

Abschlussbericht zum Projekt: Konvektive Gefährdung über Hessen und Rheinland-Pfalz

Christopher Purr, Erwan Brisson, Bodo Ahrens
Institut für Atmosphäre und Umwelt
Goethe-Universität Frankfurt am Main

Dezember 2018

Altenhöferallee 1, D-60325 Frankfurt am Main
E-Mail: Bodo.Ahrens@iau.uni-frankfurt.de

In Zusammenarbeit mit dem Hessischen Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie und dem Land Rheinland-Pfalz, vertreten durch das Kompetenzzentrum für Klimawandelfolgen und das Landesamt für Umwelt, sowie in Kooperation mit dem Deutschen Wetterdienst (DWD).

Zusammenfassung

Im Projekt wurde das räumliche und zeitliche konvektive Gefährdungspotential durch Starkniederschläge, Hagel und Blitzhäufigkeit für Hessen und Rheinland-Pfalz mithilfe von Beobachtungsdaten (insbesondere Niederschlagsradar- und Blitzbeobachtungen) sowie Klimamodelldaten analysiert.

Für die konvektive Aktivität in der Gegenwart konnte anhand von Beobachtungsdaten gezeigt werden, dass die Mittelgebirgsregionen eine erhöhte Anzahl von konvektiven Ereignissen aufweisen. In Hessen betrifft dies insbesondere den Vogelsberg und die Rhön. Die erhöhte Anzahl konvektiver Ereignisse lässt sich durch die verstärkte Auslösung konvektiver Zellen an Mittelgebirgen erklären. Allerdings sind konvektive Ereignisse mit einer hohen mittleren und hohen maximalen Niederschlagsintensität weniger stark an die Orographie gebunden. Da Blitz- und Hagelereignisse vor allem mit starken, organisierten Konvektionsereignissen auftreten, sind diese Gefährdungsgrößen ebenfalls weniger stark an die Orographie gebunden als die Gesamtzahl konvektiver Ereignisse. Die Gefährdung durch Blitze zeigt einen Nord-Süd-Gradienten mit den höchsten Werten im Rhein-Main-Gebiet und in der Wetterau.

Um die konvektive Gefährdung in der Zukunft abzuschätzen, wurden zwei Methoden verglichen: Zum einen wurden kontinuierliche Klimasimulationen mit einem regionalen Klimamodell (COSMO-CLM) durchgeführt und zum anderen wurden mithilfe einer statistisch dynamischen Verfeinerung einzelne, konvektiv extreme Tage simuliert. Die Häufigkeit dieser Tage wurde dann mithilfe von Wetterlagenhäufigkeiten, die aus Globalmodellen ermittelt wurden, auf komplette Klimaperioden extrapoliert. Es zeigte sich, dass die kontinuierlichen Klimasimulationen besser geeignet sind, die konvektive Aktivität abzubilden. Dies kann daran liegen, dass bei der Simulation einzelner Tage wichtige Rückkopplungen wie die Veränderung der Bodenfeuchte durch veränderte Niederschlagsmuster nicht berücksichtigt werden. Außerdem ist die Auswahl konvektiv extremer Tage mithilfe von Indikatoren atmosphärischer Labilität, die aus groben, globalen Klimasimulationen berechnet wurden, mit Unsicherheiten behaftet.

Die Gesamtzahl der konvektiven Ereignisse bleibt unter Annahme des Emissionsszenarios RCP8.5 bis zum Ende des Jahrhunderts hessenweit in etwa konstant (+1 %). Allerdings nimmt die Häufigkeit im nördlichen Hessen bis zu etwa 40 % zu und in einer Region südlich von Gießen bis 30 % ab. Gleichzeitig werden extrem konvektive Tage häufiger und intensive Ereignisse, die potentiell sehr schadensträchtig sind, sehr viel häufiger. So steigt die Anzahl konvektiver Ereignisse mit einer mittleren Niederschlagsintensität von mehr als 25 mm/h um ca. 170 % an. Diese Verschiebung hin zu intensiveren Ereignissen führt auch dazu, dass die Mittelwerte der mittleren und maximalen Intensität aller konvektiven Ereignisse ansteigen. Die Blitzaktivität in der Zukunft nimmt im Mittel ab (insbesondere im Bereich der Wetterau und bis in die Rhön), aber sie konzentriert sich auf weniger Ereignisse, die dann eine höhere mittlere Blitzaktivität als in der Gegenwart haben. Das Hagelpotential nimmt im Allgemeinen zu; mit einer Zunahme bis 50 % im Bereich der Lahn und einer Abnahme bis 20 % südlich von Kassel.

