche nicht die Flexibilität der GEV besitzt und daher einen Mittelwert zwischen kleinen und großen Quantilen darstellt.

Eine Auswertung der Güte der Modelle wurde mittels des Likelihood-Ratio Tests durchgeführt. Dazu wurden erneut wachsende Fenster betrachtet, um festzustellen, ab welchem Zeitpunkt die finale Testentscheidung für das Modell fällt. Die Ergebnisse sind in Tab. 3 zusammengefasst. Während für die urbanen Stationen nahezu durchgehend für alle Dauerstufen die cGEV als das Modell mit der höheren Güte ermittelt wird, ist dies für die ländlicher gelegenen Stationen nicht eindeutig. Jedoch zeigt sich generell, dass die cGEV für die mittleren Dauerstufen im Bereich 90 Minuten bis 6 Stunden die Schätzungen mit höherer Güte liefert. Dies sind die Dauerstufen, welche besonders von Starkregen beeinflusst sind, da in diesem Bereich die hohe Intensität und die kurze Dauer der Ereignisse zum Tragen kommen. Kürzere Dauerstufen sind generell weniger von extremen Starkregen beeinflusst.

1.5 Fazit

Es kann festgestellt werden, dass das Auftreten von Starkregen zwischen den Dauerstufen sehr unterschiedlich ist. So sind nicht alle Dauerstufen gleichermaßen von Starkregen betroffen und extreme Werte treten zumeist in den mittleren dauerstufen von 60 Minuten bis 6 Stunden auf. Dies kann auf die sehr kleinen Niederschlagszellen zurückgeführt werden, welche für lokal begrenztes Auftreten dieser Ereignisse sorgen. Die Häufigkeit des Auftretens von Starkregenereignissen ist sehr stark regionsabhängig und in einer Region zeitlich variabel. Dennoch kann gezeigt werden, dass extrem große Starkregenereignisse in den letzten beiden Jahrzehnten an verschiedenen Stationen häufiger aufgetreten sind als in Vergleichszeiträumen in der Vergangenheit. Dies bedingt eine Veränderung des statistischen Modells zur Schätzung von Bemessungsniederschlägen und letztlich zu höheren Bemessungswerten. Diese Veränderung ist notwendig, da das bisher genutzte Modell nicht in der Lage ist, die Veränderung der Starkregenereignisse korrekt abzubilden.

Tabelle 3: p-Wert des Likelihood-Ratio Tests zwischen cGEV und DWA-Methodik für verschiedene Dauerstufen sowie Zeitpunkt, an dem die finale Testentscheidung eintritt. Ein p-Wert kleiner als 0.05 (orange) weist dabei auf eine signifikant höhere Güte der CGEV hin, andernfalls (blau) ist die DWA-Methodik vorzuziehen

Station	2166		2582		2953		8646		8754	
	ab 1955	ab 1955	ab 1955	ab 1955	ab 1955	ab 1955	ab 1960	ab 1959	ab 1959	ab 1959
Dauerstufe	p-Wert	ab	p-Wert	ab	p-Wert	ab	p-Wert	ab	p-Wert	ab
5 Minuten	1.00	1966	0.06	2018	0.00	1955	1.00	1960	1.00	1959
10 Minuten	0.59	1955	1.00	1955	1.00	1955	0.16	2002	1.00	1959
15 Minuten	0.10	2003	0.02	2010	0.04	2018	0.22	2002	0.43	1959
20 Minuten	0.07	2004	0.00	2010	0.04	2018	1.00	2001	0.88	1959
30 Minuten	0.04	2017	0.00	2009	0.13	2014	0.34	2009	1.00	1959
45 Minuten	0.03	1972	0.00	2009	0.01	1976	0.08	2012	1.00	1959
60 Minuten	0.02	1972	0.00	2005	0.01	1976	0.08	2018	1.00	1959
90 Minuten	0.00	1966	0.00	2004	0.00	1955	0.02	1980	0.48	1961
2 Stunden	0.00	1966	0.00	1955	0.00	1955	0.01	1980	0.24	1961
3 Stunden	0.00	1966	0.00	1955	0.00	1955	0.02	1980	0.03	2014
4 Stunden	0.00	1966	0.00	1955	0.00	1955	0.04	1980	0.02	2014
6 Stunden	0.00	1960	0.00	1955	0.00	1955	0.08	2014	0.02	2014
9 Stunden	0.00	1960	0.00	1955	0.00	1955	0.15	2001	0.06	1959
12 Stunden	0.00	1962	0.00	1955	0.00	1955	0.33	1998	0.06	1991
18 Stunden	0.00	1968	0.01	2009	0.00	1955	0.17	2001	0.30	1959
1 Tag	0.00	1976	0.03	2017	0.00	1955	0.26	1991	0.48	1959
2 Tage	0.00	1967	0.00	2018	0.00	1955	1.00	1960	1.00	1959

Station	8763		8768		8843		8897		8946	
	ab 1955	ab 1961	ab 1961	ab 1984	ab 1975	ab 1960	ab 1975	ab 1960	ab 1960	ab 1960
Dauerstufe	p-Wert	ab	p-Wert	ab	p-Wert	ab	p-Wert	ab	p-Wert	ab
5 Minuten	1.00	1955	1.00	1961	1.00	1984	1.00	1975	1.00	1960
10 Minuten	0.01	1955	0.05	2018	0.57	1996	1.00	1998	0.01	2002
15 Minuten	0.00	1957	0.01	1975	0.01	2016	0.08	1993	0.01	2002
20 Minuten	0.00	1955	0.01	1975	0.00	1984	0.10	1993	0.06	2016
30 Minuten	0.00	1955	0.06	2018	0.00	1984	0.03	2018	0.28	1960
45 Minuten	0.01	1955	0.06	2018	0.00	1984	0.01	2018	1.00	1960
60 Minuten	0.01	1955	0.05	2016	0.00	1984	0.01	2018	0.81	1960
90 Minuten	0.00	1955	0.02	1975	0.00	1984	0.01	2018	0.09	2017
2 Stunden	0.00	1955	0.08	2018	0.00	1984	0.01	2013	0.03	1969
3 Stunden	0.00	1959	0.09	2006	0.00	1984	0.01	2012	0.02	1969
4 Stunden	0.00	1960	0.02	1968	0.00	1984	0.04	2018	0.04	1969
6 Stunden	0.01	1968	0.02	1968	0.00	1984	0.06	2016	0.03	1969
9 Stunden	0.00	1968	0.14	2011	0.01	1999	0.06	2016	0.01	1968
12 Stunden	0.02	1977	0.33	2003	0.01	2011	0.02	1976	0.01	1960
18 Stunden	0.10	1973	0.42	1997	0.06	2007	0.03	1975	0.05	2017
1 Tag	0.10	1995	0.12	1998	0.39	1991	0.04	1975	0.25	1995
2 Tage	0.47	1955	1.00	1961	1.00	1984	1.00	1992	1.00	1960

Literatur:

Coles, S. (2013): An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values. London, UK: Springer Verlag.

DWA (2012): Arbeitsblatt DWA-A 531: Starkregen in Abhängigkeit von Wiederkehrzeit und Dauer, DWA Arbeitsgruppe HW 1.1 „Niederschlag“, Hennef, Deutschland.

Fischer, S., Schumann, A. (2018): Berücksichtigung von Starkregen in der Niederschlagsstatistik. Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 62 (4).

Junghänel, T., Ertel, H., und Deutschländer, T. (2017): KOSTRA-DWD-2010-R: Bericht zur Revision der koordinierten Starkregionalisierung und -auswertung des Deutschen Wetterdienstes in der Version 2010. Deutscher Wetterdienst, Offenbach.





3 Räumliche Verteilung von Extremniederschlägen - Vergleich von Radar- und terrestrischen Messungen

Thomas Einfalt, Georg Johann & Marc Scheibel

Durch die Erhitzung der Erdatmosphäre in Zeiten des Klimawandels nehmen Starkregenereignisse zu. Die Starkregenzellen sind meist räumlich eng begrenzt und besitzen eine hohe räumliche Variabilität. Punktmessungen des Niederschlages sind somit räumlich nicht repräsentativ, um die Starkregenereignisse in einem hydrologischen Einzugsgebiet zu messen. In der wasserwirtschaftlichen Praxis ist es aber relevant, mittels genauer Kenntnisse über (Einzugs) Gebietsniederschläge zum Beispiel Bemessungszuflüsse zu Bauwerken oder anderen Bilanzpunkten zu ermitteln. Deshalb ist es notwendig, Messungen und Verfahren zu verwenden, die das räumliche Niederschlagsgeschehen abbilden wie z.B. Radarmessungen. Radarmessungen des Deutschen Wetterdienstes liegen seit dem WWJ 2001 für Deutschland vor. Detaillierte Informationen zu Messtechnik und deren Auswertungen selbst finden sich in VDI (2014). Im folgenden Kapitel 1 wird daher zusammenfassend beschrieben, welche Randbedingungen jeweils für Punkt- und Radarmessungen gelten und wie die Daten sachgerecht in Beziehung gesetzt werden können. In Kapitel 2 wird ein Beispiel dargestellt wie Punkt- und Radar-Regenmessungen in der Niederschlag-Abflusssimulation verwendet werden können und welche Wirkungen die verschiedenen Messmethoden auf die berechneten Hochwasserabflüsse haben.

1.1 Die Radarmessung im Schnelldurchgang

Für die Beobachtung der unteren Atmosphäre im Umkreis eines Radargeräts wird der Radarstrahl in einem Winkel zur Erdoberfläche abgestrahlt (Elevation). Dieser wird in Abhängigkeit von der Topografie der Umgebung gewählt, damit keine Abschirmungseffekte etwa durch Bergkuppen auftreten. In einem Messzyklus dreht sich die Antenne einmal um die eigene Achse, um Radarstrahlen in alle Richtungen auszusenden und die zurückgestrahlte Energie zu messen. In Abbildung 1 ist die Geometrie einer Radarmessung schematisch dargestellt.

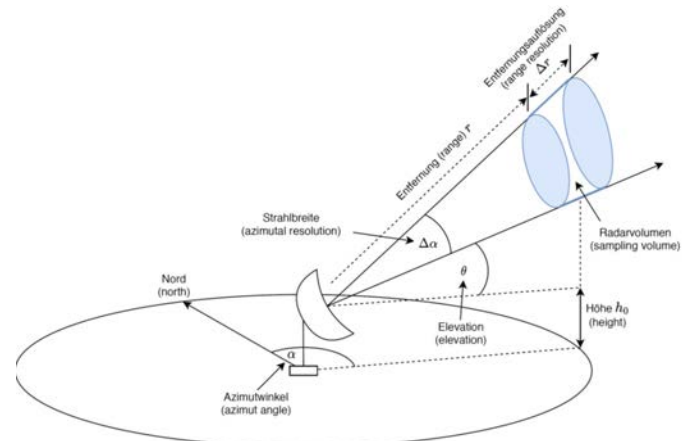


Abb. 1: Schematische Darstellung der Radarmessung

Die Radarmessung ist eine indirekte Messung der Objekte in der Atmosphäre. Es wird ein Reflektivitätsfaktor (vereinfacht: Reflektivität) gemessen, der eine nichtlineare Beziehung zur Niederschlagsintensität hat, die je nach Tropfengrößenverteilung im Messvolumen variiert. Deshalb ist ein Quervergleich zu Bodenmessungen für eine quantitative Nutzung der Daten unabdingbar.

Um Niederschlag zu identifizieren und andere Objekte (hohe Gebäude, Flugzeuge, Berge, Windräder, etc.) und Störungen zu eliminieren, müssen die Daten der Radarmessung gründlich geprüft und lokal korrigiert werden, bevor mit ihnen gearbeitet werden kann.

1.2 Analyse der Unsicherheiten in den Stationsdaten

Unsicherheiten in den Messungen an Niederschlagsstationen wurden bereits intensiv in den letzten Jahrzehnten vor 2000 untersucht. Boris Sevruk und seine Gruppe erstellten viele Detailanalysen, wie z.B. (Sevruk & Nespor, 1998) die Abhängigkeit der Niederschlagsunterschätzung von Windgeschwindigkeit und Niederschlagsintensität (Abbildung 2). Übersichtsdarstellungen wurden auch von anderen, wie z.B. Rauch et al. (1998) erstellt (Tabelle 1).

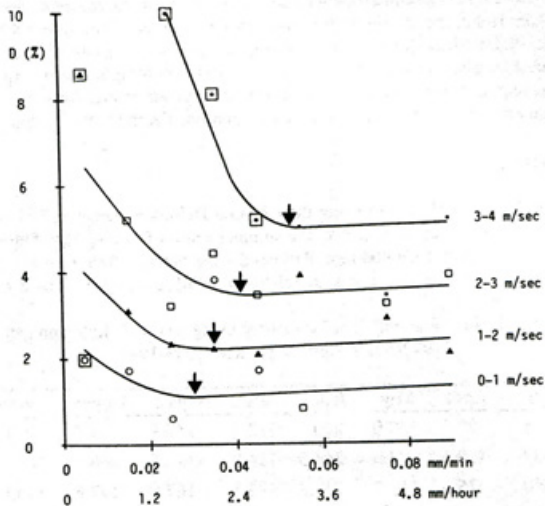


Abb. 2: Unterschätzung der Niederschlagsmessung D in Abhängigkeit von Intensität und Windgeschwindigkeit (aus Sevruk & Nespor, 1998)

Tabelle 1: Hauptfaktoren für den systematischen Fehler in der Niederschlagsmessung an Stationen (aus Rauch et al., 1998)

Fehlerquelle	Größe in %	Literaturverweis
Wind	2 - 15	Sevruk, 1996
Benetzung des Einlauftrichters	2 - 10	Sevruk, 1982
Verdunstung	0 - 4	Sevruk, 1982
Spritzverlust	1 - 2	Sevruk, 1982
Verwehter Schnee bei Schneefall	-	Sevruk, 1982
Bauart und Kalibrierung von Kippwaagen	10	Maksimovic et al., 1991
Verlust durch Heizung in Kippwaage-Geräten bei Niederschlag im Winter	30	Hanson et al., 1983

Aus Tabelle 1 geht hervor, dass Stationsmessungen unter ungünstigen Bedingungen über 30% geringere Niederschlagsmengen aufzeichnen als eine vergleichbare Bodenmessung durch ein in den Boden eingelassenes Messgerät (Abbildung 3). Die meisten dieser Unterschätzungen treten allerdings bei geringen Intensitäten auf, mit Ausnahme der Unterschätzung an Wippengeräten bei Extremniederschlägen, die bis zu 10 % betragen können (Mutzner, 1991).



Abb. 3: Vier Messgeräte für die bodengleiche Niederschlagsmessung (Foto: Thomas Einfalt)

Schellart et al. (2012) zeigten, wie variabel der Niederschlag auf einem Radarpixel von einem Quadratkilometer Größe sein kann. Sie verglichen die

Messungen von 16 installierten Niederschlagsmessstationen mit Radarmessungen in England (Abbildung 4). Es wird deutlich, dass die Unterschiede der Stationsmessung innerhalb eines Radarpixels 20% betragen können.

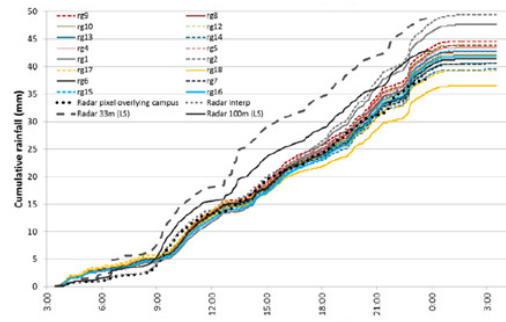


Abb. 4: Vergleich der Niederschlagsmengen von 16 Niederschlagsstationen und einem Radarpixel auf 1 km² – Ereignis vom 22.6.2012 (aus Schellart et al., 2012)

1.3 Vergleich der Extremwertstatistiken

Die verwendeten Basis-Radardaten sind das DX-Produkt des DWD mit einer Auflösung von 1° x 1 km, ein Messwert alle fünf Minuten. Sie wurden sorgfältig korrigiert (u.a. auf Bodenechos, Strahlabschattungen, Advektionskorrektur) und tageweise angeeicht an Stationsmessungen von mehreren hundert Stationen in NRW. Dieses ist ein Standardverfahren, das für das Land NRW und seine Wasserverbände im „DX-Offline-Projekt“ nach Abschluss eines Messjahres seit 2007 durchgeführt wird (Treis et al., 2016).

Aufgrund der meteorologischen zeitlich-räumlichen Niederschlagsstrukturen und ihrer Dynamik, insbesondere bei konvektiven Zellen wie Gewitterzellen, treten hohe Werte sehr lokal und nur für einen kurzen Zeitraum an einem bestimmten Ort auf (Abbildung 5). Konvektive Zellen sind solche, bei denen durch kleinräumige Temperatur- und Luftdruckunterschiede eine große atmosphärische Instabilität vorherrscht, die zu starken Hebungs- und Senkungsbewegungen in Niederschlagszellen führt, wodurch in kurzer Zeit lokal hohe Niederschlagsintensitäten produziert werden können. Advektiver Niederschlag ist, im Gegensatz hierzu, im Wesentlichen über seinen Niederschlagszug durch Verlagerung gekennzeichnet.

Ein Vergleich der Extremwerte des Niederschlages zwischen Punktmessungen und Radarmessungen muss deshalb auch die Mittelung der Radarreflektivität im Messvolumen des Radars thematisieren, das dann auf eine Fläche am Boden als Flächenmittelwert projiziert wird. Die Basisüberlegungen sind dabei ähnlich wie bei der Abminderung von Starkregen im Raum: für einen gegebenen Zeitraum nimmt der durchschnittliche Niederschlag mit wachsender Flä-

chengröße ab. Im Umkehrschluss stellt sich dadurch die Frage: erklärt der Übergang von der Fläche (bzw. Radarmessvolumen) zum Punkt beobachtete Unterschiede in den Extremwerten zwischen Radar Regenschreiber vollständig?

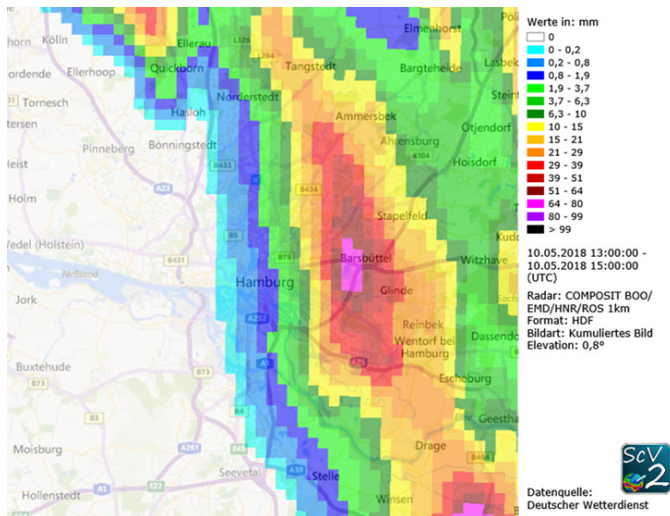


Abb. 5: Beispiel für einen kleinräumigen konvektiven Gewitterniederschlag – Ereignissumme über zwei Stunden am 10. Mai 2018 in Hamburg ((Pixelgröße 1 km x 1 km)

Da Radardaten erst seit 2001 vorliegen, gibt es nur kurze Zeitreihen aus dieser Datenquelle. Für wasserwirtschaftliche Anwendungen sind Statistiken aus Stationsmessungen die Referenz. Erste Auswertungen zeigten Unterschiede zwischen den Statistiken aus Regenschreiber und Radar am selben Ort. Diese gilt es zu verstehen und Folgerungen für Anwendungen zu ziehen. Hierzu werden nachfolgend Extremwertstatistiken auf der Grundlage beider Messmethoden verglichen.

