



## Ergiebige Dauerniederschläge und Hochwasser in Süddeutschland im Mai und Juni 2024

\*Petra Friederichs<sup>1,♦</sup>, Jens Grieger<sup>2,♦</sup>, Torben Kunz<sup>2</sup>, Uwe Ulbrich<sup>2,♦</sup>, Gerd  
Bürger<sup>3</sup>, Sebastian Buschow<sup>1,♦</sup>, Svenja Christ<sup>4</sup>, Etor E. Lucio Eceiza<sup>5</sup>, Felix S.  
Fauer<sup>2</sup>, Hendrik Feldmann<sup>4,♦</sup>, Xiaoxiang Guan<sup>6</sup>, Maik Heistermann<sup>3</sup>, Frank  
Kaspar<sup>7,♦</sup>, Michael Kunz<sup>4,8</sup>, Edmund P. Meredith<sup>2</sup>, Bruno Merz<sup>6</sup>, Susanna Mohr<sup>4,8</sup>,  
Deborah Niermann<sup>7,♦</sup>, Joaquim G. Pinto<sup>4,♦</sup>, Jonas Schröter<sup>7</sup>, Svenja Szemkus<sup>1</sup>,  
Paul Voit<sup>3</sup>, and Sergiy Vorogushyn<sup>6</sup>

<sup>1</sup>Institut für Geowissenschaften, Universität Bonn

<sup>2</sup>Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin

<sup>3</sup>Institut für Umweltwissenschaften und Geographie, Universität Potsdam

<sup>4</sup>Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie (KIT)

<sup>5</sup>Deutsches Klimarechenzentrum (DKRZ)

<sup>6</sup>Sektion Hydrologie, Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ

<sup>7</sup>Deutscher Wetterdienst (DWD)

<sup>8</sup>Center for Disaster Management and Risk Reduction Technology (CEDIM), Karlsruher Institut für Technologie (KIT)

♦Mitglied des ClimXtreme-Lenkungsausschusses

23. Juli 2024

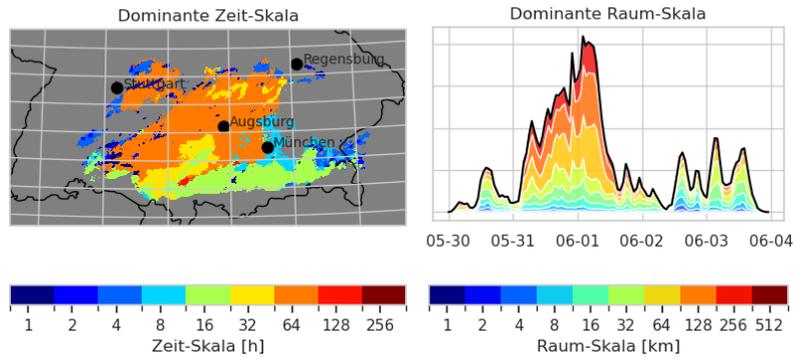
### Zitiervorschlag:

Friederichs, P., Grieger, J., Kunz, T., Ulbrich, U., Bürger, G., Buschow, S., Christ, S., Lucio Eceiza, E. E., Fauer, F. S., Feldmann, H., Guan, X., Heistermann, M., Kaspar, F., Kunz, M., Meredith, E. P., Merz, B., Mohr, S., Niermann, D., Pinto, J. G., Schröter, J., Szemkus, S., Voit, P., Vorogushyn, S. (2024). Ergiebige Dauerniederschläge und Hochwasser in Süddeutschland im Mai und Juni 2024. *Bericht des Forschungsnetzwerkes ClimXtreme*. <http://dx.doi.org/10.17169/refubium-44009>

Dieses Werk ist lizenziert unter einer  
Creative Commons Namensnennung 4.0 International Lizenz.



\*Contact: [pfried@uni-bonn.de](mailto:pfried@uni-bonn.de)



## Vorwort

Vom 30. Mai bis zum 06. Juni 2024 führten langanhaltende Niederschläge über Süddeutschland zu schwerwiegenden Überschwemmungen. Ereignisse dieser Art sind ein Forschungsschwerpunkt des vom BMBF geförderten Projektes ClimXtreme. ClimXtreme hat zum Ziel, eine Wissensbasis zu erstellen, die Entscheidungen zu Maßnahmen zur Verhinderung schwerer Schäden durch extreme Wetterereignisse unterstützen kann. Die Forschung zielt auf ein besseres Verständnis der physikalischen Prozesse ab, die ein extremes Wetterereignis zu einer großen Gefahr machen. Eine wichtige Frage ist, ob und wie stark aktuelle Extremereignisse durch den menschengemachten Klimawandel beeinflusst sind, und wie sich diese in einem zukünftigen Klima verhalten werden.

Wir ordnen in diesem Bericht das aktuelle Hochwasserereignis mit den in ClimXtreme entwickelten Methoden ein. Die hier dargestellten Ergebnisse spiegeln daher den aktuellen Stand der laufenden Forschung wieder. Im Vergleich der verschiedenen wissenschaftlichen Ansätze wird deutlich, dass die Einordnung des Ereignisses in Bezug auf frühere Extrema vom gewählten Blickwinkel abhängt, und damit auf den ersten Blick ein scheinbar uneinheitliches Bild ergibt.

## Zusammenfassung

Die ergiebigen Niederschläge von teilweise mehr als 250 mm innerhalb von sechs Tagen fielen während einer stationären großräumigen Wetterlage über Europa. Das Starkregenereignis setzte sich aus Niederschlagsmustern auf verschiedenen Raum- und Zeitskalen zusammen (siehe Abbildung oben, Beschreibung siehe Abb. 6 in Abschnitt 1.3.2) und war zusätzlich geprägt durch starke konvektive Anteile im Niederschlag. Bemerkenswert ist die lange Dauer des räumlich stark ausgedehnten Niederschlagsgebiets. In Bezug auf Niederschlag stellt das Ereignis nur lokal ein Jahrhundertereignis dar. Ähnliche oder stärkere Ereignisse bezüglich Ausdehnung, Niederschlagsdauer und Menge wurden in der Vergangenheit bereits mehrfach beobachtet.

Trotzdem weist das Hochwasser 2024 die zweitgrößte Abflussrekordanomalie in der Region seit 100 Jahren nach 2013 auf. Entsprechend ist auch die simulierte Abflussreaktion außergewöhnlich und impliziert teils Wiederkehrzeiten von deutlich über 100 Jahren.

Auf Basis von Stationsdaten in Süddeutschland lassen sich keine einheitlichen Veränderungen in der Statistik extremer Niederschlagsereignisse detektieren, die dem Klimawandel zugeordnet werden können. Die probabilistische Attributionsstudie ordnet dem aktuellen Ereignis eine 30-jährige Wiederkehrzeit zu, wobei die Wahrscheinlichkeit dieses Ereignisses sich im Vergleich zu einem vorindustriellen Klima um einen Faktor 1,4 (Unsicherheit: 0,8 bis 4,4) erhöht hat und eine weitere Zunahme in einem wärmeren Klima erwartet wird.

Für das spezifische Ereignis ergeben regionale Simulationen, dass es in einem präindustriellen Klima weniger intensiv gewesen wäre. Die höhere Gesamtintensität des Ereignisses im jetzigen Klima beruht vor allem auf einer Zunahme kleinskaliger Niederschläge mit moderater Intensität. Hochauflösende Klimasimulationen zeigen hinsichtlich der raum-zeitlichen Ausprägung von Starkregenereignissen im Mittel aber keine signifikanten Änderungen zwischen Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft.

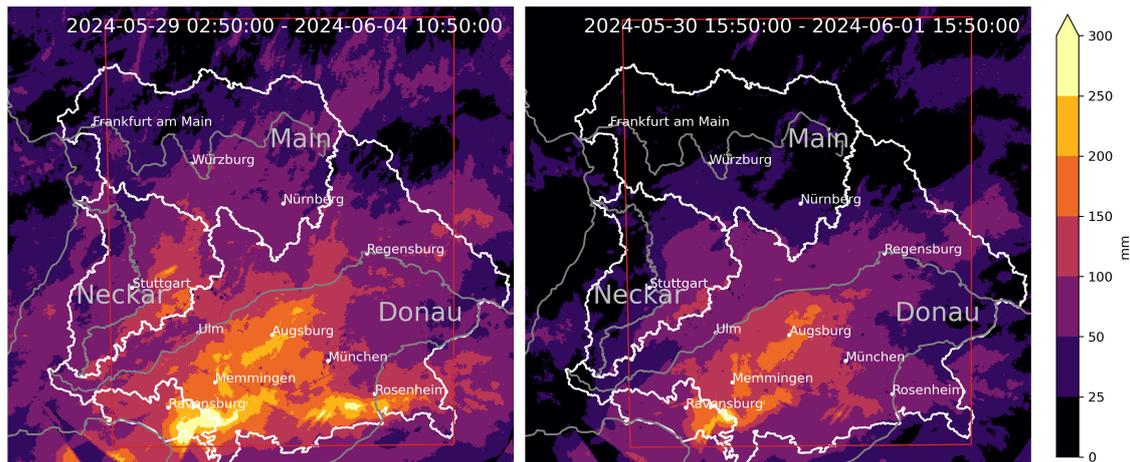


Abbildung 1: Niederschlagshöhe (in mm) in der betroffenen Region, basierend auf dem stündlichen RADOLAN-RW-Produkt (Winterrath et al., 2012) des Deutschen Wetterdienstes (DWD). Links: 29. Mai (02:50 UTC) bis 04. Juni 2024 (10:50 UTC); rechts: 30. Mai (15:50 UTC) bis 01. Juni 2024 (15:50 UTC). Die rote Linie zeigt die Bounding Box, innerhalb derer die ereignisbezogenen Extremitätsindizes (WEI und xWEI) ermittelt wurden, siehe Abschnitt 1.3.

# 1 Beschreibung der Wetterlage und Charakterisierung der Dauerniederschläge

## 1.1 Großräumige Wetterlage

**Welche Wetterlage führte zu den ergiebigen Niederschlägen über Süddeutschland?**

- Die ergiebigen Niederschläge (von teilweise mehr als 250 mm innerhalb von sechs Tagen) fielen während einer stationären großräumigen Wetterlage über Europa. Diese war charakterisiert durch einen Höhentrog, welcher sich von Grönland über die Nordsee und weiter nach Südosten über Zentraleuropa hinweg erstreckte.
- Innerhalb dieser Konstellation entstanden zwei kleinräumige Bodentiefdruckgebiete, welche das Wetter in Teilen Deutschlands wesentlich bestimmten. Insbesondere das zweite Tiefdruckgebiet, welches über dem Golf von Genua entstand und von dort nach Polen zog, führte durch intensive großräumige Aufgleitprozesse zu ergiebigen Dauerniederschlägen über Süddeutschland.

Die Hochwassersituation in Süddeutschland Ende Mai und Anfang Juni 2024 wurde verursacht durch ergiebige und großräumige Dauerniederschläge. Zusätzlich fielen regional noch kurze, aber heftige Gewitterniederschläge. Über den sechstägigen Gesamtzeitraum vom 29. Mai bis zum 04. Juni 2024 fielen teilweise Niederschlagsmengen von über 250 mm (Abb. 1, links), und alleine im zweitägigen Kernzeitraum vom 31. Mai bis zum 01. Juni wurden in weiten Gebieten südlich der Donau Niederschlagssummen von über 150 mm gemessen (Abb. 1, rechts).

Die synoptische Entwicklung der Wetterlage, welche zu den ergiebigen Niederschlägen führte, ist in einer Beilage zur Berliner Wetterkarte detailliert dargestellt (BWK, 2024), einschließlich Boden- und Höhenwetterkarten sowie Satellitenbildern. Weitere meteorologische Informationen finden sich auch im Bericht der CEDIM Forensic Disaster Analysis Group (Mohr et al., 2024). Eine hydroklimatologische Einordnung des Ereignisses wurde vom Deutschen Wetterdienst (DWD) verfasst (Junghänel et al., 2024).

Vom 30. Mai bis zum 03. Juni 2024 wurde die Wetterlage über Europa durch einen Höhentrog charakterisiert, dessen Achse sich von Grönland in südöstlicher Richtung über die Nordsee und weiter über Zentraleuropa hinweg erstreckte. Westlich davon befand sich ein Höhenkeil, welcher mit

einem über mehrere Tage hinweg recht stationären Bodenhochdruckgebiet westlich der Britischen Inseln assoziiert war. Im Zeitraum vom 29. bis zum 31. Mai wies das Bodendruckfeld außerdem das Tiefdruckgebiet Orinoco auf, dessen Kern relativ stationär über der Nordsee lag. Dieses Tiefdruckgebiet hatte sich am 25. Mai 2024 über Neufundland gebildet und war von dort aus in Richtung Europa gezogen.

In dieser stationären Wetterlage bildeten sich zwei weitere Tiefdruckgebiete, Quirina und Radha, die das Wettergeschehen über Zentraleuropa und insbesondere auch über Deutschland bestimmten. Quirina entstand am 30. Mai über dem westlichen Zentraleuropa und zog am 31. Mai und 01. Juni in östlicher bis nordöstlicher Richtung über Deutschland hinweg. Radha entstand am 31. Mai über dem Golf von Genua und zog in der Folge über die Adria und weiter über Polen bis ins Baltikum. Dieses Tiefdruckgebiet führte zu intensiven großräumigen Aufgleitprozessen, verursacht durch eine zunehmend östliche Höhenströmung über die kältere nordwestliche Bodenströmung, was die ergiebigen Dauerniederschläge über Süddeutschland zur Folge hatte.

## 1.2 Großräumige Muster, deren Verbindung zu konvektiven Starkniederschlägen und historische Einordnung

### Wie sahen die räumlichen Muster des Starkniederschlags aus und wie sind diese historisch einzuordnen?

- Das das aktuelle Ereignis charakterisierende Niederschlagsmuster über Deutschland ist ein Nordwest-Südost-Dipol. Vergleichbar starke Niederschläge mit diesem Muster wurden zuletzt Anfang der 1980er Jahre beobachtet. Das einzige noch extremere Ereignis mit diesem Muster verursachte die Donauflut 1954. Keines der identifizierten Muster weist einen signifikanten zeitlichen Trend auf.
- Von Mitte Mai bis Anfang Juni 2024 war die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten konvektiver Starkniederschläge mit kurzen Unterbrechungen durchweg hoch, wobei der Schwerpunkt über Süddeutschland lag. Ein markanter Höhepunkt der Auftretenswahrscheinlichkeit für Süddeutschland zeigt sich im Zeitraum des Ereignisses vom 29. Mai bis zum 04. Juni 2024.

Das aktuelle Ereignis ist vor allem durch einen Dipol im Niederschlagsmuster zwischen Nordwest- und Südostdeutschland charakterisiert. Dies zeigt eine in ClimXtreme entwickelte statistische Methode zur Informationskomprimierung (siehe Anhang B.2), die ähnlich zur prinzipialen Komponentenanalyse typische großräumige Muster und deren Zeitreihen schätzt, diese allerdings auf extreme Ereignisse konzentriert. Diese sind in Abb. 2 für Starkregenereignisse über Deutschland dargestellt.

