

# Niederschlag

*Michael Kunz, Susanna Mohr, Peter Werner*

- 7.1 Starkniederschläge – 58**
  - 7.1.1 Beobachtete Änderungen in der Vergangenheit – 58
  - 7.1.2 Änderungen in der Zukunft – 60
- 7.2 Hagel – 61**
  - 7.2.1 Hagelwahrscheinlichkeit und Änderungen in der Vergangenheit – 61
  - 7.2.2 Zukunftsszenarien – 63
- 7.3 Schnee – 63**
  - 7.3.1 Änderung der Schneedecke in der Vergangenheit – 64
  - 7.3.2 Änderungen in der Zukunft – 64
- 7.4 Kurz gesagt – 64**
  - Literatur – 64**

Das Niederschlagsgeschehen an einem bestimmten Ort in Deutschland ist vor allem von der naturräumlichen Gliederung, der Topografie und der Entfernung zum Meer geprägt. Die höchsten jährlichen Niederschlagssummen von über 2000 mm fallen in den Alpen und den Höhenlagen der Mittelgebirge. Die niederschlagsärmsten Regionen sind die Magdeburger Börde und das Thüringer Becken mit weniger als 500 mm pro Jahr. Im Sommer überwiegen kurz andauernde konvektive Niederschläge, die mit Schauern oder Gewittern verbunden sind, während im Winter länger anhaltende advektive Niederschläge dominieren.

Niederschlag kann in flüssiger Form als Niesel oder Regen (► Abschn. 7.1) oder in gefrorener, fester Form als Graupel, Hagel (► Abschn. 7.2) oder Schnee (► Abschn. 7.3) zu Boden fallen. Der gefallene flüssige Niederschlag wird meist als Niederschlagshöhe bzw. -summe (in Millimeter = Liter pro Quadratmeter) oder Niederschlagsintensität (Niederschlagshöhe pro Zeiteinheit) angegeben. Bisherige Niederschlagsrekorde für Deutschland waren 126 mm in 8 min (Füssen, 1920), 200 mm in 1 Stunde (Miltzow, 1968), 245 mm in 2 Stunden (Münster, 2014), 312 mm am Tag (Zinnwald, 2002) und 777 mm in 1 Monat (Stein, 1954). Die höchste Schneedecke betrug 830 cm (Zugspitze, 1944), das größte Hagelkorn hatte einen Durchmesser von 14,1 cm (Sonnenbühl, 2013).

Durch die globale Erwärmung intensiviert sich der Wasserkreislauf, was zu einer zeitlichen und räumlichen Veränderung des charakteristischen Jahresgangs der Niederschlagshöhe an einem bestimmten Ort, also dem Niederschlagsregime, führt (Jacob und Hagemann 2011; IPCC 2013). Außerdem ist zu erwarten, dass sich im Zuge des Klimawandels auch die Häufigkeit bestimmter Wetterlagen ändern wird, die das Niederschlagsgeschehen grundsätzlich bestimmen. Hier ist bereits ein Trend sowohl zu niederschlagsträchtigen als auch zu konvektionsrelevanten Wetterlagen zu erkennen (Bardossy und Caspary 2000; Kapsch et al. 2012; Hoy et al. 2014). Hinzu kommt, dass durch die Erwärmung die Intensität der Niederschläge weiter zunehmen wird, da neben der stärkeren Verdunstung wärmere Luft mehr Feuchtigkeit enthalten kann (Held und Soden 2000; Haerter et al. 2010). Damit sind auch Änderungen in der Häufigkeit und Intensität von Überschwemmungen als Folge von Starkniederschlägen oder Dürren als Folge längerer Trockenzeiten zu erwarten (IPCC 2012, 2013).

## 7.1 Starkniederschläge

Niederschläge, die im Verhältnis zu ihrer Dauer eine hohe Intensität aufweisen, werden generell als Starkniederschläge bezeichnet. Dieser Einordnung liegen allerdings verschiedene Definitionen wie die Überschreitung einer bestimmten Niederschlagshöhe (Schwellenwert), ein bestimmter Teil einer Datenmenge (Perzentile der Verteilungsfunktion) oder die Niederschlagshöhe (Wiederkehrwert) einer bestimmten Wahrscheinlichkeit (oder Wiederkehrperiode) zugrunde. Auch die hier betrachteten Studien verwenden unterschiedliche Definitionen.

Die natürliche Klimavariabilität, z. B. als Folge bestimmter atmosphärischer Zirkulationsmuster über dem Atlantik (Lavers und Villarini 2013), beeinflusst besonders deutlich das Niederschlagsgeschehen. Daher sind für Trendanalysen möglichst lange

Zeitreihen notwendig. Aufgrund der hohen natürlichen Niederschlagsvariabilität weisen die Trends allerdings häufig eine geringe statistische Signifikanz auf (in den verschiedenen Studien wird hier uneinheitlich ein Signifikanzniveau von 90 oder 95 % berücksichtigt).

### 7.1.1 Beobachtete Änderungen in der Vergangenheit

Niederschlagsmessungen werden in Deutschland an einer Vielzahl von Messstationen durchgeführt (► Kap. 3). Deren Daten eignen sich aufgrund der hohen Stationsdichte und des langen Beobachtungszeitraums besonders gut für statistische Analysen. Allerdings sind die Messungen aufgrund von Stationsverlegungen, Messgerätewechsel oder der Veränderung der Umgebung an einer Station häufig nicht homogen. Diese Einschränkungen erschweren die statistische Analyse der Niederschlagszeitreihen und führen zu einer nicht vermeidbaren Unsicherheit der Ergebnisse, insbesondere im Fall von selten und oft sehr lokal auftretenden Starkniederschlägen (Grieser et al. 2007).

#### ■ Sommerniederschläge

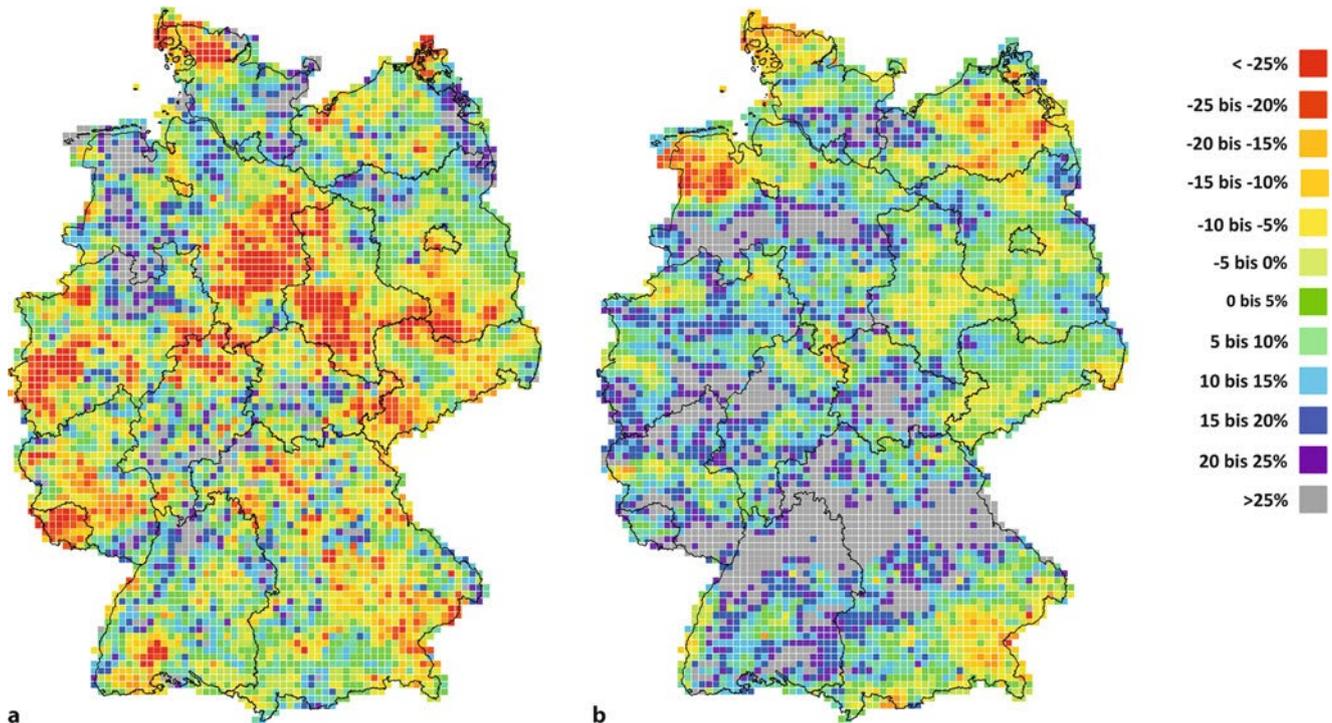
Sommerliche Starkniederschläge weisen aufgrund ihres primär konvektiven Verhaltens eine hohe räumliche und zeitliche Variabilität auf. Daher ist die Repräsentanz einzelner Punktmessungen auch eingeschränkt, und die Trends sind oft nicht signifikant. Insgesamt haben im Sommer die Niederschlagssummen im Mittel in Deutschland leicht abgenommen. Zolina et al. (2008) beispielsweise quantifizierten für den Zeitraum 1950–2004 an den meisten Stationen in Westdeutschland eine in vielen Fällen nicht signifikante Abnahme der Starkniederschläge (95. Perzentil) um bis zu 8 % pro Jahrzehnt.