1.3.1 Untersuchung Mirker Bach

Ein Vergleich der Extremwerte aller 42 Radarpixel (dunkelblau) im Bereich eines Bacheinzugsgebietes in Wuppertal (Mirker Bach, 8 km²) zeigte, dass die Extrema kurzer Dauerstufen im Vergleich zu Stationsmessungen (rot) in Abhängigkeit von Wiederkehrhäufigkeit und Dauerstufe bis zu 30% niedriger ausfallen (Abbildung 6). Bei einer Auswertung für eine Wiederkehrzeit von 5 Jahren wird deutlich, dass die Niederschlagsmengen der Radarpixel (dunkelblau) unterhalb der Werte der Einzelstationen (rotes x) liegen, die um das Einzugsgebiet des Mirker Bachs außerhalb des Gebietes herum liegen. Die geringeren Werte treten ab einer Dauerstufe von ca. 12 Stunden nicht mehr systematisch auf. In hellblau sind die Werte für das Gebietsmittel des Einzugsgebietes angegeben, und in grün KOSTRA 2000.

Die Daten stammen aus dem DX-Offline-Projekt (Treis et. al, 2016) der Wasserverbände NRW über

eine Beobachtungsdauer von 10 Jahren. Eine Folgeuntersuchung ist im Rahmen des ExUS 2020-Projektes geplant.

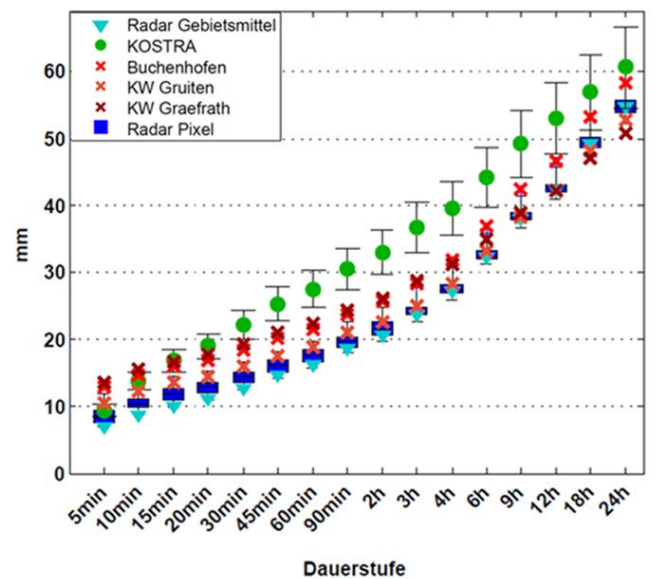


Abb. 6: Statistische Auswertung für $T = 5$ Jahre, Beobachtungsdauer 11/2001 – 10/2011

Mögliche Gründe für die niedrigeren Werte in der Statistik können sein:

- Aneichung (VDI, 2014) auf der Basis von Tagessummen – das Verfahren repräsentiert dann kürzere Dauerstufen nicht optimal, wenn die Beziehung zwischen Tagessummen und sub-Tagessummen nichtlinear ist
- Die Radarmessung ist eine Flächenmessung (tatsächlich: Volumenmessung) und beinhaltet bereits eine räumliche Abminderung vom Punkt hin zur Größe eines Radarpixels (hier: 1° x 1 km)

1.3.2 Untersuchung Extremwerte Wupperverband

In einer Untersuchung über die WWJ 2001 - 2010 wurden die Regenschreiberzeitreihen der 4 Stationen: Schwelm, Buchenhofen, Bevertalsperre und Lindscheid mit Radarzeitreihen von 4 Produkten, nämlich dem DX-Produkt der Radarstandorte Essen, Flechtendorf und Neuheilenbach sowie dem daraus gebildeten Komposit verglichen (Abbildung 7).

Der Vergleich wurde über die partiellen Serien (im Mittel 2,7 Ereignisse pro Jahr) der Stationsmessdaten und der Radarzeitreihen am selben Ort, sowie der jeweiligen Neunerumgebung (eigentlich eine „Neunermatrix, im Fachjargon der Radarmeteorologen „Neunerumgebung“ genannt) durchgeführt.

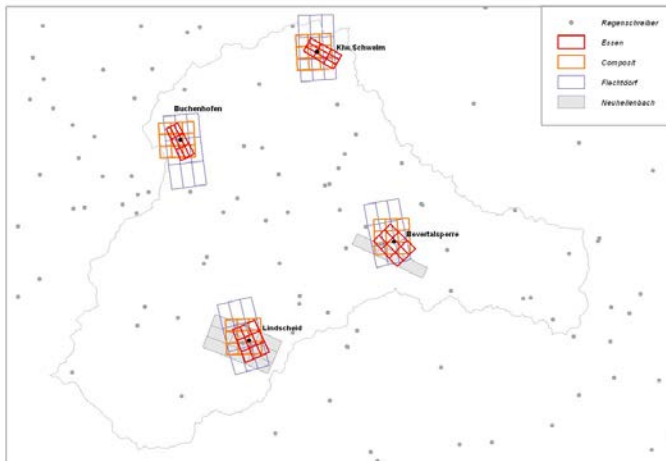


Abb. 7: Standorte der Niederschlagsschreiber und zugehörige Radarpixel

Untersucht wurden die partiellen Serien jeweils für verschiedene Dauerstufen: 5, 15, 30, 60 Minuten im Hinblick auf

- Variabilität der höchsten Werte aus 10 Jahren innerhalb der Neunerumgebung
- Vergleich der höchsten Werte der Radarmessung mit der Stationsmessung
- Unterschiede zwischen den Radarprodukten (hier nicht dargestellt)

1.3.2.1 Variabilität

Für die vier Stationen wurden jeweils für das Pixel, in dem der Regenschreiber liegt, die partielle Serie über 10 Jahre erstellt (d.h. die 27 höchsten Werte je Dauerstufe ermittelt). Dasselbe wurde auch für die acht umliegenden Radarpixel durchgeführt. Hier wird bewertet, inwieweit es Unterschiede in der partiellen Serie zwischen dem betrachteten Pixel und seinen Nachbarn gibt.

Die Ergebnisse zeigen, dass für die höchsten Elemente der partiellen Serie die Variabilität berechnet als mittlere Standardabweichung zwischen 12.6% und 15% liegt (Abbildung 8). Diese mittlere Standardabweichung wird mit den Werten aus Kapitel 1.2 „Analyse der Unsicherheiten in den Stationsdaten“ später verglichen.

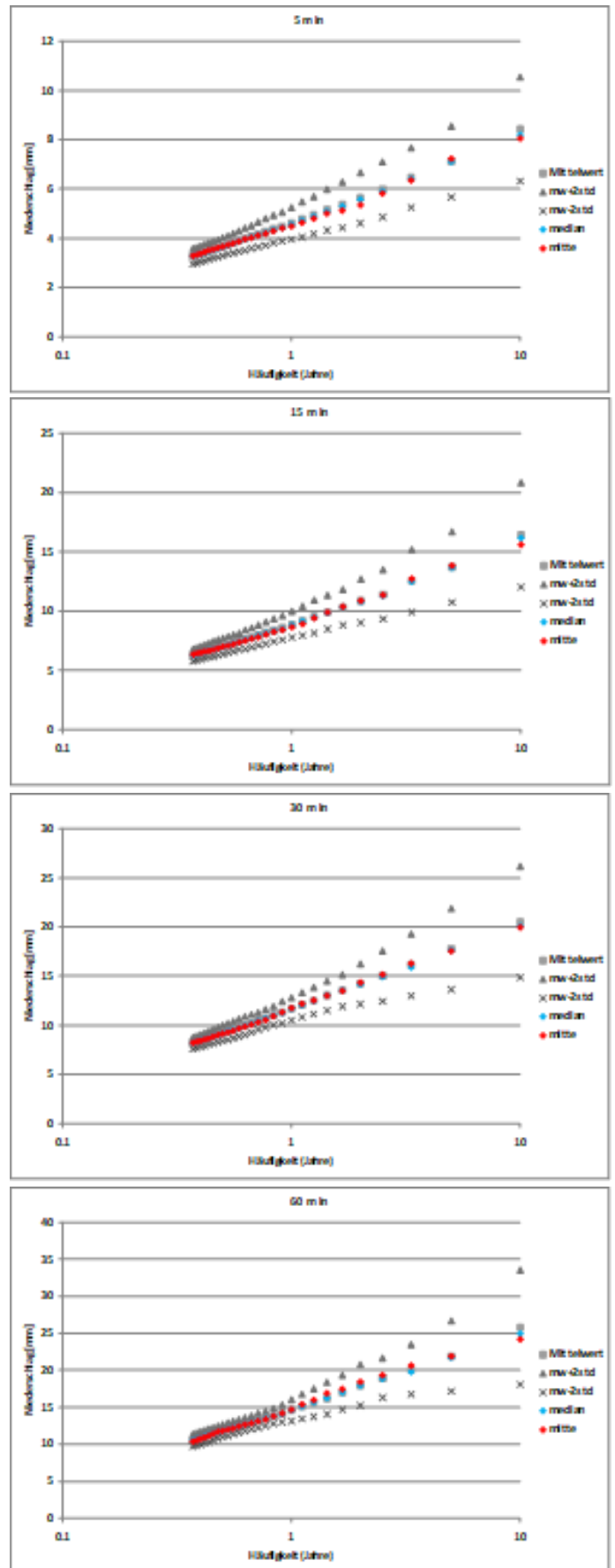


Abb. 8: Mittelwert der neun Pixel, ihr Median und Spannweite (+/- 2 Standardabweichungen) sowie Wert am mittleren Pixel, dargestellt für die Dauerstufen 5 Minuten (oben), 15 Minuten (zweites von oben), 30 Minuten (zweites von unten) und 60 Minuten (unten)

1.3.2.2 Vergleich Radarmessung und Stationsmessung

An jeder Station wurde für jede Dauerstufe die partielle Serie der unterschiedlichen Radarmessungen (siehe Abbildung 7) mit der Serie der Station verglichen. Da auch die Stationen sehr unterschiedliche Statistiken untereinander aufwiesen (Abbildung 9), sind die beobachtete Variabilität und der systematische Unterschied von Station zu Station unterschiedlich, wie Abbildung 10 und Abbildung 11 illustrieren. Es wird deutlich, dass sowohl zwischen den Stationen als auch zwischen den neun Pixeln, die am nächsten zu einer Niederschlagsstation gelegen sind, Unterschiede in einer Größenordnung von +/- 20% bestehen. Das bedeutet, dass extreme Werte für solche Ereignisse sehr lokal auftreten und sogar Nachbapixel nicht für ein Pixel repräsentativ sein müssen, das einen Kilometer entfernt ist.

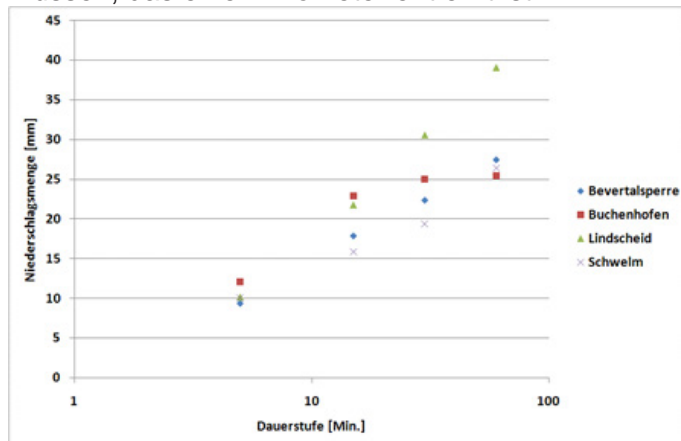


Abb. 9: Auftreten der höchsten gemessenen Niederschläge an den vier betrachteten Regenschreiberstationen zwischen 1.11.2000 und 1.11.2010 – dargestellt für die Dauerstufen 5, 15, 30 und 60 Minuten

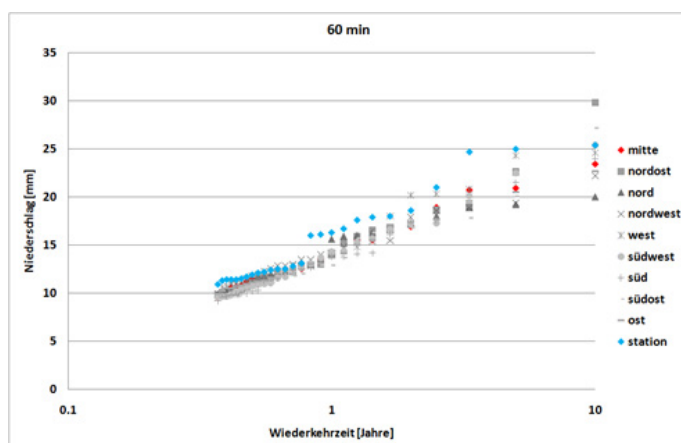


Abb. 10: Lindscheid – Darstellung der höchsten Werte an den neun Pixeln und der Niederschlagsstation für die Dauerstufe 60 Minuten, Radar Essen

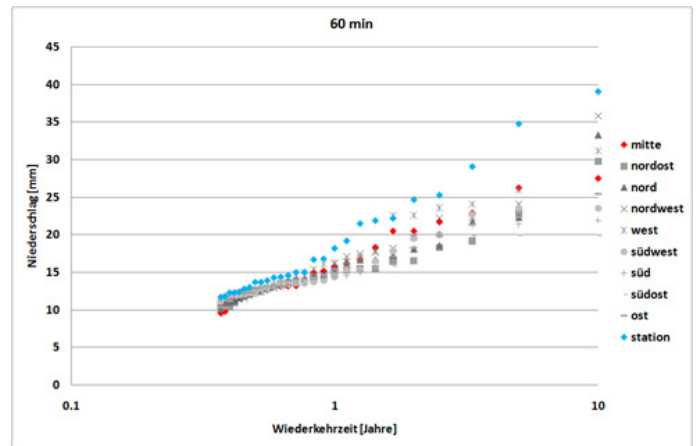


Abb. 11: Buchenhofen – Darstellung der höchsten Werte an den neun Pixeln und der Niederschlagsstation für die Dauerstufe 60 Minuten, Radar Essen

1.3.2.3 Schlussfolgerungen für die Anwendung der Daten

- Eine Datenreihe von 10 Jahren zeigt in ihren Extremwerten noch große Schwankungen aufgrund der Seltenheit der Ereignisse.
- Für die räumliche Sensitivität der Ergebnisse aus den Radardaten wurden etwa 10 – 20% Unsicherheit für die höchsten Werte aus zehn Jahren beobachtet.
- **Die Unsicherheit der Niederschlagsmenge an einem einzelnen Radarpixel von 1 km² Größe ist in derselben Größenordnung wie auch die der dazu gehörigen Stationsmessung und ist daher für die praktische Anwendung geeignet.**

Man könnte nun böswillig behaupten, dass die Radarmessung gegenüber dem Regenschreiber keinen Vorteil brächte. Das stimmt: für einen km², darüber hinaus ist der Regenschreiber deutlich weniger repräsentativ.

1.3.3 Extremwerte bei unterschiedlicher Auflösung des Radarproduktes

Eine vergleichende Auswertung zwischen Radarprodukten mit hoher (1 km x 1° - „DX“) und viermal höherer räumlicher Auflösung (250 m x 1° - „BUFR“), fand für den Zeitraum 1.1.2018 bis 31.8.2018 statt (Abbildung 12). Diese Radarprodukte stellen die beste räumliche Auflösung dar, die der DWD seit 2001 (DX) bzw. seit 2017 (BUFR) zur Verfügung stellt. Bisherige Auswertungen seit 2001 wurden deshalb mit DX durchgeführt – es ist also wichtig die Unterschiede der Radarprodukte bei einem Wechsel nach BUFR zu kennen. Schlussfolgerungen daraus werden am Ende des Kapitels gezogen.

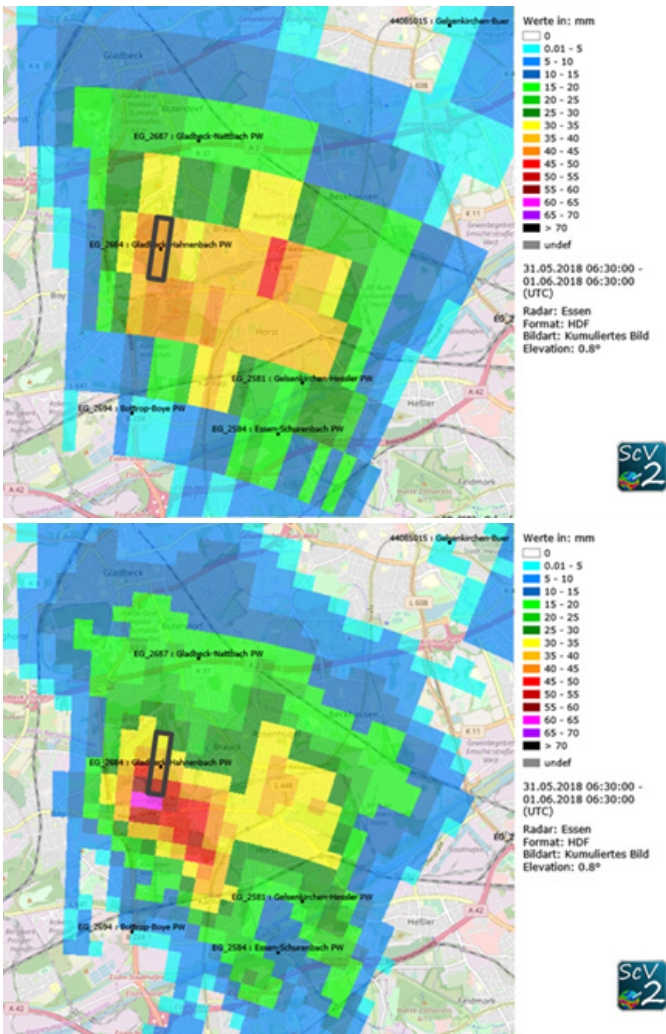


Abb. 12: Vergleich der Pixelgrößen der beiden untersuchten Datenprodukte

Um die Unterschiede der Radarprodukte DX und BUFR aufzuzeigen, wurden im Auftrag der Radarkooperation der Wasserverbände, dem LANUV NRW und dem DWD, Detailuntersuchungen zu folgenden Punkten durchgeführt:

- Auftretenshäufigkeit von Reflektivitätswerten (originäre Radarmesswerte)
- Vergleichbarkeit des statistischen Verhaltens von BUFR und DX

und die Ergebnisse näher erläutert.

