

Abteilung Hydrometeorologie

KOSTRA-DWD-2010

Starkniederschlagshöhen für Deutschland

(Bezugszeitraum 1951 bis 2010)

- Abschlussbericht -

Dr. Gabriele Malitz, Heinz Ertel

Offenbach am Main, 2015

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	3
1 Zusammenfassung	4
2 Datengrundlagen	6
2.1 REGNIE-Werte	6
2.2 5-min-Werte der Niederschlagshöhe	7
3 Konzepte der Extremwertserien und der Anpassungsmethode	8
4 Erläuterungen zum Parameterausgleich	12
5 Niederschlagsspenden im Jahr und von Mai bis September	17
6 Regionalisierungsverfahren im Kurzzeitbereich	18
7 Originale orografisch modifizierte Variogrammanalyse	24
8 Anwendungshinweise	28
8.1 Kartendarstellungen regionalisierter Starkniederschlagshöhen	28
8.2 Hinweise zur Anwendung der Kartendarstellungen	31
8.3 Beschreibung niederschlagsklimatologischer Besonderheiten	33
8.4 Extreme Werte außerhalb von KOSTRA-DWD-2010	33
8.5 Ergebnisvergleich KOSTRA-DWD-2010 vs. KOSTRA-DWD-2000	33
Literaturverzeichnis	37
Stichwortverzeichnis	40

Vorwort

Angaben über die Eintrittswahrscheinlichkeit von Starkniederschlagshöhen werden u. a. für die Bemessung von wasserwirtschaftlichen Anlagen - angefangen von Stadtentwässerungssystemen bis hin zu Talsperren - benötigt. Daher wurden zum Starkniederschlagsgeschehen in Deutschland umfangreiche, zwischen Hydrometeorologen und Wasserwirtschaftlern koordinierte Starkniederschlagsregionalisierungen (Analysestarts in den Jahren 1987, 1990, 2000 und 2010) vorgenommen. Da mit diesen statistischen Untersuchungen sowohl Ausweitungen in der Datenbasis als auch Verbesserungen entsprechend dem jüngsten Stand der Wissenschaft in den Berechnungs- und Regionalisierungsverfahren verbunden waren, ersetzen die aus den vier Projekten resultierenden KOSTRA-DWD-Werte die Mitte des vorigen Jahrhunderts von Reinhold publizierten "Regenspenden in Deutschland" (Reinhold, 1940).

Den Normen DIN 4049-1:1992-12 (Hydrologie; Grundbegriffe) und DIN 4049-3:1994-10 (Hydrologie; Begriffe zur quantitativen Hydrologie) folgend, wird bei KOSTRA-DWD unter dem Begriff Starkniederschlag der Niederschlag (advektiv als Regen oder konvektiv als Schauer) verstanden, der im Verhältnis zu seiner Dauer eine hohe Niederschlagsintensität hat und daher selten auftritt. Es geht vorrangig um Starkniederschlag als Bemessungsniederschlag, d. h. um die Niederschlagshöhe eines bestimmten Niederschlagsereignisses, das der wasserwirtschaftlichen und baulichen Planung zugrunde gelegt wird. Von Bedeutung sind in diesem Zusammenhang Definitionen sowohl für die Dauer als auch für die Häufigkeit oder Seltenheit von Niederschlag. Dabei gilt, dass die Dauerstufe D (angegeben in Minuten oder Stunden) ein ausgewählter Zeitabschnitt mit Niederschlag (einschließlich Unterbrechungen) ist, unabhängig von Beginn und Ende des natürlichen Niederschlagsereignisses. Um auszudrücken, wie selten ein bestimmter Starkniederschlag auftritt, sind verschiedene Begriffe gebräuchlich, z. B. Quantil, Überschreitungshäufigkeit sowie Jährlichkeit, Wiederkehrzeit, Wiederkehrintervall. Die Jährlichkeit (das Reziproke der Überschreitungshäufigkeit) bzw. das Wiederkehrintervall T (angegeben in Jahren) ist die mittlere Zeitspanne, in der ein Ereignis einen Wert einmal erreicht oder überschreitet. Ein Quantil definiert einen bestimmten Teil einer Datenmenge und legt fest, wie viele Werte einer Verteilung über (oder unter) einer bestimmten Grenze liegen.

Kofinanziert durch die Bund/Länder-Arbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA), wurde unter der Obhut der heutigen Deutschen Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e. V. (DWA) vom Deutschen Wetterdienst (DWD) zunächst das Projekt KOSTRA 87 durchgeführt. Für die alten Bundesländer wurden die Ergebnisse des Projektes KOSTRA 87 im Sommer des Jahres 1990 in Form des Tabellen- und Kartenwerkes "Starkniederschlagshöhen für die Bundesrepublik Deutschland, Teile 1 und 2" (DWD, 1990; DVWK, 1991) veröffentlicht.

In Fortführung der Arbeiten folgten die Projekte KOSTRA 90 und KOSTRA NE. Schwerpunkt des Projektes KOSTRA 90 war die Häufigkeitsermittlung von Starkniederschlagshöhen einer Dauer von weniger als 24 Stunden in den Wintermonaten bzw. im ganzen Jahr für die alten Bundesländer. Das Projekt KOSTRA NE diente vorrangig der Auswertung sommerlicher Starkniederschläge in den neuen Bundesländern entsprechend dem im Projekt KOSTRA 87 entwickelten Verfahren. Die Ergebnisse der drei KOSTRA-Projekte wurden schließlich zusammengefasst und als KOSTRA-Atlas "Starkniederschlagshöhen für Deutschland" (DWD, 1997) herausgegeben. Die CD-ROM mit KOSTRA-DWD (Stand 1997) ermöglichte erstmalig einen komfortablen Zugriff auf die Informationen der im KOSTRA-Atlas dargestellten Karten und eine Vielzahl tabellarischer Zusammenstellungen.

Die Untersuchungen zum Starkniederschlag wurden zunächst für den 50-jährigen Basiszeitraum 1951 bis 2000 fortgesetzt. Mit den zusätzlichen Daten wurden einerseits teilweise neue Auswerteverfahren eingeführt, z. B. ein veränderter Parameterausgleich im Dauerstufenbereich I (kleine Dauerstufen bis einschließlich D = 60 min). Andererseits konnte ein großer Teil der Ergebnisse aus dem KOSTRA-Atlas übernommen werden: Für die Dauerstufen von D < 24 h wurde das bisherige Regionalisierungsverfahren beibehalten. Die KOSTRA-DWD-2000-Werte für D = 15 min und D = 60 min blieben entsprechend den

Analyseergebnissen unverändert. Hinweise und Anregungen der wasserwirtschaftlichen Anwender, die sich aus der praktischen Arbeit mit KOSTRA-DWD als Teil des Niederschlagsregelwerkes (Stalman et al., 2004) ergeben hatten, wurden in der erweiterten Neufassung KOSTRA-DWD-2000 - siehe Fortschreibungsbericht (DWD, 2005a) und Grundlagenbericht (DWD, 2005b) - berücksichtigt, die insbesondere in Form der Software auf der CD-ROM mit KOSTRA-DWD-2000 (Stand 2005) Verbreitung fand.

Die Untersuchungen zum Starkniederschlag wurden jüngst für den 60-jährigen Basiszeitraum 1951 bis 2010 fortgeführt. Im Unterschied zum KOSTRA-Tabellen- und Kartenwerk bzw. zum KOSTRA-Atlas, aber ebenso wie bereits bei KOSTRA-DWD-2000 wurden bei Dauerstufen von $D = 24$ h bis $D = 72$ h keine stationsbezogenen Niederschlagshöhen verwendet, sondern tägliche Niederschlagshöhen auf Rasterbasis, die beim Deutschen Wetterdienst rückwirkend seit 1951 mittels des Verfahrens REGNIE (REGionalisierung von NIEderschlagshöhen) nachberechnet wurden. Mit Blick auf die Starkniederschlagshöhen für $D < 12$ h sind in einer umfangreichen Messwertbereitstellungsoffensive die hoch aufgelösten Niederschlagsdaten an Stationen des Deutschen Wetterdienstes verfügbar gemacht worden. Außerdem wurde der Datenfonds um die 5-min-Werte der Niederschlagshöhe an geeigneten Stationen in Partnermessnetzen erweitert.

1 Zusammenfassung

Die für KOSTRA-DWD-2010 vorgelegten Ergebnisse beruhen auf einer einheitlichen Auswertung von stationsbezogen ermittelten Starkniederschlagshöhen verschiedener Dauerstufen und Wiederkehrintervalle sowie deren Übertragung auf Standorte, für die keine langfristigen Niederschlagsregistrierungen vorliegen. Die damit verbundene Prüfung und Anwendung von Regionalisierungsmethoden zur flächenbezogenen Darstellung der Punktergebnisse umfasst entsprechend den verschiedenen Entstehungsmechanismen und Modifikationen des Niederschlags ein breites Spektrum. Es bedurfte im Laufe mehrerer Jahre vieler Arbeitsschritte, um aus dem umfangreichen Datenmaterial mithilfe einer geeigneten Methodik bundesweit gültige, aktualisierte Starkniederschlagsaussagen ableiten zu können. Hier sind bspw. Repräsentanzuntersuchungen der punktuell ermittelten Starkniederschlagsstatistiken, orographische Typisierungen in Abhängigkeit von der Wetterlage, Variogramm-analyse, Auswahl des Parameterausgleichs sowie distanzabhängige Gruppierungen des Datenmaterials bis hin zu Abgrenzungen von klimatisch homogenen Teilregionen zu nennen.

Die Methodik zur Berechnung der punktuellen Starkniederschlagshöhen $h_N(D;T)$ bzw. Starkniederschlagsspenden $R_N(D;T)$ für Dauerstufen D von 5 min bis 72 h und Überschreitungshäufigkeiten von einmal im Jahr bis einmal in 100 Jahren (Wiederkehrintervalle T von 1 a bis 100 a) mittels hoch aufgelöster Niederschlagsdaten entspricht im Wesentlichen dem Vorgehen bei KOSTRA-DWD (Bartels und Malitz, 2006; Malitz, 2006). Auf der Basis von 5-min-Werten der Niederschlagshöhe aus digitalisierten Analogregistrierungen (und seit ca. 1993 auch aus automatischen Niederschlagsmessungen mittels Ombrometern) an einzelnen Stationen wurden unter Beachtung einschlägiger DWA-Arbeitsblätter (DWA-A 531, 2012) stationsbezogene extremwertstatistische Auswertungen von Niederschlagshöhen für den Zeitraum 1951 bis 2010 (Mai bis September) durchgeführt. Die Ergebnisse dieser punktuellen Starkniederschlagsauswertungen wurden regionalisiert.

Im Falle der Auswertung täglicher Niederschlagshöhen wurde nicht auf stationsbezogene Tageswerte der Niederschlagshöhe zurückgegriffen. Datengrundlage sind stattdessen die täglichen Niederschlagshöhen, die mittels des Verfahrens REGNIE (REGionalisierung von NIEderschlagshöhen) auf einem 1-km²-Raster für den Zeitraum 1951 bis 2010 (Januar bis Dezember) berechnet wurden.

Kernstück von KOSTRA-DWD-2010 ist das spezielle Regionalisierungsverfahren im Kurzzeitbereich. Hinweise und Anregungen aus der wasserwirtschaftlichen Praxis wurden in der erweiterten Neufassung KOSTRA-DWD-2010 berücksichtigt.

Zusammenfassend gesagt, ist mit Blick auf die praktische Nutzung von KOSTRA-DWD-2010 hervorzuheben:

- Auch für kleine Dauerstufen gilt nun der Bezugszeitraum von 1951 bis 2010.
- Anzahl und Lage der Rasterfelder sind gegenüber der von KOSTRA-DWD-2000 leicht verändert, weil statt der bisherigen manuellen Referenzierung (unter besonderer Berücksichtigung des 10. Längengrades) nun eine formelmäßige, GIS-kompatible Zuordnung erfolgte.
- Für die Erstellung standortbezogener Starkniederschlagstabellen für Wiederkehrintervalle von $T = 1$ a bis einschließlich $T = 100$ a fand $T = 30$ a eine explizite Berücksichtigung.
- Da es Parameterausgleiche in allen drei Dauerstufenbereichen gibt, ist prinzipiell nun auch die Ermittlung von statistischen Starkniederschlagshöhen für beliebige Dauerstufen zwischen 5 Minuten und 72 Stunden möglich.
- Die Klassenbreiten der Klassen von Starkniederschlagshöhen wurden verändert und systematisiert.
- Auf das separate Ausweisen von statistischen Starkniederschlagshöhen für den Jahresanteil Winter (Oktober bis April) musste verzichtet werden.

Starkniederschlagshöhen laut KOSTRA-DWD-2010 haben im Bereich großer Dauerstufen ($D > 12$ h) und Wiederkehrintervalle ($T > 20$ a) für 95 % aller Rasterfelder zugenommen. Es gibt zwar Regionen in Deutschland, für die hinsichtlich der Niederschläge kurzer Dauer in Planungsentscheidungen höhere Bemessungsniederschläge als bisher Beachtung finden sollten (siehe Abb. 7, S. 35). Das betrifft zahlreiche Standorte im Westen von Nordrhein-Westfalen (vor allem im Regierungsbezirk Düsseldorf), in und nordwestlich von Bremen, im östlichen Vorpommern sowie etliche Standorte in Hessen, Thüringen, Baden-Württemberg und im Raum Cottbus. Vielerorts reicht es jedoch aus, weiterhin auf der Basis der Angaben laut KOSTRA-DWD-2000 (einschließlich der Toleranzbereiche) zu agieren (Malitz, 2015).

Die Kartendarstellungen erlauben dem Anwender, sich einen Eindruck von den Starkniederschlagshöhen für die Rasterflächen von rund 67 km² in Abhängigkeit von Niederschlagsdauer und Wiederkehrintervall für beliebige Orte und Gebiete zu verschaffen. Bei den Resultaten von KOSTRA-DWD-2010 handelt es sich um punktuell gültige Aussagen.

In der wasserwirtschaftlichen Anwendung sind Niederschlagshöhen aus den standortbezogen ermittelten Starkniederschlagsstatistiken zu einer Flächengröße, dem Abfluss, in Beziehung zu setzen. Da jedoch in der Praxis in der Regel zu kleinen Einzugsgebieten Kurzzeitniederschläge und zu großen Einzugsgebieten Langzeitniederschläge herangezogen werden, wird auf eine Korrektur in Form einer so genannten Flächenabminderung in KOSTRA-DWD-2010 verzichtet. Dies erscheint gerechtfertigt, da verschiedene Untersuchungen (Flood Studies Report, 1975; Verworn, Flander, 1986) gezeigt haben, dass eine Abminderung der punktuellen Niederschlagshöhe bei Betrachtung von Kurzzeitniederschlägen für große Einzugsgebiete eine Rolle spielt. Ob bei der Betrachtung starker Gebietsniederschläge die Abminderung von punktuellen Starkniederschlagshöhen laut KOSTRA-DWD-2010 erfolgen sollte, hängt von der Gebietsgröße und der maßgeblicher Niederschlagsdauer ab (Verworn, 2008).

Für Starkniederschlagshöhen kleiner Dauerstufen sind in Zukunft räumlich besser abgesicherte Resultate zu erwarten, da deutschlandweit seit 2011 eine große Vielzahl von automatischen Niederschlagsmessgeräten im Einsatz ist. Außerdem können, wenn für mehr als 20 Jahre die angeeichten Radarniederschlagsdaten im ca. 1-km²-Raster zur Verfügung stehen werden, die aufwendigen Regionalisierungsverfahren entfallen.

2 Datengrundlagen

2.1 REGNIE-Werte

Die Datenbasis für die Berechnung und Regionalisierung von Starkniederschlagshöhen längerer Dauerstufen ($D = 24 \text{ h}$ bis $D = 72 \text{ h}$) besteht aus den täglichen Niederschlagshöhen auf Rasterbasis, die beim Deutschen Wetterdienst rückwirkend seit 1951 mittels des Verfahrens REGNIE (REGionalisierung von NIEderschlagshöhen) nachberechnet wurden (Dietzer, 2000; Rauthe et al., 2013).

In die Berechnungen der räumlichen Verteilungen der REGNIE-Werte im ca.1-km²-Raster (mit mehr als 300.000 Rasterfeldern) für den Zeitraum 1951 bis 2010 gehen immer alle für den konkreten Termin verfügbaren Informationen ein. Dies bedeutet, dass im Laufe der Jahre zwar die Anzahl der verwendeten Messwerte von Monat zu Monat bzw. Jahr zu Jahr variiert, sich der Informationsgehalt insgesamt aber deutlich erhöht hat.

Das Verfahren REGNIE zur Regionalisierung von gemessenen täglichen Niederschlagshöhen basiert im Wesentlichen auf der Interpolation von Anomalien in Bezug auf langjährige Mittelwerte und besteht aus zwei Teilschritten: grundsätzliches Erzeugen der Hintergrundfelder und aktualisiertes Berechnen der Niederschlagsfelder. Dabei wird davon ausgegangen, dass mit der auf einer multiplen linearen Regression basierenden Regionalisierung der mittleren monatlichen Niederschlagshöhen des Zeitraumes 1961 bis 1990 in Abhängigkeit von fünf Einflussgrößen (geographischen Länge und Breite, Höhe über NN sowie Richtung und Betrag der Exposition) die wesentlichen klimatologischen Charakteristika der räumlichen Niederschlagsverteilung für jeden Kalendermonat erfasst sind. Zum reinen Regressionsanteil werden die Residuen (Abweichungen von der Regressionsgeraden) addiert. Somit liegt für jedes Rasterfeld entweder das „Original-Residuum“, falls eine Station in dem Rasterfeld liegt, oder ein entfernungsabhängig interpoliertes Residuum vor. Die REGNIE-Hintergrundfelder entstehen schließlich durch Addition von Regressionswert und Residuum für jeden Rasterfeldmittelpunkt.

Die aktuellen Niederschlagshöhen an den Stationen werden in Form von Relativwerten zu den Niederschlagsbezugswerten entfernungsabhängig interpoliert und auf das REGNIE-Raster übertragen. Die für jedes Rasterfeld interpolierten Relativwerte werden anschließend durch Multiplikation mit den absoluten Niederschlagshöhen des jeweiligen Hintergrundfeldes in aktuelle Niederschlagshöhen je REGNIE-Rasterfeld umgerechnet.

Aus den 60-jährigen Zeitreihen pro REGNIE-Rasterfeld wurden jährliche Serien der Niederschlagshöhe für die Dauerstufen $D = 24 \text{ h}$, $D = 48 \text{ h}$ und $D = 72 \text{ h}$ erstellt. Wegen dieser im Vergleich zum KOSTRA-DWD-Raster hohen Auflösung war eine eigenständige Regionalisierung zur räumlichen Verteilung tageswertbasierter Starkniederschlagshöhen nicht erforderlich. Um die Kontinuität bei der Anwendung aufrechtzuerhalten, wurden die Ergebnisse der neuen Auswertungen vom REGNIE-Raster auf das KOSTRA-DWD-2010-Raster mit 5.405 Rasterfeldern übertragen.

