## Professur für Hydrologie

Albert-Ludwigs-Universität Freiburg

Lukas Kopp

# Starkniederschläge in Deutschland: Räumliche Muster und Jährlichkeiten

Referent: Prof. Dr. Markus Weiler Korreferent: Prof. Dr. Carsten Dormann

Masterarbeit unter Leitung von Prof. Dr. Markus Weiler Freiburg, 15. April 2019

## Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis							
Та	belle	nverzeichnis	IV				
Ał	okürz	zungsverzeichnis	V				
1	Ein	Einleitung					
	1.1	Arten von Starkniederschlägen	3				
	1.2	Auswirkungen bisheriger Starkniederschlagsereignisse	3				
	1.3	Entstehung von konvektiven Starkniederschlägen	5				
	1.4	Methodische Hintergründe	6				
	1.5	Stand der Starkregenkartierung in Deutschland	8				
2	Ziel	setzung	11				
3	Mat	Material & Methoden					
	3.1	Software	14				
	3.2	Datengrundlage	14				
	3.3	Datenaufbereitung	15				
	3.4	Extremwertstatistik	17				
	3.5	Räumliche Interpolation und Kartenerstellung	23				
4	Ergebnisse						
	4.1	Räumliche und zeitliche Abdeckung	25				
	4.2	Ergebnisse der Auffüllung	27				
	4.3	Voranalyse zu den Verteilungen	35				
	4.4	Anpassen der Verteilungen	39				
	4.5	Räumliche Interpolation	43				
	4.6	Resultierende Starkniederschlagshöhen	45				
	4.7	Kreuzvalidierung	50				
5	Diskussion						
	5.1	Diskussion der Datengrundlage	56				
	5.2	Diskussion der Methoden	57				
	5.3	Ausblick	63				
6	Fazit						
Li	terat	urverzeichnis	67				

# Abbildungsverzeichnis

1	Schematischer Ablauf der methodischen Schritte der Datenauswertung	13
2	Perzentile der Stationseigenschaften.	25
3	Karte der Anzahl der Stationsjahre je Station	26
4	Karte der Stationen der verschiedenen Betreiber und der zugehörigen Thiessen-	
	Polygone	27
5	Anzahl und mittlere Distanz zu Tochterstationen.	28
6	Höchster und niedrigster Übertragungsfaktor je Station.	29
7	Karte der höchsten und niedrigsten Übertragungsfaktoren je Station.	30
8	Karte der Anzahl an Grenzwertüberschreitungen der Übertragungsfaktoren je	
	Station	31
9	Karte der mittleren Distanzveränderung zu Tochterstationen im Zuge der Auffüllu	ng
	je Station	32
10	Karte der durch die Auffüllung resultierenden Stationsjahre für jede Station. $\ .$	33
11	Karte der mittleren Niederschlagshöhe eines Ereignisses je Station nach Ab-	
	schluss der Auffüllung	34
12	Anpassung der Verteilungsparameter über die Dauerstufen für Station 00410.	35
13	Anpassung der Verteilungsparameter über die Dauerstufen für Station 43219.	36
14	Verteilungsvergleich für Station 00410.	37
15	Verteilungsvergleich für Station 43219.	38
16	Karte der aus den Verteilungen abgeleiteten Niederschlagshöhen jeder Station	
	a)	39
17	Karte der aus den Verteilungen abgeleiteten Niederschlagshöhen jeder Station	
	b)	40
18	Karte der aus den Verteilungen abgeleiteten Niederschlagshöhen jeder Station	
	c)	41
19	Karte der aus den Verteilungen abgeleiteten Niederschlagshöhen jeder Station	
	d)	42
20	Interpolierte Parameter für die Dauerstufenfunktion des Lageparameters	43
21	Interpolierte Parameter für die Dauerstufenfunktion des Skalenparameters	44
22	Interpolierte Parameter für die Dauerstufenfunktion des Formparameters	45
23	Karte der Niederschlagshöhe für Dauerstufe D = 15 Minuten und Jährlichkeit	
	$T = 100. \ldots $	46
24	Vergleich der Niederschlagshöhe für Dauerstufe D = 15 Minuten zwischen	
	Jährlichkeit T = 50 und 100	47
25	Karte der Niederschlagshöhe für Dauerstufe D = 360 Minuten und Jährlichkeit	
	$T = 100. \dots $	48

26	Vergleich der Niederschlagshöhe für Dauerstufe D = 360 Minuten zwischen	
	Jährlichkeit T = 50 und 100	49
27	Vergleich der Niederschlagshöhen der Stationen und des Rasters für Dauerstu-	
	fe D = 15 Minuten	50
28	Vergleich der Niederschlagshöhen der Stationen und des Rasters für Dauerstu-	
	fe D = 360 Minuten	50
29	Ergebnisse der Kreuzvalidierung für Dauerstufe D = 15 und Jährlichkeit T = 100.	51
30	Ergebnisse der Kreuzvalidierung für Dauerstufe D = 60 und Jährlichkeit T = 100.	52
31	Ergebnisse der Kreuzvalidierung für Dauerstufe D = 120 und Jährlichkeit T =	
	100	52
32	Ergebnisse der Kreuzvalidierung für Dauerstufe D = 360 und Jährlichkeit T =	
	100	53
33	Prozentuale Differenzen der beiden Regressionsmodelle für alle 4 Dauerstufen.	54

## Tabellenverzeichnis

1	Bedeutende Starkniederschlagsereignisse der letzten Jahre	4
2	Stationen für die Verteilungs-Voranalyse	21
3	Perzentile der Differenzen zwischen Ereignissen und aus Verteilungen berech-	
	neten Niederschlägen	61

## Abkürzungsverzeichnis

AIC Akaike information criterion
ATV Abwassertechnische Vereinigung
D Dauerstufe (Dauer eines Niederschlagsereignisses in Minuten)
DGM Digitales Geländemodell
DWD Deutscher Wetterdienst
GEV Generalisierte Extremwertverteilung
IDF Intensity-duration-frequency (Intensität-Dauer-Wiederkehrzeit)
KOSTRA Koordinierte Starkniederschlagsregionalisierung und -auswertung
MGN Maximale Gebietsniederschläge
PMP Probable maximum precipitation
T Jährlichkeit/Wiederkehrzeit eines Niederschlagsereignisses in Jahren

#### Zusammenfassung

Starkniederschlagsereignisse verdeutlichen mit ihren teilweise hohen materiellen und finanziellen Schäden die Relevanz hydro-meteorologischer Auswertungen als Basis für die wasserwirtschaftliche Planung. Die Abschätzung solcher Starkniederschläge als Bemessungsregen für viele bauliche und planerische Maßnahmen wird punktuell für die Standorte von Niederschlagsstationen getroffen. Als Starkregenkartierung erhält die Regionalisierung solcher stationsbasierter Daten eine wichtige Rolle, um auch für Standorte, zu denen keine Stationsdaten vorliegen, entsprechende Niederschlagshöhen abschätzen zu können. Bisher stellt diesbezüglich das Kartenwerk der KOSTRA-Analysen (Koordinierte Starkniederschlagsregionalisierung und -auswertung) des Deutschen Wetterdiensts das wichtigste Referenzwerk dar. Aufgrund der für extreme konvektive Niederschlagsereignisse nicht ausreichenden Datengrundlage und Methodik der KOTSRA-Analysen, wurde in Baden-Württemberg eine räumlich und zeitlich hochauflösende Starkniederschlagskartierung durchgeführt. Auf dieser Basis aufbauend, werden in dieser Arbeit u.a. neue hochaufgelöste Niederschlagsdatensätze des Deutschen Wetterdiensts von über 1000 Stationen ausgewertet. Das Verfahren umfasst hierbei die Qualitätsprüfung und Vereinigung der Daten, die Ermittlung der höchsten sommerlichen Starkniederschlagsereignisse jeder Station für 14 Dauerstufen, die Verlängerung der Ereignistabellen anhand benachbarter Stationen, die Anpassung von Paretoverteilungen an die Ereignistabellen, die Berechnung dauerstufenabhängiger Funktionen für die Verteilungsparameter und schließlich die räumliche Interpolation anhand der Parameter dieser Dauerstufenfunktionen. Die räumlich und zeitlich insgesamt gut aufgelöste Datengrundlage und die verwendete Methode ermöglichen eine Abschätzung extremer Starkniederschläge und ihrer Jährlichkeiten und können zur Erstellung hoch aufgelöster Karten für ganz Deutschland genutzt werden. In den Ergebnissen sind einige Übereinstimmungen mit den KOSTRA-Analysen und der Studie in Baden-Württemberg zu erkennen, z.B. in der allgemeinen Höhe und Spanne der Werte, jedoch auch einige Unterschiede in den räumlichen Mustern. Dennoch ist die verwendete Methode auch mit Einschränkungen verbunden, z.B. aufgrund von Schätzfehlern in den Niederschlagshöhen, die durch die Anpassung der Verteilungen und durch die räumliche Interpolation entstehen.

**Schlagwörter:** Starkregen, Niederschlagsstatistik, Extremwertverteilung, Wiederkehrzeiten, räumliche Interpolation

### 1 Einleitung

Die Bundesrepublik Deutschland, im Übergangsraum vom atlantisch zum eher kontinental geprägten gemäßigten Klima, hat einen durchschnittlichen Jahresniederschlag von 789 mm. Die hierbei auftretenden räumlichen Schwankungen liegen häufig zwischen unter 600 mm im Zentrum und Nordosten und über 1500 mm in den Alpen und Teilen des Schwarzwalds. Insgesamt haben die Jahresniederschläge in Deutschland innerhalb der letzten 136 Jahre um 9% zugenommen. Schwankungen schlagen sich auch innerhalb eines Jahres in Form von saisonalen Unterschieden nieder. So fallen im gesamtdeutschen Durchschnitt ca. 57%,im Alpenvorland sogar 63%, des Niederschlags im Sommerhalbjahr und 43% im Winterhalbjahr (Deutscher Wetterdienst 2017).

Im besonderen Fokus der heutigen Klimaforschung stehen aber zunehmend Extremereignisse. Der Deutsche Wetterdienst (2017) beschreibt beispielsweise die Anzahl der Tage mit einem Niederschlag von über 10 bzw. über 20 mm. Bei einem Mittel von 21 Tagen mit über 10 mm Niederschlag gibt es klare räumliche und zeitliche Differenzen, mit unter 13 Tagen im Nordosten und mehr als 27 Tagen in Süddeutschland. Starkregen bzw. Starkniederschlag werden wissenschaftlich als *"Regen (…), der im Verhältnis zu seiner Dauer eine hohe Niederschlagsintensität (…) hat und daher selten auftritt, z.B. im Mittel höchstens zweimal jährlich" definiert (Rauthe et al. 2014, Deutsches Institut für Normung 1994). Solche Starkniederschläge erbrachten in der Vergangenheit beispielsweise 126 mm in acht Minuten in Füssen, 312 mm in 24 Stunden in Zinnwald-Georgenfeld oder 405 mm in 96 Stunden in Aschau-Stein (Rauthe et al. 2014). Wie Steinbrich et al. (2015) berichten, führen solche Starkregenereignisse unter anderem zu Sturzfluten, welche das Risiko in sich tragen, erhebliche materielle Schäden hervorzurufen und Menschenleben zu gefährden. Der Münchner Rückversicherung (1999) zufolge verursachten solche Sturzfluten bisher Schäden ähnlicher Größenordnung wie bei größeren Flusshochwässern.* 

Die Menge an Niederschlag, die maximal fallen kann, ist begrenzt durch die in der Atmosphäre vorhandene Menge an Wasser. Diese wiederum wird maßgeblich durch die Lufttemperatur bestimmt und unterliegt dem Clausius-Clapeyron-Gesetz, wonach pro Grad Celsius Temperaturzunahme ungefähr 7% mehr Wasser in der Atmosphäre gehalten werden können. Gleichbleibende relative Luftfeuchtigkeit vorausgesetzt, können also steigende Niederschläge erwartet werden. Ebenso kann davon ausgegangen werden, dass höhere Temperaturen die Gewittern und Starkregen zu Grunde liegenden Wolken- und Niederschlagsbildungsprozesse intensivieren (Deutscher Wetterdienst 2016, Becker et al. 2016). Somit bieten sowohl die bisherige als auch die für die Zukunft projizierte Klimaerwärmung das Potenzial steigender Starkniederschlagshöhen. Damit im Zusammenspiel stehen weitere großräumige Faktoren wie Strömungsmuster oder die Erhaltungsneigung von Wetterlagen. Insbesondere für die Sommerniederschläge wird ein Rückgang der Häufigkeit von Niederschlägen einerseits, steigende Intensität andererseits vermutet (Deutscher Wetterdienst 2016, Rauthe et al. 2014). Informationen über Höhen von Starkniederschlägen werden vielfach für die wasserwirtschaftliche Planung benötigt. Für diese Niederschlagshöhen *"eines bestimmten Niederschlagsereignisses (…), das der wasserwirtschaftlichen und baulichen Planung zu Grunde gelegt wird*" (Deutsches Institut für Normung 1994) als Bemessungsregen ist das Verhältnis von Intensität, Dauer und Seltenheit von großer Bedeutung. So wird ein Niederschlagsereignis erst dann als stark angesehen, wenn seine Häufigkeit nicht mehr als ein mal im Jahr beträgt. Hierbei beschreibt das Wiederkehrintervall denjenigen Zeitraum, in dem ein Niederschlagsereignis eine bestimmte Höhe erreicht oder überschreitet (Rauthe et al. 2014).

#### 1.1 Arten von Starkniederschlägen

Wie schon zuvor eingeführt, beschreibt der Begriff Starkniederschlag solchen Niederschlag, der im Verhältnis zu seiner Dauer eine hohe Intensität aufweist und sich somit selten ereignet (Deutsches Institut für Normung 1994). Jedoch können verschiedene Arten von Starkniederschlägen und, damit zusammenhängend, verschiedene Arten von (hydrologischen) Folgen unterschieden werden.

Unter Starkniederschlag können sowohl Ereignisse hoher Intensitäten und kürzerer Dauer als auch solche Ereignisse fallen, die aufgrund ihrer lang anhaltenden Dauer (bis mehrere Tage) hohe Niederschlagssummen erbringen. Die extremen kurzzeitigen Ereignisse, welche den ersten Typ darstellen, laufen normalerweise lokal eher begrenzt ab. Lang anhaltende, aber weniger intensive, Niederschläge können andererseits flächiger auftreten, etwa bei langsam vordringenden Fronten oder sich nur langsam abschwächenden Tiefdruckkomplexen. Da die Temperatur maßgeblich die Menge des in der Luft gehaltenen Wassers mitbestimmt, welches für die Niederschlagsbildung zur Verfügung steht, liefern Extremereignisse im Sommer häufig höhere Niederschlagsmengen als im Winter (Deutscher Wetterdienst 2016). Gleichzeitig dominieren bei höheren Temperaturen insgesamt konvektive, kurzzeitige Ereignisse, bei kühleren Temperaturen hingegen eher lang anhaltende Niederschläge, sodass gewitterartige, konvektive Starkniederschläge vor allem im Sommer auftreten (Haerter & Berg 2009, Steinbrich et al. 2016). Die unterschiedlichen Typen von Starkniederschlägen können verschiedene Arten von (hydrologischen) Folgen hervorrufen. So führen kurze, heftige, konvektive Ereignisse vermehrt zu Sturzfluten, die lokal und losgelöst von Gewässern/ Gewässereinzugsgebieten auftreten können, während lang anhaltende Niederschläge sich großflächiger auf Flusseinzugsgebiete auswirken und entlang der Gewässer zu Überschwemmungen führen können (Ehmele 2018). Im Rahmen dieser Arbeit wird der Fokus auf solche sommerlichen konvektiven Starkniederschlagsereignisse gelegt. Lange, mehrtägige Ereignisse werden hier nicht weiter behandelt.

#### 1.2 Auswirkungen bisheriger Starkniederschlagsereignisse

Starke konvektive Niederschlagsereignisse gehen mit erheblichen Risiken und Schadenspotenzialen einher, auch aufgrund unsicherer Warnlage und schwierigen Vorhersagebedingungen. Zu möglichen Folgen zählen unter anderem Sturzfluten und Überschwemmungen, worauf im Folgenden anhand einiger Beispiele eingegangen wird (Steinbrich et al. 2016, Stölzle et al. 2016, Steinbrich et al. 2015).

Die Starkniederschläge in Dortmund 2008, im Ruhrgebiet 2013, Münster 2014 und Braunsbach 2016 wurden als Beispiele für solche Ereignisse allein aus jüngerer Vergangenheit u.a. bei Fischer & Schumann (2018) aufgelistet. Drei von ihnen sind in Tabelle 1 beschrieben. Die Teilmenge fiel jeweils in der angegebenen Teildauer.

Ort	Datum	Dauer [Minuten]		Niederschlag [mm]		Auswirkungen
		Teil-Dauer	Gesamtdauer	Teilmenge	Gesamtmenge	
Dortmund**	26. Juli 2008	60	240	119	203	Überschwemmungen,
						> 10 Mio. € Sachschäden
Münster***	28. Juli 2014	$\sim 180$	420	261.6	292.4	1 Todesfall, $> 100$
						beschädigte Gebäude
Braunsbach*	29. Mai 2016	-	1440	-	105	Sturzflut mit 136 (teils)
(Messwerte für Braunsbach aus Langenburg-Atzenrod) zerstörten Gebäuden						

Tabelle 1: Bedeutende Starkniederschlagsereignisse der letzten Jahre

Quellen: \*\*Axer et al. 2009; \*\*\*Axer et al. 2015; \*Vogel et al. 2017, Bronstert et al. 2017, Axer et al. 2017

All diese Ereignisse haben gemein, dass sie für lokale Bedingungen außergewöhnliche Niederschlagsmengen lieferten. Das Unwetter in Dortmund übertraf das dortige langjährige Mittel des Monats Juli von 80 mm bei weitem (Axer et al. 2009). Die am Tag der Sturzflut von Braunsbach im ca. 10 km nordöstlich gelegenen Langenburg-Atzenrod gemessenen Niederschläge lagen um das 1.4-fache höher als der bisherige Höchstwert von 72.1 mm aus dem Jahr 1959 und wiesen eine Auftretenswahrscheinlichkeit von unter 1% auf (Bronstert et al. 2017). Das Ereignis vom 28. Juli 2014 in Münster wies so hohe Niederschlagsmengen auf, dass es sich nur hinter das Ereignis vom 12. August 2002 in Zinnwald-Georgenfeld einordnen musste. Die dortigen 312 mm fielen jedoch an einem ganzen Tag. Zudem verdeutlichte dieses Ereignis den starken lokalen Charakter solcher Ereignisse, da die nur 14 km nördlich der Stadt gelegene Messstation Flughafen Münster-Osnabrück des Deutschen Wetterdiensts (DWD) innerhalb von 24 Stunden mit 20.3 mm vergleichsweise geringen Niederschlag verzeichnete (Axer et al. 2015). Auch die Niederschlagsereignisse in Mecklenburg-Vorpommern im Juli (22.,28.,29.) und am 6. August 2011 erbrachten mit ca. 111, 52, 57 und 53 mm für lokale Verhältnisse sehr hohe tägliche Niederschlagssummen (Miegel et al. 2014).

Weiterhin gingen alle beschriebenen Ereignisse mit enormen Schäden einher (vgl. Tabelle 1). Im Fall von Braunsbach hatten die starken Niederschläge eine rasche Übersättigung der Böden zu Folge, sodass sich starke Oberflächenabflüsse bildeten und der Orlacher Bach über die Ufer trat. Erhebliche Mengen an mitgeführtem Schlamm, Geröll, Baumstämmen und Schwemmholz überschwemmten ohne Vorwarnung den Ortskern und beschädigten oder zerstörten 136 der 390 Gebäude. Insgesamt verloren in dieser Unwetter-Serie, die vom 26. Mai bis 7. Juni 2016 andauerte, 11 Menschen ihr Leben und es entstanden Gesamtschäden in einer Höhe von 2.6 Milliarden Euro (Vogel et al. 2017; Munich Re 2017 zit. nach Vogel et al. 2017; Axer et al. 2017; Bronstert et al. 2017). Zu Überschwemmungen und der Ausuferung von Fließgewässern kam es auch im Juli/ August 2011 in Mecklenburg-Vorpommern. Unter anderem überschritten die anhaltenden Niederschläge mit auftretenden Niederschlagsspitzen vielfach das Retentionsvermögen der Böden und generierten Oberflächenabflüsse selbst an bislang nicht dafür bekannten Standorten (Mehl et al. 2014). Zudem können die während konvektiven Unwettern auftretenden Hagelschauer schwere Schäden an Gebäuden, Fahrzeugen und in der Landwirtschaft verursachen, wie zum Beispiel im Sommer 2013 (Axer et al. 2014).

#### 1.3 Entstehung von konvektiven Starkniederschlägen

Wie Lauer und Bendix (2004) beschreiben, gehen Starkniederschläge konvektiver Natur zurück auf Cumuluswolken, welche sich in labilen Schichtungsverhältnissen bilden und heben. Dies wird ausgelöst durch räumlich differentielle Erwärmung an der Erdoberfläche, was in thermischen Turbulenzen mündet. Durch die intensive Freisetzung von Wärme bei der Kondensation des in der Luft vorhandenen Wassers kann sich das Wolkenwachstum nach oben hin fortsetzen. Wolkenpakete, in denen Kondensation abläuft, erwärmen sich durch die bei der Kondensation freigesetzte Energie stärker als die wolkenfreien Luftpakete der Umgebung, wodurch sie weiter aufsteigen können (Lauer & Bendix 2004). Dieser Effekt nimmt mit der Kondensationsrate zu, sodass die Wolke höher wachsen kann je mehr Wasser kondensiert und je mehr Wärme hierdurch freigesetzt wird. So sorgen starke Aufwinde bei den für Gewitter typischen Cumulonimbus-Wolken zu hohen Kondensationsraten und dadurch hohes Wolkenwachstum. Die hierbei herrschenden Turbulenzen verursachen Mehrfachdurchmischung, was zu starkem Tropfenwachstum bzw. Hagelbildung führt, welches auf der Leeseite in Starkniederschlägen resultiert (Lauer & Bendix 2004). Diese Niederschlagsereignisse basieren also auf der Bildung von Gewitterzellen und durch konvektive Hebung abgekühlte Luftmassen. Dabei durchläuft eine Gewitterzelle ihren Lebenszyklus in ca. 30 bis 60 Minuten. Besonders schwerwiegend werden diese Ereignisse sofern sich die Strömungslage über mehrere Tage hinweg nur wenig verändert und sich somit auch mehrere starke Niederschlagsereignisse hintereinander entfalten können (Deutscher Wetterdienst 2016, Lauer & Bendix 2004). Zum Beispiel können sich in den mittleren Breiten mehrere Gewitterzellen an Kaltfronten aneinander Reihen und erlangen hierdurch eine größere Persistenz und räumliche Ausbreitung (Lauer & Bendix 2004).

