

Hochwasser und Sturzfluten an Flüssen in Deutschland

Axel Bronstert, Heiko Apel, Helge Bormann, Gerd Bürger, Uwe Haberlandt, Anke Hannappel, Fred F. Hattermann, Maik Heistermann, Shaochun Huang, Christian Iber, Michael Joneck, Vassilis Kolokotronis, Zbigniew W. Kundzewicz, Lucas Menzel, Günter Meon, Bruno Merz, Andreas Meuser, Manuela Nied, Eva Nora Paton, Theresia Petrow und Erwin Rottler

Inhaltsverzeichnis

- 10.1 Hochwasser in Flussgebieten der Mesoskala – 111**
 - 10.1.1 Ergebnisse für Deutschland insgesamt – 111
 - 10.1.2 Ergebnisse für Flussgebiete in Südwest- und Süddeutschland – 113
 - 10.1.3 Ergebnisse für den Rhein – 116
 - 10.1.4 Ergebnisse für das obere Elbegebiet – 118
 - 10.1.5 Ergebnisse für das Weser- und Emsgebiet – 120
 - 10.1.6 Ergebnisse für das deutsche Donaugebiet – 122
- 10.2 Konvektive Starkregen und daraus resultierende Sturzfluten – 123**
 - 10.2.1 Spezifika von Sturzfluten – 123
 - 10.2.2 Datenanalyse zur Entwicklung von hochintensiven Starkregenereignissen – 124
 - 10.2.3 Zur künftigen Entwicklung von hoch intensiven Starkregenereignissen – 125
 - 10.2.4 Pluviale urbane Hochwasser als Folge konvektiver Starkregenereignisse – 126
- 10.3 Kurz gesagt – 127**
 - Literatur – 127**

Durch Starkniederschläge ausgelöste Hochwasser in Flussgebieten, seien es lokale und plötzliche Sturzfluten oder länger andauernde und großflächige Überschwemmungen an größeren Flüssen, sind in Deutschland die Naturereignisse, die die größten wirtschaftlichen Schäden verursachen. Neben der regen- und schneeschnelzbedingten Abflussbildung wirken häufig weitere Mechanismen, die zu lokalen Überschwemmungen führen und die in diesem Bericht nicht behandelt werden können, so etwa der Verschluss von Fließgewässerquerschnitten durch Treibgut an Brücken und Durchlässen, Rückstau an hydraulischen Engstellen oder Abflusshindernisse durch Hangrutschungen oder Eisblockaden. Ein besonderes Risiko kann sich auch aus dem Versagen von Hochwasser-schutzanlagen wie beispielsweise Deichen ergeben.

Die Frage des möglichen Einflusses der Klimaänderungen auf die Hochwasserverhältnisse in Deutschland wird von der Öffentlichkeit sowie der Fachwelt intensiv diskutiert, vor allem während und kurz nach starken Hochwasserereignissen. Für solche Diskussionen ist eine Zusammenschau des Wissens für Deutschland von hoher Relevanz, umso mehr als in globalen *assessment reports* wenig Konkretes zur Situation in Deutschland vorhanden ist. Im Fünften Sachstandsbericht (AR5) des Weltklimarats (IPCC) ist im zweiten Kapitel der 1. Arbeitsgruppe im Unterkapitel 2.6.2.2 (Hartmann et al. 2013) zu Hochwasser lediglich zu finden:

- » „... Trends regionaler Hochwasser sind stark von Wassermanagementmaßnahmen beeinflusst ...“ und „... andere Studien in Europa und Asien zeigen Belege für steigende, fallende oder gar keine Trends ...“.

Im dritten Kapitel der 2. Arbeitsgruppe wird im Unterkapitel 3.2.7 (Jiménez Cisneros 2014) zu extremen hydrologischen Ereignissen und deren Wirkungen noch erwähnt:

- » „Es gibt keine starken Belege für eine Zunahme der Hochwasser in den USA, Europa, Südamerika und Afrika. Allerdings ist in kleineren Raumskalen in Teilen von Nordwesteuropa eine Zunahme des maximalen Abflusses beobachtet worden, wogegen in Südfrankreich eine Abnahme beobachtet wurde.“

Daraus wird klar, dass diese Aussagen zu Flusshochwasser im Allgemeinen und Deutschland im Besonderen regional recht unspezifisch sind und dadurch für Management- oder Anpassungsmaßnahmen in Deutschland direkt kaum relevant sein können.

Bei der Kategorisierung von Hochwasserereignissen in Flussgebieten ist es sinnvoll, nach Entstehungs- und Wirkungsmechanismen sowie den typischen Raum- und Zeitskalen zu unterscheiden. Demnach sind Sturzfluten plötzlich eintretende Hochwasserereignisse, die durch kleinräumige Regenereignisse kurzer Dauer,

aber hoher Intensität ausgelöst werden. Sie haben insbesondere für kleinere Einzugsgebiete mit kurzen Reaktionszeiten (Zeitabstand zwischen dem Schwerpunkt der auslösenden Niederschlags- und der zugehörigen Abflussganglinie) ein hohes Schadenspotenzial. Kleinräumige Starkregen haben zudem auch für urbane Gebiete eine große Bedeutung und werden in diesem Zusammenhang meist als „urbane Starkregenereignisse“, seltener – aber inhaltlich zutreffender – als „urbane Einstauereignisse“ bezeichnet. In urbanen Gebieten ist die Infiltrations- bzw. Regenrückhaltungsmöglichkeit verringert und die Abflusskonzentration deutlich schneller. Zudem ist dort das Schadenspotenzial oft hoch, weshalb solche Ereignisse auch lokal und/oder sogar fernab von Fließgewässern erhebliche Schäden verursachen können.

Die Reaktionszeiten von Sturzfluten liegen meist unter sechs Stunden (Borga et al. 2011). In großen Flussgebieten werden Hochwasser dagegen durch langanhaltende, großräumige Regenereignisse ausgelöst, weswegen auch die Dauer der Hochwasserabflüsse mehrere Tage oder gar Wochen betragen kann. Weitere Differenzierungsmerkmale liefern die verschiedenen Entstehungsmechanismen, z. B. Winter- oder Sommerhochwasserereignisse, Hochwasser aufgrund von Schneeschmelze, Hochwasser als Folge von Regen auf gesättigte Böden oder als Folge von Starkniederschlag auf wenig durchlässige Böden.

Bei der Untersuchung der Klimaänderungswirkungen auf die Hochwasser wird die Komplexität der Hochwasserentstehung häufig missachtet, was zu falschen Kausalitätsannahmen oder Fehlinterpretationen führen kann. Eine vollumfassende, d. h. flächendeckende, regionsspezifische und ereignisdifferenzierende Beurteilung möglicher Klimaänderungseffekte auf das Hochwasserregime erfordert Aussagen zu Veränderungen der Größe (sowohl nach Abflusshöhe als auch nach räumlicher Ausdehnung), der Dauer des jahreszeitlichen Auftretens und der Häufigkeit der Hochwasserereignisse in der passenden Raum- und Zeitskala (s. u.). Infolge der Prozess- und Systemvielfalt sind regional differenzierte Aussagen notwendig, die nicht nur die maßgebenden Mechanismen der Hochwasserentstehung, sondern auch fundierte Aussagen zu Veränderungen der meteorologischen Ursachen der Hochwasserentstehung sowie klimatischer Randbedingungen (z. B. der Vorfeuchte) berücksichtigen. Die aktuell verfügbaren pragmatischen Ansätze der Datenanalyse von Hochwasserzeitreihen und/oder die prozessbasierte Modellierung in gekoppelten meteorologisch-hydrologisch-hydraulischen Modellsystemen sind die für diese Problemstellung adäquaten Werkzeuge. Gleichwohl sind deren Ergebnisse infolge begrenzter Datenverfügbarkeit und einer modellbedingten Vereinfachung der Komplexität meist nur von eingeschränkter Aussagefähigkeit.

Es ist zu beachten, dass zur Hochwasseranalyse adäquate Skalen zugrunde gelegt werden sollten, d. h. Skalen, in denen die Prozesse der Abflusentstehung und -konzentration auftreten und zudem Managementmaßnahmen wirken können. Diese typische Raumskala ist die „obere hydrologische Mesoskala“ von etwa 1000 bis 100.000 km² für Hochwasser an den größeren Flüssen. Für Sturzfluten ist die adäquate Raumskala die „untere hydrologische Mesoskala“ von etwa 50 bis 1000 km². Die relevante Zeitskala der Hochwasserentstehung liegt für große Flusshochwasser meist bei mehreren Tagen bis Wochen, bei einer zeitlichen Auflösung von Tagen. Für Sturzfluten ist die relevante Zeitskala zwischen Stunden und ca. einem Tag, bei einer stündlichen bis ca. fünfminütlichen zeitlichen Auflösung.

In den nachfolgenden Abschnitten wird nun der aktuelle Wissensstand zu klimabedingten Änderungen einerseits der Hochwasserbedingungen an den größeren Flüssen Deutschlands und andererseits infolge lokaler konvektiver Starkregen zusammengefasst. Es werden sowohl Erkenntnisse über die Entwicklungen in den letzten Jahrzehnten präsentiert als auch über mögliche Zukunftsprojektionen. Für die historischen Analysezeiträume der einzelnen Flussgebiete gibt es in der Regel unterschiedliche Zeitabschnitte, entsprechend der Datenlage der jeweiligen Studien.

10.1 Hochwasser in Flussgebieten der Mesoskala

10.1.1 Ergebnisse für Deutschland insgesamt

■ Datenanalyse der Vergangenheit bis heute

Untersucht man langjährige Veränderungen in den hydrologischen Prozessen einer Region oder eines Einzugsgebiets wird zwischen der Detektion eines Trends durch Verfahren der statistischen Zeitreihenanalyse und der Attribution des Trends, also der Zuschreibung der Ursachen (Merz et al. 2012), unterschieden. Schwierig ist es, wenn mehrere Einflussgrößen als Ursache für einen beobachteten Trend infrage kommen, wie es beim Hochwasser der Fall ist. Neben dem Klima als wichtiger Einflussgröße können auch Änderungen in der Landschaft, die in den letzten 100 Jahren besonders intensiv waren, ursächlich für Trends im Hochwassergeschehen sein – z. B. Flussbegradigungen, Bau von Stauanlagen, Versiegelung und Landschaftswandel. Zusätzlich werden Aussagen zu Veränderungen des Hochwassergeschehens dadurch erschwert, dass in der Regel nur ein Hochwassermerkmal betrachtet wird. Bei diesem Merkmal handelt es sich meist um den Hochwasserscheitel, der sowohl von den Merkmalen des Niederschlagsereig-

nisses abhängig ist, aber auch durch anthropogene Einflussfaktoren stark beeinflusst werden kann, dies bedingt eine hohe Unsicherheit. Außerdem treten große Hochwasser oft gehäuft auf. Je nachdem, ob eine derartige Häufung am Beginn oder Ende des analysierten Zeitraums auftritt, ergibt sich ein (durchaus statistisch signifikanter) fallender oder steigender Trend. Hochwassertrendanalysen sind deshalb vorsichtig zu interpretieren (grundsätzliche Diskussion in Merz et al. 2012).

Petrow und Merz (2009) analysierten die Hochwassertrends an 145 Abflusspegeln für Einzugsgebiete über 500 km² Fläche, die über ganz Deutschland verteilt sind. Sie ermittelten für diese Pegel folgende Hochwasserindikatoren: jährliche und saisonale Höchstabflüsse (jeweils ein Wert pro Jahr) sowie Hochwasserscheitelabflüsse, die vorgegebene Schwellenwerte überschritten. Dabei wurden auch die jährlichen Häufigkeiten dieser Überschreitungen sowohl für das Winter- als auch das Sommerhalbjahr betrachtet. Diese Analysen wurden für alle Pegel für den identischen Zeitraum von 1951 bis 2002 durchgeführt. Die Ergebnisse lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Die jährlichen Maxima der Tagesabflussmittelwerte zeigten an 28 % der insgesamt 145 Pegel signifikant zunehmende Trends, an nur zwei Pegeln waren fallende Trends zu beobachten. 23 % der Pegel zeigten einen steigenden Trend der Wintermaxima. Die Sommermaxima wiesen an jeweils 10 % der Pegel steigende bzw. fallende Trends auf. Bei der Interpretation dieser Prozentanteile muss beachtet werden, dass Hochwasserzeitreihen an benachbarten Pegeln häufig korreliert sind und somit per se ein ähnliches Trendverhalten aufweisen.
- Für die verschiedenen Hochwasserindikatoren und Flusseinzugsgebiete ergaben sich erhebliche Unterschiede. Die Einzugsgebiete der Donau und des Rheins beinhalten die meisten Pegel mit Trends, Weser und Elbe deutlich weniger. So wies etwa ein Drittel der Pegel im westlichen und südwestlichen Teil Deutschlands signifikant steigende Trends der jährlichen Höchstabflüsse auf, wogegen fast keine steigenden Trends in Ostdeutschland (Elbe) zu verzeichnen waren.
- Die Mehrheit aller Pegel in den verschiedenen Gebieten zeigten keine signifikanten Trends. Wenn signifikante Änderungen gefunden wurden, waren diese fast durchweg positiv, d. h., in diesen Fällen nahmen die Hochwasserscheitel bzw. -häufigkeiten zu.
- Interessant waren räumliche *cluster* sowie saisonale Differenzierungen von Trends: z. B. im Winter ausschließlich steigende Trends, im Sommer steigende und fallende Trends (■ Abb. 10.1). Trends der Wintermaxima wurden insbesondere für Pegel in Mitteldeutschland gefunden. Die Sommerhochwasser zeigten in Süddeutschland einen zunehmenden, in Ostdeutschland einen abnehmenden Trend.

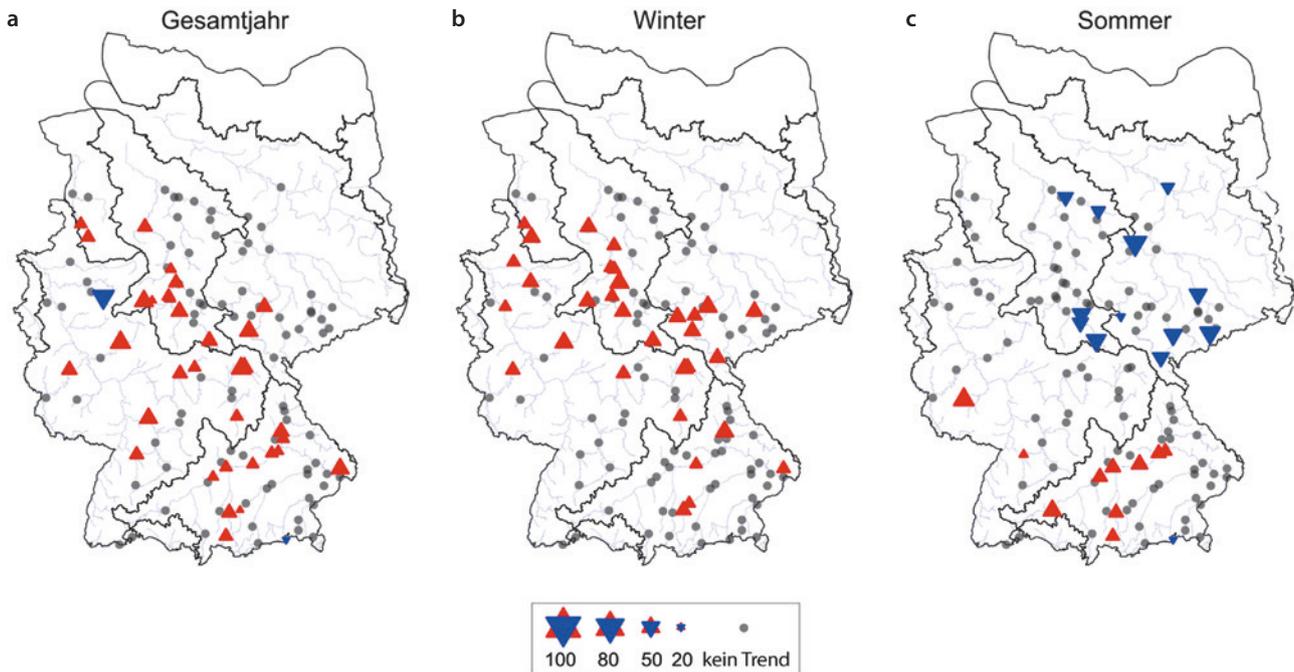


Abb. 10.1 Räumliche Verteilung von signifikanten Trends in Jahreshöchstabflüssen im Zeitraum 1950–2002. **a** Gesamtjahr, **b** Winter (November–März), **c** Sommer (April–Oktober). Dreiecke: signifikante Trends, graue Punkte: keine signifikanten Veränderungen, Größe der Dreiecke: Stärke des Trends, blau: abnehmender Trend, rot: ansteigender Trend. (Petrow und Merz 2009, geändert)

10

- Die räumliche und saisonale Konsistenz von Trends lässt auf großräumige und saisonal unterschiedliche Ursachen schließen. Daher vermuten Petrow und Merz (2009) die Klimavariabilität und/oder den Klimawandel als Ursache.