Von methodischer Bedeutung für die Ergebnisse der extremwertstatistischen Analyse pro KOSTRA-DWD-Rasterfeld ist das REGNIE-Rasterfeld, welches die größte tägliche Niederschlagshöhe innerhalb der Menge der dazugehörigen fast 70 REGNIE-Rasterfelder aufweist. Dieses Rasterfeld spielte nicht nur hinsichtlich der Dauerstufe $D = 24 \text{ h}$ eine besondere Rolle, denn die Niederschlagshöhen für $D = 48 \text{ h}$ und $D = 72 \text{ h}$ dieses ausgewählten REGNIE-Rasterfeldes gingen in die weiteren Rechenschritte ein.

Die Starkniederschlagshöhen für $D = 12 \text{ h}$ ergaben sich als Resultat der Ausgleichsrechnung über die Dauerstufen $D = 24 \text{ h}$, $D = 48 \text{ h}$ und $D = 72 \text{ h}$ hinweg.

2.2 5-min-Werte der Niederschlagshöhe

Das Datenmaterial für Aussagen zu Starkniederschlagshöhen kürzerer Dauerstufen ($D < 24$ h) stammt vor allem aus dem DWD-Niederschlagsmessnetz, das früher mit beheizbaren oder unbeheizbaren Niederschlagsschreibern nach HELLMANN (mit Trommel für Tagesumlauf) instrumentiert war. Im Gebiet der neuen Bundesländer wurden vor 1990 keine beheizbaren Niederschlagsschreiber eingesetzt. Die Digitalisierungsergebnisse von analogen Niederschlagsschreibern und (seit 1993 zunehmend) die Minutenwerte der Niederschlagshöhe von automatischen Niederschlagsmessern liegen nun für bundesweit 98 Stationen (im Rahmen der KOSTRA-DWD-Projekte traditionell als DIGI-Stationen bezeichnet) für die Monate Mai bis September (Jahresanteil Sommer) für den Zeitraum 1951 bis 2010 vor.

Die notwendigen Vorarbeiten der Prüfung, Korrektur und Ergänzung von analogen Niederschlagsregistrierungen, die im jahrelangen Dauerbetrieb selbst bei regelmäßiger Wartung der Niederschlagsschreiber nicht immer lückenlos und fehlerfrei zu erhalten sind, wurden durchgeführt (DVWK, 1985; DWA, 2011). Zeitliche Lücken im Datenmaterial sind anhand der Tagebuchaufzeichnungen im DWD geschlossen worden. Die aufbereiteten Summenkurven der Niederschlagsschreiber nach HELLMANN wurden über eine halbautomatische Digitalisierungsanlage nach markanten Punkten der Niederschlagsintensitätsänderung erfasst.

Im Gegensatz zu den früheren Versionen von KOSTRA-DWD basieren in KOSTRA-DWD-2010 die extremwertstatistischen Auswertungen aller langen, hoch aufgelöster Zeitreihen auf 5-min-Werten der Niederschlagshöhe, die nicht mit den Tageswerten der Niederschlagshöhe des HELLMANN-Niederschlagsmessers abgeglichen wurden.

Zusätzlich zu den Niederschlagsreihen des Deutschen Wetterdienstes konnten dankenswerterweise aus Partnermessnetzen mehrere lange Datenreihen, die die hohen Qualitätsansprüche erfüllten, in die Untersuchungen einbezogen werden.

Nach der Aufbereitung der kontinuierlich vorliegenden Niederschlagsaufzeichnungen in Zeitreihen von 5-min-Werten der Niederschlagshöhe oder durch direkte Nutzung von 5-min-Werten aus automatischen Niederschlagsmessgeräten wurden sowohl partielle als auch jährliche Serien von Starkniederschlägen für 18 vorgegebene Dauerstufen zwischen 5 Minuten und 72 Stunden (siehe Tabelle 1) gebildet.

Tabelle 1: Standardmäßig untersuchte Dauerstufen D

Nr. der Dauerstufe	Dauerstufe D	Dauerstufe (in min)
1	5 min	5
2	10 min	10
3	15 min	15
4	20 min	20
5	30 min	30
6	45 min	45
7	60 min	60
8	90 min	90
9	2 h	120
10	3 h	180
11	4 h	240
12	6 h	360
13	9 h	540
14	12 h	720
15	18 h	1080
16	24 h	1440
17	48 h	2880
18	72 h	4320

Die zugehörige Starkniederschlagshöhe wurde dadurch ermittelt, dass der Niederschlagsabschnitt vorgegebener Dauerstufe durch gleitende Intervallbildung der 5-min-Werte so lange im

Niederschlagskontinuum verschoben wird, bis der Maximalwert erreicht ist. Bei dieser Vorgehensweise spielt die tatsächliche Dauer der zugrunde liegenden Niederschlagsereignisse keine Rolle. Die 5-min-Intervalle der gleichen Dauerstufe dürfen sich nicht überlappen.

Bei der Ermittlung der einzelnen Elemente der Serie wurde auf die Unabhängigkeit der Werte voneinander geachtet. Sie müssen durch einen niederschlagsfreien Zeitabschnitt von mindestens vier Stunden getrennt sein. Bei Dauerstufen von $D > 4$ h ist der Mindestabstand gleich der Größe der Dauerstufe (DWA-A 531, 2012).

Sowohl die 5-min-Werte als auch die Tageswerte der Niederschlagshöhe sind äquidistante Messdaten. Diese Werte fallen in der Regel geringer aus als die gesuchten maximalen Niederschlagshöhen mit beliebigem Niederschlagsbeginn und -ende, da ein zusammenhängendes Niederschlagsereignis auf zwei Messwerte aufgeteilt sein kann. Eingang in die extremwertstatistische Analyse pro Dauerstufe finden daher jeweils die gemäß Tabelle 2 prozentual angehobenen Messwerte (DWA-A 531, 2012). Die Größe des empirisch ermittelten Korrekturfaktors hängt davon ab, wie oft das Grundintervall der Messung in der jeweiligen Dauerstufe enthalten ist.

Tabelle 2: Korrekturfaktoren zur Anhebung äquidistant gemessener Niederschlagshöhen

Vielfaches des Grundintervalls	1	2	3	4	> 4
Korrekturfaktor	1,14	1,07	1,04	1,03	1,0

Aus der Tabelle 2 geht z. B. hervor, dass die 15-min-Werte der Niederschlagshöhe (Dreifaches des Grundintervalls), die aus digitalisierten 5-min-Werten der Niederschlagshöhe ermittelt werden (Grundintervall: 5 min), mit dem Faktor 1,04 zu multiplizieren sind. Bei mehr als dem Vierfachen des Grundintervalls, z. B. bei 30-min-Werten aus 5-min-Werten der Niederschlagshöhe, ist keine Korrektur mehr erforderlich.

Die Niederschlagshöhen der Dauerstufe $D = 24$ h (Einfaches des Grundintervalls) sind die um 14 Prozent angehobenen täglichen Niederschlagshöhen (Grundintervall: 1 d, traditionell von 7:30 Uhr des Vortages bis 7:30 Uhr des Messtages, derzeit aber auch von 00:00 Uhr bis 24:00 Uhr bei automatischen Messungen).

Der systematische Fehler bei der Niederschlagsmessung, der hauptsächlich durch die Windfelddeformation um das bis 1 m Höhe über dem Erdboden reichende Niederschlagsmessgerät verursacht wird (WMO, 1982), ist umso kleiner, je größer die Niederschlagsintensität ist. Da es sich bei dem hier bearbeiteten Datenmaterial gerade um Starkniederschlagsereignisse handelt, wurde auf die Korrektur dieses Messfehlers verzichtet.

3 Konzepte der Extremwertserien und der Anpassungsmethode

Wie bereits bei den drei früheren koordinierten Starkniederschlagsregionalisierungen geschehen, wurden auch bei KOSTRA-DWD-2010 flankierende, wissenschaftliche Untersuchungen durchgeführt. Es ging nun darum zu entscheiden, ob andere Verteilungsfunktionen, z. B. die Pareto-Verteilung, die bisher verwendeten ersetzen sollten. Die Pareto-Verteilung kommt immer dann in Betracht, wenn kleinere Werte häufig und größere Werte selten auftreten. Die daraus resultierenden Starkniederschlagshöhen fielen i. d. R. geringer aus als die Starkniederschlagshöhen auf der Basis der üblicherweise genutzten Verteilungen. Zudem zeigten die Test zur Verwendung von mehr als zweiparametrischen Funktionen, dass es bei der Regionalisierung zu größeren Problemen käme. Für sonstige lokale extremwertstatistische Auswertungen wird jedoch nicht ausgeschlossen, dass auch weitere Verteilungsfunktionstypen und andere Parameterschätzverfahren sinnvoll sein können.

Bei KOSTRA-DWD-2010 werden auch weiterhin als Verteilungsfunktionen die Exponentialverteilung und die Extremal-I-Verteilung (auch Gumbelverteilung genannt) verwendet. Im Folgenden werden die wichtigsten Beziehungen und Rechenverfahren erläutert.

Um eine Bewertung der innerhalb eines Messzeitraumes ausreichender Länge zufällig aufgetretenen Niederschlagsereignisse zu erhalten und eine Extrapolation auf seltene Starkniederschlagsereignisse zu ermöglichen, muss eine extremwertstatistische Analyse vorgenommen werden. Es gibt für die Berechnung von Starkniederschlagshöhen zahlreiche statistische Ansätze. Dies schließt sowohl die Auswahl der zu beschreibenden Stichprobe als auch die Anwendung einer statistischen Verteilungsfunktion ein (WMO, 1981). Da die Verteilungsfunktion rechnerisch an das Datenmaterial angepasst werden muss und auch hierfür verschiedene Konzepte vorliegen, steigt die Anzahl der Kombinationsmöglichkeiten rasch an. Abgestimmt auf wasserwirtschaftliche Aufgabenstellungen wurde eine Auswahl extremwertstatistischer Verfahren mit dem Ziel einer bundesweit einheitlichen, vergleichbaren Auswertung getroffen und zu konkreten Empfehlungen im DWA-Arbeitsblatt DWA-A 531 verarbeitet. Die vorliegenden Untersuchungen stützen sich auf dieses Arbeitsblatt.

Einer statistischen Extremwertanalyse von Niederschlagszeitreihen stehen im Wesentlichen zwei Konzepte der Datenbereitstellung offen:

1. Verwendung der Jahresgrößtwerte - das Konzept der jährlichen Serie
2. Verwendung der Niederschlagshöhen oberhalb eines Schwellenwertes - das Konzept der partiellen Serie

Im ersten Fall geht genau ein gemessenes Niederschlagsereignis (Niederschlagshöhe pro Dauerstufe) pro Messjahr in die jährliche Serie ein. Ein vergleichsweise niedriger Jahresgrößtwert wird auch dann berücksichtigt, wenn dieser Messwert in einem anderen Jahr mehrfach übertroffen wird. Die statistisch geforderte Unabhängigkeit der Ereignisse ist hier immer erfüllt. Aussagen über mehr als einmal pro Jahr auftretende Niederschlagsereignisse können prinzipiell nicht getroffen werden. Für die extremwertstatistische Beschreibung der jährlichen Serien mithilfe einer Verteilungsfunktion wird die Extremal-I-Verteilung in einer speziellen Form verwendet (Gumbel, 1958).

Im zweiten Fall werden die gemessenen Niederschlagsereignisse (Niederschlagshöhe pro Dauerstufe) des gesamten Messzeitraums zunächst ihrer Größe nach geordnet. Anschließend wird die partielle Serie aus allen Messwerten, die oberhalb eines Schwellenwertes liegen, gebildet. Dies kann dazu führen, dass aus einzelnen Messjahren mehrere Niederschlagsereignisse in die Auswahl eingehen, während einzelne, unterhalb des Schwellenwertes liegende Jahresgrößtwerte übergangen werden. Der Schwellenwert wird nicht fest vorgegeben, sondern indirekt über die Länge der Reihe bestimmt. Die Anzahl der Ereignisse der partiellen Serie sollte das e -fache der Anzahl der Messjahre nicht überschreiten (Euler-Zahl $e = 2,718$). Ist die Zeitreihe lang genug, z. B. 60 Jahre, genügt die Anzahl der Messjahre. Auf diese Weise erhalten die größten Messwerte der Reihe mehr Gewicht, da ansonsten die partiellen Serien mit ihrer relativ großen Anzahl von Werten auch Niederschlagshöhen enthalten, mit deren Auftreten im Mittel mehrmals pro Jahr zu rechnen ist. Für die extremwertstatistische Beschreibung der partiellen Serien wird die Exponentialverteilung eingesetzt.

Beide Konzepte der Datenauswahl sind bei Vorliegen ausreichend langer Messzeiträume als gleichwertig anzusehen. Die partielle Serie eignet sich jedoch besser als die jährliche Serie, um die Wirkung einzelner Fehljahre oder verkürzter Zeitreihen im Datenmaterial zu mildern und die Vergleichbarkeit der Ergebnisse zu verbessern.

Nach der Prüfung unterschiedlicher Verfahren, die theoretischen Extremwertverteilungen mit den Serien der gemessenen Niederschlagshöhen zu verknüpfen, ist die Anpassung durch eine Regressionsrechnung am günstigsten.

Die Extremal-I-Verteilung (Gumbelverteilung) ist eine zweiparametrische statistische Verteilungsfunktion für Jahresgrößtwerte und hat die folgende Form:

$$(1) \quad h_N(D, T^*) = u_j(D) + w_j(D) \cdot (-\ln \ln(T^*/(T^*-1)))$$

D	-	Dauer bzw. Dauerstufe (in h oder min)
T*	-	Wiederkehrintervall (in a) des Jahresgrößtwertes
h _N	-	Niederschlagshöhe (in mm)
u _j , w _j	-	Parameter (Index j steht hier für „jährlich“.)

Um den Niederschlagshöhen h_N(T*, D) der aus Jahresgrößtwerten bestehenden jährlichen Serie mittels Regression eine Verteilung vom Typ der Gleichung (1) anzupassen, müssen zunächst Vorabschätzungen T(k) für die Überschreitungswahrscheinlichkeiten der einzelnen Messwerte vorliegen:

$$(2) \quad T(k) = \frac{L + 0,2}{k - 0,4}$$

T(k)	-	Vorabschätzung des Wiederkehrintervalls („plotting position“)
L	-	Stichprobenumfang = Länge der Messreihe
k	-	Laufindex der Stichprobenwerte, der Größe nach geordnet (k = 1 als größter, k = L als kleinster Wert der Stichprobe)

In einer Stichprobe vom Umfang L = 60 (z. B. 1951 bis 2010) erhält man nach Gleichung (2) für den ersten (größten) und den 60sten (kleinsten) Messwert als Vorabschätzungen des Wiederkehrintervalls T*(1) = 100,33 a und T*(60) = 1,01 a. Vor Beginn der eigentlichen Verteilungsanpassung wird demnach für die größte, in 60 Jahren gemessene Niederschlagshöhe ein Wiederkehrintervall von etwa T = 100 a ermittelt (Fuchs, 1983).

Wie aus Gleichung (1) ersichtlich ist, muss T* > 1 a gelten. Zur Aufhebung der Beschränkung der Wiederkehrintervalle T* auf Werte von mehr als einmal jährlich wird die nachstehende Transformation verwendet:

$$(3) \quad T^* = \frac{\exp(1/T)}{\exp(1/T) - 1}$$

Durch Einsetzen der Gleichung (3) in die Gleichung (1) erhält man die Exponentialverteilung, mit deren Hilfe die Niederschlagshöhen für Wiederkehrintervalle T ≤ 1 a berechnet werden:

$$(4) \quad h_N(D, T) = u_p(D) + w_p(D) \cdot \ln(T)$$

Auch für die Exponentialverteilung werden zur Regressionsanpassung Vorabschätzungen der Wiederkehrintervalle T(k) der Niederschlagshöhen h_N(T, D) - nun aber der partiellen Serie - benötigt:

$$(5) \quad T(k) = \frac{L + 0,2}{k - 0,4} \cdot \frac{M}{L}$$

M	-	Länge der Messreihe
L	-	Stichprobenumfang (L = e · M, wobei Euler-Zahl e = 2,718)
k	-	Laufindex der Stichprobenwerte, der Größe nach geordnet (k = 1 als größter, k = L als kleinster Wert der Stichprobe)

Wird die Art der analysierten Serie nicht mehr explizit zum Ausdruck gebracht, ergibt sich die KOSTRA-Gleichung für jede Dauerstufe D in Abhängigkeit vom Wiederkehrintervall T , wobei u und w die Parameter der Verteilungsfunktion bezeichnen:

$$(6) \quad h_N(D, T) = u(D) + w(D) \cdot \ln T$$

Wie die Parameter u und w grafisch zu ermitteln sind, wird in der Abb. 1 demonstriert.

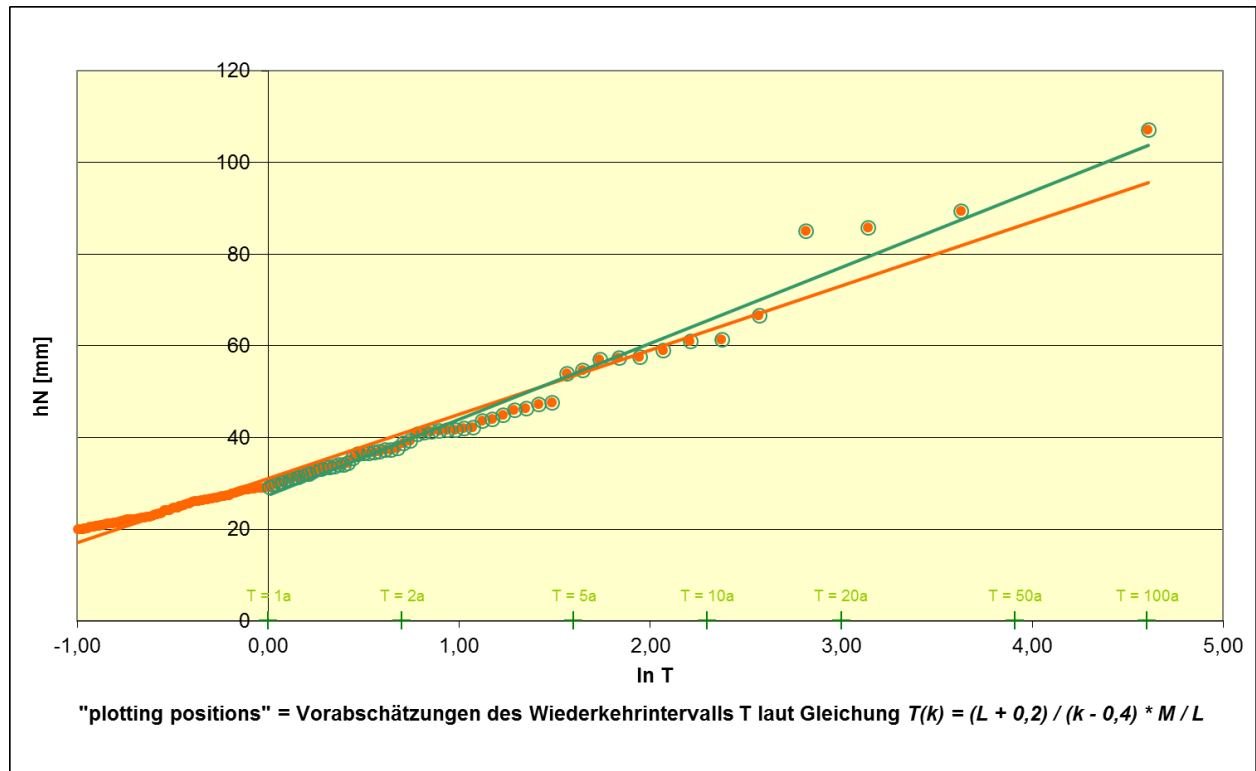


Abb. 1: Beispiel für die grafische Ermittlung der Parameter u und w auf der Basis der partiellen Serie (hier: Niederschlagshöhen der Dauerstufe $D = 24$ h, Station Potsdam, Monate Mai bis September, 1951 bis 2010)
 $L = 2,781 \cdot M = 167$ (orange)
 $L = M = 60$ (grün)

Die Werte der Serie werden - ihrer Größe nach geordnet - in das Koordinatensystem mit dem natürlichen Logarithmus des Wiederkehrintervalls T auf der Abzisse eingetragen. Die Verteilungsfunktion ergibt sich als eine Regressionsgerade. Der Parameter u ist der Ordinatenabschnitt für $\ln T = 0$, der Parameter w bedeutet die Steigung der Ausgleichsgeraden. Pro Dauerstufe D ist der Parameter $u(D)$ gleich der Starkniederschlagshöhe für die Wiederkehrintervall $T = 1$ a. Der Parameter $w(D)$ kann mithilfe von zwei Starkniederschlagshöhen dieser Dauerstufe berechnet werden; am vorteilhaftesten sind die Starkniederschlagshöhen für $T = 1$ a und $T = 100$ a.