Während des Ereignisses treten stark positive Werte der zum zweiten Muster gehörigen Zeitreihe auf und spiegeln die Starkniederschläge in der Donauregion wider. Das aktuelle Ereignis hat im Zeitraum 1931-2024 die zweitstärkste Ausprägung dieses Musters und liegt deutlich über dem 2013er Hochwasser in der Donau (Abb. 2, unten). Mit einer vergleichbaren Stärke trat dieses Muster zuletzt zu Beginn der 1980er Jahre auf. Die Zeitreihe zeigt ein einziges wesentlich intensiveres Ereignis im Jahr 1954. Dabei handelt es sich um ein verheerendes Donauhochwasser, welches im Juli 1954 zwölf Todesopfer forderte und unter anderem in Passau einen Großteil der Handwerksbetriebe verwüstete.

Zusätzlich zur zweiten Komponente zeigt Abb. 2 in grau den 'Extremal Pattern Index' (EPI, siehe Anhang B.2) als Index für die Ausprägung extremer Niederschläge in Deutschland, welcher die Zeitreihen der zehn wichtigsten Muster zusammenfasst. Hier zeigt sich zum Beispiel die Ahrtal-Flut von 2021 mit einem ähnlichen EPI-Wert wie 2024, wobei allerdings nicht Muster 2, sondern vor allem Muster 3 und einige der hier nicht gezeigten höheren Moden relevant waren. In der jährlichen EPI-Zeitreihe rangiert 2024 insgesamt auf dem zehnten Platz, ist somit für ganz Deutschland betrachtet zwar extrem, aber noch weit von den Allzeit-Rekorden entfernt. Ein statistischer Test auf Zeitabhängigkeit ergibt für keine der Zeitreihen einen signifikanten Trend, weder in den täglichen Daten noch in den jährlichen Maxima.

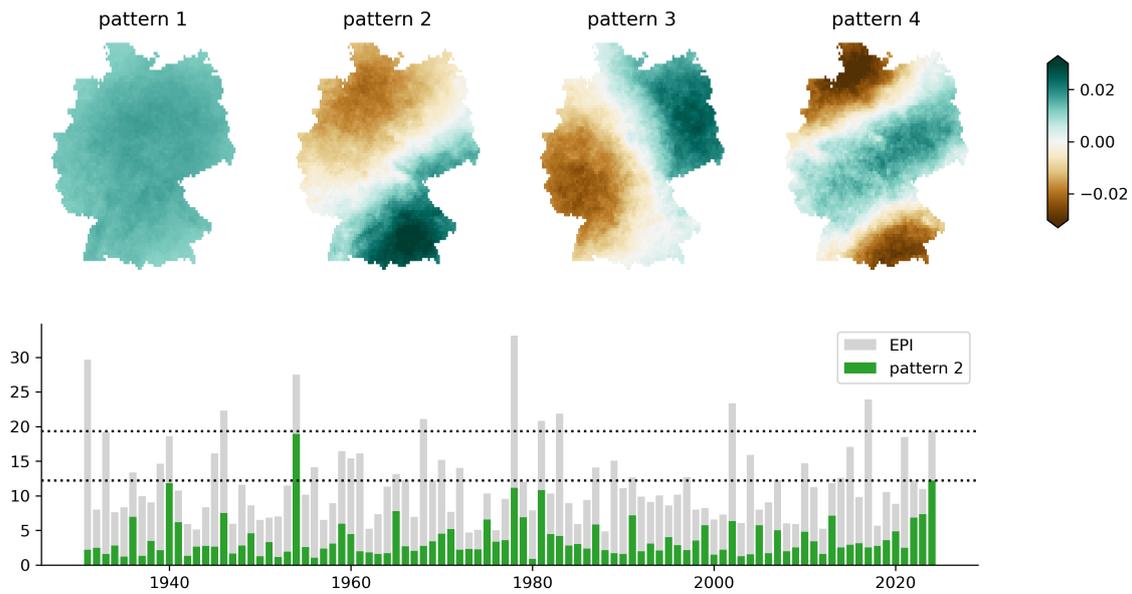


Abbildung 2: Analyse räumlich kohärenter dreitägiger Starkregenergeignisse für den erweiterten Sommer (Mai-August) 1931-2024 auf Basis des HYRAS Datensatzes. Oben: Dominante räumliche Muster. Unten: Zeitreihe der jährlichen Maxima für Muster 2 (grün) und für den Index EPI (grau), der die Ausprägung aller Muster zusammenfasst. Die gestrichelten Linien markieren jeweils den Wert vom 01. Juni 2024.

Das aktuelle Ereignis war zusätzlich geprägt durch starke konvektive Anteile im Niederschlag. Klimamodelle können diese auf Grund der relativ groben Gitterstruktur nicht realistisch abbilden. Um zu untersuchen, in welchem Maße die globale Erwärmung das Auftreten konvektiver Starkniederschläge in Deutschland beeinflusst, ist eine Brücke zwischen den konvektiven Skalen und den globalen grobskaligen Klimamodellen nötig (Bürger and Heistermann, 2023).

Eine solche Brücke (das so genannte "downscaling") wird hier durch eine Klassifikation der atmosphärischen Felder aus den Reanalysen von ERA5 erreicht, welche das regionale Auftreten konvektiver Ereignisse in Deutschland erklären: im Norden ('N'), im Süden ('S'), in ganz Deutschland ('1') oder nirgendwo ('0'). Als Beispiel zeigen wir in Abb. 3 die von der KI *DenseNet* simulierte Wahrscheinlichkeiten. Deutlich zu sehen sind die durchgängig erhöhten Wahrscheinlichkeiten für Süddeutschland seit etwa Mitte Mai, gefolgt von einem deutlichen und anhaltenden Aktivitätsmaximum um den Monatswechsel. Die Frage, inwieweit dieses Ereignis schon dem Klimawandel zuzuordnen ist, wird im weiteren Verlauf von *ClimXtreme* zu bewerten sein. Weitere Details zur Methodik sind in Anhang B.1 dargestellt.

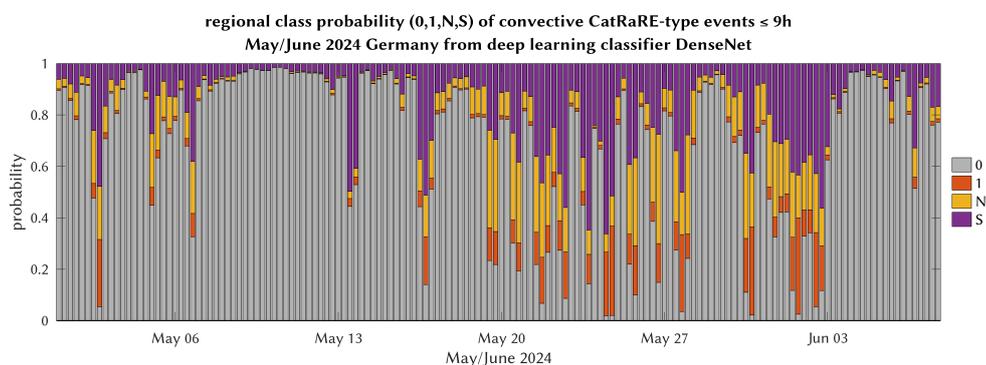


Abbildung 3: Simulierte Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von CatRaRE-typischen konvektiven Ereignissen  $\leq 9h$  in den Klassen '0' (nirgendwo), 'N' (Norden), 'S' (Süden) und '1' (überall).

### 1.3 Räumliche und zeitliche Ausdehnung der Niederschläge und deren historische Einordnung

**Welche räumliche und zeitliche Ausdehnung hatte das aktuelle Ereignis und wie ist diese historisch einzuordnen?**

- Die zeitliche Andauer des aktuellen Niederschlagsereignisses betrug etwa zwei bis drei Tage.
- Betrachtet man die Gesamtfläche, innerhalb derer die ergiebigen Niederschläge über Süddeutschland den lokalen hundertjährigen Wiederkehrwert überschritten, so beträgt diese Fläche rund 3000 km<sup>2</sup>. Hundertjährige Niederschlagsereignisse mit dieser oder größerer räumlicher Ausdehnung traten in Deutschland in der Vergangenheit im Durchschnitt ungefähr alle sieben Jahre auf.
- Betrachtet man das gesamte Ereignis, einschließlich der Niederschläge mit geringerer Jährlichkeit, hat das aktuelle Ereignis eine räumliche Ausdehnung von rund 22000 km<sup>2</sup>. Ein statistisches Maß für extreme Wetterereignisse, welches auch die geringeren Jährlichkeiten mit einschließt, zeigt, dass ein Ereignis wie das aktuelle über Deutschland fast jedes Jahr auftreten kann.
- Das Niederschlagsereignis an sich war somit nicht besonders ungewöhnlich. Dass es dennoch zu einem extremen Hochwasser kam, muss somit in der räumlichen Lage der Niederschläge relativ zur Orographie und zu den Flusseinzugsgebieten begründet liegen.

#### 1.3.1 Räumliche Ausdehnung ungewöhnlich starker Niederschläge

Ein entscheidender Aspekt des aktuellen Niederschlagsereignisses ist die räumliche Ausdehnung der ungewöhnlich starken Niederschläge. Die Ungewöhnlichkeit eines solchen Ereignisses wird üblicherweise daran gemessen, welche durchschnittliche Wiederkehrzeit die innerhalb einer bestimmten Dauer gemessene Niederschlagsmenge an einem Ort hat. Übertrifft ein Ereignis eine Wiederkehrzeit von 100 Jahren, spricht man von einem Jahrhundertereignis. Die an einem Ort ermittelte Wiederkehrstatistik variiert räumlich und gilt jeweils für einen bestimmten Ort. Sie sagt jedoch nichts darüber aus, wie häufig der jeweilige 100-Jahres-Wiederkehrwert über einer größeren räumlichen Fläche gleichzeitig überschritten wird. Für das Auftreten eines Hochwassers ist die räumliche Ausdehnung ungewöhnlich starker Niederschläge jedoch relevant. Im folgenden wird untersucht, (i) welche räumliche Ausdehnung die Jahrhundertniederschläge des aktuellen Ereignisses hatten, und (ii) wie häufig irgendwo innerhalb Deutschlands in der Vergangenheit Jahrhundertniederschläge mit ebenso großer oder noch größerer Ausdehnung auftraten.

Basierend auf dem DWD-Niederschlagsdatensatz HYRAS-DE für tägliche Niederschlagssummen mit einer Auflösung von 1 km sowie der DWD-Wiederkehrstatistik KOSTRA-2020 wurden die lokalen Wiederkehrzeiten für die aktuellen Niederschlagssummen über verschiedene Zeitfenster hinweg bestimmt, wobei sich die Zeitfenster sowohl bezüglich des Zeitpunktes als auch bezüglich der Andauer (der sogenannten Dauerstufe) unterscheiden. Dies ergab, dass die räumliche Ausdehnung der Jahrhundertniederschläge am größten war für die zweitägige Niederschlagsmenge vom 31. Mai bis zum 02. Juni 2024 (jeweils 06 UTC). Diese erstreckten sich über eine Gesamtfläche von rund 3.000 km<sup>2</sup> (hellviolett schattierte Fläche in Abb. 4).

Um diesen Wert historisch einzuordnen, wurde für jeden Tag seit dem 01.01.1931 (dem Beginn des HYRAS-Datensatzes) die gesamte Fläche über Deutschland berechnet, innerhalb derer die jeweils aktuellen Niederschlagssummen den 100-Jahres-Wiederkehrwert übertrafen. Diese Berechnung wurde separat für verschiedene Dauerstufen (von einem bis sieben Tage) durchgeführt. Die daraus resultierenden täglichen Zeitreihen sind in Abb. 5 dargestellt. Der Maximalwert des aktuellen Ereignisses ist für jede Dauerstufe mit einer roten Linie markiert. Für die Dauerstufe von zwei Tagen zeigt Abb. 5, dass der aktuelle Maximalwert von rund 3.000 km<sup>2</sup> seit 1931 zuvor 13-mal überschritten wurde, d.h. im Durchschnitt ungefähr alle sieben Jahre. Die räumliche Ausdehnung der aktuellen Jahrhundertniederschläge liegt somit auf Rang 14 innerhalb der letzten 93,5 Jahre.

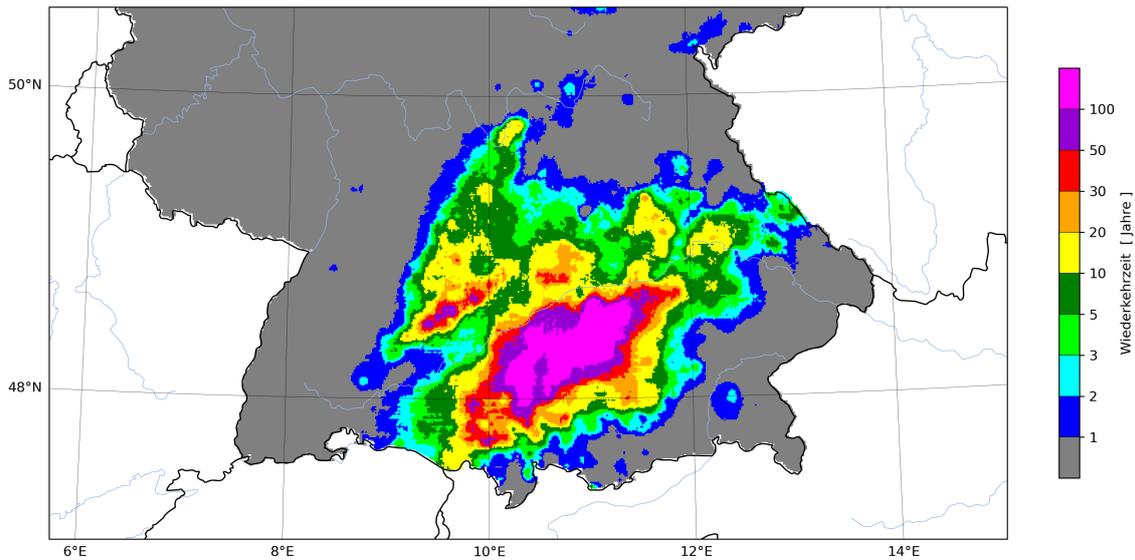


Abbildung 4: Lokale Wiederkehrzeiten der zweitägigen Niederschlagsmenge für die Periode vom 31. Mai bis zum 02. Juni 2024 (jeweils 06 UTC), für welche die Jahrhundertniederschläge (dargestellt in hellviolett) ihre größte räumliche Ausdehnung innerhalb des aktuellen Ereignisses erreichten.

Obwohl die räumliche Ausdehnung der aktuellen Jahrhundertniederschläge für Dauerstufen länger als zwei Tage etwas geringer ausfiel, zeigt Abb. 5 dennoch, dass diese für die Dauerstufen von vier und fünf Tagen historisch betrachtet noch etwas höhere Ränge (12 bzw. 13) erreicht.