Insgesamt führen diese Veränderungen zu einer Steigerung der konvektiven Gesamtgefährdung um etwas über 5 %. Das räumliche Muster dieses integrierten Signals ist sehr homogen mit leicht abnehmender Gefährdung durch die geringere Blitzhäufigkeit in einem westöstlich verlaufenden Streifen zwischen Frankfurt und Gießen. Das integrierte Signal ist stark abhängig von der gewählten Gewichtung der einzelnen Gefährdungsgrößen. Unsicherheiten bezüglich dieser Projektionen liegen insbesondere darin, dass nur eine Realisation einer bestimmten Kombination aus globalem (EC-Earth) und regionalem (COSMO-CLM) Klimamodell betrachtet werden konnte. Ein weiteres Klimamodell (MPI-ESM) zeigte eine ähnliche Änderung der konvektiv aktiven Wetterlagen wie EC-Earth was obige Ergebnisse stützt, zeigte für die Gegenwart aber keinen robusten Jahresgang der Indikatoren extremer Tage. Dennoch wäre es wünschenswert in zukünftigen Arbeiten mehrere Modellkombinationen betrachten zu können. Durch die neu im Projekt verfügbare Niederschlagsklimatologie aus Wetterradarinformation konnten simulierte Eigenschaften konvektiver Zellen umfangreich evaluiert werden, wohingegen beispielsweise in der Hagelbeobachtung weiterhin Unsicherheiten bestehen.

Inhaltsverzeichnis

1	Einführung	5
2	Hintergrund und aktueller Wissensstand zum Thema hochreichende Konvektion im Klimawandel	5
3	Datengrundlage und Methodik	7
3.1	<i>Beobachtungsdaten</i>	7
3.2	<i>Regionale Klimasimulationen</i>	10
3.3	<i>Beschreibung des Zellverfolgungsalgorithmus</i>	11
3.4	<i>Downscaling Methoden</i>	13
3.4.1	Auswahl der Tage mit hoher konvektiver Aktivität	14
3.4.2	Regressionsmodell	14
3.5	<i>Wetterlagenklassifikation</i>	16
3.6	<i>Gefährdungsgrößen</i>	17
4	Ergebnisse und Diskussion	21
4.1	<i>Beobachtungsbasierte Analyse der konvektiven Aktivität in der Gegenwart</i>	21
4.2	<i>Evaluierung der Simulationen mit COSMO-CLM</i>	33
4.3	<i>Konvektive Gefährdung in der Zukunft</i>	42
4.3.1	Änderung der großräumigen Konvektionsneigung	42
4.3.2	Änderung der Gefährdungsgrößen	45
	Literaturverzeichnis	53
	Abbildungsverzeichnis	55
	Anhang	57

1 Einführung

Konvektive Unwetter haben ein beträchtliches Schadenspotential. Zu den Gefahren, die mit konvektiven Unwettern verbunden sind zählen Starkregen, Hagel, Blitzschlag und Windböen. Verschiedene Studien deuten auf eine Zunahme von Konvektiven Extremereignissen in der Zukunft hin (Brendel et al. 2014), allerdings stellt die umfassende Erfassung sowie die Simulation von konvektiven Unwettern aufgrund ihrer geringen räumlichen Ausdehnung noch immer eine Herausforderung dar.

Aufgrund dessen hatte das Projekt „Konvektive Gefährdung über Hessen und Rheinland-Pfalz“ zum Ziel die aktuelle Gefährdungslage für die zwei involvierten Bundesländer zu erfassen sowie Projektionen für die erwartete konvektive Gefährdung in der Zukunft zu erstellen. Der vorliegende Bericht beschreibt die Methodik und die Ergebnisse des Projekts, das von den Autoren im Auftrag des Landesamtes für Umwelt Hessen sowie des Landesamtes für Umwelt Rheinland-Pfalz durchgeführt wurde. Im Detail verfolgte das Projekt die folgenden Ziele:

1. Erstellung räumlich und saisonal differenzierter Karten der konvektiven Gefährdung
2. Verbesserung des Prozessverständnisses. Erklärende Faktoren wie Orographie und Wetterlagen müssen untersucht und in ihrer Wirkung quantifiziert werden, damit (a) die Gefährdungskarten interpretierbar sind und (b) die Grundlagen für die Gefährdungskarten in sich wandelndem Klima gelegt sind.
3. Quantifizierung der Gefährdungsänderung im projizierten Klimawandel

Im ersten Teil wird der aktuelle Forschungsstand zum Thema konvektive Starkniederschläge dargestellt. Im zweiten Teil werden die Methoden, die im Projekt angewandt wurden, erklärt. Im dritten Teil werden die Ergebnisse des Projekts präsentiert.

2 Hintergrund und aktueller Wissensstand zum Thema hochreichende Konvektion im Klimawandel

Beziehung von Extremniederschlägen und Sättigungsdampfdruck der Atmosphäre

Theoretische Überlegungen, komplexe Klimamodelle sowie Beobachtungen stimmen darin überein, dass Starkniederschläge im Zuge des Klimawandels zunehmen werden. Der Grund hierfür ist, dass eine wärmere Atmosphäre mehr Feuchtigkeit aufnehmen kann, wodurch mehr niederschlagbares Wasser zur Verfügung steht, das ausregnen kann (siehe Trenberth et al. 2003 für einen Überblick). Global betrachtet wird angenommen, dass Niederschlagsextrema entsprechend des exponentiellen Anstiegs des Sättigungsdampfdrucks mit der Temperatur ansteigen. Die Rate dieses Anstiegs liegt bei 7% pro Kelvin und wird durch die Clausius-Clapeyron-Beziehung beschrieben. Dieser Anstieg kann regional jedoch aufgrund von Änderungen in der Wasserverfügbarkeit z.B. durch Änderungen in der atmosphärischen