4 Erläuterungen zum Parameterausgleich

Die Verteilungsparameter der punktuellen Einzelauswertungen geben naturgemäß nicht über alle 18 Dauerstufen hinweg ein widerspruchsfreies Bild. Für die praktische Anwendung muss jedoch gewährleistet sein, dass Niederschlagshöhen mit wachsender Niederschlagsdauer und ansteigendem Wiederkehrintervall nicht abnehmen. Daher muss ein geeigneter Parameterausgleich durchgeführt werden.

Flankierende Untersuchungen zeigten, dass die Kurzzeitniederschläge fast ausschließlich aus Schauern und/oder Regen mit Gewitter (konvektiver Niederschlag) stammen. Zu längeren Dauerstufen hin nehmen die Niederschläge als Regen (advektiver Niederschlag) erheblich zu. Letztere sind allerdings im Sommer in der Regel mit Schauern und/oder Regen mit Gewittern verknüpft. Entsprechend dieser vereinfachten Einteilung des Starkniederschlagsgeschehens in die zwei Grundtypen mit ihrer jeweiligen charakteristischen Niederschlagsdauer wurde eine Bereichsabgrenzung der Dauerstufen bei 60 Minuten und bei 12 Stunden gewählt.

In jedem Teilbereich stehen linearisierende Transformationen

- der hyperbolische Parameterausgleich,
- der einfachlogarithmische Parameterausgleich und
- der doppeltlogarithmische Parameterausgleich

zur Auswahl, wobei anhand der geringsten Abweichungen zu den nicht ausgeglichenen Parametern über ihre Anwendung entschieden wird.

Starkniederschlagshöhen werden für drei Bereiche von Dauerstufen ausgewiesen. Der Dauerstufenbereich I ist der Kurzzeitbereich. Er enthält die Dauerstufen von 5 min bis einschließlich 60 min. Die Stützstellen-Dauerstufen im Bereich I sind $D = 15$ min und $D = 60$ min. Wenn Starkniederschlagshöhen für z. B. $D = 30$ min ermittelt werden sollen, muss zwischen den beiden Stützstellen-Dauerstufen interpoliert werden. Entsprechend den in der Publikation der DWA (DWA-A 531, 2012) verwendeten Ansätzen wird diese Interpolation nicht direkt mit den Niederschlagshöhen durchgeführt, sondern unter Verwendung der statistischen Parameter $u(D)$ und $w(D)$. Für den funktionalen Verlauf der u - und w -Werte in Abhängigkeit von der Dauerstufe werden zwei mögliche Ansätze angegeben - der einfachlogarithmische und der doppeltlogarithmische. Solange im Bereich der ausgewerteten Dauerstufen nur interpoliert wird, bleiben die Unterschiede bei beiden Ansätzen gering. Die Funktionen zur Ermittlung der Parameter lauten:

- für den einfachlogarithmischen Ansatz

$$(7) \quad \begin{aligned} u(D) &= a_u + b_u \cdot \ln D \\ w(D) &= a_w + b_w \cdot \ln D \end{aligned}$$

- für den doppeltlogarithmischen Ansatz

$$(8) \quad \begin{aligned} \ln u(D) &= A_u + B_u \cdot \ln D \\ \ln w(D) &= A_w + B_w \cdot \ln D \end{aligned}$$

bzw.

$$(9) \quad \begin{aligned} u(D) &= e^{A_u + B_u \cdot \ln D} \\ w(D) &= e^{A_w + B_w \cdot \ln D} \end{aligned}$$

Die Starkniederschlagshöhen in Abhängigkeit von der Niederschlagsdauer D und vom Wiederkehrintervall T lassen sich prinzipiell mithilfe der ermittelten Parameter und der KOSTRA-DWD-Basisgleichung $h_N(D,T) = u(D) + w(D) \cdot \ln T$ aus den vollständigen Bestimmungsgleichungen

- bei einfachlogarithmischem Ansatz für beide Parameter $u(D)$ und $w(D)$ gemäß

$$(10) \quad h_N(D,T) = a_u + b_u \cdot \ln D + (a_w + b_w \cdot \ln D) \cdot \ln T$$

- bei doppeltlogarithmischem Ansatz für beide Parameter $u(D)$ und $w(D)$ gemäß

$$(11) \quad h_N(D,T) = e^{A_u + B_u \cdot \ln D} + e^{A_w + B_w \cdot \ln D} \cdot \ln T$$

berechnen.

Historisch gesehen, musste aus der Abbildung 4.1 des KOSTRA-Tabellen- und Kartenwerks 1990 abgelesen werden, für welche Rasterfelder anstelle des überwiegend geltenden einfachlogarithmischen Ausgleichs für beide Parameter $u(D)$ und $w(D)$ der einfachlogarithmische Ansatz für $u(D)$ und der doppeltlogarithmische Ansatz für $w(D)$ angewendet werden sollte.

Während der Überarbeitung der KOSTRA-Werte in den 1990er-Jahren wurde das so genannte 5-min-Problem erkannt. Das heißt, dass für die Dauerstufe $D = 5$ min beim Wiederkehrintervall $T = 100$ a für einige Rasterfelder eine Niederschlagsspende auftritt, die kleiner als die für $D = 10$ min bei $T = 100$ a ist. Um dieses physikalisch unzutreffende Ergebnis generell zu vermeiden, wurde 1997 für den KOSTRA-Atlas absichtlich festgelegt, dass im Dauerstufenbereich I stets der doppeltlogarithmische Ansatz für beide Parameter $u(D)$ und $w(D)$ zu verwenden ist.

Spezielle Untersuchungen (Verworn und Assheuer, 2005) hatten jedoch gezeigt, dass bei einer Extrapolation auf kleinere Dauerstufen, um Aussagen für Dauerstufen unter 15 min zu erzielen, diese Festlegung die tatsächlichen Zusammenhänge nicht optimal widerspiegelt. Es resultieren sehr hohe 5- und 10-minütige Starkniederschlagshöhen, die - besonders wegen der Erfahrungen beim Einsatz in Modellregen - als zu hoch angesehen wurden. Nach Diskussion dieser Problematik in der Arbeitsgruppe DWA-HW 1.1 „Niederschlag“ wurde beschlossen, Alternativen zum bisher verwendeten Ansatz zu entwickeln und sicherzustellen, dass die extrapolierten KOSTRA-DWD-Werte keine zu großen Differenzen zu den Werten aufweisen, die sich aus statistischen Analysen der Reihen von 5- und 10-min-Werten der Niederschlagshöhe ergeben. Daher wurde der hyperbolische Ansatz anhand von statistischen Analysen langjähriger Zeitreihen untersucht und auf seine Eignung für die Inter- und Extrapolationen im Dauerstufenbereich I getestet.

Der hyperbolische Ansatz verwendet analog zu den bisher verwendeten Ansätzen linearisierte $u(D)$ - und $w(D)$ -Terme, wie sie im Folgenden dargestellt sind:

$$(12) \quad u(D) = \frac{a_u^* \cdot D}{D + b_u^*}$$

$$w(D) = \frac{a_w^* \cdot D}{D + b_w^*}$$

Die Gleichung zur Bestimmung der Niederschlagshöhen im Falle des hyperbolischen Ansatzes für beide Parameter $u(D)$ und $w(D)$ lautet:

$$(13) \quad h_N(D, T) = \frac{a_u^* \cdot D}{(D + b_u^*)} + \frac{a_w^* \cdot D \cdot \ln T}{(D + b_w^*)}$$

Werden beide Parameter hyperbolisch ausgeglichen, resultieren unrealistisch geringe Werte der Starkniederschlagshöhe für $D = 5$ min. Nach ausführlichen Detailanalysen gelten im Dauerstufenbereich I sowohl bei KOSTRA-DWD-2000 als auch bei KOSTRA-DWD-2010 der hyperbolische Parameterausgleich für $u(D)$ und der doppellogarithmische Parameterausgleich für $w(D)$.

Die folgende Gleichung dient zur Bestimmung der Niederschlagshöhen bei Anwendung des hyperbolischen Ansatzes für den Parameter $u(D)$ und des doppellogarithmischen Ansatzes für den Parameter $w(D)$:

$$(14) \quad h_N(D, T) = \frac{a_u^* \cdot D}{(D + b_u^*)} + e^{A_w + B_w \cdot \ln D} \cdot \ln T$$

Rückblick auf KOSTRA-DWD-2000: Durch den Ersatz des bewusst angewendeten doppellogarithmischen Ausgleichs durch den hyperbolischen Ausgleich für den Parameter $u(D)$ kehrte das "5-min-Problem" in abgewandelter Form zurück. Zu den Unstimmigkeiten der Ergebnisse zwischen $D = 5$ min und $D = 10$ min bei $T = 100$ a kamen physikalisch nicht korrekte Resultate zwischen $D = 45$ min und $D = 60$ min bei $T = 0,5$ a hinzu. In Einzelfällen ergaben sich rechnerisch bei $T = 0,5$ a kleinere Niederschlagsspenden bei $D = 45$ min als bei $D = 60$ min. Damit widerspruchsfreie Ergebnisse bei Wiederkehrintervallen von $T = 0,5$ a bis $T = 100$ a im Dauerstufenbereich I gewährleistet sind, mussten für 124 Rasterfelder (ca. 2 %) die Rasterfeldbelegungen gemäß KOSTRA-Atlas aus dem Jahre 1997 für $D = 15$ min und $D = 60$ min bei $T = 1$ a und $T = 100$ a modifiziert werden. Außerhalb des durch die Wiederkehrintervalle $T = 0,5$ a und $T = 100$ a aufgespannten Spektrums kann es zu mathematisch zwar richtigen, meteorologisch aber falschen Ergebnissen kommen. Mit der Wahl gerade dieser Kombination von Parameterausgleichen werden die Starkniederschlagshöhen nicht so klein wie im Falle des hyperbolischen Ausgleichs für beide Parameter. Die Ergebnisse ähneln außerdem wieder mehr den Resultaten aus dem KOSTRA-Tabellen- und Kartenwerk aus dem Jahre 1990.

Am Beispiel der Station Potsdam wird in den Abbildungen 2 und 3 dargestellt, wie sich die Kombinationen verschiedener Ansätze für den Parameterausgleich auf die Starkniederschlagshöhen und -spenden bei $T = 1$ a und $T = 100$ a auswirken. Außerdem sind die Einzelwerte der extremwertstatistischen Auswertungen auf Basis der Zeiträume 1951 bis 1980 und 1951 bis 2000 sowie die unverändert gebliebenen KOSTRA-Stützwerte bei $D = 15$ min und $D = 60$ min eingetragen.

Für $T = 1$ a (siehe Abb. 2) sind die Einzelwerte von Niederschlagshöhe bzw. -spende für die beiden Zeiträume fast identisch. Da der Parameterausgleich für $w(D)$ bei $T = 1$ a (wegen $\ln 1 = 0$) keine Rolle spielt, sind die dunkelblaue Kurve (hyperbolischer Ausgleich für beide Parameter) und die rote Kurve (hyperbolischer Ausgleich für $u(D)$ und doppellogarithmischer Ausgleich für $w(D)$) deckungsgleich. Sie sind besser an die Einzelwerte angepasst als die orangefarbene Kurve (doppellogarithmischer Ausgleich für beide Parameter). Zum Vergleich ist die für viele Rasterfelder im KOSTRA-Tabellen- und Kartenwerk 1990 favorisierte Variante (einfachlogarithmischer Ansatz für $u(D)$ und doppellogarithmischer Ansatz für $w(D)$), bei der das 5-min-Problem jedoch noch unerkannt blieb, als hellblaue Kurve eingetragen.

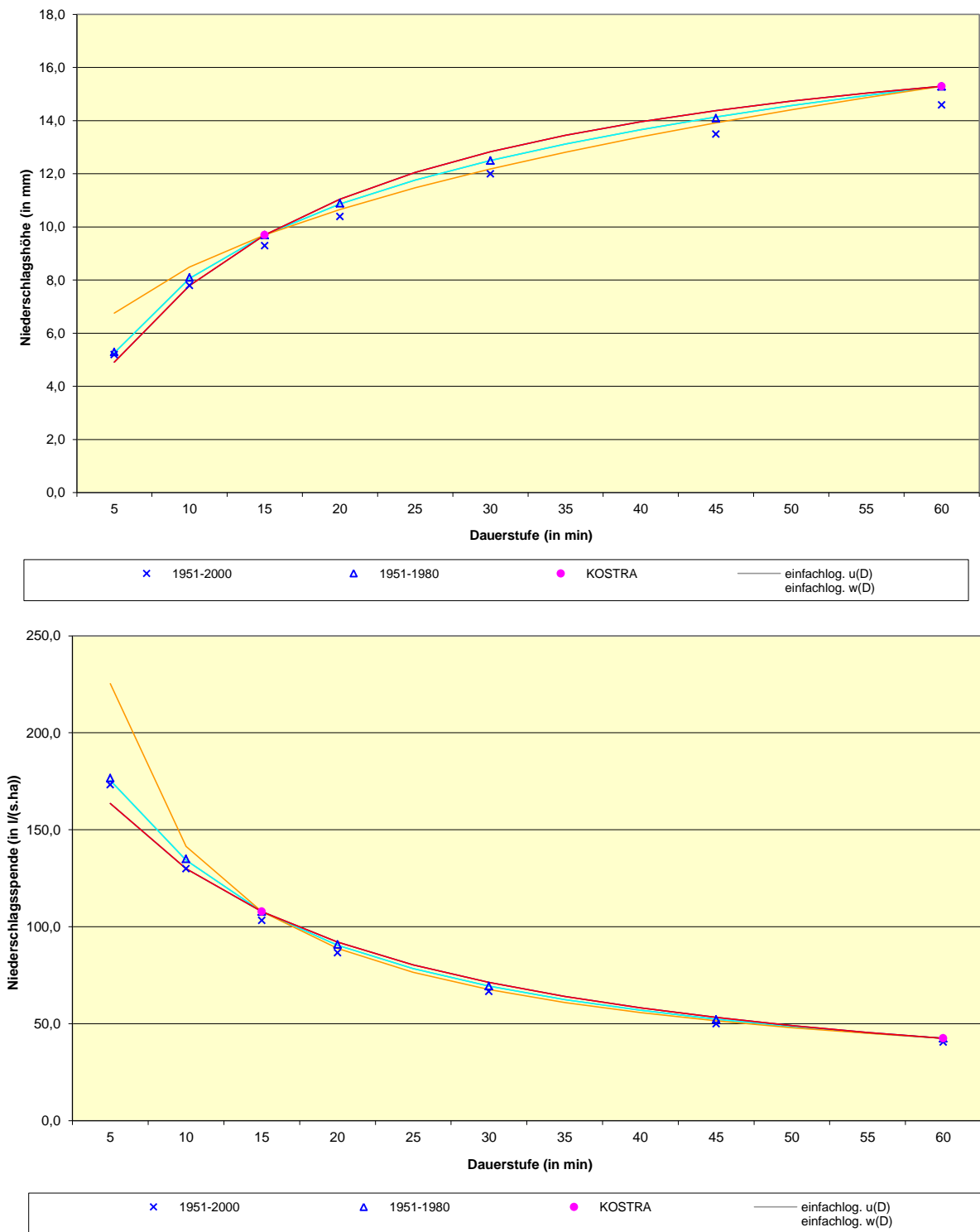


Abb. 2: Verlauf der Niederschlagshöhe (oben) und der Niederschlagsspende (unten) im Dauerstufenbereich bis 60 min am Beispiel der Station Potsdam für die Wiederkehrintervall $T = 1$ a

Für $T = 100$ a (siehe Abb. 3) gibt es bei Niederschlagshöhe bzw. -spende Unterschiede zwischen den Einzelwerten des Zeitraums 1951 bis 1980 und den Einzelwerten des Zeitraums 1951 bis 2000.