Je nach Region fallen die Trends aber sehr unterschiedlich aus. Die stärkste Abnahme ergibt sich nach Bartels et al. (2005) für die Mitte Deutschlands, den äußersten Westen und einige küstennahe Gebiete (■ Abb. 7.1a). Dies bestätigen in ähnlicher Weise auch Schönwiese et al. (2005), nach deren Analysen die Abnahme, insbesondere in der Nordhälfte Deutschlands, am größten ausfiel. Während fast in ganz Hessen extrem feuchte Monate im Sommer abgenommen haben (Schönwiese 2012), sind die Trendrichtungen in Sachsen uneinheitlich und von geringer statistischer Signifikanz (Łupikasza et al. 2011). Positive Trends im Sommer (August) ergeben sich außerdem für einige Stationen in Bayern und Baden-Württemberg, insbesondere in den Einzugsgebieten von Donau und Main (Schönwiese et al. 2005; Hattermann et al. 2013). Bei höheren Dauerstufen (24–240 Stunden) sind die Änderungen insgesamt gering (Bartels et al. 2005; KLIWA 2006).

Bezüglich der Anzahl der Tage mit Starkniederschlägen (Tage mit einer Niederschlagssumme, die im Mittel nur einmal in 100 Tage auftritt) fanden Malitz et al. (2011) dagegen im Mittel über alle Stationen eine Zunahme um 13 % für das Sommerhalbjahr (1951–2000 gegenüber 1901–1950).

#### ■ Winterniederschläge

Im Winterhalbjahr sind die Änderungen der Starkniederschläge im Vergleich zum Sommerhalbjahr deutlicher ausgeprägt. Auch



■ **Abb. 7.1** Felder der prozentualen Abweichungen der Starkniederschlagshöhen für eine Wiederkehrperiode von 100 Jahren für den Zeitraum 1971–2000 gegenüber 1951–1980 für eine Dauerstufe von 24 Stunden für **a** Sommer und **b** Winter. (Bartels et al. 2005; Grafik DWD)

sind die Trends mehrheitlich signifikant (Moberg und Jones 2005), vor allem im Nordwesten und Südosten (Hattermann et al. 2013). Insgesamt haben sowohl extrem hohe als auch geringe Niederschläge (90./95. bzw. 5. Perzentile) auf Kosten mittlerer Niederschläge im Winter zugenommen (Hänsel et al. 2005; Hattermann et al. 2013). Dabei kann in vielen Regionen eine Zunahme sowohl der Niederschlagssummen (Bartels et al. 2005) als auch der Anzahl der Starkniederschlagstage (Malitz et al. 2011) beobachtet werden.

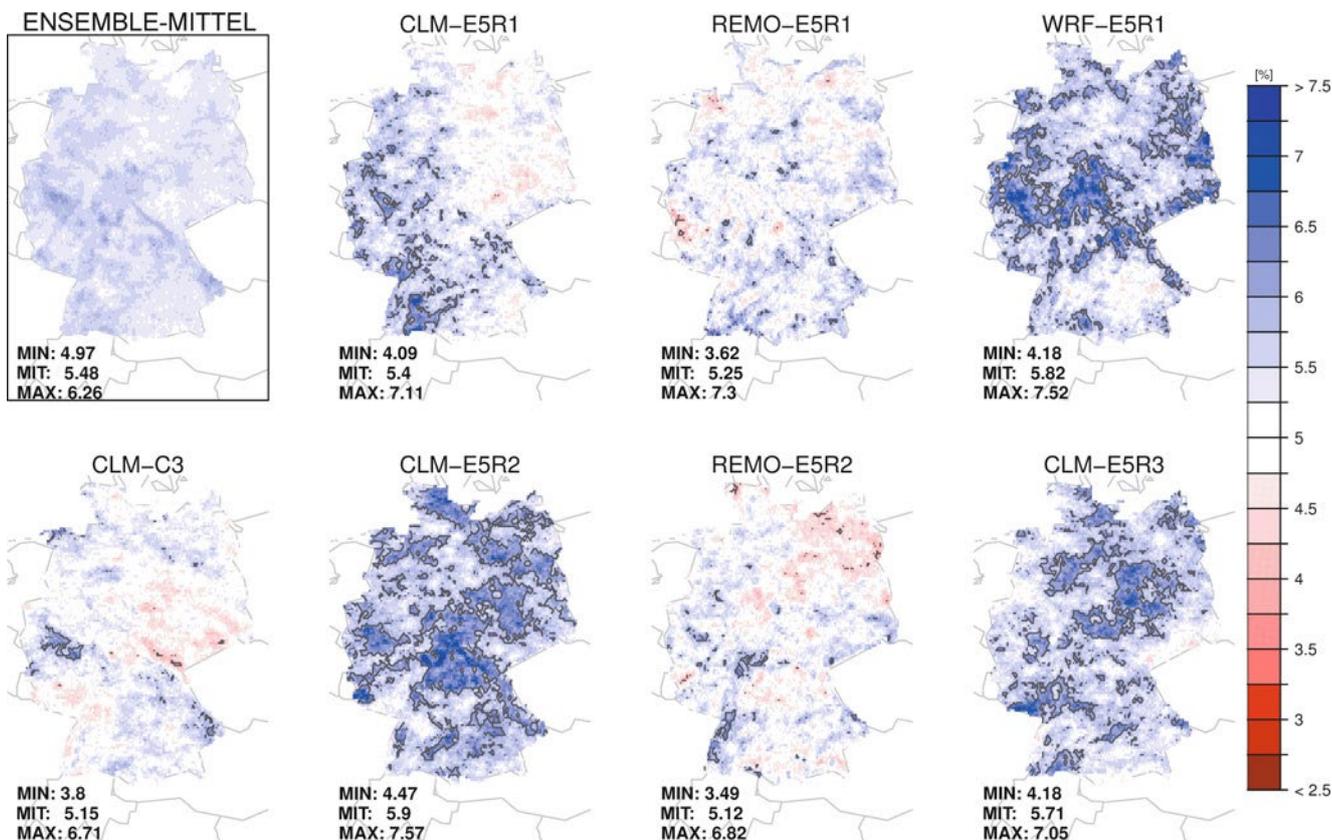
Wie schon im Sommer zeigen sich auch für das Winterhalbjahr erhebliche räumliche Unterschiede. Besonders stark haben die Winterniederschläge im Westen Deutschlands, in den küstennahen Gebieten und in einigen Mittelgebirgsregionen zugenommen (Bartels et al. 2005; ■ **Abb. 7.1b**). Nach Zolina et al. (2008) liegen die Änderungen pro Dekade zwischen +5 und +13 % (95. und 99. Perzentile). Dabei beobachteten die Autoren die größte Zunahme im Norden mit über 10 % pro Jahrzehnt. Auch in Süddeutschland nahmen in den meisten Regionen die maximalen eintägigen Gebietsniederschlagshöhen im hydrologischen Winterhalbjahr (November–April; 1932–2010) signifikant zu (KLIWA 2012). Die stärksten Zunahmen (zwischen 34 und 44 %) konnten dort im Nordosten Bayerns, im oberen Maingebiet und im angrenzenden Saale-Naab-Gebiet verzeichnet werden, während in Baden-Württemberg die Änderungen mit rund 20 % etwas geringer ausfielen. Eine ähnliche Zunahme wurde auch für Hessen (Schönwiese 2012) und Sachsen (Łupikasza et al. 2011) beobachtet.