Bei den in Kapitel 1.2 beschriebenen historischen Starkniederschlagsereignissen lassen sich diese Prozesse erkennen. Das Ereignis von Dortmund vom 26. Juli 2008 entstand in einer entlang des Rheins verlaufenden Konvergenzzone mit hohen Energiegradienten, die sich zwischen warmen Luftmassen aus dem Südosten und ungewöhnlich feuchten Luftmassen, welche aus Frankreich nach Westdeutschland zogen, bildete. Die entstandenen Gewitterzellen sorgten aufgrund ihrer langsamen Verlagerungsgeschwindigkeit für extreme lokale Niederschläge (Pfister & Treis 2009, Axer et al. 2009). Eine solche lang gestreckte Konvergenzlinie mit der Bildung von Gewitterzellen sorgte auch für die Starkniederschläge im Juni 2013 im Ruhrgebiet (Axer et al. 2014). Dem Niederschlagsereignisse in Münster am 28.07.2014 ging eine ähnliche Lage voraus. So traf kühle Luft eines Höhentiefs über Nordfrankreich und den Benelux-Staaten auf wärmere Luftmassen aus Ostdeutschland. Auf diese Nord-Süd verlaufende Linie trafen aus Süden zuströmende feuchtwarme Luftmassen. Diese verstärkten die Hebungsvorgänge und Gewitterbildung bei sich nur langsam verlagernden Gewitterlinien (Axer et al. 2015). Zuletzt war auch der Starkregen von Braunsbach im Jahr 2016 von hoher Persistenz der gewitterbildenen Verhältnisse geprägt. Hier wurde ein Tief über Mitteleuropa durch das Hochdruckgebiet Sören über Skandinavien blockiert, wodurch es sich über mehrere Tage räumlich kaum verlagerte. Warme und feuchte Luftmassen strömten aus Südosten nach Deutschland und trafen auf kältere Luft aus dem Norden. In den anschließenden Hebungsvorgängen bildeten sich Gewitterzellen aus, welche sich aufgrund geringer Windgeschwindigkeiten nur langsam fortbewegten und so für lokal sehr hohe Niederschlagssummen sorgten (Bronstert et al. 2017).

Die Niederschlagsereignisse über Mecklenburg-Vorpommern im Juli 2011 waren zwar auch von hoher Persistenz und langsamer Verlagerung geprägt, hingegen vollzogen sich die Niederschläge hier eher in länger anhaltenden Ereignissen und entstanden unter etwas anderen Vorbedingungen. Jedoch hatte auch das Ereignis vom 6. August konvektiven Charakter, aufgrund starker Labilisierung an der Rückseite einer Kaltfront. Durch den Zustrom warmer Luft aus Südwest-Europa kam es hier ebenfalls zu heftigen Gewittern (Miegel et al. 2014).

#### 1.4 Methodische Hintergründe

Als mathematische Beziehung zwischen der Niederschlagsintensität, der Dauer und der Wiederkehrzeit/Jährlichkeit sind sogenannte IDF-Kurven (intensity-duration-frequency) eines der meistverwendeten Mittel der wasserwirtschaftlichen Planung. Vielfach werden diese lokal aufgestellt und bilden die Basis für die Gestaltung von bspw. Infrastruktur. Hierbei werden die Regenhöhen/Intensitäten für bestimmte Dauerstufen (z.B. eine Stunde) durch die Anpassung einer theoretischen Wahrscheinlichkeitsverteilung an die Serie der jährlichen Maxima (= jährliche Serie) oder Serie der Werte über einem Schwellenwert (= partielle Serie) ermittelt. Zugleich können anhand dieser Verteilungsfunktionen die Überschreitungswahrscheinlichkeiten bzw. Jährlichkeiten (T) der gemessenen Niederschläge berechnet werden. Dies wird durch Formel 1 beschrieben, bei der F die Verteilungsfunktion der gewählten Extremwertverteilung ist (Koutsoyiannis et al. 1998, Cheng & AghaKouchak 2014).

$$T = 1/1 - F \tag{1}$$

Den Anweisungen der Abwassertechnischen Vereinigung (ATV) und des Deutschen Verbands für Wasserwirtschaft und Kulturbau (DVWK) folgend, können zunächst für die Ereignisse verschiedener Dauerstufen (z.B. 1 Stunde, 3 Stunden, ... 24 Stunden) getrennt Extremwertverteilungen an die ermittelten Starkniederschlagsereignisse angepasst werden. Hierbei werden für jährliche Serien die Gumbel-Verteilung sowie für partielle Serien die Exponentialverteilung vorgeschlagen. Zum Zwecke der Konsistenz wird erläutert, wie die entsprechenden Verteilungsparameter über die Dauerstufen hinweg anzugleichen sind, sodass sich ein wiederspruchsfreies Bild mit steigenden Niederschlagshöhen bei steigenden Dauern und Jährlichkeiten ergibt (ATV 1985). Die Exponentialverteilung als einparametrige Verteilung dient zur Beschreibung von Variablen, in denen sehr viele geringe Wertausprägungen und sehr wenige hohe Wertausprägungen vorkommen. Auch die Gumbel-Verteilung zielt darauf ab und verwendet hierzu zwei Verteilungsparameter: den Lageparameter und den Skalenparameter (Forbes et al. 2011). Im Allgemeinen werden Zeitreihen von 30 Jahren für nötig befunden, um eine robuste statistische Analyse vornehmen zu können. Jedoch können zur Abschätzung geringerer Jährlichkeiten (z. B. 1 oder 10 Jahre), wie teilweise in der Wasserwirtschaft von Nöten, auch kürzere Zeitreihen unter 20 Jahren dienen (ATV 1985). Die benötigte Länge einer Zeitreihe ist allerdings Gegenstand kritischer Diskussion. So wurde berichtet, dass zur Abschätzung der Niederschlagshöhen des Wiederkehrintervalls 50 Jahre mit einer Unsicherheit von 25% aus jährlichen Maxima anhand der Gumbel-Verteilung eine Zeitreihe mit 39 Jahren von Nöten ist (Benson 1960 zit. nach Beguería & Vicente-Serrano 2006). Ein weiterer Befund zeigt, dass Zeitreihen mit einer Länge von mehr als 25 Jahren erforderlich sind, um die Fehler der Schätzungen unter 20% zu halten (Porth et al. 2001. zit. nach Beguería & Vicente-Serrano 2006).

Zwar wurde von der ATV gleichermaßen darauf hingewiesen, dass neben der Exponentialverteilung und der Gumbelverteilung auch noch weiter Verteilungen Anwendung finden könnten, beispielsweise dreiparametrige Verteilungstypen wie "Pearson III", die in den Berechnungen zu Hochwasserwahrscheinlichkeiten verwendet werden. Jedoch werden diverse Gründe angeführt, diese für Starkregen nicht anzuwenden, unter anderem dass aufgrund der höheren Anzahl an Parametern eine Regionalisierung erschwert wird (ATV 1985). Zudem ist die Gumbel-Verteilung nicht nur in Deutschland sondern auch andernorts zu den Zwecken der extremwertstatistischen Analyse von Niederschlägen angewandt worden (Gajic-Capka 1991 sowie Lana et al. 1995 zit. nach Beguería & Vicente-Serrano 2006). Allerdings erläuterte Malitz (2006), dass sehr starke/außergewöhnliche Ereignisse einer anderen Verteilung mit stärkerem Anstieg folgen. Zwar liefert die Gumbel-Verteilung sehr robuste Ergebnisse für insbesondere kürzere Zeitreihen, allerdings ist sie auch aufgrund fehlender Flexibilität wenig geeignet, um eben diese außergewöhnlich starken Ereignisse abzudecken. Diese bedürfen zur Modellierung ausgeprägteren Verteilungsrändern, welche besser durch den Formparameter erreicht werden können, der bei dreiparametrigen Verteilungen die Schiefe bestimmt. Hierdurch ließen sich die Verteilungen wesentlich genauer an die beobachteten Werte anpassen (Fischer & Schumann 2018). Als zwei mögliche dreiparametrige Verteilungen sind die Generalisierte Extremwertverteilung (GEV) (für jährliche Maxima) sowie die Paretoverteilung (für partielle Serien) zu nennen. Die Wahl der Gumbelverteilung kann weiterhin auch teilweise in Frage gestellt werden, da bei einer geringen Anzahl an Werten (z.B. 50 jährliche Maxima aus einer entsprechend 50-jährigen Zeitreihe) die eigentlich ausgeprägten Verteilungsränder dazu neigen nicht ausreichend sichtbar zu werden . Dadurch wird die Auswahl der Gumbelverteilung begünstigt, obwohl die tatsächlich zu Grunde liegende Verteilung mit schweren Rändern der GEV entspricht (Koutsoyiannis 2004 zit. nach Serinaldi & Kilsby 2014).

Die Regionalisierung oder Interpolation dieser stations- bzw. standortsgebundenen Informationen erlaubt die Abschätzung der entsprechenden Größen auch an Orten, zu denen keine direkten Stationsdaten vorliegen, was für planerische Fragestellungen ein nützliches Instrument darstellt. Eine Möglichkeit hierzu stellt die lineare Regression zu geographische Variablen wie Länge, Breite und Höhe dar, die dann entsprechend für die Standorte aller Ausgangsdaten sowie die Zielstandorte vorliegen müssen. So können die Parameter der Extremwertverteilung in Abhängigkeit der geographischen Variablen in die Fläche interpoliert werden (Beguería & Vicente-Serrano 2006), alternativ besteht auch die Option auf gleichem Wege für die ermittelten Niederschlagshöhen bestimmter Dauern und Jährlichkeiten vorzugehen (Steinbrich et al. 2016, Stölzle et al. 2016).

#### 1.5 Stand der Starkregenkartierung in Deutschland

Den größten und wichtigsten Grundstein der Starkregenkartierung in Deutschland legen bisher die KOSTRA-Analysen (Koordinierte Starkniederschlagsregionalisierung und -auswertung) des Deutschen Wetterdiensts, welche in den Jahren 1987, 1990, 2000 und zuletzt 2010 erstellt bzw. veröffentlicht wurden (Malitz & Ertel 2015). Bei einer räumlichen Auflösung von Rasterzellen der Kantenlänge 8.45 km ( $\approx$  71  $km^2$ , bzw. in der neusten Fassung 66.83  $km^2$ ) kann der KOSTRA-Atlas zur Abschätzung von Starkniederschlagssummen der Dauerstufen D = 5 Minuten bis D = 72 Stunden und Jährlichkeiten bis 100 Jahren dienen. Die Ergebnisse liegen in Form von 24 Karten der regionalisierten Starkniederschlagshöhen für verschiedene Dauerstufen, Jährlichkeiten sowie das Sommer- und Winterhalbjahr vor (Malitz 2006, 2009, Malitz & Ertel 2015). Diese können u.a. als Grundlage für kommunale Entwässerungssysteme verwendet werden, für die die Regenspenden der Dauerstufe 15 Minuten und Jährlichkeit T = 1 berechnet werden. Weiterhin ermöglicht das die Abschätzung der vermutlich größten Niederschlagshöhen, wofür punktuell gemessene Werte mit einem Erhöhungsfaktor aus dem Verhältnis zwischen dem theoretisch maximalen und tatsächlichen Wasserdampfgehalt der Atmosphäre multipliziert wird. In der Folge können auch flächenhafte Werte für die Maximalen Gebietsniederschläge (MGN) berechnet werden. Diese vermutlich größten Niederschlagshöhen erlauben jedoch keine Aussage zu Eintrittswahrscheinlichkeiten, da sie aus den KOSTRA-Werten abgeleitet werden, welche nur den Bereich bis zu einer Eintrittswahrscheinlichkeit von 1% abdecken (Malitz 2006).

Der aktuelle KOSTRA-Atlas von 2010 stellt die Weiterführung von KOSTRA 2000 mit etwas überarbeiteten Methoden dar. Es muss in der Methodik unterschieden werden zwischen den kurzzeitigen Dauerstufen unter 24 h und dem Bereich von 24 bis 72 h. Im Kurzzeitbereich wurden 5-Minutendaten von bundesweit 98 Stationen aus dem Zeitraum 1951 bis 2010 extremwertstatistisch nach Methode des ATV (1985) ausgewertet. Anschließend wurden diese stationsbezogenen Daten in einem Regionalisierungsverfahren unter Zuhilfenahme der KOSTRA-1997 Karten aus orographischen Variogrammanalysen und zusätzlichen Analysen von hohen 60-Minuten-Werten an 153 seit 2001 automatisch messenden Stationen regionalisiert. Für die mehrtägigen Dauerstufen hingegen wurde nicht auf die individuelle extremwertstatistische Auswertung einzelner Stationen zurückgegriffen, sondern mittels des Verfahrens REGNIE (REGionalisierung von NIEderschlagshöhen) Raster für den Zeitraum 1951 bis 2010 berechnet. Dem liegt die Interpolation von Anomalien im Vergleich zu langjährigen Mittelwerten zu Grunde, bei der Informationen von insgesamt 3000 Stationen zum Einsatz kamen. Basierend auf einer multiplen linearen Regression mit den Prädiktoren geographische Länge/Breite, Höhe über NN, Richtung und Betrag der Exposition wurden mittlere monatliche Niederschlagshöhen aus dem Zeitraum 1961 bis 1990 interpoliert. Hinzu addiert wurden die Residuen (im Falle der Stationen) bzw. die Interpolation zwischen benachbarten Residuen (im Falle von Rasterzellen ohne Station) um für jede Zelle sog. Hintergrundwerte zu erhalten. Abschließend wurden an allen Mess-Stationen diese Hintergrundwerte zu den tatsächlichen Ereigniswerten ins Verhältnis gesetzt, diese Verhältnisse wieder räumlich interpoliert und mit dem Hintergrundwert je Rasterzelle multipliziert um absolute Werte zu erhalten (Malitz & Ertel 2015). Für große Dauerstufen zeigen sich der Alpenbereich sowie das Alpenvorland mit den höchsten Niederschlagsmengen. Jedoch können auch in Mittelgebirgsregionen größere Höhen der Starkniederschläge verzeichnet werden. Bei kürzeren Dauerstufen lassen sich einige charakteristische räumliche Muster erkennen, so beispielsweise im norddeutschen Flachland, welches prädestiniert ist für konvektive Starkniederschläge. Zudem werden in stark urbanen Regionen wie Berlin stadtklimatische Effekte deutlich (Malitz & Ertel 2015).

2016 veröffentlichte die Landesanstalt für Umwelt Baden-Württemberg einen Leitfaden zum kommunalen Starkregenrisikomanagement, der zum Ziel hatte Entscheidungsträgern ein Instrument für entsprechende Vorsorgemaßnahmen zu sein sowie Informationen und Anleitungen zur Durchführung von Gefährdungs- und Risikoanalysen bereitzustellen (Koch et al. 2016). Da KOSTRA-2010 mit einer räumlichen Auflösung von 66.83 km<sup>2</sup>, der konventionellen extremwertstatistischen Methodik und Datengrundlage als nicht ausreichend zur Abschätzung von Niederschlagssummen kurzer Dauern und hoher Jährlichkeiten angesehen wurde, sollten im Rahmen dieses Leitfadens Werte für extreme konvektive Starkniederschlagsereignisse und entsprechende Oberflächenabflüsse ermittelt werden (Weiler et al. 2016). Um hierfür zu qualitativ hochwertigen, räumlichen und konsistenten Ergebnissen zu gelangen, wurden zeitliche hochaufgelöste Datensätze aus den Sommermonaten von 364 Niederschlagsstationen herangezogen, davon 63% mit 5-Minutenwerten und 37% an Datensätzen mit 1-Minutenwerten. Es wurden für 14 Dauerstufen von 5 Minuten bis 24 Stunden Ereignistabellen aus sogenannten partiellen Serien (Niederschlagssumme über Grenzwert) gebildet, und je Station und Dauerstufe Exponentialverteilungen sowie Paretoverteilungen angepasst. Letztlich wurde sich jedoch auf die Paretoverteilungen beschränkt, da diese durch ihre 3 Verteilungsparameter besser in der Lage sind sehr hohe Niederschlagssummen mit sehr hohen Jährlichkeiten nachzubilden (Steinbrich et al. 2016). Zusätzlich wurden zum Zweck der zeitlichen Homogenisierung die Datenreihen anhand von Niederschlagsereignissen aus geeigneten Nachbarstationen aufgefüllt. Um die Daten flächenhaft in Form von Karten aufzubereiten wurde schließlich mittels linearer Regression der Prädiktoren geographische Breite/Länge und Höhe über N.N. für ein Raster der Kantenlänge 500m für ganz Baden-Württemberg interpoliert (Stölzle et al. 2016). Die Ergebnisse zeigen im allgemeinen eine Nord-Süd-Aufteilung, bei der im Süden des Schwarzwalds, der Baar sowie dem Alpenvorland höhere Niederschlagssummen der Starkniederschlagsereignisse zu erwarten sind und geringeren Niederschlagssummen im Norden. Auch zeigt sich vor allem bei längeren Dauerstufen zunehmend ein topographischer Einfluss, mit der Höhe entsprechend steigenden Niederschlägen. Hierbei treten jedoch auch Ausnahmen auf, wie z.B. im Bereich der Schwäbischen Alb (Steinbrich et al. 2016, Stölzle et al. 2016).

Ein weiterer Vorstoß auf diesem Gebiet war das ExUS-Projekt zur extremwertstatistischen Untersuchung von Starkniederschlägen in Nordrhein-Westfalen aus dem Jahr 2010. Insgesamt wurden die Daten von 176 kontinuierlich messenden und 412 täglich messenden Niederschlagsstationen ausgewertet. Dabei wurden die Daten dieser Stationen nicht nur für die partiellen Serien nach der vorgegebenen Methode der ATV (ATV 1985) analysiert, sondern auch eine Vielzahl an Kennwerten sowie zeitliche Trends untersucht. Das lieferte beispielsweise erste, wenn auch überwiegend noch nicht signifikante, Erkenntnisse zum Einfluss des Klimawandels auch bei kürzeren Dauerstufen. So stiegen die Niederschlagssummen bei 1-jährlichen Ereignissen besonders bei längeren Dauerstufen an, wohingegen sie in kürzeren Dauerstufen eher konstant blieben. Im Gegensatz zum KOSTRA-Atlas und dem Projekt aus Baden-Württemberg wurde hier jedoch keine räumliche Interpolation vorgenommen (LANUV, NRW 2010).

### 2 Zielsetzung

Wie oben erläutert, sind für die Bemessung siedlungswirtschaftlicher Infrastruktur kurze instensive Starkniederschläge (bis 60 Minuten) von Bedeutung, für Hochwasseranlagen oder die Identifizierung von Überschwemmungsgebieten eher die Starkniederschläge längerer Dauern (1 bis 3 Tage) (LANUV, NRW 2010). Zugleich werden für diesbezügliche Planungen vermehrt Simulationen aus Langzeitmodellen genutzt, unter anderem da solche Anlagen zunehmend in komplexen Gesamstsystemen funktionieren, deren vielfältige Wechselwirkungen lange Niederschlagszeitreihen in hoher zeitlicher Auflösung (5 bis 10 Minuten) für spezifische Standorte von Nöten machen. Hierzu lassen sich die statistischen Parameter von beispielsweise Häufigkeitsverteilung in geeigneter Weise regionalisieren (Ruf & Matt 2008). So gelangt auch der Abschlussbericht des ExUS-Berichts aus Nordrhein-Westfalen zu der Schlussfolgerung, dass besonders für hohe zeitliche Auflösung nicht flächendeckend ausreichen lange Zeitreihen vorliegen. Speziell in Hinblick auf im Rahmen diese Projekts deutlich gewordene regionale Unterschiede rückt eine räumlich/ regional differenzierte wasserwirtschaftliche Planung in den Fokus (LANUV, NRW 2010). Als deutschlandweites Kartenwerk waren die KOSTRA-Analysen lange Zeit die wichtigste Grundlage. In der letzten Fassung von 2010 bieten sie flächenhafte Informationen auf einem Raster der Kantenlängen 8.15 mal 8.2 km. Enthalten sind Daten für das gesamte Jahr und den Sommer, Dauerstufen von unter 12 Stunden bis 72 Stunden und Jährlichkeiten zwischen 1 und 100 Jahren in Form von insgesamt 24 Karten. Jedoch sind diese Informationen aufgrund der räumlichen Auflösung und der Datengrundlage mit Einschränkungen verbunden, so wird z.B. die relativ hohe Niederschlagsvariabilität innerhalb eines Rasterfeldes in einigen Teilen von Deutschland nicht abgebildet. Zudem wurde bereits angemerkt, dass sehr seltene, intensive Ereignisse anderen als den verwendeten Verteilungen entstammen dürften (Malitz 2006, Malitz & Ertel 2015).

Auch lag der bisherigen Verwendung der Gumbel-Verteilung die Empfehlung zu Grunde, außergewöhnliche Extremwerte als Ausreißer zu behandeln und aus der Analyse auszuschließen, was dazu führen kann, dass die Wiederkehrintervalle dieser intensiven Starkniederschläge stark überschätzt werden (Fischer & Schumann 2018). Fischer & Schumann (2018) erläutern weiterhin, dass angesichts der vielen außergewöhnlichen Starkniederschläge der jüngeren Vergangenheit die Verwendung von dreiparametrigen Verteilungen in Betracht gezogen werden sollte. Auch erstrecken sich kleinräumige konvektive Ereignisse häufig über eine Fläche von 10 bis 30 km<sup>2</sup>, sodass die räumliche Abdeckung der KOSTRA-Daten als ungenügend angesehen wurde (De Lannoy et al. 2005, Weiler et al. 2016). Weiterhin wiesen bisherige Hochwassergefahrenkarten Gefahrenpotentiale nur entlang größerer Gewässer bzw. größerer Einzugsgebiete ( $> 10 - 20 \text{ km}^2$ ) aus und sind dadurch nicht in der Lage die Gefahren, welche durch von Gewässern unabhängige Starkniederschläge entstehen, angemessen darzustellen (Steinbrich et al. 2016, Stölzle et al. 2016). Aufgrund der genannten Einschränkungen der KOSTRA-Daten wurden zeitlich hoch auflösende Niederschlagsdatensätze in Baden-Württemberg ausgewertet und hoch aufgelöst räumlich interpoliert, um die Warnlage für konvektive Starkniederschläge zu verbessern. Hierbei wurde zusätzlich zur Exponentialverteilung auch die Paretoverteilung verwendet, um außergewöhnlichen Starkniederschlagsereignissen gerecht zu werden (Weiler et al. 2016, Steinbrich et al. 2016, Stölzle et al. 2016).