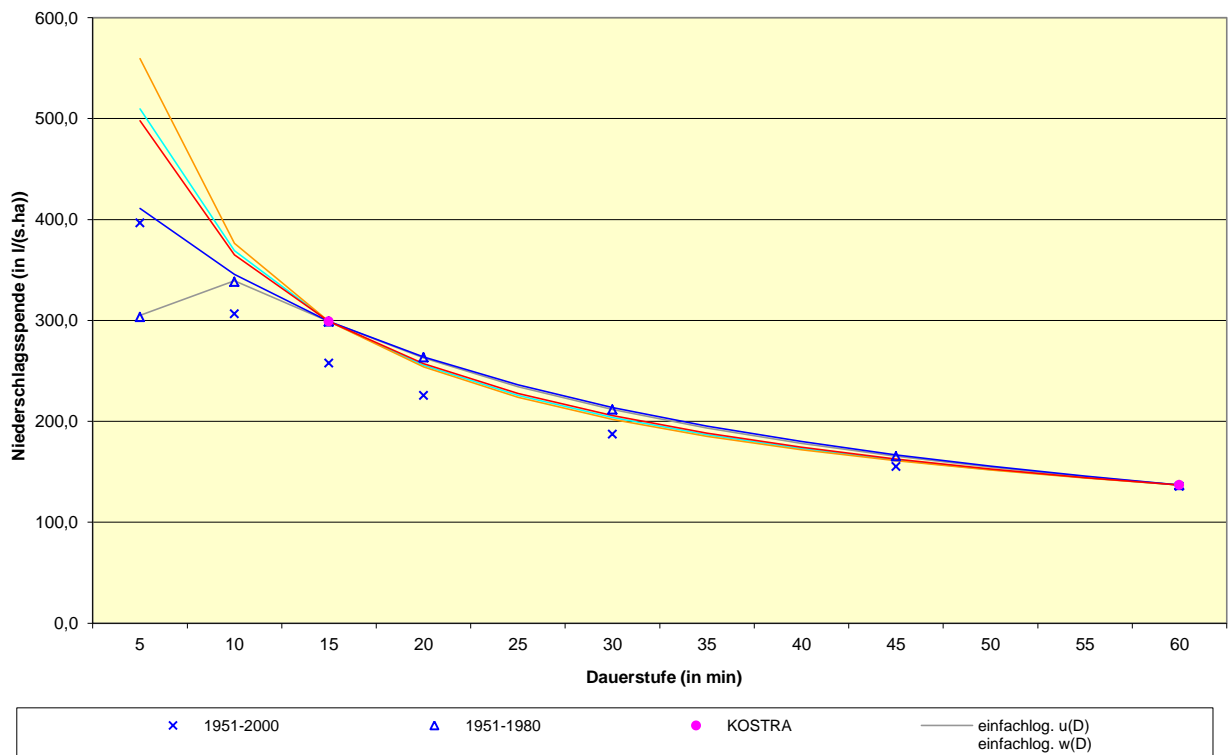
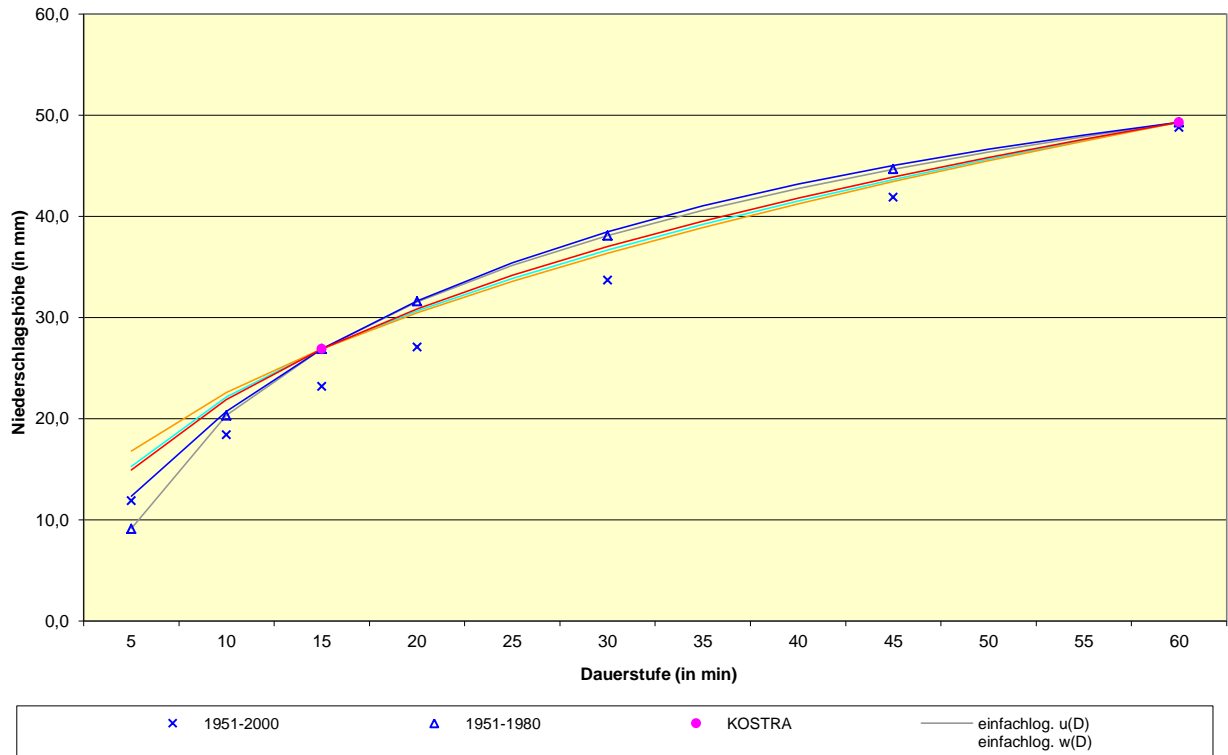


Abb. 3: Verlauf der Niederschlagshöhe (oben) und der Niederschlagsspende (unten) im Dauerstufenbereich I bis 60 min am Beispiel der Station Potsdam für das Wiederkehrintervall $T = 100$ a

Im Falle der Station Potsdam sind die Einzelwerte der Niederschlagshöhe für den Basiszeitraum 1951 bis 1980 optimal durch den einfachlogarithmischen Ansatz für beide Parameter ausgeglichen (graue Kurve). Die fünf Kurven zeigen, dass sich die Parameterausgleich-Kombinationen im Interpolationsbereich zwischen $D = 15$ min und $D = 60$ min nur

unwesentlich unterscheiden. Im Extrapolationsbereich, d. h. für Dauerstufen $D < 15$ min, divergieren die Kurven zum Teil deutlich. Das Abknicken der grauen Kurve bei den Niederschlagsspenden bzw. der Umstand, dass für Potsdam $R_N(5,100)$ kleiner als $R_N(10,100)$ ausfällt, ist der Tatsache geschuldet, dass die Niederschlagshöhe $h_N(5,100) = 9,1$ mm weniger als 50 Prozent von $h_N(10,100) = 20,3$ mm beträgt. Die Einführung des doppelt-logarithmischen Parameterausgleichs für beide Parameter (orangefarbene Kurve) löste das hier visualisierte 5-min-Problem umgehend. Diese Problemlösung war aus heutiger Sicht wasserwirtschaftlicher Anwender von KOSTRA-DWD-Werten zu sehr auf der sicheren Seite angesiedelt. Im Falle der Station Potsdam liefert der hyperbolische Ausgleich für beide Parameter (dunkelblaue Kurve) zwar offensichtlich eine gute Anpassung. Er unterschätzt für zahlreiche Standorte in Deutschland jedoch die Realität, da er durch Messwerte übertroffen wird. Außerdem ist es angesichts festgestellter oder in naher Zukunft möglicher Änderungen in der Niederschlagsklimatologie nicht ratsam, das Pendel nun von der sicheren zur entgegengesetzten Seite ausschlagen zu lassen. Die deutschlandweit tragfähige Lösung für den optimalen Parameterausgleich im Dauerstufenbereich I - verdeutlicht durch die rote Kurve - ist der hyperbolische Ansatz für $u(D)$ und der doppeltlogarithmische Ansatz für $w(D)$.

Wie bisher erfolgte auch in KOSTRA-DWD-2010 die Verknüpfung der Starkniederschläge längerer mit denen kürzerer Dauer an den beiden Grenzen des Dauerstufenbereichs II bei $D = 60$ min und $D = 12$ h. Die untere Bereichsgrenze bei $D = 60$ min wird durch ein eigenständiges Regionalisierungsverfahren ermittelt (siehe Abschnitt 6); die obere Bereichsgrenze bei $D = 12$ h ergibt sich durch Parameterausgleich im Dauerstufenbereich III über die Dauerstufen $D = 24$ h, $D = 48$ h und $D = 72$ h hinweg.

Für die Interpolation im Dauerstufenbereich II wurden $u(D)$ und $w(D)$ doppeltlogarithmisch ausgeglichen. Dadurch ergaben sich die berechneten Starkniederschlagshöhen für die gewohnten Dauerstufen innerhalb des Dauerstufenbereichs II ($D = 90$ min, $D = 2$ h, $D = 3$ h, $D = 4$ h, $D = 6$ h und $D = 9$ h).

Um auch im Dauerstufenbereich III zu widerspruchsfreien KOSTRA-DWD-2010-Werten zu gelangen, wurden für den Verteilungsparameter $u(D)$ der doppeltlogarithmische Parameterausgleich und für den Verteilungsparameter $w(D)$ der einfachlogarithmische Parameterausgleich vollzogen.

Da für alle drei Dauerstufenbereiche Ausgleichs der Parameter $u(D)$ und $w(D)$ vorgenommen wurden, ist es prinzipiell möglich, für jede Dauerstufe D zwischen 5 Minuten und 72 Stunden Starkniederschlagshöhen laut KOSTRA-DWD-2010 zu berechnen.

5 Niederschlagsspenden im Jahr und von Mai bis September

Was die Differenzierung nach Jahresanteilen (Jahr, Sommer, Winter) betrifft, wurden im Gegensatz zu KOSTRA-DWD-2000 bei KOSTRA-DWD-2010 lediglich die REGNIE-basierten Extremwertberechnungen für die drei Jahresanteile Z - Jahr, Sommer (Monate Mai bis September), Winter (Monate Oktober bis April) - vorgenommen, jedoch nicht publiziert.

Im Unterschied zu KOSTRA-DWD-2000 ist bei KOSTRA-DWD-2010 sichergestellt, dass die Ergebnisse für die Jahresanteile Sommer bzw. Winter keinesfalls höher ausfallen als die entsprechenden Auswertungen für das ganze Jahr.

Für Dauerstufen von $D < 12$ h musste wegen der komplizierten Datenlage in den Wintermonaten auf die separate Analyse für $Z = \text{Winter}$ verzichtet werden. Bei den extremwertstatistischen Auswertungen hoch aufgelöster Niederschlagszeitreihen gilt $Z = \text{Sommer} = \text{Jahr}$, da die gravierenden Kurzzeit-Starkniederschläge im wasserwirtschaftlichen Sommerhalbjahr auftreten (Malitz, 2010).

Die ungewöhnliche Festlegung des Jahresanteils Sommer auf die Monate Mai bis September ist mit Blick auf lange Reihen erforderlich, weil früher für einige Stationen mit unbeheizbaren Niederschlagsschreibern im Oktober keine Niederschlagsregistrierung durchgeführt werden konnte. Ein Vergleich der Ergebnisse des Jahresanteils Mai bis September mit dem wasserwirtschaftlichen Halbjahr von Mai bis Oktober zeigt jedoch erwartungsgemäß, dass der Oktober für alle Stationen bei den häufigeren Starkniederschlagsereignissen einen geringfügigen Beitrag (weniger als +5 %) liefert, bei den seltenen Ereignissen dagegen kein Einfluss mehr erkennbar ist.

Für Anwendungsfälle, bei denen der Jahresanteil Z von Bedeutung ist, würde die ausführliche KOSTRA-DWD-Gleichung lauten:

$$(15) \quad h_N(Z, D, T) = u(Z, D) + w(Z, D) \cdot \ln T$$

In KOSTRA-DWD-2010 gilt jedoch die Gleichung 6. Zwischen der Niederschlagshöhe $h_N(D;T)$ - angegeben in mm - und der Niederschlagsspende $R_N(D;T)$ - angegeben in l/(s·ha) - besteht der funktionale Zusammenhang

$$(16) \quad R_N(D, T) = F(D) \cdot h_N(D, T)$$

wobei die Niederschlagsdauer im Umrechnungsfaktor $F(D) = (166,6/D)$ in Minuten anzugeben ist.

Um nicht nur für Standorte, an denen eine Station betrieben wird, Starkniederschlagsaussagen treffen zu können, wurden die punktuell gültigen Ergebnisse auf die Fläche übertragen. Welche Methoden dazu angewendet werden und welche Probleme dabei zu lösen sind, ist Inhalt des Regionalisierungsverfahrens im Kurzzeitbereich.

Als Inspiration für die im Regionalisierungsverfahren gewählten methodischen Schritte dienten die Erfahrungen, welche im Rahmen verschiedener Studien und Projekte - z. B. „Hochwasser Bode“ als eines der RIMAX-Projekte im Rahmen der Förderaktivität Risikomanagement extremer Hochwasserereignisse (Haberlandt et al., 2009) - in den Jahren von 2003 bis 2013 gewonnen wurden.

6 Regionalisierungsverfahren im Kurzzeitbereich

Bei der Erzeugung der regionalisierten Karten für $D = 15$ min und $D = 60$ min wurden drei Aspekte berücksichtigt:

- A Ursprüngliche Karten (KOSTRA-Atlas 1997), welche als Resultat aus dem wertvollen originalen Regionalisierungsverfahren (orografisch modifizierte Variogrammanalyse für fast 200 DIGI-Stationen von 1951 bis 1980, Mai bis September) hervorgingen (siehe Kapitel 7)
- B Starkniederschlagstabellen, resultierend aus den punktuellen Analysen (laut DWA-A 531) von ca. 60-jährigen Reihen hochaufgelöster Niederschlagsmesswerte von 1951 bis 2010 (Monate Mai bis September) für 98 Stationen (des DWD und von Datengebern einiger Bundesländer sowie der Emschergenossenschaft)
- C Sonderkarte im Ergebnis einer speziellen Analyse, basierend auf großen 60-min-Werten der Niederschlagshöhe an 153 automatisch messenden Stationen im Zeitraum von 2001 bis 2010

Zum Aspekt B

Der konvektive Anteil (Intensität von mindestens 2 mm Niederschlagshöhe in 5 Minuten) an Starkniederschlagshöhen der Dauerstufe $D = 24$ h variiert von DIGI-Station zu DIGI-Station, beträgt aber im Durchschnitt 50 Prozent. (Stau im Hochschwarzwald und an den Alpen reduziert diesen konvektiven Anteil dort auf 15 Prozent.) Die tatsächliche Niederschlagsdauer während der Tageswerte der Niederschlagshöhe in den Monaten Mai bis September ist (überraschend) kurz. Der Regionalisierungsansatz bezieht diese Informationen über die Starkniederschlagshöhen der Dauerstufe $D = 24$ h von Mai bis September der Jahre 1951 bis 2010 an 2231 Stationen mit Tageswerten der Niederschlagshöhe ein. Die für kleine Gruppen von DIGI-Stationen abgeleiteten regional gültigen Regressionen werden auf diese 2231 Stationen übertragen. Der Regressionsanteil wird additiv durch den Beitrag einer rein entfernungsabhängigen Interpolation ergänzt.

Anschließend genügt eine entfernungsabhängige Interpolation der für 2231 Standorte berechneten oder abgeleiteten konvektiven Niederschlagsangaben, um eine bundesweite Regionalisierung durchzuführen (Albrecht, 2011).

Die DIGI-Stationengruppen werden durch die Aufteilung des Bundesgebietes in Polygonflächen bestimmt. Bei der Suche nach den besten regionalen Regressionsansätzen werden sowohl vollständige als auch um eine oder zwei DIGI-Stationen verminderte Polygongleichschaften berücksichtigt.

Im Folgenden ist die Umsetzung des gewählten Ansatzes dargestellt und zwar für die Dauerstufe $D = 60$ min anhand einer ausgewählten Stationsgruppe.

Für die in Tabelle 3 aufgelistete Stationsgruppe erreicht der Regressionsausgleich über sechs DIGI-Stationen für beide normierten Parameter einen Anteil von mehr als 90% erklärter Varianz. Durch die gezeigte Quotientenbildung gelingt es, die Besonderheiten im konvektiven Niederschlagsgeschehen an diesen sehr weit auseinanderliegenden DIGI-Stationen fast vollständig zu beschreiben. Es verbleibt eine Abhängigkeit der Quotienten von der insgesamt gefallenen Niederschlagsmenge in den Monaten Mai bis September (MSN).

Liegen für andere Standorte innerhalb dieses Bereichs zumindest Auswerteergebnisse für die Dauer $D = 24$ h vor, kann durch einfachen Dreisatz auf die Parameter u_{60} , w_{60} an jenen Standorten geschlossen werden.

Tabelle 3: Quotient Q , gebildet aus den Parametern u und w der Exponentialverteilung für die Dauerstufen $D = 60$ min und $D = 24$ h für eine regionale Gruppe von DIGI-Stationen. Auswertung: Partielle Serien der Monate Mai-September, 1951-2010. MSN = Mittlere sommerliche Niederschlagshöhe

Nummer	Stationsname	MSN, Mai-Sept. 1951 bis 2010	$Q(u_{60\text{min}}/u_{24\text{h}})$ [%]	$Q(w_{60\text{min}}/w_{24\text{h}})$ [%]
42057	FICHTELBERG (WEWA)	524 mm	45,28	33,39
91398	REGENSBURG (WEWA)	341 mm	42,71	79,62
92384	MUEHLDORF/INN (WEWA)	492 mm	44,80	48,66
90591	AUGSBURG-MUEHLH. (WEWA)	454 mm	44,15	49,87
73214	WEISSENBURG/BAY. (WEWA)	358 mm	43,77	86,52
91134	WEIDEN/OPF. (WEWA)	356 mm	43,03	96,61

Die praktische Umsetzung für die Regionalisierung der Starkniederschlagshöhen (siehe Beispiel in Tabelle 3 hinsichtlich der Dauerstufe D = 60 min) geschieht wie folgt:

- Im Bereich innerhalb der Polygone um die 6 aufgelisteten DIGI-Stationen werden für alle Standorte (aus 2231 Stationen) die Parameter u_{Tag} und w_{Tag} der Exponentialverteilung, die sich aus der Auswertung der partiellen Serien der Dauerstufe D = 1 Tag ergeben, um 14 % angehoben.
- Für diese Stationsauswahl (aus 2231) werden anhand der MSN der Monate Mai bis September von 1951 bis 2010 die gültigen Quotienten ermittelt und mit den obigen Angaben multipliziert. Dies ergibt:

$$u_{60\text{min}} = 1,14 * u_{\text{Tag}} * Q(u_{60\text{min}}/u_{24\text{h}})/100$$

$$w_{60\text{min}} = 1,14 * w_{\text{Tag}} * Q(w_{60\text{min}}/w_{24\text{h}})/100$$
- Die Regressionsansätze erklären in beiden Fällen etwa 90 % der Gesamtvarianz. Daher werden 90 % aus diesem Regressionsansatz genommen und 10 % der zwischen den 98 DIGI-Stationen entfernungsabhängig interpolierten Parameter $u(\text{inter})_{60\text{min}}$ und $w(\text{inter})_{60\text{min}}$ addiert. Dies ergibt:

$$u_{60\text{min}} = 0,9 * 1,14 * u_{\text{Tag}} * Q(u_{60\text{min}}/u_{24\text{h}})/100 + 0,1 * u(\text{inter})_{60\text{min}}$$

$$w_{60\text{min}} = 0,9 * 1,14 * w_{\text{Tag}} * Q(w_{60\text{min}}/w_{24\text{h}})/100 + 0,1 * w(\text{inter})_{60\text{min}}$$
- Nach einer entfernungsabhängigen Interpolation obiger u- und w-Werte werden an den 98 DIGI-Standorten die Residuen bestimmt und ebenfalls entfernungsabhängig interpoliert und nach einer Vorzeichenumkehr zum ersten Feld hinzuaddiert. Diese Berechnungen und die Lokalisation der Standorte erfolgen auf dem REGNIE-Raster.

Der Definitionsbereich der Regressionsansätze wird exakt beachtet; oberhalb und unterhalb des Definitionsbereichs werden die Quotienten konstant auf den größten bzw. kleinsten Wert gesetzt.

Zum Aspekt C

Im Rahmen einer gesonderten Studie (KOSTRA-DEKA) wurden drei Varianten von Regionalisierungsansätzen verfolgt und deren Ergebnisse bewertet (Willems und Stricker, 2013). Der Input für die Studie bestand aus den partiellen Starkniederschlagsserien der Dauerstufe D = 60 Minuten für die Jahresanteile „Gesamtjahr“ und „Sommerhalbjahr“ und den Beobachtungszeitraum 2001 bis 2010 für insgesamt 153 Stationen (inklusive der zugehörigen Stammdaten), für die automatisch erfasste Stundenwerte der Niederschlagshöhe verfügbar sind. Ausdrückliches Ziel dieser Aktion war die quantitative Berücksichtigung kurzzeitiger Starkniederschlagsereignisse in der Dekade 2001 bis 2010, um die öffentlich wahrgenommene Zunahme kräftiger Schauer objektiv einzubeziehen.