Zirkulation unterschiedlich stark ausfallen. Für Europa finden Fischer und Knutti (2016) auf Basis von Beobachtungsdaten einen Anstieg täglicher Niederschlagsextrema in der Gegenwart (1981-2013) gegenüber dem Zeitraum 1950-1981, der mit der Clausius-Clapeyron-Rate übereinstimmt. Auch für die Zukunft zeigen Klimaprojektionen für Deutschland, trotz unterschiedlicher Signale in der Niederschlagssumme, eine Zunahme der täglichen Niederschlagsextrema (ReKliEs-De, 2017).

Während für Starkniederschläge auf der täglichen Zeitskala vor allem stratiforme, also großräumige Niederschlagsprozesse relevant sind, spielen auf kürzeren Zeitskalen vor allem konvektive Niederschläge eine Rolle. Die Veränderung von konvektiven Niederschlägen im Zuge des Klimawandels ist aufgrund ihrer geringen räumlichen Ausdehnung von wenigen Kilometern und der nicht-linearität der beteiligten Prozesse bisher noch wenig gesichert.

Berg et al. (2013) fanden für die Temperaturabhängigkeit von Starkniederschlägen auf der Zeitskala von 5 min bis 1 h einen Anstieg, der die Clausius-Clapeyron-Rate übersteigt. Auch Lenderink et al. (2017) finden in Niederschlagsdaten aus den Niederlanden eine Rate, die über der C-C-Rate liegt. Für dieses Verhalten existieren zwei Erklärungsansätze, die sich nicht gegenseitig ausschließen: zum einen machen konvektive Ereignisse bei höheren Temperaturen einen höheren Anteil an Extremniederschlägen aus, zum anderen ist es möglich, dass sich die Dynamik konvektiver Ereignisse bei höheren Temperaturen verändert. Diese Veränderung der Dynamik kann durch einen positiven Rückkopplungseffekt verursacht werden. Dieser Rückkopplungsmechanismus besagt, dass bei höheren Temperaturen (gleiche relative Feuchte vorausgesetzt) mehr Feuchtigkeit in der Grenzschicht, also am Unterrand der Wolke zur Verfügung steht. Dies führt dazu, dass im Aufwindbereich der Wolke mehr latente Wärme freigesetzt werden kann. Eine höhere Freisetzung latenter Wärme verstärkt den Aufwind, wodurch wiederum mehr Feuchtigkeit, bzw. Feuchtigkeit aus einem größeren Gebiet eingesaugt werden kann. Welcher dieser Effekte welchen Anteil an der Niederschlagsverstärkung hat und ob auch die mesoskalige Organisation der Konvektion eine Rolle spielt, ist Gegenstand aktueller Forschung.

Um Konvektion realistisch zu simulieren, sind hochauflösende Klimamodelle notwendig, die Konvektion direkt berechnen, anstatt ihre Effekte auf Basis großräumiger Umgebungsvariablen zu parametrisieren. Dies ist ab einer Gitterweite von besser als 4 km möglich; man spricht dann von konvektionserlaubenden Simulationen.

Verschiedene Studien haben gezeigt, dass konvektionserlaubende Klimasimulationen einen Mehrwert für die Modellierung konvektiver Niederschläge bieten und somit auch für die Modellierung der damit einhergehenden Gefahren wie Starkregen, Hagel, Blitzschlag und Windböen interessant sind. Einen Überblick über den Zusatznutzen, sowie Schwächen und Unsicherheiten konvektionserlaubender Klimamodellierung geben Prein et al. (2015) oder Brisson et al. (2017). Da konvektionserlaubende Klimasimulationen sehr rechenintensiv sind, existieren bisher nur wenige Studien, die große Gebiete und lange Zeiträume umfassen.

Diese Studien zeigen unterschiedliche Skalierungsraten der stündlichen Niederschlagsextrema mit der Temperatur. Während Kendon et al. (2014) eine Zunahme der stündlichen Niederschlagsextrema über der C-C-Rate für das Gebiet der britischen Inseln finden, berichten Ban et al. (2015) von einer Zunahme in Übereinstimmung mit der C-C-Rate.

Die einzige konvektionserlaubende Klimasimulation mit Fokus auf Deutschland (Knist et al., 2018) zeigt ebenfalls einen Anstieg über der C-C-Rate. Auch wenn sie sich in der Höhe des Anstiegs unterscheiden, zeigen all diese Studien jedoch einen Anstieg extremer Starkniederschläge und eine Abnahme der sommerlichen Niederschlagssumme.