Für die hydrologische Modellierung spielt das extremwertstatistische Verhalten der angeeichten Radardaten eine besondere Rolle. Die bisherigen Untersuchungen zu den DX-Offline-Daten (Treis et al., 2016) wiesen auf eine Unterschätzung der Niederschlagsmenge kurzer Dauerstufen hin. Inwieweit die BUFR- Daten zu vergleichbaren Ergebnissen führen, zeigt sich anhand der jeweils 10 höchsten Werten der partiellen Serien mit den Dauerstufen 5 / 15 / 60 Minuten für den Zeitraum 01.01.2018 – 31.08.2018. Eine Extremwertstatistik ist aufgrund des kurzen Untersuchungszeitraumes nicht möglich.

Die Grundlage für diese Untersuchung bilden die angeeichten BUFR- und DX-Daten im Vergleich mit den korrigierten und kontinuierlich messenden Regenschreiberzeitreihen, die eine Datenverfügbarkeit von mindestens 97% aufwiesen.

In Abbildung 13 sind die Niederschlagsmittelwerte der jeweiligen gleichen statistischen Ränge von Regenschreiber, BUFR-Daten und DX beispielhaft für die Dauerstufe von 60 min gegenübergestellt. Die Niederschlagswerte der einzelnen Verfahren liegen in einer vergleichbaren Größenordnung. Somit können die Radardaten - 1 km² x 1° oder 250 m x 1° gut verwendet werden.

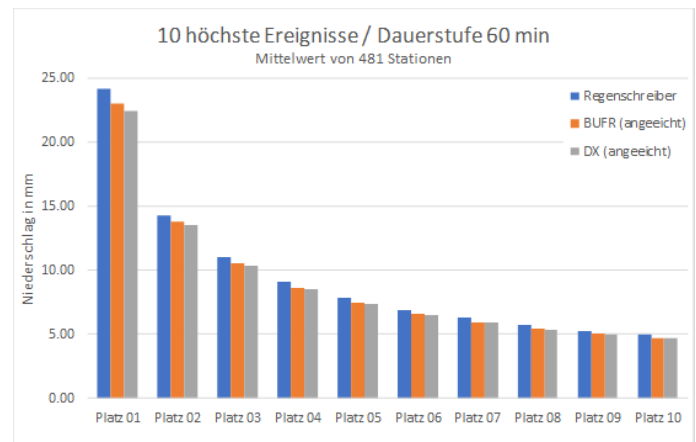


Abb. 13: Mittelwerte der 10 höchsten Ereignisse der **Dauerstufe 60 Minuten** für Regenschreiber, BUFR und DX

Die hier gezeigten Effekte legen den Gedanken nahe, dass bei der Radarmessung die Extrema an einem Messpunkt umso höher werden, je besser die räumliche Auflösung der Daten bzw. je geringer das Messvolumen ist. Diese Beobachtung passt zu der Erkenntnis der in den vorigen Kapiteln beschriebenen räumlichen Variabilität des Niederschlages und der Wahrscheinlichkeit für extreme Intensitäten. Das bedeutet, dass eine Untersuchung zu Extremwerten auf den räumlich feinsten verfügbaren Radarmessungen fußen sollte.

Achtung: Da für diese Effekte auch die Aneicherung und die Zuverlässigkeit der verschiedenen Radarkorrekturen einschließlich der Advektionskorrektur einen wesentlichen Einfluss haben, kann der hier vorliegende Abschnitt erst der Anfang weiterer systematischer Untersuchungen sein.



2 Verwendung von Radar gemessenen Niederschlagsdaten bei der Niederschlags-Abfluss-Simulation - Einfluss auf Bemessungsgrößen

Ein großer Vorteil bei der Verwendung von Radar gemessenen Niederschlagsdaten bei der Niederschlag-Abfluss-Simulation ist die vollständige räumliche Niederschlagsinformation. Wenn die Regenmenge dann noch bei offline-Produkten („DX-offline“, siehe Kapitel 1.3) mit terrestrisch gemessenen Daten aufbereitet (Treis et. al, 2016) ist, steht für die Modellierung eine gut verwendbare Regeninformation zur Verfügung. Im Folgenden wird hier ein Beispiel diskutiert. Es existieren in der Fachliteratur noch weitere Ausführungen, die dieses Thema behandeln (z.B. Treis et. al, 2016)

2.1 Räumliche Information von terrestrisch und Radar gemessenen Niederschlägen

Im folgenden Beispiel werden die Ergebnisse einer Niederschlag-Abfluss-Simulation mit unterschiedlichen Regendaten für ein 42 km² großes Gebiet, das sowohl urban als auch ländlich geprägt ist, gegenübergestellt. Durch den urbanen Charakter des Einzugsgebietes mit einem hohen Versiegelungsanteil sind vor allem Starkniederschläge mit großen Anteilen des Oberflächenabflusses hier hochwasserabflussbildend. Im Einzugsgebiet des Dattelner Mühlenbachs (NRW) liegt keine terrestrische Niederschlagsstation im Einzugsgebiet. Die Abbildung 14 zeigt die Lage der zwei benachbarten Regenschreiber und deren Zuordnung zu den zu modellierenden Teileinzugsgebieten. Die Regenschreiber liegen 16,4 km auseinander. Niederschlagsstation A ist 6 km - 10 km, Niederschlagsstation B 3 km - 9 km von den Teileinzugsgebieten entfernt.

Auch sind die Polarpixel der Radar-Messung in Abbildung 14 eingetragen. Sie haben eine Länge von 1 km und verändern ihre Breite in Bezug auf den Abstand vom Radarstandort (hier der Radarstandort in Essen). In diesem Beispiel bewegt sich die zwischen 0,522 km 0,695 km. Folglich können Regeninformationen mit einer räumlichen Auflösung kleiner 1 km² verwendet werden. Die zeitliche Diskretisierung der Radardaten liegt bei 5 min.

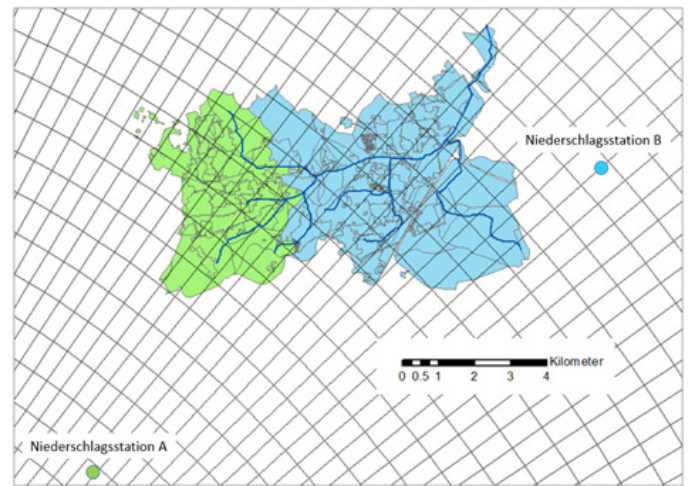


Abb. 14: Lage der terrestrische Niederschlagsstationen für die Niederschlag-Abfluss-Simulation des Dattelner Mühlenbachs und die Zuordnung zu den hydrologischen Teileinzugsgebieten, Radar-Niederschlag-Polarpixel

2.2 Gegenüberstellung der terrestrisch und Radar ermittelten Niederschläge im Einzugsgebiet

Die Eingangsgröße Niederschlag in das Niederschlag-Abfluss-Modell wird terrestrisch und Radar gemessenen unterschiedlich ermittelt. Die terrestrisch ermittelten Niederschläge werden mit einem Abstandsverfahren, d.h. entfernungsgewichtet gemittelt, auf die Teileinzugsgebiete übertragen (Abbildung 14). Die Radar-Polarpixel werden flächengewichtet mit den jeweiligen Teileinzugsgebieten verschnitten, so dass für jedes Teileinzugsgebiet eine Niederschlagseingangszeitreihe zur Verfügung steht, das ist also eine deutlich räumlich differenziertere Information als die der terrestrisch gemessenen Regendaten.

Die Abbildung 15 zeigt die Summenlinien der Regen-Modelleingangsgrößen für das gesamte Einzugsgebiet für den Zeitraum 1.11.2000 - 1.11.2018. Die Radar- und Stationsmessungen stimmen qualitativ und quantitativ sehr gut über ein. Dennoch existieren für die einzelnen Niederschlagsereignisse signifikante Unterschiede, was im folgenden Kapitel 2.3 offensichtlich wird.

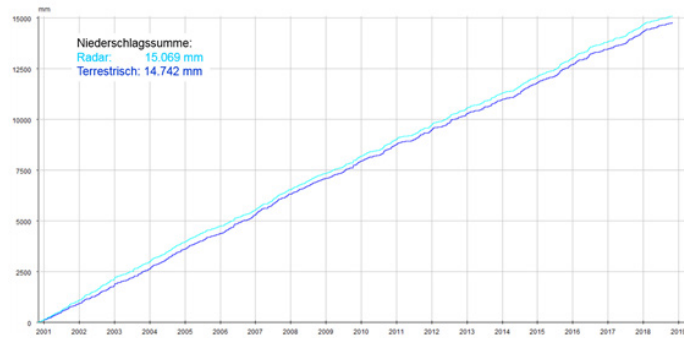


Abb. 15: Summenlinien der Regen-Modelleingangsgröße aus terrestrischen Stationen und Radarmessung für das gesamte Einzugsgebiet -1.11.2000 -1.11.2018

2.3 Gegenüberstellung der Abfluss-Bemessungsgrößen mit terrestrisch und Radar gemessenen Niederschlägen

Die Gegenüberstellung der gemessenen mit den, unter Verwendung von mit Radar- und bzw. terrestrisch gemessenen Niederschlägen simulierten Abflüssen zeigt Abbildung 16 beispielhaft. Das hydrologische Modell wurde mit den terrestrischen Niederschlagsdaten kalibriert. Die Kalibrierungswerte wurden für die Simulation mit den Radardaten beibehalten. Hier zeigen sich vor allem zwei Effekte:

- mit den terrestrischen Regendaten werden ungemessene Abflusswellen erzeugt
- Die mit Radardaten simulierten Abflüsse treffen die Hochwasserspitzen besser, weil die räumliche Verteilung im Einzugsgebiet berücksichtigt werden kann.

In Folgenden erfolgt der Jahreshöchstwertvergleich der Abflüsse im Simulationszeitraum mit den Eingangsgrößen von terrestrisch und radargemessenen Niederschlägen, sowie die statistische Auswertung auf Grundlage der jeweiligen empirischen Grundlage.

Evident dabei ist, dass von 18 Ereignissen lediglich 5 zum gleichen Zeitpunkt simuliert werden konnten. Entscheidend dabei ist, dass ein Starkniederschlagsereignis, das den mit Abstand höchsten Abfluss verursachte (17.7.2003) von den terrestrischen Stationen nicht gemessen werden konnte. Dies spielt nicht nur für die Ermittlung der Bemessungskenngrößen, sondern auch für die Dokumentation des Ereignisses eine Rolle, da es bei dem Ereignis zu Schäden gekommen ist.

Die Tabelle 3 zeigt, dass, mit Ausnahme des mit Radardaten gemessenen Spitzenereignisses am 17.07.03, die mit terrestrischen Regendaten berechneten Abflusswerte systematisch größer sind. Dies liegt an der Übertragungsmethodik: die terrestrischen

Messungen werden ohne räumliche Diskretisierung auf die Gebiete übertragen, während die Information der räumlichen Ausdehnung der Regenzelle in den Radardaten vorhanden ist.

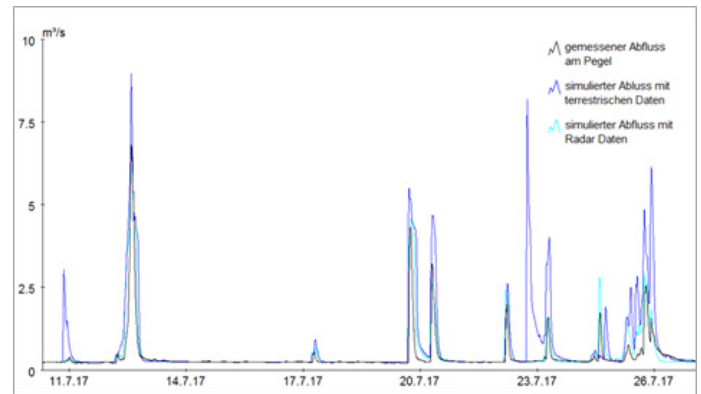


Abb. 16: Ganglinie am Gebietsausgang gemessen und simuliert – mit terrestrischen- und Radar-Regendaten

Tabelle 3: Die jährliche Serie Abflüsse mit den Eingangsgrößen von terrestrisch und Radar gemessenen Niederschlägen

terrestrisch [m3/s]	Radar [m3/s]	Datum
14.29	11.80	27.06.2001 19:05
	12.35	20.08.2002 18:35
4.20		21.08.2002 09:30
8.74		03.06.2003 20:50
	31.05	17.07.2003 03:15
	6.42	12.06.2004 14:05
4.75		18.06.2004 14:35
	3.32	18.11.2004 23:45
7.99		08.07.2005 15:00
7.44		22.07.2006 15:40
	7.87	12.08.2006 15:50
9.19		14.06.2007 19:05
	5.56	03.09.2007 05:10
7.95		31.05.2008 22:05
	4.83	26.07.2008 17:45
13.62		07.10.2009 22:00
	7.11	08.10.2009 00:35
	2.73	17.07.2010 01:35
6.14		17.08.2010 10:40
	3.43	13.01.2011 12:35
4.54		18.08.2011 23:05
8.83	3.12	10.07.2012 17:00
12.89	12.46	20.06.2013 14:20
11.64	6.82	18.09.2014 23:30
	4.37	05.07.2015 10:20
8.79		24.07.2015 23:20
8.73		30.05.2016 05:20
	8.09	13.06.2016 12:05
	4.53	12.07.2017 14:35
5.49		22.07.2017 17:30
10.89		01.06.2018 16:55
	2.91	08.06.2018 12:00

Die statistische Verteilung für die Simulation zeigt Abbildung 17, sowohl für terrestrisch mit Stationen als auch mit Radar gemessenen Regendaten. Das mit Radardaten modellierte Ereignis vom 17.7.2003 wurde als Ausreißer definiert und als 300 jährliches Ereignis nach Kleeberg & Schumann (2001) eingeordnet.

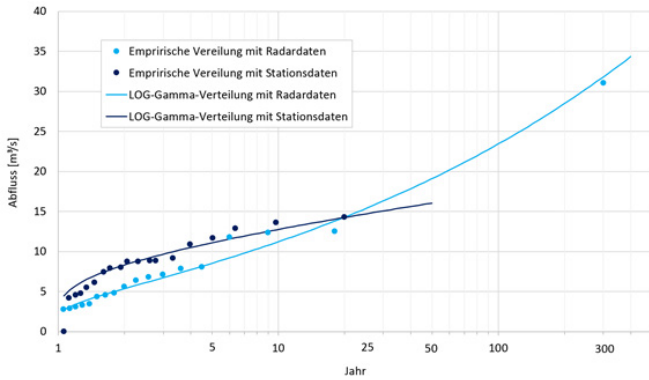


Abb. 17: statistische Verteilung mit Radar gemessenen Niederschlagseingangsgroessen simulierten Hoehstabaeflusse

Die Daten wurden bis zum HQ50 mit der Log-Gamma-Verteilung ausgewertet. Der Vergleich der ermittelten Hochwasserabflüsse ist in Tabelle 4 aufgelistet.

Tabelle 4: Vergleich der statistischen Auswertung von Hochwasserabflüssen mit der LOG-Gamma-Funktion mit terrestrisch und Radar gemessenen Niederschlagseingangsgroessen

HQ [a]	Abflüsse mit Radarmessung	Abflüsse mit terrestrischer Messung	Abweichung Abflüsse Radar zu terrestrisch [%]
	[m³/s]	[m³/s]	
HQ ₅	8.56	11.11	23%
HQ ₁₀	11.4	12.8	11%
HQ ₂₅	15.5	14.7	-5%
HQ ₅₀	19.0	16.0	-19%

Die Gegenüberstellung zeigt, dass für kleinere Wiederkehrintervalle (HQ5 und HQ10) mit Radarniederschlägen kleinere bemessungsrelevante Abflüsse ermittelt werden. Die Werte HQ25 und HQ50 sind dagegen größer, da das terrestrisch nicht erfasste Ereignis vom 17.7.2003 großen Einfluss auf die Statistik unter Verwendung der Radardaten hat.

Ein ähnliches Ergebnis zeigt sich auch bei dem bereits in Kapitel (1.3.1) genannten Mirker Bach. Hier wurden in dem ca. 8 km² großen Einzugsgebiet die Simulationen mit der terrestrischen Station Buchenhofen denen mit Radardaten gegenübergestellt (Langzeitsimulation über zehn Jahre: 01.11.2000 bis 01.11.2010).

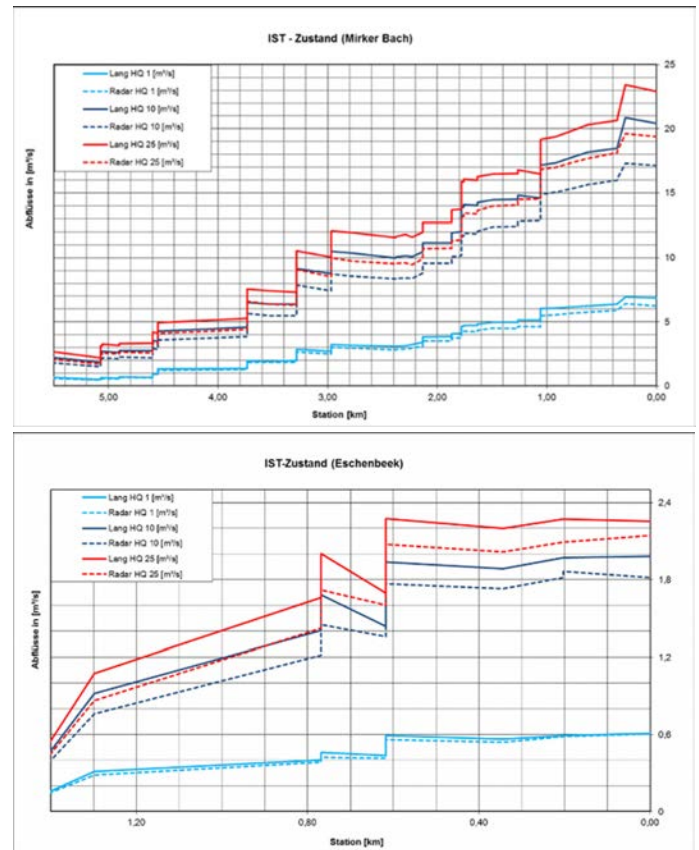


Abb. 18: Hydrologischer Längsschnitt Mirker Bach (oben) und Hydrologischer Längsschnitt Eschenbeek (unten)

Die Abbildung 18, zeigt oben den hydrologischen Längsschnitt des Hauptgewässers Mirker Bach und unten den des wichtigsten Nebengewässers der Eschenbeek (Ergebnisse der Langzeitsimulation mit der Station sind jeweils mit „Lang“ und durchgezogener Linie und mit den Radardaten mit „Radar“ und gestrichelter Linie gekennzeichnet).

In der folgenden Tabelle 5 sind die Ergebnisse vergleichend für die Mündungselemente des Mirker Bachs und der Eschenbeek beispielhaft zusammengefasst dargestellt.