Diese Folgerung wurde durch zwei europaweite Studien zu Veränderungen von Hochwassersaisonalität (Blöschl et al. 2017) und Scheitelwerten (Blöschl et al. 2019) für die Periode 1960 bis 2010 bestätigt. Beide Studien fanden regionale, d. h. großräumige Muster, die durch die vorherrschenden Prozesse der Hochwasserentstehung erklärt werden können. Für Nordwestdeutschland zeigte sich beispielsweise ein späterer Eintritt der jährlichen Maximalabflüsse von wenigen Tagen bis zu zwei Wochen pro Dekade. Die Ergebnisse der regionalen Trends in Scheitelwerten (Blöschl et al. 2019) stimmen für Deutschland mit den Analysen von Petrow und Merz (2009) überein, auch wenn die beiden Studien teilweise unterschiedliche Perioden und Pegel betrachten. Interessant ist, dass regionale Trends in Hochwassercharakteristika durch Änderungen der spezifischen hydro-klimatischen regionalen Charakteristika erklärt werden – trotz der vielfältigen nicht-klimatischen Eingriffe in Einzugsgebieten und Flusssystemen.

Darüber hinaus fanden sich in einer weiteren europaweiten Studie (Kemter et al. 2020) durchweg positive Trends in der räumlichen Ausdehnung von Hochwasserereignissen für Deutschland für die Pe-

riode 1960 bis 2010. Als Ursache wurden Änderungen in der Hochwasserentstehung aufgrund des Klimawandels identifiziert. Diese Tendenz fällt in vielen Regionen in Deutschland, insbesondere im südlichen Teil Deutschlands, mit ansteigenden Trends in den Hochwasserscheitelwerten zusammen. Sollten sich diese gemeinsamen Trends fortsetzen, sind nicht nur höhere Flusshochwasser zu erwarten, sondern es werden auch größere Regionen gleichzeitig betroffen sein.

Die genannten Studien belegen, dass sich zwischen 1951 und 2010 die Hochwasserverhältnisse in einigen Einzugsgebieten in Deutschland verändert haben. Eine zeitliche Extrapolation dieser Trends ist trotz der großen Hochwasser in den Jahren 2005, 2006 und 2013 an Elbe und Donau nicht zulässig, da diese auch Teil von langfristigen zyklischen Schwankungen des Hochwasserregimes sein können (Schmocker-Fackel und Naef 2010).

Attribution von Veränderungen des Hochwasserregimes über die Entwicklung der Großwetterlagen

Insbesondere für große Flüsse besteht ein statistischer Zusammenhang zwischen den Häufigkeiten der Hochwasserereignisse und von Großwetterlagen. In Petrow et al. (2009) wird ein Zusammenhang zwischen den oben beschriebenen Trendänderungen und den täglichen Großwetterlagen über Europa nach Hess et al., Urhebern einer subjektiven Wetterlagenklassifizierung, untersucht (Gerstengarbe et al. 1999). Dazu wurde Deutschland in drei Regionen mit jeweils homogenem

Hochwasserregime zusammengefasst. Die potenziell hochwasserauslösenden Großwetterlagen (GWL) wurden für jede Region ermittelt und anschließend die Trends in Hochwasserindikatoren für jede Region mit Trends in Häufigkeit und Persistenz von GWL verglichen. Es lässt sich ein statistisch signifikanter Trend hin zu einer geringeren Vielfalt, dafür aber einer längeren Dauer der GWL beobachten. Dies gilt auch insbesondere für hochwasserauslösende GWL (Petrow et al. 2009). Dieser Anstieg der Anzahl und Andauer hochwasserträchtiger GWL kann als Ursache für den genannten Trend der zunehmenden Häufigkeit von Hochwasserereignissen im Winterhalbjahr in Deutschland interpretiert werden.

Diese Trendanalysen der GWL stützen die Hypothese, dass die Zunahme des (häufigen, also nicht extremen) Hochwasserauftretens klimatisch bedingt ist. Allerdings muss beachtet werden, dass Hochwasserzeitreihen auch längerfristige Fluktuationen zeigen können, sodass die Ergebnisse von Trendanalysen vom betrachteten Zeitraum abhängen. Hattermann et al. (2013) verglichen für denselben Zeitraum die Regionen, in denen die Hochwasser signifikant ansteigen, mit Trends in der jährlichen Häufigkeit von Tagen mit starken Niederschlägen (von mehr als 30 mm pro Tag) und zeigten, dass es hier eine deutliche regionale Übereinstimmung gab.

Eine weitere Möglichkeit, die beobachteten Ursachen einer Umweltänderung kausal zuzuordnen, ist die Anwendung von prozessbasierten Modellansätzen, welche die relevanten hydrologischen Prozesse im Modell integrieren. So betrieben Hattermann et al. (2013) für ganz Deutschland ein hydrologisches Modell (SWIM, *Soil and Water Integrated Model*; Krysanova et al. 1998) mit täglicher Auflösung für 1951 bis 2003. Dabei hielten sie die Landnutzung und die wasserwirtschaftlichen Einflüsse konstant und belegten durch die hohe Übereinstimmung zwischen beobachteten und simulierten Abflüssen (■ Abb. 10.2), dass die Ursachen der durch Petrow und Merz (2009) ermittelten Trends in den jährlichen Hochwasserabflüssen für 1951 bis 2002 nicht in der Wasserbewirtschaftung und dem Landschaftswandel, sondern eher in Änderungen der meteorologischen Eingangsgrößen liegen.

Auch Hundecha und Merz (2012) untersuchten mit einer Modellierungsstudie acht deutsche Einzugsgebiete mit unterschiedlichen Hochwasserregimen für den Zeitraum von 1951 bis 2003. Mit einem Wettergenerator wurden sowohl stationäre als auch instationäre meteorologische Felder für Niederschlag und Temperatur erzeugt. Damit wurde das hydrologische Modell SWIM angetrieben, ohne Veränderungen in den Landnutzungs- oder anderen Modellparametern. Das Ergebnis: Wo die simulierten mit den beobachteten Hochwassertrends übereinstimmen, waren diese durch

Veränderungen im Niederschlag bedingt. Temperaturänderungen waren dagegen untergeordnet. Allerdings konnten die beobachteten Hochwassertrends nicht in allen Fällen durch Klimaeinflüsse erklärt werden. Dann spielten vermutlich andere Ursachen eine wesentliche Rolle, etwa Änderungen in der Landnutzung oder im Flussbau.

■ Modellierungsergebnisse zu künftigen Klimabedingungen

Was die Modellierung zukünftiger Hochwasserereignisse betrifft, kann bislang nur auf vergleichsweise wenige wissenschaftliche Arbeiten zurückgegriffen werden. Ott et al. (2013) untersuchten den möglichen Einfluss des künftigen Klimawandels auf Hochwasser für den Zeitraum von 2021 bis 2050 in drei mesoskaligen Einzugsgebieten mit verschiedenen Hochwasserregimen: Ammer, Mulde und Ruhr. Als Basisklimaszenario wurde das SRES-Szenario A1B gewählt. Davon wurde ein (kleines) klimatologisch-hydrologisches Ensemble von zehn regionalen Simulationen abgeleitet, bestehend aus der Kombination zweier hydrologischer Modelle (WaSim und SWIM) mit zwei hochaufgelösten regionalen Klimamodellen (WRF und CLM) und den Ergebnissen von zwei globalen Klimamodellen mit insgesamt vier Realisationen – drei Realisationen mit ECHAM5 (E5R1 bis E5R3) und eine Realisation vom kanadischen Modell CCCma3 (C3). Die Ergebnisse (■ Abb. 10.3) zeigen, dass die durch das Ensemble abgebildete Unsicherheit groß ist und mit der Saison und dem Einzugsgebiet variiert.

In einer Studie, in der für die großen deutschen Flussgebiete auf Basis verschiedener Klimaszenarien die künftige Auftretenswahrscheinlichkeit und Schadensentwicklung von Hochwasserereignissen an den großen Flüssen Deutschlands unter Klimaänderungsbedingungen modelliert wurde, kommen Hattermann et al. 2014 und 2016 zu dem Schluss, dass in allen Gebieten die Hochwasser und die damit verbundenen potenziellen Schäden in der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts sowohl häufiger als auch verstärkt auftreten werden. So würde ein Hochwasser am Unterlauf der Elbe, welches unter heutigen Klimabedingungen ein statistisches Wiederkehrintervall von 50 Jahren aufweist, in etwa 50 Jahren ein Wiederkehrintervall von ca. 30 Jahren haben.

10.1.2 Ergebnisse für Flussgebiete in Südwest- und Süddeutschland

■ Datenanalyse der Vergangenheit bis heute

Im Kooperationsvorhaben KLIWA stehen die Ermittlung bisheriger Veränderungen des Klimas und des Wasserhaushalts sowie die Abschätzung der

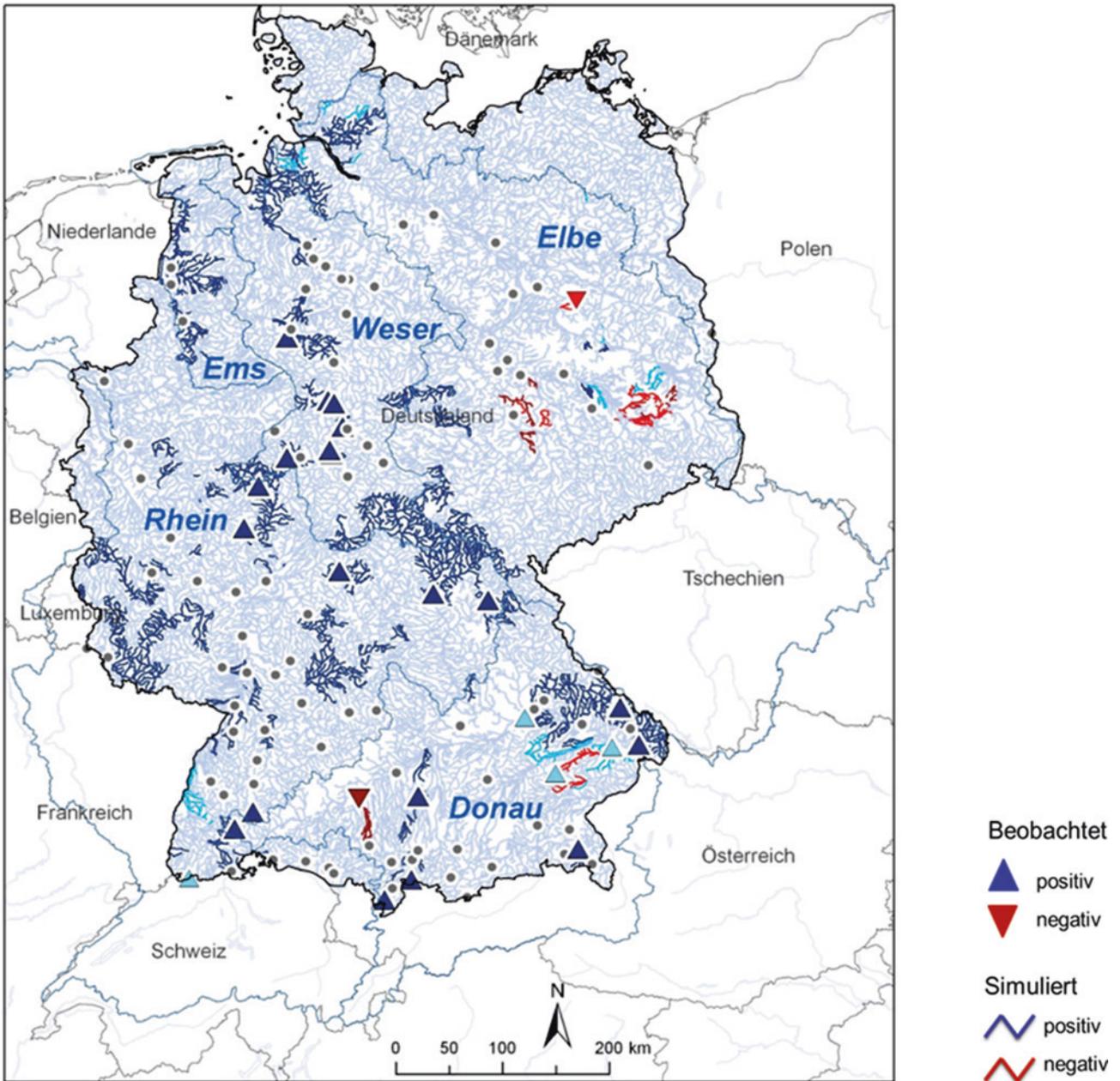
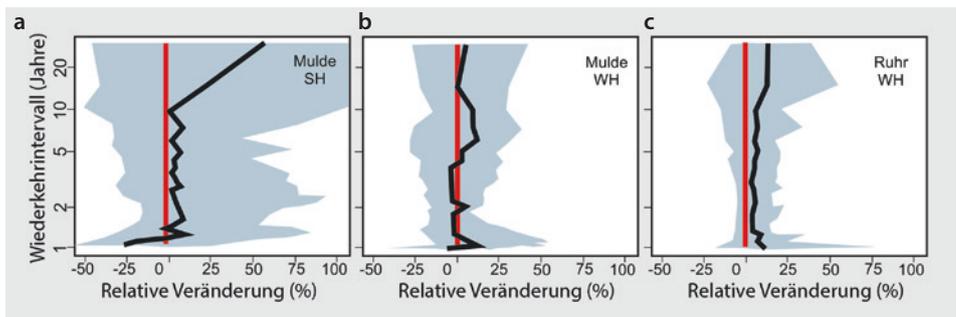


Abb. 10.2 Beobachtete und simulierte Hochwassertrends für 1951–2003. (Hattermann et al. 2012, geändert)

Abb. 10.3 Simulierte Änderungen der Hochwasserabflüsse in zwei deutschen Flussgebieten (a Mulde, Sommerhalbjahr, b Mulde, Winterhalbjahr, c Ruhr, Winterhalbjahr). Gezeigt werden die relativen Unterschiede der Perioden 2021–2050 und 1971–2000, für Wiederkehrintervalle zwischen 1 und 50 Jahren. Die grau hinterlegten Bereiche markieren die Bandbreite für die Ensembleläufe. (Ott et al. 2013, geändert)



Auswirkungen möglicher zukünftiger Klimaveränderungen auf den Wasserhaushalt für Flüsse und Einzugsgebiete in Südwest- und Süddeutschland der Bundesländer Baden-Württemberg, Bayern und Rheinland-Pfalz im Vordergrund. Für die Analyse des Langzeitverhaltens der Hochwasserkennwerte dienten Zeitreihen der Monatshöchstwerte HQ(m) der Jahre 1932 bis 2020 von insgesamt 116 Pegeln an allen relevanten Flüssen in dieser Region (KLIWA 2021).