Um rechen- und somit kostenintensive Simulationen zu vermeiden, werden oftmals statistische Methoden angewandt, um von großskaligen Umgebungsvariablen oder Wetterlagen auf die konvektive Aktivität zu schließen. So wurde beispielsweise in Mohr et al. (2013) ein Regressionsmodell entwickelt, mit dem die Hagelaktivität auf Basis von Stabilitätsparametern und Wetterlagen ermittelt wird. Laut diesem Modell steigt die Hagelaktivität in der Zukunft. Dieser Anstieg ist jedoch in Mitteldeutschland nicht signifikant. Im Rahmen dieses Projekts führen wir zu einer kontinuierlichen Klimasimulationen durch und verwenden zum anderen eine sogenannte statistisch-dynamische Verfeinerung („downscaling“), bei der hochaufgelöste Simulationen konvektiv interessanter Tage mit statistischen Informationen über die großräumige Konvektionsneigung verknüpft werden. Die im Projekt angewandte Methodik wurde teilweise in Vorgängerprojekten entwickelt, welche ähnliche Ziele hatten und sich auf die Bundesländer Thüringen (Brendel et al. 2014) und Sachsen-Anhalt (Ahrens et al. 2017) konzentrierten.

3 Datengrundlage und Methodik

Im Rahmen des Projektes wurde die konvektive Aktivität aus langjährigen Fernerkundungsdaten (Radar- und Blitzbeobachtungen) einerseits und Modellsimulationen andererseits bestimmt. In den folgenden zwei Absätzen 3.1 und 3.2 werden die verwendeten Beobachtungs- und Modelldaten eingeführt.

Ein zentraler Bestandteil der im Projekt verwandten Methodik ist ein selbstentwickelter Zellverfolgungsalgorithmus, mit dem konvektive Niederschlagszellen in den Radar- und Modelldaten in ihrem zeitlichen Verlauf verfolgt werden können. Dieser wird in Absatz 3.3 beschrieben. Die bereits erwähnten downscaling-Methoden werden in Absatz 3.4 erläutert.

3.1 Beobachtungsdaten

In dieser Untersuchung wurden zwei Fernerkundungsdatensätze verwendet: Radar- und Blitzbeobachtungen. Beide Datensätze sind für viele Beobachtungsjahre mit hoher räumlicher und hoher zeitlicher Beobachtungsfrequenz verfügbar. Diese Eigenschaften sind notwendig, um eine Klimatologie konvektiver Phänomene erstellen zu können. Beispielsweise ist es mit Niederschlagsbeobachtungen an den Niederschlagsstationen des Deutschen Wetterdienstes nicht möglich, konvektive Niederschlagszellen repräsentativ zu erfassen (d.h. viele Zellen werden nicht bzw. in ihrer Zugbahn nur punktuell erfasst), da diese zu kurzlebig und zu kleinräumig sind. Die beiden Fernerkundungsdatensätze werden hier kurz eingeführt und diskutiert.

Radardaten

Es wurden Radardaten verwendet, die vom Deutschen Wetterdienst im Rahmen des Projekts „Radargestützte Niederschlagsklimatologie“ erstellt wurden (Winterrath et al. 2017). Hierbei wurden Radardaten mithilfe von Beobachtungsdaten reanalysiert. Die Korrekturschritte, die an die Wetterradardaten angebracht wurden, beinhalteten Clutterfilterung, Speichenkorrektur, entfernungsabhängige Signalkorrektur, sowie die Anreicherung an Niederschlagsdaten aus Messstationen. Die Radardaten haben eine zeitliche Auflösung von 5 min und eine räumliche Auflösung von 1 km * 1 km. Sie umfassen ein Gebiet von 1100 x 900 km² (Abbildung 1) und liegen für den Zeitraum von Januar 2001 bis Dezember 2016 vor. Im Gegensatz zu bisher verfügbaren Radar-Produkten, erlaubt der reanalysierte Datensatz es erstmalig belastbare Niederschlagsintensitäten von konvektiven Zellen in einem nahezu klimatologischen Zeitraum zu ermitteln.

Blitzdaten

Die Blitzdaten, die innerhalb des Projekts analysiert wurden, stammen vom „Blitz Informations Dienst Siemens“ (BLIDS) und wurden von den Projektpartnern für die Jahre 1992 - 2014 (Hessen) bzw. 1999-2015 (Rheinland-Pfalz) beschafft. Bei der Blitzmessung werden über 148 Stationen des europaweiten Messnetzes („European Cooperation for Lightning Detection“, EUCLID) eingesetzt. Die Detektion beruht auf dem Time-Of-Arrival Prinzip und ermöglicht sekundengenaue Messungen mit einer horizontalen Genauigkeit von 200 m. Die Position der Blitze wird hierbei über die Differenz der Detektionszeiten an verschiedenen Messorten und die Lichtgeschwindigkeit berechnet. Damit eine möglichst exakte Messung gewährleistet wird, wird die Zeitmessung der Sensoren fortwährend über GPS-Signale synchronisiert. Das Verfahren ermöglicht außerdem die Unterscheidung zwischen Wolke-Wolke- und Wolke-Erde-Blitzen. Im Projekt wurde die Datenauswertung auf Wolke-Erde-Blitze beschränkt. Der Grund dafür ist, dass der Algorithmus zur Erfassung von Wolke-Wolke-Blitzen während der Beobachtungsperiode geändert wurde, was die Erfassungseffizienz verändert hat und diese Änderung zu einer Drift der Klimatologie dieser Blitze führt.