### 1.3.2 Dominante räumliche und zeitliche Ausdehnung des Ereignisses

Wir wollen nun das Ereignis bezüglich seiner dominanten räumlichen und zeitlichen Ausdehnung untersuchen. Hierzu benutzen wir eine diskrete Wavelet-Transformation (DWT). Ein kurzer Einblick in die Methodik wird in Anhang B.5 gegeben. Abb. 6 fasst die räumlichen und zeitlichen Ausdehnungen des aktuellen Starkregenereignisses auf Basis des Produktes RADOLAN-RW in stündlicher Auflösung zusammen. Das Ereignis wird dominiert durch Niederschlagsstrukturen, die eine räumliche Ausdehnung von etwa 256 km (rund 66.000 km<sup>2</sup>) haben und eine zeitliche Dauer von 64 Stunden aufweisen. Entlang des Nordrandes der Alpen identifizieren wir Strukturen mit kürzeren Dauerstufen von etwa 16 Stunden und einer typischen Ausdehnung von 128 km (rund 16.000 km<sup>2</sup>). Auch existieren kleinere, kurzlebige Ereignisse (1-4 Stunden und 16-64 km), die jedoch nur wenig zum gesamten Ereignis beitragen. Im Mittel hatte das Ereignis eine räumliche Ausdehnung von 150 km (rund 22.000 km<sup>2</sup>) bei einer Dauer von etwa 57 Stunden.

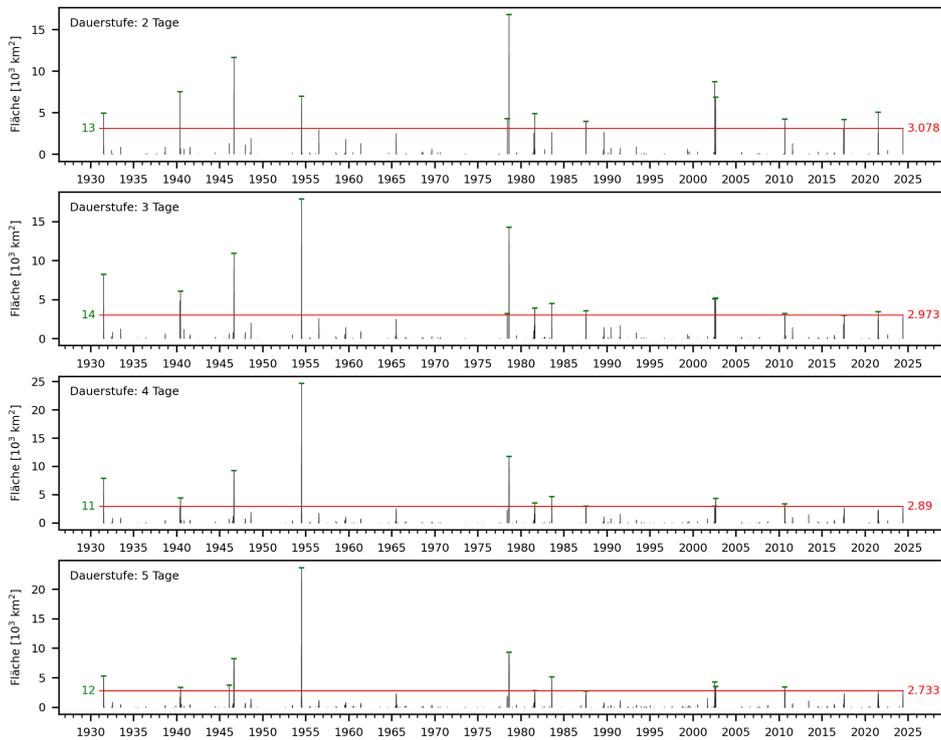


Abbildung 5: Tägliche Zeitreihe seit 1931 der Gesamtfläche (über Deutschland), innerhalb derer die jeweils aktuellen Niederschlagssummen den 100-Jahres-Wiederkehrwert übertrafen, für die Dauerstufen zwei, drei, vier und fünf Tage. Die rote Linie markiert für jede Dauerstufe den Maximalwert des aktuellen Ereignisses (siehe auch roter Zahlwert rechts). Grüne Liniensegmente markieren vergangene Ereignisse mit Maximalwerten, welche das aktuelle Ereignis übertrafen. Der grüne Zahlwert links gibt die Anzahl der vergangenen Überschreitungen an.

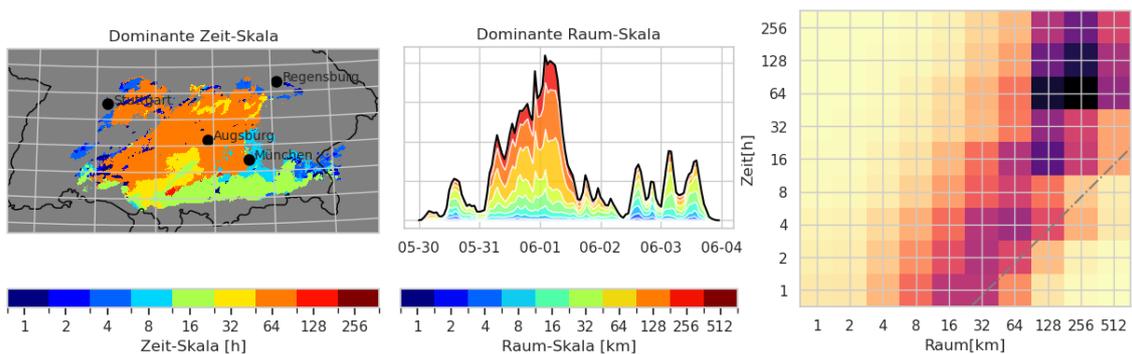


Abbildung 6: Dominante räumliche und zeitliche Ausdehnung des Starkregeneignisses auf Basis des Produktes RADOLAN-RW in stündlicher Auflösung. Links: Räumliche Darstellung der lokal dominierenden Zeitskala. Gitterpunkte mit einer Gesamtniederschlagssumme von weniger als 50 mm innerhalb des Untersuchungszeitraums (30. Mai bis 04. Juni 2024) werden nicht gezeigt. Mitte: Zeitreihe der räumlichen Wavelet-Energien. Die Einheit ist relativ zur Gesamtsumme, die dem Quadrat der Niederschlagssummen entspricht (schwarze Linie). Rechts: Raum-Zeitliche Zusammensetzung der Wavelet-Energien.

Um das aktuelle Starkregenereignis mit vorangegangenen Ereignissen in der Region zu vergleichen, untersuchen wir in Abb. 7 (links) die mittleren Raum- und Zeitskalen verschiedener historischer Starkregenereignisse in RADOLAN-RW über Deutschland im Sommer (farbige Punkte); und zwar unter anderem das Ahrtal-Unwetter in NRW (12. bis 16. Juli 2021), Starkregenereignisse in Berlin (27. Juni bis 01. Juli 2017), in Süddeutschland (29. Mai bis 02. Juni 2013) und in Sachsen (18. Juni bis 22. Juni 2013). Das aktuelle Starkregenereignis in Süddeutschland war in Bezug auf seine große zeitliche Ausdehnung deutlich ausgeprägter als die sommerlichen und ebenfalls zu Hochwassern führenden Niederschlagsereignisse der Jahre 2013, 2017 und 2021.

### 1.3.3 Bewertung der räumlich-zeitlichen Extremität des Ereignisses

Um das aktuelle Ereignis in Bezug auf die räumliche und zeitliche Ausdehnung einzuordnen, werden ebenfalls auf Grundlage des RADOLAN-RW Produkts der Weather Extremity Index (WEI, Müller and Kaspar, 2014) und als Ergänzung der so genannte Cross-scale Weather Extremity Index (xWEI, übersetzt "skalenübergreifender Extremitätsindex", Voit and Heistermann, 2022) ermittelt. Beiden Indizes liegt das Extremitätsmaß  $E_{tA}$  zugrunde. Dieses Maß kombiniert die mittlere Jährlichkeit einer vom Starkniederschlag betroffenen Fläche mit der Ausdehnung dieser Fläche.  $E_{tA}$  wird dabei über unterschiedliche Dauerstufen von einer bis 72 Stunden ermittelt (Abb. 8). Der WEI beziffert nun nicht nur die maximale Extremität  $E_{tA}$  eines Ereignisses, sondern auch diejenige Ausdehnung und Dauerstufe, auf welcher diese maximale Extremität erreicht wurde (markiert durch die rote Linie in Abb. 8). Der xWEI hingegen berücksichtigt die *Fläche* unter *allen*  $E_{tA}$ -Kurven und stellt somit ein Maß für die Extremität eines Ereignis über unterschiedliche Raum- und Zeitskalen hinweg dar (weitere Details zur Methodik siehe Anhang B.4).

In Bezug zu den von Voit and Heistermann (2024) über den Zeitraum von 2001 bis 2022 gerankten Starkniederschlagsereignissen rangiert das Ereignis vom Juni 2024 bezüglich des WEI auf Rang 24 und bezüglich des xWEI auf Rang 25. In Tabelle 1 vergleichen wir diese Ergebnisse mit dem Ereignis, welches für das Donauhochwasser im Juni 2013 verantwortlich war. Demzufolge erreichten beide Ereignisse ihre maximale Extremität auf einer ähnlichen Flächenausdehnung (etwas über 21.000 km<sup>2</sup>) und auf einer eher langen Dauerstufe (48 bzw. 72 Stunden). Auf eben dieser langen Dauerstufe war die Extremität des Juni2013-Ereignisses größer (Rang 11 vs. Rang 24 in Bezug auf den WEI). Für das Juni2024 Ereignis hingegen war die Extremität über unterschiedliche Skalen hinweg – also auch auf kürzeren Zeit- und Raumskalen – stärker ausgeprägt (Rang 25 vs. Rang 75 in Bezug auf den xWEI). Dies könnte eine der Ursachen dafür sein, dass die Abflussreaktion 2024 in den kleinen bis mittelgroßen Einzugsgebieten noch ausgeprägter als 2013 war. Bei der Interpretation der Ränge ist jedoch aufgrund der Methodik Vorsicht geboten (siehe Anhang B.4).

Tabelle 1: Rang des Ereignisses vom Juni 2024 für WEI und xWEI im Vergleich zu dem Ereignis Anfang Juni 2013. Die beiden rechten Spalten geben die Fläche und Dauerstufe an, auf denen das jeweilige Ereignis seine größte Extremität erreichte.

Kürzel	Zeitraum	Rang (WEI)	Rang (xWEI)	Fläche (km <sup>2</sup> )	Dauerstufe (h)
Juni2024	29.5.-04.6.2024	24	25	21,461	48
Juni2013	30.5.-04.6.2013	11	75	21,523	72

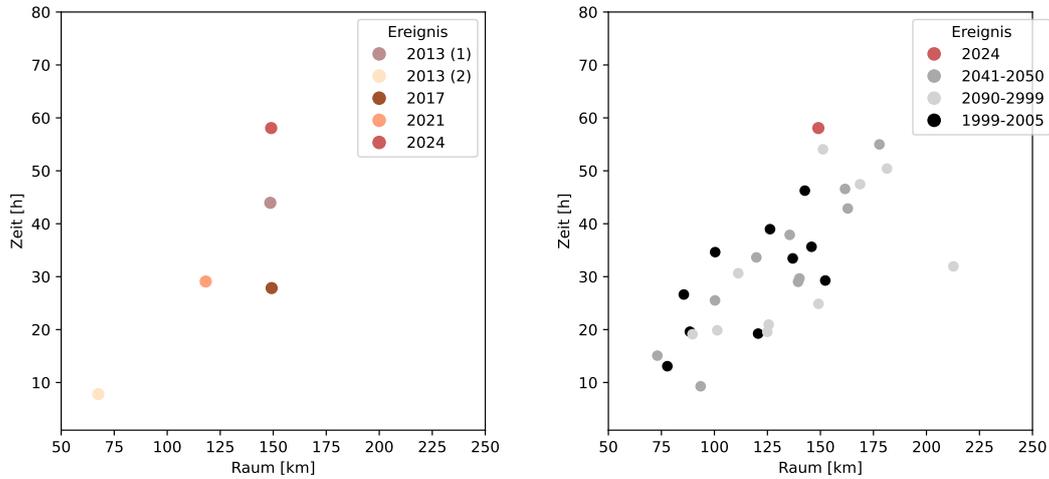


Abbildung 7: Mittlere Raum- und Zeitskalen verschiedener Starkregeneignisse über Deutschland. Links dargestellt sind Ereignisse in NRW (12. Juli bis 16. Juli 2021), in Berlin (27. Juni bis 01. Juli 2017), in Süddeutschland (2013 (1); 29. Mai bis 02. Juni 2013) und in Sachsen (2013 (2); 18. Juni bis 22. Juni 2013), sowie das aktuelle Ereignis in Süddeutschland. Rechts zeigen wir maximale Niederschlagsereignisse im Alpen-Raum aus COSMO-CLM-Downscaling-Simulationen aus CORDEX FPS Convection [Caldas-Alvarez et al. \(2023\)](#), [Ban et al. \(2021\)](#), [Pichelli and co authors \(2021\)](#) mit historischem Antrieb (schwarz) sowie im RCP 8.5 Szenario für die Zeiträume 2041-2050 (dunkelgrau) und 2090-2099 (hellgrau). Diese werden in Abschnitt 3.4 diskutiert.

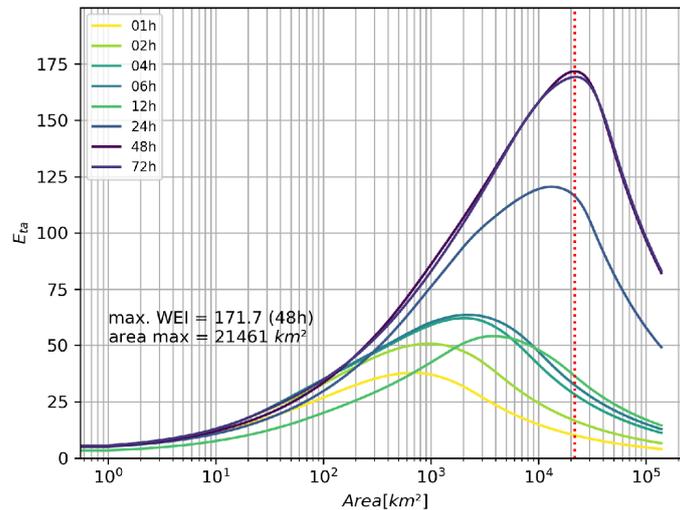


Abbildung 8: Darstellung der Ereignisextremität für das Ereignis im Juni 2024. Die Kurven stellen die Extremität ( $E_{tA}$ ) für unterschiedliche Raumskalen (x-Achse) und Dauerstufen (Farben) dar. Die gestrichelte rote Linie markiert die Raumskala des maximalen  $E_{tA}$ -Wertes, d.h. des WEI dieses Ereignisses.

## 2 Hydrologische Auswirkung

### 2.1 Rekordabflüsse in Bayern und Baden-Württemberg

Wie oft und wo wurden beim Hochwasser 2024 die Abflussrekorde im Vergleich zum Hochwasser 2013 gebrochen? Wie hoch sind die Rekordanomalien im Vergleich zu der Erwartung aus einem stationären Prozess und gibt es einen langfristigen Trend in Rekordanomalien?

- In Bayern und Baden-Württemberg wurden im Juni 2024 die bisherigen Abflussrekorde an 57 von 632 Pegeln gebrochen. In 2013 waren es 87 Abflussrekorde.
- Das Hochwasser 2024 zeigt die zweitgrößte Abflussrekordanomalie seit 100 Jahren nach 2013 auf.
- Es gibt keinen signifikanten positiven Trend in Rekordanomalien im Vergleich zum stationären Prozess unter Berücksichtigung von Unsicherheiten.