Im Rahmen von KOSTRA-DEKA werden die Daten einheitlich in die Lambertprojektion überführt. Das flächendeckend frei verfügbare SRTM-Höhenmodell wird deutschlandweit zusammengeführt und verwendet, um die erklärenden Variablen für die Regionalisierung abzuleiten, so dass neben Rechts- und Hochwert dann auch die Geländehöhe sowie die Exposition für jedes KOSTRA-DWD-Raster verfügbar sind.

Es werden dann drei unterschiedliche Ansätze zur Starkniederschlagsregionalisierung angewandt (Basisvariante HOM_J_LM sowie HOM_M_ML und ROI_J_LM). Allen Ansätzen liegt die sogenannte regionale Wahrscheinlichkeitsanalyse zugrunde, bei der das Ziel verfolgt wird, die Parameterschätzung zu stabilisieren, indem (normierte) Starkniederschlagsdaten von statistisch ähnlichen Nachbarstationen zu homogenen Regionen zusammengeführt und die Parameter dann für diese homogenen Regionen ermittelt werden.

Es wird in allen Fällen der Normierungsfaktor (Serienmittelwert) in gleicher Weise mittels External-Drift-Kriging mit den Driftvariablen Rechtswert, Hochwert, Geländehöhe und einer dummykodierten Expositionsklasse regionalisiert. Die Unterschiede zwischen den angewandten Verfahren beziehen sich demgegenüber auf folgende Aspekte, wobei in Klammern die Variantenbezeichner und - in kursiver Schreibweise - auch jeweils die bei KOSTRA-DWD üblicherweise angewandte Methodik mit aufgeführt wird:

- Serienbildung: Jahresserien (Variante HOM_J_LM und ROI_J_LM) sowie Multiple Jahresserien, die nicht nur den jeweils höchsten sondern die r höchsten Werte eines Jahres enthalten (Variante HOM_M_ML) (*KOSTRA-DWD: jährliche Serien*)
- Art der Bildung homogener Regionen: disjunkt-homogen (HOM_J_LM und HOM_M_ML) sowie „Region-Of-Influence“ (ROI_J_LM) (*KOSTRA-DWD: keine Regionenbildung, da lokale stationsbezogene Wahrscheinlichkeitsanalyse angewandt wird*)
- Parameterschätzung: L-Momente (HOM_J_LM, ROI_J_LM) sowie Maximum-Likelihood (HOM_M_ML) (*KOSTRA: Kleinstquadrateschätzung*)
- Wahrscheinlichkeitsverteilungen: Gumbel (HOM_J_LM, ROI_J_LM) sowie Verallgemeinerte Extremwertverteilung GEV (HOM_J_LM und HOM_M_ML) (*KOSTRA: Gumbel*)

Die in der Studie KOSTRA-DEKA vorgenommenen und verglichenen Ansätze sind in der folgenden Übersicht aufgelistet:

Abkürzung	Regionenbildung	Serie	Parameterschätzung	Wahrscheinlichkeitsverteilung	Mittelwert-Regionalisierg.
HOM_J_LM	disjunkt-homogen	jährliche	L-Momente	GUM / GEV	ET-Kriging
HOM_M_ML	disjunkt-homogen	multiple jährliche	Maximum-Likelihood	GEV	ET-Kriging
ROI_J_LM	region of interest (ROI)	jährliche (3 Serien)	L-Momente	GUM	ET-Kriging

In der Basisvariante HOM_J_LM der „Index-Flood“-Methode mit disjunkt-homogener Regionenbildung anhand von Jahresserien und regionaler L-Momente-Parameterschätzung wird der Homogenitäts- und Diskordanztest angewandt (Hosking und Wallis, 1997). Dabei zeigt sich das überraschende Ergebnis, dass eine deutschlandweite, aus 149 normierten Stationsserien zusammengesetzte Region einen statistisch homogenen Charakter aufweist. Um dieses Ergebnis auf alternativem Weg zu prüfen, werden zunächst mittels klassischer lokaler Wahrscheinlichkeitsanalyse Starkniederschlagsquantile der Jährlichkeiten $T = 10$ a, 50 a und 100 a und die zugehörigen 95%-Konfidenzgrenzen ermittelt. Es wird dann für jede Station geprüft, ob die mittels der Basisvariante ermittelten Quantile innerhalb oder außerhalb der Konfidenzgrenzen aus der lokalen Analyse liegen. Im Ergebnis zeigt sich, dass die regional ermittelten Quantile in weit überwiegender Zahl innerhalb der Konfidenzgrenzen liegen, so dass die deutschlandweite Regionenbildung auch vor dem Hintergrund dieser alternativen Betrachtungsweise gerechtfertigt ist. Die Quantile werden im Rahmen der Basisvariante sowohl unter Zugrundelegung beider theoretischer Wahrscheinlichkeitsverteilungen ermittelt (GUM und GEV). Bei der GEV-Nutzung weisen Betrag und Vorzeichen des dritten Parameters auf ein leichtes „heavy-tail“-Verhalten hin, so dass die Quantile im Vergleich zu den mittels der Gumbel-Verteilung berechneten im Bereich hoher Jährlichkeiten etwas angehoben werden.

Im Rahmen des Vergleichs der Basisvariante mit den beiden Alternativvarianten zeigte sich Folgendes:

1. Auch die HOM_M_ML-Variante der Maximum-Likelihood-Parameterschätzung unter Zugrundelegung multipler jährlicher Serien mit $r = 3$ (und damit Verdreifachung des Stichprobenumfangs) weist auf ein heavy-tail-Verhalten der Starkniederschlagsdaten hin.

2. Die ROI_J_LM-Variante, bei der für jedes KOSTRA-Rasterfeld jeweils 3 Stationsserien die Datengrundlage für die Parameterschätzung bilden, weist naturgemäß eine höhere räumliche Differenzierung in der Verteilung der Quantile auf. Bei hohen Jährlichkeiten ist diese Variante wegen der Unsicherheiten bei der Parameterschätzung nur mit Vorbehalt gültig. Aus diesem Grund wird bei dieser Variante allein die Gumbelverteilung für die Quantilermittlung herangezogen.

In Abwägung der Stärken und Schwächen der verschiedenen Methoden werden die Ergebnisse der Methode ROI_J_LM favorisiert, sofern nur kleinere Jährlichkeiten ($T = 2$ a bis $T = 20$ a) betrachtet werden. Quantile größerer Jährlichkeiten werden wegen der Stichprobengrößenbedingten Beschränkung der ROI_J_LM-Methode auf die Gumbelverteilung durch die Basisvariante besser repräsentiert. Sofern konsistente Aussagen über das gesamte Jährlichkeitenspektrum angestrebt sind, sollte vollständig auf die Basisvariante mit der GEV-Wahrscheinlichkeitsverteilung zurückgegriffen werden.

Durch den Übergang von der gewohnten lokalen (stationsbezogenen) zur regionalen Wahrscheinlichkeitsanalyse geht es methodisch gesehen um die Ermittlung der Quantile. Grundannahme für die regionale Wahrscheinlichkeitsanalyse ist, dass sich die Wahrscheinlichkeitsverteilungen der Extremwertserien verschiedener Stationen in einer homogenen Region (HOM) nur hinsichtlich eines Skalierungsfaktors (hier: Mittelwert der Extremwertserie) voneinander unterscheiden. Daher erfolgt die Parameteranpassung gemeinsam für alle Serien der homogenen Region. Die Abb. 4 zeigt ein Ergebnis dieses Ansatzes.

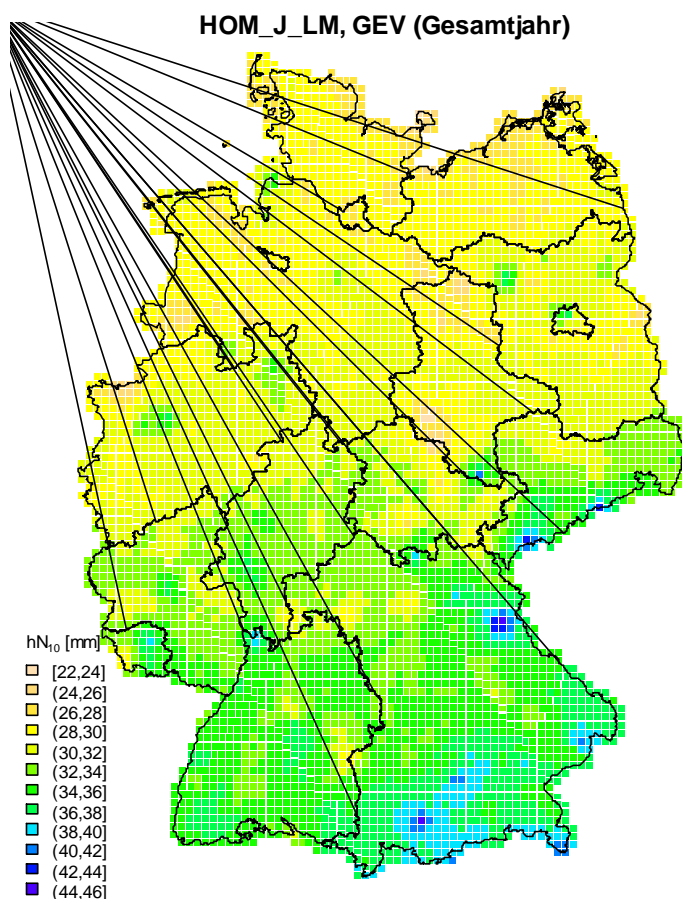


Abb. 4: Räumliche Verteilung von Starkniederschlagshöhen der Dauerstufe D=60 min für $T = 10$ a, ermittelt auf der Grundlage der GEV, Regionalisierungsvariante HOM_J_LM, 2001 bis 2010, Januar bis Dezember (aus der Studie KOSTRA-DEKA)

Das Vorliegen der Quantilfunktionen ermöglicht die Berechnung von Niederschlagshöhen für verschiedene Quantile oder Jährlichkeiten bzw. Wiederkehrintervalle. Schließlich wurde im Rahmen von KOSTRA-DWD-2010 rechnerisch - unter Berücksichtigung von Ausreißern - mit den quantitativen Ergebnissen der Basisvariante HOM_J_LM mit der GEV bei $D = 60$ min und $T = 100$ a weitergearbeitet.

Von diesen relativ hohen Werten ausgehend, wurden die Starkniederschlagshöhen für $D = 15$ min und $T = 100$ a proportional angepasst. Dadurch wurde sichergestellt, dass es bei $D = 5$ min und $T = 100$ a nicht zu regelmäßig geringeren Starkniederschlagshöhen als bisher kommt.

Die schließlich resultierenden Karten der Starkniederschlagshöhe für $D = 15$ min, $T = 1$ a und $D = 60$ min, $T = 1$ a basieren auf den mit jeweils gleichem Gewicht eingehenden Zwischenergebnissen der Aspekte A und B.

Die schließlich resultierenden Karten der Starkniederschlagshöhe für $D = 15$ min, $T = 100$ a und $D = 60$ min, $T = 100$ a basieren auf den mit jeweils gleichem Gewicht eingehenden Zwischenergebnissen der Aspekte A, B und C.

Auf eine passende Relation zwischen den Karten für $D = 60$ min und den Karten für $D = 12$ h wurde geachtet, damit plausible Starkniederschlagshöhen im Mehrstundenbereich gewährleistet sind.

Die Anwendung des aus der hochwasserstatistischen Anwendung bekannten „Index-Flood“-Verfahrens hat sich für die Regionalisierung von stationsbezogenen Starkniederschlagsstatistiken als geeignet erwiesen. Vor dem Hintergrund der in der Studie KOSTRA-DEKA aufgefallenen Aspekte könnten in Zukunft Methoden angewandt werden,

- die in der Lage sind, Trends im wahrscheinlichkeitsanalytischen Modell inhärent mit zu erfassen (instationäre Wahrscheinlichkeitsanalyse),
- die auf eine gleichzeitige Behandlung der stationsbezogenen Beschreibung des Wahrscheinlichkeitsverhaltens und der regionalen Übertragung auf das KOSTRA-DWD-Raster zielen,
- die es erlauben, Starkniederschlagsquantile dauerstufenübergreifend innerhalb eines Gesamtansatzes zu ermitteln,
- die eine verbesserte Regionalisierung der Serienmittelwerte ermöglichen, beispielsweise auf der Grundlage von Hintergrundfeldern, die anhand größerer Stichprobenumfänge auch unter Zuhilfenahme von Radarniederschlagsdaten abgeleitet werden.

Zweifellos besteht weiterhin Bedarf, anwendungsbezogene Entwicklungsarbeit zu leisten, um den Einfluss des Klimawandels auf das Starkniederschlagsgeschehen mit Blick auf geeignete Anpassungsmaßnahmen bei der Ertüchtigung von Entwässerungssystemen zu quantifizieren (Willems et al., 2012).

7 Originale orografisch modifizierte Variogrammanalyse

Wetterlage und Orografie sind die wesentlichen Einflussgrößen, deren verschiedenartige Auswirkungen auf die räumliche Verteilung der Starkniederschlagshöhen einzelner Dauerstufen auch unterschiedliche Regionalisierungsverfahren erforderlich machen.

Länger anhaltende advektive Niederschläge sind häufig mit zyklonalen Wetterlagen verknüpft, die sich im Bundesgebiet in der Regel durch eine hohe Verlagerungsgeschwindigkeit bei kräftigen süd- bis nordwestlichen Winden auszeichnen. Konvektive Kurzzeitniederschläge findet man dagegen verstärkt bei Wetterlagen mit geringer Verlagerungsgeschwindigkeit bei umlaufenden Winden oder schwachen westlichen bis südwestlichen Winden.

Die Kurzzeitniederschläge hoher Intensität sind überwiegend lokal begrenzt. Zu in der Fläche ergiebigen Niederschlägen kommt es vor allem

- bei zyklonalen Westlagen mit raschem Durchzug von Tiefdruckgebieten und ihren Ausläufern, wobei sich die Niederschlagshöhen einzelner Ereignisse zu großen Werten der Niederschlagshöhe summieren,
- bei sich nur zögernd auffüllenden Tiefdruckgebieten (z. B. bei der Großwetterlage „Tief Mitteleuropa“, Hauptursache für das Hochwasser an Elbe und Donau im Juni 2013) bzw. bei langsam vordringenden Fronten oder quasi-stationären Luftmassengrenzen,
- bei von Oberitalien auf einer so genannten Vb-Zugbahn nordnordostwärts ziehenden Tiefdruckgebieten, deren Niederschlagsgebiete sich anschließend westwärts vordringend im Osten Deutschlands auswirken (z. B. im August 2002).

Der modifizierende Einfluss der Orografie auf die mit der großräumigen Strömung herangeführten Niederschlagsfelder tritt besonders markant in Erscheinung, wenn entweder die Strömungsrichtung der Niederschlagsfelder senkrecht zum Gebirgszug gerichtet ist oder die Wetterlage eine flache Druckverteilung aufweist und die Luft labil geschichtet ist.

Die wetterlagenabhängigen Voraussetzungen labiler Schichtung sind bei konvektiven Kurzzeitniederschlägen gegeben. Treffen zusätzlich die Niederschlagsfelder senkrecht auf einen Gebirgszug, tritt im Luv eine durch das Hindernis verstärkte Hebung - ein Aufwärtsimpuls verbunden mit einer Intensivierung des Niederschlags und Verlängerung der Niederschlagsdauer - auf. Im Lee des Hindernisses jedoch ist durch mangelnden Feuchtigkeitsnachschub ein Austrocknungsprozess zu verzeichnen, der zu einem Nachlassen oder zu einem völligen Erliegen der Niederschlagstätigkeit führen kann.

Wegen dieser modifizierenden Einflüsse mit Rückwirkungen auf den Feuchtegehalt der Luft ist auch die Vorgeschichte der Niederschlagsfelder auf ihrem Weg vom Meer über Landflächen durch zunehmende Kontinentalität infolge Austrocknung von Bedeutung. So üben z. B. die Küstenlinien und die schwachen Erhebungen des Norddeutschen Flachlandes insbesondere bei konvektivem Niederschlag einen weitaus größeren Einfluss auf den Niederschlagsverlauf aus als die gleiche Geländeform im Mittelgebirgsraum.

Im Gegensatz zu den geschilderten Vorgängen bei labil geschichteter Luft findet bei advektiven Wetterlagen mit stabiler Schichtung lediglich ein Hebungsvorgang statt, bei dem die Luftmasse am Gebirge zum Aufsteigen gezwungen wird.

In enger Verbindung mit den objektiven Rechenverfahren, welche die Punktwerte auf die Fläche übertragen, wurden die Auswirkungen möglicher Störeinflüsse untersucht und damit Aussagekraft und Vertrauensbereiche der räumlichen Verteilungen überprüft. Dabei wurden insbesondere Betrachtungen zur zeitlichen und räumlichen Repräsentanz punktueller Auswertungen sowie die Beurteilung der zur Gewinnung der Punktergebnisse verwendeten Berechnungsansätze berücksichtigt (Bartels, 1992).

Beschreibung des prinzipiellen Vorgehens.

Starkniederschlagshöhen der Dauerstufen $D = 15$ min und $D = 60$ min für $Z =$ Sommer, die hier den Starkniederschlagshöhen für $Z =$ Jahr gleichzusetzen sind, werden in zwei Teilschritten ermittelt. Zunächst wird durch eine Typisierung der Orografie ein Teilbetrag der räumlichen Verteilung bestimmt. Anschließend wird der mit dem orografischen Ansatz nicht fassbare Restbetrag über eine Variogrammanalyse durch Punktkriging beschrieben.

Für die Kurzzeitniederschläge ($D \leq 60$ min) entstehen die entsprechenden Kartendarstellungen nach Durchführen der orografisch modifizierten Variogrammanalyse, in der die orografische Typisierung mit der Variogrammanalyse verknüpft ist. Dabei wird auf der Basis einer Höhenwerte-Datenbank zunächst eine orografische Typisierung der Stationen mit hoch aufgelösten Niederschlagswerten (hier: DIGI-Stationen), anschließend auch der Stationen mit Tageswerten der Niederschlagshöhen (hier: Tages-Stationen) vorgenommen. Die Stationen gehören entsprechend ihrer Expositionshöhe und -richtung verschiedenen Gruppen an. Der durch Expositionshöhe und -richtung bedingte Anteil am sommerlichen und jährlichen Starkniederschlagsgeschehen - erstes Ergebnisfeld - wird festgehalten und für die weitere Berechnung der Niederschlagshöhen von den Auswertungen der DIGI-Stationen abgezogen. Mit den Residuen wird eine Variogrammanalyse durchgeführt und mithilfe des Punktkriging-Verfahrens eine orografiebereinigte Starkniederschlagshöhe auf Rasterfeldbasis berechnet - zweites Ergebnisfeld. Schließlich werden beide Ergebnisfelder addiert und in Form von Karten regionalisierter Niederschlagshöhen dargestellt.