Für die Analyse des Langzeitverhaltens der jährlichen und halbjährlichen Abflusshöchstwerte eines Pegels wurden die monatlichen Höchstwerte des Abflusses zu Jahresserien für das hydrologische Jahr, das Sommer- und das Winterhalbjahr zusammengefasst. Für diese Serien wurde anschließend die langjährige Veränderung in Form von linearen Trends und deren statistischer Signifikanz ermittelt. Ein Trend liegt vor, wenn die Änderung des Abflussverhaltens im Mittel mindestens 5 % beträgt. Die Ergebnisse der Trenduntersuchungen sind für alle 116 Pegel in **Tab. 10.1** zusammengefasst. Die Analyse für 1932 bis 2020 zeigt für 62 Pegel bezogen auf das Gesamtjahr einen ansteigenden Trend; 34 Pegel weisen eine Abnahme auf. Bei der Bewertung der Ergebnisse muss berücksichtigt werden, dass die Trends an den 62 Pegeln mit zunehmenden Trends lediglich bei 23 Pegeln,

also zu 37 % signifikant sind, bei einem relativ niedrig gewählten Signifikanzniveau von $\alpha \geq 80\%$ (entsprechend einer Irrtumswahrscheinlichkeit $\leq 20\%$). An den Pegeln mit abnehmenden Trends sind lediglich 26 % der Trends signifikant, 20 Pegel weisen keinen Trend auf.

Das hydrologische Winterhalbjahr zeigt mit zunehmenden Trends an 55 % der Pegel ein dem gesamten hydrologischen Jahr weitgehend ähnliches Verhalten. Etwa die Hälfte der zunehmenden Trends ist dabei signifikant. Im hydrologischen Sommerhalbjahr zeigen 45 % der Pegel ansteigende Trends der Hochwasserabflüsse, davon ungefähr die Hälfte (56 %) mit signifikanten Zunahmen. Bezogen auf die 116 betrachteten Pegel ist im Mittel der Anteil von Pegeln mit signifikant zunehmendem Trend (25 %) höher als von Pegeln mit abnehmendem Trend (8 %).

Bei der Betrachtung der einzelnen Bundesländer treten in Bayern und Baden-Württemberg nur geringfügige Unterschiede im Verhalten der Hochwasserabflüsse für den Zeitraum von 1932 bis 2020 auf: Während in Baden-Württemberg bis zu 70 % der Pegel Zunahmen im Gesamtjahr und Winterhalbjahr zeigen, sind dies in Bayern ca. 60 %. In Rheinland-Pfalz ergibt sich hingegen ein höherer Anteil mit Abnahmen. Dieser beträgt sowohl für das Winterhalbjahr als auch für das Sommerhalbjahr ca. 60 %.

Tab. 10.1 Überblick über das Trendverhalten der Hochwasserabflüsse an den 116 untersuchten Pegeln in Baden-Württemberg, Bayern und Rheinland-Pfalz im Zeitraum 1932–2020

Tendenzen	Anzahl der Pegel mit Trend	Anzahl der Pegel mit signifikantem Trend*	Prozentualer Anteil der Pegel mit Trend	Davon prozentualer Anteil der Pegel mit signifikantem Trend*
Hydrologisches Gesamtjahr (November–Oktober)				
Pegel mit abnehmenden Trend/signifikant	34	9	29	26
Pegel mit zunehmenden Trend/signifikant	62	23	53	37
Hydrologisches Winterhalbjahr (November–April)				
Pegel mit abnehmenden Trend/signifikant	39	9	34	23
Pegel mit zunehmenden Trend/signifikant	64	34	55	53
Hydrologisches Sommerhalbjahr (Mai–Oktober)				
Pegel mit abnehmenden Trend/signifikant	45	9	39	20
Pegel mit zunehmenden Trend/signifikant	52	29	45	56
* 80 % bzw. Irrtumswahrscheinlichkeit <20 %				

10.1.3 Ergebnisse für den Rhein

■ Analyse der Abflussdaten seit 1927

Eine durch die globale Erwärmung bedingte Änderung des hydrologischen Regimes eines Flusssystemes ist besonders bei durch Schnee geprägten (nivalen) Abflussregimetypern zu erwarten, da hier die zeitliche Verteilung der Abflüsse im Jahresverlauf von der Schneeschmelze (mit-)geprägt wird. Diese Frage ist auch für den Rhein sehr relevant, da dieser zu den am stärksten genutzten und bewirtschafteten Flüssen der Erde gehört und entlang des Flusslaufs Wirtschaftsgüter von sehr hohem Wert konzentriert sind. Im alpinen Teil des Rheineinzugsgebietes sind Schnee- und Eisschmelze die dominierenden Abflussbildungskomponenten, insbesondere bei Hochwasser. Außerhalb der Alpen ist es vor allem Regen, welcher ein Hochwasser im Flusssystem hervorruft, ein sogenanntes pluviales Hochwasserregime. Bereits im Hochrhein (zwischen Bodensee und Basel) beginnen sich nival und pluvial geprägte Abflüsse zu überlagern und das Abflussregime wird zunehmend komplex.

Statistische Analysen meteohydrologischer Daten weisen auf Veränderungen sowohl in nival als auch pluvial geprägten Abflussregimen im Rheingebiet hin. Neben dem Rückgang der winterlichen Schneedecke durch steigende Temperaturen nehmen zudem aber auch der Bau und Betrieb von Stauseen zur Stromproduktion aus Wasserkraft und veränderte Niederschlagscharakteristika Einfluss auf die Abflussregime, und zwar sowohl hinsichtlich Hochwasser- und Mittelwasser- als auch Niedrigwasserverhältnissen (Rottler et al. 2020, 2021a).

Sich in den letzten Jahrzehnten abzeichnende Klimaänderungseffekte von Temperatur und Niederschlag auf das Abflussregime des Rheins werden mit fortschreitender Klimaerwärmung weiter verstärkt. Allerdings sind diese Veränderungen oft komplex und müssen für Teilgebiete und Jahreszeiten einzeln untersucht werden.

Da am Rhein und seinen Nebenflüssen in den vergangenen Jahrzehnten und Jahrhunderten massive flussbauliche Veränderungen vorgenommen wurden, versuchten Vorogushyn und Merz (2013) die beobachteten Trends der Abflüsse am Rhein in einen Zusammenhang mit unterschiedlichen Umweltänderungen zu setzen. Sie untersuchten explizit den Einfluss von Flussbaumaßnahmen wie den Bau der Staustufen am Oberrhein mit umfangreichen Verlusten an Überflutungsflächen im Zeitraum von 1957 bis 1977 und den Einsatz von Poldern auf die beobachtete Veränderung von Jahresmaximalabflüssen im Zeitraum von 1952 bis 2009. Methodisch wurde diese Frage durch eine Homogenisierung der beobachteten Hochwasserzeitreihen am Rhein von Karlsruhe-Maxau bis zur deutsch-niederländischen Grenze angegangen: Es

wurden Hochwasserzeitreihen am Rhein für die hypothetische Situation ohne Flussbaumaßnahmen abgeleitet. Anschließend wurden die Trends in den beobachteten und homogenisierten Hochwasserzeitreihen verglichen.

Die Ergebnisse zeigen, dass die homogenisierten Hochwasserzeitreihen nur unwesentlich reduzierte Trends gegenüber den Trends in den beobachteten Zeitreihen aufweisen (bis max. 15 % geringere relative Änderung). Vorogushyn und Merz (2013) schlussfolgern dazu, dass die Flussbaumaßnahmen nur einen geringen Einfluss auf die beobachteten Trends hatten. Ein Großteil der Veränderung sollte somit durch die Summe von Klima- und Landnutzungsänderungen sowie von Einflüssen der Wasserbaumaßnahmen am Rhein und an dessen Zuflüssen hervorgerufen werden. Dieses Ergebnis stützt somit die Hypothese von Petrow et al. (2009), wonach der Klimaeinfluss die Trends der Hochwasserabflüsse am Rhein dominiert. Diese Aussage gilt allerdings nur mit zwei Einschränkungen: Zum einen wurden die weitreichenden Flussbaumaßnahmen vor dem Zweiten Weltkrieg und im 19. Jahrhundert nicht in diese Analyse einbezogen. Zum anderen wirkt die Bereitstellung zusätzlichen Retentionsvolumens (Retention = Wasserrückhalt) nur abflussreduzierend bei sehr großen – d. h. seltenen – Ereignissen, also etwa bei einem Wiederkehrintervall von 50 bis 100 Jahren und darüber.

Umfangreiche Untersuchungen der Internationalen Hochwasserstudienkommission (HSK 1978) zeigen etwa für den Oberrhein, Pegel Maxau und Worms deutliche Einflüsse des Stauhaltungsbaus auf die Hochwasserdynamik. Der hier geführte Nachweis der Hochwasserverschärfung im Oberrhein als Folge des Oberrheinausbaus führte zu einer vertraglichen Vereinbarung zwischen Deutschland und Frankreich, die u. a. umfangreiche Retentionsmaßnahmen zur Kompensation der Hochwasserverschärfung durch den Oberrheinausbau vorsieht. Von denen waren bis 2020 über 60 % des vereinbarten Retentionsvolumens einsatzbereit. Auch detaillierte Untersuchungen der Internationalen Kommission zum Schutz des Rheins IKSR (2012) weisen auf den deutlichen Einfluss von Flussbau- und Retentionsmaßnahmen auf die Hochwasserhältnisse am Rhein hin.

■ Modellierungsergebnisse zu künftigen Klimabedingungen

Hydrologische Modellsimulationen weisen darauf hin, dass zukünftige Veränderungen im Rheingebiet vor allem durch starke Rückgänge in der saisonalen Schneebedeckung und höheren Niederschlagsraten geprägt sein werden (Rottler et al. 2021b). Für den Hochrhein bis zum Pegel Basel bedeutet dies einen deutlichen Anstieg der Abflussspitzen im Winter, wenn höhere Temperaturen die Schneegrenze und die Schneeschmelze nach oben ver-

schieben und mehr flüssiger Niederschlag zusammen mit der Schneeschmelze aus hohen Lagen direkt zum Abfluss gelangt (■ Abb. 10.4). Bei den bekannten hohen Schadenspotenzialen entlang des Rheins – insbesondere am Niederrhein – bedeutete selbst eine nur geringfügige Erhöhung der Auftretenswahrscheinlichkeit eines Extremhochwassers eine beachtliche Zunahme des Hochwasserrisikos. Es besteht jedoch auch die Möglichkeit, dass sich zunehmende Niederschlagsmengen und niedrigere Beiträge der Schneeschmelze zukünftig ausgleichen und sich Abflussspitzen nur gering und/oder vorübergehend intensivieren.

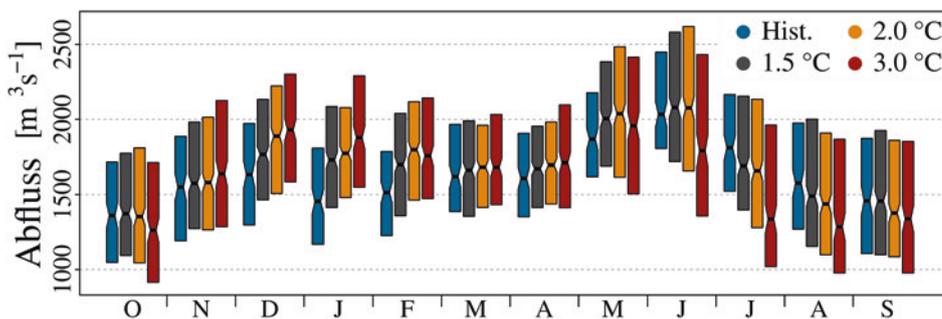
Im Projekt KLIWA werden auch Simulationen für die Abflussbedingungen im Rhein unter Klimabedingungen für die „nahe Zukunft“ von 2021 bis 2050 durchgeführt (KLIWA 2018). Exemplarisch werden hier Ergebnisse bis zum Pegel Worms (Größe des Einzugsgebiets ca. 69.000 km²) gezeigt. Zur Simulation der Hydrologie wurde in einer 1-km²-Auflösung das Modellsystem LARSIM eingesetzt. Für die Hydrodynamik des Flusslaufs des Oberrheins zwischen Basel und Worms kam das sogenannte synoptische Rheinmodell zum Einsatz. Wie bereits dargelegt, ist zu beachten, dass das Abflussregime des Oberrheins aufgrund der Dominanz der Zuflüsse aus den schweizerischen Alpen nival geprägt ist, mit einem Abflussmaximum im Sommer. Dagegen sind die deutschen Zuflüsse, beispielsweise aus dem Schwarzwald, eher pluvial geprägt, mit einem Abflussmaximum im Winter.

■ Tab. 10.2 zeigt die mit dem regionalen Klimamodell CCLM ermittelten Klimaänderungssignale – Temperatur und Niederschlag – bis 2050 für drei CCLM-Realisationen auf Basis des Emissionsszenarios SRES A1B. Es ergibt sich eine Niederschlagsabnahme im Sommerhalbjahr und eine Zunahme im Winter (KLIWA 2013).

Die Ergebnisse für die mittleren monatlichen Hochwasserabflüsse auf Basis der genannten drei CCLM-Realisationen für das Szenario „Nahe Zukunft“ (2021–2050), SRES A1B, sind in ■ Abb. 10.5 für den Pegel Worms dargestellt. Die Unterschiede zwischen den verschiedenen Realisationen von CCLM sind teilweise ausgeprägt. Zum Vergleich ist der mit meteorologischen Messdaten simulierte Ist-Zustand gezeigt (grüne Linie). Zudem sind auch frühere Ergebnisse auf Basis zweier Varianten des statistischen regionalen Klimamodells WETTREG eingetragen, die größere Abweichungen aufweisen. Bei dem noch eher nival geprägten Abflussregime des Rheinpegels Worms macht sich für die Zukunft auch der Einfluss des Neckars als zusätzliches pluviales Abflussregime bemerkbar. Dies zeigt sich dann an den höheren Abflüssen im Winterhalbjahr. Auf Basis der CCLM-Klimaprojektionen wurde im Winterhalbjahr eine Zunahme im Mittel um 8 %, im Sommerhalbjahr eine Abnahme um 4 % ermittelt (KLIWA 2013).