Die bisherigen Analysen von extremen Hochwassern weltweit zeigten, dass das Hochwassermanagement Schwierigkeiten insbesondere bei Ereignissen hat, die bisherige Rekorde übertreffen (Kreibich et al., 2022). Anhand von 455 Pegeln in Bayern und 177 Pegeln in Baden-Württemberg wurden Überschreitungen bisher gemessener Rekorde in täglichen Abflusszeitreihen analysiert (Abb. 9). Beim Hochwasser 2024 wurden die Rekordabflüsse an 57 Pegeln gemessen, während in 2013 87 Pegel die Höchstabflüsse in Bezug auf die damalige Historie erreicht haben. An 10 Pegeln wurden die Höchstabflüsse von 2013 in 2024 übertroffen.

So wurden während des Hochwassers 2024 die bisherigen Höchstabflüsse im südwestlichen Teil des Donaubeiets gemessen und im Osten Baden-Württembergs (vgl. auch Mohr et al., 2024), während beim Hochwasser 2013 der Schwerpunkt der bis dahin Höchstwerte im südöstlichen Teil des Donaubeiets in Deutschland lag. Im Juni 2024 zeigten vor allem die südlichen Donauzuflüsse Iller, Roth, Günz Rekordeabflüsse, aber auch einzelne Pegel am Donau waren betroffen. Beim Hochwasser 2013 wurden die Rekorde vor allem an den Zuflüssen in den Inn, z.B. im Berchtesgadener Land gemessen, die auch dann für den höchsten bisher gemessenen Wert am Pegel Passau maßgeblich sorgten.

Bei der Analyse der Rekordanomalie wurde die Anzahl der Rekorde im jeweiligen Jahr mit der statistischen Erwartung verglichen, die sich aus einem stationären Prozess ergibt (siehe Anhang B.6). Die Rekordanomalie wird mit der Anzahl der verfügbaren Pegel in dem jeweiligen Jahr normiert, sodass die schwankende Zahl der verfügbaren Zeitreihen keinen Einfluss auf die Ergebnisse hat. Beim Hochwasser im Juni 2024 wurde in Bayern und Baden-Württemberg die zweithöchste Rekordanomalie nach dem Jahr 2013 in den letzten 100 Jahre (1925-2024) detektiert (Abb. 10). Die Rekordanomalien weisen einen leichten positiven aber nicht signifikanten Trend

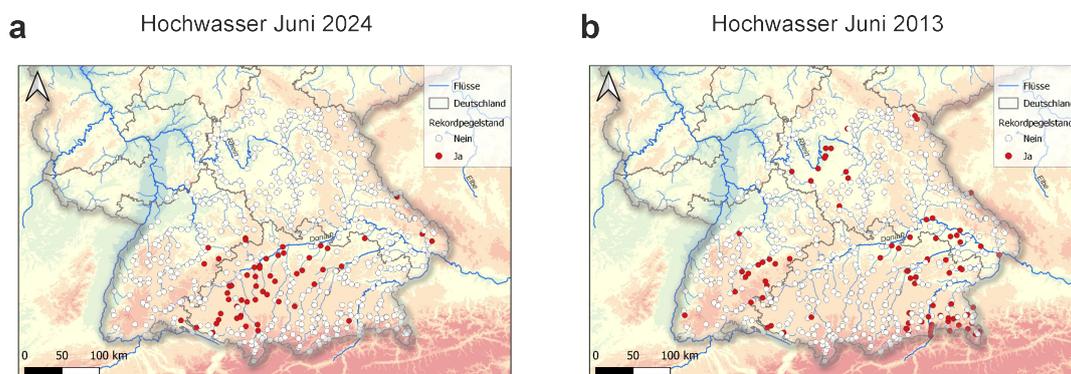


Abbildung 9: Abflusspegel in Bayern und Baden-Württemberg, an denen eine Überschreitung der bis dahin gemessenen Höchstabflüsse während der Hochwasser (a) 2024 und (b) 2013 verzeichnet wurden.

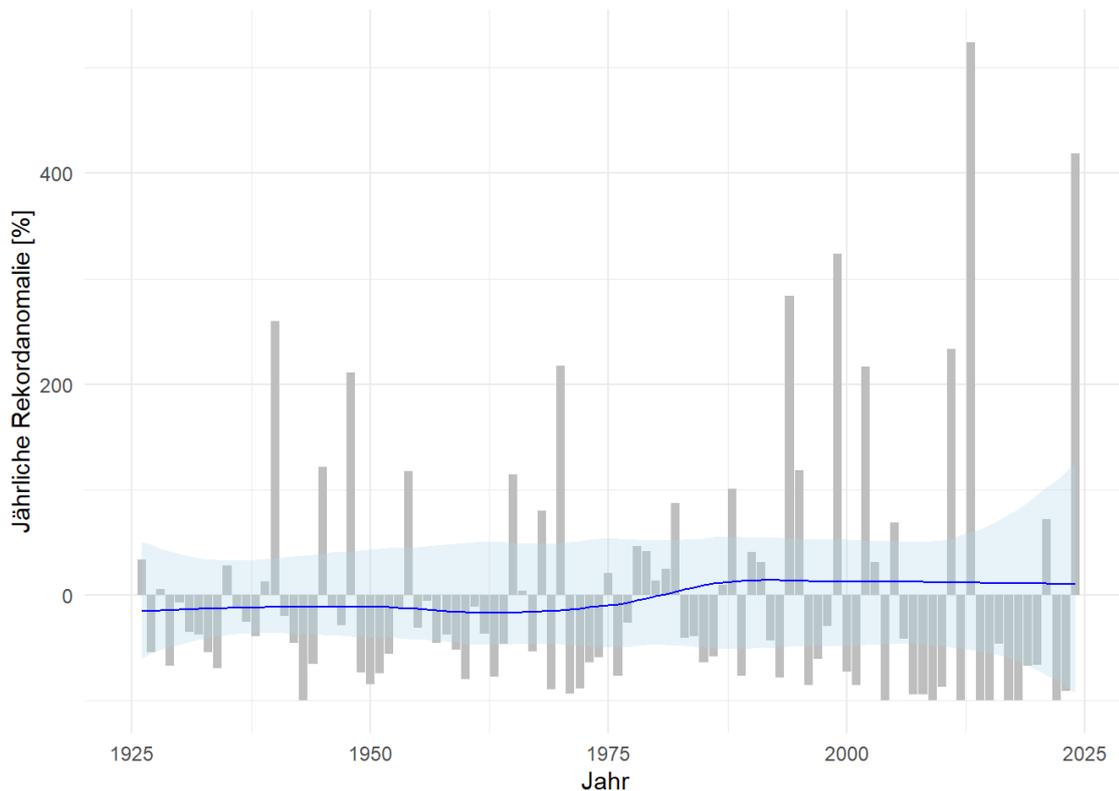


Abbildung 10: Rekordenanomalie im Vergleich zu Rekordenerwartung bei einem stationären Prozess im Zeitraum 1925-2024. Blaue Linie stellt den LOESS-Trend der Rekordenanomalie dar. Blaue Band entspricht dem 95% Konfidenzintervall um die stationäre Rekordanomalie von 0.

seit Ende der 70er Jahre, der sich aber in den letzten Jahrzehnten wieder abflacht. Im Unterschied zu den deutlichen positiven Trends in den Niederschlagsrekorden für Zentraleuropa und weltweit (Robinson et al., 2021) konnten wir keinen signifikanten Trend in Rekordenanomalien für Abflüsse bisher feststellen, der über das 95% Konfidenzintervall des stationären Modells hinausgeht (Abb. 10). Die Trends in Niederschlagsrekorden, die durch Klimawandel bedingt sind, haben sich somit noch nicht in Trends der Abflussrekorde niedergeschlagen. Das kann einerseits mit der Komplexität und Nichtlinearität der Abflussbildung zu tun haben, weil der Einzugsgebiete bis zum gewissen Grade extreme Niederschläge abpuffern (z.B. Macdonald et al., 2024). Auf der anderen Seite wirken auch die Hochwasserschutzmaßnahmen wie zum Beispiel Polder und Retentionsräume mindernd auf extreme Abflüsse und können diesen Klimasignal noch aufhalten.

## 2.2 Modellierung der Abflussreaktion kleiner Gebiete

### Wie außergewöhnlich war die Abflussreaktion kleiner Gebiete im historischen Vergleich? Wann traten die Abflussscheitel auf?

- Die simulierte Abflussreaktion ist außergewöhnlich und impliziert teils Wiederkehrzeiten von deutlich über 100 Jahren.
- Der Ereignisschwerpunkt liegt am 1. und 2. Juni in den rechten Donauzuflüssen und den Bodenseezuflüssen.
- Es zeichnen sich auch einige eingelagerte bzw. nachgelagerte Sturzflutkomplexe ab, so z.B. in der Region bei Rosenheim und östlich von Nürnberg sowie in den Gebieten von Kocher und Jagst.

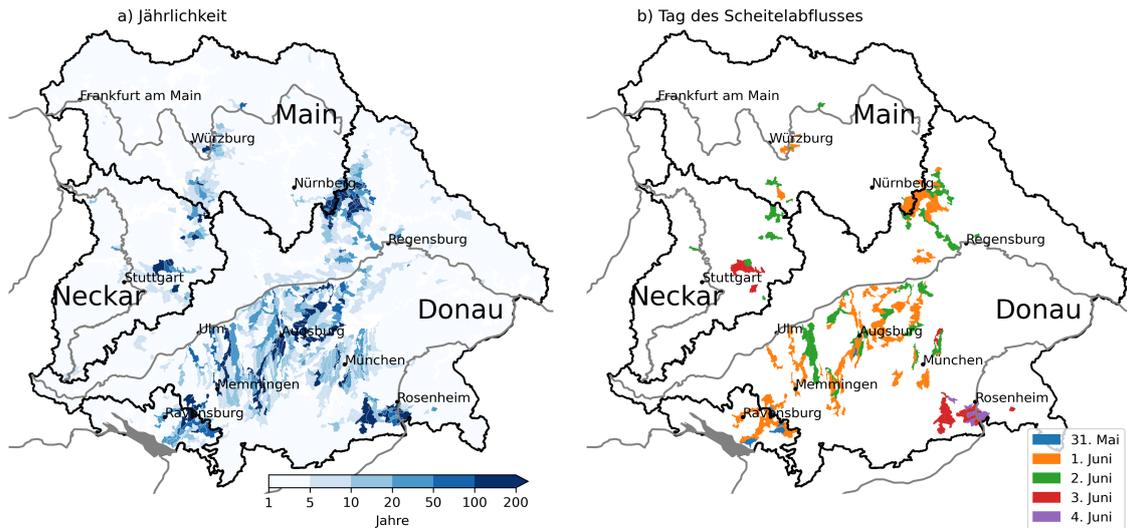


Abbildung 11: Modellierte Abflussreaktion für Einzugsgebiete kleiner als 750 km<sup>2</sup>. a) Jährlichkeit für den simulierten Abflussscheitel am Auslass der betroffenen Teileinzugsgebiete; b) Datum, an dem der simulierte Abflussscheitel aufgetreten ist (Darstellung nur dort, wo ein Wiederkehrzeiten von 20 Jahren überschritten wurde).

Während Abschnitt 2.1 Pegeldata analysiert, wird im folgenden die Abflussreaktion mit Hilfe eines hydrologischen Modells für kleine Einzugsgebiete (< 750 km<sup>2</sup>) untersucht (Modellbeschreibung siehe Anhang B.7).

Abb. 11a zeigt die Jährlichkeit der simulierten Scheitelabflüsse. Da das verwendete Modell für Niederschlagsextreme kürzerer Zeitskalen entwickelt wurde, ist bei der Interpretation der Jährlichkeiten Vorsicht geboten (siehe Anhang B.7). Insgesamt zeichnet sich aber eine außergewöhnliche Abflussreaktion (hier mit Wiederkehrzeiten von teils deutlich über 100 Jahren) insbesondere für die rechten Donauzuflüsse (u.a. Günz, Mindel, Paar, Ilm) ab. Eine markante Reaktion ist ferner im Bereich einiger Zuflüsse zum Bodensee (u.a. Oberläufe von Schussen und Argen), im Neckargebiet zu Kocher und Jagst, zum Inn (bei Rosenheim) sowie in kleinen Gewässern entlang des Ludwig-Donau-Main-Kanals östlich von Nürnberg zu verzeichnen.

Abb. 11b spiegelt grob den zeitlichen Verlauf des Ereignisses wider. Bemerkenswert sind hier insbesondere die Ereignisschwerpunkte am 3. und 4. Juni (in Zuflüssen des Neckar und Inn), die durch Starkniederschläge im Nachlauf des großräumigen Geschehens entstanden und eher den Charakter von Sturzfluten hatten.

### 3 Historische und zukünftige Änderung und der Zusammenhang mit anthropogener Klimaerwärmung

#### 3.1 Änderung in Wiederkehrzeiten in Abhängigkeit von der Dauer der Niederschläge

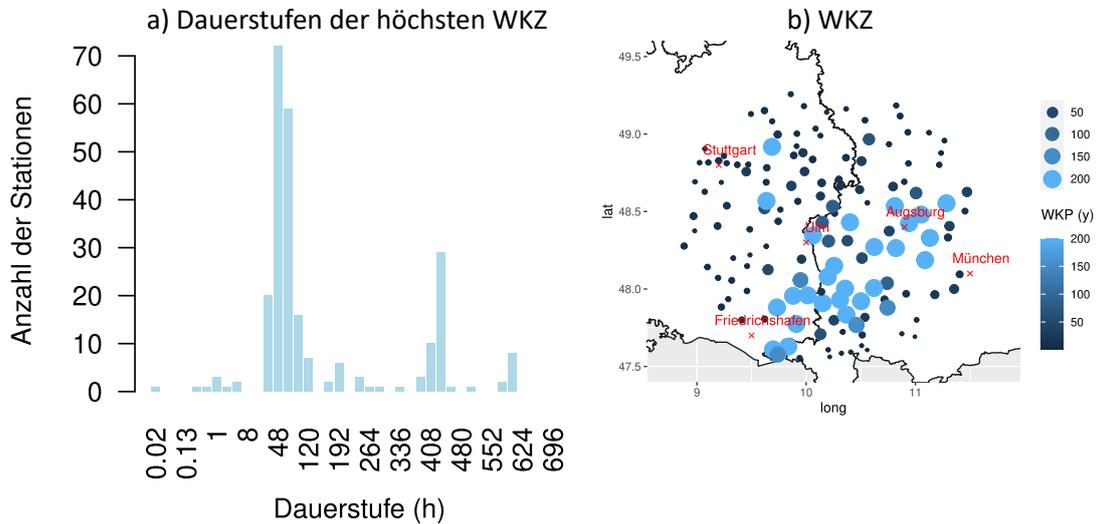
**Ist ein Ereignis dieser Intensität unter Berücksichtigung des Klimawandels häufiger und ändert sich dessen Dauer?**

- Einige wenige Stationen zeigen eine signifikante zeitliche Tendenz dahin gehend, dass sich die Überschreitungswahrscheinlichkeit ändert. Jedoch gibt es zwischen den Stationen große Unterschiede in Stärke und Vorzeichen der Änderung.
- Über die gesamte betrachtete Region und mit der verwendeten Methode kann keine großskalige einheitliche Veränderung in der Statistik extremer Niederschlagsereignisse detektiert werden. Jedoch sind die Wiederkehrzeiten des Ereignisses für einige Stationen sehr hoch (über 200 Jahre).