Mittlerweile liegen von Seiten des Deutschen Wetterdiensts die Niederschlagsdaten in einer Auflösung von einer Minute zu über 1000 Stationen deutschlandweit vor. Ziel dieser Arbeit ist es, nach Vorbild des für Baden-Württemberg abgeschlossenen Projekts, die entsprechende Extremwertstatistik auszuwerten und die Daten räumlich hoch aufgelöst zu regionalisieren. Hierbei sollen:

- aus den zu Grunde liegenden Daten die Starkniederschlagereignisse f
  ür den vorhandenen Zeitraum ermittelt werden. Hierbei wird sich nur auf die Sommermonate konzentriert (April bis September), da konvektive Starkregen haupts
  ächlich im Sommer auftreten und so zudem Messfehler aus winterlichen Schneef
  ällen nicht in die Analyse mit eingehen (Weiler et al. 2016);
- 2. die Paretoverteilung als dreiparametrige Extremwertverteilung an die Niederschlagsereignisse angepasst werden;
- 3. als Alternative zum bislang etablierten Parameterausgleich über die Dauerstufen (ATV 1985) die von Fischer & Schumann (2018) eingeführten Formeln für die dreiparametrige GEV-Verteilung verwendet werden. Dies dient dem Zweck, einerseits über die Dauerstufen hinweg konsistente Ergebnisse zu generieren. Andererseits vereinfacht das die Regionalisierung, aufgrund der reduzierten Anzahl an Parametern im Vergleich zu 3 Verteilungsparametern pro Dauerstufe;
- die ermittelten Verteilungsparameter bzw. Parameter der Ausgleichsfunktionen räumlich interpoliert werden. Anschließend sollen hieraus Karten für verschiedene Kombinationen aus Dauerstufen und Jährlichkeiten für Deutschland erzeugt werden.

## 3 Material & Methoden

Die im Rahmen dieser Arbeit verwendeten Daten und Programme, sowie die benötigten Methoden, werden im Folgenden beschrieben. Zunächst werden die verwendete Software und die Datengrundlage erläutert. Darauf folgt der Abschnitt zur Datenaufbereitung, welcher die Schritte von der Zusammenführung und Vereinheitlichung der Daten bis hin zur Vereinigung der Stationslisten und Datenplausibilisierung umfasst. Anschließend widmet sich das Kapitel zur Extremwertstatistik der Ereignisermittlung, Abschätzung der empirischen Jährlichkeiten der ermittelten Ereignisse, der Auffüllung anhand von benachbarten Stationen ("Tochterstationen") und der Berechnung der Extremwertverteilungen. Den Abschluss bilden die Verfahren zur räumlichen Interpolation und Erstellung der Karten. Die genannten Arbeitsschritte sind schematisch in Abb. 1 dargestellt.



Abbildung 1: Schematischer Ablauf der methodischen Schritte der Datenauswertung.

Der Ablauf ist hierbei grundsätzlich an das in Stölzle et al. (2016) sowie Steinbrich et al. (2016) für Baden-Württemberg beschriebene Verfahren angelehnt. Die dort gewählte Methode umfasst verschiedene Maßnahmen zur Plausibilisierung der Rohdaten und Aufschlüsselung der zeitlichen/ räumlichen Auflösung der Daten aus Baden-Württemberg. Als zweites folgt die Ermittlung von Starkregenereignissen verschiedener Dauerstufen, basierend auf partiellen Serien. Anhand dieser Ereignisse wurden empirische Jährlichkeiten berechnet, welche wiederum zur Auswahl benachbarter Wetterstationen dienten. Die Ereignisse dieser Stationen wurden anschließend hinzugenommen um die Anzahl der Ereignisse auf 100 Stationsjahre zu erhöhen. An diese verlängerten Ereignissreihen wurden Exponential- bzw. Paretoverteilungen angepasst, um eine Ableitung der entsprechenden Niederschlagsmengen verschiedener Dauerstufen sowie Jährlichkeiten zu ermöglichen. Zusätzlich werden in dieser Arbeit die Verteilungsparameter über die verschiedenen Dauerstufen hinweg angepasst. Zu guter Letzt wurden die gewonnenen Werte mittels eines räumlichen Interpolationsverfahrens in die Fläche gebracht, um daraus hoch aufgelöste Karten zu erstellen.

#### 3.1 Software

Die in den folgenden Kapiteln näher erläuterten Methoden wurden in einer Reihe von Programmen/ Softwares angewendet. Der gesamte Bereich der Datenaufbereitung und Extremwertstatistik wurde in R durchgeführt (The R Foundation for Statistical Computing 2016). Für einige raumbezogene Arbeitsschritte wurden GIS-Programme verwendet: ArcGIS (Esri Inc. 2018) bspw. für die Berechnung des "nearest neighbors" jeder Station mit dem Tool "Near", oder QGIS (QGIS Development Team 2016) zur Selektion der Festlandsstationen, Ermittlung des langjährigen Jahresmittels an den Stationen und der Berechnung der Thiessenpolygone für die Stationen. Beide Programme wurden auch für die Erstellung der Karten genutzt.

#### 3.2 Datengrundlage

Den wichtigsten Bestandteil der Datengrundlage bildete die große Menge an zeitlich hochaufgelösten Niederschlagsdaten aus verschiedenen Quellen. Der größte Anteil daran gilt dem Deutschen Wetterdienst, über dessen ftp-Server die Datensätze von 1074 Niederschlagsstationen in einer zeitlichen Auflösung von einer Minute bezogen werden konnten (DWD Climate Data Center 2018). Zusätzlich wurden von einigen Bundesländern Datensätze von eigenen Stationen zur Verfügung gestellt: Daten von 12 Stationen aus Thüringen (Thüringer Landesamt für Umwelt und Geologie), 17 Stationen aus Bayern (Bayerisches Landesamt für Umwelt), 117 Stationen aus Rheinland-Pfalz (Landesamt für Umwelt Rheinland-Pfalz), 5 Stationen aus Schleswig-Holstein (Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume Schleswig-Holstein) und 57 Stationen aus Baden-Württemberg (Landesamt für Umwelt Baden-Württemberg). Diejenigen Stationen, welche auch noch nach diversen Arbeitsschritten weiter verwendet wurden, sind nach Betreiber sortiert in Abb. 4 dargestellt.

Für die Ermittlung des Referenzwerts des mittleren Jahresniederschlags an den Stationen wurde, ebenfalls vom Deutschen Wetterdienst, das Raster "Vieljähriges Mittel der Raster der Niederschlagshöhe für Deutschland 1981-2010" verwendet (DWD Climate Data Center 2017*b*). Weiterhin wurden zwei Datensätze des Bundesamtes für Kartographie und Geodäsie (BKG) genutzt - zum einen ein Digitales Geländemodell der Bundesrepublik Deutschland mit einer Kantenlänge von 1000 m (GeoBasis-DE/BKG 2015), zum anderen ein Shapefile der Landesgrenzen der Bundesrepublik Deutschland (GeoBasis-DE/BKG 2017).

#### 3.3 Datenaufbereitung

Ziel der Datenaufbereitung ist zunächst, die verwendeten Daten dergestalt umzuformatieren und zu vereinheitlichen, dass die Daten aus den verschiedenen oben genannten Quellen im gleichen Format vorliegen und somit die Qualitätschecks unterlaufen können.

Am Anfang werden die Daten des DWD verarbeitet. Da die Zeitreihen jeder einzelnen Station in gesonderten Dateien für jeden Monat aller Jahre vorliegen, müssen diese zunächst für jede Station zu einer Gesamtzeitreihe zusammengefügt werden. Um zu überprüfen, dass die Daten aller Stationen korrekt und vollständig zusammengefügt wurden, wird anschließend kontrolliert ob Start- und Endmonat der langen Zeitreihe mit der jeweils ersten und letzten Monatsdatei übereinstimmen. An den Stationen des DWD waren häufig über die Jahre zu verschiedenen Zeitpunkten verschiedene Messsysteme im Einsatz. Die Daten der unterschiedlichen Messsysteme liegen jeweils in unterschiedlichen Spalten im Datensatz vor, die zu Zeiten, an denen das Messsystem nicht im Einsatz war, nur Fehlerwerte enthalten. Um am Ende nur eine einzelne Zeitreihe zu erhalten, welche die Messwerte der zu verschiedenen Zeiten aktiven Systeme enthält, müssen die Daten aus den entsprechenden Zeiträumen ausgeschnitten und zusammengefügt werden. Hierzu müssen jeweils die Informationen der stations-zugehörigen Metadatei hinzugezogen werden, in der die Zeitpunkte der Systemwechsel vermerkt sind.

Um eine eindeutige Zuordnung der Datensätze zu den Stationen bzw. ihren Koordinaten zu gewährleisten, wird die Benennung der Stationen aus dem Verdichtungsmessnetz (Thüringen, Bayern, Rheinland-Pfalz, Schleswig-Holstein und Baden-Württemberg) der des DWD angepasst. Um dies zu erreichen werden diesen Stationen neue eindeutige IDs zugewiesen, die wie diejenigen der DWD-Stationen aus fünf Ziffern bestehen. Die Stationen eines Bundeslandes haben hierbei jeweils alle die gleiche erste Ziffer:

- Schleswig-Holstein Startziffer 2
- Rheinland-Pfalz Startziffer 3
- Bayern Startziffer 6
- Thüringen 5-stellige IDs mit den Startziffern 4 oder 5 bereits vorhanden
- Baden-Württemberg Startziffer 7

Bei den Stationen aus Rheinland-Pfalz muss zusätzlich noch die Zuordnung der dortigen Stationskennnummern und Stationsnamen durch Umbenennung der Dateien ermöglicht werden. Weiterhin müssen hier einige Stationen als Sonderfälle behandelt werden, was darauf zurückzuführen ist, dass teilweise der selben Kennnummer mehrere Stationen mit zugehörigen Dateien zugeordnet sind. Darum werden für Kennnummern mit mehreren Stationen Doppelsummenkurven-Analysen durchgeführt: Für alle der Kennnummer zugehörigen Stationen werden die kumulativen Summen der Werte der gemeinsamen Messzeitpunkte berechnet. Anschließend werden die Regressionen zwischen den Reihen der kumulativen Summen berechnet und zudem die Übereinstimmung der Koordinaten der Stationen überprüft. Je nach Befund (r<sup>2</sup> der Regression, Koordinaten), werden die Daten der Stationen entweder auf maximale Zeitreihenlänge zusammengefügt oder nur die längste Zeitreihe übernommen.

Die Daten der Stationen aus Bayern, Thüringen und Schleswig-Holstein können hingegen einfach dem Muster des DWD entsprechend umformatiert und vereinheitlicht werden, ohne weitere Anpassungen vornehmen zu müssen. Jedoch werden die Daten von zweien der fünf Stationen aus Schleswig-Holstein von der weiteren Analyse ausgenommen, da hier variierende/ uneindeutige Zeitintervalle zwischen den Messungen vorliegen.

Nach Abschluss der Vereinheitlichung der Datensätze werden auch die Stationslisten vereinigt. Hierzu werden die Koordinaten der Stationen, sofern notwendig, umgerechnet und in das WGS84 Koordinatensystem überführt. Zudem werden nicht vorhandene/verwendete Stationen aus der Liste entfernt. Anschließend müssen noch auf Inseln liegende Stationen aus der Stationsliste herausgefiltert werden, da die räumliche Interpolation (Kapitel 3.5) durch sie verzerrt würde. Darum wird in QGIS aus einem Shapefile der administrativen Grenzen der Bundesrepublik Deutschland (GeoBasis-DE/BKG 2017) ein Shapefile des deutschen Festlandes erstellt. Dieses wird genutzt, um aus der Stationsliste nur die auf dem Festland liegenden auszuschneiden. Für jede Station wird zudem mithilfe des Tools "Near" in ArcGIS die nächste Nachbarstation gemäß einfacher horizontaler Distanz berechnet. Zusätzlich wird das vieljährige Mittel der Raster der Niederschlagshöhe für Deutschland 1981-2010 verwendet, um an den Koordinaten jeder Station das Vieljährige Mittel des Jahresniederschlags als Referenzwert zu extrahieren.

Nach diesen Vorarbeiten erfolgt die Qualitätskontrolle der Daten. Zwar unterlagen die Daten des DWD schon in einem schrittweisen Verfahren ausführlichen Prüfungen auf Vollständigkeit und klimatologische oder zeitliche/ räumliche Konsistenz, wie bei Kaspar et al. (2013) und Spengler (2002) beschrieben, jedoch werden sie trotzdem dem im Zuge dieser Arbeit verwendeten Prozess unterzogen. Das gleiche gilt für die Daten der Stationen aus den Bundesländern, welche zuvor noch keine Prüfungen durchliefen. Die Ausnahme hiervon bilden die Daten der Stationen aus Baden-Württemberg, welche bereits in der vorausgehenden Studie für Baden-Württemberg verwendet wurden. Im Zuge dessen hatten diese Daten bereits verschiedene Maßnahmen zur Qualitätssicherung durchlaufen (Stölzle et al. 2016, Steinbrich et al. 2016). Diese Daten liegen zudem schon in Form sortierter Ereignistabellen für 14 Dauerstufen von 5 Minuten bis 24 Stunden vor, sodass der Schritt der Ereignisermittlung hier ebenfalls entfällt.

Zunächst wird für jede Zeitreihe eine Lückendetektion durchgeführt, um Stellen zu ermitteln, an denen der Abstand zur nächsten Messungen nicht dem Messintervall entspricht. In der Mehrheit wird hier der Abstandswert von einer Minute verwendet, da die meisten Stationen in dieser zeitlichen Auflösung vorliegen. Für 15 der Stationen aus Bayern muss allerdings, dem Messintervall entsprechend, ein Abstandswert von fünf Minuten verwendet werden. Sodann werden die Zeitreihen auf die Gesamtlänge gestreckt, indem die Lücken der Zeitreihen mit Fehlwerten gefüllt werden. Aus diesen langen Zeitreihen werden anschließend fehlerhafte Werte, d.h. Werte unter 0, entfernt und durch Fehlwerte ersetzt. Es ist zu erwähnen, dass Ausreißer bzw. Extremwerte an dieser Stelle nicht gesondert behandelt oder entfernt werden, wie beispielsweise in ATV (1985) oder LANUV, NRW (2010) angeführt, sondern im Datensatz belassen werden um deren Beitrag zu Starkregenereignissen nicht von vornherein auszuschließen. Weiterhin werden die Zeitreihen auf Blockregen überprüft und als Blockregen identifizierte Werte werden entfernt. Als Schwellen werden dabei verwendet: sechs Minuten in Folge der exakt gleiche Wert für 1-Minuten-Stationen, sowie 15 Minuten (also drei Messwerte) in Folge der exakt gleiche Werte für die 5-Minuten-Stationen aus Bayern. Weiterhin werden die zuvor berechneten Nachbarstationen genutzt, um die Zeitreihe mit dieser abzugleichen. Hierzu werden für jede der beiden Stationen die kumulativen Summen der Werte an gemeinsamen Messzeitpunkten berechnet. Das  $r^2$  der Regression der beiden kumulierten Messreihen wird berechnet und bzgl. des Schwellenwertes von 0.95 überprüft, wie schon bei doppelten Kennnummern der Stationen aus Rheinland-Pfalz.

Abschließend werden die Jahressummen eines jeden Jahres pro Station berechnet. Diese werden durch die Anzahl an Messtagen, definiert als Tage an denen mindestens eine Messung vorliegt, geteilt und anschließend mit 365 multipliziert. Aus diesen Jahressummen wird nun wiederum die Summe gebildet und durch die Anzahl der Jahre geteilt, um die über den gesamten Zeitraum gemittelte Jahressumme zu erhalten. Dann werden die für jede Station ermittelten langjährigen mittleren Jahressummen mit den aus den Daten berechneten mittleren Jahressummen verglichen. Hierbei wird überprüft, ob die aus den Daten berechneten Werte innerhalb einer Spanne von +/- 20% um das langjährige Mittel liegen. Es wurden 28 Stationen aufgrund ihrer mittleren Jahressummen von der weiteren Analyse ausgeschlossen, als maximalen Grenzwert hierfür wird 3000 mm festgelegt.

#### 3.4 Extremwertstatistik

Um die statistische Auswertung der Niederschlagsdaten der verwendeten Stationen durchführen zu können, müssen zuerst die Starkregenereignisse aus den Zeitreihen ermittelt werden. Dabei wird die Ereignisermittlung grundsätzlich an das in Stölzle et al. (2016) und Steinbrich et al. (2016) beschriebene Verfahren angelehnt. Insbesondere wird der Verwendung partieller Serien, in die alle über einem Schwellenwert liegenden Ereignisse eingehen, gegenüber jährlichen Serien, bei denen aus jedem Jahr der Zeitreihe der höchste ermittelte Wert übernommen wird, der Vorzug gegeben. Dies hat den Vorteil, dass auch für kürzere Zeitreihen mehr Ereignisse in die Analyse mit eingehen können. Zudem ermöglicht dies z.B. mehrere unabhängige Starkregenereignisse aus einer Großwetterlage zu extrahieren. Somit wird insgesamt die Abschätzung von Niederschlagsmengen für hohe Wiederkehrintervalle erleichtert und die Vergleichbarkeit zwischen Stationen, besonders auch für kürzere Zeitreihen, verbessert (ATV 1985, Steinbrich et al. 2016, Stölzle et al. 2016).

Hierzu wird für jede Datenreihe nach der abgeschlossenen Qualitätsprüfung der selbe Prozess angewandt. Die Ereignisse werden für 14 Dauerstufen ermittelt - 5, 10, 15, 30, 45, 60, 90, 120, 180, 240, 300, 360, 720 und 1440 Minuten - welche die Spanne von 5 Minuten bis zu 24 Stunden abdecken. Diese werden so gewählt um längere, mehrtägige Niederschlagsereignisse auszuschließen und bewegen sich in einem Bereich zwischen rein konvektiven Ereignissen mit Dauern bis zu einer Stunde und Mischformen, welche mit 24 Stunden die längste Dauerstufe bilden (Becker et al. 2016). Mithilfe eines über die Zeitreihe gleitenden Fensters, dessen Breite der jeweiligen Dauerstufe entspricht, werden die Niederschlagssummen innerhalb des Fensters gebildet. Gleichzeitig werden Werte, welche als zu hoch und unplausibel angesehen wurden, von der Ereignisermittlung ausgeschlossen. Als Schwellenwert hierfür werden 15 mm für einen Minutenwert und 30 mm für einen 5-Minutenwert gesetzt. Daraus resultieren für jede der 14 Dauerstufen alle aus dem gleitenden Fenster ermittelten Niederschlagssummen. Aus den auf diese Weise ermittelten Ereignissen werden nur diejenigen beibehalten, die dem Sommerhalbjahr, also den Monaten April bis September, zugeordnet sind, um die Fokussierung auf sommerliche/konvektive Extremereignisse zu gewährleisten. Anschließend wird für jeden Tag nur der maximale Wert extrahiert und diese Werte werden der Größe nach geordnet. Aus der geordneten Reihe werden dann zunächst die 4% höchsten Werte selektiert und auf ihren zeitlichen Abstand zu einander überprüft. Bei einem zeitlichen Abstand unter 2 Tagen wird das geringere Ereignis entfernt. Aus der nun bereinigten Ereignisreihe wurden erneut nur die höchsten Ereignisse extrahiert, sodass nur die 2% absolut höchsten und zugleich zeitlich unabhängigen Ereignisse pro Dauerstufe verbleiben. Diese sortierten Ereignistabellen werden anschließend ebenfalls zur Ermittlung der Stationsjahre jeder Station genutzt. Hierbei geben das Jahr des ersten ermittelten Ereignisses und das Jahr des letzten ermittelten Ereignisses die generelle Spanne an. Hiervon abgezogen werden jedoch Jahre in denen während des Sommerhalbjahres Zeitlücken von vier Monaten (120 Tagen) vorhanden sind, um die finale Anzahl der Stationsjahre zu erhalten. Dies dient außerdem dazu Stationen, die weniger als 3 Stationsjahre aufweisen, zu entfernen, wie auch in Steinbrich et al. (2016) bzw. Stölzle et al. (2016) beschrieben. Die Anzahl der Stationsjahre ist auch maßgeblich, um eine letzte Auswahl der höchsten Ereignisse vorzunehmen, da die Anzahl der Ereignisse das zwei- bis dreifache der Stationsjahre nicht übersteigen sollte (ATV 1985). Darum wird als Grenzwert für jede Station das e-fache der Stationsjahre angesetzt, um eine entsprechende Auswahl der höchsten Ereignisse zu treffen (Steinbrich et al. 2016). Zwei Ereignisse wurden wegen unplausibler Niederschlagsmengen (ca. 1000 mm) entfernt. Diese entstanden durch Cluster sehr hoher identischer Minutenwerte, die durch je einen Fehlwert getrennt waren und somit nicht als Blockregen erkannt wurden.

Für die nun noch vorhandenen Stationen können die zeitliche und räumliche Auflösung ermittelt und dargestellt werden. Für die räumliche Abdeckung wird die Stationsliste in QGis geladen und für jede der Stationen das umgebende Thiessen-Polygon berechnet. Ebenso wie die Anzahl der Stationsjahre kann die Fläche der Thiessenpolygone dann aufgeschlüsselt werden. Am Ende diese Prozesses bleiben noch 1140 Stationen übrig, darunter 959 vom DWD, 1 aus Schleswig-Holstein, 12 aus Bayern, 8 aus Thüringen, 103 aus Rheinland-Pfalz, zusätzlich zu den 57 Stationen aus Baden-Württemberg.