Tabelle 5: HQ-Werte aus Langzeitsimulation mit radargemessenen bzw. terrestrisch (Station Buchenhofen) erfassten Niederschlägen

Element	Belastung	HQ1	HQ10	HQ25
(Mndg. Mirker Bach)	Buchenhofen	6,87 m³/s	20,41 m³/s	22,88 m³/s
	Radar	6,24 m³/s	17,11 m³/s	19,39 m³/s
	Differenz	9 %	16 %	15 %
(Mndg. Eschenbeek)	Buchenhofen	0,61 m³/s	1,98 m³/s	2,25 m³/s
	Radar	0,61 m³/s	1,82 m³/s	2,15 m³/s
	Differenz	0 %	8 %	5 %

Die Tabelle 5 zeigt, dass bei dem größeren Einzugsgebiet Mirker Bach (die Eschenbeek hat ca. 0,9 km² EZG), die Wirkung des Gebietsniederschlags deutlicher auftritt. Die Abflussscheitel der unterschiedlichen Jährlichkeiten zeigen die Tendenz, dass bei kleiner Jährlichkeit (HQ1) der Unterschied weniger deutlich auftritt als bei großen Jährlichkeiten. Zwischen den großen Jährlichkeiten ist hier keine deut-

liche Tendenz zu erkennen.

Aufgrund der Ergebnisse wurde für die Berechnung des HQ100 die Niederschlagsbelastung im N-A-Modell in der Langzeitsimulation um 10 % abgemindert.

3 Fazit

Wie im ersten Teil dieses Beitrags dargestellt, wurden in den vergangenen Jahren zahlreiche Untersuchungen zu Qualität und Unsicherheiten der Radarmessung des Niederschlages durchgeführt. Im Ergebnis kann festgestellt werden, dass die Qualität, auch für extreme Ereignisse, weitgehend vergleichbar ist mit der der Regenschreibermessung. Wie dargestellt lässt sich auf Grund der bisher erzielten Erkenntnisse eine Anwendung von Radardaten in der Praxis befürworten. Es wird allerdings empfohlen, sich weiter mit dem Thema der Unsicherheiten von Stationsmessungen im Vergleich zu Radarmessun-

gen zu befassen, um mehr Sicherheit in der zielgerichteten Anwendung von Niederschlagsinformationen zu gewinnen.

Die gezeigten Beispiele verdeutlichen, dass die radargemessene Niederschlagsinformationen wesentlich mehr Aufschluss über das Niederschlagsabflussgeschehen in einem Einzugsgebiet bringen und, gerade wenn die räumlich eng begrenzten Starkniederschläge zunehmen, eine Reihe von Vorteilen aufweisen. Dies trifft sowohl auf die Ermittlung von Abflusskenngrößen zur Bemessung siedlungswasserwirtschaftlicher Anlagen, als auch für die Ereignisdokumentation zu. Die Anwendung der Radarmessung in der hydrologischen Praxis zeigt somit den Nutzen der räumlich hochaufgelösten Niederschlagsinformationen gegenüber der reinen Punktmessung, womit die kombinierte Verwendung beider Datenquellen zu befürworten ist.

Literatur

Kleeberg, H.-B. & Schumann, A. (2001): Zur Ableitung von Bemessungsabflüssen geringer Überschreitungswahrscheinlichkeiten. *Wasserwirtschaft* 91(12), 609

Mutzner, H. (1991) The significance of areal rainfall distribution for flows from a very small urban drainage catchment. *Atmospheric Research*, Vol. 27, pp. 99 – 108.

Rauch, W., Thurner, N., Harremoes, P. (1998) Required accuracy of rainfall data for integrated urban drainage modelling. *Water Science and Technology*, Vol. 37, No. 11, pp. 81 – 90.

Schellart, A.N.A., Wang, L., Onof, C. (2012) HIGH RESOLUTION RAINFALL MEASUREMENT AND ANALYSIS IN A SMALL URBAN CATCHMENT. 9th International Workshop on Precipitation in Urban Areas. 6-9 December 2012, St. Moritz, Switzerland.

Sevruk, B. & Nespor, V. (1998) Empirical and theoretical assessment of the wind induced error of rain measurement. *Water Science and Technology*, Vol. 37, No. 11, pp. 171 – 178.

Treis, A.; Einfalt, T.; Weigl, E.; Keller, T.; Gattke, C.; Kaiser, M.; Schitthelm, D.; Pfister, A. (2016) Kombination hochaufgelöster Radarniederschlagsinformationen und terrestrischer Ombrometerdaten – Ergebnisse des DX-Offline Projektes der Wasserverbände NRW mit dem Deutschen Wetterdienst. *KW Korrespondenz Wasserwirtschaft* (9), Nr. 4, April 2016, S. 233–242.

VDI (2014) VDI 3786 Blatt 20: Umweltmeteorologie, Bodengebundene Fernmessung des Niederschlags: Wetterradar. Berlin, Beuth Verlag.



4 Die räumliche und zeitliche Überlagerung von Starkregen und Hochwassergefahren und ihre Darstellung

Oliver Buchholz, Georg Johann, Klaus Piroth & Uwe Ross

1 Veranlassung und Motivation

In Zeiten des Klimawandels werden Starkregen häufiger. Für das Risikomanagement und die Risikokommunikation ist es wesentlich, die Überflutungsquelle Starkregen gegenüber dem Flusshochwasser in einen verständlichen Kontext zu setzen. Bisher werden Flusshochwasser und Überflutungen durch Starkregen in getrennten Gefahrenkarten dargestellt – ein Hinweis über die Möglichkeit der Verknüpfung der Flusshochwasser und Überflutungen durch Starkregen fehlt. Das wäre wichtig, denn in kleinen Einzugsgebieten treten meist Flusshochwasser und Überflutungen durch Starkregen gleichzeitig auf. Im Unterlauf von großen Einzugsgebieten treten diese jedoch gewöhnlich zeitlich voneinander getrennt auf. Der Regen über einer Stadt an einem großen Fluss, im Unterlauf des Einzugsgebietes, ist für das Flusshochwasser nicht ausschlaggebend. In der Stadt jedoch kann Starkregen durch wildabfließendes Wasser zu großen Schäden führen. In den folgenden Kapiteln wird dieses Thema diskutiert und Lösungsvorschläge dargestellt.

Im Folgenden werden zuerst die administrativen Grundlagen vorgestellt (Kapitel 2). Dabei wird deutlich, dass die föderale Struktur in Deutschland dazu führt, dass die Hochwasser- und Starkregengefahren von unterschiedlichen Institutionen unterschiedlich behandelt und bewertet werden. Dies führt auch zu einer unterschiedlichen Benennung von Hochwasser- und Starkregen-Szenarien: Das stellt für die Risikokommunikation mit der Bevölkerung und auch im fachübergreifenden Dialog ein erhebliches Problem dar. Dieses Thema wird in Kapitel 3 behandelt. Das Kapitel 4 widmet sich der Darstellung der Starkregen- und Hochwassergefahren und zeigt Möglichkeiten, wie eine bessere Vereinbarkeit und Lesbarkeit der bestehenden, wertvollen Informationen möglich ist. Abschließend wird in Kapitel 5 ein Vorschlag zur verbesserten/gleichzeitigen Berechnung der Hochwasser- und Starkregengefahren in kleinen Einzugsgebieten diskutiert. Denn in kleinen Einzugsgebieten treten meist Flusshochwasser und Überflutungen durch Starkregen gleichzeitig auf.

2 Administrative Grundlagen

In Hochwassergefahren- und Risikokarten (HWGK, HWRK) werden in Deutschland nur die Hochwasserarten „Überschwemmungen durch oberirdische Gewässer und durch in Küstengebiete eindringendes Meerwasser“ dargestellt. Der Festlegung liegt der in § 72 WHG definierte Hochwasserbegriff zugrunde (LAWA 2017). Damit wurden Hochwasser aus Überflutungen durch Starkregenereignisse explizit ausgeschlossen.

Mit der Erstellung und Veröffentlichung der HWGK und HWRK wird die europäische Hochwasserrisikomanagementrichtlinie (EU-HWRM-RL) umgesetzt. In Deutschland geschieht dies auf Länderebene nach jeweils definierten Standards. Die Ergebnisse werden gesammelt an die EU gemeldet und sind über Landesportale (z.B. <https://www.flussgebiete.nrw.de/hochwassergefahrenkarten-und-hochwasserrisikokarten-8406>) oder für den Bund zentral veröffentlicht (<https://geoportal.bafg.de/karten/HWRM/>).

Starkregengefahrenkarten zeigen die Überflutung durch Oberflächenabfluss in Folge von Starkregenereignissen. Dabei werden Starkregenereignisse als generelles Risiko, aber nicht als signifikantes Hochwasserrisiko im Sinne des § 73 Abs. 1 WHG eingestuft (siehe z.B. LAWA 2017).

Starkregenereignisse sind konvektive Niederschlagsereignisse mit hohen Niederschlagshöhen und hohen Intensitäten, die grundsätzlich überall in Deutschland auftreten können. Starkregenereignisse finden auf lokaler Ebene statt und wirken sich räumlich stark begrenzt aus. Je nachdem, wo sich einzelne oder mehrere Gewitterzellen entladen sowie je nach der geomorphologischen und städtebaulichen Beschaffenheit, besteht auch fernab von Flüssen die Gefahr von Überflutungen.

Auf Basis des lokalen Ereignis-Charakters wurde die Verantwortlichkeit für die Durchführung von Starkregenisikomanagement-Untersuchungen auf die kommunale Ebene delegiert. Die Länder haben jedoch als Steuer- und Standardisierungsinstrumente

Arbeitshilfen und Leitfäden erlassen (z.B. MULNV 2019 oder LUBW 2016), deren Befolgung durch die Gewährung von Fördergeldern erreicht wird.

Die Ländervorgaben zu den Starkregenuntersuchungen unterscheiden sich in Details wie z.B. den landesweit zur Verfügung gestellten Datensätzen, der Definition der Niederschlags- und Abflussszenarien, der konkreten Modellaufbau- und Simulationsvorgaben und des Detaillierungsgrades der veröffentlichten Leistungsverzeichnisse, nach denen die Studien zu erarbeiten sind.

Da die Erstellung der Starkregenkarten Aufgabe der Kommunen ist, gibt es kein zentrales Portal zur gesammelten Veröffentlichung der Karten. Neben der statischen Darstellung von Karten als PDF-Dokumente im Internet oder auf städtischen Internetportalen gibt es auch animierte, dynamische Darstellungen, die es erlauben, den Verlauf des Starkregenereignisses räumlich differenziert zu betrachten (Beispiele <https://wachtberg-starkregen.de/>).

Die Folge der administrativen und gesetzlichen Bestimmungen ist, dass Hochwasser- und Starkregen-Risikomanagementprojekte unabhängig voneinander durchgeführt werden. Zu Überschneidungen kommt es dann, wenn ein HWGK-Risikogewässer gemäß EU-HWRM-RL ein Starkregenprojektgebiet durchfließt oder an es angrenzt. Im Ergebnis liegen dann für ein und dieselbe Örtlichkeit in unterschiedlichen Kartenwerken dargestellte Überflutungsgefahren parallel vor.

3 Licht ins Begriffsdickicht bei der Benennung von Hochwasser- und Starkregen-Szenarien

Werden Starkregenbetrachtungen für Einzugsgebiete angestellt, die an ein Gewässer mit vorhandenen Hochwassergefahrenkarten grenzen, stellen sich grundlegende Fragen bezüglich der Auswahl der Ereignisse, der Darstellung, Benennung und Interpretation der Ergebnisse.

Die Hochwassergefahrenkarten wurden für Gewässer erstellt, die eine Hochwasserrisikosität aufweisen und entsprechend EU-Hochwasserrisikomanagementrichtlinie (EU-HWRM-RL) für ein „Häufiges“, ein „Mittleres“ und ein „Seltenes“ Abflussereignis zu erstellen sind. Jedes Land der EU (in Deutschland jedes Bundesland) kann bestimmen, welche Jährlichkeiten einem „Häufigen“ Ereignis und einem „Seltenen“ Ereignis zuzuordnen sind. Das „Mittlere“ Ereignis ist durchgehend mit einem 100-jährlichen Hochwasser definiert. In Deutschland werden „Häufige“ Ereignisse je nach Bundesland durch ein HQ10, HQ20, HQ25 und/oder HQ50 repräsentiert. Die „Seltenen“ Ereignissen liegen im Bereich HQ200 bis HQ7000 (Bremen, Tideeinfluss). Die „Seltenen“ Abflüsse werden zudem durchgehend mit „Extrem“ bezeichnet.

Für die Starkregengefahrenkarten gibt es keine übergeordnete EU-Richtlinie, hier folgt man in Deutschland der LAWA-Richtlinie zum Starkregenrisikoma-

Tabelle 1: Aktuelle disziplinabhängige Definitionen und Parameter der Ereignisse für Hochwasser- und Starkregengefahrenkarten

Anwendung		Parameter	Bezeichnung	Definition	Bezeichnung	Definition	Bezeichnung	Definition
Hochwasser (EU, Bundesländer)	Hochwassergefahren- und Risikokarten für Gewässer	Abfluss	Häufig	Jährlichkeit [a] 5, 10, 20, 25, 50	Mittel	Jährlichkeit [a] 100	selten (oft Extrem bezeichnet)	Jährlichkeit [a] >100 (200 bis 7.000)
Starkregen (M119)*	Stadtentwässerung Kanalisation	Niederschlag	Selten	Jährlichkeit [a] 5 bis 30	Außergewöhnlich	Jährlichkeit [a] > 30		
Starkregen (Starkregenindex)**	Starkregen Kommunikation	Niederschlag	Intensiv	Jährlichkeit [a] 5 bis 50	Außergewöhnlich	Jährlichkeit [a] 50 - 100	Extrem	Jährlichkeit [a] > 100
Starkregen (NRW)	Starkregengefahrenkarten	Niederschlag	Selten	Jährlichkeit [a] 30 bis 100 *	Außergewöhnlich	Jährlichkeit [a] 100 ***	Extrem	Niederschlagshöhe 90 mm in 1h (>> 100 a)
Starkregen (Baden Württemberg)	Starkregengefahrenkarten	Oberflächenabfluss	Selten (mit/ohne Verschlammung)	Jährlichkeit [a] 30***	Außergewöhnlich (mit/ohne Verschlammung)	Jährlichkeit [a] 100***	Extrem (mit Verschlammung)	Niederschlagshöhe 128 mm in 1h (>> 100 a)
Starkregen (DWD-Starkregenwarnung)*	Meteorologie Offizielle Wetter- und Unwetterwarnungen für die Öffentlichkeit	Niederschlag	Starkregen	Niederschlagsmenge 15 bis 25 l/m ² in 1h oder 20 bis 35 l/m ² in 6h				
			Heftiger Starkregen	Niederschlagsmenge 25 bis 40 l/m ² in 1h oder 35 bis 60 l/m ² in 6h				
			Extrem Heftiger Starkregen	Niederschlagsmenge N > 40 l/m ² in 1h oder N > 60 l/m ² in 6h				

Dauerstufen: * abhängig vom Einzugsgebiet
 ** gilt für alle Dauerstufen
 *** 1h
 Jährlichkeit: + abhängig von der Örtlichkeit (Erläuterung siehe Text)

nagement von 2018 (LAWA 2018). Die Umsetzung in den Bundesländern differiert auch hier. Es werden Karten für „Seltene“ Ereignisse (< 100 jährlich), für „Außergewöhnliche“ Ereignisse (100 jährlich) und für „Extreme“ Ereignisse (> 100 jährlich) erstellt. In Tabelle 1 wurden Ansätze aus Nordrhein-Westfalen und Baden-Württemberg beispielhaft ausgewählt und ergänzt um Definitionen aus dem DWA-Merkblatt M119 (DWA 2016) und dem Starkregenindex (Schmitt et al. 2017) mit den Begrifflichkeiten aus der EU-Hochwasserrisikomanagementrichtlinie dargestellt. Ebenso sind hier die Definitionen der DWD-Unwetterwarnung mit aufgenommen. In dieser Zusammenstellung wird das Dilemma, welches insbesondere in der Kommunikation und der damit verbundenen Darstellung von Hochwasser und Starkregen auftritt, deutlich.

Zum einen sind die Begrifflichkeiten in sich nicht konsistent gewählt. So sind die Begriffe „Häufig“, „Selten“ und „Mittel“ sprachlich eindeutig mit einer Auftretenswahrscheinlichkeit verbunden, während Bezeichnungen wie „Extrem“, „Außergewöhnlich“, „Heftig“ und „Intensiv“ auf die Stärke des jeweiligen Ereignisses abzielen. Dies erzeugt, unabhängig von den zugrunde liegenden Eintrittswahrscheinlichkeiten und Ereignisstärken, ein erhebliches Erklärungsproblem bei der Risikokommunikation mit der Bevölkerung und auch im fachübergreifenden Dialog. Hinzu kommt, dass in fast jedem Bundesland die „Häufigen“ und die „Extremen“ Hochwasserszenarien mit unterschiedlichen Jährlichkeiten belegt sind. Darüber hinaus ist die Verknüpfung von Einwirkungsschwere mit Jährlichkeiten problematisch vor dem Hintergrund, dass sich die Jährlichkeiten ändern, wie in Kapitel 2 (S. Fischer) gezeigt wird.

Bei den Starkregenbetrachtungen ist positiv hervorzuheben, dass sich die 3 Szenarien „Selten“, „Außergewöhnlich“ und „Extrem“, wie hier an zwei Beispielen gezeigt, durchgesetzt haben. Es gibt jedoch sehr individuelle Ausgestaltungen in den Bundesländern. Baden-Württemberg z.B. stellt landesweit Oberflächenabflusswerte zur Verfügung. In Nordrhein-Westfalen (und allen anderen Bundesländern) werden Niederschläge angegeben. Hinzu kommt noch, dass allein die Angabe der Jährlichkeit des Niederschlags (oder Oberflächenabflusses) nicht ausreicht, sondern noch um die Ereignisdauer ergänzt werden muss.

Die o.g. Betrachtung zeigt auf, dass die angegebenen Jährlichkeiten für Hochwasser und Starkregen an einem Punkt eines Gewässers nicht direkt miteinander vergleichbar sind.

Somit stellt sich die Frage nach der methodischen Vorgehensweise und der Darstellung dieser Ereignisse. Dabei ist grundlegend, welche Fragestellungen man bearbeiten will und vor allem, welche Zielgruppe angesprochen werden soll. Die Zielgruppe Katastro-

phenschutz hat andere Anforderungen an die Inhalte als die Zielgruppe Öffentlichkeit oder die Zielgruppe Bauleitplanung. Erstere will im konkreten Fall wissen, wo welche Einsatzkräfte benötigt werden. Die Bauleitplanung interessiert vor allem der Flächenumfang und die Bereiche in den Maßnahmen zum Schutz, zur Reduktion der Schäden notwendig sind. Die Öffentlichkeit interessiert vorrangig die lokale oder persönliche Betroffenheit.

Um diese Anforderungen zu erfüllen sind zunächst Szenario bezogene Kombinationen zu betrachten, deren mögliche Vielfalt in der nachfolgenden Tabelle beispielhaft dargestellt ist. Die Farben in den Kästchen signalisieren die „Schwere“ des gemeinsamen Ereignisses (von gelb bis rot).