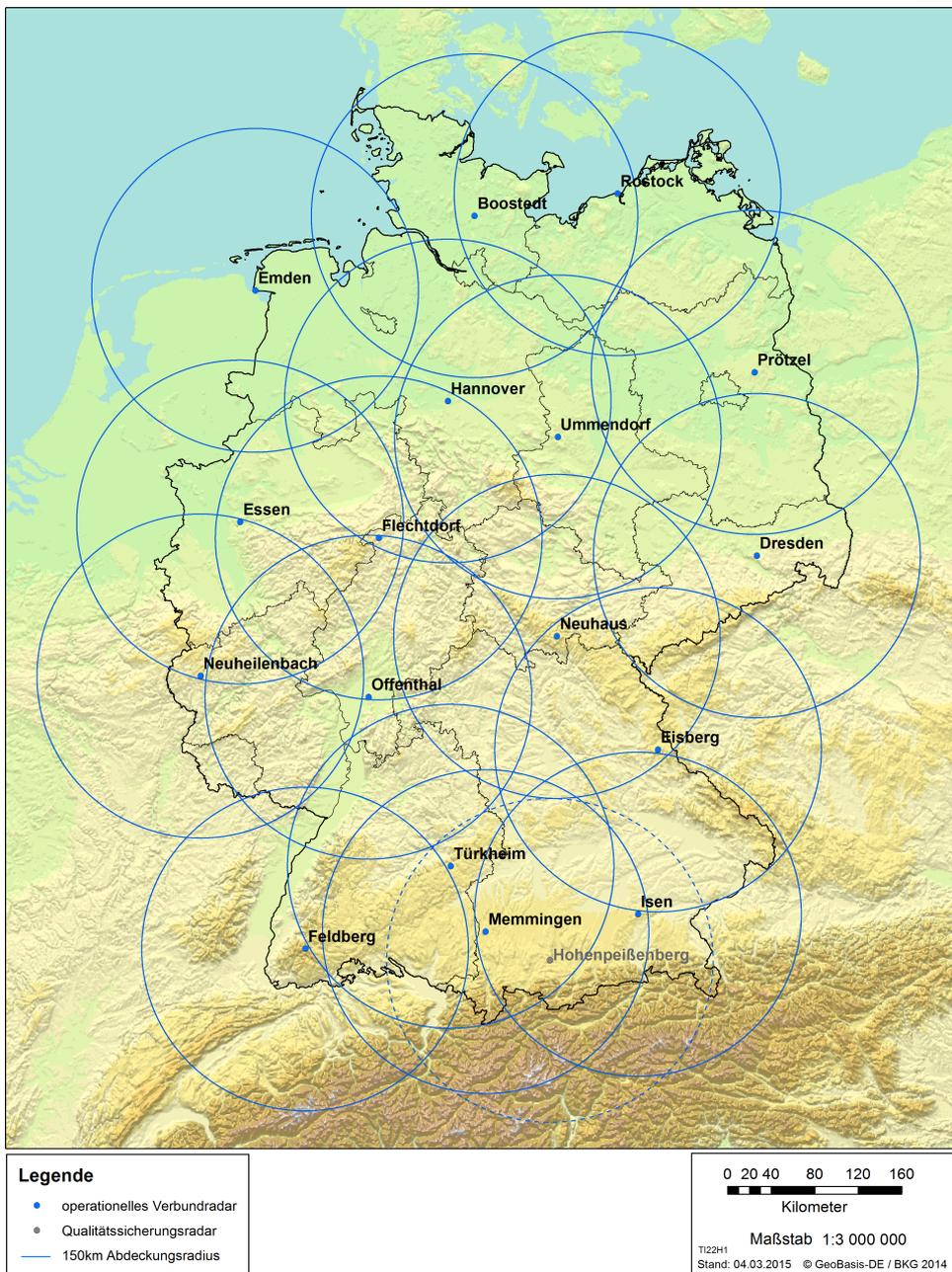


Abbildung 1: Radarverbund des Deutschen Wetterdienstes (zur Verfügung gestellt durch das Radarklimatologie-Projekt des DWD).

Hageldaten

Als Datenbasis für die Analyse des beobachteten Hagelvorkommens dient ein Datensatz, der auf Radardaten, Hagelmeldungen der Wetterbeobachter des DWD und Schadensmeldungen basiert. Die zugrundeliegende Methodik wurde in Junghänel et al. (2016) beschrieben. Diese Methodik wurde vom DWD für dieses Projekt auf die reanalysierten Radardaten angewendet. Der Datensatz hat eine zeitliche Auflösung von einem Tag. Er enthält also für jeden 1 km²

großen Gitterpunkt des Radargitters die Information, ob an diesem Tag ein Hagelereignis stattgefunden hat oder nicht.

3.2 Regionale Klimasimulationen

Um zu untersuchen wie sich das Auftreten konvektiver Niederschläge in Zukunft ändern könnte, wurden regionale Klimasimulationen durchgeführt. Hierzu wurde das Modell COSMO-CLM des „CONsortium for Small-scale MOdelling in CLimate Mode“ (<http://www.clm-community.eu>) verwendet.