Anschließend werden, wie in Steinbrich et al. (2016) und Stölzle et al. (2016) beschrieben, die Ereignislisten jeder Station anhand benachbarter Stationen aufgefüllt. Dies ist begründet in der Tatsache, dass sich die Länge einer Datenreihe auf die Anpassung einer Extremwertverteilung auswirkt. Um zuverlässig die Niederschlagshöhen für bspw. 100jährig auftretende Ereignisse abschätzen zu können, werden die Datenreihen auf "100 Jahre" verlängert. Hierzu wird für jedes Ereignis jeder Station zunächst eine Vorabschätzung der empirischen Wiederkehrzeit getroffen. Dies geschieht anhand des in u.a. ATV (1985), Malitz & Ertel (2015), Steinbrich et al. (2016) und Stölzle et al. (2016) beschriebenen Berechnungsansatzes für partielle Serien, der mit der folgenden Formel ausgedrückt werden kann:

$$T_k = \frac{L+0.2}{k-0.4} \cdot \frac{M}{L} \tag{2}$$

 $T_k$  beschreibt hierbei die Jährlichkeit eines Ereignisses an Position k in der sortieren Ereignisdatenreihe. L ist der Umfang der Stichprobe (Anzahl der Ereignisse der Station in einer bestimmten Dauerstufe) und M die Länge der Zeitreihe, also die Anzahl an Stationsjahren. Weiterhin wird basierend auf diesen Jährlichkeiten die Niederschlagshöhe eines Ereignisses mit Wiederkehrintervall T = 1 Jahr für jede Dauerstufe und jede Station als Erwartungswert geschätzt. Darauf folgt die Auswahl der Nachbarstationen, welche zur Auffüllung der Ereignistabellen hinzugezogen werden sollen. Jedoch sollen dabei nicht nur die horizontalen Distanzen, sondern auch Höhenunterschiede mit einbezogen werden. Darum wird zur Ermittlung der Nachbarstationen ein höhengewichtetes Distanzmaß verwendet, welches auf der Basis des Modells LARSIM ruht bzw. weiterentwickelt wurde (LARSIM-Entwicklergemeinschaft 2017, Bremicker & Sieber 2007). Zunächst werden für jede Station die 20 nach horizontaler Distanz nächsten Nachbarstationen identifiziert. Die höhengewichtete Distanz wird anschließend durch Multiplikation der horizontalen Distanz mit einem Gewichtungsfaktor ermittelt. Der Gewichtungsfaktor kann wie folgt berechnet werden:

$$D_h = 1 + \left(Abs\left(\frac{\Delta h}{P_1}\right)\right)^{P_2} \tag{3}$$

 $D_h$  bezeichnet den Gewichtungsfaktor,  $\Delta h$  den Höhenunterschied zwischen Ausgangs-(Mutter-) und Nachbarstation (Tochterstation) und  $P_1$  und  $P_2$  sind zwei festgesetzte Parameter.  $P_1$  bestimmt ab welcher Höhendifferenz in Metern der Gewichtungsfaktor den Wert 2 annimmt, während  $P_2$  die Form der Funktion beeinflusst (Bremicker & Sieber 2007). Hier wird für  $P_1$  der Wert 100 und für  $P_2$  der Wert 4 verwendet. Dabei kann eine Station der Distanz entsprechend mehrfach als Nachbarstation für andere Stationen auftreten. Das hat zur Folge, dass zwischen den Stationen keine harten Abgrenzungen entstehen, sondern sich die räumlichen Beziehung mehrerer Stationen überschneiden können. Somit entstehen sich überlappende "Regions of Influence" (ROI), wie Burn (1990) das Konzept erläutert. Nun wird für jede Station berechnet, wie viele Tochterstationen benötigt würden, um, basierend auf deren Anzahl an Stationsjahren, möglichst nahe an insgesamt 100 Stationsjahre heranzukommen. Anschließend wird die Auffüllung vorgenommen. Hierbei werden alle Ereignisse jeder Tochterstation in den Datensatz der Ausgangsstation übertragen. Jedoch werden die Ereignishöhen nicht 1:1 übernommen, sondern dem Verhältnis der empirischen Erwartungswerte zwischen den Stationen gemäß angepasst. Als Übertragungsfaktor werden jeweils für jede Dauerstufe die Erwartungswerte eines einjährigen Ereignisses verglichen und dieses Verhältnis zwischen Ausgangsstation/Tochterstation wird verwendet um die Ereignishöhen der Ereignisse der Tochterstation entsprechend zu erhöhen oder zu vermindern. Um die zeitliche Unabhängigkeit zu gewährleisten, werden am Ende der Auffüllung erneut die zeitlichen Abstände zwischen den Ereignissen überprüft. Bei Ereignissen, die weniger als 2 Tage von einander entfernt liegen, wird das größere behalten und das geringere verworfen. Nach Sichtung der Übertragungsfaktoren wurden einige starke Ausreißer festgestellt (sehr geringe Übertragungsfaktoren bis ca. 0.1 und sehr hohe Übertragungsfaktoren bis ca 10). Um diese Extremfälle zu vermeiden werden als Schwellenwerte für die Übertragungsfaktoren 0.5 bzw. am oberen Rand 1.5 festgelegt. Falls ein Übertragungsfaktor diese Bedingungen nicht erfüllt, wird die entsprechende Tochterstation für diese Dauerstufe übergangen. Dann wird so lange die nächste, nicht ursprünglich ausgewählte, Nachbarstation (aus den insgesamt 20 nächsten Nachbarn) geprüft, bis wieder ausreichend Nachbarstationen mit zulässigen Übertragungsfaktoren bestimmt sind. Anhand dieser veränderten Abfolge an Nachbarstationen wird die Auffüllung dann durchgeführt. Bei einigen Stationen war die Anzahl der Überschreitungen der Grenzwerte bei den Übertragungsfaktoren so groß bzw. die Übertragungsfaktoren zu (fast) allen Nachbarstationen lagen außerhalb der Grenzwerte, dass diese nicht aufgefüllt werden konnten. Stationen die aufgrund dieser Tatsache nach dem Prozess der Auffüllung auf weniger als 90 Stationsjahre kamen wurden ausgeschlossen. Somit verblieb ein Datensatz von 1118 Stationen.

Vor der Weiterverarbeitung der Datensätze dieser 1118 Stationen wird als weiterer Zwischenschritt eine Voranalyse durchgeführt, bei der verschiedene Methoden zur Anpassung von Extremwertverteilungen an die Datensätze getestet und mit einander verglichen werden. Hierzu werden 6 Stationen ermittelt, an die testweise alle Methoden angewendet werden sollen, und die die Spanne der verschiedenen Stationseigenschaften möglichst gut abdecken. Als relevante Kriterien werden die Höhe über N.N. in m, die Anzahl der ursprünglichen Stationsjahre der Station, die zur Auffüllung auf 100 Stationsjahre ermittelte Anzahl an Tochterstationen/Nachbarstationen sowie die mittlere Distanz zu diesen in km verwendet (Tab.2).

Station	Höhe [m]	Stationsjahre	Anzahl Tochterstationen	Mittlere Distanz [km]
00410	33	13	6	28.51
00704	11	11	8	33.47
02928	138	20	6	24.99
03739	596	12	7	37.33
13711	289	9	7	28.30
43219	410	4	7	14.55

Tabelle 2: Stationen für die Verteilungs-Voranalyse

Es werden drei Ansätze genutzt und verglichen: die Exponentialverteilung, die Paretoverteilung, sowie eine über die Dauerstufen angepasste Paretoverteilung. Zunächst wird für jede aufgefüllte und neu sortierte Datenreihe jeder Dauerstufe der 6 Teststationen erneut die empirische Jährlichkeit anhand von Gleichung 2 berechnet. Anschließend werden für diese verlängerten Zeitreihen pro Dauerstufe die empirischen Erwartungswerte einjährlicher Ereignisse abgeleitet. Als nächstes werden mithilfe des R-Pakets POT an jede Dauerstufe jeder Station die Verteilungen angepasst. Hierbei werden die einjährigen Erwartungswerte jeweils als threshold eingesetzt. Um den Fokus noch stärker auf kurzzeitige konvektive Ereignisse zu legen, werden ab diesem Zeitpunkt nur noch die ersten 12 statt der 14 Dauerstufen verwendet, sodass die maximale Dauerstufe bei 6 Stunden/ 360 Minuten liegt. Für alle drei Varianten wird die aus dem o.g. Paket stammende Funktion fitgpd mit der Maximum-Likelihood-Methode verwendet, um möglichst hohe Vergleichbarkeit der Ergbenisse zu gewährleisten. Für die Exponentialverteilung wird beim Anpassen an die Dauerstufen jeweils der Formparameter mit 0 vorgegeben, wodurch man aus der Paretoverteilung die Exponentialverteilung erhält (Ribatet 2012). Das Vorgehen beim Anpassen der Verteilungen entspricht insofern bisher dem festgelegten Standardverfahren, welches auch dem KOSTRA-Atlas zu Grunde liegt (ATV 1985, Malitz & Ertel 2015), bzw. dem Vorgehen der Studie für Baden-Württemberg, wo ebenfalls je Dauerstufe sowohl die Exponential- als auch die Paretoverteilung angepasst wurden (Steinbrich et al. 2016, Stölzle et al. 2016).

Zusätzlich wird ein Ansatz getestet, um die Paretoverteilung über die Dauerstufen hinweg anzupassen, was dem Grundgedanken hinter dem Parameterausgleich zwischen den Dauerstufen bei ATV (1985) entspricht. Dies dient dem Zweck, zum einen konsistentere Ergebnisse über alle Dauerstufen hinweg zu erzielen, sodass Niederschlagshöhen mit wachsender Dauer sowie ansteigendem Wiederkehrintervall nicht abnehmen. Zum zweiten bietet das den praktischen Vorteil, für jede Station nur noch die Parameter der Ausgleichsfunktion über die Dauerstufen und nicht mehr die Verteilungsparameter jeder einzelnen Dauerstufe zu erhalten. Dadurch müssen wesentlich weniger Werte zischen den Stationen interpoliert werden, um ein regionalisiertes räumliches Muster der Niederschläge berechnen zu können. Hierzu werden die von Fischer & Schumann (2018) angeführten Methoden und Ausgleichsfunktionen zur GEV verwendet. Stattdessen wird hier die Pareto-Verteilung auch zunächst je Dauerstufe angepasst. Nachdem diese für jede Dauerstufe separat berechnet wurde, werden die Verteilungsparameter jeweils anhand einer Funktion in Abhänigkeit der Dauerstufe angepasst. Für den Lageparameter wird die Funktion folgender Form verwendet:

$$\mu(d) = \frac{a_{\mu}}{d^{b_{\mu}}} \tag{4}$$

Sowie für den Skalenparameter:

$$\sigma(d) = \frac{a_{\sigma}}{d^{b_{\sigma}}} \tag{5}$$

Für d wird die Dauerstufe in Minuten verwendet,  $a_{\mu}$  bzw.  $a_{\sigma}$  sind > 0 sowie  $b_{\mu}$  und  $b_{\sigma}$  > -1. Weiterhin beschreiben Fischer & Schumann (2018) die Anpassung des Formparameters für die Dauerstufen anhand einer linearen Beziehung zwischen dem Skalen-Form-Verhältnis und der Dauerstufe. Für die im Rahmen dieser Arbeit getesteten 6 Stationen hat sich jedoch eine einfache lineare Anpassung des Form-Parameters über die Dauerstufen als sinnvoller erwiesen. Diese folgt jedoch trotzdem der folgenden Form, welche über eine einfache lineare Regression berechnet wird:

$$\xi(d) = \alpha + \beta \cdot d \tag{6}$$

Um die Unsicherheiten dieser Funktionsanpassungen abschätzen zu können werden für jede Dauerstufe jeder Teststation 2000 bootstraps gezogen. Die auf diese Weise erstellten neuen Datensätze entstammen der gleichen Verteilung wie die Originaldaten (Dormann & Kühn 2009). An die bootstrap-Datensätze werden erneut die Paretoverteilungen angepasst und für jede der Dauerstufen die Werte des 2.5%- und 97.5%-Perzentils der Verteilungsparameter selektiert. Diese dienen zum einen als Konfidenzintervalle für die Schätzung der Verteilungsparameter jeder Dauerstufe. Zum anderen werden an die 2.5er-Serie bzw. die 97.5er-Serie der Skalen- und Formparameter erneut die Dauerstufenfunktionen angepasst. Nun können für beide Serien die neuen Schätzwerte der Verteilungsparameter für jede Dauerstufe berechnet werden. Je Dauerstufe wird die Differenz zwischen dem hohen und niedrigen neu berechneten Perzentilswert ermittelt und in der Form 1/Differenz als Gewicht für die Dauerstufenanpassung der Originaldaten verwendet. Da die Lageparameter der Verteilungen durch die einjährlichen Ereignishöhen (threshold) schon zuvor bestimmt waren, können für den Lageparameter keine bootstraps durchgeführt werden. Dennoch werden diese der Funktion 4 gemäß über die Dauerstufen hinweg angepasst.

Zum Vergleich werden für jede der Testationen der *AIC* (Akaike information criterion) und die *log-Likelihood* der drei Methoden berechnet. Zudem werden die gemessenen Ereigniswerte jeder Dauerstufe anhand ihrer empirischen Jährlichkeiten gegen die aus den Verteilungen berechneten Werte geplottet, um die Anpassung an die Datenreihen und somit die Beziehung zwischen Niederschlagssumme, Dauer und Wiederkehrzeit visuell

überprüfen zu können.

Aufgrund der Ergebnisse der 6 Teststationen wurde die Entscheidung getroffen, für den Gesamt-Datensatz der insgesamt 1118 Niederschlagsstationen die Methode nach Fischer & Schumann (2018) unter Verwendung der Pareto-Verteilung zu nutzen. Ausschlaggebend hierfür war auch die Tatsache, dass dadurch im letzten Schritt der Regionalisierung nur 6 Parameter zwischen den Stationen interpoliert werden müssen, anstelle der weit größeren Anzahl an Verteilungsparametern je Dauerstufe oder Niederschlagshöhen verschiedener Dauerstufen/Jährlichkeits-Kombinationen. Dem Ablauf für die Teststationen folgend wird nun zunächst die Paretoverteilung an die Ereignisse jeder Dauerstufe jeder Station angepasst. Als threshold werden wie schon oben erläutert die einjährlichen Erwartungswerte je Dauerstufe verwendet. Anschließend werden jeweils aus den Datensätzen der einzelnen Dauerstufen 500 bootstraps gezogen und an diese erneut Paretoverteilungen angepasst. Die 2.5%- und 97.5%-Perzentile der hiermit ermittelten Skalen- und Formparameter je Dauerstufe werden extrahiert und anhand der Formeln 4 und 6 über die Dauerstufen angepasst. Mit den angepassten Dauerstufen-Funktionen werden nun die neuen Schätzwerte der Skalen- und Formparameter der 2.5%- und 97.5%-Perzentile jeder Dauerstufe neu berechnet. Die Differenz zwischen dem hohen und niedrigen Wert je Dauerstufe als Divisor von 1 wird als Gewicht für die Anpassung an die Originaldaten berechnet. Abschließend werden für jede Station die Dauerstufenfunktionen an alle drei Verteilungsparameter aus den Originaldaten angepasst, hierbei werden die Gewichte aus den bootstraps eingesetzt. Die insgesamt 6 Parameter der Dauerstufenfunktionen jeder Station werden als Datensatz für die Interpolation abgespeichert.

#### 3.5 Räumliche Interpolation und Kartenerstellung

Nachdem die Resultate der der extremwertstatistischen Auswertung vorliegen, sollen diese Ergebnisse regionalisiert werden, um daraus deutschlandweite Starkregenkarten verschiedener Dauerstufen und Jährlichkeiten zu erstellen. Als Grundlage für die Interpolation dient ein deutschlandweites Digitales Geländemodell (DGM) der Kantenlänge 1 km, welches vom Bundesamt für Kartographie und Geodäsie bezogen wurde (GeoBasis-DE/BKG 2015). Das Vorgehen richtet sich nach der für Baden-Württemberg verwendeten Interpolationsmethode mittels linearer Regression (Steinbrich et al. 2016, Stölzle et al. 2016).

Zunächst wird der Vereinfachung wegen das DGM, welches in seiner ursprünglichen Form noch Teile des Nord-/Ostseebeckens sowie die zugehörigen Inseln enthielt, anhand eines Shapefiles der Landesgrenzen ausgeschnitten, um ein neues Raster der Festlandzellen zu erhalten. Anschließend wird dieses Raster in R geladen und es werden für jede Rasterzelle die 12 gemäß horizontaler Distanz nächstgelegenen Nachbarstationen ermittelt. Die zu diesen Nachbarstationen vorliegenden Distanzen werden als Divisor von 1 in Gewichte umgerechnet. Nun werden für jede Rasterzelle getrennte Regressionen zwischen den 6 zuvor berechneten Parametern der Ausgleichsfunktionen der 12 Nachbarstationen (siehe Formeln 4,5 und 6) (= abhängige Variablen) und ihren geographischen Koordinaten sowie Höhen (= Prädiktoren) berechnet. Hierbei werden die einzelnen Stationen ihrer Distanz entsprechend gewichtet. Die hierdurch für jede Rasterzelle erhaltene Beziehung zwischen den Koordinaten, der Höhe und den Parametern der Ausgleichsfunktionen kann nun verwendet werden, um jeweils neue Parameter für die Rasterzellen zu berechnen. Dies folgt dem Beispiel von Beguería & Vicente-Serrano (2006), wo ebenfalls anstatt konkreter Niederschlagshöhen die Verteilungsparameter mittels linearer Regression räumlich interpoliert wurden.

Im Zuge der Berechnung der Funktionsparameter für jede Rasterzelle werden die resultierenden Werte bei Über- oder Unterschreitung auf die Höhe des 95% bzw. 5%-Perzentils angeglichen. Abschließend werden aus den nun vorliegenden Rasterdatensätzen der 6 Funktionsparameter für ausgewählte Dauerstufen die Parameter der Paretoverteilung für jede Rasterzelle berechnet. Hieraus wiederum können die Niederschlagshöhen für ausgewählte Jährlichkeiten für jede Rasterzelle abgeschätzt werden. Zur Übersicht werden Karten sowohl der interpolierten Funktionsparameter, als auch der daraus berechneten Niederschlagshöhen für verschiedene Dauerstufen und Jährlichkeiten erzeugt.

Abschließend wird zur Abschätzung der Genauigkeit der Interpolation mittels des Regressionsmodells eine Kreuzvalidierung durchgeführt. Hierzu werden aus dem Digitalen Geländemodell zunächst die Rasterzellen extrahiert, in denen die verwendeten Messstationen liegen. Zusätzlich zu den für jede Station vorliegenden 6 Parametern für die Dauerstufenfunktionen werden diese nun anhand der oben erläuterten Regressionsmodelle für die Rasterzellen der Stationen berechnet. Dazu werden für jeden Punkt zunächst die 12 gemäß horizontaler Distanz nächsten Nachbarstationen ermittelt. Da es sich um die Rasterzellen der Stationen handelt, wird als nächste Station die entsprechende Station berechnet. Nun werden zwei Varianten der Regression verwendet, zum einen unter Einbezug der Station der Rasterzelle, zum anderen unter Ausschluss dieser Station und Auswahl der nächsten 12 umliegenden Stationen. Mit beiden Modellen werden für jede Stationsrasterzelle die neuen Parameterwerte berechnet. Aus allen 3 Parametersätzen - Originalparameter der Stationen, Parameter aus der Regression inklusive der Station, Parameter unter Ausschluss der Station - werden dann für jede Rasterzelle der Stationen Niederschlagsmengen verschiedener Szenarien berechnet. Diese können dann verglichen werden um durch die Regression entstehende Abweichungen abzuschätzen.

## 4 Ergebnisse

Im Folgenden werden die Resultate der im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Schritte der Datenauswertung präsentiert und dargestellt. Dabei behandeln Unterkapitel die Ergebnisse verschiedener Zwischenschritte und sind chronologisch aufeinander aufbauend angeordnet. Zunächst erfolgt die Einordnung der räumlichen und zeitliche Auflösung der Ausgangsdaten. Es folgen drei Kapitel zur Auffüllung, Methodenvoranalyse und endgültigen Anpassung der Verteilungen. Zuletzt wird auf den Prozess der räumlichen Interpolation, der Kartenerstellung und der Kreuzvalidierung eingegangen.

#### 4.1 Räumliche und zeitliche Abdeckung

Abbildung 2 zeigt die Perzentile der Stationseigenschaften Höhe über N.N., Anzahl der Stationsjahre und Flächen der Thiessen-Polygone der Stationen. Vor allem die Thiessen-Polygone und die Höhe weisen eine recht große Spanne auf. Bei der Höhe wird die geographische Ausstattung recht gut abgedeckt. Einzig größere Höhen über Mittelgebirgslevel in den Alpen sind nicht vertreten, da die höchst gelegene vorhandene Station die DWD-Station der Kennung 01346 mit 1490 m auf dem Feldberg im Schwarzwald liegt. Im Mittel liegen die Stationen jedoch mit 289.5m weit darunter.

Perzentil	Höhe [m]	Stationsjahre	Fläche [km <sup>2</sup> ]
P0	0	4	14.148
P10	35	8	117.365
P20	75	10	162.244
P30	136.7	11	204.0918
P40	217.8	12	241.1736
P50	289.5	12	281.14
P60	346.8	13	319.148
P70	416	14	372.1336
P80	484.2	15	442.7892
P90	604.2	20	535.9988
P100	1490	51	1293.486

Abbildung 2: Perzentile der Stationseigenschaften.

Bei den Stationsjahren fällt die Spanne weniger weit aus, da 50% der Werte zwischen 11 und 15 Stationsjahren liegen. Da Stationen mit 3 oder weniger Stationsjahren zuvor entfernt wurden bilden 4 Stationsjahre die Untergrenze. 90% der Stationen weisen 20 oder weniger Stationsjahre auf, wobei insgesamt 11 Stationen über 25 Stationsjahre haben. Diese stammen alle vom Landesamt für Umwelt Rheinland-Pfalz. Hierbei liegen wiederum 50% über 36 Stationsjahren. Das Maximum bildet die Station Zweibrücken-Kläranlage mit 51 Jahren.



Abbildung 3: Karte der Anzahl der Stationsjahre je Station. Quelle DGM: GeoBasis-DE/BKG (2015).

Wie die Karte in Abb. 3 zeigt, ist die räumliche Verteilung der Stationsjahre relativ gleichmäßig. Eine hohe Dichte von Stationen mit vielen Stationsjahren ist in Rheinland-Pfalz zu finden, jedoch auch in Thüringen, Bayern oder Baden-Württemberg. Im Norden Deutschlands scheinen etwas weniger Stationen mit einer großen Anzahl an Stationsjahren vorhanden zu sein.

Abschließend zeigt Abb. 4 die Stationen geordnet nach Betreiber, sowie die Thiessenpolygone jeder Station. Diese wurden in QGIS berechnet. In einigen Regionen, wie Rheinland-Pfalz oder Baden-Württemberg, herrscht eine hohe Dichte vor. Ebenso wie in weniger dicht besetzten Regionen wie in Norddeutschland, wirkt sich dies auf die Fläche der Thiessen-Polygone aus. Hierdurch kommt die weite Spanne der Flächen der Thiessenpolygone zu Stande, die in Abbildung 2 zu sehen ist.



Abbildung 4: Karte der Stationen der verschiedenen Betreiber und der zugehörigen Thiessen-Polygone.Quelle DGM: GeoBasis-DE/BKG (2015).

### 4.2 Ergebnisse der Auffüllung

Im Mittel werden die Ereignisse von 7 Nachbarstationen benötigt, um durch die Auffüllung möglichst nahe an 100 Stationsjahre zu gelangen. Die mittlere Distanz zu den der höhengewichteten Distanz gemäß ermittelten Nachbarstationen beträgt im Gesamtmittel knapp 29 km. Die Spanne reicht von 3 bis 10 Nachbarstationen und ca. 8.4 bis ca. 81.7 km mittlerer Distanz zu Nachbarstationen. Eine besonders geringe Anzahl und Distanz ist in Rheinland-Pfalz und Teilen Mitteldeutschlands zu finden, bedingt durch die dortige Stationsdichte und Anzahl an Stationsjahren (siehe Abb. 5).