Das in [Fauer et al. \(2021\)](#) entwickelte statistische Modell ( $d$ -GEV) erfasst die von den Dauerstufen abhängige Verteilung der Jahresmaxima des Niederschlags. Wir nutzen dieses, um an Hand von Niederschlagsmessungen an Wetterstationen des DWD Wiederkehrzeiten für das aktuelle Ereignis zu ermitteln. Zusätzlich können wir aber auch untersuchen, ob sich diese im Laufe der Zeit verändert haben und somit, ob das aktuelle Ereignis wahrscheinlicher geworden ist.

Für jede Station und jede Dauerstufe wurde die Wiederkehrzeit des aktuellen Ereignisses berechnet und jeweils die Dauerstufe mit der höchsten Wiederkehrzeit ermittelt (Abb. 12a). Dies ist ein Maß dafür, auf welcher Zeitskala das Ereignis am extremsten war. An den meisten Stationen war das Ereignis auf einer Dauerstufe von ca. 48 Stunden am extremsten. Der Wert von 48h ist konsistent mit den Werten, die bereits mit dem WEI und der Wavelet-Analyse ermittelt wurden (Abschnitt 1.3). Aber auch auf der deutlich längeren Dauerstufe von ca. 432h (18 Tage) zeigte das aktuelle Ereignis für einige Stationen die höchste Wiederkehrzeit (Abb. 12a). Die maximalen Wiederkehrzeiten (auf der jeweiligen Dauerstufe mit der maximalen Wiederkehrzeit) betragen teilweise weit über 200 Jahre und wurden bei diesem Wert abgeschnitten, da längere Wiederkehrzeiten die Länge der Beobachtungszeitreihen so weit übersteigen, dass sie sehr hohe Unsicherheiten haben (Abb. 12b). Die räumliche Verteilung in Abb. 12b ist konsistent mit den Wiederkehrzeiten aus dem DWD-KOSTRA-Katalog (Abschnitt 1.3, Abb. 4).

## Stationäres Modell



## Vergleich Stationäres Modell mit Trend-Modell

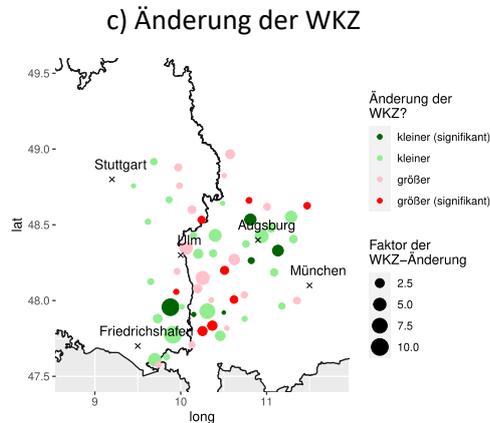


Abbildung 12: **a)** Histogramm der Dauerstufen, auf denen die höchste Wiederkehrzeit (WKZ) auftritt (logarithmische x-Achse). **b)** Wiederkehrzeiten für alle Stationen, abgeschnitten bei 200 Jahren. **c)** Änderungsfaktor der Wiederkehrzeit, wenn der zeitliche Trend im  $d$ -GEV-Modell berücksichtigt wird. Die Farbe zeigt, ob die Berücksichtigung des Trends zu einer Verringerung (grün) oder Erhöhung (rot) der Wiederkehrzeit führt und ob die gefundene Änderung signifikant ist. Die Größe des Kreis zeigt, um welchen Faktor sich die Wiederkehrzeit ändert. Es wurden nur Stationen berücksichtigt, bei denen die Wiederkehrzeit des stationären Modells größer als 20 Jahre ist.

Um die zeitliche Änderung der Verteilung zu erfassen, wird das stationäre  $d$ -GEV-Modell so umformuliert, dass sich der Lokationsparameter und der Skalenparameter in Abhängigkeit von der Zeit (Jahre) linear verändern können (Trend-Modell); für methodische Einzelheiten siehe Anhang B.3. Das Trend-Modell ist somit in der Lage, eine durch den Klimawandel verursachte mögliche Änderung der Überschreitungswahrscheinlichkeit auf vereinfachte Weise abzubilden. Im nächsten Schritt werden die Wiederkehrzeiten zunächst für das stationäre Modell und dann für das Trend-Modell berechnet. Dann wird das Verhältnis aus beiden gebildet (Abb. 12c) und somit die Änderung der Wiederkehrzeit beim Wechsel von einem stationären zu einem Trend-Modell dargestellt.

Von 56 Stationen zeigen 42 keine signifikante Änderung. An den verbleibenden 14 Stationen, an denen die Änderung signifikant ist, nimmt die Wiederkehrzeit beim Modellwechsel an sieben Stationen ab und an neun Stationen zu (Abb. 12c). Außerdem sind die Änderungen der Wiederkehrzeiten bezüglich des Vorzeichens räumlich sehr heterogen. Mit dieser Methode kann also für ein Ereignis mit dieser Intensität in der betrachteten Region keine räumlich kohärente großskalige Änderung gefunden werden.

### 3.2 Probabilistische Attribution

**Wie hoch war die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten eines solchen Niederschlags über 5 Tage? Wie hat der anthropogene Klimawandel diese Wahrscheinlichkeit und die aufgetretene Intensität verändert?**

- Die Wiederkehrzeit eines solchen Niederschlagsereignisses für die Flusseinzugsgebiete von Donau und Neckar beträgt im Mittel 30 Jahre (95 % Konfidenzintervall: 13 bis 720 Jahre).
- Die Wahrscheinlichkeit für ein 30-jähriges Ereignis hat sich um den Faktor 1,4 (0,8 bis 4,4) verändert und der Niederschlag fiel 4 % (-1 % bis +13 %) intensiver aus.
- In der Zukunft für ein 2 °C wärmeres Klima (weitere 0,8 °C wärmer als heute) ist eine weitere Zunahme der Wahrscheinlichkeit um 1,2 (1,2 bis 1,3) und der Intensität um 3 % (2 % bis 4 %) zu erwarten.

Um einzuschätzen, welchen Anteil am aktuellen Ereignis der menschengemachte Klimawandel hat, bedarf es Attributionsstudien. Details dazu finden sich in Anhang B.8. Im Rahmen einer Attributionsstudie des Deutschen Wetterdienstes von Schröter et al. (2024) wurden analog zum hydro-klimatologischen Bericht von Junghänel et al. (2024) die Flusseinzugsgebiete von Donau und Neckar untersucht. Hierbei wurde der gesamte Zeitraum des Ereignisses betrachtet und daher die Niederschlagssumme über 5 Tage vom 30. Mai bis zum 03. Juni untersucht. Auch wenn örtlich die Wiederkehrzeiten von 100 Jahren teilweise deutlich überschritten worden sind, ergibt sich für die Gesamtregion aus den Beobachtungsdaten (HYRAS-DE) nur eine Wiederkehrzeit von 30 Jahren. Dies hat zur Folge, dass die Ergebnisse wesentlich kleinere Unsicherheiten aufweisen als in der vergangenen Studie zu den Niederschlägen in Niedersachsen.

Bei Berücksichtigung der Beobachtungen und der Auswertungen der Klimamodelle ergibt sich am Ende eine Zunahme der Wahrscheinlichkeit um den Faktor 1,4 (0,8 bis 4,4). Die Intensität eines solchen Ereignisses veränderte sich durch den Klimawandel um +4 % (-1 % bis +13 %). Ein großer Anteil der Unsicherheit ist dabei auf die Beobachtungsdaten zurückzuführen.

Mit den Klimamodellen konnte diese Unsicherheit stärker eingegrenzt werden. Als Modelle wurden mehrere Bias-korrigierte, auf 5 km skalierte Regionalmodelle verwendet, die verschiedene Tests bereits vorab im Rahmen der Erstellung eines Ensembles mit dem Bayerischen Landesamt für Umwelt bestanden hatten (siehe auch Zier et al., 2021). Zusätzlich zu dem Ensemble wurden noch das Regionalmodell REMO hinzugefügt, welches vor allem in den Mittelgebirgen schlechter abschnitt, die für die Analyse nicht so relevant waren.

Aus den Beobachtungsdaten alleine geht hervor, dass sich die Wahrscheinlichkeit eines solchen Ereignisses oder eines Ereignisses stärkerer Intensität um den Faktor 1,8 (95 % Konfidenzintervall: 0,5 bis 14,3) verändert hat. Die Klimamodelle alleine (ohne Beobachtungen) zeigen eine Zunahme

der Wahrscheinlichkeit im Vergleich zu einem 1,2 °C kälteren Klima um den Faktor 1,3 (1,3 bis 1,4) und einen Anstieg der Intensität um +4,1 % (2,9 % bis 5,4 %).

Für eine mögliche Zukunft mit einer Klimaerwärmung von 2 °C gibt es keine Beobachtungsdaten, daher sind dort die Konfidenzintervalle wesentlich kleiner. Dort zeigt sich eine weitere Zunahme der Wahrscheinlichkeit für ein solches Ereignis um den Faktor 1,2 (1,2 bis 1,3) und eine Zunahme der Intensität um 3 % (2 % bis 4 %).

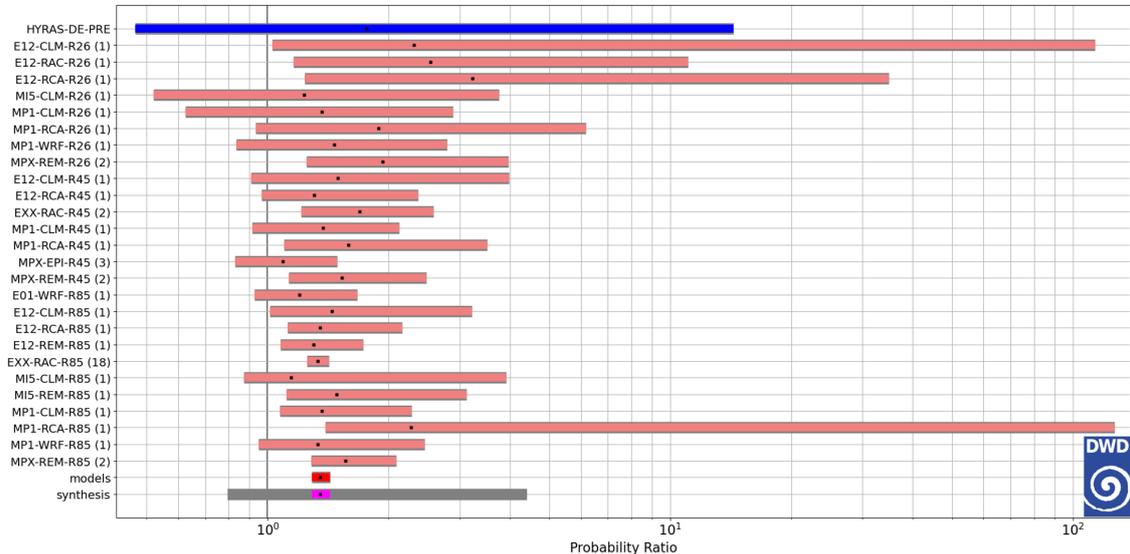


Abbildung 13: Wahrscheinlichkeitsverhältnis für eine fünftägige Niederschlagssumme mit einer Wiederkehrzeit von 30 Jahren im Vergleich zu einem 1,2 °C kälteren Klima. Die blauen Balken stellen die Beobachtungen dar, die hellroten die einzelnen Klimamodelle. In dunkelrot ist die Modellsynthese und in violett die Gesamtsynthese, inklusive der Beobachtungen zu finden. Die grauen zusätzlichen Unsicherheiten in der Gesamtsynthese ergeben sich aus den Unsicherheiten der Beobachtungsdaten.

### 3.3 Bedingte Attribution

**Welche physikalischen Eigenschaften hätte das Ereignis in einem kühleren vorindustriellen Klima gegenüber heute gehabt?**

- In einem vorindustriellen Klima hätte das Ereignis eine geringere räumliche Ausdehnung, ein geringeres Gesamtniederschlagsvolumen und vor allem geringere Niederschlagsintensitäten gehabt. Verantwortlich dafür ist die Änderung der Eigenschaften von Niederschlägen mit niedriger und mäßiger Niederschlagsintensität.
- In einer anderen Studie konnte nur eine leichte Tendenz hin zu länger andauernden Ereignissen gesehen werden, die allerdings nicht signifikant ist.

Wir wollen abschätzen, wie das aktuelle Ereignis in einem vorindustriellen Klima ausgesehen hätte und benutzen hierzu eine Vorgehensweise, die wir “Bedingte-Attribution” nennen. Das bedingte Klimaänderungssignal wurde bereits vom ESTIMR-Team des ClimateMeter (<https://www.climameter.org/20240601-03-southern-germany-floods>) mit Hilfe der Analog-Methode untersucht. Sie analysierten für das aktuelle Ereignis kleinere lokale Klimaänderungssignale. Im Gegensatz zur Analog-Methode verwenden wir ein regionales Klimamodell und simulieren (also: reproduzieren) das Ereignis zum einen unter den beobachteten atmosphärischen Bedingungen, zum anderen unter Bedingungen des vorindustriellen Zeitalters. Die atmosphärischen Bedingungen gehen als Modellrandbedingungen und Anfangsbedingungen in die Simulationen ein (siehe Anhang B.9). Die atmosphärischen Bedingungen der vorindustriellen Zeit haben wir bestimmt, indem wir die atmosphärische Erwärmung seit dieser Zeit vom heutigen Temperaturfeld abgezogen haben. Diese

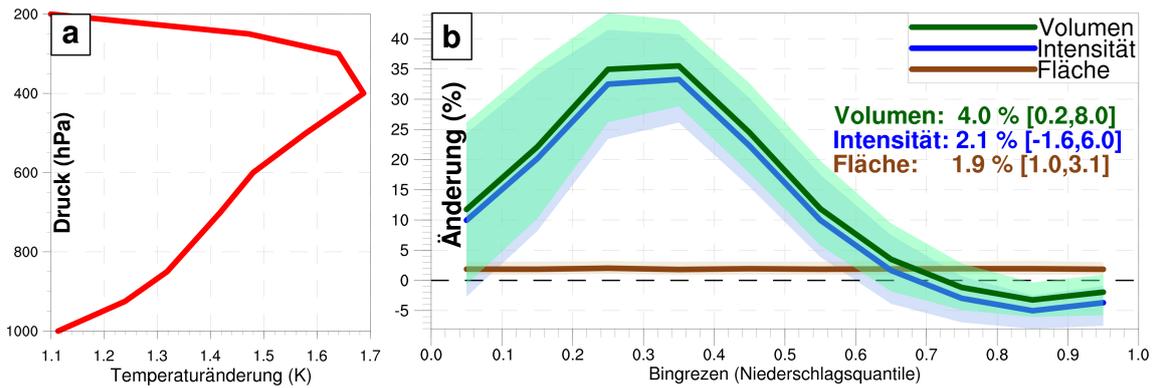


Abbildung 14: (a) Erwärmungsprofil aktuell (2014-2023) minus vorindustriell (1850-1859) und (b) Änderung der Niederschlagsverteilung im heutigen gegenüber dem vorindustriellen Klima für die Periode vom 31. Mai (06 UTC) bis zum 02. Juni 2024 (06 UTC), wie in Abb. 4. Die Bingrenzen werden nach Intensitätsquantil definiert. Die schattierten Bereiche um die Kurven stellen die 95 % Konfidenzintervalle dar; Zahlen an der rechten Seite zeigen die Gesamtänderungen.