Typisierung der Orografie:

Eine bisher in objektiven Berechnungsmethoden für die räumliche Niederschlagsverteilung kaum verwendete Einflussgröße ist die Form der Orografie. Wegen ihrer Komplexität lässt sie sich nicht ohne weiteres formal verwenden. Es muss daher abstrahiert werden, um das Charakteristische der Umgebung eines Messortes objektiv zu erfassen. Gelingt dies, so können darauf aufbauende Analysen auch auf Orte ohne Messungen, aber ähnlicher orografischer Struktur übertragen werden. Diese Analogieschlüsse sind in der Klimatologie gebräuchlich und werden bei der manuellen Kartenanalyse ständig herangezogen. Grundlage für die quantitative Erfassung orografischer Einflüsse ist einerseits die Beschreibung der Standortlage der Punktauswertungen und zum anderen ihre Einbettung in die nähere und weitere Umgebung. Zur Charakterisierung der Standortlage werden aus einer Anfang der 1990er-Jahre im DWD vorliegenden topographischen Datenbank mittlere Höhenangaben für Quadrate mit einer Kantenlänge von 5 km abgeleitet. Um die Streichrichtung sowie den Anstieg oder Abfall der Gebirgszüge zu bestimmen, werden um jedes Quadrat der Größe von 25 km² acht weitere Quadrate angeordnet, so dass eine Gesamtfläche von 225 km² für die Bewertung zur Verfügung steht.

Durch die derart erzeugten Quadrate werden vier Traversen gelegt. Traverse 1 ist von Südwesten nach Nordosten gerichtet, Traverse 2 von Westen nach Osten, Traverse 3 von Südosten nach Nordwesten und Traverse 4 von Süden nach Norden. Jeweils drei Quadrate liegen nun entlang einer Traverse, drei rechts und drei links von ihr. Durch die größte der für diese vier Grundtypen der Orografie jeweils berechneten Höhendifferenzen erhält man die standortbezogene Traverse. Darüber hinaus können nach dem Aussehen der Geländekonfiguration Stufen-, Tal- und Gipfellagen unterschieden werden. (Die Stationen im bayerischen Alpenraum und im Voralpenland bilden eine eigenständige Gruppe.) Die Richtung des Höhengradienten senkrecht zur Hauptstreichrichtung der größten Erhebung wird als Exposition bezeichnet, der Höhengradient als Expositionshöhe. Wenn die Station im Lee liegt, ist die Expositionshöhe mit einem negativen Vorzeichen versehen. Auf diese Weise erhält man einen für die Stationsumgebung zutreffenden Höhengradienten nach Betrag und Richtung.

Zunächst werden die Beziehungen der orografisch klassifizierten DIGI-Stationen zu den Starkniederschlagshöhen bei bestimmter Jährlichkeit für die jeweilige Expositionsrichtung und -höhe

in Luv- und Lee-Lagen ermittelt. Danach werden diese in Gruppen mit ähnlichem Starkniederschlagsgeschehen zusammengefasst. Die innerhalb jeder Gruppe charakteristischen Beziehungen lassen sich quantitativ beschreiben und auf andere, orografisch ähnlich gelegene Standorte übertragen. Somit können die Ergebnisse ebenfalls auf die orografisch klassifizierten Standorte der Tages-Stationen angewendet werden.

Anhand dieser Zusammenhänge lässt sich erkennen, dass die Stauwirkung im Luv eines Mittelgebirgszuges auf konvektive Niederschläge bis zu einer bestimmten Expositionshöhe (rund 150 m) mit einer kontinuierlichen Zunahme der Niederschlagshöhe verbunden ist. Darüber bleiben die Starkniederschlagshöhen nahezu gleich. Außerdem zeigt sich, dass zwischen Luv- und Lee-Lage grundsätzlich verschieden starke Steigungen der Starkniederschlagsgradienten auftreten. Die im Luv mit wachsender Expositionshöhe zu beobachtende Zunahme der Starkniederschlagshöhen erfolgt schneller als die Abnahme im Lee.

Eine eigenständige Gruppe bilden die Stationen im bayerischen Alpenraum und im Alpenvorland. Hier führen häufig Wetterlagen mit nördlichen Strömungskomponenten zur Ausbildung extremer sommerlicher Niederschläge. Es zeigt sich, dass die sommerlichen Starkniederschläge in der Alpenregion am zutreffendsten durch die Entfernung von einer generalisierten Höhenlinie (NN + 1500 m) am Alpenrand beschrieben werden können. Die Starkniederschläge nehmen mit wachsender Entfernung von der Lage dieser Höhenlinie nach Norden und Süden zum Alpenvorland bzw. in die inneralpinen Gebiete ab.

Variogrammanalyse:

Da das orografische Regionalisierungsverfahren in Gebieten mit wenig ausgeprägter Orografie nicht wirksam genug ist, wird in Ergänzung zur orografischen Typisierung auf ein in der Geostatistik entwickeltes Verfahren, die Variogrammanalyse als Strukturbewertung zur Untersuchung der räumlichen Variabilität und das Punkt-Kriging-Verfahren als Interpolationsmethode, zurückgegriffen. Diese Methode wird u. a. von Geiger et al. (1986) für die Regionalisierung der Starkniederschläge in der Schweiz verwendet und ist dort beschrieben. Weitere Erläuterungen des mathematischen Ablaufs der Berechnungen findet man bei Jensen (1986) und Dutter (1985).

Die Variogrammanalyse ermöglicht die Berechnung der optimalen Entfernungswichtung benachbarter Stationen (Schwentker et al., 1981). Zu diesem Zweck wird die Änderung der Varianz der untersuchten Größe mit zunehmender Entfernung zu einem Aufpunkt erfasst und mit einfachen Funktionen beschrieben. Im Umkreis jeder Station wird somit ein Einflussbereich abgesteckt, dessen Ausdehnung als Reichweite bezeichnet wird. Die Reichweite ist erreicht, wenn die Funktionswerte der abgeleiteten Entfernungsabhängigkeit die der Gesamtvarianz überschreiten oder sich ihnen bis auf eine vorher festgelegte Distanz angenähert haben.

Vereinbarungsgemäß ist gewährleistet, dass die Ergebnisse einer DIGI-Station im zugehörigen Rasterfeld wiederzufinden sind. Zu diesem Zweck wird die Nugget-Varianz, der Sockelbetrag der Varianz, durch eine geeignete Wahl der an die empirischen Variogramme anzupassenden theoretischen Variogramme auf Null gesetzt. Die aus den Variogrammen abgeleiteten Funktionen bilden die Grundlage für das anschließende Kriging-Verfahren, das Gewichte der Nachbarstationen nach ihrem zusätzlichen Informationsgehalt berechnet und eine Interpolation für eine Rasterfelddarstellung ermöglicht. Die Anzahl der in eine Rasterfelddarstellung eingehenden Stationen wird auf fünf beschränkt, um zu vermeiden, dass weiter entfernte Stationen die lokalen Gegebenheiten verfälschen.

Beide Regionalisierungsverfahren werden zur "Orografisch modifizierten Variogrammanalyse" verknüpft. Ein Ablaufschema dieses Verfahrens, mit dessen Hilfe Kartendarstellungen der Starkniederschlagshöhen für $D = 15$ min und $D = 60$ min für $Z = \text{Sommer}$, hier gleichbedeutend mit $Z = \text{Jahr}$, konstruiert wurden, zeigt die Abb. 5.

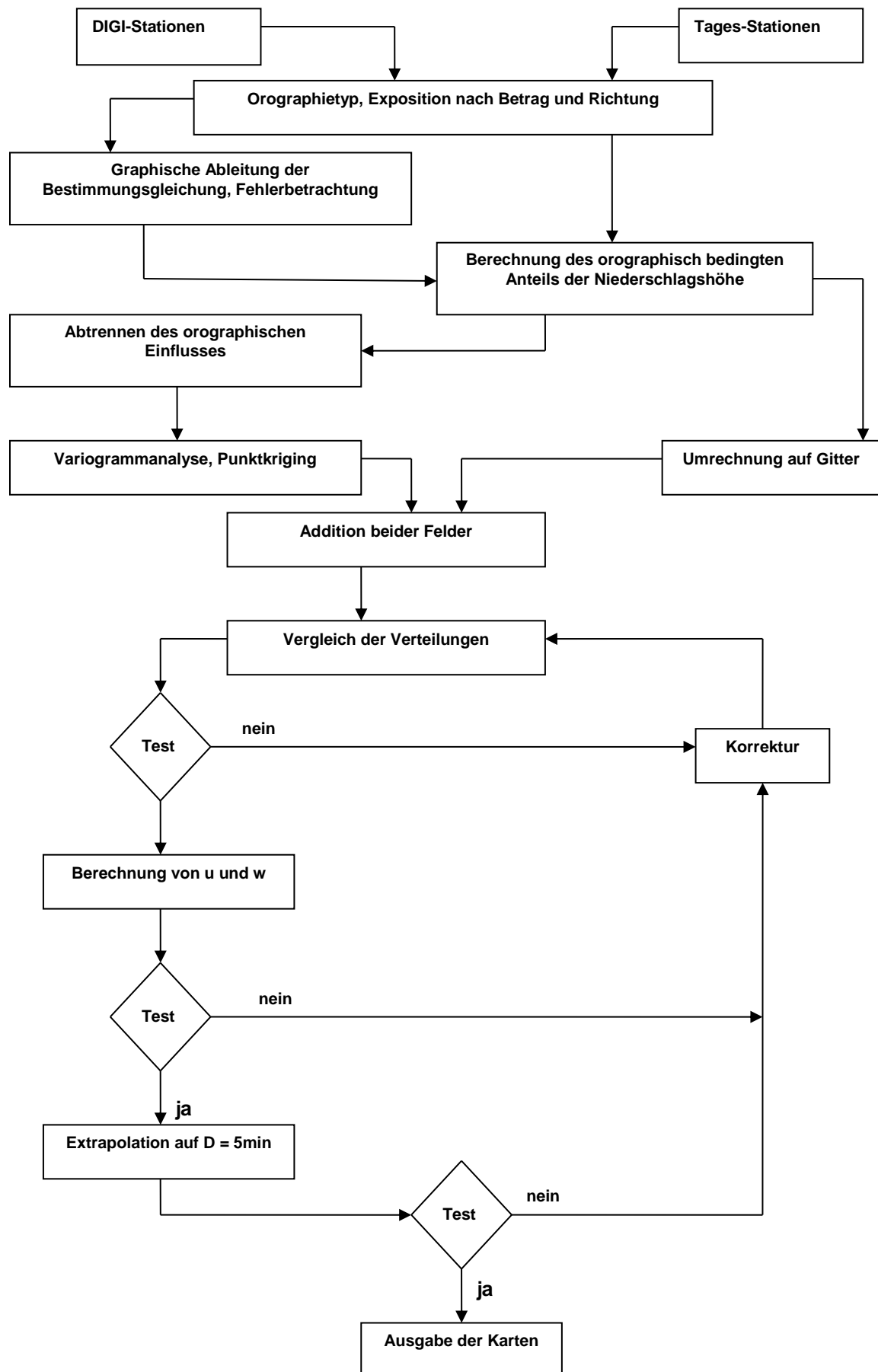


Abb. 5: Ablaufschema zur Konstruktion von Karten regionalisierter Starkniederschlagshöhen der Dauerstufen $D = 15 \text{ min}$ und $D = 60 \text{ min}$ (Sommer/Jahr)

8 Anwendungshinweise

8.1 Kartendarstellungen regionalisierter Starkniederschlagshöhen

Bei der Neuberechnung der Rasterflächen wurden folgende Punkte berücksichtigt:

- eindeutige Festlegung des Gitternetzes für die KOSTRA-DWD-Fortschreibung,
- Anpassung an in der Europäischen Union favorisierte Bezugssysteme und damit bessere Darstellbarkeit in modernen geografischen Informationssystemen,
- möglichst geringe Abweichung von den bisher verwendeten Koordinaten, aber Anpassung an die Vorgaben zur Lage der Rasterfelder in den KOSTRA-DWD-Unterlagen.

Da das Gitternetz auf den Bezugsmeridian 10 Grad Ost ausgerichtet ist, kam die UTM-Projektion nicht in Betracht. (Bei UTM sind die Meridianstreifen 6 Grad "breit", der Bezugsmeridian wäre 9 Grad Ost.) Aus diesem Grund wird mit Blick auf die GIS-Darstellbarkeit bei KOSTRA-DWD-2010 folgende Projektion verwendet:

Projektion: Lambert Conformal Conic (2 Standard-Parallelen)

1. Standard-Parallele.: Breitengrad 35,0 Grad

2. Standard-Parallele.: Breitengrad 65,0 Grad

Längengrad des Gitterursprungs: 10,0 Grad

Breitengrad des Gitterursprungs: 52,0 Grad

Östliche Verschiebung: 4000000,00 m

Nördliche Verschiebung: 2800000,00 m

Geodätisches Bezugssystem: ETRS89 (Europa), geozentrisch, GRS80

Ellipsoid: GRS80 (1980)

Große Halbachse: 6378137,0000 m

Kleine Halbachse: 6356752,3141 m

Name des Projektionsfiles (ESRI): 'ETRS 1989 LCC.prj'

Ausdehnungen eines KOSTRA-DWD-2010-Rasterfeldes (projektionsabhängig):

Rasterbreite: 8.150,0 m

Rasterhöhe: 8.200,0 m

Rasterfläche: 66.830.000,0 m²

Die Rasterfelder sind nicht mehr quadratisch, was einerseits auf die verwendete Projektion und andererseits auf den Wunsch nach bestmöglicher Anpassung an die Koordinaten des bisherigen KOSTRA-DWD-Gitternetzes zurückzuführen ist.

Aus der Lage des zentralen Punktes (Mitte der Spalte 35, zwischen den Zeilen 94 und 95) ergibt sich, dass dieser Punkt um 0,0167 Grad nach Osten und 0,007095 Grad in Richtung Süden zu verschieben ist. In der Praxis bedeutet das eine Verschiebung dieses Punktes um fast 1,5 km.

Es kann mit Sicherheit davon ausgegangen werden, dass selten auftretende, extreme Kurzzeitniederschläge ($D \leq 60$ min) in der kalten Jahreszeit nicht vorkommen. Daher sind die Ergebnisse der extremwertstatistischen Analyse für den Kurzzeitbereich aus den Sommermonaten eine gute Näherung für die Auswertungen des ganzen Jahres.

Zur Demonstration der bundesweiten räumlichen Starkniederschlagsverteilung dienen Kartendarstellungen (mit je 5404 Rasterfeldern, wobei jedes eine Fläche von 66,83 km² repräsentiert), die in digitaler Form für 24 ausgewählte D-T-Z-Kombinationen vorliegen. Jedes Rasterfeld wird durch die entsprechende Nummer der Rasterfeldspalte und die Nummer der Rasterfeldzeile identifiziert.

Die Kartendarstellungen zeigen die regionalisierten Starkniederschlagshöhen für Deutschland.

- Für Z = Jahr werden in 12 digitalen Kartendarstellungen die Angaben zu Niederschlägen längerer Dauerstufen ($D \geq 12$ h) für vier Dauerstufen (12 h, 24 h, 48 h, 72 h) und drei Wiederkehrintervalle (1 a, 10 a, 100 a) visualisiert.
- Für Z = Sommer/Jahr gibt es 10 digitale Kartendarstellungen hinsichtlich der Niederschläge kürzerer Dauerstufen ($D < 12$ h) für die beiden wichtigsten Dauerstufen (15 min und 60 min) bei fünf Wiederkehrintervallen (1 a, 2 a, 5 a, 10 a, 100 a).
- Wegen des großen Interesses der Anwender an Starkniederschlagshöhen der Dauerstufe $D = 5$ min werden zwei spezielle Kartendarstellungen zur Verfügung gestellt – für die Wiederkehrintervalle $T = 1$ a und $T = 100$ a.

Die extremwertstatistisch ermittelten, regionalisierten Starkniederschlagshöhen sind in Klassen mit unterschiedlichen Klassenbreiten eingeteilt. Die Tabelle 4 informiert über die Klassenbreiten, die im Zusammenhang mit den Klassengrenzen wichtig sind.

Tabelle 4: Klassenbreiten der Klassen von Starkniederschlagshöhen

Klassenbreite	von				höchstens
0,5 mm	bei	>	4,0 mm	bis	12,0 mm
1,0 mm	bei	>	12,0 mm	bis	20,0 mm
2,0 mm	bei	>	20,0 mm	bis	28,0 mm
4,0 mm	bei	>	28,0 mm	bis	40,0 mm
5,0 mm	bei	>	40,0 mm	bis	60,0 mm
10,0 mm	bei	>	60,0 mm	bis	100,0 mm
20,0 mm	bei	>	100,0 mm	bis	200,0 mm
40,0 mm	bei	>	200,0 mm	bis	400,0 mm
50,0 mm	bei	>	400,0 mm	bis	500,0 mm

Die Farbgebung in einem Spektrum über maximal 16 Nuancen ist so gewählt, dass die geringsten Werte der Starkniederschlagshöhe in jeder bundesweiten Kartendarstellung durch einen rötlichen Farbton symbolisiert werden. Die größten Werte der Starkniederschlagshöhe spiegeln sich in dunklen Blau- oder Violett-Tönen wider. Dazwischen liegen die Farben Gelb, Grün und Blau (bei Bedarf in drei Farbtiefen) Ausdruck für moderate bis große Starkniederschlagshöhen. In jeder Kartendarstellung regionalisierter Starkniederschlagshöhen sind die Regionen mit geringeren Werten in rötlichen und gelblichen Nuancen wiedergegeben. Grüntöne stehen für moderate Starkniederschlagshöhen. Regionen mit höheren Werten sind durch die Blautöne zu erkennen. Bei den räumlichen Verteilungen, in denen sich die Variabilität der Starkniederschlagshöhe anhand von nur wenigen Klassen (z. B. 8 Klassen) darstellen lässt, wird auf die hellen Zwischentöne der Hauptfarben verzichtet.

Als Beispiel für eine Kartendarstellung, in der die räumliche Verteilung der Starkniederschlagshöhe für die Dauerstufe $D = 72$ h und das Wiederkehrintervall $T = 100$ a (Januar bis Dezember) visualisiert wird, dient die Abb. 6.