Abbildung 5: Anzahl und mittlere Distanz zu Tochterstationen. Quelle DGM: GeoBasis-DE/BKG (2015).

Größere Entfernungen zu den Tochterstationen sind hingegen überwiegend in Norddeutschland, aber auch in Bayern oder Ostdeutschland zu finden. Höhere Anzahlen an Tochterstationen sind gleichmäßiger verteilt und treten in Baden-Württemberg ebenso wie in Nord-Westdeutschland auf, markiert durch hellere Farben in der Karte.

Abb. 6 stellt für jede Station den höchsten und geringsten Übertragungsfaktor zu einer Nachbarstation dar. Die roten Balken zeigen die Grenzwerte 0.5 und 1.5 an, anhand derer während der Übertragung eine Station zugelassen oder ausgesondert wurde. Die Faktoren liegen überwiegend innerhalb dieses Bereichs. Es fällt auf, dass Ausreißer bzw. Werte außerhalb der Grenzwerte vorwiegend bei den höchsten Übertragungsfaktoren vorkommen, während die niedrigsten Übertragungsfaktoren weniger häufig die Grenzen überschreiten. Bei der Auswahl der Grenzwerte musste eine Abwägung getroffen werden zwischen einer möglichst kompletten Verwendung der durch die höhengewichtete Distanz ermittelten Nachbarstationen und einer nicht zu starken Abschwächung oder Erhöhung der Ereignisse der Tochterstationen. Da 10% der geringsten Faktoren unter 0.626 liegen, fielen hier weniger als 10% der Faktoren raus. Bei den höchsten Faktoren hingegen liegt das 90%-Perzentil bei 1.653, sodass hier etwas mehr als 10% der Übertragungsfaktoren übergangen werden mussten.



Abbildung 6: Höchster und niedrigster Übertragungsfaktor je Station.

Die Karte der Übertragungsfaktoren (Abb. 7) zeigt, dass bei den höchsten Übertragungsfaktoren ein relativ gleichmäßiges Muster vorherrscht. Jedoch treten die zu hohen Werte in den helleren Farben schwerpunktmäßig in einigen Gegenden auf. Besonders hervorzuheben ist Rheinland-Pfalz, wo auch die insgesamt höchsten Übertragungsfaktoren zu verzeichnen waren. Jedoch sind Übertragungsfaktoren außerhalb der Grenzwerte durchaus auch in anderen Regionen zu finden. Für die niedrigsten Faktoren ist die räumliche Verteilung noch einheitlicher. Hier können ein paar Gebiete ausgemacht werden, in denen entweder sehr niedrige Werte oder sehr hohe Werte auftreten, diese sich jedoch auf diese Gebiete beschränken und nur dort zu sehen sind. Das Minimum liegt hierbei bei 0.1145 und Werte unter 0.5 sind vor allem in Thüringen/ Sachsen, teilweise auch in Rheinland-Pfalz zu finden. Erneut sind die höheren bzw. höchsten Werte ebenfalls in Rheinland-Pfalz zu finden, wo Werte über 1.5 mit einem Maximum von 4.005 vorhanden sind, die somit aus der Übertragung ausgeschlossen werden mussten. Bei den niedrigsten Übertragungsfaktoren sind noch ein paar weitere Punkte an der Ostseeküste und im Alpenraum zu nennen, die außerhalb der Grenzwerte liegen. Allerdings sind es in diesen beiden Räumen nur insgesamt 4 Werte, welche ausgeschlossen wurden.



Abbildung 7: Karte der höchsten und niedrigsten Übertragungsfaktoren je Station. Quelle DGM: GeoBasis-DE/BKG (2015).

Die Anzahl an Grenzwertüberschreitungen von Übertragungsfaktoren wurde für jede Station erfasst und ist in Abb. 8 dargestellt. Bei den allermeisten Stationen treten bis zu 20 Fälle auf und dies ist deutschlandweit gleichmäßig verteilt. Höhere Anzahlen sind punktuell zu finden, was sich allerdings auf wenige Regionen beschränkt. Neben einigen Werten im Mittelfeld in Rheinland-Pfalz, Hessen, Bayern oder Thüringen, kommen auch zwei außergewöhnlich hohe Anzahlen (über 80) vor. Bei Betrachtung dieser Werte muss bedacht werden, dass jeder Übertragungsfaktor einzeln für jede Dauerstufe und Nachbarstation berechnet wurde, was bei einer Anzahl von maximal 10 Nachbarstationen in
insgesamt 140 Übertragungsfaktoren resultiert. Dadurch kann auch eine große Anzahl an Übertragungsfaktoren potentiell die Grenzwerte überschreiten, was deutschlandweit aber überwiegend nicht der Fall ist.



Abbildung 8: Karte der Anzahl an Grenzwertüberschreitungen der Übertragungsfaktoren je Station. Quelle DGM: GeoBasis-DE/BKG (2015).

In der folgenden Karte (Abb. 9) ist die mittlere Veränderung der horizontalen Distanz in km zu den Tochterstationen zu sehen. Dies basiert auf der horizontalen Distanz zu den ursprünglich ermittelten Nachbarn (vgl. Abb. 5). Da im Verlaufe der Auffüllung bei einigen Stationen/ Dauerstufen aufgrund zu hoher/ niedriger Übertragungsfaktoren ursprünglich ausgewählte Nachbarstationen ausgelassen und weitere hinzugezogen wurden, konnte sich auch die mittlere Distanz zu den schlussendlich verwendeten Nachbarn verändern. Da die Auffüllung bzw. die Übertragungsfaktoren für jede Dauerstufe separat durchgeführt wurde, unterscheiden sich diese Veränderungen von Dauerstufe zu Dauerstufe. Hier dargestellt ist die über alle Dauerstufen gemittelte Veränderung der mittleren Entfernung. Es zeigt sich für den Großteil der Stationen entweder keine Veränderung oder sogar eine Verringerung der horizontalen Entfernung zu den Tochterstationen. Für einen nicht zu vernachlässigenden Anteil an Stationen ergibt sich dennoch eine Erhöhung, also ein Vergrößerung der Entfernung. Hierbei dominieren mittlere Entfernungsveränderungen bis 8.2 km, was vor allem in Rheinland-Pfalz der Fall ist. In einigen wenigen Fällen kommen auch höhere Werte vor, mit einer maximalen Veränderung von 26.4 km im Mittel aller Dauerstufen.



Abbildung 9: Karte der mittleren Distanzveränderung zu Tochterstationen im Zuge der Auffüllung je Station. Quelle DGM: GeoBasis-DE/BKG (2015).

Durch die Auffüllung anhand der Tochterstationen ergibt sich für jede Station eine neue Anzahl an Stationsjahren, die in Abb. 10 gezeigt wird. Eine große Anzahl an Stationen liegt nach der Auffüllung bei 99 oder mehr Jahren und das Maximum liegt bei 122. Ein ebenfalls großer Anteil der Stationen weist nach der Auffüllung 76 bis 99 Stationsjahre auf. Aufgrund der Grenzwerte für die Übertragungsfaktoren entfielen teilweise Nachbarstationen für die Auffüllung. In der Folge haben 10% der Stationen 94 Stationsjahre oder weniger, insgesamt 20 Stationen weniger als 90 und 4 Stationen weniger als 70 Stationsjahre. Diese 4 Extremfälle liegen zum einen in Rheinland-Pfalz, zum anderen in Thüringen und Sachsen. Wie bereits im Methodenteil erläutert, wurden anschließend Stationen mit weniger als 90 Stationsjahren entfernt.



Abbildung 10: Karte der durch die Auffüllung resultierenden Stationsjahre für jede Station. Quelle DGM: GeoBasis-DE/BKG (2015).



Abbildung 11: Karte der mittleren Niederschlagshöhe eines Ereignisses je Station nach Abschluss der Auffüllung. Quelle DGM: GeoBasis-DE/BKG (2015).

Zuletzt zeigt Abbildung 11 die Niederschlagssumme eines mittleren Ereignisses, welche nach der Auffüllung für jede Station berechnet werden konnte. Hierzu wurden jeweils alle Ereignisse aller Dauerstufen gemittelt. Es ist zu erkennen, dass insgesamt höhere Werte eher im Süden als im Norden Deutschlands auftreten, mit einigen Ausnahmen wie in der Rheinebene nördlich des Schwarzwalds. Zudem ist aber auch der Einfluss der Topographie bemerkbar. Die höchsten Niederschläge liegen somit in den Alpen und im Schwarzwald vor. Auch andere Mittelgebirge wie der Harz stechen heraus, bei dem eine Abnahme von West nach Ost und somit ein Abschirmungseffekt zu sehen ist.

#### 4.3 Voranalyse zu den Verteilungen

Die Ergebnisse der Voranalyse zur Anpassung verschiedener Verteilung anhand von 6 Beispielstationen (siehe Tab. 2) werden hier beispielhaft für zwei von ihnen - Station 00410 und Station 43219 - besprochen. Zunächst zeigen die Abbildungen 12 und 13 die Anpassung der Verteilungsparameter über die Dauerstufen nach den verwendeten Gleichungen 4, 5 und 6. Die aus der ursprünglichen Anpassung der Paretoverteilung stammenden Parameterwerte sind als Punkte dargestellt, in rot die angepassten Funktionen und im Falle des Skalen-(Scale) und Formparameters (Shape) als gestrichelte Linien die Anpassung der Funktionen an die 2.5 bzw. 97.5% Perzentile der *bootstraps*. Diese stellen die Konfidenzintervalle dar.



Abbildung 12: Anpassung der Verteilungsparameter über die Dauerstufen für Station 00410.

Für Station 00410 ist eine gute Anpassung für den Location-Parameter zu sehen, dessen Ausgangswerte die einjährlichen Erwartungswerte jeder Dauerstufe als *thresholds* sind. Ein ähnlicher Verlauf ist auch für Station 43219 zu sehen, wo die Kurve aber die Werte der höheren Dauerstufen weniger gut abdeckt. In beiden Fällen ist der aus der Funktionsanpassung resultierende Wert für die erste Dauertsufe (5 Minuten) höher als ursprünglich, für Station 43219 soagar sehr deutlich.



Abbildung 13: Anpassung der Verteilungsparameter über die Dauerstufen für Station 43219.

Auch bei der Anpassung des Skalenparameters zeigt sich bei beiden Stationen ein ähnliches Bild, bei dem erneut die Werte der Station 43219 stärker streuen und somit weniger gut durch die Funktion erfasst werden. Zudem ergibt sich hier auch eine weitere Spanne aus den Funktionen für die bootstraps. Für die Formparameter treten größere Unterschiede in den Resultaten auf, da die Regression für Station 00410 eine leicht fallende, für Station 43219 eine steigende Funktion darstellt. Zwar streuen die ursprünglichen Werte des Formparameters bei Station 00410 etwas weniger stark, doch liegen hier die Konfidenzintervalle weiter auseinander. Bei Betrachtung der Ergebnisse der anderen 4 Teststationen, die hier nicht gesondert dargestellt sind, zeigt sich vor allem für die Location-Parameter ein recht einheitliches Muster, das mit den beiden abgebildeten Stationen übereinstimmt. Bei allen können durch Gleichung 4 die verwendeten Erwartungswerte einjährlicher Ereignisse gut modelliert werden. Zugleich liegen insbesondere für die erste Dauerstufe die angepassten Werte jeweils über den ursprünglich ermittelten Erwartungswerten, teils ähnlich deutlich wie bei Station 43219. Auch für die Skalenparameter stimmen die Muster der restlichen 4 Stationen mit den bisher besprochenen überein. Hierbei ist anzumerken, dass die Werte der Skalenparameter deutlich stärker streuen und somit weniger gut durch die Funktion modelliert werden. Daraus ergeben sich recht hohe Spannen zwischen den Konfidenzintervallen, vor allem bei den oberen Dauerstufen. Die Resultate für die Formarameter zeigen ähnliche Eigenschaften wie für Station 00410 und 43219. So wiesen zwei Stationen eine steigende Beziehung zwischen Shape-Parameter und Dauerstufe auf. In einem weiteren Fall ist die Regression ähnlich fallend wie für Station 00410 und für die letzte Station ergab sich eine sehr schwach fallende Beziehung. Diese geht auch mit im Vergleich zur Streuung der Ausgangswerte sehr weiten Konfidenzintervallen einher.



Abbildung 14: Verteilungsvergleich für Station 00410.

Schließlich werden in Abb. 14 und 15 die Ereignisse nach Dauerstufen getrennt (Angabe in Minuten) anhand ihrer empirischen Jährlichkeiten mit den aus dem Verteilungen abgeleiteten Niederschlagshöhen verglichen. Für Station 00410 scheint bei den meisten Dauerstufen die ursprüngliche Paretoverteilung (blau) am besten zu passen, während die Exponentialverteilung (rot) vor allem für größere Jährlichkeiten häufig etwas zu niedrige Werte liefert. Die über die Dauerstufen angepasste Paretoverteilung (modifizierte paretoverteilung, grün) ist in den meisten Dauerstufen dazwischen angesiedelt. Auffällig ist der zu hohe Verlauf für die erste Dauerstufe. Dies ist für Station 43219 noch ausgeprägter, wo es zudem auch bei u.a. der 10-Minuten-Dauerstufe oder der 360-Minuten-Dauerstufe auftritt.



Abbildung 15: Verteilungsvergleich für Station 43219.

In manchen anderen Fällen liegt die angepasst Paretoverteilung hingegen zu niedrig. Die Betrachtung von bspw. Dauerstufe 90 bis 240 bei Station 43219 zeigt, dass bei dieser Station aber auch die herkömmliche Paretoverteilung zu einem höheren Verlauf neigt. Weiterführend deuten auch Ergebnisse der übrigen 4 Stationen an, dass die modifizierte Paretoverteilung insgesamt eine ähnlich gute Anpassung und Beschreibung der Starkniederschlagsereignisse erlaubt. Ebenso wie die herkömmliche Paretoverteilung ist sie aufgrund des Formparameters in der Lage, hohe Werte mit hohen Jährlichkeiten flexibler abzudecken als die Exponentialverteilung. Dabei bestehen trotz der Tatsache, dass zur Anpassung der modifizierten Paretoverteilung insgesamt nur die 6 Parameter der Dauerstufenfunktionen nötig sind, Anstelle von 3 Verteilungsparametern für jede einzelne Dauerstufe, teilweise nur sehr geringfügige Unterschiede zur ursprünglichen Paretoverteilung. Der zu hohe Verlauf für die erste Dauerstufe ist bei allen Teststationen zu finden.

## 4.4 Anpassen der Verteilungen



Abbildung 16: Karte der aus den Verteilungen abgeleiteten Niederschlagshöhen jeder Station a). Quelle DGM: GeoBasis-DE/BKG (2015).

Nach Anpassung der modifizierten Paretoverteilung für jede Station konnten die Niederschlagssummen für verschiedene Kombinationen hieraus ermittelt werden. Bei einem Ereignis der Jährlichkeit T = 100 und Dauerstufe D = 15 Minuten (Abb. 16) treten deutschlandweit keine all zu deutlichen räumlichen Muster auf. Sehr hohe Werte sind beispielsweise bei Stationen im südlichen/ östlichen Bayern oder südlich des Thüringer Walds zu finden. Dem 50% Perzentil entsprechend haben die Ereignisse im Mittel eine Niederschlagshöhe von knapp 34 mm. Im unteren Bereich (weniger als 20% der Werte) fallen ca. 30 mm und im oberen Bereich bis zum 80% Perzentil ca. 40 mm, was verdeutlicht dass die Spanne der Werte hier relativ gering ist. Die höchsten 10% der Werte reichen dabei bis 68.4 mm.



Abbildung 17: Karte der aus den Verteilungen abgeleiteten Niederschlagshöhen jeder Station b). Quelle DGM: GeoBasis-DE/BKG (2015).

Die Karte zu einem Jahrhundertereignis der Dauerstufe 60 Minuten ergibt ein recht ähnliches Bild (vgl. Abb. 17). Erneut treten die höchsten Ereignisse in den selben Regionen in Bayern und dem Thüringer Wald auf. Zusätzlich sticht bei dieser Dauerstufe noch eine Station im Nordwesten Deutschlands heraus, welche für 15 Minuten noch nicht in der obersten Kategorie war. Im Mittel liegen die Ereignisse mit 60 Minuten bei gerundet 47 mm, 20% der Werte unter ca. 41 mm und 20% über ca. 54 mm. Auch in dieser Dauerstufe tritt die größte Spanne in den obersten 10% der Werte auf, da sich das Maximum bei 96.46 mm befindet.



Abbildung 18: Karte der aus den Verteilungen abgeleiteten Niederschlagshöhen jeder Station c). Quelle DGM: GeoBasis-DE/BKG (2015).

Für die 120-Minuten-Dauerstufe sind die höchsten Ereignisse wieder in Teilen Bayerns und beidseitig des Thüringer Walds zu sehen, während in vielen anderen Regionen Deutschlands sowohl etwas höhere als auch niedrige Werte auftreten. Auch ist der Schwerpunkt im Nordwesten erkennbar, wo auch die umliegenden Stationen bei einer Niederschlagsdauer von 120 Minuten hohe Werte aufweisen. Hinzu kommen weiterhin einige Station im Schwarzwald, welche der höchsten Kategorie zugeordnet sind, wie Abbildung 18 zeigt. Die mittleren 60% der Ereignisse erbringen knapp 49 bis 65 mm, was eine ähnliche Spanne ist wie schon bei 60 Minuten. Für das 50% Perzentil ergeben sich 55.8 mm. Da 90% der Werte unter gerundet 70 mm liegen und die 120-minütigen Ereignisse einen Maximalwert von 112.31 mm haben, tritt im obersten Werte-Bereich erneut der größte Sprung auf. Für die 6-stündigen Ereignisse treten die Stationen in Bayern etwas in den Hintergrund. Zwar sind an den Alpen erneut hohe Werte zu sehen, jedoch sind diese hier auf den Schwarzwald, die Grenze zu Thüringen und den Hotspot im Nordwesten konzentriert (vgl. Abb. 19).



Abbildung 19: Karte der aus den Verteilungen abgeleiteten Niederschlagshöhen jeder Station d). Quelle DGM: GeoBasis-DE/BKG (2015).

Davon abgesehen sind einige Stationen mit mittleren Ereignishöhen und viele Stationen im unteren Bereich zu sehen. Zwischen dem 20% Perzentil (ca. 66 mm) und dem 80% Perzentil (ca. 100 mm) liegt eine Spanne von ungefähr 35 mm. 90% der Werte fallen unter gerundet 113 mm, was fast dem Maximum bei 120 Minuten entspricht. Mit einem Höchstwert von über 211 mm tritt hier ein sehr großer Sprung in den obersten 10% auf. Dieser Sprung entspricht fast 47% des Maximalwerts, was deutlich mehr ist als bei den anderen dargestellten Dauerstufen: ca. 38% bei D = 15 Minuten, ca. 39% bei D = 60 Minuten und ca. 38% bei D = 120 Minuten.

### 4.5 Räumliche Interpolation

Den ersten Schritt der Regionalisierung bildete die Interpolation der Parameter der Anpassungsfunktionen für die Lange-, Skalen- und Formparameter der Verteilungen. Die Ergebnisse sind als deutschlandweite Raster in den Abbildungen 20, 21 und 22 dargestellt. Der Parameter  $a_{\mu}$  zeigt die höchsten Werte zum Beispiel im Bereich der Lüneburger Heide sowie südlich der schwäbischen Alb und an einigen Stellen in Ostdeutschland. Ansonsten treten diese höheren Werte eher kleinräumig und lokal auf. Im Westen und Norden sind flächig auch niedrige bis leicht negative Werte verbreitet, wobei insgesamt 7 Zellen einen negativen Wert aufweisen.



Abbildung 20: Interpolierte Parameter für die Dauerstufenfunktion des Lageparameters. Siehe Gleichung 4:  $\mu(d) = \frac{a_{\mu}}{d^{b_{\mu}}}$ 

Für  $b_{\mu}$  ergab die räumliche Interpolation eine starke Verbreitung von Werten im hohen bis sehr hohen Bereich. Es liegen alle Werte über der in Fischer & Schumann (2018)

angegebenen Bedingung von -1, da das Minimum -0.649 beträgt. Die Werte am unteren Rand treten nur selten auf, z.B. im Schwarzwald. Durch die Interpolation der Parameter der Dauerstufen-Funktion für den Skalenparameter entstanden großflächigere räumliche Muster (siehe. Abb. 21). Dies ist besonders für  $a_{\sigma}$  der Fall. Die höchsten Werte sind bspw. im Nördlichen Schwarzwald, nördlich der Schwäbischen Alb oder im Südosten Bayerns zu finden. Werte im niedrigsten Bereich sind unter anderem im Nordwesten weit verbreitet. Dabei kommen insgesamt 5 Zellen mit negativem Ergebnis vor. Das räumliche Muster bei  $b_{\sigma}$  weist hierzu an einigen Stellen Ähnlichkeiten auf, da höhere Werte auch hier nördlich der Schwäbischen Alb oder im Südosten Bayerns hier insgesamt etwas mehr Werte in den oberen Bereichen, was auch schon bei  $b_{\mu}$  der Fall war. Große Flächen mit geringeren Werten finden sich an der Nordseeküste oder um Berlin herum.



Abbildung 21: Interpolierte Parameter für die Dauerstufenfunktion des Skalenparameters. Siehe Gleichung 5:  $\sigma(d) = \frac{a_{\sigma}}{d^{b_{\sigma}}}$ 

In Abbildung 22 zeigen sich einige Regionen mit Maximalwerten für  $\alpha$ , was den y-Achsenabschnitt der jeweiligen Regressionen zwischen Formparameter und Dauerstufe angibt. Diese Maxima liegen zum Beispiel im Osten Bayerns oder in Westdeutschland. Dabei ist keine klare räumliche Abgrenzung zu sehen und auch die Werte am unteren Ende des Spektrums sind räumlich verteilt in den unterschiedlichsten Regionen zu finden, z.B. in Schleswig-Holstein. Die Steigung der Regression wird jeweils durch  $\beta$  bestimmt, wobei die Spanne insgesamt eine sehr geringe ist. Es wird deutlich dass sowohl leicht sinkende als auch leicht steigende Funktionen auftreten. Knapp 80% der Zellen weisen hierbei einen positiven Wert für  $\beta$  auf. Jedoch gibt es auch einige Regionen mit großflächig negativen Werten, wie zum Beispiel im Osten Bayerns.