Dagegen dominiert im äußersten Nordwesten und Nordosten sowie im Südosten eine Abnahme der winterlichen Starkniederschläge (■ **Abb. 7.1b**). Geringe Abnahmen zeigen sich außerdem in einigen Regionen in der Mitte (Zolina et al. 2008) und in Norddeutschland (Trömel und Schönwiese 2007).

#### ■ Jahresniederschläge

Über das gesamte Jahr betrachtet sind die Änderungen der Starkniederschläge eher gering, da in vielen Regionen entgegengesetzte Trends für das Sommer- und Winterhalbjahr vorherrschen (s. auch ■ **Abb. 7.1**). Dennoch nahm in den letzten Jahrzehnten in weiten Teilen Deutschlands die Zahl der Tage mit Starkniederschlägen zu, vor allem im Nordwesten und Süden (Hattermann et al. 2013). Gerstengarbe und Werner (2009) fanden für die meisten Regionen – außer im Nordosten – einen Anstieg in der Häufigkeit der Tage mit Summen  $\geq 10$  mm (1951–2006), der aber nur an 31 % aller Stationen signifikant ausfiel. Auch Malitz et al. (2011) kommen zum Schluss, dass in weiten Teilen Deutschlands die Anzahl der Tage mit Starkniederschlägen (Wiederkehrperiode 100 Tage; Vergleich 1951–2000 und 1901–1950) deutlich zugenommen hat (im Mittel um 22 %). Brien et al. (2013) weisen darauf hin, dass in den beiden Hälften des 20. Jahrhunderts bei verschiedenen Niederschlagsindizes teilweise entgegengesetzte Trends vorherrschen (z. B. Zunahme der Niederschlagssummen im Sommer in der ersten Hälfte des Jahrhunderts und Abnahme in der zweiten Hälfte).

Darüber hinaus haben einigen Studien zufolge auch die Niederschlagssummen an Starkniederschlagstagen zugenommen. So fanden Hattermann et al. (2013), dass – mit Ausnahme der neuen Bundesländer – die Anzahl der Tage mit Summen  $\geq 20$  mm im Zeitraum 1951–2006 stärker zugenommen hat als die mit geringeren Summen ( $< 20$  mm). Noch unterschiedlicher fallen die Änderungen des Anteils der Starkniederschläge am Jahresniederschlag aus. Sie reichen den Untersuchungen zufolge von –48 bis +180 % mit der stärksten Zunahme in Nordwest- und Norddeutschland. Dagegen beobachteten Malitz et al. (2011) keine wesentlichen Änderungen.



■ **Abb. 7.2** Anzahl der Tage mit einer Niederschlagssumme oberhalb des 95. Perzentils für 2021–2050 bezogen auf die Referenzperiode 1971–2000 und basierend auf den Ergebnissen der Modelle CCLM, REMO und WRF, angetrieben mit ECHAM5 Lauf 1–3 und CCCma3 für das mittlere Szenario A1B. Werte oberhalb von 5 % (*blauer Bereich*) bedeuten eine Zunahme, Werte unterhalb davon (*roter Bereich*) eine Abnahme. Eingezeichnet sind außerdem in % jeweils Minimum (MIN), Mittelwert (MIT) und Maximum (MAX) der Änderungssignale aller Gitterpunkte. (Wagner et al. 2013)

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass bereits Änderungen in der Häufigkeit und Intensität der Starkniederschläge beobachtet werden können. Allerdings sind die regionalen und saisonalen Variationen erheblich. In vielen Regionen haben im Winter Anzahl und Intensität der Starkniederschlagsereignisse zugenommen, wobei diese Änderungen meist statistisch signifikant sind. Bei den sommerlichen Starkniederschlägen dagegen ist das Bild uneinheitlich, aber mit Tendenz zu einer leichten Verringerung der Summen. Diese Änderungsmuster zeigen sich in ähnlicher Weise für die meisten Regionen Europas, für die generell die meist positiven Trends im Winter konsistenter und in mehr Regionen signifikant sind als im Sommer (IPCC 2012, 2013). Die Diskrepanzen zwischen den verfügbaren Studien hinsichtlich der Änderungssignale und ihrer räumlichen Struktur sind vor allem auf unterschiedliche Auswerteziträume und unterschiedliche statistische Methoden zurückzuführen.

### 7.1.2 Änderungen in der Zukunft

Nach den Ergebnissen regionaler Klimamodelle wird sich in vielen Regionen Europas und Deutschlands die Häufigkeit und Intensität von Starkniederschlagsereignissen in der Zukunft ändern (Rajczak et al. 2013). Diese Änderungen sind in erster Linie die Folge der Zunahme des Wasserdampfgehalts in der Atmosphäre als Reaktion auf den weiteren Temperaturanstieg und einer

Veränderung der vorherrschenden großräumigen Zirkulationsmuster (IPCC 2013). Jedoch sind die Ergebnisse der regionalen Modelle mit erheblichen Unsicherheiten behaftet, und die projizierten Änderungssignale sind nur in einigen Gebieten signifikant und robust. Um eine große Bandbreite möglicher Realisierungen des zukünftigen Klimas zu berücksichtigen, verwenden viele Arbeiten ein Ensemble aus verschiedenen Klimasimulationen. Nach dem Ensemblemittel aus mehreren hoch aufgelösten regionalen Klimamodellen nehmen der Studie von Wagner et al. (2013) zufolge in der Zukunft Starkniederschläge (95. Perzentil) insgesamt zu, wobei die einzelnen Modelle Unterschiede von bis zu ± 10 % aufweisen (■ Abb. 7.2). So ist z. B. nach dem Regionalmodell REMO für den Osten Deutschlands eine Abnahme der Starkniederschlagstage zu erwarten, während CCLM für diese Region eine deutliche Zunahme projiziert, obwohl beide Regionalmodelle mit dem gleichen Globalmodell angetrieben wurden. Dies verdeutlicht die teils erheblichen Unterschiede der Änderungssignale für die Zukunft, die hier vor allem vom jeweiligen regionalen Modell bestimmt sind.

Die Auswertungen von Feldmann et al. (2010, 2013) zeigen für ein ähnliches Ensemble zu allen Jahreszeiten in Südwestdeutschland einen Anstieg der Starkniederschlagsintensität für die nahe Zukunft (Wiederkehrperiode 10 Jahre; 2011–2040 gegenüber 1971–2000), wobei dieser im Frühjahr am schwächsten und im Herbst am stärksten ausfällt. Im Winter nehmen der Studie zufolge Starkniederschläge weitgehend flächendeckend

gleichmäßig zu, während sie im Sommer räumlich sehr heterogen sind. Im Fall von Extremniederschlägen (99. Perzentil) ergeben sich für das gesamte Gebiet dagegen nur geringe Änderungen, die aber, lokal und saisonal betrachtet, erheblich ausfallen können.

Für die ferne Zukunft (2070–2099 gegenüber 1970–1999) zeigen die Ergebnisse von Rajczak et al. (2013) im Rahmen des Projekts ENSEMBLES eine Zunahme sowohl für die 90. Perzentile als auch für Tagessummen einer Wiederkehrperiode von 5 Jahren zu allen Jahreszeiten und für ganz Deutschland (A1B-Szenario). Am stärksten ist das Änderungssignal mit einem Anstieg von 20–30% im Herbst über den südlichen Landesteilen, am geringsten ( $\pm 5\%$ ) in den Sommermonaten über dem Nordwesten. Für eine Teilregion um Dresden im Osten Deutschlands fanden Schwarzak et al. (2014) eine wahrscheinliche Zunahme extremer Niederschläge (99. Perzentil) zum Ende des 21. Jahrhunderts. Dieses Änderungssignal zeigt sich den Autoren zufolge zu allen Jahreszeiten, sogar während der Sommermonate – trotz projizierter abnehmender Mittelwerte (Bernhofer et al. 2009).