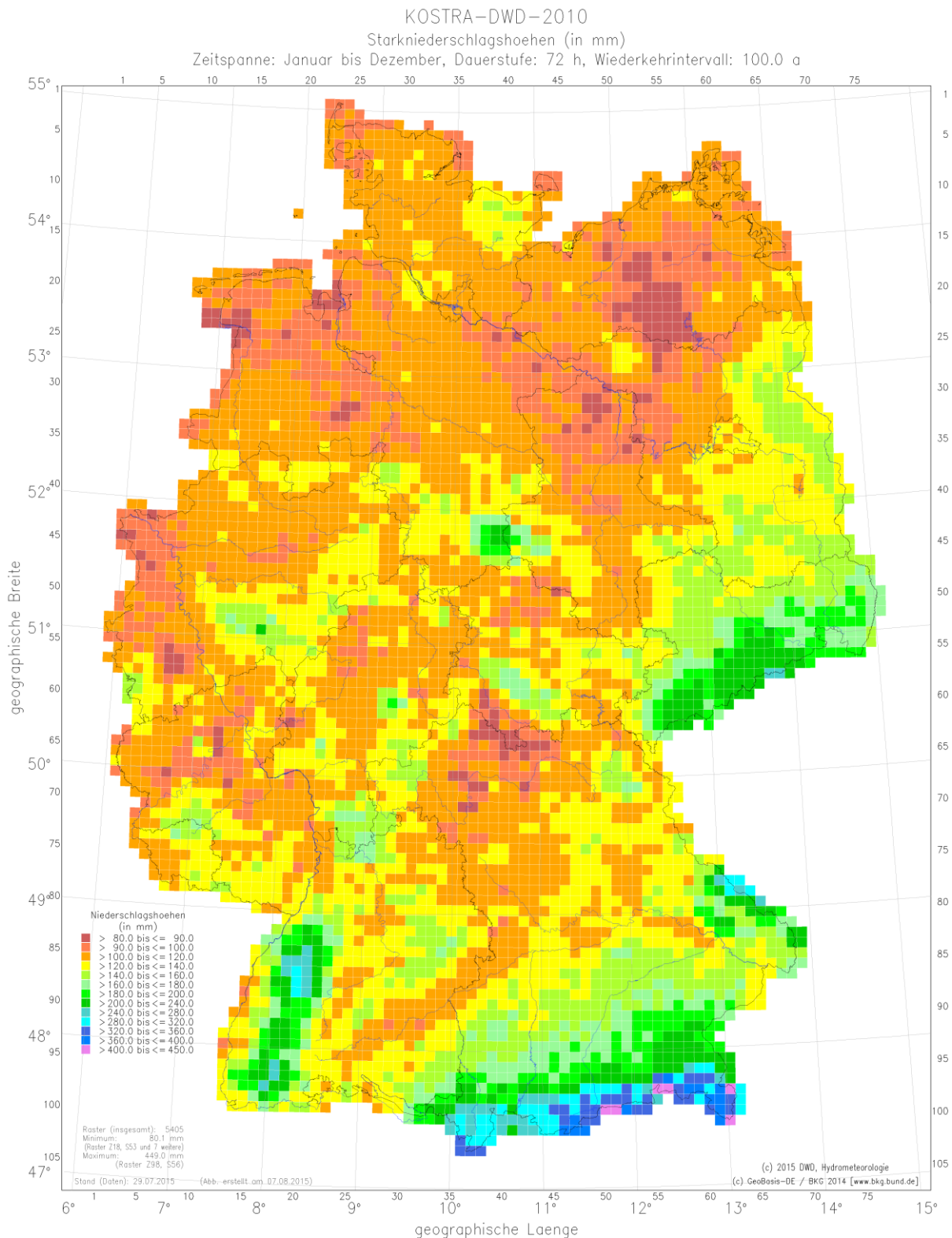


Abb. 6: Räumliche Verteilung der Starkniederschlagshöhe (in mm) nach KOSTRA-DWD-2010 für die Dauerstufe D = 72 h und das Wiederkehrintervall T = 100 a (1951 bis 2010, Monate Januar bis Dezember)

8.2 Hinweise zur Anwendung der Kartendarstellungen

Die Repräsentanz der punktuell ermittelten Starkniederschlagsstatistiken wird durch die zeitliche und räumliche Variabilität des Niederschlages sowie den Toleranzbereich der Extremwertschätzungen eingeschränkt. Der Anwender, der aus den Kartendarstellungen Einzelwerte ablesen möchte, sollte sich der damit verbundenen Unsicherheiten bei der Verwendung der Ergebnisse bewusst sein.

Zur Erstellung einer kompletten standortbezogenen Starkniederschlagstabelle (siehe Tabelle 4) sind 8 Werte der Starkniederschlagshöhe $h_N(D,T)$ für

D = 15 min	bei T = 1 a und T = 100 a,
D = 60 min	bei T = 1 a und T = 100 a,
D = 12 h	bei T = 1 a und T = 100 a,
D = 72 h	bei T = 1 a und T = 100 a.

im Rasterfeld, welches für den betrachteten Standort zutrifft, erforderlich. Von praktischer Bedeutung für die optimale Bestimmung dieser 8 standortbezogenen Werte sind dabei insbesondere drei Aspekte:

- Erstens, nicht immer liefert der jeweilige Klassenmittelwert des Rasterfeldes den für den Standort optimalen Eingabewert für die Rechenprozedur. Insbesondere lokale Besonderheiten und orografische Bedingungen im Umfeld des Standortes können das Ausschreiten des durch die Klassengrenzen gegebenen Wertebereichs erfordern.
- Zweitens, die in den Karten dargestellten räumlichen Verteilungen der Starkniederschlagshöhen enthalten keine versteckten Sicherheitszuschläge. Die Feststellung einer Starkniederschlagshöhe sollte sich bei Bedarf daher an dem Wertebereich zwischen dem Klassenmittelwert und der jeweiligen Obergrenze der Klasse orientieren.
- Drittens, je Wiederkehrintervall müssen die Niederschlagshöhen mit wachsender Dauerstufe zunehmen.

In einigen Regionen Deutschlands ist die räumliche Niederschlagsvariabilität innerhalb eines Rasterfeldes relativ hoch. Bereits die mittleren jährlichen Niederschlagshöhen innerhalb der von einem Rasterfeld abgedeckten Fläche können um mehr als 200 mm voneinander abweichen. Verständlicherweise variieren kleinräumig auch die Starkniederschlagshöhen laut KOSTRA-DWD-2010 innerhalb der Klassengrenzen. Es gibt daher praktisch stets mehr als eine punktuelle Starkniederschlagstabelle pro Rasterfeld. Für ein Rasterfeld, das orografisch stark gegliedertes Gelände von ca. 67 km² widerspiegelt, müssen mehrere standortbezogene Starkniederschlagstabellen ermittelt werden.

Während sich die Fehler aus der zeitlichen und räumlichen Variabilität weitgehend kompensieren, bleibt als zu berücksichtigender Fehler die Unsicherheit des extremwertstatistischen Ansatzes übrig. Für 65 % der Gesamtfläche des Bundesgebietes beträgt dieser Fehler bei den Kurzzeitniederschlägen allerdings weniger als 10 % der Starkniederschlagshöhen, für 30 % der Gesamtfläche liegt er zwischen 10 % und 20 % der Starkniederschlagshöhen und nur für einen Flächenanteil von 5 % ist er größer als 20 % der Starkniederschlagshöhen. Dabei konzentrieren sich die größten Fehler auf die Grenzregionen im Westen und Norden des norddeutschen Flachlandes und auf die Leegebiete der Mittelgebirge. Diese Gebiete sind daher mit besonderer Sorgfalt zu betrachten.

Tabelle 5 zeigt eine komplette punktuelle Starkniederschlagstabelle (Monate Januar bis Dezember) für einen Beispielstandort im Rasterfeld mit der Spaltennummer 28 und der Zeilennummer 35.

Tabelle 5: Starkniederschlagshöhen und -spenden nach KOSTRA-DWD-2010 für einen Beispielstandort im Rasterfeld mit der Spaltennummer 28 und der Zeilennummer 35 (1951 bis 2010, Monate Januar bis Dezember)

T	1	2	5	10	20	30	50	100								
n	1,00	0,50	0,20	0,10	0,05	0,03	0,02	0,01								
D	hN	RN	hN	RN	hN	RN	hN	RN	hN	RN	hN	RN	hN	RN	hN	RN
5 min	4,7	156,6	6,0	200,1	7,7	257,5	9,0	300,9	10,3	344,4	11,1	369,8	12,1	401,8	13,4	445,3
10 min	7,5	124,5	9,3	155,0	11,7	195,2	13,5	225,7	15,4	256,2	16,4	274,0	17,8	296,5	19,6	326,9
15 min	9,3	103,3	11,5	128,1	14,5	160,8	16,7	185,6	18,9	210,3	20,2	224,8	21,9	243,0	24,1	267,8
20 min	10,6	88,3	13,2	109,7	16,5	137,9	19,1	159,3	21,7	180,6	23,2	193,1	25,1	208,9	27,6	230,2
30 min	12,3	68,4	15,4	85,8	19,6	108,7	22,7	126,1	25,8	143,4	27,6	153,6	29,9	166,4	33,1	183,7
45 min	13,8	51,1	17,6	65,2	22,6	83,9	26,5	98,0	30,3	112,1	32,5	120,3	35,3	130,7	39,1	144,8
60 min	14,7	40,8	19,1	53,0	24,9	69,1	29,2	81,2	33,6	93,4	36,2	100,5	39,4	109,5	43,8	121,7
90 min	16,3	30,2	21,0	38,8	27,1	50,2	31,8	58,8	36,4	67,4	39,1	72,5	42,6	78,8	47,2	87,4
2 h	17,6	24,4	22,4	31,1	28,8	40,0	33,7	46,8	38,5	53,5	41,4	57,5	45,0	62,4	49,8	69,2
3 h	19,5	18,0	24,6	22,8	31,5	29,1	36,6	33,9	41,8	38,7	44,8	41,5	48,6	45,0	53,7	49,8
4 h	21,0	14,6	26,4	18,3	33,5	23,2	38,9	27,0	44,2	30,7	47,4	32,9	51,4	35,7	56,7	39,4
6 h	23,3	10,8	29,0	13,4	36,5	16,9	42,3	19,6	48,0	22,2	51,3	23,8	55,5	25,7	61,3	28,4
9 h	25,8	8,0	31,9	9,8	39,9	12,3	46,0	14,2	52,1	16,1	55,6	17,2	60,1	18,5	66,2	20,4
12 h	27,8	6,4	34,1	7,9	42,5	9,8	48,9	11,3	55,2	12,8	58,9	13,6	63,6	14,7	69,9	16,2
18 h	30,4	4,7	37,6	5,8	47,0	7,3	54,2	8,4	61,3	9,5	65,5	10,1	70,7	10,9	77,9	12,0
24 h	32,5	3,8	40,2	4,6	50,4	5,8	58,1	6,7	65,8	7,6	70,3	8,1	76,0	8,8	83,7	9,7
48 h	37,9	2,2	47,0	2,7	59,0	3,4	68,1	3,9	77,2	4,5	82,5	4,8	89,2	5,2	98,3	5,7
72 h	41,5	1,6	51,4	2,0	64,5	2,5	74,3	2,9	84,2	3,2	90,0	3,5	97,3	3,8	107,2	4,1
T	- Wiederkehrintervall, Jährlichkeit (in a): mittlere Zeitspanne, in der ein Ereignis einen Wert einmal erreicht oder überschreitet															
n	- Überschreitungswahrscheinlichkeit pro Jahr (in 1/a)															
D	- Dauerstufe (in min, h): definierte Niederschlagsdauer einschließlich Unterbrechungen															
hN	- Niederschlagshöhe (in mm)															
RN	- Niederschlagsspende (in l/(s·ha))															

Hinweis: Bei Anwendung der in der Tabelle aufgeführten Starkniederschlagshöhen und -spenden ist zu beachten, dass wegen der großen zeitlichen Variabilität des Niederschlags und aufgrund der Tatsache, dass relativ lange, 60-jährige Messreihen des Niederschlags nur bedingt repräsentativ für die Zukunft sind, bei der Angabe von Starkniederschlagshöhen ein Toleranzbereich angesetzt werden muss. Außerdem führen unvermeidbare Ungenauigkeiten bei der Mess- und Auswertemethodik sowie die Grenzen des extremwertstatistischen Ansatzes dazu, dass die Niederschlagshöhen bzw. Niederschlagsspenden mit einer gewissen Unsicherheit behaftet sind, die umso größer ist, je seltener der jeweilige Wert überschritten wird.

Wenn die angegebenen Werte für Planungszwecke herangezogen werden, sollte für $R_N(D;T)$ bzw. $h_N(D;T)$ in Abhängigkeit vom Wiederkehrintervall
bei $1 a \leq T \leq 5 a$ ein Toleranzbetrag von $\pm 10 \%$,
bei $5 a < T \leq 50 a$ ein Toleranzbetrag von $\pm 15 \%$,
bei $50 a < T \leq 100 a$ ein Toleranzbetrag von $\pm 20 \%$
Berücksichtigung finden.

8.3 Beschreibung niederschlagsklimatologischer Besonderheiten

Für die Starkniederschlagshöhen großer Dauerstufen weisen die Kartendarstellungen den Alpenbereich und das Alpenvorland als die Regionen mit den deutlich größten Werten aus. Auch in den Mittelgebirgsräumen treten der Höhenlage entsprechend große Starkniederschlagshöhen auf. Im Falle seltener Starkniederschlagsereignisse sind auch im Lee der Mittelgebirge liegende Standorte nicht mehr geschützt. Einer gesonderten Erklärung bedürfen die großen Starkniederschlagshöhen am östlichen Rand des Bundesgebietes, vor allem in der Lausitz und südöstlich des Berliner Raums. Sie sind das Ergebnis vergleichsweise häufig auftretender sog. Vb-Lagen, bei denen sich im Gefolge einer von Polen über Norditalien reichenden Tiefdruckzone ein umfangreiches Niederschlagsfeld ausbildet, das aufgrund der gegeneinander strömenden, unterschiedlich temperierten Luftmassen über lange Zeit immer wieder neu generiert wird.

In den Kartendarstellungen der Starkniederschlagshöhen kleinerer Dauerstufen ist eine für das Starkniederschlagsgeschehen im Kurzzeitbereich charakteristische räumliche Struktur zu erkennen. Bei der Interpretation der Karten zeigt sich, dass die lokal berechnete Exposition der Stationslage durch großräumige Luv-Lee-Effekte überdeckt wird. Markante Leegebiete sind z. B. am Niederrhein, im Thüringer Becken und an der Ostseeküste festzustellen. Dabei wirkt die Küstenlinie durch die Änderung der dynamischen Rauigkeit beim Übertritt vom Meer aufs Land wie ein Gebirgszug. Die großräumig ungehinderte Anströmung der zu Starkniederschlägen führenden Wetterlagen bringt die lokale Exposition an manchen Mittelgebirgszügen besonders zur Geltung. Im norddeutschen Flachland, das prädestiniert ist für die Ausbildung konvektiver Niederschläge, tragen die Urstromtäler der Lüneburger Heide und der Mecklenburger Seenplatte mit ihren schwachen Erhebungen zur Ausbildung lokaler Maxima sommerlicher Starkniederschlagshöhen bei.

In urbanen Regionen, wie z. B. in Berlin, wirken die Besonderheiten des Stadtklimas (Wärmeinsel-Effekt). Überhitzte Asphaltflächen in Verbindung mit hoher Bebauung begünstigen konvektive Vorgänge, die zu heftigen gewittrigen Schauern führen.

8.4 Extreme Werte außerhalb von KOSTRA-DWD-2010

Die KOSTRA-DWD-2010-Werte gelten für Wiederkehrintervalle bis einschließlich 100 Jahre. Werden Aussagen für noch seltenere Starkniederschlagshöhen benötigt, können die Ergebnisse anderer Untersuchungen herangezogen werden. Je Dauerstufe existiert eine große Spannweite zwischen dem statistisch ermittelten Starkniederschlag für $T = 100$ a und dem vermutlich maximalen Niederschlag PMP (Probable Maximum Precipitation), der pro Dauerstufe in einem bestimmten Gebiet zu einer Jahreszeit unter unveränderten Klimabedingungen physikalisch möglich ist.

Es gibt verschiedene Methoden zur Abschätzung des PMP (WMO, 2009). Beim Deutschen Wetterdienst wurden die maximierten Gebietsniederschlagshöhen, die MGN-Werte, ermittelt. Die MGN-Werte dienen als Orientierungshilfe bei Risikobetrachtungen (Verworn et al., 2010). Zur Quantifizierung sehr seltener Niederschlagshöhen für Wiederkehrintervalle von bis zu $T = 10.000$ a stehen beispielsweise die praxisrelevanten Extremwerte des Niederschlags (PEN-Werte) zur Verfügung (Verworn und Kummer, 2003).

In Deutschland sind an jedem Ort und fast in jedem Monat extreme Starkniederschläge möglich, mit deren Auftreten seltener als einmal in 100 Jahren gerechnet zu werden braucht. Dazu gibt es zahlreiche Publikationen (z. B. Malitz und Ertel, 2002; Miegel et al., 2014).

Anzumerken ist, dass starke Niederschläge im Winter auch in Form von Schnee gefallen sein können. Die Messwerte der Niederschlagshöhe gehen unverzüglich in den Input-Datenfonds der Klimagröße Niederschlag ein. Der in der Schneedecke gespeicherte Niederschlag wird später mit ggf. deutlicher Verzögerung abflusswirksam. Daher sollte insbesondere im hydrologischen Winterhalbjahr in höheren Lagen (> 400 m ü. NN) und für größere Dauerstufen ($D \geq 12$ h) anstelle des Niederschlags eher das Niederschlagsdargebot aus Schmelzwasser und gleichzeitigem Regen betrachtet werden.

In Analogie zu den KOSTRA-DWD-Werten wurde beim Deutschen Wetterdienst die Regionalisierung der Extremwerte der Wasserabgabe aus Niederschlag und Schneedecke vorgenommen. Mithilfe der daraus entstandenen REWANUS-Werte (Bezugszeitraum 1961/62 bis 2005/06) können Aussagen über Extremwerte des Niederschlagsdargebots für Dauerstufen von $12 \text{ h} \leq D \leq 240 \text{ h}$ und Wiederkehrintervalle bis einschließlich 100 Jahre getroffen werden (DWD, 2008).

8.5 Ergebnisvergleich KOSTRA-DWD-2010 vs. KOSTRA-DWD-2000

Für alle D,T-Kombinationen sind die Starkniederschlagshöhen laut KOSTRA-DWD-2010 mit den entsprechenden Werten von KOSTRA-DWD-2000 verglichen worden. Speziell zu diesem Vergleichszweck wurden die Input-Werte für die Ergebnisse der extremwertstatistischen Auswertungen im Dauerstufenbereich I modifiziert: Es fand kein Abgleich der digitalisierten Werte für den Basiszeitraum 1951 bis 1980 mit den Tageswerten der Niederschlagshöhe des HELLMANN-Niederschlagsmessers statt.

Als Beispiel für die Zu- und Abnahmen der Starkniederschlagshöhen im Kurzzeitbereich laut KOSTRA-DWD-2010 im Vergleich zu KOSTRA-DWD-2000 dient die Abb. 7. Es gibt Regionen in Deutschland, für die hinsichtlich der Niederschläge kurzer Dauer in Planungsentscheidungen höhere Bemessungsniederschläge als bisher Beachtung finden sollten. Das betrifft zahlreiche Standorte im Westen von Nordrhein-Westfalen (vor allem im Regierungsbezirk Düsseldorf), in und nordwestlich von Bremen, im östlichen Vorpommern sowie etliche Standorte in Hessen, Thüringen, Baden-Württemberg und im Raum Cottbus. Vereinzelt wurde die Abnahme extremwertstatistischer Starkniederschlagshöhen festgestellt.

Grundlage des Ergebnisvergleichs von KOSTRA-DWD-2010 vs. KOSTRA-DWD-2000 für die Dauerstufen von $D = 12 \text{ h}$ aufwärts waren die REGNIE-Werte.