Erwärmung ist in Abb. 14a dargestellt. Auf diese Weise können die Auswirkungen der globalen Erwärmung auf das aktuelle Ereignis untersucht und ihre Signifikanz quantifiziert werden.

Die Ergebnisse zeigen eine signifikante Zunahme der Gesamtniederschlagsmenge ("Volumen") um 4 % sowie der räumlichen Ausdehnung (Abb. 14b) durch die Klimaänderung. Eine generelle Zunahme der Niederschlagsintensität ist ebenfalls festzustellen, jedoch ohne statistische Signifikanz. Eine detailliertere Betrachtung zeigt dazu aber deutliche Unterschiede für verschiedene Niederschlagsintensitäten. Diese sind in Abb. 14b als Änderung der jeweiligen Intensität und Niederschlagsmenge ("Volumen") für die einzelnen Anteile der Intensitätsintervalle ("Niederschlagsquantile" von schwach = 0,05 % bis stark = 0,95 %) in der Ereignisregion dargestellt. Die stärksten Niederschläge zeigen geringere Intensitäten und Volumina, während die mittleren und niedrigeren Intensitäten und die damit verbundenen Niederschlagsvolumina deutlich durch die Klimaerwärmung zugenommen haben. Diese Erkenntnisse ermöglichen ein besseres Verständnis der veränderten Eigenschaften des Ereignisses, die zu seiner Außergewöhnlichkeit beitragen: Ereignisregionen mit eher mäßigem Regen haben deutlich (über 30 %) höhere Regenmengen erfahren, und das über einem größeren Gebiet.

Eine Untersuchung mittels Wavelet-Zerlegung wie in Abschnitt 1.3.2 (siehe Abb. 15), bestätigt die gezeigten Änderungen. Insgesamt sind die simulierten Wavelet-Energien denen in RADOLAN-RW sehr ähnlich (vergleiche Abb. 6), allerdings werden in beiden Szenarien deutlich stärkere Intensitäten auf einer Dauerstufe von 8h simuliert. Die Differenzen in Abb. 15 (rechts) bestätigen, dass in einem vorindustriellen Klima das Ereignis weniger Niederschlag auf kleinen Skalen und damit auch Dauerstufen zeigt, während im heutigen Klima die langanhaltenden großräumigen Muster schwächer ausgeprägt sind.

### 3.4 Klimaänderungsstudien

#### Welchen Einfluss haben antropogene Treibhausgasemissionen auf die Eigenschaften extremer Niederschlagsereignisse im Sommer?

- Downscaling-Simulation zeigen keinen signifikanten Änderungen in Bezug auf zeitliche oder räumliche Ausdehnung von Niederschlagsextremen.

Der Einfluss antropogener Treibhausgasemissionen auf dominante Raum- und Zeitskalen wird außerdem Mittels hochauflösender Downscaling-Simulationen untersucht. Methodisch gehen wir auf die mittels Wavelet-Analyse ermittelten dominanten Raum- und Zeitskalen zurück, wie sie in Abschnitt 1.3 gezeigt wurden. In Abb. 7 (rechts) vergleichen wir die mittleren Raum- und Zeitskalen des aktuellen Starkregenereignisses mit denen aus COSMO-CLM-Downscaling Simulationen. Um zu untersuchen, wie antropogene Treibhausgasemission auf ein ähnliches Ereignis im Alpenraum wir-

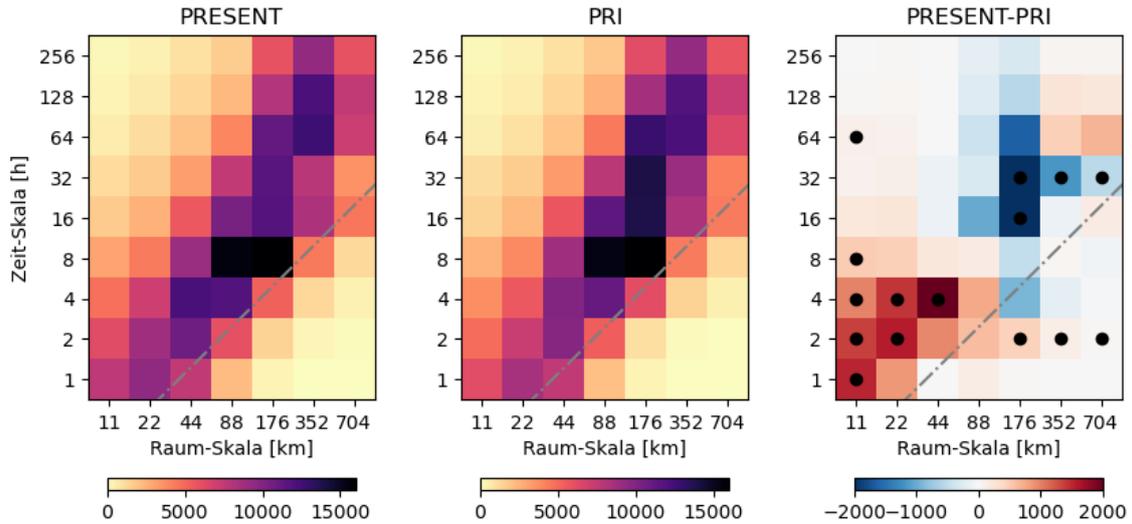


Abbildung 15: Mittlere raum-zeitliche Zusammensetzung der Wavelet-Energien wie in Abb. 6 (rechts). Ensemblemittel der Wavelet-Energien des aktuelle Ereignis in den Simulationen unter aktuellen (PRESENT, links) und vorindustriellen (PRI, mitte) Bedingungen. Die rechte Abbildung zeigt die Differenz, wobei die schwarzen Punkte anzeigen, ob die Differenz der jeweils 17 Ensemble-Simulationen signifikant zum 1 % Fehlerniveau ist. Zur Methode siehe B.5.

ken, nutzen wir COSMO-CLM-Downscaling Simulationen, wie sie in [Caldas-Alvarez et al. \(2023\)](#) vorgestellt werden. Wir vergleichen die Ereignisse in Simulationen mit historischem Antrieb von 1999-2005 (schwarz) sowie mit Antrieben des RCP8.5-Szenario in den Zeiträumen 2041-2050 (dunkelgrau) und 2090-2099 (hellgrau). Das aktuelle Ereignis ist auch im Vergleich zu den simulierten Ereignissen räumlich zeitlich sehr stark ausgeprägt. Einen leichten zeitlichen Trend hin zu länger andauernden räumlich ausgedehnteren Ereignissen innerhalb der COSMO-CLM Simulationen können wir zwar erkennen, allerdings ist dieser nicht signifikant.

## A Anhang: Daten

Niederschlagsinformationen können aus Messungen oder Modellen abgeleitet werden. Erstere können auf verschiedenen Beobachtungssystemen (z. B. Stationen oder Radar) beruhen, zudem sind mehrere abgeleitete Produkte verfügbar (insbesondere Gitterprodukte, die auf verschiedenen Methoden beruhen). Bei den vorliegenden Untersuchungen wurden vor allem Radarprodukte (RADOLAN, [Winterrath et al., 2012](#)) und (RADKLIM, [Winterrath et al., 2018a,b](#)), stationsbasierte Rasterprodukte (HYRAS, [Rauthe et al., 2013](#)) und Reanalysen (ERA5, [Hersbach et al., 2020](#)) verwendet, sowie verschiedene (regionale) Klimamodelle.

Die Radarprodukte RADOLAN und RADKLIM werden verwendet für:

- die Berechnung der Extremitätsindizes (Abschnitt 1.3). Parameter der  $d$ -GEV-Verteilung wurden auf Grundlage des RADKLIM\_RW\_2017.002-Datensatzes von 2001 bis 2022 berechnet (siehe Anhang B.4). Für das untersuchte Ereignis im Juni 2024 wurde hingegen das operationelle RADOLAN-RW Produkt genutzt. Die Qualität des RADKLIM-Produkts ist höher als die des operationellen Produkts, unter anderem weil in der Reanalyse ein deutlich umfangreicheres Stationskollektiv für die Aneichung verwendet wird.
- die Untersuchung der raum-zeitlichen Ausprägung (Abschnitt 1.2)
- die Simulation der Abflussreaktion kleiner Gebiete (Abschnitt 2.2). Für das Ereignis im Juni 2024 wurde das operationelle RADOLAN-RW Produkt genutzt. Die Quantifizierung der Wiederkehrzeiten des Scheitelabflusses basiert auf einer Extremwertanalyse für den Zeitraum von 2001 bis 2022. Zu diesem Zweck wurden jährliche Maximalwerte des Scheitelabflusses unter Nutzung des RADKLIM\_RW\_2017.002 Datensatzes ermittelt und zur Schätzung der Parameter der GEV-Verteilung genutzt.

HYRAS-Niederschlagsdaten wurden verwendet für:

- die Untersuchung Räumlicher Muster zusammenhängender Extremereignisse (Abschnitt 1.2)
- die Analyse der räumlichen Ausdehnung von Jahrhundertniederschlägen (Abschnitt 1.3)
- die probabilistische Attribution (Abschnitt 3.2)

Die DWD-KOSTRA-2020-Wiederkehrstatistik wird verwendet für:

- die Analyse der räumlichen Ausdehnung von Jahrhundertniederschlägen (Abschnitt 1.3)

Die Berechnung der Wahrscheinlichkeit für das Auftreten konvektiver Ereignisse (Abschnitt 1.2) wurde mit 'instability indices' (siehe Anhang B.1) der ERA5-Reanalyse durchgeführt.

Die verwendeten Daten für die nicht-stationäre Extremwertstatistik und Berechnung der Wiederkehrzeiten (Abschnitt 3.1) stammen von DWD-Messstationen und Wupperverband-Messstationen in einem Radius von 100 km um die Koordinaten  $lat=48.4^\circ, lon=10.2^\circ$ .

Die Hochwasserrekorde (Abschnitt 2.1) wurden anhand von 455 Pegeln in Bayern und 177 in Baden-Württemberg im Zeitraum von 1925 bis 2024 analysiert. Die Anzahl der verfügbaren Daten bzw. Pegeln variiert von Jahr zu Jahr. Es wurden Pegel ausgewählt, die mindestens 30 Jahre Zeitreihe täglicher Abflusswerte seit 1994 haben.

Regionale Klimamodelle (RCM) wurden verwendet für:

- die raum-zeitliche Ausprägung vergleichbarer Starkregenereignisse aus den COSMO-CLM-Downscaling-Simulationen ([Caldas-Alvarez et al., 2023](#)) (Abschnitt 1.3). Für die Klimasimulationen wird ein historischen Antrieb sowie das RCP 8.5 Szenario in den Zeiträumen 2041-2050 und 2090-2099 verwendet (Abschnitt 3.4).

- für die probabilistische Attribution (Abschnitt 3.2) wurden verschiedene regionale Klimamodelle (RCM) des EURO-CORDEX Ensembles ([World Climate Research Programme, 2015](#)) verwendet, welche auf der 5. Generation der Globalmodelle basieren. Die Läufe setzen sich aus den historical-Läufen der Vergangenheit und verschiedenen Zukunftsszenarien zusammen. Die regionalen Klimamodelle wurden am DWD bereits vorverarbeitet, auf 5 km herunter skaliert und multivariat bias-adjustiert ([Krähenmann et al., 2021](#)). Alle hier ausgewählten regionalen Klimaprojektionen haben eine Plausibilitätsprüfung speziell für die Region Bayern bestanden. ([Zier et al., 2021](#)) Ausgenommen davon ist ein 16er-Ensemble (KNMI-EC-EARTH-KNMI-RACMO22E) mit einer 0,125° Auflösung, welches vom KNMI Climate Explorer zur Verfügung gestellt wurde. Zusätzlich wurden drei Ensemblemember eingeschlossen, bei denen mit dem statistischen Downscalingverfahren EPISODES ([Kreienkamp et al., 2019](#)) das Globalmodell MPI-M-MPI-ESM-LR herunter skaliert wurde.

Für das bedingte Attributions-Experiment (Abschnitt 3.3) wird die ERA5-Reanalyse ([Hersbach et al., 2020](#)) als Basis für das dynamische Herunterskalieren verwendet. Das Erwärmungssignal seit der vorindustriellen Periode (1850–1859 gegenüber 2014–2023) wird auf Basis von 17 Globalmodellen (siehe [Caldas-Alvarez et al., 2022](#)) des CMIP6-Projekts ([O’Neill et al., 2016](#)) gerechnet. Dieses wird von der ERA5-Reanalyse für das zweite Herunterskalieren abgezogen.

## B Anhang: Methoden

### B.1 Konvektive Anteile am Ereignis: Downscaling von ERA5 mittels Klassifizierung von CatRaRE-typischen konvektiven Wetterlagen

Die Methodik wurde ursprünglich durch die Frage nach dem Einfluss der globalen Erwärmung auf die Häufigkeit impaktrelevanter Starkregenereignisse motiviert. Die Antwort auf diese Frage verlangt eine Brücke zu den globalen grobskaligen Klimamodellen, welche mittels Wetterlagenklassifikation geschlagen wurde ([Bürger and Heistermann, 2023](#)). Um die Klassifikationsmodelle zu trainieren, wurde der vom DWD erstellte radargestützte Katalog von Starkniederschlagsereignissen verwendet (CatRaRE [Lengfeld et al., 2021](#)). Aus diesem Katalog wurden alle Starkniederschlagsereignisse berücksichtigt, welche innerhalb der Sommermonate auftraten und ihre maximale Extremität auf einer Dauerstufe von neun Stunden oder weniger entfalteten. Die ursprünglich rein binäre Klassifikation (Ereignis in Deutschland: ja oder nein?) wurde auf vier regionale Klassen erweitert: das Auftreten von Ereignissen im Norden (‘N’), im Süden (‘S’), in ganz Deutschland (‘1’) oder nirgendwo (‘0’). Die 0-Klasse (kein Ereignis) ist in der langjährigen Klimatologie naturgemäß dominant, und die Klassen 1, N, und S sind mit 3 %, 7 % und 15 % vertreten. Als ”convective environment” verwenden wir die atmosphärischen Variablen *cape*, *cin*, *div*, *vort*, *cp*, *tcwv* (für Details hierzu siehe: [Erläuterungen des ECMWF zu Instabilitätsindizes](#)), welche für die ERA5-Gitterpunkte auch in hinreichend feiner Auflösung zur Verfügung stehen. Für die anvisierte Anwendung auf die CMIP6 Projektionen müssen diese allerdings auf deren relativ grosse Gitterzellen aggregiert werden, in denen konvektive Prozesse zwar nicht mehr darstellbar sind, die aber als Klassifikator durchaus sinnvoll bleiben. Die verwendeten deep learning Klassifikatoren wurden ursprünglich für Bilderkennung angewandt. Die 3 Farbkanäle wurden für ERA5 durch die 6 Variablen des convective environment ersetzt.