Deuschländer und Dalelane (2012) berücksichtigten neben den dynamischen Regionalmodellen CCLM und REMO auch die statistischen Modelle STAR und WettReg (► Kap. 4). In Übereinstimmung mit anderen Studien fanden die Autoren für ganz Deutschland nach den Simulationen mit CCLM und REMO einen leichten bis mäßigen Anstieg der Wahrscheinlichkeit für das Überschreiten von Extremen (95. und 99. Perzentile), wobei die stärksten Änderungen in der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts zu erwarten sind. Das statistische Modell WettReg dagegen projiziert einen Rückgang (75% gegenüber der Vergangenheit). Die von STAR projizierten Starkniederschläge bleiben bis 2055 – das Ende des Projektionszeitraums für dieses Klimamodell – annähernd konstant. Saisonal betrachtet zeigen alle vier Modelle für Winterniederschläge nur eine geringe Zunahme der Überschreitungswahrscheinlichkeiten. Dagegen ist die stärkste Zunahme im Frühjahr zu erwarten, wobei auch für den Sommer und zum Teil für den Herbst eine Intensivierung der Starkniederschläge bei gleichzeitigem Rückgang der Anzahl der Niederschlagstage projiziert wird.

Sowohl Jacob et al. (2014) als auch Sillmann et al. (2014) verwenden für ihre Niederschlagsanalysen ein Ensemble regionaler Modellläufe mit den neuen Szenarien RCP4.5 und RCP8.5, die im Rahmen der EURO-CORDEX-Initiative gerechnet wurden. Je nach Szenario nehmen nach Jacob et al. (2014) Starkniederschläge (95. Perzentil) über Deutschland zwar am Ende des Jahrhunderts zu, allerdings mit deutlich geringeren räumlichen und jahreszeitlichen Unterschieden gegenüber dem A1B-Szenario. Diese Ergebnisse decken sich mit der Studie von Sillmann et al. (2014).

Insgesamt ist für die Zukunft zu erwarten, dass sich die bereits in der Vergangenheit beobachtete Tendenz einer Zunahme der winterlichen Starkniederschläge bei gleichzeitig leichter Abnahme der sommerlichen Starkniederschläge weiter fortsetzen wird (Maraun 2013). Allerdings werden die Trends der Starkniederschläge saisonal und räumlich sehr unterschiedlich ausfallen. Da sich die Änderungssignale je nach Modell (Global- und Regionalmodell), Emissionsszenario, Realisierung, Zeitraum und verwendeten statistischen Methoden teils erheblich unterscheiden, sind quantitative Aussagen jedoch mit größeren Unsicherheiten behaftet.

## 7.2 Hagel

Hagel bildet sich im Aufwindbereich organisierter Gewittersysteme, wenn sich eine Vielzahl unterkühlter Tröpfchen – Flüssigwasser im Temperaturbereich zwischen 0 und  $-38^\circ\text{C}$  – an die wenigen verfügbaren Eisteilchen anlagern. Hagelkörner haben definitionsgemäß einen Durchmesser von über 5 mm. In seltenen Fällen erreichen sie sogar die Größe von Tennisbällen oder Grapefruits, die dann Schäden in Milliardenhöhe an Gebäuden, Fahrzeugen oder landwirtschaftlichen Kulturen verursachen können.

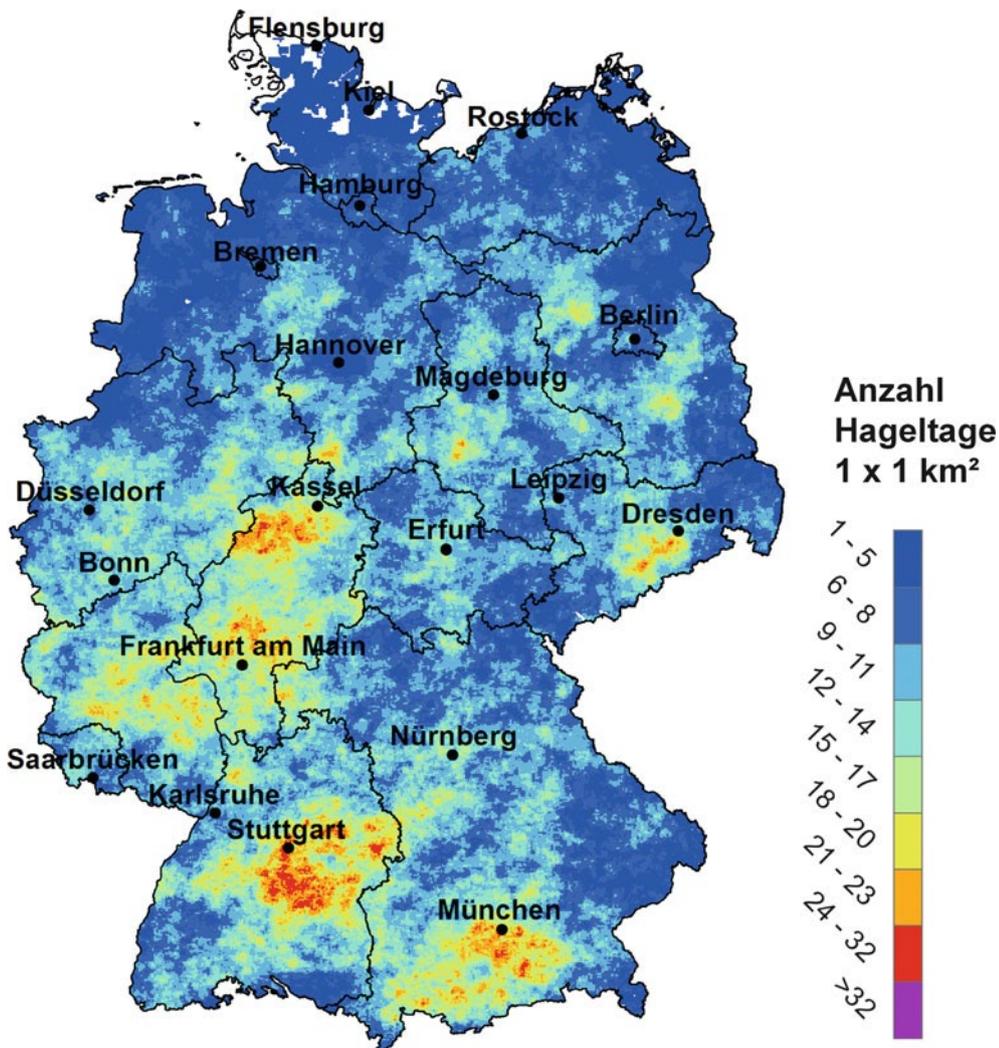
Wegen der geringen räumlichen Ausdehnung der von Hagel betroffenen Flächen lässt sich eine Hagelklimatologie nicht direkt aus Stationsmessungen ableiten. Hagelbeobachtungen liegen zwar zum Teil als Augenzeugenberichte oder in Form von Schadendaten vor, allerdings ist deren zeitliche und räumliche Konsistenz für statistische Zwecke zu gering. Aussagen über die Häufigkeit von Hagel können daher nur aus indirekten Beobachtungen (*proxies*) – z. B. von Niederschlagsradaren oder Satelliten – abgeleitet werden. Darüber hinaus können die für die Gewitter- oder Hagelentstehung notwendigen atmosphärischen Bedingungen, insbesondere die Stabilität der Atmosphäre, aus Radiosondendaten oder regionalen Klimamodellen ermittelt werden, die über Zeiträume von mehreren Jahrzehnten vorliegen. Allerdings spiegeln diese indirekten Daten nur das Potenzial der Atmosphäre für die Entstehung von Gewittern und Hagel wider. Wie auch im Fünften Sachstandsbericht des IPCC (2013) angemerkt, sind aufgrund der Beobachtungsproblematik zu wenige wissenschaftliche Arbeiten zum Thema Hagel verfügbar, um daraus annähernd gesicherte Erkenntnisse bezüglich eines Klimaänderungssignals ableiten zu können.