Abbildung 22: Interpolierte Parameter für die Dauerstufenfunktion des Formparameters. Siehe Gleichung 6:  $\xi(d)=\alpha+\beta\cdot d$ 

## 4.6 Resultierende Starkniederschlagshöhen

Im Folgenden werden für die Dauerstufen 15 Minuten (Abb. 23 und 24) und 360 Minuten (Abb. 25 und 26) beispielhaft die resultierenden Niederschlagshöhen dargestellt. Weiterhin wird für beide Dauerstufen in Abbildung 27 bzw. 28 die Spanne der Niederschlagshöhen der berechneten Raster mit den Niederschlagshöhen der Stationen, berechnet aus den angepassten Verteilungen, verglichen. Für D = 15 Minuten zeigen sich bei einer Jährlichkeit von 100 Jahren klar einige Regionen mit Maximalwerten. Diese sind sowohl im Süden (z.B. Schwarzwald, Bodenseeregion) als auch im Norden und Westen zu sehen. Zugleich treten sehr hohe Niederschläge auch an diversen kleinräumigen Hotspots auf, die nicht auf einzelne Regionen beschränkt sind. Zwar treten in einigen höheren (Mittel-) Gebirgslagen Niederschläge am oberen Ende des Spektrums auf (Schwarzwald, Südosten Bayerns), einige andere wiederum weisen sehr geringe Werte auf. Hierbei stechen beispielsweise die Schwäbische Alb oder der mittlere Teil der bayrischen Alpen heraus. Insgesamt sind geringe Niederschlagsmengen vor allem im Norden Deutschlands verbreitet.



Abbildung 23: Karte der Niederschlagshöhe für Dauerstufe D = 15 Minuten und Jährlichkeit T = 100.

Der Median aller Rasterzellen liegt bei 34.39 mm. Die Spanne beträgt in Differenz zwischen dem Minimum von 28.03 mm und dem Maximum von 42.78 mm allerdings nur ca.





Abbildung 24: Vergleich der Niederschlagshöhe für Dauerstufe D = 15 Minuten zwischen Jährlichkeit T = 50 und 100.

Im Vergleich der Jährlichkeiten 50 und 100 Jahre für D = 15 Minuten zeigen sich teilweise die selben räumlichen Muster, so zum Beispiel im Schwarzwald oder einigen Bereichen mit hohen Niederschlägen in Nord- und Westdeutschland. Dabei liegen die Werte für 50 Jahre konsistent niedriger als für 100 Jahre. Das Maximum des 50-Jahre-Rasters entspricht ungefähr dem 70% Perzentil des 100-Jahre-Rasters. Die Resultate für 360 Minuten und die Jährlichkeit 100 Jahre ergeben ein etwas anderes Muster (siehe Abb. 25). Die Region mit hohen Niederschlägen an der niederländischen Grenze zieht sich nun deutlich weiter ins Landesinnere. Auch um Flensburg herum sind hohe Niederschläge hier weiter verbreitet, während der Südschwarzwald nur noch im mittleren Wertebereich liegt. Die Schwäbische Alb fällt erneut mit geringeren Niederschlägen auf und die Alpen bzw. das Alpenvorland zeigen konsistenter hohe Niederschläge. Hierbei treten, wie schon bei 15 Minuten, kleinräumig Zellen mit sehr niedrigen Werten im Allgäu westlich von Oberstdorf auf. Zugleich fällt auch der bayrische Wald in dieser Dauerstufe in die unteren Wertebereiche, sodass sich insgesamt kein eindeutiger Einfluss der Topographie abzeichnet. Auch in Hessen sind großflächige Niederschläge am unteren Ende des Spektrums zu verzeichnen. Die gesamte Spanne beträgt ca. 55.08 mm zwischen dem Maximum (116.28) und dem Minimum (61.21), was 47.37% des Maximums ausmacht.



Abbildung 25: Karte der Niederschlagshöhe für Dauerstufe D = 360 Minuten und Jährlichkeit T = 100.



Abbildung 26: Vergleich der Niederschlagshöhe für Dauerstufe D = 360 Minuten zwischen Jährlichkeit T = 50 und 100.

Im Vergleich zwischen den Jährlichkeiten 50 und 100 Jahre zeigen sich erneut sehr ähnliche räumliche Muster, sodass die gleichen Regionen mit hohen bzw. niedrigen Werten hervortreten. Das sich ergebende Bild bestätigt den konsistenten Anstieg der Niederschlagshöhen für steigende Jährlichkeiten. Der Maximalwert von 93.86 mm für 50 Jahre liegt zwischen dem 70% und 80% Perzentil des Rasters für 100 Jahre. Weiterhin liegen für die Jährlichkeit 50 Jahre 80% der Werte unter 75.34 mm. Da der Median für die Rasterzellen der Jährlichkeit 100 77.2 mm ist, sind mehr als die Hälfte der Werte höher das 80% Perzentil der Jährlichkeit 50.

Vergleicht man für beide besprochenen Dauerstufen die als Raster berechneten Werte mit den an den einzelnen Stationen aus den Dauerstufenfunktionen abgeleiteten Niederschlagsmengen, zeigt sich, dass die Größenordnungen der Mediane sowie des Großteils der Wertespannen recht gut übereinstimmen (siehe Abb. 27/ 28). Auch ist zu erkennen, dass jeweils für beide Dauerstufen und sowohl bei den Stationen als auch bei den Rastern steigende Niederschlagsmengen bei steigenden Jährlichkeiten entstehen. Jedoch werden auch Unterschiede deutlich, die aber für beide Dauerstufen gelten. So weisen für beide Dauerstufen und Jährlichkeiten die Raster geringere Spannen zwischen den höchsten und niedrigsten Werten auf als die Stationen, markiert durch die Whisker der Boxplots. Die für die Stationen ermittelten Niederschläge nehmen sowohl deutlich höhere als auch deutlich niedrigere Werte ab. Dabei sind bei den Stationen vor allem hohe Ausreißer vorhanden, während bei beiden Rastern keinerlei Ausreißer auftreten.



Abbildung 27: Vergleich der Niederschlagshöhen der Stationen und des Rasters für Dauerstufe D = 15 Minuten.



Abbildung 28: Vergleich der Niederschlagshöhen der Stationen und des Rasters für Dauerstufe D = 360 Minuten.

## 4.7 Kreuzvalidierung

Abschließend werden nun noch einige Resultate der Kreuzvalidierung dargestellt, anhand derer die Qualität des Regressionsmodells abgeschätzt werden soll. Hierzu wurden Boxplots für die Jährlichkeit 100 Jahre und 4 Dauerstufen (15, 60, 120 und 360 Minuten) angefertigt (Abb. 29 bis 32). Diese zeigen jeweils die Differenz der aus den modifizierten Pareto-Verteilungen der Stationen berechneten Niederschlagswerte zu den nach der räumlichen Interpolation mittels Regression abgeleiteten Niederschlagswerten an den Stationen. Hierbei werden für beide Varianten, die Regressionsmodelle mit und ohne Verwendung der Station als erste Nachbarstation, sowohl die absoluten als auch die relativen Differenzen abgebildet.



Einbezug der Station als nächster Nachbar

Abbildung 29: Ergebnisse der Kreuzvalidierung für Dauerstufe D = 15 und Jährlichkeit T = 100.

Für die Dauerstufe 15 Minuten wird deutlich, dass sowohl für absolute als auch relative Differenzen zu den aus den Verteilungen stammenden Werten das Regressionsmodell mit Verwendung der stationseigenen Informationen überwiegend minimale Abweichungen liefert (siehe Abbildung 29). Jedoch treten sowohl im negativen wie auch im positiven Bereich eine nicht unerhebliche Menge an Ausreißern auf. Negative Differenzen bedeuten hierbei, dass die Werte aus den Regressionsmodellen größer sind als die direkt aus den Stationen abgeleiteten Werte. Deutlich größere Abweichungen zeigen die Modelle ohne Einbezug der Stationen als nächste Nachbarn. Sowohl absolute als auch relative Differenzen haben zum einen eine deutlich weitere Spanne für 50% (Box) bzw. den obersten und untersten Wertebereich (Whisker) und zweitens weit streuende Ausreißer bis über 40% und unter -60%.

Auch für die weiteren dargestellten Dauerstufen 60 Minuten (Abb. 30), 120 Minuten (Abb. 31) und 360 Minuten (Abb. 32) ergibt sich im Großen und Ganzen dieses Muster. Bei allen Dauerstufen weisen die Regressionmodelle unter Einbezug der eigenen räumlichen Informationen der Stationen nur sehr geringfügige Differenzen zu den Werten aus Verteilungen auf. Jedoch sind immer Ausreißer zu verzeichnen, die deutlich weiter streuen können. Generell reichen diese Ausreißer in etwa gleich weit in den positiven wie in den negativen Bereich hinein. Beispiele für Ausnahmen sind für D = 15 Minuten im positiven, sowohl bei absoluten wie bei relativen Differenzen, oder geringfügig im negativen bei D = 360 für die relativen Differenzen zu nennen. Deutlich größere Abweichungen und deutlich größere Spannen sind bei allen dargestellten Dauerstufen für die Regressionsmodelle ohne die stationseigenen Informationen zu sehen. Auch hier trifft das sowohl auf die absoluten als auch auf die relativen Differenzen zu.



Einbezug der Station als nächster Nachbar

Abbildung 30: Ergebnisse der Kreuzvalidierung für Dauerstufe D = 60 und Jährlichkeit T = 100.



Embezug der Station als nachster Nachbar

Abbildung 31: Ergebnisse der Kreuzvalidierung für Dauerstufe D = 120 und Jährlichkeit T = 100.

Zum Teil verhalten sich dabei die Ausreißer bei den Modellen ohne Einbezug der sta-

tioneigenen Informationen aber zwischen absoluten und relativen Differenzen etwas gegenläufig. So weisen alle Dauerstufen bei den absoluten Differenzen mehr Ausreißer im positiven Wertebereich auf und diese streuen weiter, was bei der Dauerstufe D = 360 besonders ausgeprägt ist. Gleichzeitig sind in Bezug auf die relativen Differenzen die negativen Abweichungen meistens ausgeprägter, da hier mehr Ausreißer auftreten und diese weiter reichen. Erneut ist das für die 360-Minuten-Dauerstufe sehr deutlich zu sehen.



Einbezug der Station als nächster Nachbar

Abbildung 32: Ergebnisse der Kreuzvalidierung für Dauerstufe D = 360 und Jährlichkeit T = 100.

Insgesamt ergibt sich für alle 4 genannten Dauerstufen und für 4 betrachtete Jährlichkeiten (10, 30, 50 und 100 Jahre) bei Auswertung der Differenzen, welche zwischen den Regressionsmodellen und den aus den Funktions-/Verteilungsparametern der Stationen ermittelten Niederschlägen entstehen, ein sehr konsistentes Bild. Wie auch bei einer Jährlichkeit von 100 Jahren (Abbildungen 29 bis 32) kann eindeutig ein Muster zwischen den beiden Regressionsvarianten festgestellt werden. Bei den Regressionen, bei denen die Stationen selbst als nächste Nachbarn einbezogen werden, entstehen allgemein marginale Abweichungen zu den direkt über die Funktionsparameter abgeleiteten Niederschlagsmengen. Diese Abweichungen betragen überwiegend wenige Prozent im Positiven und im Negativen. Dabei reichen die Whisker auch nur geringfügig weiter, es gibt jedoch einige Ausreißer, die weiter streuen können. Bei der zweiten Regressionsvariante ohne die Verwendung der stationseigenen geographischen Informationen zur Überprüfung ergeben sich durchgängig größere Abweichungen. Die mittleren 50% der Differenzen liegen immer zwischen ca. +/- 10%. Die Whisker der Boxplots reichen bei dieser Variante meist deutlich weiter (bis ca. +/- 30% Differenz). Darüber hinaus können einige Ausreißer selbst Differenzen von 40, 60 oder 80% überschreiten.

Die Boxplots in Abbildung 33 zeigen im Vergleich der beiden Regressionsmodelle für jede Dauerstufe die prozentuale Differenz der ermittelten Niederschläge an den Standorten der Stationen mit und ohne Einbezug der dortigen räumlichen Informationen in die Regression bei einer Jährlichkeit von 100 Jahren. Bei allen 4 Dauerstufen liegen 50% der Differenzen im Bereich unter 20%, die Mediane liegen bei 8.29% für D = 15, 7.63% für D = 60, 7.76% für D = 120 und 11.08% für D = 360 Minuten. Die geringste Spanne tritt bei 120 Minuten auf, die größte bei 360 Minuten. Auch treten bei allen dargestellten Dauerstufen Ausreißer auf, die sehr hohe prozentuale Abweichungen anzeigen und teils fast bis 100% oder darüber hinaus reichen (bei D = 360 Minuten). Das bedeutet, dass bei manchen Stationsstandorten das Regressionsmodell ohne Einbezug dieser Stationen in die nächsten Nachbarn Niederschläge ermittelt die (mehr als) 100% über bzw. unter dem Wert liegen, der ermittelt wird, wenn die Informationen dieser Stationen als nächste Nachbarn für die Regression verwendet werden.



Abbildung 33: Prozentuale Differenzen der beiden Regressionsmodelle für alle 4 Dauerstufen bei Jährlichkeit T = 100. Differenzen zwischen den Regressionsmodellen mit und ohne Einbezug der stationseigenen räumlichen Informationen an jeder Station.

# 5 Diskussion

Das folgende Kapitel widmet sich der Diskussion der Ergebnisse und deren Einordnung vor dem Hintergrund der verwendeten Methoden und ihren Einschränkungen. Dabei wird zunächst allgemein auf die Ergebnisse eingegangen und diese werden für die zwei in Kapitel 4.6 abgebildeten Dauerstufen mit den KOSTRA-Werten (DWD Climate Data Center 2017*a*) verglichen. Anschließend werden die Datengrundlage und Methodik als Kontext hinzugezogen. Den Abschluss bildet ein Ausblick, der sich vor allem den möglichen Veränderungen durch den Klimawandel widmet.

Zur Einordnung der Ergebnisse dieser Arbeit wurden die berechneten Raster für die Dauerstufen D = 15 und 360 Minuten der Jährlichkeit T = 100 Jahre mit den Resultaten der letzten KOSTRA-Analysen für diese Dauerstufen verglichen. Dabei zeigte sich, dass für beide Dauerstufen die Wertespannen der KOSTRA-Raster und der Ergebnisse dieser Arbeit eine hohe Deckung aufweisen. Für 15 Minuten liegt die Spanne der KOSTRA-Werte zwischen 21 und 43.6 mm, für das berechnete Raster bei 28 bis 42.8 mm. Weiterhin nimmt das KOSTRA-Raster für D = 360 Minuten Werte von 65.7 bis 122.3 mm an, im Vergleich zu 61.2 bis 116.3 mm der eigenen Ergebnisse (DWD Climate Data Center 2017a). Vergleicht man die räumlichen Muster beider Dauerstufen, kann für D = 15 Minuten eine in Teilen Deutschlands ähnliche räumliche Verteilung erkannt werden. Sowohl bei dem KOSTRA-Raster, als auch bei dem Ergebnis dieser Arbeit (vgl. Abbildung 23) werden die höchsten Werte im Schwarzwald, dem Allgäu und Südost-Bayern vorgefunden. Auch bei den niedrigen Werten gibt es einige Übereinstimmungen, so z.B. in Teilen der Nord- und Ostseeküste oder dem Nordosten Baden-Württembergs. Zugleich sind aber auch einige deutliche Unterschiede festzustellen. So ergaben sich an einigen Stellen Flächen mit hohen Niederschlagsmengen, die in den entsprechenden KOSTRA-Daten eher von geringen Werten geprägt sind. Dies ist zum Beispiel nordwestlich von Berlin oder südlich des Thüringer Walds der Fall. An einigen weiteren Stellen treten im KOSTRA-Raster mittlere Niederschlagshöhen auf, wohingegen im Ergebnis dieser Arbeit hohe Werte zu finden sind. Dies trifft zum Beispiel auf den Osten Bayerns zu. Für D = 15 Minuten und die Jährlichkeit 100 Jahre hat das KOSTRA-Raster einen Median von 28 mm, während der Median des hier berechneten Rasters bei 34.39 mm liegt (DWD Climate Data Center 2017a). Insgesamt ist also die Spanne der KOSTRA-Werte etwas weiter, dort haben jedoch hohe Werte eine wesentlich geringere räumliche Verbreitung. Somit treten räumlich hohe Differenzen vor allem in den Gegenden auf, für die hier im Gegensatz zu KOSTRA hohe Niederschlagswerte berechnet wurden. Die Differenzen bewegen sich zwischen 0 und 19.48 mm.

Für D = 360 Minuten und Jährlichkeit T = 100 zeigen sich ebenfalls sehr ähnliche Wertespannen. Das KOSTRA-Raster liefert hier Niederschlagshöhen von 65.7 mm bis 122.3 mm, im Vergleich zu 61.2 bis 116.3 mm. Räumliche Ähnlichkeiten ergeben sich erneut im Schwarzwald und den Alpen/ Alpenvorland, da hier für das KOSTRA-Raster die höchsten Werte auftreten, ebenso wie im Erzgebirge (DWD Climate Data Center 2017*a*). Jedoch treten für diese Dauerstufe noch mehr und räumlich großglächiger Unterschiede auf. Während außerhalb der genannten Regionen bei KOSTRA fast ausschließlich Werte am unteren Ende der Spanne zu verzeichnen sind, treten bei dem im Rahmen dieser Arbeit berechneten Raster großflächig hohe Niederschlagswerte in einigen weiteren Gegenden auf. Diese decken sich auch mit dem Ergebnis der Dauerstufe D = 15 Minuten. Das ist zum Beispiel der Fall an der polnischen Grenze, an der niederländischen Grenze und im Nordosten Schleswig-Holsteins (vgl. Abbildung 25). So treten insgesamt deutlich mehr höhere Werte auf, was sich auch hier in den Medianen zeigt: 68.1 mm für das KOSTRA-Raster im Gegensatz zu 77.17 mm. Es zeigt sich für diese Dauerstufe bei den KOSTRA-Daten recht eindeutig ein topographischer Einfluss (DWD Climate Data Center 2017*a*).

Die bei Steinbrich et al. (2016) und Stölzle et al. (2016) gefundene Nord-Süd-Aufteilung der Niederschlagshöhen für Baden-Württemberg kann hier zumindest teilweise bestätigt werden, zum Beispiel für den Schwarzwald und das Alpenvorland. Auch auf die eher geringen Niederschläge für die Schwäbische Alb trifft das zu. Für D = 360 Minuten kann deutschlandweit der bei Steinbrich et al. (2016) und Stölzle et al. (2016) erwähnte topographische Einfluss für längere Dauerstufen noch nicht bestätigt werden.

#### 5.1 Diskussion der Datengrundlage

Mit einer durchschnittlichen Fläche von 281.14 km<sup>2</sup> der Thiessenpolygone (vgl. Tabelle 2) liegen insgesamt die im Rahmen dieser Arbeit verwendeten Stationen weiter auseinander als bei Steinbrich et al. (2016) (116 km<sup>2</sup>). So hatten bei Steinbrich et al. (2016) 90% der Thiessenpolygone eine Fläche von unter 235 km<sup>2</sup>, während dies hier erst bei ca. 536 km<sup>2</sup> der Fall ist. Vor allem in Norddeutschland ist die räumliche Abdeckung dieser Arbeit also ungenauer (siehe Abb. 4). Bezüglich der Zeitreihenlänge liegt hier das Mittel bei 12 Jahren. Da 90% der Stationen ursprünglich bis zu 20 Stationsjahre haben, im Vergleich zu 18 Jahren bei Steinbrich et al. (2016), ist hier sogar eine leichte Verbesserung gegeben. Um zur Abschätzung höherer Jährlichkeiten für Starkniederschläge die Datenreihen auf 100 Stationsjahre verlängern zu können, mussten jeweils die Daten von benachbarten Stationen hinzugezogen werden. Im Mittel wurden hierzu bei jeder Station 7 benachbarte Stationen benötigt, was der mittleren Anzahl bei Steinbrich et al. (2016) entspricht. Dabei liegt die Spanne mit einem Maximum von 10 Nachbarstationen hier etwas niedriger als in dieser Studie, bedingt durch die höhere Anzahl zu Grunde liegender Stationsjahre. Bei Stölzle et al. (2016) betrug insgesamt die mittlere Distanz zu den Nachbarstationen 16 km mit einem Maximum von ca. 30 km. Im Rahmen dieser Arbeit beträgt die mittlere Distanz zu den für jede Station ermittelten Nachbarstationen ingesamt zwar knapp 29 km, was der in De Lannoy et al. (2005) beschrieben Ausdehnung einzelner konvektiver Gewitterzellen von 10 bis 30 km<sup>2</sup> entspricht. Jedoch reicht das Maximum der mittleren Distanz zu den Nachbarstationen bis über 81 km und insgesamt ist die mittlere Distanz bei 552 Stationen größer als 30 km. Die Übernahme von Niederschlagsereignissen muss also trotz Anwendung der Übertragungsfaktoren für eine nicht unerhebliche Anzahl an Station kritisch angesehen werden, zumal dabei im Laufe der Übertragung noch Veränderungen der Distanz auftreten konnten.

Auch müssen die Resultate in grenznahen Regionen mit etwas Vorsicht bedacht werden. Da nur Datensätze aus Deutschland verwendet wurden, wurde hier eventuell aufgrund fehlender Daten von Nachbarstationen aus den angrenzenden Ländern der tatsächliche Charakter der Niederschlags-Dauer-Wiederkehrzeit-Beziehungen regional nicht akkurat abgebildet.

### 5.2 Diskussion der Methoden

Bei den Methoden muss zunächst der Prozess der Datenplausibilisierung bedacht werden. Zwar wurden alle Datenreihen, außer den schon zuvor geprüften vom Landesamt für Umwelt Baden-Württemberg, den gleichen Tests unterzogen. Jedoch waren im Gegensatz zu den Daten des Deutschen Wetterdiensts die von den entsprechenden Stellen aus Thüringen und Bayern zur Verfügung gestellten Datensätze vor der Verwendung für diese Arbeit noch gänzlich ungeprüfte Rohdaten. Hinzu kommt, dass für einen Großteil der Stationen aus Bayern die Daten in einer Auflösung von 5 Minuten vorliegen. Die nach der Ereignisermittlung resultierenden Niederschlagshöhen wurden nicht mehr allgemein bzw. in ihrem geographischen Kontext überprüft, stattdessen wurden nur zwei unplausible Ereignisse herausgenommen. Diese Faktoren tragen zur Erklärung der im nördlichen Bayern auftretenden sehr hohen Werte bei (vgl. Karten in Kapitel 4.6). In dieser Region liegen zwei der Stationen vom Bayerischen Landesamt für Umwelt in 5-Minuten-Auflösung. Bei beiden finden sich sehr hohe Werte für die Starkniederschläge im oberen Jährlichkeitsspektrum, die bis 150 bzw. 250 mm reichen. Umliegende Stationen des DWD weisen in dieser Region deutlich geringere Maximalwerte zwischen 40 und 70 mm auf. Einen Verbesserungsansatz könnte hier die probable maximum precipitation (PMP) darstellen. Die PMP bezeichnet das Maximum der meteorologisch möglichen Niederschlagsmenge einer bestimmten Dauer für eine bestimmte Fläche (World Meteorological Organization 2009, Kunkel et al. 2013) und könnte zur verbesserten Plausibilisierung solcher Niederschlagsereignisse dienen. Bei der World Meteorological Organization (2009) wird beispielsweise ein statistisches Verfahren beschrieben, welches die Ermittlung der PMP für einen Punkt erlaubt. Eine zusätzliche Plausibilisierung der Ereignishöhen wurde auch bei Stölzle et al. (2016) durch einen Abgleich mit der statistisch abgeschätzten PMP durchgeführt. Jedoch wurde dies letzten Endes nicht zur Selektion von Ausreißern verwendet, unter anderem da Kunkel et al. (2013) durch den Klimawandel zukünftig steigende PMP-Werte aufgrund steigender atmosphärischer Wassergehalte prognostizieren.