Regionale Klimamodelle können das Klima mit sehr großem Detailgrad simulieren. Für Untersuchungen konvektiver Phänomene sind Simulationen notwendig, bei denen konvektive Prozesse im Modell nicht parametrisiert werden müssen, sondern deren Dynamik explizit simuliert wird (Brisson et al. 2017). Dies bedeutet, dass die Gitterabstände kleiner als 4 km sein müssen. Die effektive Auflösung eines dynamischen Modells liegt jedoch bei etwa 4-mal der Gitterweite. Bei 4 km Gitterweite können demnach Phänomene mit einer horizontalen Ausdehnung von etwa 16 km simuliert werden. Typische Gewitterzellen haben jedoch eine kleinere Ausdehnung. Bisher gibt es keine umfassenden Studien, die die Repräsentation von Gewitterwolken in konvektionserlaubenden Klimasimulationen bei verschiedenen Auflösungen untersucht haben. In Vorgängerprojekten wurde aufgrund von Testrechnungen und prinzipiellen Überlegungen eine Auflösung von 1 km gewählt. Der damit verbundene Rechen- und Speicheraufwand hat zur Folge, dass nur einzelne Tage simuliert werden können. Für dieses Projekt wurden zusätzlich kontinuierliche Simulationen mit 2.8 km Gitterweite durchgeführt.

Abbildung 2 zeigt links die Orographie des Simulationsgebiets der Simulationen mit 1 km Gitterdistanz (im Folgenden CLM1.0 genannt, das Auswertegerbiet ist rot umrandet) sowie das Simulationsgebiet der Simulationen mit 2.8 km Gitterdistanz (CLM2.8). Für beide Simulationen wurde die Modell Version COSMO 5.0 CLM 9 verwendet.

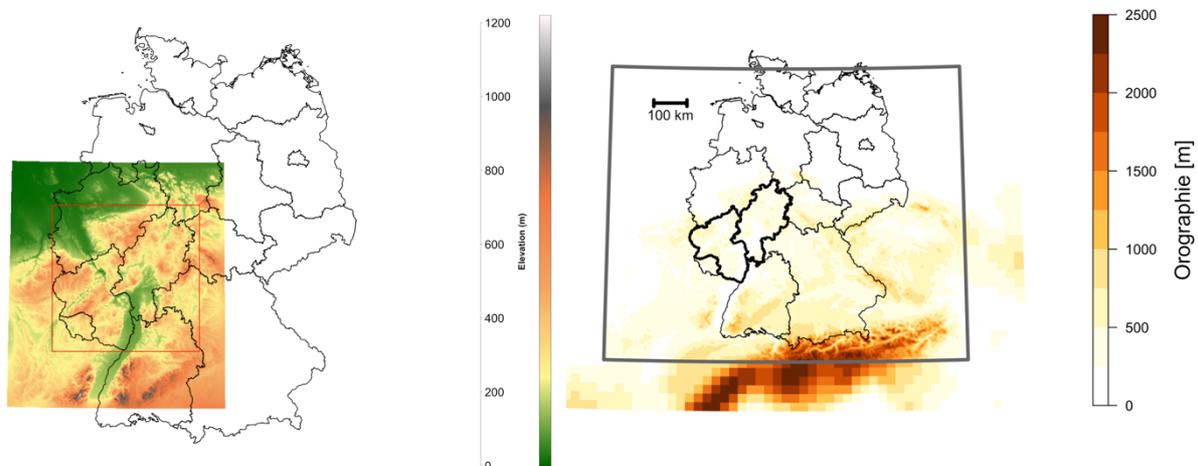


Abbildung 2: Links: Gebiet der 1-km-Simulation CLM1.0 (Orographie, farbig). Die roten Linien zeigen das Gebiet, in dem die Auswertung stattfindet. Rechts: Gebiet der 2.8-km-Simulation CLM2.8 (Orographie, farbig)

Die Simulationen unterscheiden sich hinsichtlich der Parametrisierung der Wolken-Mikrophysik sowie der flachen Konvektion. In mittleren Breiten tritt Wolkenwasser in hochreichenden Cumuluswolken immer in flüssiger und fester Phase auf. Aus diesem Grund ist es notwendig die Mikrophysik dieser Wolken detailliert abzubilden. Brisson et al. (2012) haben gezeigt, dass ein 1-Momenten Schema mit Graupel die Simulation von stündlichen Niederschlagsintensitäten im Vergleich zu einer Modellversion ohne Graupel verbessert. Die Frage, ob ein sogenanntes 2-Momenten-Schema (Gleichungen für die Wolkenpartikelanzahl und –masse) eine zusätzliche Verbesserung der Ergebnisse auf klimatischen Zeitskalen bringt, ist derzeit noch Forschungsgegenstand. In den Simulationen CLM1.0 wurde für die Wolken-Mikrophysik ein 2-Momenten Schema benutzt. Im Gegensatz hierzu wurde in den Simulationen CLM2.8 ein 1-Momenten Schema inklusive Graupel benutzt. Außerdem wurde in CLM1.0 die Parametrisierung der flachen Konvektion abgeschaltet, die in der gröberen Simulation noch verwendet werden musste. Da die Untersuchung des Lebenszyklus konvektiver Zellen hochaufgelöste Daten erfordert, wurde ein Ausgabezeitschritt des Niederschlags von 5 min, entsprechend dem Zeitschritt der Radardaten, gewählt.