### B.2 Räumliche Muster zusammenhängender Extremereignisse

Um räumlich zusammenhängende Muster von Extremniederschlägen zu identifizieren, folgen [Cooley and Thibaud \(2019\)](#) und [Szemkus and Friederichs \(2024\)](#). Der Ansatz stellt eine der prinzipialen Komponentenanalyse verwandte Methode dar, wie sie zum Beispiel zur Identifikation von Telekonnectionen in der Atmosphäre verwendet wird. Hier analysieren wir jedoch nicht die räumlichen Kovarianzen oder Korrelationen sondern ein Maß für speziell den Zusammenhang der Extremereignisse.

Die täglichen HYRAS Niederschläge (Mai-August 1931–2024) werden zunächst vom Jahresgang bereinigt und anschließend an jedem Gitterpunkt auf die einheitliche statistische Verteilung ( $\alpha$ -Fréchet) gebracht. Für jedes Paar von Gitterpunkten in Deutschland wird dann ein Maß für die

Abhängigkeit zwischen Extremereignissen an den beiden Orten geschätzt. Um die Anhängigkeit nur für extreme Ereignisse zu erfassen, werden zur Schätzung nur Zeitpunkte berücksichtigt, zu denen die transformierten Niederschläge an beiden Orten in den obersten 1 % der jeweiligen Verteilung liegen. Das Ergebnis ist eine der Korrelationsmatrix ähnliche  $N \times N$  Matrix (für  $N$  Gitterpunkte) der extremen Abhängigkeiten, die als TPDM (“Tail Pairwise Dependence Matrix”) bezeichnet wird. Die Eigenvektoren der TPDM repräsentieren räumliche Variationsmuster mit Regionen, in denen Extremniederschläge bevorzugt gemeinsam auftreten (Abb. 2 oben).

Der Eigenwert  $\lambda_i$  gibt dabei an, welchen Anteil das Muster  $i$  an der gesamten Variabilität der (standardisierten) Extremereignisse hat. Die Projektion des  $i$ -ten Musters auf die standardisierten Daten ergibt eine Zeitreihe  $\eta_i(t)$  der  $i$ -ten Prinzipalen Komponente, welche angibt wie stark Muster  $i$  zum Zeitpunkt  $t$  vertreten ist (grüne Zeitreihe in Abb. 2). Die Gesamtvariabilität der ersten zehn Muster fassen wir zum “Extremal Pattern Index” (EPI, Szemkus and Friederichs (2024), graue Zeitreihe in Abb. 2) zusammen:

$$\text{EPI}(t) = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^{10} \eta_i(t)^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^{10} \lambda_i^2}} \quad (1)$$

Die Normalisierung mit den Eigenwerten erlaubt Vergleiche zwischen Datensätzen mit unterschiedlicher Gesamtvariabilität, zum Beispiel wenn unterschiedliche Regionen oder verschiedene räumliche Gitter benutzt werden. .

### B.3 Nicht-stationäre Extremwertstatistik und Wiederkehrzeiten

Das statistische Modell mit der dauerstufenabhängigen generalisierten Extremwertverteilung ( $d$ -GEV) aus Abschnitt 3.1 verwendet flexible Intensitäts-Dauer-Häufigkeitsbeziehungen (IDF) (Fauer et al., 2021) mit insgesamt sieben Parametern. Von den 3 Standardparametern der GEV, Lokation, Skala und Form, sind die ersten beiden eine Funktion der Dauerstufe  $d$ . So ergibt sich die Gesamtzahl von sieben Parametern, wobei der Lokationsparameter durch einen skalierten Lokationsparameter ersetzt wurde (Koutsoyiannis et al., 1998; Fauer and Rust, 2023).

Für den Vergleich der beiden Modelle wurde erst ein solches stationäres Modell mit sieben Parametern erstellt. In einem zweiten Schritt wurde ein Trend-Modell mit neun Parametern erstellt. Die zwei zusätzlichen Parameter ermöglichen, dass der Lokationsparameter und der Skalenparameter abhängig sind von der Kovariate Zeit (in Jahren), ähnlich zu Fauer and Rust (2023). Die Koeffizienten, die den Trend der beiden  $d$ -GEV-Parameter beschreiben, wurden mit einem t-Test auf Signifikanz überprüft (Signifikanzniveau: 5 %). Auf diese Weise gibt es insgesamt zwei Modelle: Das erste berücksichtigt den Klimawandel nicht (stationär) und das zweite bezieht den Klimawandel auf sehr vereinfachte Weise mit ein (Trend).

Stationen, bei denen die Schätzung der Verteilungsparameter nicht konvergierte, wurden aus der Analyse ausgeschlossen.

### B.4 Extremitätsindizes für den Ereignisniederschlag

Die Berechnung des Weather Extremity Index nach (WEI, Müller and Kaspar, 2014) und des skalenübergreifenden Weather Extremity Index (xWEI) sowie die konzeptionellen Unterschiede zwischen beiden Indizes sind in Voit and Heistermann (2022) beschrieben. Die Identifizierung, Katalogisierung und das Ranking der Starkniederschlagsereignisse erfolgt nach Voit and Heistermann (2024). Zwischen 2001 und 2022 wurden zu diesem Zweck stündliche radargestützte Niederschlagsschätzungen aus dem RADKLIM\_RW\_2017.002 Datensatz des DWD verwendet (Winterrath et al., 2018a,b).

Der WEI beziffert den maximalen Wert von  $E_{tA}$  über alle betrachteten Flächenausdehnungen (x-Achse von Abb. 8) und Dauerstufen (farbige Kurven in Abb. 8). Der xWEI hingegen berücksichtigt die *Fläche unter allen Kurven* und stellt somit ein Maß für die Extremität eines Ereignis über unterschiedliche Raum- und Zeitskalen hinweg dar.

Der Berechnung von WEI und xWEI liegt eine pixelbasierte Extremwertanalyse zugrunde. Die dazu erforderlichen Parameter der  $d$ -GEV-Verteilung wurden auf Grundlage des RADKLIM-

Datensatzes von 2001 bis 2022 berechnet. Details zur Berechnung der  $d$ -GEV-Parameter sind in [Koutsoyiannis et al. \(1998\)](#) zu finden.

Die Ereignisdetektion basiert auf einem automatisierten Clusteringverfahren. Es hängt u.a. von den Clustering-Parametern ab, ob dieses Verfahren Niederschlagsstrukturen, die in Raum und Zeit eng beieinander liegen, tatsächlich zu einem kohärenten Ereignis zusammenfasst. Dies wiederum bedingt dann maßgeblich die WEI und xWEI-Werte der resultierenden Ereignisse und beeinflusst damit ihr Ranking.

## B.5 Untersuchung der Raum-Zeitlichen Ausprägung (Diskrete Wavelet Transformation)

Unser Untersuchungsgebiet erstreckt sich über eine geographische Länge von  $7.429^\circ$  bis  $13.906^\circ$  und eine geographische Breiten von  $47.120^\circ$  bis  $49.297^\circ$ , was  $250 \times 500$  Gitterpunkten entspricht. Wir dämpfen die Niederschlagswerte an den äußeren 25 Gitterpunkten in Nord-Süd-Richtung und 50 in Nord-Ost-Richtung linear auf Null. Der Untersuchungszeitraum beträgt 2024-05-30 bis 2024-06-04. Hier dämpfen wir die äußersten 10 Zeitschritte linear auf Null.

Für eine Einführung in die diskrete Wavelet-Transformation empfehlen wir die Standardwerke [Daubechies \(1992\)](#) und [Mallat \(1999\)](#). Hier wird das komplexe Dual-Tree-Wavelet verwendet (siehe [Kingsbury, 1998](#)), welches sich bereits als geeignet zur Darstellung von Niederschlag erwiesen hat (siehe z.B. [Brune et al., 2021](#); [Buschow, 2023](#)). Wir verwenden hier den quadrierten Wavelet-Koeffizienten (Wavelet-Energie) in einer (zeitliche Transformation), zwei (räumliche Transformation) und drei (Raum-Zeitliche Transformation) Dimensionen. Die Wavelet-Koeffizienten berechnen wir mit:

$$d(m, n) = \langle h(t) \psi^{m,n}(t) \rangle_t \quad (2)$$

$$d^k(p, q) = \langle g(x, y) \psi^{p,q,k}(x, y) \rangle_{x,y} \quad (3)$$

$$d^k(p, q, m, n) = \langle f(t, x, y) \psi^{m,n}(t) \psi^{p,q,k}(x, y) \rangle_{t,x,y}, \quad (4)$$

wobei  $\psi$  die Wavelet-Basisfunktion darstellt und  $\langle \rangle$  ein Skalarprodukt bezeichnet.

## B.6 Analyse von Hochwasserrekorden

Die Hochwasserrekorde wurden anhand von 455 Pegeln in Bayern und 177 in Baden-Württemberg im Zeitraum von 1925 bis 2024 analysiert. Die Anzahl der verfügbaren Daten bzw. Pegeln variiert von Jahr zu Jahr. Es wurden Pegel ausgewählt, die mindestens 30 Jahre Zeitreihe täglicher Abflusswerte seit 1994 haben. Für jede verfügbare Zeitreihe wurden maximale jährliche Ablüsse für das hydrologische Jahr (1. November - 30. Oktober) extrahiert. Die Rekorde wurden detektiert, falls im jeweiligen Jahr das bisherige Rekord übertroffen wurde. Die Rekordanomalie ( $R_{anom}$ ) in dem jeweiligen Jahr wurde nach [Lehmann et al. \(2015\)](#) wie folgt berechnet.

$$R_{anom} = \frac{R_{obs} - R_{stat}}{R_{stat}} \times 100\% \quad (5)$$

$$R_{stat} = \sum_{p=1}^P 1/N \quad (6)$$

$R_{stat}$  ist die erwartete Anzahl an Rekorden im jeweiligen Jahr bei der verfügbaren Anzahl der Pegel  $P$ .  $N$  ist dabei die Anzahl der verfügbaren Jahresmaxima in der jeweiligen Pegelabflusszeitreihe bis zu dem jeweiligen Jahr. D.h. die Pegelzeitreihen können unterschiedliche Start- und Endkalenderjahre haben und demzufolge unterschiedlich lang sein. Durch die Normierung der Anomalie auf die Anzahl der verfügbaren Zeitreihen im jeweiligen Jahr, spielt die unterschiedliche Anzahl der Pegel im Untersuchungszeitraum keine Rolle. Die erwartete Anzahl an Rekorden geht von einem stationären Prozess aus. Um die statistische Signifikanz vom Trend der Rekordanomalien zu testen, wurde das 95% Konfidenzintervall der Rekordanomalien für das stationäre Modell ermittelt. Dafür wurden 5000 Bootstrap Permutationen der Jahresmaxima durchgeführt und die Rekordanomalien berechnet.

## B.7 Modellierung der Abflussreaktion kleiner Gebiete

Die Modellierung der Abflussreaktion erfolgt gemäß [Voit and Heistermann \(2024\)](#) mit Hilfe eines Modells, welches die effiziente Simulation der Direktabflussantwort für kleine Einzugsgebiete ( $< 750 \text{ km}^2$ ) ermöglicht. Das Modell kombiniert die Berechnung der Abflussbildung nach dem SCS-CN-Verfahren (Soil Conservation Service - Curve number) mit der Modellierung der Abflusskonzentration mit Hilfe des Geomorphic Instant Unit Hydrograph (GIUH). Es wurde insbesondere für die effiziente Simulation von Sturzfluten entwickelt und verliert zunehmend an Gültigkeit, wenn größere Gebiete und ein längerfristiges Abflussgeschehen betrachtet werden. Die Ergebnisse für das Ereignis im Juni 2024 sind daher mit Vorsicht zu betrachten, da die Abflussreaktion in weiten Teilen der betroffenen Region von einem Niederschlag dominiert wurde, der seine größte Extremität auf einer Dauerstufe von 48 Stunden entwickelte.

Die Quantifizierung der Wiederkehrzeiten des Scheitelabflusses basiert auf einer Extremwertanalyse für den Zeitraum von 2001 bis 2022. Zu diesem Zweck wurden jährliche Maximalwerte des Scheitelabflusses unter Nutzung des RADKLIM\_RW\_2017.002 Datensatzes des DWD ([Winterrath et al., 2018a,b](#)) ermittelt und zur Schätzung der Parameter der GEV-Verteilung genutzt. Es liegt auf der Hand, dass diese Parameterschätzung aufgrund der Kürze der Zeitreihe (22 Jahre) mit erheblichen Unsicherheiten verbunden ist. Die dargestellten Wiederkehrzeiten sollen in diesem Kontext zwar einen kohärenten Eindruck der Gebietsreaktion in der betroffenen Region vermitteln, dürfen jedoch aufgrund der Unsicherheiten nicht überinterpretiert werden. Im Vergleich zur langjährigen Extremwertstatistik an Abflusspegeln sind unter Umständen beträchtliche Unterschiede zu erwarten.

## B.8 Probabilistische Attribution

Für die probabilistische Attribution wird die Methodik von [Philip et al. \(2020\)](#) verwendet, die auch in der DWD-Studie von [Schröter et al. \(2024\)](#) kurz erläutert wird.

Zu Beginn der Studie wird zuerst das Ereignis definiert. Das betrifft zum einen die räumliche Ausdehnung, die zeitliche Andauer des Ereignisses und ob das Ereignis nur im Verhältnis zu einer Jahreszeit untersucht werden soll oder ob das Ereignis über das gesamte Jahr interessant ist.

Nach der genauen Definition des Ereignisses werden zuerst die Beobachtungsdaten untersucht. Dort wird zuerst ein laufendes Mittel über die gewählte zeitliche Andauer gebildet und anschließend Blockmaxima über ein Jahr oder die gewählte Jahreszeit gebildet. Aus diesen Blockmaxima lässt sich dann eine Generalisierte Extremwertverteilung (kurz: GEV) schätzen. Um den Trend besser zu untersuchen, fließt neben den drei Parametern  $\mu, \sigma, \xi$  in diese Schätzung allerdings noch die über 4 Jahre tiefpassgefilterte globale Mitteltemperatur  $T'$  als Kovariate ein. Dadurch ergibt sich für die Verteilung die folgende Gleichung:

$$P(x) = \exp \left\{ - \left[ 1 + \xi \frac{x - \mu_0 \exp\left(\frac{\alpha T'}{\mu_0}\right)}{\sigma_0 \exp\left(\frac{\alpha T'}{\mu_0}\right)} \right]^{-\frac{1}{\xi}} \right\} \quad (7)$$

Aus dieser Verteilung lässt sich für die aktuelle Mitteltemperatur schließlich eine Wiederkehrzeit  $T$  ermitteln. In den Klimamodellen wird dann ebenfalls die GEV geschätzt, nur wird dieses Mal die Intensität  $x$  ermittelt, bei der innerhalb des Klimamodells die Wiederkehrzeit  $T$  überschritten beziehungsweise die Überschreitungswahrscheinlichkeit  $p$  unterschritten wird. Die Intensität  $x$  wird dann verwendet, um zu schätzen, wie hoch die Wiederkehrzeit in einem kälteren oder wärmeren Klima ist. Alternativ lässt sich auch schätzen, wie hoch die Intensität bei der gleichen Überschreitungswahrscheinlichkeit in der Vergangenheit ist. Aus dem Ergebnis lassen sich zwei Größen bestimmen: Das Wahrscheinlichkeitsverhältnis  $PR$  (Probability Ratio), welches beschreibt, um welchen Faktor sich die Wahrscheinlichkeit für ein solches Ereignis verändert hat, und die Differenz in der Intensität  $\Delta I$  (in Prozent) zwischen dem aktuellen und einem vergangenen oder zukünftigen Klima. Die beiden Größen werden folgendermaßen bestimmt:

$$PR_{kalt} = \frac{p_{heute}}{p_{-1,2^\circ C}} \quad (8)$$

$$PR_{warm} = \frac{p_{+0,8^\circ}}{p_{heute}} \quad (9)$$

$$\Delta I = \exp \left[ \frac{\alpha(T_1 - T_0)}{\mu_0} \right] - 1 \quad (10)$$

Um die Unsicherheit der jeweiligen Modelle zu bestimmen, wird ein 1000-facher Bootstrap durchgeführt. Final werden dann schließlich die Ergebnisse aus den Beobachtungen und den Klimamodellen zu einer Endaussage, der sogenannten Synthese, kombiniert.