Stellvertretend für die Starkniederschlagshöhen längerer Dauer zeigt - für die Dauerstufe $D = 24 \text{ h}$ und das Wiederkehrintervall $T = 10 \text{ a}$ - die Abb. 8 die Veränderungen zwischen KOSTRA-DWD-2010 und KOSTRA-DWD-2000. Die Regionen, die standortbezogen deutliche Zunahmen der tageswertbasierten Starkniederschlagshöhen zu verzeichnen haben, sind Anteile in Schleswig-Holstein, Standorte im Norden von Nordrhein-Westfalen, im Süden von Niedersachsen und im Süden von Bayern sowie ein großer Teil Sachsens.

Ein Beispiel für die Auswirkungen weiträumiger, mehrtägiger Starkniederschlagshöhen stellt das Hochwasser an Elbe und Donau im Juni 2013 dar (DWD, 2013).

Zu beachten ist, dass die Zunahme-Regionen in Abbildung 7 und 8 nicht identisch sind.

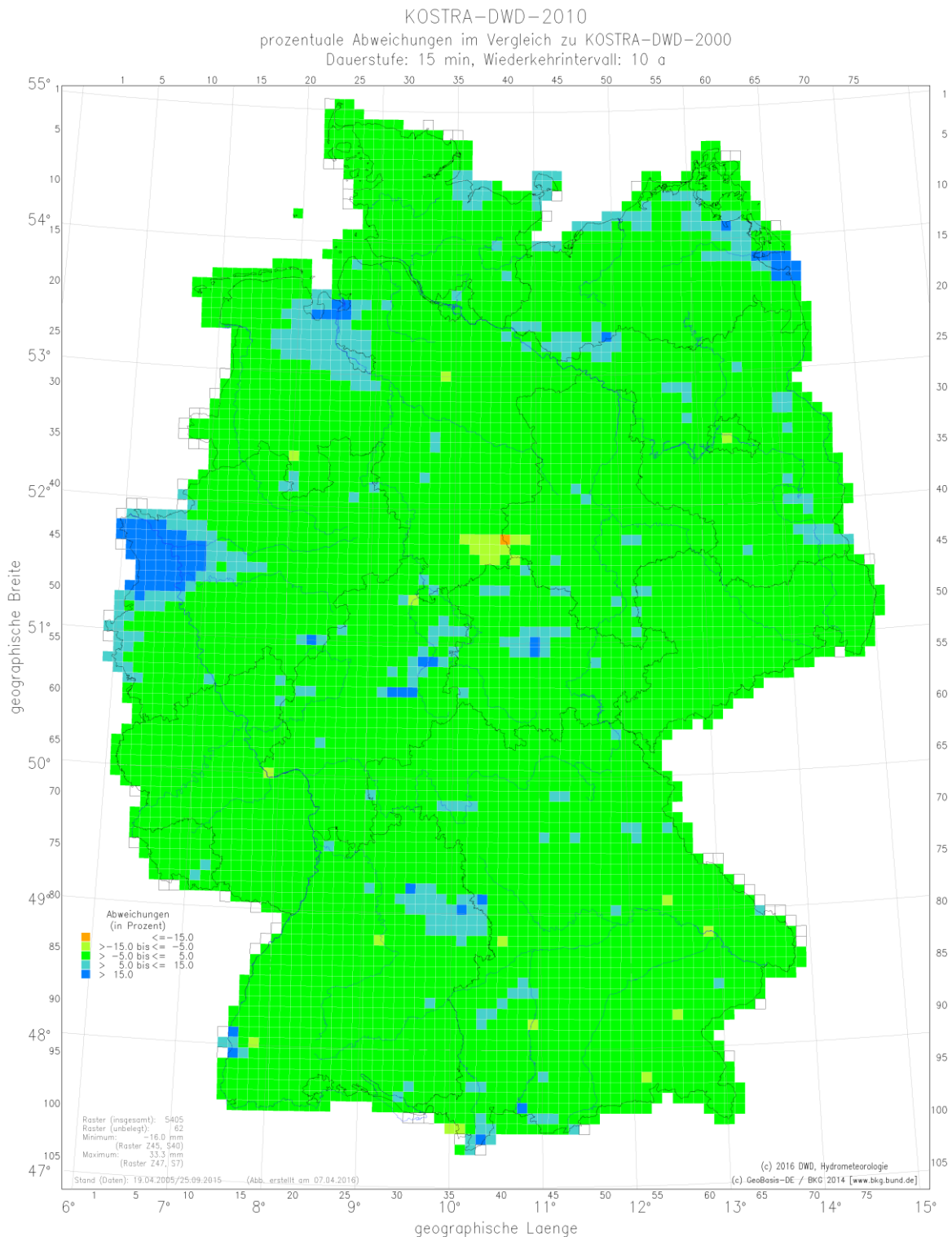


Abb. 7: Prozentuale Abweichungen der Starkniederschlagshöhen im Kurzzeitbereich (hier: D = 15 min und T = 10 a) laut KOSTRA-DWD-2010 im Vergleich mit den entsprechenden Werten von KOSTRA-DWD-2000
(Mehr als 15 % geringer sind nur die Werte in dem Rasterfeld, zu dem der Brocken gehört. Das kann auch an der Überschätzung der dortigen Werte aus dem Zeitraum 1951 bis 1980 liegen.)

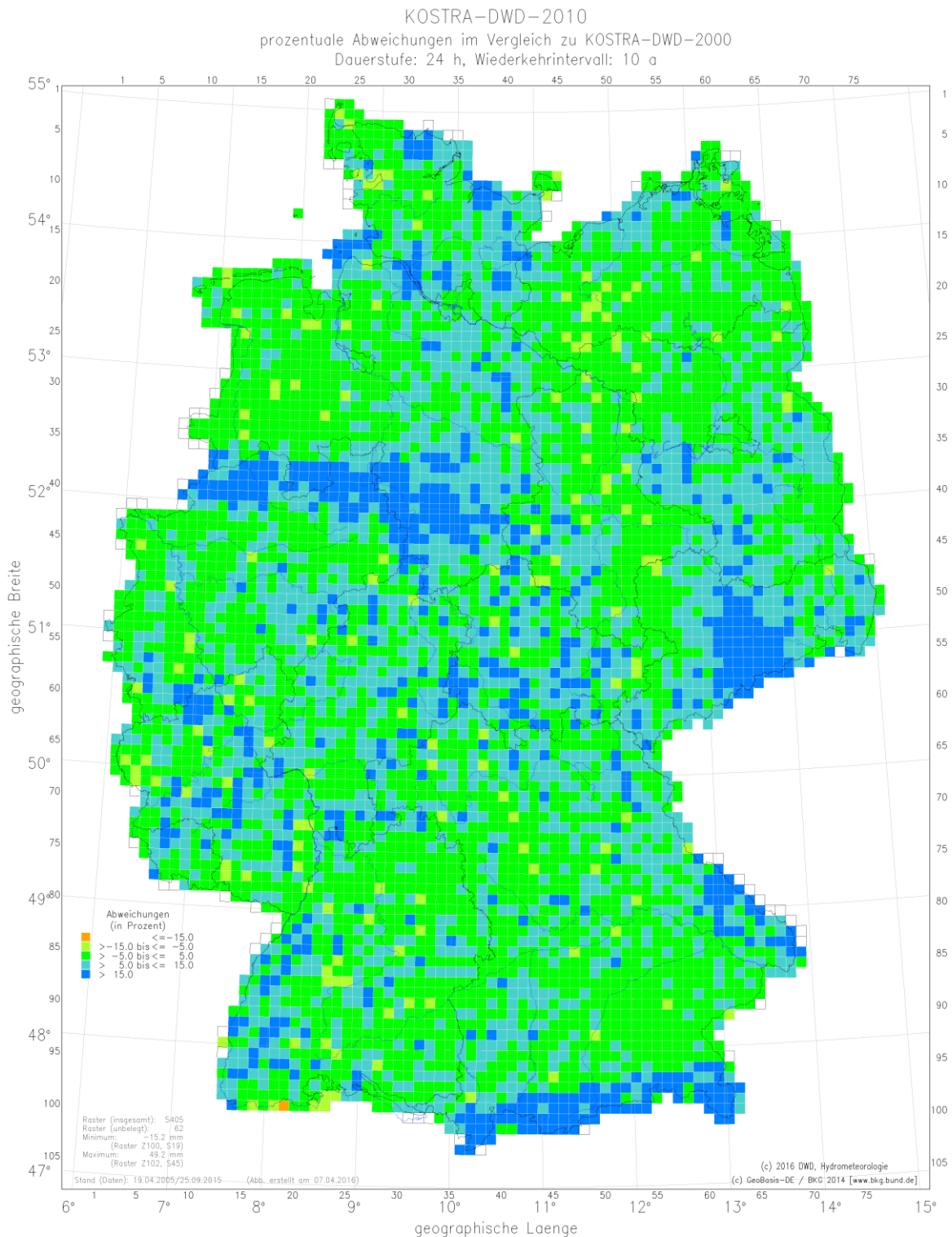


Abb. 8: Prozentuale Abweichungen der Starkniederschlagshöhen im Bereich längerer Dauer (hier: $D = 24 \text{ h}$ und $T = 10 \text{ a}$) laut KOSTRA-DWD-2010 im Vergleich mit den entsprechenden Werten von KOSTRA-DWD-2000 (Mehr als 15 % geringer sind nur die Werte in einem Rasterfeld. Das liegt vermutlich an der Überschätzung der dortigen Werte aus dem Zeitraum 1951 bis 2000.)

Literaturverzeichnis

- Albrecht, F. M. (2011): Regionalisierung punktueller, extremwertstatistisch ermittelter Starkniederschlagshöhen für Deutschland (unveröffentlicht)
- Bartels, H. (1992): Regionalisierung am Beispiel der flächendeckenden Starkniederschlagsauswertung für die Bundesrepublik Deutschland.
In: Regionalisierung in der Hydrologie, DFG, Mitteilung XI der Senatskommission für Wasserforschung, Weinheim
- Bartels, H. und G. Malitz (2006): KOSTRA-DWD-2000: Eine Fortschreibung flächendeckender Starkniederschlagshöhen für Deutschland.
Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 50 (Heft 2), 78 - 80
- Dietzer, B. (2000): Berechnung von Gebietsniederschlagshöhen nach dem Verfahren REGNIE. Deutscher Wetterdienst – Hydrometeorologie, Offenbach (unveröffentlicht)
- Dutter, R. (1985): Geostatistik. In: Mathematische Methoden in der Technik, 2. Teubner Verlag, Stuttgart
- DVWK (1985): Niederschlag – Prüfung und Weitergabe von Niederschlagsregistrierungen. DVWK-Regeln zur Wasserwirtschaft, Heft 123
- DVWK (1991): Starkniederschläge in der Bundesrepublik Deutschland – Erläuterungen und Ergänzungen zu KOSTRA. DVWK-Schriften, Heft 97
- DWA (2011): Beobachteranleitung für nebenamtliche Niederschlagsstationen Nst(A) und Nst(k). Arbeitsblatt DWA-A 530
- DWA (2012): Starkregen in Abhängigkeit von Wiederkehrzeit und Dauer. Arbeitsblatt DWA-A 531
- DWD (1990): Starkniederschlagshöhen für die Bundesrepublik Deutschland, Teile 1 und 2. Deutscher Wetterdienst – Hydrometeorologie, Offenbach, Selbstverlag
- DWD (1997): Starkniederschlagshöhen für Deutschland, KOSTRA-Atlas. Deutscher Wetterdienst – Hydrometeorologie, Offenbach, Selbstverlag
- DWD (2005a): Starkniederschlagshöhen für Deutschland, KOSTRA-DWD-2000. Grundlagenbericht. Deutscher Wetterdienst – Hydrometeorologie, Offenbach
- DWD (2005b): Starkniederschlagshöhen für Deutschland, KOSTRA-DWD-2000. Fortschreibungsbericht. Deutscher Wetterdienst – Hydrometeorologie, Offenbach
- DWD (2008): Extremwerte des Niederschlagsdargebots aus Regen und Schneeschmelze (REWANUS 2005/06). Informationsblatt, Deutscher Wetterdienst – Hydrometeorologie, Berlin
- DWD (2013): Das Hochwasser an Elbe und Donau im Juni 2013. Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Nr. 242, Offenbach am Main

- Flood Studies Report, Vol. II (1975): Meteorological Studies. Natural Environment Research Council, London
- Fuchs, L. (1983): Plotting Positions für die Extremal-I-Verteilung, Monte-Carlo-Untersuchung von Plotting Formeln. DGM, 27 H. 1, S. 21 - 25
- Geiger, H., A. Stehli, und U. Castallazzi (1986): Regionalisierung der Starkniederschläge und Ermittlung typischer Niederschlagsganglinien. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Hydrologie Nr. 3
- Gumbel, E. J. (1958): Statistics of Extremes. Columbia University Press, New York - London
- Haberlandt, U., A.-D. Ebner von Eschenbach, P. Hesse, G. Malitz, B. Pfützner, E. Reimer, S. Sodoudi, K. Stricker und W. Willems (2009): Gemeinsame Modellierung von Niederschlag, Abfluss, Überflutung und Schaden im Flussgebiet der Bode. Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 53 (Heft 1), 13 - 24
- Hosking, J. R.M. and J. R. Wallis (1997): Regional frequency analysis: an approach based on L-moments. Cambridge University Press
- Jensen, H. (1986): Regionalisierung der Verteilungsfunktion des jährlichen Maximums des Tagesniederschlags im Kanton Zürich. Zürcher geogr. Schriften, Nr. 71
- Malitz G. und H. Ertel (2002): "Extremwertstatistische Auswertungen von Tageswerten der Niederschlagshöhe". Klimastatusbericht 2001. Herausgeber: Deutscher Wetterdienst, Offenbach 2002, 11 – 16
- Malitz, G. (2006): Stark- und Extremniederschläge für wasserwirtschaftliche Anwendungen. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, Heft 86, 117 - 125
- Malitz, G. (2009): Stark- und Extremniederschlag im Kurzzeitbereich. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Heft 28.10, 69 – 77
- Malitz, G. (2015): Extremwertstatistisch ermittelte Starkniederschlagshöhen auf der Basis von Messwerten aus dem Zeitraum 1951 bis 2010 – Ausblick auf KOSTRA-DWD-2010. Korrespondenz Wasserwirtschaft, 8 (2), 79 - 80
- Miegel, K., D. Mehl, G. Malitz und H. Ertel (2014): Ungewöhnliche Niederschlagsereignisse im Sommer 2011 in Mecklenburg-Vorpommern und ihre hydrologischen Folgen. Teil 1: Hydrometeorologische Bewertung des Geschehens. Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 58 (1), 18–28
- Rauthe, M., H. Steiner, U. Riediger, A. Mazurkiewicz und A. Gratzki (2013): A Central European precipitation climatology Part I: Generation and validation of a high-resolution gridded daily data set (HYRAS). Meteorologische Zeitschrift, Vol. 22, No. 3, 235 – 256
- Reinhold, F. (1940): Regenspenden in Deutschland (Grundwerte für die Entwässerungstechnik, GE 1940). Archiv für Wasserwirtschaft, Berlin
- Schwentker, F., U. Streit und G. Wieneke (1981): Geostatistik: FORTRAN-Programme zur statistischen Bearbeitung raumbezogener Daten. Teil 1: Räumliche Autokorrelationskoeffizienten, Programm Punktkriging. Arbeitsberichte des Lehrstuhls für Landschaftsökologie 4, Münster

- Stalman, V., R. Draschoff, T. Günther, A. Pfister, D. Prellberg, H.-R. Verworn und G. Malitz (2004): Das Niederschlagsregelwerk für die deutsche Wasserwirtschaft. Wasserwirtschaft, Heft 10, 8 – 27
- Verworn, H.-R. und W. Flander (1986): Niederschlagshöhen-Dauer-Flächenbeziehungen. Promet, 16 Heft 2/3, Deutscher Wetterdienst, Offenbach
- Verworn, H.-R. und U. Kummer (2003): Praxisrelevante Extremwerte des Niederschlags (PEN). Abschlussbericht, Universität Hannover
- Verworn, H.-R. und J. Assheuer (2005): Das neue Berechnungsverfahren für die 5- und 10-Minuten-Werte in KOSTRA. Korrespondenz Abwasser, 52, Heft 12, 1335 - 1343
- Verworn, H.-R. (2008): Flächenabhängige Abminderung statistischer Regenwerte. Korrespondenz Wasserwirtschaft, 1, Heft 9, 493 – 498
- Verworn, H.-R., G. Malitz und A. Pfister (2010): Praxisrelevante Extremwerte des Niederschlags (PEN) zwischen KOSTRA, MGN und NIEFLUD. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Heft 28.10, 79 – 87
- Willems, P. (2012): Impacts of Climate Change on Rainfall Extremes and Urban Drainage Systems. IWA Publishing, London
- Willems, W. und K. Stricker (2013): Regionalisierung des Starkniederschlags im Kurzzeitbereich auf der Basis automatisch gemessener Werte von 2001 bis 2010. Abschlussbericht (unveröffentlicht)
- WMO (1981): Selection of Distribution Types for Extremes of Precipitation. WMO-No. 560, Geneva
- WMO (1982): Methods of Correction for Systematic Errors of Precipitation Measurement for Operational Use. OHR 21, WMO-No. 589, Geneva
- WMO (2009): Manual on Estimation of Probable Maximum Precipitation (PMP). WMO-No. 1045, Geneva

Stichwortverzeichnis

Es sind nur die wichtigsten Fundstellen angegeben.

Stichwort	Seite
Ablaufschema "Orografisch modifizierte Variogrammanalyse"	27
Bemessungsniederschlag	3
Bereichsgrenze bei $D = 12 \text{ h}$	6, 17, 23
Dauerstufe	3
Dauerstufenbereich I	12, 16
Dauerstufenbereich II	17
Dauerstufenbereich III	17
doppeltlogarithmischer Parameterausgleich	12, 13
einfachlogarithmischer Parameterausgleich	12, 13
Exponentialverteilung	9, 10
Flächenabminderung	5
GIS-Darstellbarkeit	28
Grundintervall	8
Gumbelverteilung (Extremal-I-Verteilung)	9
hyperbolischer Parameterausgleich	13, 14
„Index-Flood“-Methode	21
Jahresanteil	7, 17, 20
jährliche Serie	9
Jährlichkeit	3
Kartendarstellung	5, 29
Klassenbreiten	29
Klassengrenzen	20, 31
Korrekturfaktoren äquidistant gemessener Niederschlagshöhen	8
KOSTRA-DWD-Raster	5, 28, 29
Lambertprojektion	20, 28
Messfehler (systematischer)	8
Niederschlagsschreiber nach HELLMANN	7, 18
Niederschlagsspende	18
partielle Serie	9
„plotting position“	10
REGNIE-Raster	6
regionale Gruppen (laut Polygonnachbarschaften)	19
Sicherheitszuschläge	31
Starkniederschlagstabelle	31, 32
Toleranzbereich	31, 32
Traversen	25
Typisierung der Orografie	25
Umrechnungsfaktor $F(D)$ für Niederschlagsspende	18
Variogrammanalyse	24, 26
Vorabschätzung	10
Wiederkehrintervall	3