Tabelle 2 zeigt gleichzeitig das Dilemma der aktuellen Ereignisbezeichnungen für Hochwasser- und Starkregenszenarien. In der Kommunikation mit Bürgern oder Fachfremden ist schwerlich zu vermitteln, dass die Paare häufig/selten, mittel/außergewöhnlich und selten/extrem jeweils korrespondierende Ereignisse darstellen. Eine vereinheitlichte Benennung wäre anzustreben. Die aktuellen Begriffe wurden in den fachlichen Disziplinen (Wasserwirtschaft/Hochwasserschutz, Stadtentwässerung/Kanalsysteme, Starkregenrisikobetrachtung und Meteorologie) definiert und spiegeln die dort vorherrschende fachspezifische Beurteilung von „Jährlichkeiten“ wider.

Tabelle 2: Matrix möglicher Szenariokombinationen Hochwasser und Starkregen und deren Bewertung (von gelb bis rot) auf Basis aktueller Bezeichnungen

Hochwasser-szenario	Starkregenszenario		
	selten	außergewöhnlich	extrem
Häufig			
Mittel			
Selten			

4 Darstellung von Hochwasser- und Starkregengefahren für verschiedene Nutzergruppen

Die Hochwasser- und Starkregen-Gefahrenkarten werden von verschiedenen Gruppen für unterschiedliche Aufgaben genutzt. Dabei können grundsätzlich zwei Nutzergruppen unterschieden werden:

- Öffentliche Hand mit dem Tätigkeitsfeld:
 - » Vorsorge, insbesondere:
 - Planung und Realisierung von Schutzmaßnahmen in der übergeordneten Infrastruktur

- Planungen in der Flächennutzung - z.B. Bauungsplan
 - » Bewältigung, insbesondere:
 - Anlagenbetrieb inkl. Überflutungssicherheit
 - Wegemanagement
 - Evakuierung
- Private und gewerbliche Hausbesitzer*innen mit dem Tätigkeitsfeld:
 - » Eigenvorsorge - Schutz und Verhalten
 - » Risikovorsorge

Damit die Gefahrenkarten bei allen Fragestellungen adäquat verwendet werden können, sollten diese unterschiedliche Eigenschaften aufweisen. Im Folgenden werden diese Anforderungen und mögliche Lösungen für die Nutzergruppen aufgeführt.

4.1 Hochwasser- und Starkregen-Gefahrenkarten für die öffentliche Hand

Die HW-Gefahrenkarten stellen zurzeit für verschiedene Belastungsgrößen das Überflutungsszenario für das gesamte Gewässer oder Gewässersystem dar. Starkregengefahrenkarten zeigen die Auswirkungen für das ganze Stadtgebiet. Das ist für viele Fragestellungen der Planung von Vorsorgemaßnahmen in der übergeordneten Infrastruktur eine sehr gute Grundlage.

Beim zeitlichen Ablauf eines HW-Ereignisses versagen im Ereignisfall in der Regel nicht alle Hochwassermaßnahmen zur gleichen Zeit. Im Starkregenfall ist nicht immer eine gesamte Stadt von Überflutungen getroffen.

Während eines Ereignisses wird es so sein, dass einzelne Hochwasserschutzanlagen versagen. Aus den bestehenden Gefahrenkarten lässt sich jedoch nicht die Information entnehmen, welche Bereiche durch das Versagen, beispielsweise eines Deichabschnittes, überflutet werden. Dies hat Auswirkungen auf die Planung der Zufahrts- und Evakuierungswege und dem Wissen darum, wie viele Menschen und welche wirtschaftlichen und kulturellen Güter betroffen sind. Nur mit der dezidierten Information, welche Überflutungsflächen sich beim Versagen einzelner Schutzanlagen ergeben, können adäquate Maßnahmen umgesetzt werden, die Schäden noch während des Ereignisses mindern.

Ein Beispiel hierzu zeigt Abbildung 1 für die Emscher. Hier wurden Deichabschnitte definiert, die dieselbe Überflutungsfläche im Deichhinterland besitzen. Die Überflutungsfläche hat eine ungewöhnliche Struktur, sie folgt nicht einer Flussaue. Dies ist die Folge der anthropogenen Gebietsprägung: zum einen durch Bergsenkungen des Steinkohlebergbaus, zum anderen durch die städtebaulichen Strukturen, die potenzielle Überflutungsflächen beschneiden, aber auch

Konnektivitäten herstellen. Solche ungewöhnlichen Überflutungsflächen im urbanen Raum zeigen, dass es wichtig ist, Kenntnis darüber zu haben, wo das Wasser beim Infarkt der Hochwasserschutzsysteme hinfließen kann. Solche Überflutungsflächen sind mit einem Blick auf die Topografische Karte allein nicht abschätzbar. Für diese Szenarien wurden auch Simulationsfilme erzeugt, die die zeitliche Dynamik darstellen, um den Einsatz bei der Bewältigung detailliert planen zu können.



Abb. 1: Deichhinterland für einen definierten Deichabschnitt

Gleiches gilt für die Überflutungsflächen einzelner Fließgewässer, besonders im Mündungsbereich. Bei der bisherigen gesamtheitlichen Darstellung aller Überflutungsgebiete, ist nicht klar von welchem Fluss welche Überschwemmung ausgehen kann. Als Beispiel zeigt die Abbildung 2 den Mündungsbereich der Emscher in den Rhein. Aus der linken Abbildung, die auch so in den Hochwassergefahrenkarten dargestellt ist, ist nicht ersichtlich welche Überflutungen vom Rhein und welche von der Emscher kommen. Nur die einzelne Betrachtung der jeweiligen Überflutungsflächen (Abbildung 2, Mitte und rechts) gibt darüber Aufschluss.

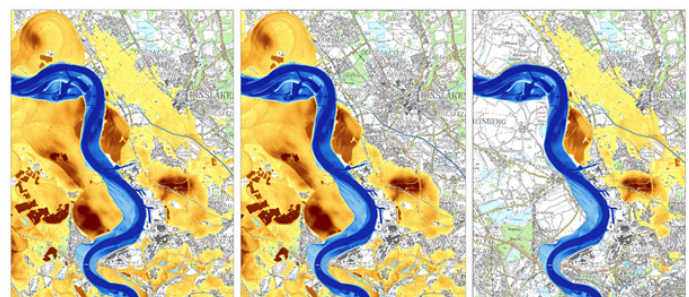


Abb. 2: Hochwassergefahrenkarten für HQ100 im Mündungsbereich der Emscher in den Rhein. Blau: Wassertiefen für Gebiete ohne technischen Hochwasserschutz; Gelb-Braun: Wassertiefen - hochwassergeschützte Gebiete, Links: Überflutungsgebiete Rhein und Emscher; Mitte: Überflutungsgebiete Rhein; Rechts: Überflutungsgebiete Emscher.

Für die Hochwasserbewältigung wird ein Informationssystem empfohlen, das es erlaubt, je nach Verlauf des Ereignisses, die entsprechenden Überflutungsszenarien darstellen zu können.

4.2 Hochwasser- und Starkregen-Gefahrenkarten für private und gewerbliche Hauseigentümer

Das Hauptinteresse von privaten und gewerblichen Hauseigentümern ist es, ihr Eigentum vor Schäden zu schützen. Woher die schädliche Überflutung kommt (Flusshochwasser, Starkregen inkl. Kanalrückstau oder Grundhochwasser) ist dabei erst einmal zweitrangig. Mit Ausnahme von Objekten, die in der Flussaue stehen, sind die Überflutungsquellen zahlreich und es ist auch während des Ereignisses nicht quantifizierbar, woher wieviel Wasser kommt. Dies zeigt Abbildung 3 mit einem Beispiel aus Wellendingen in Baden-Württemberg. Hier werden die Häuser aus drei Quellen überflutet: Flusshochwasser, wild-abfließendes Wasser aus Starkregen und aus dem Kanalnetz, das aufgrund des Starkregens an seine Leistungsgrenze gekommen ist. Wellendingen liegt an einem relativ kleinen Gewässer (Starzel) mit einem Einzugsgebiet von ca. 25 km².

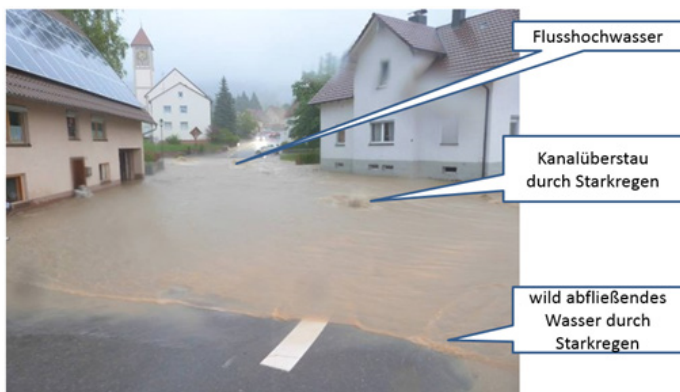


Abb. 3: Hochwasser- & Starkregeneignis in Wellendingen mit verschiedenen Überflutungsquellen (Foto: Schulz/Ringgenburger, www.schwarzwaelder-bote.de)

Die Abbildung 3 zeigt, dass die alleinige Darstellung von Hochwasser- oder Starkregengefahren immer unvollständig ist. Die verantwortlichen Experten und Expertinnen der öffentlichen Hand wissen das. Hausbesitzer und Eigentümerinnen benötigen jedoch eine einfache, verständliche Darstellung der Überflutungsgefahren. Hierzu gibt es heute schon mehrere Beispiele.

Die Stadtentwässerungsbetriebe Köln, AöR zeigen die Überflutungsgefahren gemeinsam im Internet (link: <https://www.hw-karten.de/index.html?Module=Hochwasser>) – Abbildung 4 zeigt die Überflutungsgefahren Flusshochwasser, Grundhochwasser und Starkregen. Zusätzlich werden Informationen über die Karten und zu Möglichkeiten der Eigenvorsorge gegeben.



Abb. 4: Darstellung der Überflutungsgefahren Flusshochwasser, Grundhochwasser und Starkregen für Köln im Internet

Die App FloodCheck von Emschergenossenschaft/Lippeverband für die Systeme Android und iOS kann für alle Standorte im Emscher- und Lippeverbandsgebiet die Hochwassergefahr - und wo vorhanden, die Starkregengefahr - in einer Karte sowie in einer Aufriss-Darstellung am Haus visualisieren (Abbildung 5). Der Standort kann dabei vom Nutzer sowohl von Hand gewählt als auch per GPS über das genutzte Endgerät ermittelt werden. Ergänzt wird der FloodCheck mit einem interaktiven Fragebogen und einer Sachkundigen-Übersicht, die zur persönlichen Beratung zur Verfügung stehen, von der Homepage www.hochwasser-pass.com.



Abb. 5: App FloodCheck mit den Hochwasser- und Starkregengefahrenkarten und der Angabe der jeweiligen Wassertiefen am Haus

Die Initiative der Stadt Bonn in Kooperation mit dem HKC „Bonn unterstützt“ zeigt auf der Internetseite www.Bonn-unter.de (verlinkt von der Internetseite der Stadt Bonn: www.bonn.de/themen-entdecken/umwelt-natur/starkregen-vorsorge.php) die Gefahr am Haus für Hochwasser und Starkregen inklusive des geschätzten Schadenpotenzials (Abbildung 6). Zusätzlich wird dem Nutzer eine Bewertung der Hochwassergefahr zur Verfügung gestellt. Auch werden Hinweise zur Eigenvorsorge bereitgestellt.



Abb. 6: Darstellung von Hochwasser- und Starkregengefahr in [bonn-unter.de](http://www.bonn-unter.de)

5 Vorschlag zur verbesserten Berechnung der Hochwasser- und Starkregengefahren in kleinen Einzugsgebieten

Bisher werden Flusshochwasser und Überflutungen durch Starkregen in getrennten Gefahrenkarten dargestellt. Jedoch treten in kleinen Einzugsgebieten meist Flusshochwasser und Überflutungen durch Starkregen gleichzeitig auf. Darüber hinaus zeigen in kleinen Einzugsgebieten die gewässerbezogenen Hochwassergefahrenkarten nicht das ganze Ausmaß der Gefährdung im Ereignisfall. Sie stellen die Ausuferung von Wasser aus dem Gewässer dar, aber nicht den Prozess, wie das Wasser zum Gewässer gelangt. In kleinen Gebieten gehören diese beiden Prozesse ursächlich und zeitlich zusammen, wie die folgenden Beispiele zeigen.

Mit der nachfolgend vorgeschlagenen Bearbeitungsmethodik können die aus Sicht der Adressaten der Gefahrenkarten (Anwohner, Gewerbetreibende, Kommunen, Einsatzkräfte, usw.) existierenden Defizite in der Darstellung der Gefahren behoben werden.

Das Problem der aktuellen, bivariaten Modelltechnik

In Abbildung 7 sind vergleichend die aktuellen Praktiken des Einsatzes hydrologischer und hydraulischer Modelltechnik zur Erstellung von gewässerbezogenen HWGK / HWRK und flächigen Starkregengefahrenkarten dargestellt. Im Bereich des gewässerbezogenen HW-Risikomanagements (linkes Schema) wird die traditionelle sequenzielle Modellierung eingesetzt, bei der mit einem flächigen NA-Modell explizite Abflusswerte für ein linienhaft abgebautes Gewässer berechnet werden. Die Hydraulik in Kombination mit einem GIS-Postprozessing liefert dann die maßgeblichen Überflutungsbereiche. Bei einer entsprechenden Datenverfügbarkeit (W/Q-Pegelaufzeichnungen) ist es möglich, NA-Modelle und hydraulische Gewässermodelle zu kalibrieren. Hydrologische Berechnungen können als Langzeit- oder Einzelereignis-Simulation erfolgen. Die Gewässerhydraulik kann stationär oder instationär durchgeführt werden.



Abb. 7: Aktuelle bivariate Modelltechnik (Hydrologie / Hydraulik) in den Bereichen HW- und Starkregenisikomanagement.

Dank vorangeschrittener Softwaretechnik und Datenverfügbarkeit ist es im Bereich des Starkregenisikomanagements möglich, inzwischen auch große Einzugsgebiete, direkt zweidimensional hydronumerisch instationär (mittels Einzelereignissimulation) zu berechnen. Bei dieser Modelltechnik muss der Prozess der Abflussbildung (Entstehung des effektiven Niederschlags N_{eff}) im Rahmen eines Preprozessing oder eines vorgeschalteten Abflussbildungsmoduls abgebildet werden.

Starkregenmodelle können in der Regel nicht klassisch kalibriert werden, da flächige quantitative Abflussmessungen nicht vorliegen. Hoch aufgelöste Radardaten erfassen in der Regel den kleinräumigen Starkregenniederschlag, so dass mit qualitativen Informationen (Fotos, Videos, Einstaumarken an Gebäuden, etc.) zumindest Modellplausibilisierungen möglich sind.

Beispiel Godesberger Bach

Die Abbildung 8 zeigt den Oberlauf des Godesberger Baches in NRW. Der Godesberger Bach ist ca. 16 km lang, hat ein Einzugsgebiet von ca. 36 km², entspringt in der Gemeinde Wachtberg und mündet in Bonn Bad Godesberg in den Rhein. Die in dem Auszug der HWGK dargestellten Überflutungsflächen zeigen eine Ausuferung von Wasser aus den Godesberger Bach für ein 100-jährliches Ereignis. Die Betroffenheiten sind gering, da die Überflutungen gewässernah auftreten und eine größere Ausuferung in rein landwirtschaftlicher Fläche zwischen den Ortschaften Fritzdorf und Arzdorf stattfindet.

Die Abflüsse wurden mit einem NA-Modell berechnet und dann als Input für die 2D-Hydraulik an Flusspunkten im Gewässerschlauch des Baches angesetzt.



Abb. 8: Auszug HWGK Godesberger Bach, Gemeinde Wachtberg, Oberlauf Godesberger Bach, HQ100

Abbildung 9 zeigt den gleichen räumlichen Ausschnitt jedoch als Darstellung des Ergebnisses einer flächigen 2D-hydraulischen Starkregensimulation für die gleiche Ereignisjährlichkeit N100). In dieser Darstellung ist zu erkennen, auf welchen Fließwegen das Niederschlagswasser dem Gewässer zufließt. Alle Fließwege werden sichtbar, auch diejenigen, die sich im Verlauf kleinerer Gräben oder im Bereich von Rinnestrukturen ohne Gewässer ergeben. In Arzdorf selbst ist nicht der Bach ursächlich für das Risiko verantwortlich, sondern ein von Südwesten zufließender Graben, der nicht zur offiziellen Risikokulisse gehört.

Für die Ortslage Fritzdorf ist zu erkennen, dass sich im Siedlungsbereich bereits Fließwege ausbilden, die für die Bewohner und die Gebäude / Landnutzungen ein Risiko darstellen.

Durch Kenntnisse der oberflächigen Abflussbahnen lassen sich zusätzliche Gefährdungen durch Erosion und Materialablagerung erkennen und in ihrer Wirkung abschätzen.

Im Sinne einer „Darstellung der Risiken bei einem 100-jährlichen Abflussereignis“ greifen die Überflutungsdarstellungen in den offiziellen HW-Gefahren- und Risikokarten zu kurz.

Aus der Projektbearbeitung ähnlicher HWGK-Projekte lassen sich zahlreiche ähnliche Beispiele finden.



Abb. 9: Simulationsergebnisse N100 Starkregen, Gemeinde Wachtberg, Oberlauf Godesberger Bach, (<https://wachtberg-starkregen.de/>)

Beispiel Kuhbach in Bergkamen

Bei den Betrachtungen zum Starkregenrisikomanagement im Stadtgebiet von Bergkamen (NRW) zeigt sich insbesondere am Beispiel des Kuhbachs die unterschiedliche Ausprägung der Überschwemmungsflächen für das 100-jährliche Ereignis. Die Ausdehnung der Überschwemmungsflächen nach den Betrachtungen der HW-Gefahrenkarten gemäß HWRM-RL für die mittlere Wahrscheinlichkeit (HQ100) ist wie in der nachfolgenden Abbildung zu erkennen ausschließlich auf das Gewässerbett beschränkt.

Dagegen zeigen sich bei der Betrachtung zum Starkregen-Risikomanagement für den Lastfall ($T_n = 100$ a) deutlich ausgeprägte Überflutungen, die sich in die umliegende Bebauung erstrecken, da Abflussbildung und Transport maßgeblich auf dem Weg zum Gewässer stattfindet.



Abb. 10: Oberlauf des Kuhbachs in Bergkamen, Hochwassergefahrenkarte für HQ100



Abb. 11: Oberlauf des Kubachs in Bergkamen, Starkregen-Simulation $T_n = 100$ a

Beispiel Alfterer Bornheimer Bach

Im folgenden Beispiel wird für den Bornheimer-Alfterer Bach in NRW der Vergleich für ein HQextrem gezeigt. Der Alfterer Bornheimer Bach ist ca. 11 km lang, mündet direkt in den Rhein und hat ein Einzugsgebiet von ca. 38 km². Er entspringt im Ortsteil Bonn-Alfter an der Flanke des Südlichen Vorgebirges, der Begrenzung des ursprünglichen Rheintals. Der Bach ist stark ausgebaut und durchfließt Bornheim, um dort Vorflut für die Stadtentwässerung zu schaffen. Der Bach überwindet einen Höhenunterschied von ca. 110 m. Der Oberlauf entwässert die Hangbereiche der linksrheinischen Flussniederung und weist dort das größte Gefälle auf.