Die Abflusszeitreihen bis 2050 wurden extremwertstatistisch ausgewertet und den entsprechenden Ergeb-

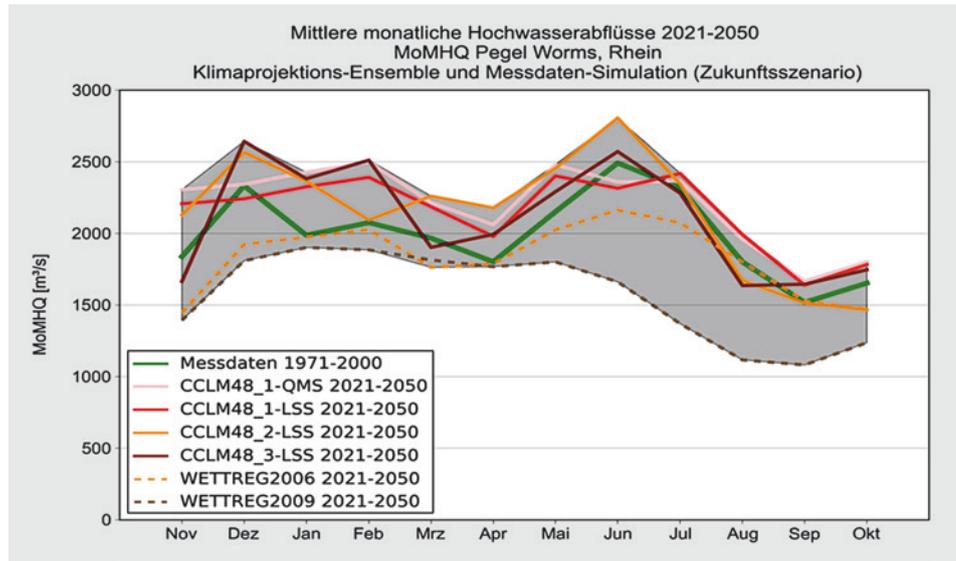
■ **Abb. 10.4** Monatsmaxima in Kubikmetern pro Sekunde (m³s⁻¹) simulierter Tagesabflüsse im Jahresgang (Oktober–September) am Rhein, Pegel Basel, für unterschiedliche Erwärmungsszenarien (plus 1,5 oder 2 oder 3 °C). (Rottler et al. 2021b)



■ **Tab. 10.2** Veränderung von Temperatur und Niederschlag im Rheineinzugsgebiet bei Vergleich der Zukunft (2021–2050) mit dem Ist-Zustand (1971–2000) auf Basis von CCLM 4.8

ECHAM 5, A1B, CCLM 4.8	Sommerhalbjahr (Mai–Oktober)		Winterhalbjahr (November–April)	
	Temperatur (°C)	Niederschlag (%)	Temperatur (°C)	Niederschlag (%)
Realisation 1	+1,3	–3,8	+0,9	+7,6
Realisation 2	+1,2	–6,1	+1,3	+11,4
Realisation 3	+0,9	–2,2	+0,9	+3,1

■ **Abb. 10.5** Mittlere monatliche Hochwasserabflüsse am Pegel Worms/Rhein beim Zukunftsszenario 2021–2050. (KLIWA 2013)



nissen des simulierten Ist-Zustands gegenübergestellt. In ■ Abb. 10.6 sind für Hochwasserabflüsse unterschiedlicher Wiederkehrintervalle an verschiedenen Pegeln im Rheineinzugsgebiet die relativen Veränderungen zwischen simulierter Zukunft und simuliertem Ist-Zustand dargestellt (KLIWA 2013). Es ergibt sich meist eine Tendenz zu höheren Abflüssen, d. h., der Faktor auf der y-Achse ist größer als 1: Die Zunahme liegt beispielsweise beim HQ100 (100-jährliches Hochwasser) bei den Pegeln am Oberrhein mit nivalem Regime bei 3 bis 5 % (Basel, Maxau, Worms) im Bereich der statistischen Unschärfe und fällt somit geringer aus als bei den Pegeln mit pluvialem Regime, wie etwa beim Pegel Rockenau/Neckar mit 12 %.

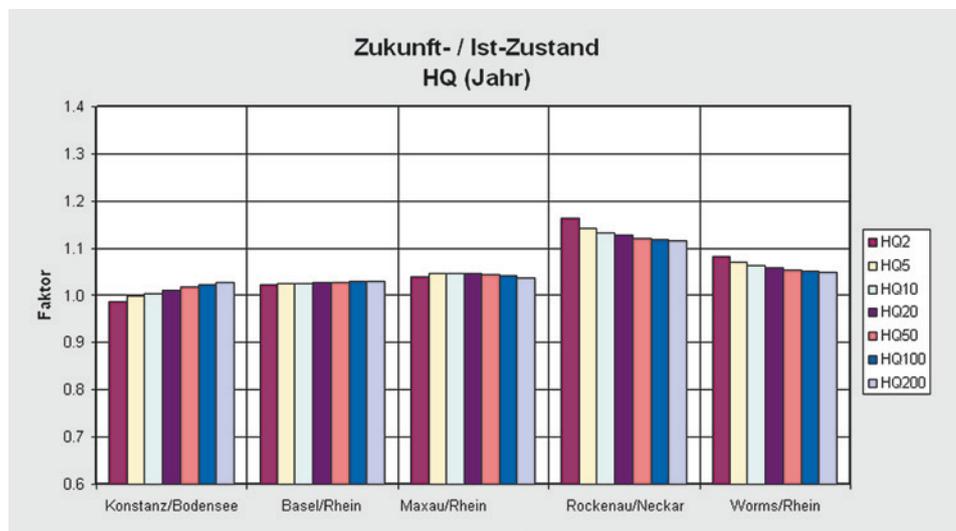
Im Rahmen von KLIWA werden derzeit Abflüsse für das Rheineinzugsgebiet bis zum Pegel Köln für

den Zeitraum bis 2100 simuliert. Dabei kommt ein Ensemble aus neun regionalen Klimaprojektionen mit dem Klimaänderungsszenario RCP8.5) zum Einsatz. Dieses sogenannte KLIWA-Ensemble wurde durch ein Klima-Auditverfahren festgelegt (BayLfU 2020).

10.1.4 Ergebnisse für das obere Elbegebiet

Das „obere Elbegebiet“ umfasst hier den Mittelgebirgs- teil des Elbegebiets – im Wesentlichen Riesen-, Erz- und Elstergebirge. Wenngleich Dresden damit streng genommen nicht zum Oberlauf des Flusses gehört, schließt die Betrachtung dennoch Hochwasser bis zum Elbepegel Dresden mit ein.

■ **Abb. 10.6** Extremwert- statistische Hochwasserauswertungen von Rhein und Neckar bis Worms. (KLIWA 2013)



■ Analyse der Abflussdaten der letzten 150 Jahre

Die Jahreshöchstwerte des Durchflusses am Pegel Dresden zeigen über die letzten ca. 150 Jahre einen abnehmenden Trend (Kundzewicz und Menzel 2005; Menzel 2008). Dies könnte einerseits auf ein Klimasignal hindeuten., denn es ist bekannt, dass sich die Häufigkeit starker winterlicher Hochwasser in der Elbe in diesem Zeitraum verringert hat (Mudelsee et al. 2003). Dies könnte auf eine geringere Bedeutung von Schneeschmelze für die Hochwasserentstehung und einen Rückgang der winterlichen Eisbedeckung und der damit häufig verbundenen Eisstauereignisse durch wärmere Wintertemperaturen zurückgeführt werden. Andererseits hat sich durch Flusslaufverkürzungen und Begradigungen auch die Fließgeschwindigkeit der Elbe erhöht, was die Ausbildung einer winterlichen Eisdecke ebenfalls verzögert. Weiterhin reduzieren Kühlwasser- und Salzeinträge die Eisentstehung. Beides hat die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Eisstauhochwassern erheblich verringert. Während das Hochwasser von 1845 im März auftrat, also im Winterhalbjahr – wie der größte Teil der Elbehochwasser in den letzten Jahrhunderten –, handelte es sich bei den Hochwasserereignissen 2002 und 2013 um Sommerfluten. Solche extremen Sommerhochwasser kommen vor allem durch großräumige, langanhaltende und ergiebige Niederschläge im Mittelgebirgseinzugsgebiet der Elbe zustande. Diese werden durch advective Wetterlagen, hier durch den großräumigen Transport warm-feuchter auf relativ kalte aufgleitende Luftmassen, bedingt. Sie werden verstärkt durch orografische Effekte, d. h., der Regen verstärkt sich durch Hebung der Luftmassen an Gebirgen. Wenn etwa Zugbahnen der sogenannten Vb-Zyklone (eine Wetterlage, die gekennzeichnet ist durch die Zugbahn eines Tiefdruckgebiets von Italien hinweg nordostwärts) die Quellgebiete von Elbe und Oder queren, können solche Konstellationen auftreten (Kundzewicz et al. 2005). Ihre absolute Zahl ist jedoch so gering, dass sich daraus keine statistisch signifikanten Trends erkennen lassen. Somit ist an der Elbe bis zum Pegel Dresden in den letzten 150 Jahren bislang keine statistisch signifikante Erhöhung der Hochwasserhäufigkeit erkennbar.

■ Modellierungsergebnisse zu künftigen Klimabedingungen

Bezüglich der zukünftigen Entwicklung der Abflussverhältnisse im oberen Elbegebiet ist zuerst auf die Zunahme der mittleren Lufttemperaturen hinzuweisen. Temperaturbedingt höhere Regenanteile an den Winterniederschlägen verändern das zeitliche Auftreten und die Höhe von Abflussspitzen bzw. von Hochwasserereignissen. Die Frühjahrsschmelze findet entweder zeitlich früher oder mangels Schneebedeckung kaum noch statt. Menzel (2008) hat anhand des Einzugsgebiets der Weißen Elster gezeigt, dass sich in

einem hydrologischen Szenario (Basis: statistisches *downscaling* und IPCC SRES A1-Szenario) die mittlere Schneedeckendauer für den Zeitraum von 2021 bis 2050 in diesem Gebiet gegenüber dem Referenzzeitraum von 1961 bis 1990 um ein Drittel verkürzt. Einer Erhöhung der winterlichen Abflüsse in den Mittelgebirgsregionen stehen verringerte Abflüsse infolge erhöhter Verdunstungsaktivität in den Sommermonaten gegenüber. Das wird vermutlich zu einem deutlicher ausgeprägt verlaufendem Jahresgang der Abflussregime der Elbe und ihrer Zuflüsse führen. Menzel und Bürger (2002) zeigen für das Einzugsgebiet der Mulde, dass dem gewählten Szenario zufolge (statistisches *downscaling* auf Basis des IPCC-Szenarios IS95a [ältere Version der SRES-Szenarien]) sowohl die mittleren Jahresabflüsse als auch die mittleren saisonalen Abflüsse zum Teil deutlich zurückgehen, was von Menzel (2008) für das Einzugsgebiet der Weißen Elster bestätigt wurde. Beide Studien beinhalten einen prognostizierten großräumigen Rückgang der Jahresmittel des Niederschlags, was auch von Christensen und Christensen (2003) ähnlich projiziert wird. Diese Aussagen betreffen die mittleren saisonalen Abflussverhältnisse.

Simulationen zum künftigen Auftreten von Starkniederschlägen sind in der für Hochwasserstudien erforderlichen räumlich-zeitlichen Auflösung derzeit kaum verfügbar und mit nicht quantifizierbaren Unsicherheiten behaftet (Bronstert et al. 2007), insbesondere für das gebirgige Einzugsgebiet der Elbe. Christensen und Christensen (2003) kommen in ihrer Untersuchung zu dem Ergebnis, dass in weiten Teilen Europas – so auch im oberen Elbeeinzugsgebiet – die zukünftigen Niederschlagsintensitäten in den Sommermonaten deutlich ansteigen könnten, auch wenn die mittleren Sommerniederschlagsmengen abnehmen. Zu ähnlichen Ergebnissen kommen Kundzewicz et al. (2005) für die Quellgebiete von Elbe, Oder und Weichsel. Sie argumentieren, dass potenziell hochwasserauslösende Vb-Zyklone in Zukunft noch intensivere Niederschläge als bisher liefern würden. Es bleibt allerdings offen, inwieweit diese möglicherweise zunehmenden Niederschlagsintensitäten das Hochwasserisiko im oberen Elbegebiet verschärfen könnten oder ob ein genereller Trend zur Abnahme mittlerer Niederschlagsmengen die Häufigkeiten und Intensitäten von Hochwasser künftig reduziert. Hattermann et al. 2014 legen in ihrer Studie dar, dass die Häufigkeit von Hochwasserereignissen und dadurch bedingte potenzielle Schäden sich unter Klimawandelbedingungen im oberen Elbeeinzugsgebiet möglicherweise deutlich erhöhen wird. So könnte besonders in den Wintermonaten ein unter den heutigen Klimabedingungen 50-jährliches Hochwasser unter geänderten Bedingungen in der Szenarienperiode 2041 bis 2070 doppelt so häufig auftreten. Die durch die Klimaszenarien und die antreibenden regionalen Klimamodelle bedingten Un-

sicherheiten sind aber bei diesen Modellierungsstudien nach wie vor erheblich.

10.1.5 Ergebnisse für das Weser- und Emsgebiet

■ Analyse der Abflussdaten der letzten 150 Jahre

Analysen der Hochwasserentwicklung an der Weser zeigen, dass die maximalen jährlichen Abflüsse an den Quellflüssen Werra und Fulda zwischen 1950 und 2005 signifikant zugenommen haben (Petrow und Merz 2009; Bormann et al. 2011). Die Weserpegel flussabwärts bis zu den Pegeln Vlotho und Porta weisen für denselben Untersuchungszeitraum ebenfalls signifikant steigende Hochwasserabflüsse auf. Werden Beobachtungen mehrerer Dekaden vor 1950 bei der Trendanalyse berücksichtigt, sind diese Trends aber nur mehr schwach signifikant, wofür hier eine Irrtumswahrscheinlichkeit von $>10\%$ angesetzt wird. Weiter flussabwärts führen die Zuflüsse aus östlicher Richtung von Aller und Leine zu einer abnehmenden Signifikanz der positiven Trends. Jahreszeitliche Analysen ergaben, dass die Weser durch die Zunahme von Winterhochwassern seit Mitte des 20. Jahrhunderts geprägt ist (Petrow und Merz 2009), was auch die Ergebnisse der gesamtjährlichen Analyse dominiert. Sommerliche Hochwasser zeigen für den analysierten Zeitraum keine zunehmende Tendenz.

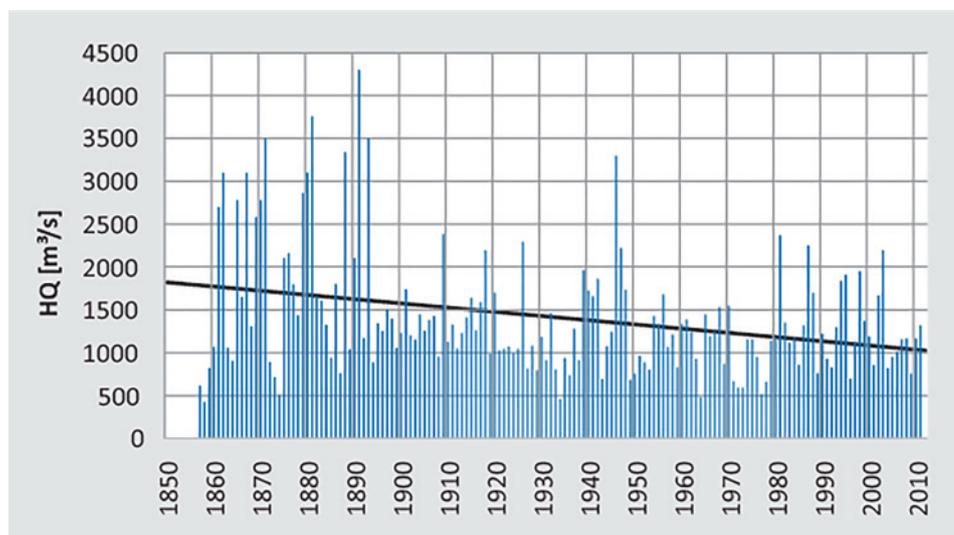
Die Trends im Abflussverhalten zwischen 1950 und 2005 stehen in einem engen statistischen Zusammenhang mit einem veränderten Niederschlagsverhalten in den jeweiligen Einzugsgebieten (Bormann 2010). Die Winter sind durch zunehmende maximale Niederschläge geprägt, wie Haberlandt et al. (2010) sowohl für 24-h-Niederschläge als auch für 5-Tages-Nieder-

schläge gezeigt haben. Diese Zunahme spiegelt sich in den Trends steigender Hochwasserabflüsse wider (Petrow und Merz 2009; Bormann et al. 2011).