### 7.2.1 Hagelwahrscheinlichkeit und Änderungen in der Vergangenheit

#### ■ Hagelwahrscheinlichkeit

Mithilfe eines multikriteriellen Ansatzes, der Radardaten, Blitzdaten und Analysen des Wettervorhersagemodells COSMO zwischen 2005 und 2011 berücksichtigte, bestimmte Puskeiler (2013) flächendeckend die Hagelhäufigkeit in Deutschland. Die Ergebnisse zeigen eine Zunahme der Anzahl der Hageltage von Norden nach Süden sowie einige Maxima, die vor allem im Lee der Mittelgebirge liegen (■ Abb. 7.3). Diese Maxima können teilweise auf Umströmungseffekte der Berge und damit verbundene Strömungskonvergenzen im Lee zurückgeführt werden (Kunz und Puskeiler 2010). Detaillierte Analysen der Hagelgefährdung auf der Grundlage von Radar- und Versicherungsdaten wurden außerdem für Teile Baden-Württembergs von Kunz und Puskeiler (2010) sowie von Kunz und Kugel (2015) für einen Zeitraum von 11 bzw. 15 Jahren erstellt. Die Ergebnisse bestätigen ein ausgeprägtes Maximum im Lee des Schwarzwalds südlich von Stuttgart.

Weiterhin verwenden einige Arbeiten Strahlungstemperaturen im Mikrowellenbereich aus Satellitendaten (Bedka 2011; Cecil und Blankenship 2012; Punge et al. 2014) oder meteorologische Größen aus Modelldaten (Brooks et al. 2003; Hand



■ **Abb. 7.3** Anzahl der aus Radardaten in Kombination mit weiteren Datensätzen abgeleiteten Hageltage pro Jahr für Flächen der Größe 1 x 1 km<sup>2</sup> im Zeitraum 2005–2011. (Puskeiler 2013)

und Cappelluti 2010; Mohr et al. 2015) als *proxy* für schwere konvektive Stürme. Die Ergebnisse dieser Arbeiten, deren räumliche Auflösung aber zum Teil relativ gering ist, bestätigen den Nord-Süd-Gradienten der Hagelgefährdung in Deutschland, der plausibel mit der vorherrschenden Klimatologie erklärt werden kann, insbesondere mit der geringeren Stabilität der Atmosphäre im Süden als Voraussetzung für die Entstehung von Gewittern (Mohr und Kunz 2013).

Schließlich liegen auch einige Hagelstatistiken von Versicherungsunternehmen vor, die vor allem auf deren Schadendaten basieren. Um den nichtmeteorologischen Einfluss der Versicherungsdaten auf die Hagelstatistiken zu verringern, verwenden einige Unternehmen zusätzlich Radardaten (z. B. *HailCalc* von *Risk Management Solution*, RMS).

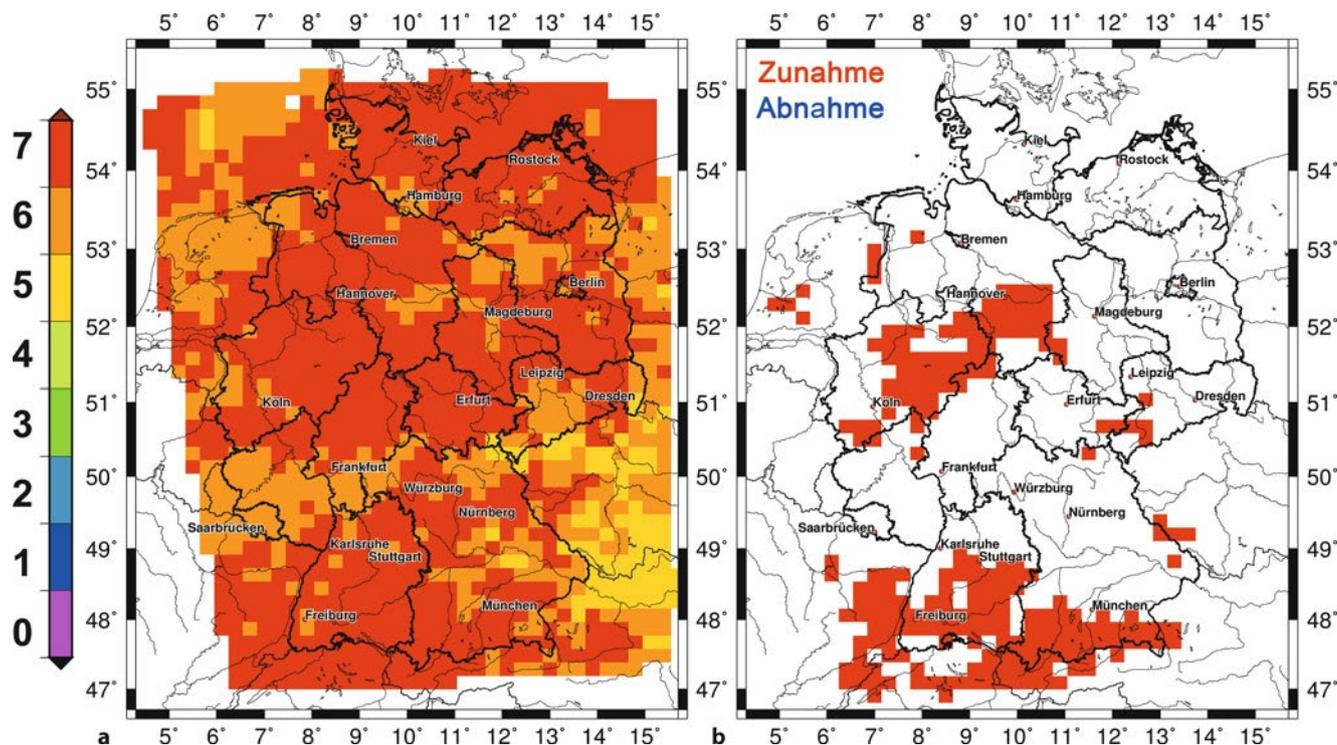
#### ■ Änderungen in der Vergangenheit

Aussagen über eine Änderung der Häufigkeit oder Intensität von Hagelstürmen sind noch schwieriger abzuleiten als über deren Klimatologie, da hierfür homogene Datensätze über einen möglichst langen Zeitraum vorliegen müssen. Da die derzeitigen regionalen Klimamodelle nicht in der Lage sind, Hagel zu simulieren, muss auch bei Trendanalysen auf indirekte Daten zurückgegriffen werden. Diese umfassen meteorologische Größen, mit denen

die Stabilität der Atmosphäre quantifiziert werden kann (Kunz 2007; Mohr und Kunz 2013), oder Großwetterlagen, welche die großräumigen synoptischen Bedingungen widerspiegeln (Kapsch et al. 2012).

Untersuchungen verschiedener aus Beobachtungen abgeleiteter Stabilitätsmaße zeigen, dass in Deutschland das Potenzial für die Entstehung von Gewittern und Hagel in den vergangenen 30 Jahren signifikant zugenommen hat (Kunz et al. 2009; Mohr und Kunz 2013). Eine Zunahme zeigt sich sowohl bei den Extremwerten (90. Perzentil, Sommerhalbjahr) als auch bei der Anzahl der Tage über bestimmten Schwellenwerten. Auch Reanalysen zeigen eine Verringerung der Stabilität in den vergangenen Jahrzehnten, wobei hier die Trends meist nicht signifikant sind (Riemann-Campe et al. 2009; Mohr 2013). Durch Vergleich mit Schadendaten von Versicherungen konnten Kapsch et al. (2012) vier Großwetterlagen identifizieren, die besonders häufig mit Hagelschlag verbunden sind. Diese Wetterlagen haben im Zeitraum 1971–2000 leicht, aber statistisch signifikant zugenommen.