Abbildung 12 zeigt die aktuellen, veröffentlichten Überflutungsflächen eines HQextrem. Hier wurde nach Bearbeitungsvorgabe der Bezirksregierung Köln eine gestaffelte Berechnung durchgeführt. Im ersten Schritt die Erstellung eines NA-Modells zur Berechnung von Bemessungsabflüssen, im zweiten Schritt eine 2D-Hydraulik mit Ermittlung der Überflutungsbereiche. Zu sehen sind in Abbildung 12 die punktuellen Ausuferungsbereiche des Baches, dort wo an Engstellen die hydraulische Leistungsfähigkeit nicht ausreicht. Die durchge-x-ten Gewässerstränge gehören nicht zum HWGK-Gewässer und wurden daher nicht hydraulisch berechnet. Da das Gelände in nordöstlicher Richtung abfällt, treten die Ausuferungen nur auf einer Gewässerseite auf und fließen vom Gewässer weg. An der Stelle, an der der Bach aus dem Vorgebirge in die Niederung eintritt, knickt der Bach um ca. 90° nach links und folgt der Vertiefung eines ehemaligen Rheinarms. Die Ausuferungsflüsse füllen dort die Muldenvertiefung.

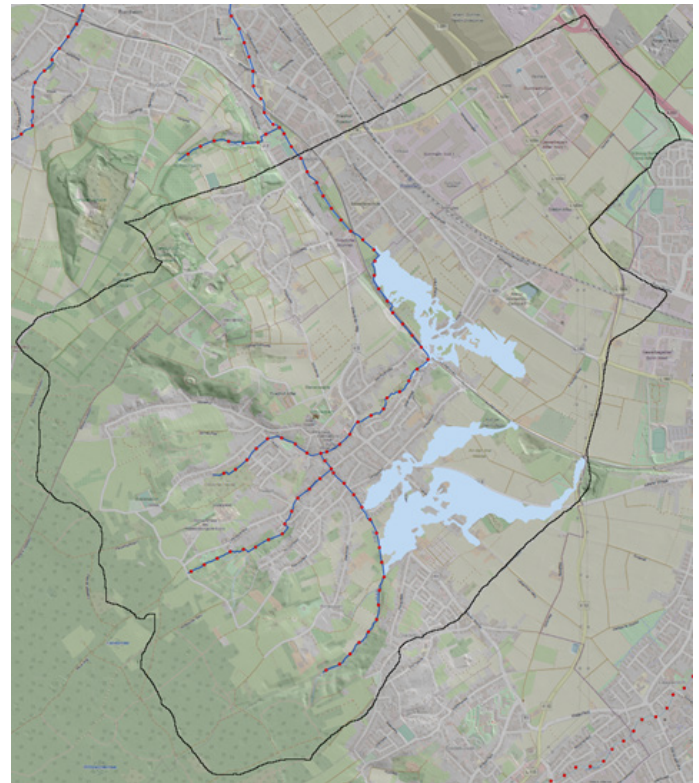


Abb. 12: HW-Gefahrenkarten Flächen eines HQextrem für den Oberlauf des Alfterer Bornheimer Baches (Basisdaten www.geoportal.nrw), die durchge-x-ten Gewässerstränge gehören nicht zum HWGK-Gewässer

Die dargestellten Flächen suggerieren, dass eine Gefährdungs- und Risikolage nur rechts des Gewässers besteht und räumlich scharf abgegrenzt ist. Weite Teile des Einzugsgebietes scheinen nicht gefährdet zu sein.

Die Abbildung 13 zeigt die für ein HQextrem berechneten Oberflächenabfluss nach den Vorgaben der Arbeitshilfe NRW. Es wurde ein Niederschlag von 90 mm in einer Stunde angesetzt. Die Simulationen wurden testweise nur innerhalb der schwarzen Modellgrenzen durchgeführt. Es wurde das DGM1, aggregiert auf ein 5-Meter Grid verwendet, ohne Gebäude explizit aufzunehmen. Die Simulationsergebnisse zeigen ein differenziertes Bild. Alle Entwässerungsrinnen, ob von Gräben durchflossen oder als reine Muldenstrukturen vorhanden, treten deutlich als wassergefüllt hervor. Die Gefährdungen werden flächendeckend sichtbar. Straßen werden zu Abflussbahnen. Die Altarmmulde ist vollständig gefüllt. Innerhalb der Rheinniederung füllen sich abflusslose Mulden mit Wasser, das dort verbleibt. Auch auf dem Plateau, am oberen Einzugsgebietsrand füllen sich Mulden. Die Simulationsergebnisse zeigen, dass bereits „HW-Gefahren“ auf dem Weg des Wassers zum Gewässer auftreten und nicht erst nach Verlassen des Gewässers. Die prinzipielle Ausuferungssituation am Oberlauf wird von der flächigen Simulation bestätigt, wenn auch differenzierter dargestellt.

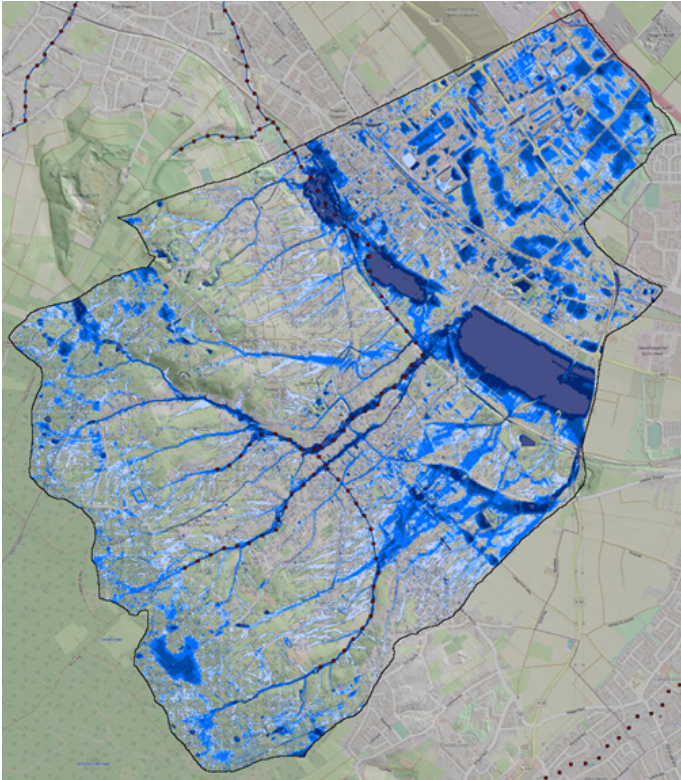


Abb. 13: Oberlauf des Alfterer Bornheimer Bachs, Simulation HQextrem

Auch dieses Beispiel zeigt, dass man bei den hier gezeigten Gebietsgrößen nicht von getrennten Gefahren durch Starkregen und HW-Gewässerabflüsse ausgehen kann.

Lösungsansatz

Im Sinne der Adressaten der Darstellung von HW-Gefahren- und Risiken sollte (wie oben gezeigt) für „kleine Einzugsgebiete“ nicht zwischen Hochwasser- und Starkregengefährdung unterschieden werden.

Das zweite Beispiel des Alfterer Bornheimer Bachs zeigt weiter, dass wenn das Gewässer nicht im Tal tief liegt, wie es ansonsten bei einer klassischen Einzugsgebietstopografie der Fall ist, das sequenzielle Modellieren von hydrologischen und hydraulischen Prozessen nur erschwert möglich ist, da das Ausuferungsverhalten des Gewässers zu anderen Prozessen und Teilströmen führt als es die Abflusskonzentration und das Gewässerrouting des NA-Modells erwarten.

Theoretisch ist es möglich, dieses Abflussverhalten im NA-Modell durch eine gesonderte Modellstruktur und entsprechend parametrisierte Prozesse nachzubilden. In welche Richtung das NA-Modell strukturell und parametrisch verändert werden sollte, liefert jedoch erst eine detaillierte flächige 2D-Modellierung, die, wenn sie vorliegt, auch direkt ausgewertet werden kann. Optional lassen sich Bemessungsabflüs-

se entlang des Gewässers durch die Anordnung von sog. Kontrollquerschnitten im 2D-Modell ermitteln. An diesen Stellen kann der Abfluss im Gewässer als Ganglinie herausgeschrieben werden und dann als ereignisbezogener hydrologischer Längsschnitt ausgewertet werden.

Zur Frage, wie groß die „kleinen Einzugsgebiete“ sein sollten, bis zu deren Flächengröße 2D-hydraulisch gerechnet werden sollte, wurden folgende, überschlägliche Annahmen getroffen.

Bei einem Niederschlagsereignis von einer Stunde, einer Annahme der Fließgeschwindigkeit im HW-Fall von 2 m/s und einer Konzentrationszeit t_c , die der N-Dauer entspricht, ergibt sich eine maßgebliche Fließgewässerlänge von 7,2 km.

Eine vereinfachte Einzugsgebietsform eines Quadrates, bei der die Diagonale das 7,2 km lange Gewässer darstellt, hat eine Größe von 25,9 km².

Eine ähnliche Annahme für die Abgrenzung von hydraulisch relevanten Teilgebietsgrößen wurde für die Erstellung der landesweiten Starkregengefahrenhinweiskarte gewählt. Unter Ansatz einer Fließgeschwindigkeit von 1,5 m/s ergibt sich somit eine relevante Fließgewässerlänge von 5,4 km, die unter der vereinfachten Einzugsgebietsgebietsermittlung auf einen Schwellwert von rd. 30 km² führt.

Unter diesen Annahmen kann man die Schlussfolgerung ziehen, dass in Einzugsgebieten bis ca. 25 km²-30 km² Gefahren aus Oberflächenabfluss und Gewässerausuferungen nur zusammen berechnet werden sollten.

Die Auswertung der NRW-landesweiten Gewässerstationierungskarte 3C, in der verdichteten Form mit ca. 23.000 Teilgebieten und einer mittleren Teilflächengröße von 1,92 km² (www.elwasweb.nrw.de) zeigt folgende Grafik Abbildung 16. Ca. 18.000 Teilgebiete haben eine Einzugsgebietsgröße einschl. Oberlieger, die kleiner oder gleich 25 km² sind. Diese Flächen sind in Abbildung 16 gelb dargestellt. Es sind ca. 78% aller Teilflächen und mit ca. 31.100 km² Größe ca. 91 % der NRW Landesfläche.

Die Abbildung 16 zeigt einen typischen Ausschnitt für die rechtsrheinische Mittelgebirgssituation im Bereich von Wupper bis Anger. Entlang der Hauptflussläufe bilden sich unmarkierte Korridore, die anzeigen, dass das Einzugsgebiet des Flusses dort größer als 25 km² ist. Die Oberläufe der Gewässer und in der Regel fast alle Zuläufe weisen Teilgebietsgrößen von kleiner 25 km² auf. In der Rheinebene sind nur große Teilgebiete / Zwischeneinzugsgebiete abgegrenzt.

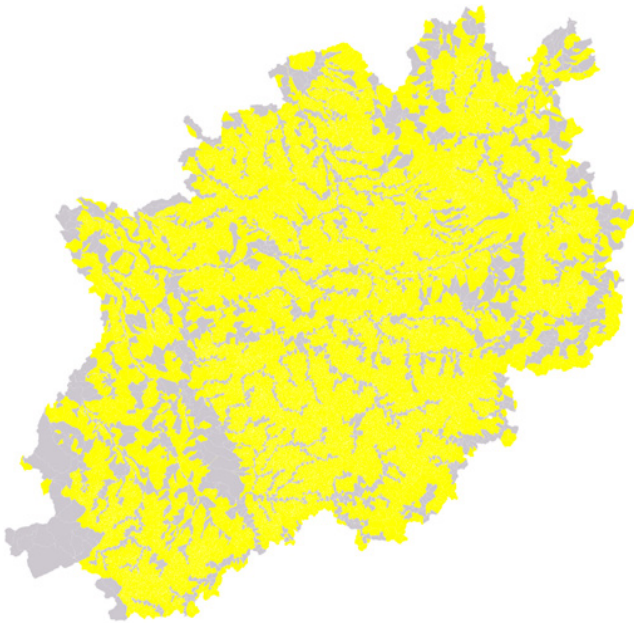


Abb. 14: Darstellung der Teileinzugsgebietsflächen der Gewässer in NRW mit einer Flächengröße von maximal 25 km²

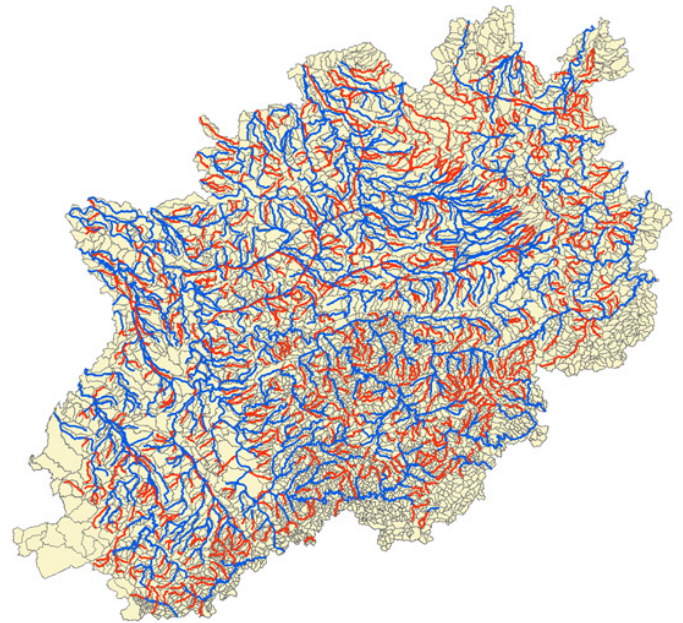


Abb. 15: Darstellung der mittleren Übersichtsgewässern (GSK3c) in NRW mit einer Flächengröße von maximal 30 km²

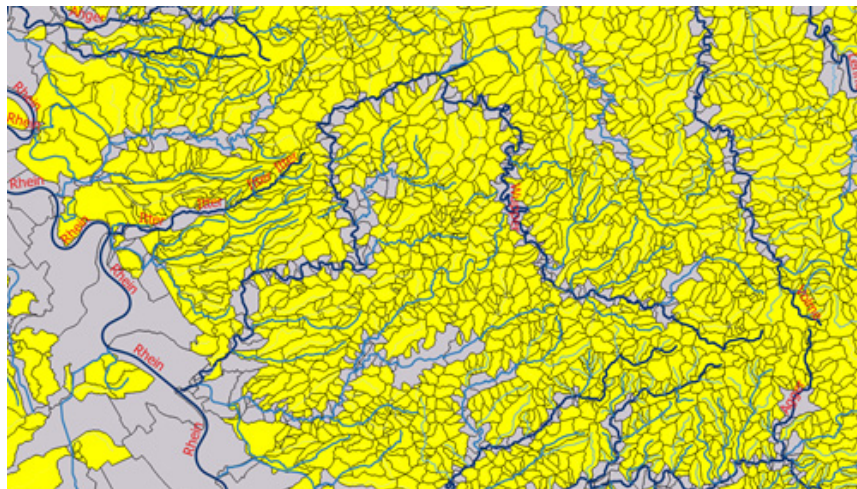


Abb. 16: Darstellung der mittleren Übersichtsgewässern (GSK3c) in NRW mit einer Flächengröße von maximal 30 km²

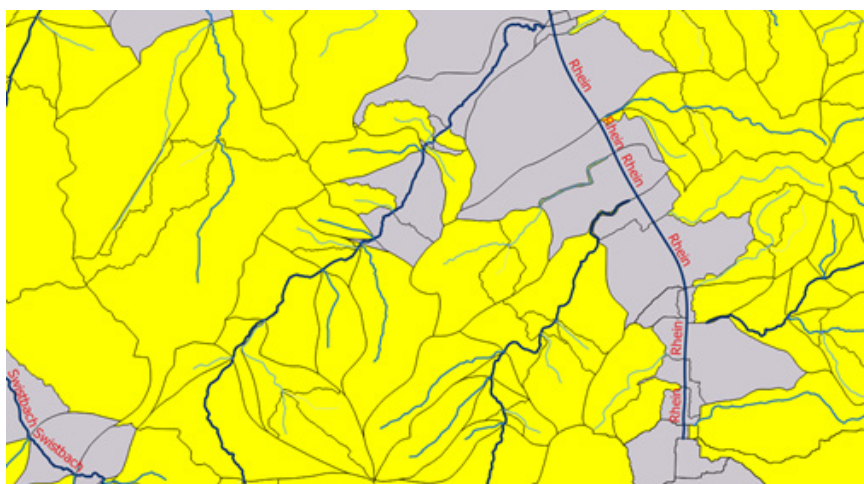


Abb. 17: Flächenverteilung im Bereich des Godesberger Bachs

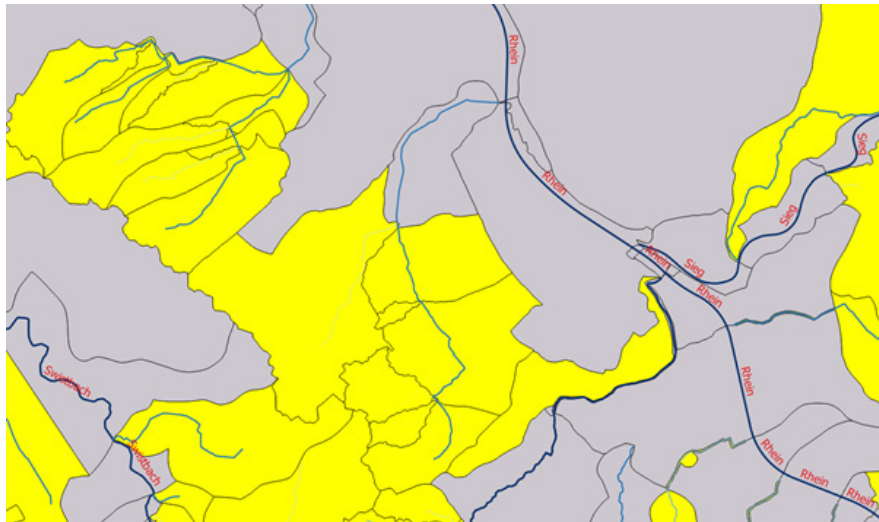


Abb. 18: Flächenverteilung im Bereich des Alfterer Bornheimer Bachs

In Abbildung 17 und in Abbildung 18 sind die Teileinzugsgebiete für den Godesberger Bach und den Alfterer Bornheimer Bach dargestellt. Für den Godesberger Bach ergibt sich, dass ca. ab der Hälfte des Bachverlaufes hydrologisch und hydraulisch getrennt gerechnet werden kann. Für den Alfterer Bornheimer Bach ergibt sich ein ähnliches Bild. Hier könnte am unteren Drittel getrennt gerechnet werden.

Aus den Betrachtungen lässt sich folgender Vorschlag für zukünftige Vorgehensweisen ableiten.