Die Trends der Spitzenabflüsse an der Ems zeigen dieselben Muster wie die an der Weser. Winterhochwasser nahmen von 1951 bis 2002 am Oberlauf zu (Petrow und Merz 2009), während im Sommer kein Trend zu erkennen ist. Insgesamt führte dies zu einer statistisch signifikanten Zunahme der jährlichen Höchstabflüsse am Oberlauf (z. B. Pegel Greven, Bormann et al. 2011). Ähnlich wie am Rhein werden die Spitzenabflüsse allerdings auch von flussbaulichen Veränderungen beeinflusst (Busch et al. 1989; Bormann et al. 2011), die zum Teil zu einer Kompensation von Abflusstrends, an einigen Pegeln aber auch zu einer Verstärkung des Trends geführt haben (z. B. Pegel Rettem/Aller, Herrenhausen/Leine, Rheine/Ems).

Während die maximalen Hochwasserabflüsse der letzten 50 bis 60 Jahre vielfach steigende Trends aufweisen, zeigen Vergleiche mit Pegelmessungen aus dem 19. Jahrhundert und die Analyse längerer Datenreihen, dass die seit 1950 an der Weser aufgetretenen Hochwasserereignisse moderat im Vergleich zu historischen Hochwassern – vor allem aus der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts – sind (Sturm et al. 2001; Mudelsee et al. 2006; Bormann et al. 2011, ■ Abb. 10.7). Zwischen 1870 und 1890 tritt eine Häufung von Hochwasserereignissen auf, die die maximalen Abflüsse des 20. Jahrhunderts deutlich übertreffen. Diese Hochwasser wurden aber u. a. durch Eisstau hervorgerufen, was heute aufgrund des Klimawandels und anthropogener Einflüsse zunehmend unwahrscheinlich ist. Für die Ems liegen an keinem der verfügbaren Pegel entsprechende Datenlängen vor, sodass diese Aussage nicht direkt von der Weser auf die Ems übertragbar ist.

■ Abb. 10.7 Jährliche Abflussmaxima am Pegel Intschede (Weser) von 1857–2011 sowie der dazugehörige lineare Trend



■ Modellierungsergebnisse zu künftigen Klimabedingungen

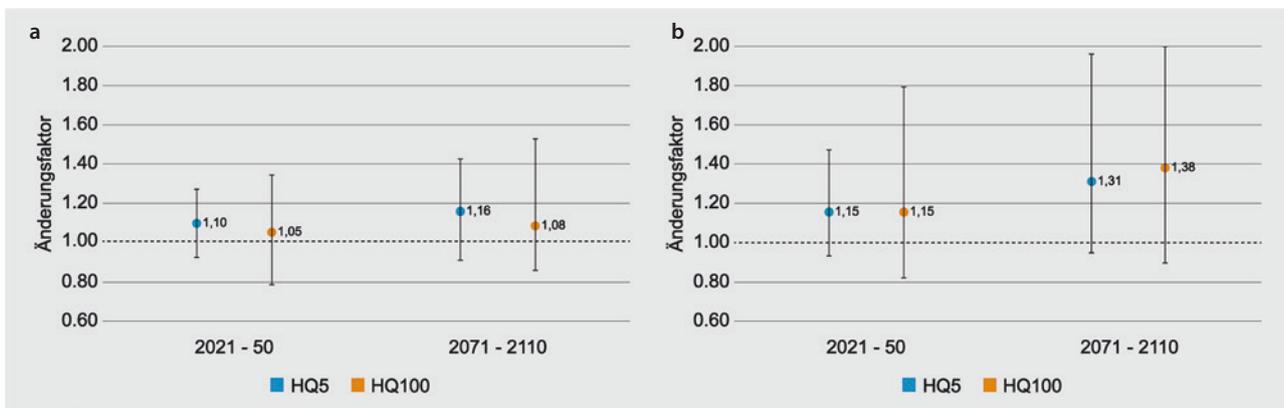
Dieser Abschnitt gibt eine Zusammenschau zum möglichen (projizierten) Einfluss der Klimaänderung auf die Hochwasserabflüsse im 15.000 km² großen Aller-Leine-Einzugsgebiet in Niedersachsen und im Flussgebiet der Ems (13.100 km², in Nordrhein-Westfalen und Niedersachsen). Die Ergebnisse stammen aus den niedersächsischen Forschungsprojekten KliBiW (NLWKN 2012) und KLIFF (NN 2013) sowie aus dem BMU-Forschungsprojekt KLEVER und dem aktuell (2020) noch laufenden WAKOS-Forschungsprojekt im RegIKlim-Programm des BMBF.

Als globale klimatische Ausgangsinformationen wurden Ergebnisse des globalen Klimamodells ECHAM5 genommen. Für die hier vorgestellten Untersuchungen wurden darauf basierend zwei dynamische *Downscaling*-Datensätze des regionalen Klimamodells REMO („BfG-Realisierung“ und „UBA-Realisierung“) (Jacob et al. 2008) und drei ausgewählte *Downscaling*-Ergebnisse des statistischen Modells WETTREG 2006 (Spekat et al. 2007) herangezogen. Es wurden jeweils 30-jährige Perioden aus dem Kontrolllauf (1971–2000), der das Klima des späten 20. Jahrhunderts widerspiegelt, und aus dem A1B-Zukunftsszenario („Nahe Zukunft“: 2021–2050, „Ferne Zukunft“: 2071–2100) verwendet. Die hydrologischen Simulationen erfolgten mit den Modellen PANTA RHEI (LWI-HYWA 2012) und einer modifizierten Version von HBV (SMHI 2008). Mit PANTA RHEI wurde eine flächendeckende Simulation für das Aller-Leine-Gebiet in Tageszeitschritten durchgeführt. Änderungssignale wurden für acht Referenzpegel mit vergleichsweise großen Einzugsgebieten (800–15.000 km²) analysiert, für die die Modelle validiert werden konnten. Zusätzlich wurden mit PANTA RHEI für sechs ausgewählte, vergleichsweise kleine Teilgebiete

(45–600 km²) und mit HBV für 41 Teilgebiete Simulationen in Stundenzeitschritten durchgeführt (Wallner et al. 2013). Die Modelle zeigten für die untersuchten Einzugsgebiete sowohl im Hinblick auf die Wasserbilanz als auch auf die Hochwasserstatistik (z. B. HQ, MHQ) eine gute Wiedergabe (NLWKN 2012) der Beobachtungen im Referenzzeitraum (1971–2000).

■ Abb. 10.8 zeigt die simulierten Änderungssignale (relative Änderung zu den Bedingungen um die Jahrtausendwende) für die acht relativ großen Einzugsgebiete aus der Tageswertsimulation (PANTA RHEI) und für die sechs kleineren Gebiete aus der Stundenwertsimulation (PANTA RHEI und HBV) für zwei Zukunftszeiträume: für kleine Hochwasser (HQ5), die im statistischen Mittel alle 5 Jahre auftreten, sowie große Hochwasser (HQ100), die im statistischen Mittel einmal in 100 Jahren auftreten. Für die großen Einzugsgebiete werden relativ geringe Zunahmen der Hochwasser projiziert, wobei die HQ5 mit 10 und 16 % Zunahme (d. h. Änderungsfaktor 1,10 bzw. 1,16) prozentual etwas stärker zunehmen als die HQ100 mit 5 und 8 %. Die Spannweite der Änderung über alle Realisationen und Einzugsgebiete sind insgesamt sehr groß. Für die kleineren Einzugsgebiete werden etwas stärkere Zunahmen projiziert, wobei hier die Änderung der HQ100 mit 15 und 38 % bedeutender ist als die der HQ5 mit 15 und 31 %. Die große Spannweite zeigt jedoch, dass die Unsicherheit von Projektionen für die kleinen Gebiete deutlich höher ist als für die großen.

Die Ergebnisse zeigen eine projizierte Zunahme der Hochwasserabflüsse im Aller-Leine-Gebiet, die physikalisch plausibel ist und mit projizierten Änderungen des Niederschlags korrespondiert. Die Anzahl der hier untersuchten Realisationen (unter anderem: nur ein globales Klimamodell, ein Klimaszenario) ist jedoch zu gering, um daraus konkrete Anpassungsmaßnahmen ableiten zu können.



■ Abb. 10.8 Projiziertes Änderungssignal für häufige/kleine (HQ5) und seltene/große (HQ100) Hochwasser im Aller-Leine-Flussgebiet. Dargestellt sind die simulierten Änderungsfaktoren für die Perioden 2021–2050 und 2071–2100 gegenüber den Bedingungen um die Jahrtausendwende. a Mittelwerte für acht relativ große Teilgebiete, b Mittelwerte für sechs kleine Einzugsgebiete

Neue Modellprojektionen für Teileinzugsgebiete der Ems weisen darauf hin, dass sowohl die mittleren Abflussraten in den Wintermonaten als auch die Häufigkeit von Extremereignissen bis Ende des 21. Jahrhunderts zunehmen werden. Bormann et al. (2018) modellierten die besonderen Hochwasserbedingungen des nordwestdeutschen küstennahen Tieflandes, welche durch saisonal hohe Grundwasserstände, dadurch geringe Kapazitäten zur Aufnahme von Regenwasser sowie durch tidebedingt fluktuierende reduzierte Abflussraten in das Meer (sog. Sielkapazitäten) gekennzeichnet sind. Die Simulationen für das Gebiet des 1. Entwässerungsverbandes Emden, als typisches Einzugsgebiet des nordwestdeutschen Küstenraums, für ausgewählte SRES-Szenarien (A1B, A2, B1) sowie die RCP8.5- und -4.5-Szenarien ergaben Zunahmen der Abflüsse in den Abflussstarken Wintermonaten um bis zu 25 % für den Zeithorizont am Ende dieses Jahrhunderts (2071–2100). Nach Spiekermann et al. (2018) ist in diesem küstennahen Gebiet für denselben Zeithorizont zudem mit einer Verdopplung der Häufigkeiten extremer großflächiger Überstauungen infolge der kombinierten Wirkung von Starkniederschlägen, Reduktion der Wasseraufnahme und verringerten Sielkapazitäten aufgrund des erwarteten Meeresspiegelanstiegs zu rechnen.

10.1.6 Ergebnisse für das deutsche Donaugebiet

■ Analyse der Abflussdaten der letzten 90 Jahre

In Bezug auf Hochwasserabflüsse lassen sich für den Zeitraum von 1932 bis 2015 an über 40 % der Pegel des Donaoraumes, vor allem entlang der Donau selbst und im Südosten Bayerns, signifikante Zunahmen und an ca. 6 % der Pegel signifikante Abnahmen der jährlich höchsten Abflussmenge nachweisen (FGG Donau 2020). Zudem wurden im letzten Jahrzehnt Rekordwasserstände an wichtigen Pegeln der deutschen Donau gemessen: Am Pegel Passau/Donau wurde z. B. am Abend des 3. Juni 2013 ein neuer Rekordpegel von beinahe 13 m gemessen, rund 70 cm höher als beim Donauhochwasser 1954 (damals circa 12,20 m), dem bis dahin größten Donauhochwasser des 20. Jahrhunderts (KLIWA 2016).

■ Modellierungsergebnisse zu künftigen Klimabedingungen.

Hinsichtlich der zukünftigen Hochwassersituation liegen zum einen Modellierungsanalysen der Flussgemeinschaft Donau mit den Klimaszenarien des 4. IPCC-Berichts als Basis vor (FGG Donau 2020). Demnach zeichnen sich über das gesamte Jahr bis in die „ferne Zukunft“ (Szenarienzeitraum 2070–2100) gegen-

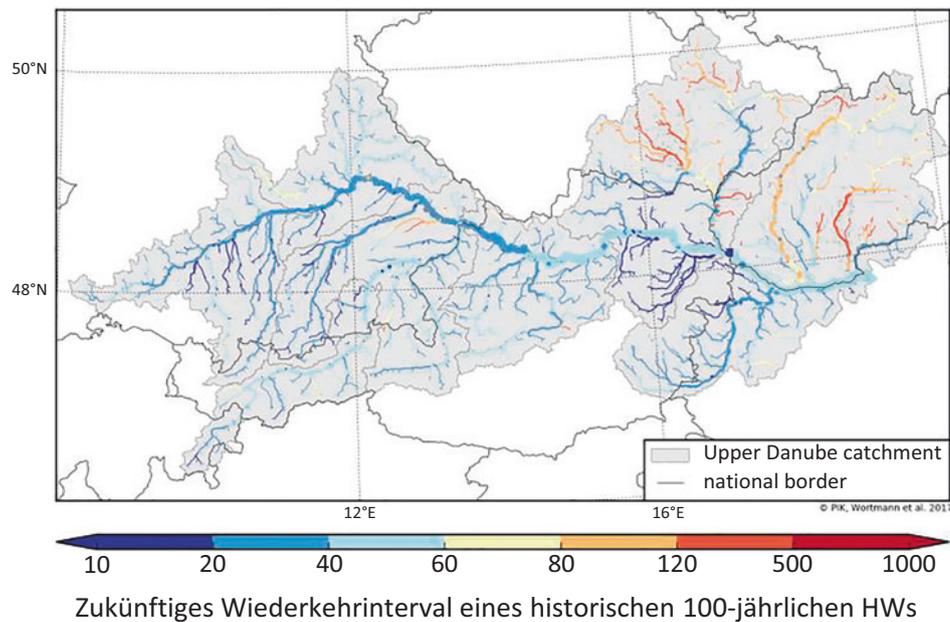
über dem Referenzzeitraum (1971–2000) unterschiedlich starke Entwicklungen ab.

An den Donauegeln und ihrer nördlichen Zuflüsse zeigen die Modellergebnisse im Mittel Zunahmen der Hochwasserabflüsse. Südlich der Donau werden ebenfalls Zunahmen in der „nahen Zukunft“ (Szenarienzeitraum 2030–2060) projiziert. Auf Basis dieser Szenarienbedingungen und Modellierungsanalysen schwächen sich dann diese Zunahmen zum Ende des Jahrhunderts jedoch ab oder verkehren sich vereinzelt sogar zu Abnahmen. Im hydrologischen Winterhalbjahr zeigen besonders die Pegel an den südlichen Donauzuflüssen eine zunehmende Tendenz. Dies trifft auch für die Pegel direkt an der Donau zu. An den nördlichen Donauzuflüssen ergeben sich keine einheitlichen Signale. Im hydrologischen Sommerhalbjahr fällt für die Regionen nördlich der Donau eine klare Zunahme auf, die deutlicher ausfällt als an den Pegeln entlang oder südlich der Donau.

Zum anderen führten Hattermann et al. (2018) eine Szenarien- und Modellierungsstudie für das gesamte internationale Donaugebiet durch. Im Folgenden werden hier die Ergebnisse für das deutsche Teilgebiet zusammengefasst. Es wurden mithilfe eines Wettergenerators lange synthetische Zeitreihen von Wettervariablen in täglicher Auflösung für das Donau-einzugsgebiet generiert, und zwar sowohl für historische als auch für zukünftige Klimabedingungen. Diese generierten Zeitreihen sollen die Wetter- und Klimabedingungen der jeweiligen Periode repräsentieren. Es lassen sich zudem mit diesem stochastischen Wettergeneratorverfahren eine große Anzahl „typischer Wetterbedingungen“ (Ensembles) erzeugen, und somit erhält man auch eine größere Anzahl von hydro-meteorologischen Extrema und damit eine breite statistische Basis für die Analyse von Hochwasserereignissen sowie für eine nachfolgende Extremwertstatistik.