Die in beiden Varianten sehr hohe räumliche Gitterauflösung hat zur Folge, dass der Skalensprung von den antreibenden, globalen Klimamodellen sehr groß ist. Dieses Problem wurde gedämpft, indem eine COSMO-CLM Klimasimulation mit einer Gitterdistanz von 25 km zwischengeschaltet wurde, die vom Globalmodell EC-Earth bzw. der globalen Reanalyse ERA-Interim angetrieben wurde und dann wiederum Antriebsdaten für die hochauflösenden Simulationen liefert.

Die Simulationen der einzelnen CLM1.0-Tage wurden jeweils um 12:00 Uhr des Vortages gestartet, um ein Einschwingen der Modelllösung nach der Initialisierung zu erlauben. Auf die Auswahl dieser Tage wird im Abschnitt 3.4 eingegangen.

3.3 Beschreibung des Zellverfolgungsalgorithmus

Das Ziel des Zellverfolgungsalgorithmus ist es zusammenhängende konvektive Niederschlagsereignisse über ihren gesamten Lebenszyklus hinweg zu erfassen und für jede Zelle wesentliche Eigenschaften zu extrahieren. Diese Zelleigenschaften umfassen:

- Maximale Intensität: diese Größe beschreibt die maximale 5-minütige Intensität einer Zelle
- Mittlere Intensität: diese Größe beschreibt die über die Zellfläche gemittelte 5-minütige Intensität
- Maximale Fläche: die Fläche der Zelle zum Zeitpunkt ihrer maximalen Ausdehnung
- Niederschlagssumme: Aufsummierter Niederschlag über die Fläche und die Lebenszeit der Zelle.

Die mittlere und maximale Intensität werden zunächst für jeden 5-min Zeitschritt während der Zelllebensdauer berechnet. Für die Auswertung der Zelleigenschaften wird die mittlere Intensität anschließend über die Lebensdauer der Zelle gemittelt; die maximale Intensität einer Zelle bezeichnet das Maximum aller während des Lebenszyklus der Zelle aufgetretenen Niederschlagsintensitäten.

Der Zellverfolgungsalgorithmus besteht aus zwei Schritten: im ersten Schritt werden für jeden 5-min Zeitschritt zusammenhängende Niederschlagsgebiete identifiziert, in denen jeder Punkt eine Niederschlagsintensität von mindestens 8.5 mm/h aufweist. Dieser Schwellwert orientiert sich an anderen Publikationen (z.B. Brendel et al., 2014), die für die Detektion von konvektiven Zellen einen Wert von 8.12 mm/h verwenden¹. Im zweiten Schritt wird anhand von Winddaten die mögliche Verlagerung des identifizierten Niederschlagsgebietes abgeschätzt, um jedem Niederschlagsgebiet im aktuellen Zeitschritt wenn möglich ein Gebiet im folgenden Zeitschritt zuzuordnen. Hierzu wird von jedem einzelnen Pixel des Niederschlagsgebiets ein Suchkegel aufgespannt. Der Suchkegel hat in der Mitte des Strahls die höchste Wahrscheinlichkeit und fällt zu den Seiten hin ab. Wird im Gebiet des Suchkegels eine Zelle detektiert, wird ihr der entsprechende Wahrscheinlichkeitswert zugeordnet. Die Richtung und Länge des Suchkegels hängen von den Winddaten ab. Als Winddaten werden im Falle der Anwendung auf Radarbeobachtungen ERA-Interim Reanalyse Daten verwendet. Diese haben eine Auflösung im Raum von ca. 80 km und eine zeitlich verfügbare Auflösung von 6 h. Die ERA-Interim-Winddaten werden in der Zeit interpoliert. Im Falle der Anwendung auf simulierte Niederschlagsdaten werden die Winddaten der Modellsimulation verwendet. Zur Veranschaulichung wird in Abbildung 3 eine Zelle an 3 Zeitpunkten ihres Lebenszyklus dargestellt. Ein Zeitschritt entspricht 5 Minuten.

¹ Dieser Wert resultiert daraus, dass viele Algorithmen anfangs mit Radarreflektivitäten arbeiteten und dieser Wert über eine standardisierte Z-R Beziehung einem Radarsignal von 35 dBZ entspricht.