Um die Diagnostik von Hagelereignissen zu verbessern, entwickelte Mohr (2013) mithilfe eines multivariaten Analyseverfahrens ein statistisches Hagelmodell, das es erlaubt, aus Großwetterlagen und verschiedenen meteorologischen Größen das Potenzial für schadenrelevanten Hagel abzuschätzen. An-



■ **Abb. 7.4** Änderung des potenziellen Hagelindexes (PHI; Anzahl der Tage pro Jahr mit Potenzial für Hagel) im Zeitraum 2021–2050 gegenüber 1971–2000, basierend auf einem Ensemble von sieben regionalen Klimamodellen: **a** Anzahl der Simulationen, die eine Zunahme zeigen; **b** signifikante Änderungen (95%). Die Berechnung des PHI beruht auf einem statistischen Hagelmodell, das die atmosphärische Stabilität, die bodennahen Bedingungen in der Grenzschicht und die vorherrschende Großwetterlage berücksichtigt. (Mohr et al. 2015)

gewendet auf dynamisch herunterskalierte Reanalysen zeigen die Ergebnisse, dass in Deutschland seit den 1970er-Jahren das Hagelpotenzial zugenommen hat, wobei die Zunahme an den meisten Gitterpunkten der Reanalysen nicht signifikant ist.

Die beobachtete Verringerung der atmosphärischen Stabilität ist vor allem auf die Zunahme der bodennahen Feuchte zurückzuführen (Held und Soden 2006). Dadurch nimmt die für die Entstehung der Gewitter notwendige Energie, die konvektive verfügbare potenzielle Energie (*convective available potential energy*, CAPE) zu. Ob der beobachtete Anstieg des Konvektionspotenzials ausschließlich durch den Klimawandel bedingt ist oder zum Teil aus der natürlichen Klimavariabilität folgt, kann aus diesen Arbeiten nicht abschließend geklärt werden.

## 7.2.2 Zukunftsszenarien

Mögliche Änderungen der Hagelwahrscheinlichkeit in der Zukunft lassen sich ebenfalls nur indirekt über geeignete *proxy*-Daten quantifizieren. Nach Sander (2011) könnten in Europa schwere Gewitter in der fernen Zukunft (2079–2100 gegenüber 1979–2000) seltener auftreten, da den Untersuchungen zufolge die Häufigkeit von Inversionen, bei denen die Temperatur mit der Höhe ansteigt, in den bodennahen Luftschichten zunehmen wird. Bei starken Inversionen wird der Vertikalaustausch der Luftschichten verhindert, sodass die Wahrscheinlichkeit für die Gewitterentstehung abnimmt. Wenn es aber zur Auslösung der Konvektion kommt, ist mit einer höheren Intensität der Gewitter zu rechnen.

Mithilfe eines statistischen Modells schätzten Kapsch et al. (2012) die Anzahl der Hageltage pro Jahr aus Großwetterlagen ab. Angewendet auf ein Ensemble aus sieben regionalen Klimamodellen nimmt danach in der Zukunft (2031–2045) die Zahl der Hageltage leicht zu. Der aus dem statistischen Hagelmodell von Mohr (2013) resultierende potenzielle Hagelindex (PHI) zeigt für das gleiche Ensemble in ganz Deutschland für die Zukunft einen Anstieg der Hagelwahrscheinlichkeit (Mohr et al. 2015; ■ Abb. 7.4a), wobei die Änderungen nur im Nordwesten und Süden signifikant sind (■ Abb. 7.4b). Auch die Modellrechnungen von Gerstengarbe et al. (2013), die verschiedene meteorologische Größen des statistischen Modells STAR mit Versicherungsdaten kombinierten, projizieren für die nächsten Dekaden einen erheblichen Anstieg der Hagelschäden.

## 7.3 Schnee

Schneehöhe und Schneedauer spielen im Klimasystem von Deutschland vor allem im Bereich der Alpen und Mittelgebirge eine wichtige Rolle, da Veränderungen des Schneedeckenregimes dort nachhaltige Auswirkungen auf den hydrologischen Kreislauf haben. Dies betrifft z. B. die Grundwasserneubildung oder die Entstehung von Hochwasserereignissen. Untersuchungen des Schneefalls im alpinen Raum zeigen einen Zusammenhang zu klimatischen Strömungen über dem Nordatlantik (NAO), mit dem die großen dekadischen Schwankungen der Schneehöhen teilweise erklärt werden können (Beniston 1997). Scherrer und Appenzeller (2006) weisen darauf hin, dass etwa die Hälfte der

Schwankungsbreite der alpinen Schneedecke durch blockierende Wetterlagen verursacht wird.

Zur Beschreibung der Schneeverhältnisse werden meist die Schneedeckendauer, also die Anzahl der ununterbrochenen Schneedeckentage in einer bestimmten Zeitspanne, oder die Schneedeckenzeit, die Zeitspanne zwischen erstem und letztem Auftreten der Schneedecke, berücksichtigt. Letzteres kann auch schneedeckenfreie Tage beinhalten. Aufgrund der Temperaturabhängigkeit sind beide Größen direkt von der Geländehöhe abhängig.

### 7.3.1 Änderung der Schneedecke in der Vergangenheit

Nach Daten des DWD beträgt die mittlere jährliche Schneedeckendauer (1981–2012) in Höhenlagen von 500–1000 m  $75 \pm 18$  Tage, in Lagen oberhalb von 1000 m  $118 \pm 15$  Tage. Die Schneedeckenzeit erstreckt sich bei einer Geländehöhe von 500–1000 m im Mittel über 130 Tage (1981–2005).

Für den alpinen Raum beobachteten Scherrer et al. (2004) eine Abnahme der Anzahl der Schneetage an den Beobachtungsstationen unter 1300 m (1958–1999). Aber auch in Deutschland hat die Schneedeckendauer insgesamt abgenommen. So zeigen Analysen für Bayern und Baden-Württemberg einen deutlich negativen Trend der Schneedeckendauer für die unteren und mittleren Höhenlagen (KLIWA 2005). Tiefer gelegene Gebiete bis 300 m weisen den Untersuchungen zufolge an den meisten Stationen seit 1950 eine Abnahme um 30–40% auf, während in mittleren Lagen (300–800 m) die Abnahme nur 10–20% beträgt. Allerdings sind die Änderungen wegen der hohen jährlichen Schwankungen nur in wenigen Fällen signifikant. Durch die Zunahme der Winterniederschläge (► Abschn. 7.1) und die vorherrschenden niedrigen Temperaturen zeigen sich in höheren Lagen über 800 m kaum Änderungen.

### 7.3.2 Änderungen in der Zukunft

Es kann davon ausgegangen werden, dass sich infolge des zu erwartenden Temperaturanstiegs zukünftig die Schneemenge in allen Gebirgsketten der Alpen weiter verringern wird (Bavay et al. 2009). Dies betrifft insbesondere Lagen unterhalb von 1500–2000 m (Gobiet et al. 2014; de Vries et al. 2014).

Auch Jacob et al. (2008) fanden in Klimarechnungen mit REMO, dass die Winterniederschläge zukünftig häufiger als Regen und nicht als Schnee fallen werden. Während für die zweite Hälfte dieses Jahrhunderts noch ein Drittel des Gesamtniederschlags als Schnee fallen wird, könnte es den Autoren zufolge Ende des Jahrhunderts nur noch ein Sechstel davon sein. Zu einem ähnlichen Ergebnis kommen auch de Vries et al. (2014), deren Studie auf einem Ensemble an Klimasimulationen mit den neuen RCPs basiert. Da die Klimamodelle eine Abnahme der Schneefalltage und geringere Schneefallmengen projizieren, nimmt demzufolge die Schneemenge in tieferen bis mittleren Höhenlagen um bis zu 15% pro °C Temperaturzunahme ab. Da-

mit verringert sich die Schneedeckendauer weiter, wobei niedrigere Regionen stärker betroffen sein werden.

## 7.4 Kurz gesagt

In Deutschland ist bereits eine Änderung der Niederschlagsregime zu beobachten. In vielen Regionen haben die winterlichen Starkniederschläge zugenommen, während bei den sommerlichen eine geringfügige, oft nicht signifikante Abnahme zu verzeichnen ist. Außerdem werden bereits höhere Intensitäten bei Starkniederschlagsereignissen beobachtet. Änderungssignale von Hagel, der insbesondere im Süden Deutschlands häufiger auftritt, können nicht direkt aus Stationsdaten bestimmt werden. Analysen indirekter Klimadaten (Proxies) deuten jedoch auf eine leichte Zunahme des Hagelpotenzials in der Vergangenheit hin. Bedingt durch die beobachtete Temperaturzunahme zeigen Schneedeckendauer und Schneedeckenzeit eine erhebliche Abnahme vor allem in tieferen Lagen.