Unter Verwendung dieser Klimarandbedingungen wurden dann mithilfe des räumlich verteilten hydrologischen Modells SWIM Abflusszeitreihen für alle Teileinzugsgebiete der Donau simuliert und auf deren Basis die Werte der 100-jährlichen Hochwasserabflüsse geschätzt, wie in ■ Abb. 10.9 (oben) exemplarisch für das RCP-8.5-Szenario und den Zeitraum von 2020 bis 2049 dargestellt: Aus den Ensemble-Simulationen resultiert, dass ein heutiges 100-jährliches Hochwasser im Donau-Einzugsgebiet bis Budapest mit einigen Ausnahmen im Nordosten des Einzugsgebietes schon im Zeitraum von 2020 bis 2049 häufiger auftreten wird, beispielsweise im deutschen Teil des Einzugsgebietes im statistischen Mittel alle 20 bis 40 Jahre und im österreichischen und ungarischen Teil alle 40 bis 60 Jahre. Exemplarisch wird die Hochwasserstatistik in ■ Abb. 10.9 (unten) für das Einzugsgebiet bis zum Donaupegel Achleiten an der deutsch-österreichischen Grenze dargestellt, wobei auch hier deutlich wird, dass

■ **Abb. 10.9** Simulierte Änderung der Jährlichkeit eines heutigen 100-jährlichen Hochwassers im deutschen Donaugebiet (Pegel Achleiten) nach dem RCP8.5-Szenario. Ensemble-Medianwerte für den Zeitraum 2020–2049. 100-jährliche Hochwasserereignisse treten häufiger in den blau gekennzeichneten und seltener in den rot gekennzeichneten Abschnitten auf



trotz Szenarien- und Modellunsicherheit die Hochwasserwahrscheinlichkeit mit fortschreitendem Klimawandel ansteigt.

10.2 Konvektive Starkregen und daraus resultierende Sturzfluten

10.2.1 Spezifika von Sturzfluten

Sturzfluten sind plötzlich eintretende Hochwasserereignisse, die typischerweise durch kleinräumige, konvektive Starkregenereignisse ausgelöst werden. Solche Ereignisse gibt es auf der Erde in vielen Regionen. Da konvektive, labilisierende atmosphärische Bedingungen eher bei warmen Lufttemperaturen auftreten und warme, aufsteigende Luft dann relativ viel Wasserdampf beinhalten kann, sind warme Regionen oder Jahreszeiten besonders von diesen Ereignissen betroffen. Aus dem positiven Zusammenhang zwischen Lufttemperatur und Wasseraufnahmekapazität/der Luft lässt sich zudem ableiten, dass eine globale Erwärmung auch vermehrt solche Ereignisse mit sich bringt. Die daraus entstehenden Starkregen und Hochwasser („Sturzfluten“) können aufgrund der Plötzlichkeit und Stärke der Abflussraten schwere Schäden und mitunter auch Todesfälle verursachen. Historische Aufzeichnungen über Starkniederschläge, welche Sturzfluten und schwere Schäden verursachten, finden sich hauptsächlich im deutschen Sprachraum unter den Stichworten „Hochwasser“, „Unwetter“, oder „Sturzflut“. So verursachten Starkregen, beispielsweise die sog. Thüringer Sintflut 1613, verschiedene Sturzfluten

im Müglitztal, Osterzgebirge, in den Jahren 1897, 1927 und 2002, eine Sturzflut in Apolda, Thüringen, im Jahr 1909 sowie eine Sturzflut in Cröffelbach, Baden Württemberg, im Jahr 1927. Die letzten schweren Ereignisse traten u. a. 2014 in Münster, 2016 in Braunsbach, Baden- Württemberg und Simbach, Bayern, sowie 2017 in Berlin und Brandenburg auf. Das kürzlich – im Juli 2021 – in der Eifel und den angrenzenden Regionen aufgetretene katastrophale Hochwasserereignis kann als relativ großräumige Sturzflut bezeichnet werden. Das heißt, dass einerseits die örtlich aufgetretenen Niederschlagsintensitäten sehr hoch waren, dass die räumliche Ausdehnung dieser Extremniederschläge aber auch ungewöhnlich groß war. Hier liegt also die Kombination einer Sturzflut mit einem großräumigen Hochwasserereignis vor.

Kleinräumige Sturzfluten lassen sich nur selten und mit großer Unsicherheit erfassen, da sie sehr plötzlich, kurz andauernd, und räumlich begrenzt auftreten. Gleichwohl, falls Siedlungsgebiete von den Auswirkungen betroffen sind, verursachen Sturzfluten große Schäden, wie etwa eine Reihe dieser Ereignisse im Süden Deutschlands im Jahr 2016 zeigte (Bronstert et al. 2018). Sie werden gegenüber Hochwasser in größeren Flüssen durch die Zeit der Verzögerung zwischen dem auslösenden Niederschlagsereignis und dem Eintreten des Hochwasserscheitels abgegrenzt („Reaktionszeit“). Von Sturzfluten wird typischerweise bei einer Reaktionszeit von nicht mehr als 6 h gesprochen (Borga et al. 2011). Sie treten in Gebieten kleiner als ca. 500 km² auf, insbesondere in gebirgigen/deutlich reliefierten und urbanen Räumen: Dort ist die Aufnahmefähigkeit des Bodens eher gering. Zudem begünstigen geringe Oberflächenrauigkeiten und die kur-

zen Fließwege in kleinen Gebieten, zum Teil mit stark geneigten Hängen, eine rasche Abflusskonzentration. Die besondere Gefährdung, die von Sturzfluten ausgeht, wird durch folgende Merkmale geprägt:

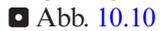
- **Geringe Vorwarnzeit:** Die Vorwarnzeit ist bei Sturzfluten *per definitionem* sehr kurz. Die Vorwarnung wird nicht nur durch die rasche Reaktion des Abflusses erschwert, sondern auch durch Probleme bei der Erfassung und Vorhersage der auslösenden Niederschlagsereignisse. Damit sind die Handlungsoptionen zur Einleitung von Gegenmaßnahmen begrenzt. Jonkman (2005) konnte zeigen, dass die Mortalitätsrate, berechnet aus der Zahl der Todesfälle geteilt durch die Zahl der Betroffenen, bei Sturzfluten deutlich größer ist als bei Flusshochwasserereignissen.
- **Hohe Fließgeschwindigkeiten:** Die für Quelleinzugsgebiete typische hohe Reliefenergie führt zusammen mit extremen Abflüssen nicht nur im Gerinne selbst, sondern auch in Überflutungsbereichen zu sehr hohen Fließgeschwindigkeiten. Zusammen mit der großen Menge und Geschwindigkeit des mitgeführten Materials führt dies potenziell zu extremen Schäden an Gebäuden und der Infrastruktur.
- **Singuläres (chaotisches) Verhalten:** Das Ausuferungs- und Überflutungsverhalten ist bei Sturzfluten schwer vorhersagbar und wird oft durch singuläre Gegebenheiten maßgeblich beeinflusst. Ein typisches Beispiel dafür sind Reduktion oder gar Verschlüsse des Abflussquerschnittes durch Treibgut bzw. Feststoffablagerungen (sog. Verklausungen) an Brücken oder sonstigen Verengungen, die je nach Menge und Beschaffenheit des mitgeführten Materials zu spontanem Rückstau und Änderungen des Fließweges führen können. Spontane Wiederauflösungen derartiger Hindernisse können darüber hinaus zu einer massiven Verstärkung der Abflussspitzen führen.

Daher ist es viel schwieriger, Sturzfluten zu erfassen als Flussüberschwemmungen. Insofern liegen nur wenige fundierte Aussagen zu zeitlichen Veränderungen der Sturzflutgefährdung vor, und es ist nicht möglich, eine regionale Differenzierung wie bei den Flussüberschwemmungen vorzunehmen.

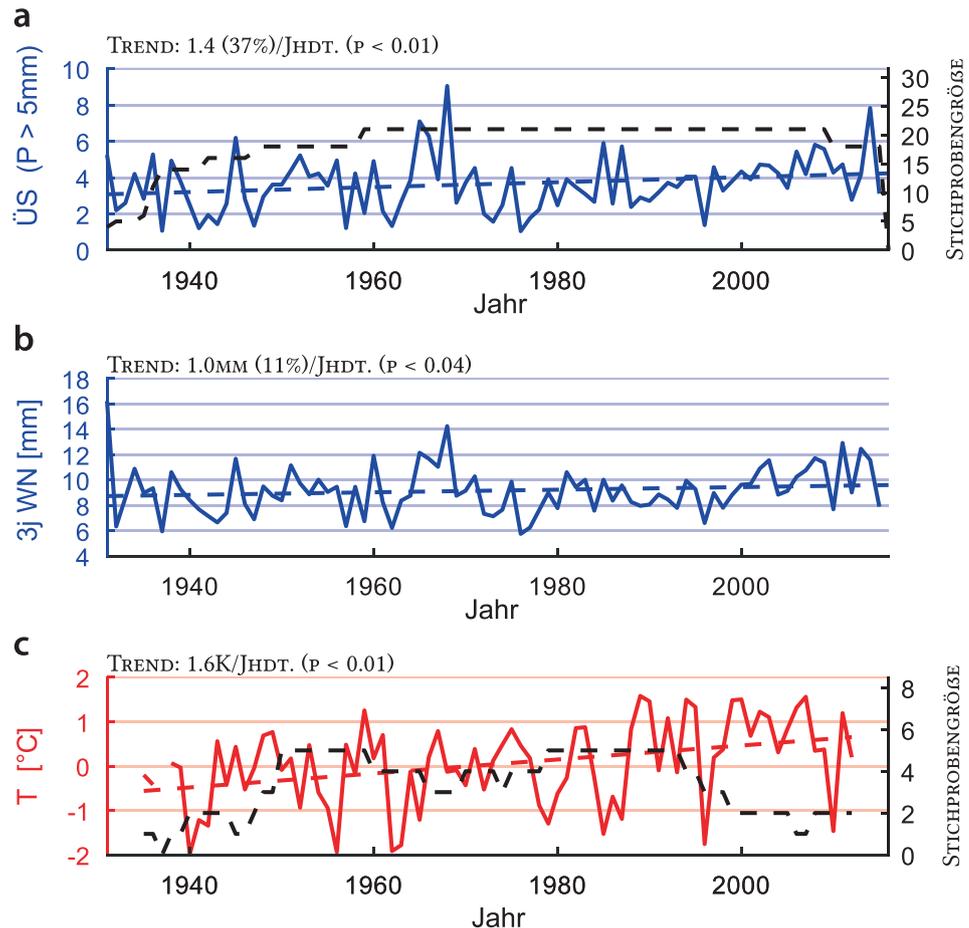
10.2.2 Datenanalyse zur Entwicklung von hochintensiven Starkregenereignissen

In einer Studie berichten Müller und Pfister (2011) über die Analyse langer Niederschlagszeitreihen, die für acht Stationen im Emscher-Lippe-Gebiet in Nordrhein-Westfalen in einer außergewöhnlich hohen zeitlichen Auflösung (1 min) für die letzten 70 Jahre

(1940er-Jahre bis 2009) zur Verfügung standen. Aus diesen Datenreihen wurden Ereignisse mit Dauern von 1 min bis 30 min herausgefiltert, die jeweils Niederschlagsmengen von 1 bis 10 mm überschritten. Ereignisse über einem Schwellenwert der Niederschlagsintensität von 0,3 mm/min bzw. >20 mm/h wurden hinsichtlich Trends und Änderungen statistisch untersucht. Die Ergebnisse zeigen, dass für alle untersuchten Stationen die Anzahl dieser kurz andauernden Niederschlagsereignisse mit starken Intensitäten in den letzten Jahrzehnten zugenommen hat. Diese Trends haben sich in den letzten 35 Jahren noch ausgeprägter gezeigt als in der Zeit davor. Die Trendzunahme war besonders in den Sommermonaten von Juli bis September stark klar erkennbar. Diese Studie belegte zum ersten Mal quantitativ, dass sich das Auftreten solcher hoch intensiven Regenereignisse im Untersuchungsgebiet deutlich verstärkt hat. In einer neuen Studie von Bürger et al. (2021) wurde auf Basis einer ähnlichen Datengrundlage für 21 Stationen in NRW der langjährige (1930er-Jahre bis heute) Trend der 10-minütigen Starkregenintensitäten analysiert. Die statistische Auswertung fand u. a. für die Anzahl der Ereignisse/Jahr für Regenmengen >5 mm/10 min und für die Regenmenge eines dreijährlichen Ereignisses der Zehn-Minuten-Dauerstufe statt. Diese Auswahl erlaubt sowohl eine Darstellung zeitlich sich ändernder Extremwertstatistiken als auch von deren langfristigen Trends.

In  Abb. 10.10 sind die Ergebnisse der über alle 21 Stationen gemittelten Statistiken dargestellt, zusammen mit der Temperatur. Für den Zeitraum von 1931 bis 2016 ergeben sich positive Jahrhunderttrends sowohl für die Anzahl der Ereignisse (+37 % über 100 Jahre bei einem Signifikanzniveau von $p < 0,01$) als auch für den Wert der dreijährlichen Starkniederschläge (+11 %, $p < 0,04$); die mittlere Erwärmung beträgt hier +1,6 °C pro Jahrhundert. Ähnliche Analysen wurden von Bürger et al. (2021) auch für Daten aus Österreich und der Schweiz durchgeführt. Das Ergebnis solcher Studien ist umso bemerkenswerter, da durch die reine Stationsmessung aufgrund der geringen räumlichen Ausdehnung der Starkregenzellen und der geringen räumlichen Dichte des Stationsnetzes viele Starkniederschläge in vielen Regionen gar nicht erfasst werden können. Um diesem Problem zu begegnen, hat der deutsche Wetterdienst im Rahmen des Projekts „Radarklimatologie“ ein Verfahren zur Kombination von Radar- und Stationsmessdaten entwickelt (Winterradt et al. 2019). Damit können Starkniederschläge seit 2001 flächendeckend und räumlich und zeitlich hochauflösend (1 × 1 km, 1 h) für Deutschland erfasst werden. Mit diesen Daten konnte schon gezeigt werden, dass Starkregenereignisse kurzer Dauerstufen losgelöst von der Orografie seit 2001 in allen Regionen Deutschlands gleichermaßen aufgetreten sind. Trends sind aufgrund der relativ kurzen Zeitreihe noch nicht verlässlich extrahierbar.

■ **Abb. 10.10** Entwicklung der Starkregenintensitäten für (maximal) 21 Stationen in NRW. **a** Jährliche Entwicklung der Anzahl extremer Ereignisse, an denen eine Überschreitung ($\ddot{U}S > 5 \text{ mm}/10 \text{ min}$, gemittelt über alle Stationen) vorlag (durchgezogene Linie), mit Trend (gestrichelt). Zum Vergleich die Zahl der verfügbaren Stationen (schwarz gestrichelt). **b** Entwicklung des Extremregens mit einer Dauerstufe von 10 Minuten, Jährlichkeit (WN) 3 Jahre (durchgezogene Linie), mit Trend (gestrichelt). **c** Temperaturentwicklung (1,6 K entspricht $1,6^\circ\text{C}$). Zum Vergleich die Zahl der verfügbaren Stationen (schwarz gestrichelt). (Müller und Pfister 2011)



Zwei weitere Studien analysierten denselben Datensatz: Die Studie von Fiener et al. (2013) für das gleiche Untersuchungsgebiet bestätigt die Kernaussagen, dass der erosionsrelevante Starkregen seit Mitte der 1970er-Jahre signifikant zunimmt; in ihrer Studie gehen sie von einer Zunahme von 21 % pro Jahrzehnt aus. In der Analyse von 5-Minuten-Dauerstufen der ExUS-Studie (NRW 2010) wurden keine statistisch signifikanten Trends für das Auftreten von Extremereignissen in ihrem Analysezeitraum von 1950 bis 2008 gefunden; eine nach Zeiträumen differenzierte Analyse erfolgte in dieser Studie nicht.