Tabelle 3: Vorschlag für Ermittlung und Darstellung von HW- und Starkregengefahren in Abhängigkeit von der Einzugsgebietsgröße

Fließgewässertypen	kleine Fließgewässer	mittlere und große Fließgewässer
Fläche des oberhalb liegenden Einzugsgebiets	kleiner oder gleich 25 km ²	größer 25 km ²
Berechnungsmethodik	<p>Einzugsgebietsweite instat. 2D-Hydraulik mittels Modellregen für N-Szenarien</p> <p>Keine Unterscheidung zwischen hydrologischer und hydraulischer Modellanwendung</p>	<p>Hydrologie: NA-Modellierung des Gebietes, Bemessungsabflüsse aus Langzeitsimulation mit Extremwertstatistik alternativ aus Modellregensimulation</p> <p>Hydraulik: instationäre oder stationäre 2d-hydraulische Simulation mit Bemessungsabflüssen zur Ermittlung der Überflutungsflächen</p>
Darstellung der Überflutungsgefahren und Risiken	Darstellung der Ergebnisse (Gefahren/Risiken) in nur einer Karte, keine strenge Unterscheidung zwischen HWGK und SRGK	Getrennte Darstellung der ÜF in HWGK und SRGK möglich. Gemeinsame Darstellung sollte angestrebt werden.

Der hier gemachte Vorschlag hat zur Folge, dass für kleine Einzugsgebiete die Umsetzung der HWRM-RL und die Durchführung von Starkregenprojekten zusammengeführt und im Rahmen einer einzigen Modelluntersuchung durchgeführt werden können.

Für den Bürger, Einsatzkräfte, Stadt- und Erschließungsplaner und weitere Adressaten bedeutete dies,

dass sie nur in ein Kartenwerk schauen müssen, um die Gefährdung durch Hochwasser und Starkregen zu erkennen.

Das resultierende Kartenwerk ist aus formalen Gründen so zu kennzeichnen, dass es keine „Hochwasser-Überflutung“ darstellt. Ein geänderter Hochwasserbegriff, der auch Starkregenereignisse beinhaltet, hätte zur Folge, dass (i) viel mehr Flächen an die EU gemeldet werden müssten und (ii) dies Auswirkungen auf die Ausweisung von Überschwemmungsgebieten hätte.

6 Fazit

Die diskutierten Themen zur Darstellung von Starkregen- und Hochwassergefahren zeigen besonders zwei Punkte auf, die einer Lösung bedürfen:

Für eine verständliche Risikokommunikation müssen Hochwasser- und Starkregengefahren miteinander vergleichbar beschrieben werden. Eine nachvollziehbare Benennung von Hochwasser- und Starkregengefahren wird möglich, wenn föderale und administrative Barrieren überwunden werden. Das darf nicht für undurchführbar gehalten werden. Hier stehen nicht fachliche, sondern organisatorische Fragen im Vordergrund, für die eine übergeordnete Institution die Initiative ergreifen muss, um eine Lösung herbeizuführen.

Auch die Berechnung und kartografische Darstellung von Hochwasser- und Starkregengefahren muss weitentwickelt werden, um Missverständnisse bei der Gefahrenwahrnehmung zu vermeiden. Diese sind heute durchaus möglich und können zu fatalen Fehleinschätzungen führen. Naturereignisse halten sich nicht an unsere gesetzlichen Vorgaben. Es können nur dann zielgerichtete Schutzmaßnahmen realisiert werden, wenn auch die Gefahr richtig erfasst und gut genug verstanden wird.

Literatur

DWA, Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e. V. (2016), Merkblatt DWA-M 119, Risikomanagement in der kommunalen Überflutungsvorsorge für Entwässerungssysteme bei Starkregen, Hennef

DWD, Deutscher Wetterdienst (2017), „KOSTRA-DWD-2010R, Bericht zur Revision der koordinierten Starkregenregionalisierung und -auswertung des Deutschen Wetterdienstes in der Version 2010“, Offenbach am Main

EU-HWRM-RL (2007/60/EG), Richtlinie 2007/60/EG des europäischen Parlamentes und des Rates vom 23. Oktober 2007 über die Bewertung und das Management von Hochwasserrisiken

LAWA, Bund-/Länder-Arbeitsgemeinschaft Wasser (2018), „LAWA-Strategie für ein effektives Starkregenrisikomanagement“, erarbeitet von der Kleingruppe „Starkregen“ des Ständigen Ausschusses „Hochwasserschutz und Hydrologie“ (LAWA-AH) der LAWA, Erfurt

LAWA, Bund-/Länder-Arbeitsgemeinschaft Wasser (2017), „Empfehlungen für die Überprüfung der vorläufigen Bewertung des Hochwasserrisikos und der Risikogebiete nach EUH-WRM-RL“, beschlossen auf der 153. LAWA-Vollversammlung, 16./17. März 2017 in Karlsruhe, Ständiger Ausschuss der LAWA „Hochwasserschutz und Hydrologie“ (LAWA-AH)

LUBW, Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (2015), Abfluss-BW, Regionalisierte Abfluss-Kennwerte Baden-Württemberg, Stuttgart

LUBW, Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (2016a), „Leitfaden Kommunales Starkregenrisikomanagement in Baden-Württemberg“, Stuttgart

LUBW, Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (2016b), „Anhang 2, 3, 4 und 5 zum Leitfaden Kommunales Starkregenrisikomanagement in Baden-Württemberg, Stand Dezember 2016, Stuttgart

LUBW, Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (2020), „Anhänge 1 a, b, c zum Leitfaden Kommunales Starkregenrisikomanagement in Baden-Württemberg“, Stand Juli 2020, Stuttgart

MULNV, Ministerium für Umwelt, Landwirtschaft, Natur- und Verbraucherschutz des Landes Nordrhein-Westfalen (2019), „Arbeitshilfe kommunales Starkregenrisikomanagement, Hochwasserrisikomanagementplanung in NRW, Düsseldorf

Schmitt, T.G. et al. (2018), „Einheitliches Konzept zur Bewertung von Starkregenereignissen mittels Starkregenindex“, in KA Korrespondenz Abwasser, Abfall (65), Nr. 2, S. 113-120



5 Ausblick

Wir haben mit dem vorliegenden Werkstattbericht Fragen zu einer komplexen Thematik aufgeworfen. Die Mitglieder der Projektgruppe, die sich aus unterschiedlichen Gesichtspunkten mit der Problematik veränderlicher Bemessungsgrößen befassen, haben ihre Fragen, Lösungsideen und -ansätze formuliert und zur Diskussion gestellt. Das Ergebnis ist eine Anregung zum Nachdenken. Als Ausblick möchten wir noch Fragen aufwerfen, von denen wir denken, dass sie weiterverfolgt und gelöst werden müssen.

Ist eine räumliche Komponente in der Starkregenstatistik notwendig?

Die Niederschlagsstatistik zur Bestimmung von Bemessungsniederschlägen (Niederschlagssummen für eine gegebene Dauerstufe mit einem gegebenen Wiederkehrintervall) beruht auf gut geprüften, langen Zeitreihen von Stationsmessungen. Ende 2018 betrieb der DWD 1900 Stationen, von denen 950 der minütigen Erfassung des Niederschlags dienen. Damit liefert der DWD zeitlich hochaufgelöste Daten in Deutschland mit einer Stationsdichte von einer Station auf 376 km². Berücksichtigt man die hohe Zuggeschwindigkeit der räumlich stark begrenzten und dispers verteilten Starkregenzellen, so ist nicht verwunderlich, dass an einzelnen DWD-Stationen innerhalb des Zeitraums von 1996 bis 2015 je nach Region nur 2 bis 8 Starkregen (Regenmenge über 25 mm) erfasst wurden. Für die Bemessungspraxis, die ja einen konkreten Flächenbezug hat, bedeuten die Punktmessungen, dass diese je nach regionaler Messnetzdichte im besten Fall zwischen mehreren Stationen interpoliert werden, im schlechtesten Fall jedoch die Einzelmessung an nur einer Station für die ganze Fläche angenommen wird. Das Problem der Bemessungsniederschläge besteht also darin, dass die statistische Wahrscheinlichkeitsaussage für eine Fläche stark davon abhängt, ob zufällig auf der kleinen Auffangfläche des zugeordneten Regenmessers (200 cm²) ein Starkregen auftritt. Analysiert man z.B. Hochwasser in Einzugsgebieten von einigen 100 km², so findet man einige Ereignisse, die hohe Scheitel ohne entsprechend gemessene Niederschlagswerte erreichten (siehe Kapitel 5).

Die Interpolation von punktuell gemessenen Niederschlagsdaten für die statistische Bestimmung von Bemessungsniederschlägen kann folglich sowohl zu einer Unterschätzung aber auch zu einer Überschät-

Die Projektgruppe

zung (falls mehrere Starkregenereignisse zufällig an einer Messstation auftraten) führen. Gerade in Hinblick auf die zunehmende Anzahl an Starkregenereignissen wird in den kommenden Jahren das Interesse an der Entwicklung von zeitlich-räumlichen Niederschlagsstatistiken für hydrologische Anwendungen steigen. Bereits heute zeigen Radarmessungen, die eine deutliche Verbesserung der Erfassung der Niederschlagsdynamik ermöglichen, die räumlichen Grenzen von Punktstatistiken auf. Mit Hilfe der Radardaten wären Statistiken zu Wiederkehrzeit, Menge, Dauerstufe und zusätzlich zur räumlichen Ausdehnung des Niederschlagsgebietes realisierbar und sinnvoll. Damit kann dann eine bessere Auswahl an Bemessungsereignissen für hydrologische Gebietsgrößen bzw. Teilgebietsgrößen getroffen werden.

Ausgehend vom jeweils anwendungsbezogenen erforderlichen Flächenbezug sollten damit Niederschlagsereignisse für ein gesamtes (Einzugs-)Gebiet erfasst werden. Die zusätzliche Dimension der „Überdeckungsfläche“ zusammen mit den Kennwerten der Dauer und Niederschlagsintensität würde das Erkennen von Mustern und Schwerpunkten bestimmter Ereignisse im Raum ermöglichen. So kann es beispielsweise sein, dass aufgrund der städtischen Wärmeinseln besonders die Lee-Seite einer Stadt von Starkregenereignissen betroffen ist (wie dies z.B. im Berliner Umland der Fall ist). Solche räumlichen Muster können identifiziert werden und z.B. in der Kanalnetzplanung berücksichtigt werden. Die Beobachtungslänge, die mittlerweile für die Radardaten verfügbar ist, erlaubt bereits heute erste räumliche Ansätze für derartige statistische Analysen. Hierbei wären Aussagen zu Auftretenswahrscheinlichkeiten mit geostatistischen Ansätzen wie Zufallsfeldern zu ergänzen. Zusätzlich sollten auch langjährige Stationsdaten, mit ihren wertvollen Informationen, miteinbezogen werden, um die Unsicherheit zu reduzieren. Methoden des maschinellen Lernens sind geeignet die automatische Mustererkennung zu unterstützen und die statistische Modellierung zu erweitern. Folglich sollten zukünftige Berechnung von Bemessungsniederschlägen mehr auf die räumliche Analyse von Niederschlagsereignissen ausgelegt sein als auf die Interpolation von Stationsdaten.

Wie gehen wir mit den hydrologischen Belastungsgrößen im Hochwasser- und Starkregen-Risikomanagement um?

Seit vielen Jahrzehnten wird in der Hochwasserstatistik von der Annahme ausgegangen, die Voraussetzungen der mathematischen Statistik seien erfüllt: Die einzelnen Ereignisse beruhen auf den gleichen Ursachen - d.h. die Stichprobe ist homogen und die Ereignisse sind in ihrer Abfolge unabhängig. Die mathematische Statistik soll dabei den Zufallscharakter des Phänomens „Hochwasser“, respektive „Starkregen“, beschreiben und den sogenannten „stochastischen“ Anteil der Unsicherheit in der Bewertung der Naturgefahr erklären. Insbesondere die letzten drei Jahrzehnte haben aber gezeigt, dass die damit verbundenen Unsicherheiten in der Abschätzung der Belastungsgrößen weitaus größer sind, als dies auf Grundlage der mathematischen Statistik bisher angenommen wurde. Es wurde deutlich, dass die Bemessungspraxis mit weiteren Unsicherheiten behaftet ist, als die, die mit Hilfe der herkömmlichen mathematischen Modelle der Hochwasserstatistik beschrieben werden können. Wir haben uns bisher auf Grund von unvollständigem Wissen, fehlenden Daten und Vorurteilen mit jahrzehntealten Annahmen abgefunden.

Wenn wir lediglich die, lange oft vernachlässigte, Grundannahme der Homogenität der Stichproben der Jahreshöchstabflüsse prüfen, stellen wir fest, dass diese ein bedeutendes Unsicherheitsfeld darstellt und dieses durch den dynamischen Einfluss der Erderwärmung zunimmt. In diesem Werkstattbericht stellen wir Möglichkeiten zur Diskussion, wie dieser Unsicherheitsbereich charakterisiert und reduziert werden kann.

Es bleibt aber festzustellen, dass der Umgang mit Bemessungsgrößen überdacht werden muss. In der Wissenschaftstheorie unterscheidet man zwischen deduktiven und induktiven Ansätzen. Der deduktive Ansatz geht von bestehenden Ansätzen und Theorien aus, prüft die Hypothese der Anwendbarkeit, der induktive Ansatz geht von empirischen Untersuchungen aus und leitet daraus neue Theorien und Ansätze ab. Letztlich bedingen beide Aspekte einander. Bestehende Ansätze müssen hinterfragt und anhand neuer Daten und Erkenntnisse überprüft werden, neue Ansätze erfordern neue Auswertungen, neue Daten und neue Informationen.

Das Problem der Umsetzung des deduktiven Ansatzes besteht darin, dass einmal getroffene Annahmen sehr ungern an Hand neuer faktischer Gegebenheiten überprüft werden. Bzgl. hydrologischer Belastungsgrößen besteht bspw. oftmals der Wunsch, diese (nach Möglichkeit) langfristig festzuschreiben, obwohl diese faktisch einer räumlich-zeitlichen Dynamik unterliegen. Letztendlich hat sowohl unvollständiges Wissen als auch die Fortschreibung von jahrzehntealten Konventionen unsere Fähigkeiten beeinträchtigt, die Phänomene Starkregen und

Hochwasser in der Verknüpfung von deterministischen und stochastischen Betrachtungsweisen so zu beurteilen, dass unsere Annahmen mit der heutigen Realität zu vereinbaren sind.

Wir stehen nun vor der Wahl, uns den Gegebenheiten zu stellen, die Auswertung jahrzehntelanger Beobachtungen mit den Erfahrungen der letzten Jahrzehnte zu verknüpfen, empirische Plausibilität als ein Entscheidungskriterium einzusetzen und die Betrachtung des Versagensfalls als Teil der Risikobewertung anzuerkennen oder weiter an bestehenden Konventionen festzuhalten. Wollen wir zukünftig die Frage „Welcher Schadensfall muss unbedingt vermieden werden?“ in den Mittelpunkt des Risikomanagements setzen oder weiterhin versuchen, die Frage „Wie hoch ist die Wahrscheinlichkeit des Schadensfalls?“ zu beantworten? Auf Grund unzureichenden Wissens über die zukünftige Entwicklung und die daraus resultierenden zunehmenden Unsicherheiten bei der Abschätzung der Bemessungsgrößen wird deutlich, dass der Beantwortung der ersten Frage zukünftig mehr Aufmerksamkeit gewidmet werden sollte.

Müssen wir unsere Risiko-Kommunikation verbessern?

„Jede Person, die durch Hochwasser betroffen sein kann, ist im Rahmen des ihr Möglichen und Zumutbaren verpflichtet, geeignete Vorsorgemaßnahmen zum Schutz vor nachteiligen Hochwasserfolgen und zur Schadensminderung zu treffen ...“ §5 Abs. 2, WHG

Der hier zitierte Paragraph 5 des Wasserhaushaltsgesetzes regelt die allgemeinen Sorgfaltspflichten für Personen, die durch Hochwasser betroffen sein können. Aber wie ist diese mögliche Betroffenheit der Bevölkerung zu vermitteln? Auch in der nahen Zukunft bleibt es eine wichtige Aufgabe, hierzu der Bevölkerung Hochwasser- und Starkregenrisiken transparent und leicht verständlich darzustellen. Die übergeordneten Infrastrukturmaßnahmen der öffentlichen Hand können potenziell großen Schaden vermindern, bringen allerdings nicht alleine die Lösung. Sie müssen flankiert werden durch eine umfassende, angepasste Risikovorsorge an den Gebäuden selbst, was die Resilienz der Gesellschaft gegenüber Überflutungen erheblich steigern würde. Deshalb müssen Laien für ihr eigenes Risiko sensibilisiert werden, um ihre Fähigkeit zum Selbstschutz zu stärken – das heißt, dass sie in die Lage sind, sich gut zu informieren und eigenständig Vorsorgemaßnahmen zu treffen.

Doch schon bei der Beschreibung der Überflutungs-

gefahr für ein Haus fängt es an problematisch zu werden: Szenarien gleicher Eintrittswahrscheinlichkeit aus Starkregen und Flusshochwasser werden unterschiedlich benannt, obwohl der Auslöser derselbe ist: viel Regen. Deshalb ist es unerlässlich, dass eine einheitliche Kommunikationsweise entwickelt werden muss.

Hinzu kommt, dass für Hochwasser und Starkregen aus der Wissenschaft tradierte Wiederkehrintervalle, wie ein „100-jährliches Hochwasser“, verwendet werden, um die Stärke eines Ereignisses zu beschreiben. Dieses „Jahrhunderthochwasser“ wird dann auch für die Kommunikation verwendet. Ein sehr problematischer Begriff, denn für den Laien ist es nicht verständlich, wenn ein solches Ereignis mehrmals in kurzer Zeit auftritt oder länger als 100 Jahre gar nicht. Dazu kommt, dass die häufiger auftretenden Überflutungsereignisse durch potenziell Betroffene überschätzt und seltenere dagegen unterschätzt werden - ein in den Wirtschaftswissenschaften schon seit langer Zeit bekannter Bias (Wahrnehmungsverzerrung). Dieses Wissen wird bei der Risikokommunikation in unserem Genre bisher nicht berücksichtigt. Jedoch bestehen zur weiteren Suche nach Lösungen schon heute Vorschläge:

Eine Möglichkeit wäre, die entsprechenden Wahrscheinlichkeiten einer Überflutung nachvollziehbar und einfach verständlich in Prozent, bezogen auf eine lebensadäquate Zeiteinheit als Größenordnung anzugeben. So könnte die Überschreitungswahrscheinlichkeit in Bezug zu einer Zeitspanne angegeben werden.

Ein plausibler Zeitbezug ist zum Beispiel der einer typischen Kreditlaufzeit, Versicherungsdauer oder Wohndauer (z.B. 40 Jahre). Nach dieser Wirklichkeitswahrnehmung besteht eine Chance von 33 % innerhalb von 40 Jahren mit mindestens einem größeren Hochwasser als dem HQ100 konfrontiert zu sein. Für ein 20-jährliches Ereignis liegt die Wahrscheinlichkeit der mindesten einmaligen Überschreitung in diesem Zeitraum sogar bei fast 90% .

Wenn über Rückstauereignisse vom Kanal ins Haus gesprochen wird und man dafür eine Jährlichkeit von 5 Jahren ansetzt, muss gesagt werden, dass dieser Rückstau in den nächsten 40 Jahren höchstwahrscheinlich immerhin 6 bis 10 mal geschehen kann. Eine Rückstausicherung lohnt sich also!