## B.9 Bedingte Attribution

Das bedingte Attributions-Experiment wird nach [Caldas-Alvarez et al. \(2022\)](#) durchgeführt; hier folgt eine abgekürzte Beschreibung. Erst wird das Ereignis in einem 17-Member-Ensemble von der ERA5-Reanalyse ([Hersbach et al., 2020](#)) auf eine  $0,11^\circ$ -Auflösung dynamisch herunterskaliert. Das Klimamodell ist das COSMO-CLIM ([Rockel et al., 2008](#)) und das Ensemble wird durch das Domain-Shift-Verfahren (z.B. [Rezacova et al., 2009](#); [Noyelle et al., 2019](#)) erzeugt. Als zweiter Schritt wird das CMIP6 ([O’Neill et al., 2016](#)) Erwärmungssignal seit der vorindustriellen Periode, hier 1850–1859 gegenüber 2014–2023 (über dem  $0.11^\circ$  Bereich) gerechnet (Abb. 14a) und von der ERA5 Reanalyse abgezogen. Die angepasste ERA5 Reanalyse wird dann auch herunterskaliert, um das Ereignis in einem repräsentativen vorindustriellen Klima zu simulieren. Der Analysezeitraum umfasst die 48 h von 31. Mai 06 UTC bis 02. Juni 06 UTC, wie in Abb. 4. Die Analyse wird über einem Gebiet von  $46\text{--}50^\circ\text{N}$  und  $8\text{--}14^\circ\text{E}$  durchgeführt, umfasst alle Gitterpunkte des Ereignisses innerhalb dieses Gebiets und besteht aus einem Vergleich der Niederschlagsintensitätsverteilungen der Ensembles zwischen den heutigen und vorindustriellen Klimas.

## Literatur

- Ban, N., , and co authors (2021). The first multi-model ensemble of regional climate simulations at kilometer-scale resolution, part i: evaluation of precipitation. *Climate Dynamics*.
- Brune, S., Buschow, S., and Friederichs, P. (2021). The local wavelet-based organization index – Quantification, localization and classification of convective organization from radar and satellite data. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 147(736):1853–1872.
- Buschow, S. (2023). Tropical convection in ERA5 has partly shifted from parameterized to resolved. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, page qj.4604.
- BWK (2024). Auszüge aus der Berliner Wetterkarte vom 28.05.2024 bis 09.06.2024 zur Wetterlage, die zu Hochwasser im Süden Deutschlands geführt hat, für die Untersuchung dieser Hochwasserlage im Rahmen des BMBF-Projektes ClimXtreme. *Berliner Wetterkarte*, 29/24 SO 19/24. [https://www.berliner-wetterkarte.de/Beilagen/2024/Hochwasserlage\\_Mai-Juni\\_2024.pdf](https://www.berliner-wetterkarte.de/Beilagen/2024/Hochwasserlage_Mai-Juni_2024.pdf).
- Bürger, G. and Heistermann, M. (2023). Shallow and deep learning of extreme rainfall events from convective atmospheres. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 23(9):3065–3077. Publisher: Copernicus GmbH.
- Caldas-Alvarez, A., Augenstein, M., Ayzel, G., Barfus, K., Cherian, R., Dillenardt, L., Fauer, F., Feldmann, H., Heistermann, M., Karwat, A., Kaspar, F., Kreibich, H., Lucio-Eceiza, E. E., Meredith, E. P., Mohr, S., Niermann, D., Pfahl, S., Ruff, F., Rust, H. W., Schoppa, L., Schwitalla, T., Steidl, S., Thielen, A. H., Tradowsky, J. S., Wulfmeyer, V., and Quaas, J. (2022). Meteorological, impact and climate perspectives of the 29 June 2017 heavy precipitation event in the Berlin metropolitan area. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 22(11):3701–3724.
- Caldas-Alvarez, A., Feldmann, H., Lucio-Eceiza, E., and Pinto, J. G. (2023). Convection-parameterized and convection-permitting modelling of heavy precipitation in decadal simulations of the greater Alpine region with COSMO-CLM. *Weather and Climate Dynamics*, 4(2):543–565. <https://wcd.copernicus.org/articles/4/543/2023/>.
- Cooley, D. and Thibaud, E. (2019). Decompositions of dependence for high-dimensional extremes. *Biometrika*, 106(3):587–604.
- Daubechies, I. (1992). *Ten lectures on wavelets*. Number 61 in CBMS-NSF regional conference series in applied mathematics. Society for Industrial and Applied Mathematics, Philadelphia, Pa.
- Fauer, F. S. and Rust, H. W. (2023). Non-stationary large-scale statistics of precipitation extremes in central europe. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*.
- Fauer, F. S., Ulrich, J., Jurado, O. E., and Rust, H. W. (2021). Flexible and consistent quantile estimation for intensity–duration–frequency curves. *Hydrology and Earth System Sciences*, 25(12):6479–6494.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., et al. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730):1999–2049.
- Junghänel, T., Deutschländer, T., Rauthe, M., Rauthe-Schöch, A., Kaspar, F., Kunert, L., Ostermüller, J., Walawender, E., Ziese, M., Bissolli, P., Daßler, J., Molé, F.-J., and Ullrich, R. (2024). Hydro-klimatologische Einordnung der Stark- und Dauerniederschläge im Süden Deutschlands vom 30. mai bis 03. juni 2024. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*. [https://www.dwd.de/DE/leistungen/besondereereignisse/niederschlag/20240610\\_hydroklimatologische\\_einordnung\\_starkniederschlag%3%A4ge\\_sueddeutschland.pdf.html](https://www.dwd.de/DE/leistungen/besondereereignisse/niederschlag/20240610_hydroklimatologische_einordnung_starkniederschlag%3%A4ge_sueddeutschland.pdf.html).
- Kingsbury, N. G. (1998). The dual-tree complex wavelet transform: A new efficient tool for image restoration and enhancement. *9th European Signal Processing Conference (EUSIPCO 1998)*, pages 1–4. <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:20153179>.

- Koutsoyiannis, D., Kozonis, D., and Manetas, A. (1998). A mathematical framework for studying rainfall intensity-duration-frequency relationships. *Journal of hydrology*, 206(1-2):118–135. Publisher: Elsevier.
- Kreibich, H., Loon, A. V., Schröter, K., Ward, P., Mazzoleni, M., Sairam, N., Abeshu, G., Agafonova, S., AghaKouchak, A., Aksoy, H., Alvarez-Garreton, C., Aznar, B., Balkhi, L., Barendrecht, M., Biancamaria, S., Bos-Burgering, L., Bradley, C., Budiyo, Y., Buytaert, W., Capewell, L., Carlson, H., Cavus, Y., Couasnon, A., Coxon, G., Daliakopoulos, I., de Ruiter, M., Delus, C., Erfurt, M., Esposito, G., François, D., Frappart, F., Freer, J., Frolova, N., Gain, A., Grillakis, M., Grima, J., Guzmán, D., Huning, L., Ionita, M., Kharlamov, M., Khoi, D., Kieboom, N., Kireeva, M., Koutroulis, A., Lavado-Casimiro, W., Li, H.-Y., LLasat, M., Macdonald, D., Mård, J., Mathew-Richards, H., McKenzie, A., Mejia, A., Mendiondo, E., Mens, M., Mobini, S., Mohor, G., Nagavciuc, V., Ngo-Duc, T., Huynh, T. T. N., Nhi, P., Petrucci, O., Nguyen, H., Quintana-Seguí, P., Razavi, S., Ridolfi, E., Riegel, J., Sadik, M., Savelli, E., Sazonov, A., Sharma, S., Sørensen, J., Souza, F. A., Stahl, K., Steinhausen, M., Stoelzle, M., Szalińska, W., Tang, Q., Tian, F., Tokarczyk, T., Tovar, C., Tran, T., Huijgevoort, M. V., van Vliet, M., Vorogushyn, S., Wagener, T., Wang, Y., Wendt, D., Wickham, E., Yang, L., Zambrano-Bigiarini, M., Blöschl, G., and Baldassarre, G. D. (2022). The challenge of unprecedented floods and droughts in risk management. *Nature*, 608.
- Kreienkamp, F., Paxian, A., Früh, B., Lorenz, P., and Matulla, C. (2019). Evaluation of the empirical-statistical downscaling method EPISODES. *Clim. Dyn.*, 52:991–1026.
- Krähenmann, S., Walter, A., and Klippel, L. (2021). Statistische Aufbereitung von Klimaprojektionen: Downscaling und multivariate Bias-Adjustierung – im Rahmen des BMVI-Expertennetzwerkes entwickelte Verfahren zum Postprocessing von Klimamodelldaten. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, 254.
- Lehmann, J., Coumou, D., and Frieler, K. (2015). Increased record-breaking precipitation events under global warming. *Climatic Change*, 132:501–515.
- Lengfeld, K., Walawender, E., Winterrath, T., Weigl, E., and Becker, A. (2021). CatRaRE\_w3-eta\_v2021.01: Catalogues of heavy precipitation events exceeding DWD’s warning level 3 for severe weather based on RADKLIM-RW Version 2017.002: Parameter and polygons of heavy precipitation events in Germany. Artwork Size: approx. 20 MB (csv-File and zipped gdb-Files) Medium: csv und gdb-Files Pages: approx. 20 MB (csv-File and zipped gdb-Files).
- Macdonald, E., Merz, B., Guse, B., Nguyen, V. D., Guan, X., and Vorogushyn, S. (2024). What controls the tail behaviour of flood series: rainfall or runoff generation? *Hydrology and Earth System Sciences*, 28:833–850.
- Mallat, S. (1999). *A wavelet tour of signal processing (2. ed.)*. Academic Press.
- Mohr, S., Daniell, D., Ehret, U., Küpfer, K., Ludwig, P., Mühr, B., Rosenberg, S., Schäfer, A., Wilhelm, J., and Kunz, M. (2024). CEDIM Forensic Disaster Analysis (FDA) Group ”Außergewöhnliche Niederschläge und Hochwasser in Süddeutschland im Juni 2024”. Center for Disaster Management and Risk Reduction Technology, Karlsruhe, Germany. doi: 10.5445/IR/1000171441.
- Müller, M. and Kaspar, M. (2014). Event-adjusted evaluation of weather and climate extremes. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14(2):473–483. Publisher: Copernicus GmbH.
- Noyelle, R., Ulbrich, U., Becker, N., and Meredith, E. P. (2019). Assessing the impact of sea surface temperatures on a simulated medicane using ensemble simulations. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 19(4):941–955.
- O’Neill, B. C., Tebaldi, C., Vuuren, D. P. v., Eyring, V., Friedlingstein, P., Hurtt, G., Knutti, R., Kriegler, E., Lamarque, J.-F., Lowe, J., et al. (2016). The scenario model intercomparison project (ScenarioMIP) for CMIP6. *Geoscientific Model Development*, 9(9):3461–3482.

- Philip, S., Kew, S., van Oldenborgh, G. J., Otto, F., Vautard, R., van der Wiel, K., King, A., Lott, F., Arrighi, J., Singh, R., and van Aalst, M. (2020). A protocol for probabilistic extreme event attribution analyses. *Advances in Statistical Climatology, Meteorology and Oceanography*, 6(2):177–203.
- Pichelli, E. and co authors (2021). The first multi-model ensemble of regional climate simulations at kilometer-scale resolution part 2: historical and future simulations of precipitation. *Climate Dynamics*.
- Rauthe, M., Steiner, H., Riediger, U., Mazurkiewicz, A., and Gratzki, A. (2013). A central european precipitation climatology – part i: Generation and validation of a high-resolution gridded daily data set (hyras). *Meteorologische Zeitschrift*, 22(3):235–256. Publisher: DMG.
- Rezacova, D., Zacharov, P., and Sokol, Z. (2009). Uncertainty in the area-related qpf for heavy convective precipitation. *Atmospheric research*, 93(1-3):238–246.
- Robinson, A., Lehmann, J., Barriopedro, D., Rahmstorf, S., and Coumou, D. (2021). Increasing heat and rainfall extremes now far outside the historical climate. *npj Climate and Atmospheric Science*, 4:45.
- Rockel, B., Will, A., and Hense, A. (2008). The regional climate model COSMO-CLM (CCLM). *Meteorol. Z.*, 17(4):347–348.
- Schröter, J., Knauf, J., Tivig, M., Lorenz, P., Sauerbrei, R., and Kreienkamp, F. (2024). Attributionsstudie zu den Niederschlagsereignissen in Süddeutschland - Mai-Juni 2024. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*.
- Szemkus, S. and Friederichs, P. (2024). Spatial patterns and indices for heat waves and droughts over europe using a decomposition of extremal dependency. *Advances in Statistical Climatology, Meteorology and Oceanography*, 10(1):29–49.
- Voit, P. and Heistermann, M. (2022). A new index to quantify the extremeness of precipitation across scales. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 22(8):2791–2805.
- Voit, P. and Heistermann, M. (2024). A downward counterfactual analysis of flash floods in germany. *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, 2024:1–23.
- Winterrath, T., Brend, C., Hafer, M., Junghänel, T., Klameth, A., Walawender, E., Weigl, E., and Becker, A. (2018a). Erstellung einer radargestützten hochaufgelösten Nieder-schlagsklimatologie für Deutschland zur Auswertung der rezenten Änderungen des Extremverhaltens von Niederschlag.
- Winterrath, T., Brendel, C., Hafer, M., Junghänel, T., Klameth, A., Lengfeld, K., Walawender, E., Weigl, E., and Becker, A. (2018b). Gauge-adjusted one-hour precipitation sum (RW):. *RAD-KLIM Version 2017.002: Reprocessed gauge-adjusted radar data, one-hour precipitation sums (RW)*.
- Winterrath, T., Rosenow, W., and Weigl, E. (2012). On the DWD quantitative precipitation analysis and nowcasting system for real-time application in German flood risk management. *Weather Radar and Hydrology, IAHS Publ*, 351:323–329.
- World Climate Research Programme (2015). Coordinated regional climate downscaling experiment. region 4: Europe.
- Zier, C., Bäse, F., and Komischke, H. (2021). Ein Verfahren zur Plausibilisierung und Bewertung regionaler Klimaprojektionen. *promet*, 104(2).