Für die Stadtentwässerung kann der Anstieg dieser Starkregen von Bedeutung sein. In der bisherigen Kanalbemessung wird typischerweise eine Dauerstufe von 15 min für den Konzentrationszeitraum von Abflussspitzen eingesetzt. Es bleibt zu überprüfen, inwiefern Starkregen von geringerer Dauerstufe, aber dafür sehr starken Intensitäten in Zukunft etwa bei der Kanalnetzplanung in der Siedlungsentwässerung berücksichtigt werden müssen. Für landwirtschaftlich genutzte Flächen könnte ein vermehrtes Auftreten an erosionsrelevanten Starkregen zu einem Anstieg der Bodenerosionserscheinungen an Hängen, einem Auslaugen der Böden, verstärkten Ausspülen von Nähr-

und Schadstoffen und einer Verlagerung dieser Stoffe in die Oberflächengewässer mit entsprechend negativen Auswirkungen auf die Gewässerökologie führen. Um diese Aussage zu überprüfen, ist die zuvor genannte Radarklimatologie eine vielversprechende Ergänzung zu Stationsdaten. Des Weiteren sind Untersuchungen erforderlich, inwieweit die Entstehungsmechanismen von Niederschlägen und ggf. dazugehörigen Wetterlagen, die Starkregen der beschriebenen Intensitäts- und Dauerstufen ermöglichen, durch eine weitere Klimaerwärmung beeinflusst werden.

10.2.3 Zur künftigen Entwicklung von hoch intensiven Starkregenereignissen

Um zukünftige Auswirkungen des Klimawandels auf die Häufigkeit und Amplitude von Sturzflutereignissen zu ermitteln, bedürfte es Niederschlagsprojektionen für kurze Dauerstufen kleiner als einer Stunde. Derartige Projektionen sind auf Grundlage gegenwärtiger Simulationsmodelle noch kaum verfügbar. So betrachtet beispielsweise eine Auswertung im Rahmen einer ressortübergreifenden Behördenallianz (DWD 2012) lediglich extreme Niederschläge auf Tages-

basis. Ergänzend zur Betrachtung simulierter Niederschlagshöhen aus Klimamodellen hat sich in den vergangenen Jahren eine neue Perspektive entwickelt: die Betrachtung der Abhängigkeit extremer Niederschläge kurzer Dauer von der Lufttemperatur. Grundsätzlich hängt der Einfluss der Lufttemperatur auf den Niederschlag stark von der betrachteten zeitlich-räumlichen Skala ab. Der globale Gesamtniederschlag nimmt im Mittel um etwa 3 % pro Grad Erwärmung zu und ist im Wesentlichen über den latenten Wärmefluss, also in erster Linie Verdunstung und Kondensation, beschränkt (Allen und Ingram 2002). Der Zusammenhang zwischen extremen lokalen Niederschlägen und der Lufttemperatur scheint hingegen deutlich stärker ausgeprägt zu sein. Aus langjährigen Beobachtungsreihen in Westeuropa (Lenderink und van Meijgaard 2008), Deutschland (u. a. Haerter und Berg 2009; Haerter et al. 2010; Bürger et al. 2014) und anderen Kontinenten (Panthou et al. 2014 für Kanada, Mishra et al. 2012 für die USA, Hardwick Jones et al. 2010 für Australien) ergaben sich für Extremintensitäten des stündlichen Niederschlags Werte, die recht gut durch die Clausius-Clapeyron-Beziehung beschrieben werden. Diese besagt – verkürzt –, dass die extremen Regenintensitäten kurzer Dauer nur durch den maximalen Feuchtigkeitsgehalt der Atmosphäre bestimmt werden, welcher seinerseits exponentiell mit der Temperatur zunimmt. Wahrscheinlich variiert der Zusammenhang zwischen Temperatur und Extremniederschlag auch auf subtäglichem Skala (Loriaux et al. 2013) und ist ferner abhängig von der Wetterlage und von den regionalen hydroklimatischen Bedingungen.

Dadurch bietet sich eine neue Perspektive, aus Projektionen über die zukünftige Erwärmung auch Veränderungen zukünftiger Niederschlags-extreme kurzer Dauerstufen abzuleiten. So werden gegenwärtig Ansätze entwickelt, die genannten Beziehungen direkt auf globale Klimaprojektionen anzuwenden und Abschätzungen für zukünftiges Kurzfristverhalten zu gewinnen (Bürger et al. 2014). Aber auch die Möglichkeiten regionaler dynamischer Klimamodellierung zur plausiblen Wiedergabe solcher Starkregenintensitäten, auch in Abhängigkeit von der Lufttemperatur, haben sich verbessert, wie etwa eine neue Studie von Vergara-Temprado et al. (2021) für das Gebiet der Schweiz zeigt.

10.2.4 Pluviale urbane Hochwasser als Folge konvektiver Starkregenereignisse

Pluviale urbane Hochwasser sind Überschwemmungen bzw. Einstauereignisse, die direkt aus Starkregenereignissen in urbanen Gebieten bzw. Ortschaften entstehen

ohne vorherige Abflusskonzentration in einem Fließgewässersystem. Sie können prinzipiell überall auftreten, wo es konvektive, hochintensive Starkniederschläge gibt. Die Lage des Gebietes innerhalb des Einzugsgebietes und die Entfernung zu einem Fluss hat vergleichsweise geringeren Einfluss. Daher ist eine Analyse für die Risiken aus pluvialen urbanen Hochwasserereignissen und ein entsprechendes Management für jede Kommune angeraten. Für die Entstehung eines pluvialen Hochwassers ist zum einen die Intensität des Starkregens verantwortlich, zum anderen auch der Anteil der versiegelten Flächen und die Wasserablenkungs- und Wasserspeicherkapazität des Abwassersystems. Daher ist für die beobachtete Häufung von pluvialen Hochwassern in den letzten Jahrzehnten nicht alleine die in 10.2.2 beschriebene Häufung von Starkregenereignissen in Deutschland verantwortlich, sondern dazu kann auch eine örtliche zunehmende Versiegelung der urbanen Räume oder zunehmende Verdichtung von Bodenoberflächen beigetragen haben. Natürlich ist für das letztliche Hochwasserrisiko auch eine eventuelle Zunahme des Schadenspotenzials sehr relevant. Detaillierte Studien zur Ausdifferenzierung der für zunehmende pluviale urbane Ereignisse und dadurch verursachte Schäden verantwortlichen Faktoren existierten in der Literatur allerdings bislang nur vereinzelt. Kaspersen et al. (2017) haben jedoch eine Studie zur pluvialen Hochwassergefährdung für drei mitteleuropäische Städte – Wien, Odense und Straßburg – durchgeführt, deren Ergebnisse auch für deutsche Kommunen aufgrund der ähnlichen klimatischen und städtebaulichen Verhältnisse relevant sein dürften. In dieser Studie wurde die Änderung der Starkniederschläge über die Auswertung von zehn regionalen CORDEX-Klimasimulationen für den Referenzzeitraum von 1986 bis 2005 im Vergleich zum Zeitraum von 2081 bis 2100 mittels Extremwertstatistik abgeschätzt, jeweils für das „milde“ Klimaszenario RCP4.5 (+1,8 °C in 2100) und das extreme Szenario RCP8.5 (+3,7 °C in 2100). Die horizontale Auflösung der regionalen Klimamodelle betrug hierbei 50 km, für solche Ereignisse also sehr grob. Das bedeutet, dass sehr kleinräumige konvektive Ereignisse mit Dauern von unter einer Stunde, wie in 10.2.3 beschrieben, nicht berücksichtigt wurden.

Bei der Auswertung der Simulationen zeigte sich, dass sich im Mittel über alle Klimamodelle die Intensitäten der Starkregenereignisse – wie auch für ländliche Gebiete – für alle drei Städte unter beiden Klimaszenarien und für alle betrachteten Wiederkehrintervalle (10–100-jährlich) erhöhen würden. Für Wien und Straßburg wurde berechnet, dass sich im Mittel über alle Klimamodelle die 10-jährlichen Starkniederschlagsereignisse um ca. 12 % (RCP4.5) bzw. ca. 25 % (RCP8.5) erhöhen würden. Für die Intensität der 100-jährlichen Ereignisse wurde hingegen eine Er-

höhung um ca. 20 % (RCP4.5), bzw. ca. 35 % im Mittel abgeleitet. Für Odense in Dänemark wurden geringere Erhöhungen zwischen 7 und 20 % ermittelt. Die Unsicherheit, die sich aus den verschiedenen Klimamodellen ergibt, ist zwar relativ hoch, insbesondere für die hohen Wiederkehrintervalle, aber die Wahrscheinlichkeit einer Erhöhung der Intensitäten der Starkniederschläge für Mitteleuropa – und damit auch Deutschland – muss aufgrund der weiterhin fortschreitenden Erwärmung des Erdklimas als sehr hoch angenommen werden. Aufgrund der ähnlichen Klimazonen können die Ergebnisse für Wien und Straßburg als Anhaltspunkt für die Entwicklung der Starkniederschläge im Süden Deutschlands angesehen werden, während die Ergebnisse für Odense für den Norden Deutschlands relevanter erscheinen.

Entsprechend der Erhöhung der Intensitäten der Starkniederschläge ermittelten Kaspersen et al. (2017) auch eine Ausdehnung der potenziellen Überflutungsflächen, die ebenfalls für die extremen Ereignisse (50- bis 100-jährliche Wiederkehrintervalle) prozentual größer ausfallen als für die 10- bis 20-jährlichen Ereignisse. Die ermittelte zukünftige erhöhte Überschwemmungsgefährdung für relativ häufige Starkregenereignisse (< 10–0-jährlich) lag in dieser Studie in der gleichen Größenordnung wie diejenige, welche infolge der Zunahmen der Versiegelung in den drei Städten (zwischen 7,5 % bis 11,6 %) für den Zeitraum von 1984 bis 2014 errechnet wurde. Eine erhöhte Überschwemmungsgefährdung bzw. -wahrscheinlichkeit kann für diese relativ häufig auftretenden Ereignisse aber zumindest teilweise durch einen fortschreitenden Ausbau der urbanen Entwässerungssysteme und/oder dezentraler urbaner Wasserrückhalte ausgeglichen werden, wie es etwa in den genannten Städten bereits gezeigt wurde. Für die extremen Ereignisse müssen allerdings weitere, ergänzende Anpassungsmaßnahmen gefunden werden.

10.3 Kurz gesagt

Hochwasser in Flussgebieten werden in lokale, plötzliche Sturzfluten und in Hochwasser größerer Flüsse unterschieden. Hinzu kommen pluviale Hochwasser und Überschwemmungen, welche im Prinzip unabhängig von Flusssystemen auftreten können.

Für Deutschland zeigen sich für die Periode von 1951 bis 2002 an größeren Flüssen Trends in den jährlichen Höchstabflüssen an etwa einem Drittel der untersuchten Pegel. Die große Mehrheit dieser Trends ist positiv, also zunehmende Hochwasserwerte. Die Einzugsgebiete der Donau und des Rheins zeigen die meisten Trends, Weser und Elbe deutlich weniger.

Bezüglich der für Sturzfluten relevanten extremen Niederschlagsintensitäten in kurzen Zeiträumen (wenige Minuten) zeigen neue Analysen, u. a. im Emscher-

Lippe-Gebiet, dass solche Ereignisse in den letzten Dekaden signifikant zugenommen haben, was für agrar- und urbanhydrologische Fragestellungen von hoher Bedeutung sein kann. Diese Erhöhung der Starkregenintensitäten kann eine Ertüchtigung der urbanen Abwassersysteme – inklusive urbaner Rückhaltmöglichkeiten – erfordern, um die Folgen der erhöhten pluvialen Hochwassergefährdung für die Kommunen abzumildern. Mit dem in der Zukunft weitergehende Erwärmung wird auch die Häufigkeit und Intensität von konvektiven Starkregenereignissen zunehmen und damit auch die Wahrscheinlichkeit von Sturzfluten und pluvialen urbanen Überschwemmungen.

Bei den Simulationen der bis ca. 2100 zu erwartenden Hochwasserbedingungen an den größeren Flüssen fällt die enorme Unsicherheit der Ergebnisse ins Gewicht. Es wird an manchen Flüssen eine Zunahme der Hochwasserabflüsse projiziert, die bei Pegeln mit nivalem Regime geringer ausfällt als bei den Pegeln mit pluvialem Regime. Diese Projektionen sind physikalisch plausibel und korrespondieren mit den projizierten Niederschlagsänderungen. Die Unsicherheiten sind allerdings immer noch beträchtlich. Gleichwohl sollten aufgrund der überwiegend positiven Tendenzen Möglichkeiten von Anpassungsmaßnahmen bei neuen Vorhaben des Hochwassermanagements erwogen werden.

Literatur

- Allen MR, Ingram WI (2002) Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature* 419(6903):224–232
- Bayerisches Landesamt für Umwelt (2020) Das Bayerische Klimaprojektionsensemble, Audit und Ensemblebildung. S 55
- Blöschl G, Hall J, Parajka J et al (2017) Changing climate shifts timing of European floods. *Science* 357(6351):588–590. ► <https://doi.org/10.1126/science.aan2506>
- Blöschl G, Hall J, Viglione A et al (2019) Changing climate both increases and decreases European river floods. *Nature* 573(7772):108–111. ► <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1495-6>
- Borga M, Anagnostou EN, Bloeschl G, Creutin J-D (2011) Flash flood forecasting, warning and risk management: the HYDRATE project. *Environ Sci Policy* 14:834–844
- Bormann H (2010) Runoff regime changes in German rivers due to climate change. *Erdkunde* 64(3):257–279
- Bormann H, Pinter N, Elfert S (2011) Hydrological signatures of flood trends on German rivers: flood frequencies, flood heights and specific stages. *J Hydrol* 404:50–66
- Bormann H, Keschull J, Ahlhorn F, Spiekermann J, Schaal P (2018) Modellbasierte Szenarioanalyse zur Anpassung des Entwässerungsmanagements im nordwestdeutschen Küstenraum. *Wasser und Abfall* 20(7/8):60–66
- Bronstert A, Kolokotronis V, Schwandt D, Straub H (2007) Comparison and evaluation of regional climate scenarios for hydrological impact analysis: general scheme and application example. *Int J Climatol* 27:1579–1594
- Bronstert A, Kneis D, Bogena H (2009) Interaktionen und Rückkopplungen beim hydrologischen Wandel: Relevanz und Möglichkeiten der Modellierung. *Hydrol Wasserbewirtsch* 53(5):289–304