Bei den in der Zukunft zu erwartenden Niederschlagsänderungen sind die Ergebnisse sehr unsicher und unterscheiden sich zum Teil erheblich je nach Klimamodell, Realisierung und Emissionsszenario. Insgesamt ist zu erwarten, dass sich die bereits in der Vergangenheit beobachteten Trends mit einer Zunahme, vor allem der winterlichen Starkniederschläge, weiter fortsetzen werden. Dies ist jedoch stark von der jeweiligen Region abhängig. Durch mehr Wasserdampf in der Atmosphäre wird auch das Potenzial für schwere Gewitter und Hagel wahrscheinlich weiter ansteigen. Dagegen ist zu erwarten, dass Winterniederschläge zukünftig häufiger als Regen und nicht als Schnee fallen.

## Literatur

- Bardossy A, Caspary HJ (2000) Detection of climate change in Europe by analyzing European circulation patterns from 1881–1989. *Theor Appl Climatol* 42:155–167. doi:10.1007/BF00866871
- Bartels H, Dietzer B, Malitz G, Albrecht FM, Guttenberger J (2005) Starkniederschlagshöhen für Deutschland (1951–2000). Fortschreibungsbericht, KOSTRA-DWD-2000. Deutscher Wetterdienst, Offenbach
- Bavay M, Lehning M, Jonas T, Löwe H (2009) Simulations of future snow cover and discharge in alpine headwater catchments. *Hydrol Process* 23:95–108. doi:10.1002/hyp.7195
- Bedka KM (2011) Overshooting cloud top detections using MSG SEVIRI infrared brightness temperatures and their relationship to severe weather over Europe. *Atmos Res* 99:175–189. doi:10.1016/j.atmosres.2010.10.001
- Beniston M (1997) Variations of snow depth and duration in the Swiss Alps over the last 50 years: links to changes in large-scale climatic forcings. *Climatic Change* 36:281–300. doi:10.1023/A:1005310214361
- Bernhofer C, Matschullat J, Bobeth A (2009) Das Klima in der REGKLAM – Modellregion Dresden. REGKLAM Publikationsreihe, Bd. 1. Rhombus Verlag, Berlin
- Brienen S, Kapala A, Mächel H, Simmer C (2013) Regional centennial precipitation variability over Germany from extended observation records. *Int J Climatol* 33:2167–2184. doi:10.1002/joc.3581
- Brooks HE, Lee JW, Craven J (2003) The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data. *Atmos Res* 67:73–94. doi:10.1016/S0169-8095(03)00045-0
- Cecil DJ, Blankenship CB (2012) Toward a global climatology of severe hailstorms as estimated by satellite passive microwave imagers. *J Climate* 25:687–703. doi:10.1175/JCLI-D-11-00130.1

## Literatur

- Deuschländer T, Dalelane C (2012) Auswertungen regionaler Klimaprojektionen für Deutschland hinsichtlich der Änderung des Extremverhaltens von Temperatur, Niederschlag und Windgeschwindigkeit. Abschlussbericht. Deutscher Wetterdienst (DWD), Offenbach ([http://www.dwd.de/bvw/generator/DWDWWW/Content/Presse/Pressekonferenzen/2012/PK\\_30\\_10\\_12/Studie\\_20121030,templateId=raw,property=publicationFile.pdf/Studie\\_20121030.pdf](http://www.dwd.de/bvw/generator/DWDWWW/Content/Presse/Pressekonferenzen/2012/PK_30_10_12/Studie_20121030,templateId=raw,property=publicationFile.pdf/Studie_20121030.pdf)). Zugegriffen am 25.03.2015)
- Feldmann H, Früh B, Kottmeier C, Panitz H-J, Schädler G (2010) Hochauflösende regionale Simulationen künftiger Starkniederschlagsereignisse in Baden-Württemberg (ReSiPrec). Forschungsbericht. [http://www.herausforderung-klimawandel-bw.de/downloads/ReSiPrec\\_Schlussbericht\\_Herausforderung\\_Klimawandel.pdf](http://www.herausforderung-klimawandel-bw.de/downloads/ReSiPrec_Schlussbericht_Herausforderung_Klimawandel.pdf). Zugegriffen: 25. März 2015
- Feldmann H, Schädler G, Panitz H-J, Kottmeier C (2013) Near future changes of extreme precipitation over complex terrain in Central Europe derived from high resolution RCM ensemble simulations. *Int J Climatol* 33:1964–1197. doi:10.1002/joc.3564
- Gerstengarbe F-W, Werner PC (2009) Klimaextreme und ihr Gefährdungspotential für Deutschland. *Geograf Rundsch* 9:12–19
- Gerstengarbe F-W, Werner PC, Österle H, Burghoff O (2013) Winter storm- and summer thunderstorm-related loss events with regard to climate change in Germany. *Theor Appl Climatol* 114:715–724. doi:10.1007/s00704-013-0843-y
- Gobiet A, Kotlarski S, Beniston M, Heinrich G, Rajczak J, Stoffel M (2014) 21st century climate change in the European Alps – A review. *Sci Total Environ* 493:1138–1151. doi:10.1016/j.scitotenv.2013.07.050
- Grieser J, Staeger T, Schönwiese C-D (2007) Estimates and uncertainties of return periods of extreme daily precipitation in Germany. *Meteor Z* 16:553–564. doi:10.1127/0941-2948/2007/0235
- Haerter JO, Berg P, Hagemann S (2010) Heavy rain intensity distributions on varying time scales and at different temperatures. *J Geophys Res* 115:1–7. doi:10.1029/2009JD013384
- Hand WH, Cappelluti G (2010) A global hail climatology using the UK Met Office convection diagnosis procedure (CDP) and model analyses. *Met App* 18:446–458. doi:10.1002/met.236
- Hänsel S, Küchler W, Matschullat J (2005) Regionaler Klimawandel Sachsen. Extreme Niederschlagsereignisse und Trockenperioden 1934–2000. *UWSF-Z Umweltchem Ökotox* 17(3):159–165
- Hattermann FF, Kundzewicz ZW, Huang S, Vetter T, Gerstengarbe F-W, Werner PC (2013) Climatological drivers of changes in flood hazard in Germany. *Acta Geophys* 61:463–477. doi:10.1201/b12348-14
- Held IM, Soden BJ (2000) Water vapor feedback and global warming. *Annual review of energy and the environment* 25:441–475. doi:10.1146/annurev.energy.25.1.44
- Held IM, Soden BJ (2006) Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *J Climate* 19:5686–5699. doi:10.1175/JCLI3990.1
- Hoy A, Schucknecht A, Sepp M, Matschullat J (2014) Large-scale synoptic types and their impact on European precipitation. *Theor Appl Climatol* 116:19–35. doi:10.1007/s00704-013-0897-x
- IPCC (2012) Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation. A special report of working groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge
- IPCC (2013) Working group I, Contribution to the IPCC fifth assessment report (AR5), Climate Change 2013: The physical science basis. Cambridge University Press, Cambridge
- Jacob D, Hagemann S (2011) Verstärkung des Wasserkreislaufs – wichtiges Kennzeichen des Klimawandels. In: Lozán JL, Graßl H, Hupfer P, Karbe L, Schönwiese CD (Hrsg) *Warnsignal Klima: Genug Wasser für alle?*, 3. Aufl. Universitätsverlag, Hamburg, S 276–282
- Jacob D, Göttel H, Kotlarski S, Lorenz P, Sieck K (2008) Klimaauwirkungen und Anpassung in Deutschland – Phase 1: Erstellung regionaler Klimaszenarien für Deutschland. Forschungsbericht 204 41, 138, UBA-FB 000969. Umweltbundesamt, Dessau
- Jacob D, Petersen J, Eggert B, Alias A, Christensen OB, Bouwer LM, Braun A, Colette A, Déqué M, Georgievski G, Georgopoulou E, Gobiet A, Menut L, Nikulin G, Haensler A, Hempelmann N, Jones C, Keuler K, Kovats S, Kröner N, Kotlarski S, Kriegsmann A, Martin E, van Meijgaard E, Moseley C, Pfeifer S, Preuschmann S, Radermacher C, Radtke K, Rechid D, Rounsevell M, Samuelsson P, Somot S, Soussana J-F, Teichmann C, Valentini R, Vautard R, Weber B, Yiou P (2014) EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. *Reg Environ Change* 14:563–578. doi:10.1007/s10113-013-0499-2
- Kapsch ML, Kunz M, Vitolo R, Economou T (2012) Long-term variability of hail-related weather types in an ensemble of regional climate models. *J Geophys Res* 117:D15107. doi:10.1029/2011JD017185
- KLIWA (2005) Langzeitverhalten der Schneedecke in Baden-Württemberg und Bayern. KLIWA-Berichte, Heft 6. <http://www.kliwa.de/download/KLIWA-Heft6.pdf>. Zugegriffen: 25. März 2015
- KLIWA (2006) Langzeitverhalten der Starkniederschläge in Baden-Württemberg und Bayern. KLIWA-Berichte, Heft 8. <http://www.kliwa.de/download/KLIWAHeft8.pdf>. Zugegriffen: 25. März 2015
- KLIWA (2012) Klimawandel in Süddeutschland, Veränderungen von meteorologischen und hydrologischen Kenngrößen – Klimamonitoring im Rahmen des Kooperationsvorhabens KLIWA. Monitoringbericht 2011. [http://www.kliwa.de/download/KLIWA\\_Monitoringbericht\\_2011.pdf](http://www.kliwa.de/download/KLIWA_Monitoringbericht_2011.pdf). Zugegriffen: 25. März 2015
- Kunz M (2007) The skill of convective parameters and indices to predict isolated and severe thunderstorms. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 7:327–342. doi:10.5194/nhess-7-327-2007
- Kunz M, Kugel PIS (2015) Detection of hail signatures from single-polarization C-band radar reflectivity. *Atmos Res* 153:565–577. doi:10.1016/j.atmosres.2014.09.010
- Kunz M, Puskeiler M (2010) High-resolution assessment of the hail hazard over complex terrain from radar and insurance data. *Meteor Z* 19:427–439. doi:10.1127/0941-2948/2010/0452
- Kunz M, Sander J, Kottmeier C (2009) Recent trends of thunderstorm and hail storm frequency and their relation to atmospheric characteristics in southwest Germany. *Int J Climatol* 29:2283–2297. doi:10.1002/joc.1865
- Lavers DA, Villarini G (2013) The nexus between atmospheric rivers and extreme precipitation across Europe. *J Geophys Res* 40:3259–3264. doi:10.1002/grl.50636
- Malitz G, Beck C, Grieser J (2011) Veränderung der Starkniederschläge in Deutschland (Tageswerte der Niederschlagshöhe im 20. Jahrhundert). In: Lozán JL, Graßl H, Hupfer P, Karbe L, Schönwiese CD (Hrsg) *Warnsignal Klima: Genug Wasser für alle?*, 3. Aufl. Universitätsverlag, Hamburg, S 311–316
- Maraun D (2013) When will trends in European mean and heavy daily precipitation emerge? *Environ Res Lett* 8:1–7. doi:10.1088/1748-9326/8/1/014004
- Moberg A, Jones PD (2005) Trends in indices for extremes in daily temperature and precipitation in central and western Europe 1901–1999. *Int J Climatol* 25:1149–1117. doi:10.1002/joc.1163
- Mohr S (2013) Änderung des Gewitter- und Hagelpotentials im Klimawandel. *Wiss Berichte d Instituts für Meteorologie und Klimaforschung des Karlsruher Instituts für Technologie* Bd. 58. KIT Scientific Publishing, Karlsruhe
- Mohr S, Kunz M (2013) Recent trends and variabilities of convective parameters relevant for hail events in Germany and Europe. *Atmos Res* 123:211–228. doi:10.1016/j.atmosres.2012.05.016
- Mohr S, Kunz M, Keuler K (2015) Development and application of a logistic model to estimate the past and future hail potential in Germany. *J Geophys Res* 120:3939–3956. doi:10.1002/2014JD022959
- Punge H, Werner A, Bedka K, Kunz M (2014) A new physically based stochastic event catalogue for hail in Europe. *Nat Haz* 73:1625–1645. doi:10.1007/s11069-014-1161-0
- Puskeiler M (2013) Radarbasierte Analyse der Hagelgefährdung in Deutschland. *Wiss Berichte d Instituts für Meteorologie und Klimaforschung des Karlsruher Instituts für Technologie* Bd. 59. KIT Scientific Publishing, Karlsruhe
- Rajczak J, Pall P, Schär C (2013) Projections of extreme precipitation events in regional climate simulations for Europe and the Alpine Region. *J Geophys Res* 118:3610–3626. doi:10.1002/jgrd.50297
- Riemann-Campe K, Fraedrich K, Lunkeit F (2009) Global climatology of convective available potential energy (CAPE) and convective inhibition (CIN) in ERA-40 reanalysis. *Atmos Res* 93:534–545. doi:10.1016/j.atmosres.2008.09.037
- Sander J (2011): *Extremwetterereignisse im Klimawandel: Bewertung der derzeitigen und zukünftigen Gefährdung*. Dissertation, Ludwig-Maximilians-Universität, München