Anschließend ermöglichte die Auffüllung der Ereignistabellen anhand von Tochtersta-

tionen die räumliche Ausbreitung der genannten hohen Ereignisse. So sind bei den DWD-Stationen in der oben aufgeführten Region in Nordbayern vor der Auffüllung diese Ereignisse nicht vorhanden, nach der Übertragung hingegen schon. Zugleich wurden nach der Auffüllung die beiden Stationen des Bayerischen Landesamtes für Umwelt entfernt, da für sie keine ausreichende Übertragung von Ereignissen möglich war und sie somit am Ende zu wenige Stationsjahre aufwiesen. Auch entstanden aufgrund der Übertragungsfaktoren hier sogar noch höhere Werte, welche sowohl punktuell an den Stationen (Kapitel 4.4), als auch flächig (Kapitel 4.6) hervorstechen. Dabei stellen die in den Methoden beschriebenen Grenzwerte für Übertragungsfaktoren einen weiteren kritischen Punkt dar. Die Grenzwerte von 0.5 und 1.5 wurden so gewählt, um eine möglichst vollständige Verwendung der gemäß höhengewichteter Distanz ermittelten Nachbarstationen zu ermöglichen und die Auffüllung auf 100 Stationsjahre zu gewährleisten. Hierdurch sollte auch verhindert werden, dass für zu viele Dauerstufen andere statt den ursprünglich gewählten Nachbarstationen verwendet werden mussten oder überhaupt keine Übertragung zu Stande kam. Jedoch wären bei engeren Grenzwerten solche hohen Ereignisse von Nachbarstationen evtl. nicht übertragen worden, aufgrund von zu hohen Unterschieden im Verhältnis der empirischen Erwartungswerte für ein-jährliche Ereignisse.

Die Anpassungsmethode der Pareto-Verteilung mit Hilfe der Dauerstufenfunktionen spielt für die Einordnung der Ergebnisse eine ebenso große Rolle. Zum Vergleich der drei Methoden wurden, wie in Kapitel 3.4 bzw. 4.3 dargestellt, die Messwerte anhand ihrer empirischen Jährlichkeiten mit den aus den Verteilungen abgeleiteten Werten für 6 Stationen verglichen. Zusätzlich wurden für jede Station und jede Anpassungsmethode die Log-Likelihoods und AICs verglichen. Dabei konnten für die Exponentialverteilung und die Paretoverteilung die in R bzw. dem Paket POT eingebauten Funktionen loglik und AIC verwendet werden. Für die über die Dauerstufen angepassten Paretoverteilungen war dies nicht möglich, da alle Verteilungsparameter anhand der Dauerstufenfunktionen berechnet wurden und bei anschließender Vorgabe aller Verteilungsparameter keine Verteilung über die entsprechende Funktion (fitgpd) gefittet werden konnte. Stattdessen wurden für diese Varianten die bei Dormann (2012) beschriebenen Gleichungen zur eigenständigen Berechnung verwendet. Hierbei entstanden jedoch in vielen Fällen mit -Inf (negativ unendlich) Werte, die nicht in die Summierung der Logarithmen der Likelihoods mit eingehen konnten. Somit waren die AIC- und Log-Likelihood-Werte für diese Anpassungsvariante nicht repräsentativ, weshalb kein darauf basierender Vergleich zwischen den Methoden möglich war. Dadurch konnte bei der Voranalyse keine abschließende Aussage über die Qualität der Anpassung für die dritte Variante getroffen werden.

Bei der Verwendung der Anpassungsfunktionen nach Fischer & Schumann (2018) (Gleichungen 4, 5 und 6) konnten einige verzerrende Effekte beobachtet werden. Wie bereits beschrieben, führt die Ermittlung der Verteilungsparameter der Paretoverteilung durch diese Funktionen teilweise zu starken Abweichungen im Vergleich zu den gemessenen Niederschlagsereignissen. Dies ist vor allem für die 5-Minuten-Dauerstufe, teilweise aber auch für die 10-Minuten-Dauerstufe, der Fall. Ebenso war dieses Muster sowohl bei allen 6 Teststationen, als auch allen nach Abschluss der Verteilungsanpassung zufällig gezogenen und geplotteten Stationen zu finden. Zugleich waren für die Teststation 43219 vom Thüringer Landesamt für Umwelt und Geologie auch stärkere Abweichungen in den oberen Dauerstufen zu sehen. Hierdurch entstanden Maximalwerte die deutlich über den Höchstwerten der zu Grunde liegenden Ereignisse von ca. 100 mm liegen. Diese Verzerrung kann direkt in den Ergebnissen zu den abgeleiteten Ereignissen der Jährlichkeit T = 100 (Abbildung 16 bis 19) gesehen werden, wo diese Station als Maximum nördlich des Thüringer Walds hervorsticht. Verzerrungen in Richtung höherer Werte können dabei nach Anpassung der Dauerstufen-Funktionen von allen drei Verteilungsparametern bedingt sein: im Allgemeinen wird die Höhe der berechneten Werte vom Lageparameter bestimmt. Wie in den Ergebnissen zur Voranalyse der Verteilungen beschrieben, wird durch die Anpassung der Dauerstufenfunktion für alle 6 Teststationen der Lageparameter für die geringste Dauerstufe überschätzt. Hierdurch entstehen für diese Dauerstufe allgemein zu hohe Werte. Zurückzuführen ist das auf die in R durchgeführte Schätzung des Funktionsparameters  $a_{\mu}$ , welcher die Höhe der aus der Funktion berechneten Lageparameter bestimmt. Für Station 43219 zeigt sich zusätzlich der Einfluss des Funktionsparameters  $b_{\mu}$ , welcher die Schiefe/ Form des Funktionsverlaufs bestimmt. In diesem Fall sorgte der in R geschätzte Wert für  $b_{\mu}$  dafür, dass die Funktion für die oberen Dauerstufen nicht ausreichend abflacht und somit die dortigen Lageparameter überschätzt. Diese Effekte der Überschätzung der Lageparameter können noch verstärkt werden durch die Ungenauigkeiten, welche bei der Anpassung der Dauerstufenfunktionen an die Skalen- und Formparameter auftreten. Dies kann erneut anhand von Station 43219 illustriert werden. So streuen die Skalenparameter, welche den Abstand zwischen Minimum und Maximum der resultierenden Verteilung steuern, stärker um die angepasste Funktion (siehe Abb. 13). Ebenso wie die Lageparameter werden die Skalenparameter der oberen Dauerstufen überschätzt. Die Formparameter, welche die Schiefe der Verteilung und somit die Anpassung an Werte mit hohen Jährlichkeiten beeinflussen, streuen noch stärker. Besonders für die höchste Dauerstufe (360 Minuten) der Station 43219 wurde durch die Anpassung der Dauerstufenfunktion der Formparameter deutlich überschätzt. Dies bedingt den starken Anstieg der Verteilungskurve mit entsprechender Überschätzung der Niederschlagshöhen, der in Abbildung 15 für höhere Dauerstufen zu sehen ist. Auch zeigen für den Skalen-, besonders aber für den Formparameter, die Konfidenzintervalle aus den boostraps weite Wertespannen bzw. Unsicherheiten an. Aufgrund der hierbei für alle Teststationen ähnlichen Unsicherheiten, sollten diese Einschränkungen und Fehlerquellen auch bei der Beurteilung der Ergebnisse aller anderen Stationen bedacht werden. Im Zuge der Anpassung der Dauerstufenfunktionen für die jeweiligen Parameter  $(a_{\mu}, b_{\mu}, a_{\sigma}, b_{\sigma})$  mussten Startwerte angegeben werden, für die die bei Fischer & Schumann (2018) angegebenen Bedingungen die einzige Hilfestellung boten. Eine bessere Auswahl der Startwerte für die Schätzung könnte hier eventuell

Ungenauigkeiten vermindern. Eine weitere Möglichkeit, die Anpassung der Funktionen zu verbessern, besteht darin die Ereignisse für eine größere Anzahl an Dauerstufen zu ermitteln. Durch die zunächst nach Dauerstufen getrennte Anpassung der Verteilungen resultierte dann eine höhere Anzahl an Lage-, Skalen- und Formparametern, wodurch eine robustere Anpassung der Dauerstufenfunktionen ermöglicht würde.

An dieser Stelle müssen einige kritische Anmerkungen aus der Literatur zur verwendeten Methodik der Anpassung der Verteilungen aufgegriffen werden. In der ursprünglichen Begründung zur Ablehnung dreiparametriger Verteilungen der ATV wird erläutert, dass Formparameter besonders aufgrund der Abhängigkeit von der Stichprobengröße, sowie von Dauerstufe zu Dauerstufe, sehr stark schwanken können (ATV 1985). Auch bei Serinaldi & Kilsby (2014) wurde der Einfluss der Stichprobenlänge auf den Formparameter der Partetoverteilung untersucht. Es wird erläutert, wie hohe Schwellenwerte für die partiellen Serien und eine daraus resultierende geringe Anzahl an verwendeten Ereignissen zu sehr unbeständigen Formparametern führen. Andererseits beeinflusste die Anzahl der Stationsjahre bei gleichbleibendem Schwellenwert, der wie auch in dieser Arbeit beim 98% Perzentil angesetzt wurde, den Formparameter hin zu höheren Werten, welche einen stärkeren Anstieg der schweren Verteilungsränder bedeuten. Zugleich führte eine höhere Anzahl an Stationsjahren zu einer verringerten Variabilität der Formparameter (Serinaldi & Kilsby 2014). Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführte Auffüllung auf 100 Stationsjahre sollte die Stichprobengrößen der Ereignisse der Stationen homogenisieren. Jedoch wurde anhand der Ergebnisse für die 6 Teststationen deutlich, dass die Formparameter zwischen den Dauerstufen dennoch großen Schwankungen unterliegen und die größten Unsicherheiten der Beschreibung mit der entsprechenden Dauerstufenfunktion (Gleichung 6) aufwiesen. Weiterhin erläutern Fischer & Schumann (2018) die bessere Eignung der dreiparametrigen GEV-Verteilung gegenüber der Gumbel-Verteilung für fast alle Dauerstufen. Einzig für sehr kleine Dauerstufen (< 45 Minuten) und große Dauerstufen (> 24 Stunden) erschien auch die Gumbel-Verteilung als geeignet, für gewöhnlich aufgrund zu weniger Extremereignisse in diesen Dauerstufen. Zugleich erwies sich die GEV-Verteilung durch den Formparameter in der Lage auch die geringere Schiefe bei unteren Dauerstufen abzubilden. Aufgrund der oben ausgeführten Gründe war für die hier verwendeten 6 Teststationen jedoch die Anpassung an speziell die unterste Dauerstufe mit großen Abweichungen behaftet.

Um die Unsicherheiten, welche durch die Methode der Anpassung der Verteilung bzw. der Dauerstufenfunktionen entstehen, insgesamt zu erfassen, wurden für die 4 Dauerstufen 15, 60, 120 und 360 Minuten die Differenzen zwischen dem jeweils höchsten Ereignis dieser Dauerstufen aller Stationen und den für die entsprechende Jährlichkeit neu aus den Verteilungen berechneten Niederschlagsmengen ermittelt (Tabelle 3). Dies wurde sowohl für die normalen Paretoverteilungen als auch für die über die Dauerstufen angepassten Paretoverteilungen (Modifizierte Paretovereilung) durchgeführt, um die Auswirkungen beider Arbeitsschritte vergleichen zu können.

Tabelle 3: Perzentile der Differenzen zwischen den höchsten Ereignissen jeder Station für 4 Dauerstufen und den für die selben Dauerstufen und Jährlichkeiten aus den Verteilungen berechneten Niederschlägen in %. Die Werte wurden auf eine Nachkommastelle gerundet.

Perzentil	15 Minuten		60 Minuten		120 Minuten		360 Minuten	
	Pareto	Mod. Pareto	Pareto	Mod. Pareto	Pareto	Mod. Pareto	Pareto	Mod. Pareto
P2.5	0.3	0.5	0.5	0.6	0.5	0.4	0.4	1.1
P25	3.4	4.8	4.5	5.2	4.9	4.8	4.3	9.1
P50	7.3	10.2	10.4	11.3	10.0	9.6	9.0	18.8
P75	13.6	17.8	21.4	20.1	19.8	17.4	16.9	33.6
P97.5	34.1	35.9	48.5	52.9	50.8	48.5	54.5	77.5

Hierbei werden die absoluten Werte aufgelistet, das heißt, dass die reinen Abweichungen ohne Vorzeichen betrachtet werden. Diese Werte können also sowohl negativ, als auch positiv sein. Das bedeutet, dass die ursprünglichen Werte der Stationen sowohl höher, als auch niedriger als die Schätzungen liegen können. Anhand der verschiedenen Perzentile aller dabei entstehenden Abweichungen pro Dauerstufe zeigt sich, dass sich die 2.5% Perzentile mit Ausnahme von 360 Minuten sehr gut decken. In sehr ähnlichen Größenordnungen über beide Varianten und alle 4 Dauerstufen hinweg bewegen sich auch die 25% Perzentile der Schätzfehler, erneut mit der über die Dauerstufen angepassten Paretoverteilung für 360 Minuten als Ausnahme. Mit einem Schätzfehler von 3.4% liegt hier aber auch die normale Pareto-Verteilung für 15 Minuten etwas niedriger. Dieses Muster ist auch für den mittleren Schätzfehler zu sehen, deutlich größere Unterschiede ergeben sich für das 75 und 97.5% Perzentil. Insgesamt sind in den meisten aufgeführten Fällen die Schätzfehler, welche durch Anpassung der Verteilungen über die Dauerstufen entstehen, etwas höher als diejenigen, welche allein die Anpassung der Paretoverteilung verursacht. Jedoch ist der zusätzliche Anstieg des Schätzfehlers durch die Anpassung der Dauerstufen über die Paretoverteilung hinaus oft vergleichsweise gering (vgl. P50 für 60 Minuten). Teilweise führt die Ermittlung der Verteilungsparameter durch die Dauerstufenfunktion sogar zu einem geringeren Schätzfehler (vgl. P75 für 120 Minuten), sodass der Großteil der Ungenauigkeiten allein durch die Anpassung der Verteilungen bedingt ist. Anhand des Beispiels von 4 Dauerstufen zeigt sich, dass die verwendete Methode mit deutlichen Einschränkungen durch entstehende Schätzfehler bei der Abschätzung der Niederschlagshöhen behaftet ist, welche am stärksten für die Dauerstufe 360 Minuten ausgeprägt sind und dort mehr als 77% betragen können. Im Mittel dieser 4 Dauerstufen ergeben sich Schätzfehler zwischen 9.6 bis 11.3% mit einem etwas höheren Wert von 18.8% für D = 360 Minuten. Diese Schätzfehler sind nicht von der Hand zu weisen, decken sich jedoch in ihrer Größenordnung ungefähr mit den bei Steinbrich et al. (2016) dargestellten Schätzfehlern für die Studie in Baden-Württemberg, welche für das höchste Ereignis zwischen 9.7% und 13.5% liegen.

Auch für den Prozess der räumlichen Interpolation sind manche Punkte anzumerken. So entstehen durch die räumliche Interpolation der Parameter der Dauerstufenfunktion durch die Regression anhand der Prädiktoren Geographische Länge, Geographische Breite und Höhe an einigen Stelle nicht verwendbare Werte. Dies bezieht sich auf die Parameter  $a_{\mu}$  und  $a_{\sigma}$ , für welche bei Fischer & Schumann (2018) als Bedingung eingeführt wurde, dass sie größer als 0 sein müssen. Wie auch in Abbildung 20 und 21 zu sehen liegt das Minimum bei beiden unter 0. Nehmen diese Parameter Werte unter 0 an, resultieren daraus negative Werte für den Lage- bzw. Skalenparameter, die eine folgende Berechnung des Niederschlags mittels der Paretoverteilung verhindern. Jedoch war dies bei  $a_{\mu}$  nur in 7, bei  $a_{\sigma}$  in 5 Rasterzellen der Fall und somit in einer vernachlässigbaren Größenordnung. Weiterhin bewirkt die räumliche Interpolation, dass sich die an einzelnen Stationen vorhandenen Anpassungsmerkmale und Unsicherheiten räumlich verbreiten können. Besonders deutlich wird dies bei Betrachtung der Karte des Parameters  $\alpha$  für den Formparameter, der den v-Achsenabschnitt der entsprechenden Funktion bestimmt. Wie zuvor erörtert, traten bei der Anpassung der Dauerstufenfunktion an diesen Formparameter aufgrund dessen weiter Streuung die größten Fehler auf, welche sich anschließend in  $\alpha$  bemerkbar machen und dann regionalisiert werden. So sind einige flächige Hotspots mit hohen Werten für  $\alpha$  in der Karte zu sehen (Abb. 22), welche sich in einigen Fällen sehr genau mit Regionen hoher Niederschläge decken (vgl. Abb. 23 und 25). Dies kann als weiterer Erklärungsfaktor für die bereits diskutierte Verbreitung hoher Niederschläge im Norden Bayerns hinzugezogen werden. Ein weiteres Beispiel für diesen Fall sind die hohen Niederschläge, welche im Nodwesten Deutschlands von der niederländischen Grenzen landeinwärts zu sehen sind. Ein weiterer Effekt der räumlichen Interpolation wird beim Vergleich zwischen den Niederschlagswerten aus den Rastern und den Stationen deutlich, die in Kapitel 4.4 und den Abbildungen 27 und 28 dargestellt bzw, beschrieben werden. So resultiert die räumliche Interpolation in einer deutlichen Verringerung der Spanne der resultierenden Niederschlagswerte. Während sich die Mediane in ihrer Lage nicht merklich unterscheiden, enthalten die Raster, im Gegensatz zu den Niederschlagswerten aus den Dauerstufenfunktionen an den Stationen, keine so hohen Niederschläge, die in den Boxplots als Ausreißer dargestellt werden. Es werden also effektiv durch den Prozess der räumlichen Interpolation die Wertespannen vermindert und Höchstwerte nicht in gleicher Weise abgebildet. Dieser Befund deckt sich mit dem bei Steinbrich et al. (2016) dargestellten Beispiel für die Jährlichkeiten 30 und 100 Jahre für Baden-Württemberg.

Zur Abschätzung der Unsicherheiten und Schätzfehler durch die räumliche Interpolation wurden, wie in Kapitel 3.5 bzw. 4.7 dargestellt, Kreuzvalidierungen durchgeführt. Es lässt sich festhalten, dass die Regressionen an den Standorten der Stationen überwiegend geringe Schätzfehler im Vergleich zu den ursprünglichen Niederschlagswerten aus den Verteilungen der Stationen verursachen, bei denen jedoch mit einigen Ausreißern gerechnet werden muss. Da jedoch für die meisten Rasterzellen keine Station am selben Standort lag und somit nur die umliegenden Stationen mit ihren räumlichen Information in die Regression eingehen, müssen für diese Rasterzellen eher größere Schätzfehler erwartet werden. Auch für diese Variante, in der nur umliegende Stationen verwendet wurden, ergab sich ein sehr konsistentes Bild. Ausgehend von den 4 untersuchten Dauerstufen und Jährlichkeiten ist mit mittleren Schätzfehlern zwischen +/- 7.0% und +/- 12.22% zu rechnen, womit diese etwas geringer liegen, als die Schätzfehler, welche durch die Anpassung der Verteilungen über die Dauerstufen entstehen. Höhere Perzentile und Ausreißer der Schätzfehler in der räumlichen Interpolation reichen hierbei jedoch noch deutlich weiter.

Eine Möglichkeit das räumliche Regressionsmodell zur Interpolation zu verbessern bzw. robuster zu gestalten kann bei Beguería & Vicente-Serrano (2006) gefunden werden. Anstatt nur die Koordinaten sowie die Höhe als Prädiktoren der multiplen Regression aufzunehmen wurden eine große Anzahl weiterer Variablen in das Modell mit einbezogen, z.B. Hangneigung, Reliefenergie und Barrieren-Effekte in die 4 Haupt-Himmelsrichtungen. Hierdurch, sowie durch Tests der Kollinearitäten und Kreuzvalidierung, konnten für das Ebro-Tal in Spanien hohe Güte und Signifikanz der Modelle erzielt werden.

### 5.3 Ausblick

Wie in der Einleitung zu dieser Arbeit angeführt, ist zu erwarten, dass bei im Zuge des Klimawandels steigenden Temperaturen auch höhere Niederschläge auftreten (Becker et al. 2016). Dies ist von Bedeutung, da die bisher in der wasserwirtschaftlichen Planung verwendeten Intensität-Dauer-Wiederkehrzeit-Beziehungen für gewöhnlich von der zeitlichen Stationarität der Wahrscheinlichkeit der hierzu verwendeten Starkniderschlagsereignisse ausgehen (Simonovic, S. P. & Peck, A. 2009 sowie Jacob, D. 2013 zit. nach Cheng & AghaKouchak 2014). Strikte Stationarität im Sinne von Shumway & Stoffer (2017) besagt, dass das Wahrscheinlichkeitsverhalten einer Untermenge an Werten mit dem einer erweiterten oder zeitlich verschobenen Zeitreihe übereinstimmt. Jedoch besteht Grund zur Annahme, dass auch die Intensität-Dauer-Wiederkehrzeit-Beziehungen von Niederschlägen sich aufgrund der Klimaveränderungen wandeln und damit Non-Stationarität unterliegen (Jacob, D 2013; Alexander, L. V. et al. 2006; Field, C. B. 2012 sowie Gregersen, I. B., Madsen, H., Rosbjerg, D. & Arnbjerg-Nielsen, K. 2013 zit. nach Cheng & AghaKouchak 2014). So konnten Cheng & AghaKouchak (2014) zeigen, dass unter nonstationären Bedingungen herkömmliche IDF-Kurven extreme Niederschläge um bis zu 60% unterschätzen können und dadurch aufgrund eines sich wandelnden Klimas ihre Qualität als Planungsintrument einbüßen könnten. In Deutschland konnten anhand lückenloser täglicher Daten bisher Rückgänge der 95% Quantile der Sommerniederschläge festgestellt werden, die jedoch nur in einigen Landesteilen signifikant waren. Monatliche und saisonale Trends deuten auf einen feuchteren Herbst, Winter und Frühling und trockenere Sommer hin (Murawski et al. 2016). Für die Anzahl an Tagen mit hohen Niederschlagsmengen können anhand bisheriger Daten und Methoden für den Sommer keine Trends identifiziert werden. Allerdings geben für die letzten 15 Jahre flächendeckende Radardaten Hinweise auf eine Zunahme von kurzen Starkniederschlägen in manchen Regionen. Zur Abschätzung aussagekräftiger Trends sind die entsprechenden Datenreihen jedoch noch nicht lang genug (Deutscher Wetterdienst 2016).