- Bronstert A, Agarwal A, Boessenkool B, Crisologo I, Fischer M, Heistermann M, Köhn-Reich L, López-Tarazón JA, Moran T, Ozturk U, Reinhardt-Imjela C, Wendi D (2018) Forensic hydro-meteorological analysis of an extreme flash flood: the 2016-05-29 event in Braunsbach, SW Germany. *Sci Total Environ* 630:977–991. ► <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.02.241>
- Bronstert A, Agarwal A, Boessenkool B, Fischer M, Heistermann M, Köhn-Reich L, Moran T, Wendi D (2017) Die Sturzflut von Braunsbach am 29. Mai 2016 – Entstehung, Ablauf und Schäden eines „Jahrhundertereignisses“. Teil 1: meteorologische und Hydrologische Analysen. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 61(3):150–162
- Bürger G (2003) Rhein-Hochwasser und ihre mögliche Intensivierung unter globaler Erwärmung: die Überlagerung von Schmelz- und Niederschlagseffekten. Universität Potsdam, Institut für Geoökologie (unveröffentlichte Studie)
- Bürger G, Heistermann M, Bronstert A (2014) Towards sub-daily rainfall disaggregation via Clausius-Clapeyron. *J Hydrometeorol* 15:1303–1311
- Bürger G, Pfister A, Bronstert A (2021) Zunehmende Starkregenintensitäten als Folge der Klimaerwärmung. datenanalyse und Zukunftsprojektion; Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 65(6). ► https://doi.org/10.5675/HyWa_2021.6_1
- Busch D, Schirmer M, Schuchardt B, Ullrich P (1989) Historical changes of the river Weser. In: Petts GE (Hrsg) *Historical change of large alluvial rivers: Western Europe*. Wiley, Chichester, S 297–321
- Christensen JH, Christensen OB (2003) Severe summertime flooding in Europe. *Nature* 421:805–806
- DWD (2012) Auswertung regionaler Klimaprojektionen für Deutschland hinsichtlich der Änderung des Extremverhaltens von Temperatur, Niederschlag und Windgeschwindigkeit. Abschlussbericht, Oktober 2012, Offenbach, Main, S 153
- FGG Donau (2020). *Bewirtschaftungsplan Donau; Umsetzung der Wasserrahmenrichtlinie; Bewirtschaftungszeitraum 2022 bis 2027*. Flussgebietsgemeinschaft Donau. München, 2020, S 218 ► http://www.fgg-donau.bayern.de/wrrl/anhoerung/doc/01a_bwp3_donau_entwurf_dez2020_aj.pdf
- Fiener P, Neuhaus P, Botschek J (2013) Long-term trends in rainfall erosivity – analysis of high resolution precipitation time series (1937–2007) from Western Germany. *Agric For Meteorol* 171–172(2013):115–123
- Gerstengarbe F-W, Werner PC, Rüge U (1999) *Katalog der Großwetterlagen Europas (1881–1998)*. Nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky, 5. Aufl. Potsdam/Offenbach a. M.
- Haberlandt U, Belli A, Hölscher J (2010) Trends in beobachteten Zeitreihen von Temperatur und Niederschlag in Niedersachsen. *Hydrol Wasserbewirtschaft* 54:28–36
- Haerter JO, Berg P (2009) Unexpected rise in extreme precipitation caused by a shift in rain type? *Nat Geosci* 2:372–373
- Haerter JO, Berg P, Hagemann S (2010) Heavy rain intensity distributions on varying time scales and at different temperatures. *J Geophys Res: Atmospheres* 115(D17):2156–2202
- Hardwick Jones R, Westra S, Sharma A (2010) Observed relationships between extreme sub-daily precipitation, surface temperature, and relative humidity. *Geophys Res Lett* 37:L22805
- Hartmann DL, Klein Tank AMG, Rusticucci M, Alexander LV, Brönnimann S, Charabi Y, Dentener FJ, Dlugokencky EJ, Easterling DR, Kaplan A, Soden BJ, Thorne PW, Wild M, Zhai PM (2013) Observations: atmosphere and surface. In: Stocker TF, Qin D, Plattner G-K, Tignor M, Allen SK, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V, Midgley PM (Hrsg) *Climate change 2013: the physical science basis*. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge University Press, Cambridge
- Hattermann FF, Kundzewicz ZW, Huang S, Vetter T, Kron W, Burghoff O, Merz B, Bronstert A, Krysanova V, Gerstengarbe F-W, Werner P, Hauf Y (2012) Flood risk in holistic perspective – observed changes in Germany. In: Kundzewicz ZW (Hrsg) *Changes in flood risk in Europe*. Special Publication No 10. IAHS Press, Wallingford, Oxfordshire, UK (Ch 11)
- Hattermann FF, Kundzewicz ZW, Huang S, Vetter T, Gerstengarbe FW, Werner P (2013) Climatological drivers of changes in flood hazard in Germany. *Acta Geophys* 61(2):463–477
- Hattermann FF, Huang S, Burghoff O, Willems W, Österle H, Büchner M, Kundzewicz ZW (2014) Modelling flood damages under climate change conditions – a case study for Germany. *Nat Haz Earth Sys Sci* 14(12):3151–3168. ► <https://doi.org/10.5194/nhess-14-3151-2014>
- Hattermann FF, Huang S, Burghoff O, Hoffmann P, Kundzewicz ZW (2016) An update of the article ‚Modelling flood damages under climate change conditions – a case study for Germany‘ [Brief Communication]. *Nat Haz Earth Sys Sci* 16(7):1617–1622. ► <https://doi.org/10.5194/nhess-16-1617-2016>
- Hattermann FF, Wortmann M, Liersch S et al (2018) Simulation of flood hazard and risk in the Danube basin with the future Danube model. *Clim Serv* 12:14–26. ► <https://doi.org/10.1016/j.climserv.2018.07.001>
- HSK (1978) *Schlussbericht der Hochwasser-Studienkommission für den Rhein*
- Hundecca Y, Merz B (2012) Exploring the relationship between changes in climate and floods using a model-based analysis. *Water Resour Res* 48:W04512. ► <https://doi.org/10.1029/2011WR010527>
- IKSR (2012) *Nachweis der Wirksamkeit von Maßnahmen zur Minderung der Hochwasserstände im Rhein*. Internationale Kommission zum Schutze des Rheins, Bericht 199. ► www.iksr.org/uploads/media/199_d.pdf
- Jacob D, Göttel H, Kotlarski S, Lorenz P, Sieck K (2008) *Klimaauswirkungen und Anpassung in Deutschland – phase 1: erstellung regionaler Klimaszenarien für Deutschland*. Climate Change 11/08. Umweltbundesamt, Dessau-Roßlau
- Jiménez Cisneros BE, Oki T, Arnell NW et al (Hrsg) *Climate change 2014: impacts, adaptation, and vulnerability*. Part A: global and sectoral aspects. Contribution of working group II to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge University Press, Cambridge, S 229–269
- Jonkman SN (2005) *Global Perspectives on loss of human life caused by floods*. *Nat Hazards* 34:2
- Kaspersen PS, Høegh Ravn N, Arnbjerg-Nielsen K, Madsen H, Drews M (2017) Comparison of the impacts of urban development and climate change on exposing European cities to pluvial flooding. *Hydrol Earth Syst Sci* 21:4131–4147. ► <https://doi.org/10.5194/hess-21-4131-2017>
- Kemter M, Merz B, Marwan N, Vorogushyn S, Blöschl G (2020) Joint trends in flood magnitudes and spatial extents across Europe. *Geophys Res Lett* 47(7):e2020GL087464. ► <https://doi.org/10.1029/2020gl087464>
- KLIWA (2013) *Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft*. Fachvorträge beim 5. KLIWA-Symposium, Würzburg, 06. und 07.12.2012. KLIWA Heft, Bd. 19
- KLIWA (2016) *Klimawandel in Süddeutschland – Veränderungen von meteorologischen und hydrologischen Kenngrößen*. Klimamonitoring im Rahmen des Kooperationsvorhabens KLIWA. Monitoringbericht 2016
- KLIWA (2018) *KLIWA-Kurzbericht: Ergebnisse gemeinsamer Abflussprojektionen für KLIWA und Hessen basierend auf SRES A1B*, im Rahmen des Kooperationsvorhabens KLIWA – klimaveränderungen und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft
- KLIWA (2021) *Klimawandel in Süddeutschland – Veränderungen von meteorologischen und hydrologischen Kenngrößen*, Klimamonitoring im Rahmen des Kooperationsvorhabens KLIWA, Monitoringbericht 2021
- Krysanova V, Müller-Wohlfeil DI, Becker A (1998) Development and test of a spatially distributed hydrological/water quality model for mesoscale watersheds. *Ecol Model* 106:261–289

- Kundzewicz ZW, Menzel L (2005) Natural flood reduction strategies – a challenge. *Int J River Basin Manage* 3(2):125–131
- Kundzewicz ZW, Ulbrich U, Brücher T, Graczyk D, Krüger A, Leckebusch G, Menzel L, Pinskiwar I, Radziejewski M, Szwed M (2005) Summer floods in Central Europe – climate change track? *Nat Hazards* 36:165–189
- Lenderink G, van Meijgaard E (2008) Increase in hourly precipitation extremes beyond expectations from temperature changes. *Nat Geosci* 1(8):511–514
- Loriaux JM, Lenderink G, De Roope SR, Siebesma AP (2013) Understanding convective extreme precipitation scaling using observations and an entraining plume model. *J Atmo Sci* 130814132040006. ► <https://doi.org/10.1175/JAS-D-12-0317.1>
- LWI-HYWA (2012) PANTA RHEI Benutzerhandbuch – Programmdokumentation zur hydrologischen Modellsoftware. Leichtweiß-Institut für Wasserbau (LWI), Abteilung Hydrologie, Wasserwirtschaft und Gewässerschutz (HYWA), Technische Universität Braunschweig, Braunschweig
- Menzel L (2008) Modellierung hydrologischer Auswirkungen von Klimaänderungen. In Kleeberg H-B (Hrsg) *Klimawandel – was kann die Wasserwirtschaft tun?* Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Bd. 24.08. Eigenverlag, Hennef, S 35–51
- Menzel L, Bürger G (2002) Climate change scenarios and runoff response in the Mulde catchment (Southern Elbe, Germany). *J Hydrol* 267:53–64
- 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. *Hydrol Earth Syst Sci* 16:1379–1387. ► <https://doi.org/10.5194/hess-16-1379-2012>
- Mishra V, Wallace JM, Lettenmaier DP (2012) Relationship between hourly extreme precipitation and local air temperature in the United States. *Geophys Res Lett* 39:L16403
- Mudelsee M, Börngen M, Tetzlaff G, Grünewald G (2003) No upward trends in the occurrence of extreme floods in central Europe. *Nature* 425:166–169
- Mudelsee M, Deutsch M, Börngen M, Tetzlaff G (2006) Trends in flood risk of the river Werra (Germany) over the past 500 years. *Hydrol Sci J* 51(5):818–833
- Müller EN, Pfister A (2011) Increasing occurrence of high-intensity rainstorm events relevant for the generation of soil erosion in a temperate lowland region in Central Europe. *J Hydrol* 411(3):266–278
- NLWKN (2012) *Globaler Klimawandel – Wasserwirtschaftliche Folgenabschätzung für das Binnenland. Oberirdische Gewässer*, Bd. 33. Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz, Hildesheim
- NN (2013) *KLIFF – Klimafolgenforschung Niedersachsen*. ► <http://www.kliff-niedersachsen.de.vweb5-test.gwdg.de/>
- NRW (2010) *ExUS Extremwertstatistische Untersuchungen von Starkregen in Nordrhein-Westfalen*, aqua_plan GmbH, hydro & meteo GmbH & Co. KG und dr. papadakis GmbH
- Ott I, Duethmann D, Liebert J, Berg P, Feldmann H, Ihringer J, Kunstmann H, Merz B, Schaedler G, Wagner S (2013) High-resolution climate change impact analysis on medium-sized river catchments in Germany: an ensemble assessment. *J Hydrometeorol* 14:1175–1193. ► <https://doi.org/10.1175/JHM-D-12-091.1>
- Panthou G, Mailhot A, Laurence E, Talbot G (2014) Relationship between surface temperature and extreme rainfalls: a multi-time-scale and event-based analysis. *J Hydrometeorol* 15:1999–2011
- Petrow T, Merz B (2009) Trends in flood magnitude, frequency and seasonality in Germany in the period 1951–2002. *J Hydrol* 371(1–4):129–141. ► <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.03.024>
- Petrow T, Zimmer J, Merz B (2009) Changes in the flood hazard in Germany through changing frequency and persistence of circulation patterns. *Nat Hazards Earth Syst Sci (HNESS)* 9:1409–1423 (► www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/9/1409/2009)
- Pfister A (2006) *Niederschlag als Input für Niederschlag-Abfluss-Modelle im Emscher- und Lippegebiet. Niederschlag – input für hydrologische Berechnungen: Beiträge zum Seminar am 26./27. April 2006 in Magdeburg*, 103–123
- Rottler E, Francke T, Bürger G, Bronstert A (2020) Long-term changes in Central European river discharge 1869–2016: impact of changing snow covers, reservoir constructions and an intensified hydrological cycle. *Hydrol Earth Syst Sci* 24:1721–1740. ► <https://doi.org/10.5194/hess-24-1721-2020>
- Rottler E, Vormoor K, Francke T, Warscher M, Strasser U, Bronstert A (2021a) Elevation-dependent compensation effects in snowmelt in the Rhine River Basin upstream gauge Basel. *Hydrol Res*. ► <https://doi.org/10.2166/nh.2021.092>
- Rottler E, Bronstert A, Bürger G, Rakovec O (2021b) Projected changes in Rhine river flood seasonality under global warming. *Hydrol Earth Syst Sci* 25(5):2353–71. ► <https://doi.org/10.5194/hess-25-2353-2021>
- Schmocker-Fackel P, Naef F (2010) More frequent flooding? Changes in flood frequency in Switzerland since 1850. *J Hydrol* 381:1–2 (1–8)
- SMHI (2008) *Integrated hydrological modelling system – manual version 6.0*. Swedish Meteorological and Hydrological Institute
- Spekat A, Enke W, Kreienkamp F (2007) Neuentwicklung von regional hoch aufgelösten Wetterlagen für Deutschland und Bereitstellung regionaler Klimaszenarios auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit dem Regionalisierungsmodell WETTREG auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit ECHAM5/MPI-OM T63L31 2010 bis 2100 für die SRESzenarios B1, A1B und A2, Forschungsprojekt im Auftrag des Umweltbundesamtes (UBA). *FuE-Vorhaben Förderkennzeichen 204(41):138*
- Spiekermann J, Ahlhorn F, Bormann H, Kecsull J (2018) *Zukunft der Binnenentwässerung: Strategische Ausrichtung in Zeiten des Wandels. Eine Betrachtung für das Verbandsgebiet des I. Entwässerungsverbandes Emden, Universität Oldenburg*. ► <https://uol.de/klever/ergebnisbroschuer/>
- Sturm K, Glaser R, Jacobeit J, Deutsch M, Brazdil R, Pfister C, Luterbacher J, Wanner H (2001) Hochwasser in Mitteleuropa seit 1500 und ihre Beziehung zur atmosphärischen Zirkulation. *Petermanns Geogr Mitt* 145(6):14–23
- Vergara-Temprado J, Ban N, Schär C (2021) Extreme sub-hourly precipitation intensities scale close to the Clausius-Clapeyron rate over Europe. *Geo Res Let* 48:e2020GL089506. ► <https://doi.org/10.1029/2020GL089506>
- Vorogushyn S, Merz B (2013) Flood trends along the Rhine: the role of river training. *Hydrol Earth Syst Sci* 17(10):3871–3884
- Wallner M, Haberlandt U, Dietrich J (2013) A one-step similarity approach for the regionalization of hydrological model parameters based on Self-Organizing Maps. *J Hydrol* 494:59–71
- Winterradt T, Brendel T, Junghänel T, Klameth A, Lengfeld K, Walwender E, Weigl E, Hafer M, Becker A (2019) An overview of the new radar-based precipitation climatology of the Deutscher Wetterdienst – data, methods, products. 11th International Workshop on Precipitation in Urban Areas. ETH-Research Collection. ► <https://doi.org/10.3929/ethz-b-000347607>

Open Access Dieses Kapitel wird unter der Creative Commons Namensnennung 4.0 International Lizenz (► <http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/deed.de>) veröffentlicht, welche die Nutzung, Vervielfältigung, Bearbeitung, Verbreitung und Wiedergabe in jeglichem Medium und Format erlaubt, sofern Sie den/die ursprünglichen Autor(en) und die Quelle ordnungsgemäß nennen, einen Link zur Creative Commons Lizenz beifügen und angeben, ob Änderungen vorgenommen wurden.

Die in diesem Kapitel enthaltenen Bilder und sonstiges Drittmaterial unterliegen ebenfalls der genannten Creative Commons Lizenz, sofern sich aus der Abbildungslegende nichts anderes ergibt. Sofern das betreffende Material nicht unter der genannten Creative Commons Lizenz steht und die betreffende Handlung nicht nach gesetzlichen Vorschriften erlaubt ist, ist für die oben aufgeführten Weiterverwendungen des Materials die Einwilligung des jeweiligen Rechteinhabers einzuholen.