- Scherrer SC, Appenzeller C (2006) Swiss Alpine snow pack variability: major patterns and links to local climate and large-scale flow. *Clim Res* 32:187–199. doi:10.3354/cr032187
- Scherrer SC, Appenzeller C, Laternser M (2004) Trends in Swiss Alpine snow days: the role of local-and large-scale climate variability. *Geophys Res Lett* 31:L13. doi:10.1029/2004GL020255
- Schönwiese C-D (2012): Analyse der Klimaänderungen in Hessen für den Zeitraum 1901–2003. In: INKLIM 2012 Baustein II – Klimawandel und Klimafolgen in Hessen, Abschlussbericht, Frankfurt/Main: 3–11
- Schönwiese C-D, Staeger T, Trömel S (2005) Klimawandel und Extremereignisse in Deutschland. In: Wetterdienst D (Hrsg) Klimastatusbericht 2005. Eigenverlag, Offenbach, S 7–17
- Schwarzak S, Hänsel S, Matschullat J (2014) Projected changes in extreme precipitation characteristics for Central Eastern Germany (21st century, model-based analysis). *Int J Climatol*. doi:10.1002/joc.4166
- Sillmann J, Kharin VV, Zwiers FW, Zhang X, Bronaugh D, Donat MG (2014) Evaluating model-simulated variability in temperature extremes using modified percentile indices. *Int J Climatol* 34:1097–0088. doi:10.1002/joc.3899
- Trömel S, Schönwiese C-D (2007) Probability change of extreme precipitation observed from 1901–2000 in Germany. *Theor Appl Climatol* 87:29–39. doi:10.1007/s00704-005-0230-4
- Vries H de, Lenderink G, van Meijgaard E (2014) Future snowfall in western and Central Europe projected with a high-resolution regional climate model ensemble. *Geophys Res Lett* 41:4294–4299. doi:10.1002/2014GL059724
- Wagner S, Berg P, Schädler G (2013) High resolution regional climate model simulations for Germany: Part II – projected Climate Changes. *Clim Dyn* 40:415–427. doi:10.1007/s00382-012-1510-1
- Zolina O, Simmer C, Kapala A, Bachner S, Gulev S, Maechel H (2008) Seasonally dependent changes of extremes over Germany since 1950 from a very dense observational network. *J Geophys Res* 113:1–17. doi:10.1029/2007JD008393
- Łupikasza E, Hänsel S, Matschullat J (2011) Regional and seasonal variability of extreme precipitation trends in southern Poland and central-eastern Germany. *Int J Climatol* 31:2249–2271. doi:10.1002/joc.2229

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

Etwaige Abbildungen oder sonstiges Drittmaterial unterliegen ebenfalls der genannten Creative Commons Lizenz, sofern sich aus der Abbildungslegende oder der Quellreferenz nichts anderes ergibt. Sofern solches Drittmaterial nicht unter der genannten Creative Commons Lizenz steht, ist eine Vervielfältigung, Bearbeitung oder öffentliche Wiedergabe nur mit vorheriger Zustimmung des betreffenden Rechteinhabers oder auf der Grundlage einschlägiger gesetzlicher Erlaubnisvorschriften zulässig.