Auch besteht die Möglichkeit die Sicht auf ein Überflutungsereignis persönlicher zu formulieren: Ein Kind das in einem HQ100-Überschwemmungsgebiet geboren wird, erlebt bis zur Volljährigkeit mit einer Chance von 16% mindestens eine Überflutung. Das ist vergleichbar mit einem Versuch beim Würfeln eine

1 zu bekommen. Also gefühlt eine relativ hohe Wahrscheinlichkeit.

Merken Sie bei sich selbst was die neuen Analogien zur ein und derselben Tatsache mit Ihnen machen?

Die Nennung der Auftretenswahrscheinlichkeit, innerhalb lebensnaher Betrachtungszeiträume verbessert das Verständnis von (Hochwasser-) Risiken. Gerade bei extremen Naturgefahren ist die Auftretenswahrscheinlichkeit pro Bezugszeitraum (z.B. 1 Mal in 100 Jahren oder 1 Mal in 1.000 Jahren) gefühlt klein, auch wenn sie großen Schaden anrichten. Und kleine Wahrscheinlichkeiten rufen oft nur geringe Besorgnis hervor .

Es sind also einige Möglichkeiten vorhanden, um der Bevölkerung die Überflutungsgefahr durch Starkregen oder Hochwasser verständlicher zu kommunizieren. Bei der derzeitigen Forschungslage fehlen Aussagen darüber, welche alternativen Formate besser geeignet wären als die bisherige Weise der Risikokommunikation – hierzu müssen also noch wesentliche Bausteine erarbeitet werden. Dies erfordert jedoch gleichzeitig eine ehrliche Diskussion des Sicherheitsversprechens. Der Hochwasser- und der Starkregenschutz kann mit vertretbarem wirtschaftlichem Aufwand keine 100% Sicherheit bieten, Eigenvorsorge ist deshalb unabdingbar - erst recht in Zeiten des Klimawandels. Eine Erkenntnis, der wir uns gemeinsam stellen müssen.



Anhang: Verfahren zur Ermittlung hydrologischer Belastungsgrößen für das Hochwasserrisikomanagement am Beispiel NRW

Bruno Meyer

Für die Ermittlung von Überflutungsflächen gemäß der europäischen Hochwasserrisikomanagement Richtlinie (HWRM-RL) werden als Belastungsgrößen für stationäre und/oder instationäre hydraulische Berechnungen Abflussmengen bzw. Abflussganglinien für die Szenarien $HQ_{\text{häufig}}$, HQ_{100} und HQ_{extrem} benötigt. Für $HQ_{\text{häufig}}$ wird in der Regel eine Wiederkehrzeit von 10 Jahren, für HQ_{extrem} von 1000 Jahren verwendet. Im Folgenden werden Verfahren zur Ermittlung hydrologischer Belastungswerte und Belastungsganglinien skizziert, die im 1. und 2. Zyklus bei der Umsetzung der HWRM-RL in Nordrhein-Westfalen (Regierungsbezirk Düsseldorf) angewendet worden sind.

1 Pegelstatistik (Belastungswerte)

Die extremwertstatistische Analyse von Hochwasser-scheitelabflüssen an Pegeln wird in der NRW-Praxis gemäß des aktuellen Merkblatts DWA-M 552 (DWA 2012b) (teilweise auch noch nach dem alten Merkblatt DVWK-M 251 (DVWK 1999)) durchgeführt.

Entsprechende Bemessungsabflüsse für stationäre hydraulische Berechnungen wurden zum Beispiel für die Pegel am Unterlauf der Lippe berechnet. Diese Bemessungsabflüsse an den Pegelstandorten wurden durch Interpolation unter Berücksichtigung der einmündenden Nebengewässer und der Zwischeneinzugsgebiete entlang des Gewässers räumlich verdichtet. Aufgrund der starken anthropogenen Einflüsse (Versiegelung, Gewässerausbau, gesteuerte Retentionsräume, Deichbau) in NRW ist die Stationarität der Daten, als Voraussetzung vieler statistischer Verfahren, nur selten erfüllt. Darüber hinaus ist auch die Konsistenz und Repräsentativität der Pegel-daten zu beachten. Aus den genannten Gründen wird dieses Verfahren im Regierungsbezirk Düsseldorf nur vereinzelt angewendet.

Zur zukünftigen Berücksichtigung des Klimawandels bei der Anwendung extremwertstatistischer Methoden auf Pegel-daten wird auf die Beiträge in Kapitel 1 verwiesen.

2 Hydrologische Gebietsmodellierung

Die Gewässereinzugsgebiete in NRW sind weitgehend durch hydrologische Gebietsmodelle (HGM) abgebildet, die in der Regel von den Wasserverbänden für die eigene Aufgabenwahrnehmung aufgestellt und gepflegt werden. Mit diesen Modellen können die erforderlichen Belastungsgrößen an allen relevanten Gewässerpunkten berechnet werden. Hierzu werden unterschiedliche Verfahren eingesetzt:

2.1 HGM mit Modellregen (Belastungswerte und -ganglinien)

Insbesondere für kleinere Einzugsgebiete wird das HGM mit einem Modellregen belastet. Hierbei wird die Annahme getroffen, dass mit einem Modellregen einer bestimmten Auftretenswahrscheinlichkeit ein Abflussereignis derselben Auftretenswahrscheinlichkeit generiert werden kann. Weiterhin sind Annahmen zur Dauer, zeitlichen und räumlichen Verteilung des Niederschlags sowie zum Anfangszustand des Modells zu treffen.

Der Modellregen wird entweder auf Basis einer Stationsstatistik (DWA 2012a) oder von KOSTRA-DWD-Werten erzeugt. Bei Bedarf wird eine Extrapolation gemäß PEN-LAWA (ITWH GmbH 2010) / PEN (Verworn, Kummer 2003/2006; Verworn, Draschoff 2008) und/oder eine Abminderung zum Gebietsniederschlag gemäß FLAMINKO (Verworn, Schmitke 2006) vorgenommen.

Dieses Verfahren wurde z.B. an der Anger zur Erzeugung von Belastungswerten und Belastungsganglinien angewendet.

Zur zukünftigen Berücksichtigung des Klimawandels bei der Stationsstatistik wird auf den Beitrag in Kapitel 2 und zur stärkeren Berücksichtigung der räumlichen Variabilität von Niederschlägen auf den Beitrag in Kapitel 3 verwiesen.

2.2 HGM mit Langzeitsimulation und Extremwertstatistik (Belastungswerte) sowie Ereignisauswahl (Belastungsganglinien)

Als Standard in NRW gilt die hydrologische Gebietsmodellierung mit einer kontinuierlichen Langzeitsimulation über mindestens 30 Jahre bei einer Zeitschrittweite von 5 Minuten bis zu max. 1 Stunde auf Basis von gemessenen Stationsniederschlägen bzw. daraus abgeleiteten Gebietsniederschlägen und anschließender extremwertstatistischer Auswertung der Jahresserie oder partiellen Serie der Abflussmaxima bis zum HQ_{100} . Zur Extrapolation von Abflüssen niedriger Wahrscheinlichkeit (HQ_{extrem}) wird in der Regel der HQ_{100} Wert mit einem Faktor skaliert (Kleeberg, Schumann 2001; vgl. a. Schumann 2012).

Dieses Verfahren wurde im 1. Zyklus HWRM-RL z.B. an der Wupper angewendet.

Da zunächst nur Belastungswerte ermittelt werden, können in einem zweiten Schritt berechnete Ereignisse ausgewählt werden, deren Abflussmaxima die gewünschten Belastungswerte erreichen oder durch eine Skalierung angepasst werden, sodass dann auch Belastungsganglinien zur Verfügung stehen. Inwiefern auch die Volumina eine entsprechende Auftretenswahrscheinlichkeit aufweisen ist separat zu prüfen.

Dieses Verfahren wurde z.B. bei der Issel angewendet.

Zur zukünftigen Berücksichtigung des sich in den Niederschlagsdaten andeutenden Klimawandels bei der Langzeitsimulation mit extremwertstatistischer Auswertung der berechneten Abflüsse wird auf die Beiträge in Kapitel 1 verwiesen.

2.3 HGM mit Simulation statistisch klassifizierter Niederschlagsereignisse (MenSch) (Belastungswerte und -ganglinien)

Für die hydrologische Gebietsmodellierung werden gemessene Niederschlagsereignisse von Stationen mit vergleichbaren meteorologischen und topografischen Bedingungen, die sowohl im als auch außerhalb des betrachteten Einzugsgebietes liegen können, verwendet. Dadurch wird die Datenbasis stark vergrößert unter der Annahme, dass diese Ereignisse auch im betrachteten Einzugsgebiet hätten auftreten können. Alle Ereignisse werden durch die Zuordnung einer Auftretenswahrscheinlichkeit klassifiziert. Die Klassifizierung erfolgt in der Regel auf Basis der Statistik des Gebietsniederschlags, der aus gewichteten Niederschlagsdaten von Stationen aus dem

Einzugsgebiet berechnet wird. Zusätzlich wird eine Klassifizierung gemäß KOSTRA-DWD (Deutscher Wetterdienst 2017) durchgeführt. Auch hier wird die Annahme getroffen, dass mit den klassifizierten Reggen einer bestimmten Auftretenswahrscheinlichkeit Abflussereignisse derselben Auftretenswahrscheinlichkeit generiert werden können.

Die hydrologische Modellierung erfolgt mit allen für die zu betrachtende Häufigkeit relevanten Niederschlagsereignissen. Dabei werden die Ereignisse in eine im Einzugsgebiet gemessene Niederschlagsganglinie eingebunden um die regionale Vorregensituation zu berücksichtigen. Die berechneten Abflussspitzen (Q_{max}) und Abflussganglinien (Volumina) werden analysiert (unter Berücksichtigung von Pegelstatistiken) und ein oder mehrere geeignete Ereignisse als Belastungsgröße für die Bemessung ausgewählt.

Dieses Verfahren nach Mennerich / Schithelm (MenSch) (Kaiser u.a. 2015; Schithelm 2006) wurde beim Bergisch-Rheinischen Wasserverband in Zusammenarbeit mit dem StUA Düsseldorf entwickelt und wird z.B. für Bemessungsaufgaben an der Niers vom Niersverband verwendet.

Auch hier kann zukünftig bei der statistischen Klassifizierung des Niederschlags der Klimawandel berücksichtigt werden (s. Beitrag in Kapitel 2).

Das Verfahren wird inzwischen beim Niersverband auch auf Radardaten angewendet (Mordelt 2020). Dabei werden aus den Radardaten Gebietsniederschlagszeitreihen für das betrachtete Einzugsgebiet (in der original Lage und vielfach verschoben) berechnet, die Niederschlagsstatistiken erstellt und dann eine Hüllwertbetrachtung durchgeführt. Die sich hieraus ergebende Niederschlagsstatistik mit Erweiterung bis zum 10.000 jährlichen Ereignis über aus KOSTRA/PENLAWA abgeleiteten Verhältniszahlen wird für die Klassifizierung von Radarereignissen aus ganz NRW verwendet. Auch hier wird davon ausgegangen, dass diese gemessenen Ereignisse „überall“ und damit auch im betrachteten Einzugsgebiet hätten auftreten können. Aus diesen Ereignissen werden dann Belastungsereignisse für die Simulation mit dem HGM gewählt.

Erheblicher Forschungsbedarf wird bei der raumzeitlichen Analyse (spatiotemporal data analysis) von Niederschlagsereignissen insbesondere von Starkregenereignissen auf Basis der inzwischen vorliegenden Radardaten gesehen. Hierbei wird die raumzeitliche Variabilität des Niederschlagsgeschehen direkt betrachtet und statistisch ausgewertet (spatiotemporal statistic (Wikle u.a. 2019)). Ziel sollte es sein, die Auftretenswahrscheinlichkeit von Starkregen-

ereignissen im Bezugsraum unter Berücksichtigung der räumlichen Ausdehnung von Starkregenzellen und deren möglicherweise zufälligen, realisierten und gemessenen Zugbahnen (Bewegungsmuster) sowie der Kollokationsmuster (z. B. zwischen Starkregen und Topographie) zu ermitteln. Damit könnten die Annahmen des beim Niersverband verwendeten Verfahrens (Mordelt 2020) zum Auftreten von Starkregenzellen präzisiert und/oder verifiziert werden.

2.4 HGM mit Simulation skaliertes Niederschlagsereignisse und Anpassungen (Belastungswerte und -ganglinien)

Mit dem hydrologischen Gebietsmodell wird eine kontinuierliche Langzeitsimulation mit anschließender extremwertstatistischer Auswertung durchgeführt. Auf dieser Basis werden potentiell geeignete Ereignisse ausgewählt, die aber in der Regel noch nicht die gewünschte Auftretenswahrscheinlichkeit (Q_{\max} , Volumen) aufweisen. Deshalb erfolgt eine pauschale Höherskalierung des Niederschlags ggf. in mehreren Stufen und eine erneute Langzeitsimulation mit den skalierten Niederschlägen. Unter Verwendung der ursprünglichen Statistik werden dann die maßgeblichen Ereignisse für die Bemessungsaufgabe ausgewählt.

Dieses Verfahren wurde z.B. an der Wupper und ähnlich auch an der Erft im 2. Zyklus HWRM verwendet. An der Wupper wurden weitere Ganglinienanpassungen (Skalierung und zeitliche Verschiebung von Nebengewässerganglinien, Anpassung der Talsperrenabgabe) vorgenommen, um mit einem Ereignis in allen Gewässerabschnitten die gewünschten Belastungsgrößen für die instationären hydraulischen Berechnungen zu erreichen.

Literatur

DWA (2012b): Merkblatt DWA-M 552: Ermittlung von Hochwasserwahrscheinlichkeiten, Hennef

DVWK (1999): Merkblatt DVWK-M 251: Statistische Analyse von Hochwasserabflüssen, Bonn

DWA (2012a): Arbeitsblatt DWA-A 531: Starkregen in Abhängigkeit von Wiederkehrzeit und Dauer, Hennef
Deutscher Wetterdienst (2017): Kostra-DWD 2010R, Offenbach am Main

Verworn, H.-R., Kummer, U. (2003/2006): Praxisrelevante Extremwerte des Niederschlags (PEN), Hannover

Verworn, H.-R., Draschoff, R. (2008): PEN-Erweiterung - Untersuchungen und Datenanalysen für ein Verfahren zur Ermittlung von extremen Starkniederschlagshöhen kurzer Dauerstufen auf der Grundlage von KOSTRA-DWD 2000 und PEN-LAWA 2005, Hannover

ITWH GmbH (2010): PEN-LAWA 2010 - Praxisrelevante Extremwerte des Niederschlags, Hannover

Verworn, H.-R., Schmidtke, S. (2006): FLAMINKO - Flächenabhängige Abminderung der statistischen Regenwerte in KOSTRA, Hannover

Kleeberg, H.-B., Schumann, A.H. (2001): Ableitung von Bemessungsabflüssen kleiner Überschreitungswahrscheinlichkeiten, in: Wasserwirtschaft, Jg. 91, H. 2, S. 90-95

Zur zukünftigen Berücksichtigung des Klimawandels bei der extremwertstatistischen Auswertung der Langzeitsimulation wird auf die Beiträge in Kapitel 1 verwiesen.

3 Hydrodynamische Gebietsmodellierung

Direkte zweidimensionale hydrodynamische instationäre Berechnungen für Einzugsgebiete (vgl. Kapitel 5) wurden im Rahmen des Hochwasserrisikomanagements gemäß HWRM-RL bislang nicht durchgeführt. Diese blieben auf die lokale Starkregent Betrachtung beschränkt. Zukünftig ist zu prüfen, ob diese Vorgehensweise insbesondere in kleinen Einzugsgebieten bzw. an den Oberläufen von Risikogewässern auch für das Hochwasserrisikomanagement gemäß HWRM-RL plausible Überflutungsflächen liefert (Beitrag in Kapitel 4).

4 Regionalisierung

Regionalisierungsverfahren werden in NRW insbesondere im Regierungsbezirk Düsseldorf nur für Abflüsse im Niedrig- und Mittelwasserbereich angewendet. Diese Verfahren sind aufgrund der starken jeweils spezifischen anthropogenen Überprägung der Gewässer und der Einzugsgebiete für die Ermittlung von Hochwasserabflüssen in NRW nur eingeschränkt anwendbar. Beispiele für Überprägungen sind Talsperren oder Hochwasserretentionsräume mit differenzierten Abgaberegeln, Eindeichungen, hohe Versiegelung im gesamten Einzugsgebiet oder mit unterschiedlichen Schwerpunkten im Ober-/Mittel-/Unterlauf, Einleitungen, Entnahmen und Überleitungen.

Schumann, A.H. (2012): Welche Jährlichkeit hat das extreme Hochwasser, wenn es als Vielfaches des HQ100 abgeschätzt wird?, in: Hydrologie und Wasserwirtschaft, Jg. 56, H. 2, S. 78-82

Schitthelm, D. (2006): Ermittlung von Bemessungsabflüssen für Stauanlagen (BHQ1, BHQ2 nach DIN 19700) unter Berücksichtigung von MGN, in: Hans-B. Kleeberg (Hrsg.), Niederschlag - Input für hydrologische Berechnungen, Beiträge zum Seminar am 26./27. April 2006 in Magdeburg, Hennef (Reihe: Hydrologische Wissenschaften - Fachgemeinschaft in der DWA - (Hrsg.), Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Heft 14.06)

Kaiser, M., Leber, M., Schitthelm, D. (2015): Datenqualität, Einfluss auf die Aussagekraft von Ergebnissen, Bemessungsverfahren Mennerich-Schitthelm, in: Niersverband (Hrsg.), Jahresbericht 2015, Viersen

Mordelt, T. (2020): HRB Odenkirchen - Hydrologie und Hydraulik, Radarereignisse. Präsentation des Niersverbandes, Viersen (unveröffentlicht)

Wikle, C. K., Zammit-Mangion, A., Cressie, N. (2019): Spatio-Temporal Statistics with R, Boca Raton, USA



Bilderverzeichnis

Seite 1	Max (@notquitemax), Unsplash, 2018
Seite 6/7	Imaresz, Pixabay, 2013, Flut an der Donau
Seite 9	Georg Johann, eigene Aufnahme, Feb. 2021, Jogger am Rhein bei Köln
Seite 15	Georg Johann, eigene Aufnahme, Feb. 2021, Rhein Pegel Poller Wiesen
Seite 19	Slava Stupachenko (@mrstupachenko), Unsplash, 2019, man sitting near mountain bike
Seite 25	Joshua Freake (@joshfreake), Unsplash, 2019, grey-scale photo of tower
Seite 30/31	Lukas Kienzler, eigene Aufnahme, Feb. 2021, Hochwasser am Kap 686, Rheinauhafen
Seite 39	Lukas Kienzler, eigene Aufnahme, Feb. 2021, Hochwasser am Kap 686, Rheinauhafen
Seite 44/45	Georg Johann, eigene Aufnahme, Feb. 2021, Fahrrad Pollerwiesen
Seite 52	Pixabay, 2016, Gewitter
Seite 57	Georg Johann, eigene Aufnahme, Feb. 2021, Fahrrad am Rhein
Seite 69	Georg Johann, eigene Aufnahme, Feb. 2021, Wolke Basketball
Seite 73	Lukas Kienzler, eigene Aufnahme, Feb. 2021, besetzte Bank am Rhein
Seite 77	Georg Johann, eigene Aufnahme, Feb. 2021, Journalist am Rhein