Ein Blick auf die Beziehung zwischen der Temperatur und dem atmosphärischen Wasserdampfgehalt, welcher maßgeblich die Höhe der Niederschläge beeinflusst, könnte hier weiterführende Hinweise geben. So berichteten Lenderink & Van Meijgaard (2008, 2010) für eine Station in den Niederlanden, dass die Extremwerte stündlicher Niederschläge (99 bzw. 99.9% Perzentile) ab täglichen Durchschnittstemperaturen von mehr als 12 °C doppelt so stark ansteigen, wie durch die Clausius-Clapeyron-Beziehung erwartet. Dies könnte darauf hin deuten, dass Temperatursteigungen zu noch höheren Niederschlägen führen. Zwar argumentierten Haerter & Berg (2009), dass dieses "Super-Clausius-Clapeyron" Verhalten für kurze Niederschläge aufgrund zweier Tatsachen entsteht: 1) dass großräumige und konvektive Niederschlagereignisse auf unterschiedlichen Zeitskalen ablaufen und 2) dass die Veränderung von niedrigen zu höheren Temperaturen sowohl einen Wechsel von winterlichen zu sommerlichen Niederschlägen als auch einen Wechsel von großflächiger zu konvektiver Niederschlagsbildung beinhaltet und dem beobachteten Verhalten somit ein statistischer Überlagerungseffekt zu Grunde liegt. Jedoch konnten Lenderink & Van Meijgaard (2010) dieses Verhalten robust für 4 Standorte in Westeuropa aufzeigen, ebenso wie Lenderink et al. (2011) für Hong-Kong. Dabei scheint der verdoppelte Anstiegt mit steigender Temperatur im Vergleich zu den erwarteten 7% pro °C zwischen 12 und 24 °C statt zu finden und dann abzuflachen. Lenderink & Van Meijgaard (2010) und Lenderink et al. (2011) führen als Erklärung hierfür die physikalischen Prozesse in konvektiven Niederschlagswolken an, deren Aufwärtsbewegung durch die Freisetzung latenter Wärme bedingt ist und die bei noch höheren Temperaturen physikalisch limitiert sein könnten. Die erhöhte Freisetzung latenter Wärme durch erhöhte Kondensation könne eine stärkere Aufwärtsbewegung verursachen, welche wiederum die Kondensation verstärkt. Insgesamt zeigen laut Deutscher Wetterdienst (2016) aber bisherige Beobachtungen und die Auswertungen von Klimamodellen einen globalen Anstieg der Niederschlagsmengen von ca. 2% je °C, der somit geringer ausfällt als die 7% aus dem Clausius-Clapeyron-Gesetz. Hierbei können noch viele weiter Faktoren und Prozesse eine Rolle spielen, so die relative Luftfeuchte und veränderte Treibhausgas- und Aerosolkonzentrationen in der Atmosphäre (Deutscher Wetterdienst 2016).

# 6 Fazit

Im Folgenden wird dargelegt, ob und inwiefern die in Kapitel 2 aufgestellten Ziele dieser Arbeit umgesetzt werden konnten. Weiterhin werden die Haupterkenntnisse aus den einzelnen Arbeitsschritten zusammengefasst. Hierzu zählen Limitierungen und Unsicherheiten, die im Laufe der Umsetzung identifiziert werden konnten. Schließlich werden diese verwendet, um einige Anregungen für weitere Bearbeitungen des Themas zu geben.

Durch die Bildung gleitender Summen eines variierenden Zeitfensters konnten aus allen vorhandenen Zeitreihen die sommerliche Starkniederschlagsereignisse extrahiert werden, die für 1140 Stationen weiter verwendet wurden. Die resultierenden Ereignistabellen konnten anhand von Ereignissen aus benachbarten Stationen zu einer Länge von insgesamt 100 Stationsjahren aufgefüllt werden. Als dreiparametrige Extremwertverteilung für diese Starkniederschlagsereignisse konnte an die Ereignisse jeder Dauerstufe die Paretoverteilung angepasst werden. Es ist gelungen diese anhand der von Fischer & Schumann (2018) vorgeschlagenen Gleichungen über die Dauerstufen anzupassen, anstatt die herkömmliche Methode zu verwenden (ATV 1985, Malitz & Ertel 2015). Dies erleichterte abschließend den Prozess der räumlichen Interpolation, durch den deutschlandweite Karten der Starkniederschlagshöhen für verschiedene Dauerstufen und Wiederkehrzeiten in einer räumlichen Auflösung von 1 km<sup>2</sup> erstellt werden konnten.

Der Vergleich der Ergebnisse dieser Arbeit mit den deutschlandweiten KOSTRA-Karten und den Resultaten einer für Baden-Württemberg durchgeführten Studie für ausgewählte Dauerstufen/ Jährlichkeiten zeigt, dass trotz teilweise unterschiedlicher Datengrundlage, Auflösung und Methoden die ermittelten Niederschläge generell die selben Größenordnungen aufweisen. Jedoch müssen auch einige deutliche Unterschiede vermerkt werden, so z.B. dass sich die räumlichen Muster dieser Starkniederschläge deutlich unterschieden und bei den Ergebnissen dieser Arbeit hohe Niederschläge deutlich flächiger auftreten können. Auch konnte hier zumindest für die betrachteten Dauerstufen mit einem Maximum von 360 Minuten kein eindeutiger Zusammenhang zwischen topographischer Höhe und steigenden Niederschlagsmengen festgestellt werden. Trotz einer insgesamt guten räumlichen und zeitlichen Abdeckung und Auflösung, ist die Datengrundlage mit einigen Einschränkungen verbunden. Zum Beispiel ist die Verteilung der verwendeten Stationen vor allem in Norddeutschland lückiger und es konnten keine Daten aus grenznahen Stationen der Nachbarländern verwendet werden, weshalb es in grenznahen Regionen zu Unsicherheiten kommen kann. Die Aufbereitung und Qualitätsprüfung der Daten schuf eine einheitliche Datenbasis, jedoch waren z.B. die Daten des Bayerischen Landesamtes für Umwelt zuvor reine Rohdaten und somit als Fehlerquelle nicht auszuschließen. Auch wurden die Ereignisse nach der Ermittlung nicht mehr auf ihre Höhe in ihrem räumlichen Kontext überprüft, sodass sich sehr hohe Ereignisse regional teilweise stark durchpausen konnten. Dies wurde ermöglicht durch den Prozess der Auffüllung, der, aufgrund der mittleren Distanz von 29 km zu Tochterstationen im Vergleich zur gewöhnlichen Ausdehnung von Gewitterzellen, für einen nicht unerheblichen Teil der Stationen kritisch zu bewerten ist. Bei der Anpassung der Extremwertverteilungen über die Dauerstufen entstanden teil-weise Einschränkungen durch die ungenaue Abschätzung der Dauerstufenfunktions- und daran anschließend Verteilungsparameter. Dies führte z.B. für die 5-Minuten-Dauerstufe häufig zu einer deutlichen Überschätzung der Niederschläge. Insgesamt führte die Anpassung der Extremwertverteilungen über die Dauerstufen hinweg zu mittleren Schätzfehlern zwischen 9.6 und 18.8%. Diese sind häufig nicht deutlich höher als bei alleiniger Verwendung der ursprünglichen Paretoverteilungen, was insgesamt für die Güte dieser verwendeten Methode spricht. Durch die abschließende räumliche Interpolation der Funktionsparameter, konnten sich die bisherigen Ungenauigkeiten der Methode regional ausbreiten und es entstehen in manchen Regionen räumliche Muster, die diese Ungenauigkeiten wiederspiegeln. Schätzfehler der Niederschläge aus den Regressionmodellen im Vergleich zu den aus den modifizierten Paretoverteilungen berechneten Werten liegen dabei im Mittel zwischen 7.07 und 12.22%.

Trotz aller genannten Einschränkungen erlaubte die verwendete Methode die Abschätzung extremer Starkniederschläge anhand ihrer Jährlichkeit und konnte zur Erstellung hoch aufgelöster Karten für ganz Deutschland verwendet werden. Die Anpassung der Verteilungsparameter über die Dauerstufen hinweg erschuf konsistente Beziehungen zwischen Niederschlagsdauer, Niederschlagshöhe und Wiederkehrzeit, die zudem die räumliche Interpolation erleichterte und eine flexible Abschätzung der Niederschlagsmenge für eine gewünschte Dauerstufe und Jährlichkeit ermöglichten.

Ansätze für weiterführende Untersuchungen sind in der Verbesserung der Datengrundlage, räumlich sowie zeitlich, zu sehen. Nicht zuletzt, um in den Gegenden mit räumlich lückigerer Stationsverteilung und grenznahen Regionen Unsicherheiten zu verringern. Eine Plausibilisierung der ermittelten Ereignishöhen könnte anschließend helfen, die regionale Dominanz einzelner extrem hoher Ereignisse stärker zu begrenzen. Auch in der Anpassungsmethode sind Verbesserungen denkbar, z.B. durch bessere Abschätzung der Funktionsparameter für die Dauerstufenfunktionen. Für die räumliche Interpolation könnte die Verwendung weiterer räumlicher Prädiktoren helfen, die Ergebnisse zu verbessern. Abschließend sollten Methoden vor dem Hintergrund des Klimawandels, durch den sich Niederschlagsbedingungen und Intensität-Dauer-Wiederkehrzeit-Beziehungen verändern können, evaluiert werden.
## Literaturverzeichnis

- ATV (1985), Niederschlag Starkregenauswertung nach Wiederkehrzeit und Dauer, ATV-Regelwerk Abwasser und Abfall, Arbeitsblatt A 121.
- Axer, T., Bistry, T., Klawa, M., Müller, M. & Süßer, M. (2014), Sturmdokumentation 2013 Deutschland. Deutsche Rückversicherung.
- Axer, T., Bistry, T., Klawa, M., Müller, M., Süßer, M. & Klein, S. (2017), Sturmdokumentation 2016 Deutschland. Deutsche Rückversicherung.
- Axer, T., Bistry, T., Klawa, M., Müller, M., Süßer, M. & von Bomhard, P. (2015), Sturmdokumentation Deutschland 2014. Deutsche Rückversicherung.
- Axer, T., Bistry, T., Müller, M., Reiner, A. & Süßer, M. (2009), Sturmdokumentation 2008 Deutschland. Deutsche Rückversicherung.
- Becker, P., Becker, A., Dalelane, C., Deutschländer, T., Junghänel, T. & Walter, A. (2016), Die Entwicklung von Starkniederschlägen in Deutschland Plädoyer für eine differenzierte Betrachtung. Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main.
- Beguería, S. & Vicente-Serrano, S. M. (2006), 'Mapping the hazard of extreme rainfall by peaks over threshold extreme value analysis and spatial regression techniques', *Journal of applied meteorology and climatology* **45**(1), 108–124.
- Bremicker, M. & Sieber, A. (2007), Weiterentwicklung des LARSIM-Interpolationsverfahren für meteorologische Daten. Unveröffentlicht.
- Bronstert, A., Agarwal, A., Boessenkool, B., Fischer, M., Heistermann, M., Köhn, 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.
- Burn, D. H. (1990), 'Evaluation of regional flood frequency analysis with a region of influence approach', *Water Resources Research* **26**(10), 2257–2265.
- Cheng, L. & AghaKouchak, A. (2014), 'Nonstationary precipitation intensity-durationfrequency curves for infrastructure design in a changing climate', *Scientific reports* 4(7093).
- De Lannoy, G. J., Verhoest, N. E. & De Troch, F. P. (2005), 'Characteristics of rainstorms over a temperate region derived from multiple time series of weather radar images', *Journal of Hydrology* **307**(1-4), 126–144.
- Deutscher Wetterdienst (2016), Starkniederschläge in Deutschland. Deutscher Wetterdienst.
- Deutscher Wetterdienst (2017), Nationaler Klimareport. Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main.

- Deutsches Institut für Normung (1994), 'Hydrologie Teil 3: Begriffe zur quantitativen Hydrologie', *DIN* **4049-3**.
- Dormann, C. F. (2012), Parametrische Statistik für Ökologen Verteilungen, maximum likelihood und GLM in R, Biometrie & Umweltsystemanalyse Universität Freiburg.
- Dormann, C. F. & Kühn, I. (2009), 'Angewandte Statistik für die biologischen Wissenschaften', *Helmholtz Zentrum für Umweltforschung-UFZ* **2**.
- DWD Climate Data Center (2017*a*), 'Raster der Wiederkehrintervalle für Starkregen (Bemessungsniederschläge) in Deutschland (KOSTRA-DWD), Version 2010R.'.
  URL: ftp://ftp-cdc.dwd.de/pub/CDC/grids\_germany/return\_periods/precipitation/KOSTRA/KOSTRA\_DWD\_2010R/gis/
- DWD Climate Data Center (2017*b*), 'Vieljähriges Mittel der Raster der Niederschlagshöhe für Deutschland 1981-2010, Version v1.0'.

URL: ftp://ftp-cdc.dwd.de/pub/CDC/grids\_germany/multi\_annual/ precipitation/8110/

DWD Climate Data Center (2018), 'Minutenwerte des Niederschlags - Historische Daten seit 1993'.

**URL:** ftp://ftp-cdc.dwd.de/pub/CDC/observations\_germany/ climate/1\_minute/precipitation/historical/

- Ehmele, F. T. (2018), Stochastische Simulation großflächiger, hochwasserrelevanter Niederschlagsereignisse, Vol. 76, KIT Scientific Publishing.
- Esri Inc. (2018), 'ArcGIS Desktop 10.6.1'.
- Fischer, S. & Schumann, A. (2018), 'Berücksichtigung von Starkregen in der Niederschlagsstatistik', *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* **62**(4), 248–256.
- Forbes, C., Evans, M., Hastings, N. & Peacock, B. (2011), *Statistical distributions*, John Wiley & Sons.
- GeoBasis-DE/BKG (2015), 'Digitales Geländemodell Gitterweite 1000 m'.
- GeoBasis-DE/BKG (2017), 'Verwaltungsgebiete 1:250 000'.
- Haerter, J. O. & Berg, P. (2009), 'Unexpected rise in extreme precipitation caused by a shift in rain type?', *Nature Geoscience* **2**(6), 372–373.
- Kaspar, F., Müller-Westermeier, G., Penda, E., Mächel, H., Zimmermann, K., Kaiser-Weiss, A. & Deutschländer, T. (2013), 'Monitoring of climate change in Germany-data, products and services of Germany's National Climate Data Centre', *Advances in Science* and Research 10(1), 99–106.
- Koch, M., Hennegriff, W., Moser, M., Groteklaes, M., Krause, L., Röder, S., Gosch, L., Weinbrenner, D., Cassel, D. M. & Wilkinson, K. (2016), Leitfaden Kommunales Starkregenrisikomanagement in Baden-Württemberg. LUBW.

- Koutsoyiannis, D., Kozonis, D. & Manetas, A. (1998), 'A mathematical framework for studying rainfall intensity-duration-frequency relationships', *Journal of Hydrology* **206**(1-2), 118–135.
- Kunkel, K. E., Karl, T. R., Easterling, D. R., Redmond, K., Young, J., Yin, X. & Hennon, P. (2013), 'Probable maximum precipitation and climate change', *Geophysical Research Letters* 40(7), 1402–1408.
- LANUV, NRW (2010), 'Extremwertstatistische Untersuchung von Starkniederschlägen in NRW (ExUS)–Veränderungen in Dauer, Intensität und Raum auf Basis beobachteter Ereignisse und Auswirkungen auf die Eintretenswahrscheinlichkeit, Abschlussbericht erstellt für das Landesamt für Natur, Umwelt und Verbraucherschutz Nordrhein-Westfalen (LANUV NRW) durch die Arbeitsgemeinschaft aqua\_plan GmbH, hydrometeo GmbH & Co. KG und dr. papadakis GmbH', KG und dr. papadakis GmbH.
- LARSIM-Entwicklergemeinschaft (2017), Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM Modellgrundlagen und Anwendungsbeispiele –. LARSIM-Entwicklergemeinschaft - Hochwasserzentralen LUBW, BLfU, LfU RP, HLNUG, BAFU.
- Lauer, W. & Bendix, J. (2004), Klimatologie, Westermann.
- Lenderink, G., Mok, H., Lee, T. & Van Oldenborgh, G. (2011), 'Scaling and trends of hourly precipitation extremes in two different climate zones–Hong Kong and the Netherlands', *Hydrology and Earth System Sciences* **15**(9), 3033–3041.
- Lenderink, G. & Van Meijgaard, E. (2008), 'Increase in hourly precipitation extremes beyond expectations from temperature changes', *Nature Geoscience* **1**(8), 511.
- Lenderink, G. & Van Meijgaard, E. (2010), 'Linking increases in hourly precipitation extremes to atmospheric temperature and moisture changes', *Environmental Research Letters* 5(2), 025208.
- Malitz, G. (2006), 'Stark-und Extremniederschläge für wasserwirtschaftliche Anwendungen', *Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät* **86**, 117–125.
- Malitz, G. (2009), 'Stark- und Extremniederschlag im Kurzzeitbereich', *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* **28.10**, 69–77.
- Malitz, G. & Ertel, H. (2015), KOSTRA-DWD 2010 Starkniederschlagshöhen für Deutschland (Bezugsraum 1951 - 2010) - Abschlussbericht. Deutscher Wetterdienst.
- Mehl, D., Miegel, K. & Schumann, A. (2014), 'Ungewöhnliche Niederschlagsereignisse im Sommer 2011 in Mecklenburg-Vorpommern und ihre hydrologischen Folgen-Teil 2: Hydrologische Folgen', *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 58(1), 29–42.
- Miegel, K., Mehl, D., Malitz, G. & Ertel, H. (2014), 'Ungewöhnliche Niederschlagsereignisse im Sommer 2011 in Mecklenburg-Vorpommern und hydrologischen Folgen - Teil 1: Hydrometeorologische Bewertung des Geschehens', *Hydrologie und Wasserbewirtschaf*-

*tung* **58**(1), 18–28.

- Münchner Rückversicherungsgesellschaft (1999), Naturkatastrophen in Deutschland: Schadenerfahrungen und Schadenpotentiale.
- Murawski, A., Zimmer, J. & Merz, B. (2016), 'High spatial and temporal organization of changes in precipitation over Germany for 1951–2006', *International Journal of Climatology* 36(6), 2582–2597.
- Pfister, A. & Treis, A. (2009), 'Starkniederschlag im Emscher- und Lippegebiet Extremereignis im Juli 2008', *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* **28.10**, 27–38.
- QGIS Development Team (2016), 'QGIS-Version 2.14.11-Essen'.
- Rauthe, M., Malitz, G., Gratzki, A. & Becker, A. (2014), 'Kapitel Starkniederschlag', Forschungsfeld Naturgefahren, DWD/GFZ-Publikation pp. 24–33.
- Ribatet, M. (2012), 'Generalized pareto distribution and peaks over threshold', *R-Package http://r-forge. r-project. org/projects/pot*.
- Ruf, J. & Matt, W. (2008), Niederschlagsreihen für die Langzeitsimulation. Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg.
- Serinaldi, F. & Kilsby, C. G. (2014), 'Rainfall extremes: Toward reconciliation after the battle of distributions', *Water resources research* **50**(1), 336–352.
- Shumway, R. H. & Stoffer, D. S. (2017), *Time series analysis and its applications: with R examples*, Springer.
- Spengler, R. (2002), The new Quality Control-and Monitoring System of the Deutscher Wetterdienst, in 'Proceedings of the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation, Bratislava'.
- Steinbrich, A., Stoelzle, M. & Weiler, M. (2016), Generierung von konsistenten Grundlagendaten zur Berechnung von Starkregenereignissen für eine Starkregengefahrenkartierung in BW. Professur für Hydrologie - Universität Freiburg.
- Steinbrich, A., Weiler, M. & Leistert, H. (2015), 'Alles RoGeR? Modellierung von Sturzfluten aufgrund von Starkniederschlägen', Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 35.15, 115–125.
- Stölzle, M., Steinbrich, A. & Weiler, M. (2016), 'Starkregengefährdung in Baden-Württemberg-von der Methodenentwicklung zur Starkregenkartierung', Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 37.16, 177–186.
- The R Foundation for Statistical Computing (2016), 'R version 3.3.1'.
- Vogel, K., Öztürk, U., Riemer, A., Laudan, J., Sieg, T., Wendi, D., Agarwal, A., Rözer,
  V., Korup, O. & Thieken, A. (2017), 'Die Sturzflut von Braunsbach am 29. Mai 2016–
  Entstehung, Ablauf und Schäden eines Jahrhundertereignisses. Teil 2: Geomorphologi-

sche Prozesse und Schadensanalyse', *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* **61**(3), 163–175.

- Weiler, M., Steinbrich, A. & Stoelzle, M. (2016), Anhang 3: Methodidsche Grundlagen Oberflächenabflusswerte Baden-Württembergs, *in* LUBW, ed., 'Leitfaden kommunales Starkregenrisikomanagement in Baden-Württemberg'.
- World Meteorological Organization (2009), *Manual on estimation of probable maximum precipitation (PMP)*, World meteorological organization.

## Eidesstattliche Erklärung

Hiermit versichere ich, die vorliegende Arbeit selbständig verfasst zu haben. Ich habe keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt und alle wörtlich oder sinngemäß aus anderen Werken übernommenen Inhalte als solche kenntlich gemacht. Die eingereichte Masterarbeit war oder ist weder vollständig noch in wesentlichen Teilen Gegenstand eines anderen Prüfungsverfahrens. Die elektronische Version der eingereichten Masterarbeit stimmt in Inhalt und Formatierung mit den auf Papier ausgedruckten Exemplaren überein.

Datum

Ort

Unterschrift