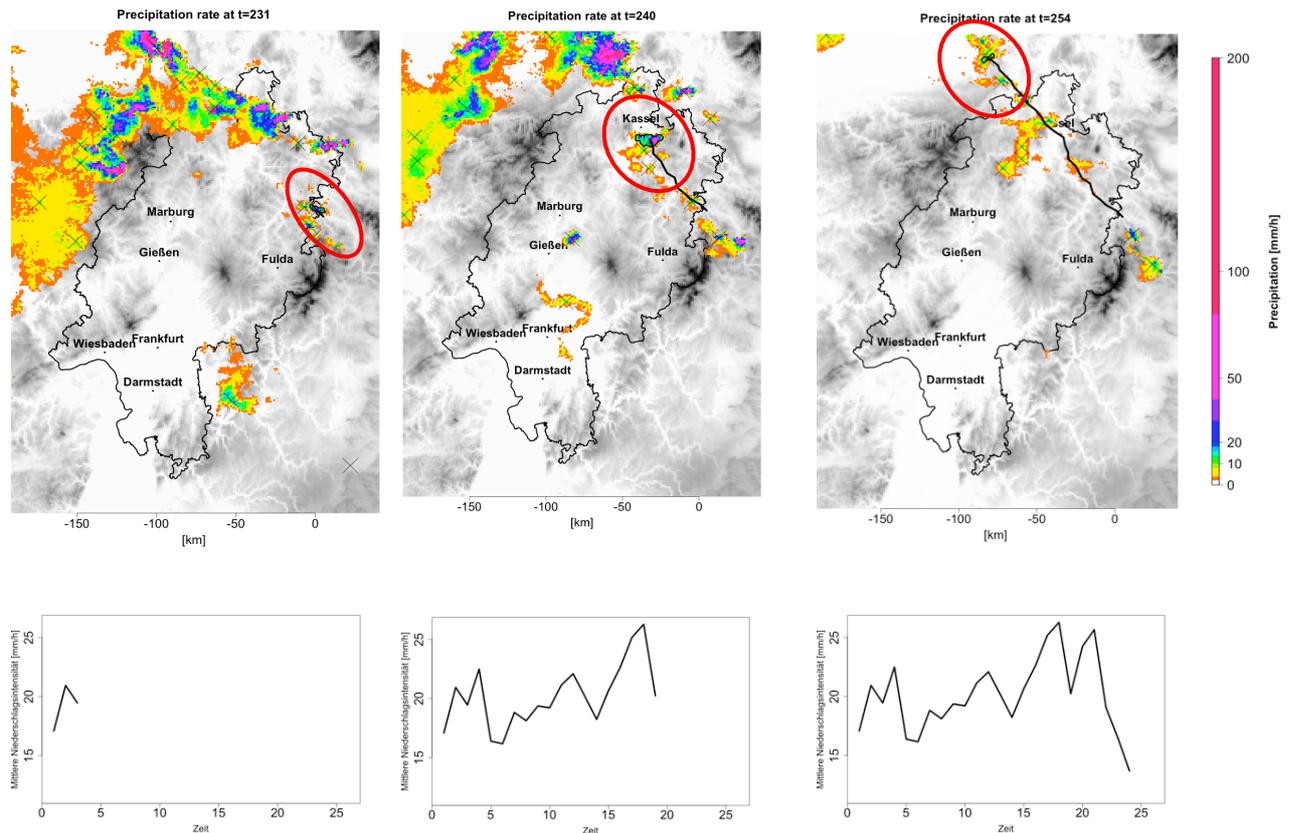


Abbildung 3: Lebenszyklus einer Niederschlagszelle. Obere Reihe: 5-minütige Niederschlagsintensität zu verschiedenen Zeitpunkten über Hessen. Schwarz umrandet beispielhaft eine Zelle inklusive Zugbahn. Untere Reihe: Entwicklung des flächengemittelten Niederschlags der Beispielzelle.

3.4 Downscaling Methoden

Die Änderung der konvektiven Gefährdung in der Zukunft wird mit Hilfe zweier verschiedener Methoden untersucht:

1. Statistisch-dynamisches Downscaling
2. Dynamisches Downscaling

Beide Methoden basieren darauf, dass mit dem regionalen Klimamodell COSMO-CLM Simulationen durchgeführt werden, die Informationen über die kleinräumige Verteilung von konvektiven Zellen liefern.

Beim Statistisch-dynamischen Downscaling werden lediglich einzelne Tage simuliert. Deshalb kann hier mit einer höheren Auflösung von 1 km gerechnet werden. Um eine Auswahl zu treffen welche Tage in der Zukunft simuliert werden sollen, wurde ein Regressionsmodell entwickelt, welches auf Basis von Labilitätsindices wie der konvektiv verfügbaren potentiellen Energie (CAPE) eine Verbindung herstellt zwischen der Gewitterneigung in grobskaligen Klimasimulationen und dem tatsächlichen Auftreten von Konvektion. Das Modell wird mithilfe von Beobachtungsdaten trainiert und liefert darauf basierend eine Vorhersage, mit welcher Wahrscheinlichkeit ein Tag in der Zukunft eine hohe konvektive Aktivität aufweisen wird.

3.4.1 Auswahl der Tage mit hoher konvektiver Aktivität

Um einen Trainingsdatensatz zu erstellen, der Tage mit hoher konvektiver Aktivität in der Gegenwart umfasst, werden mithilfe des Trackingalgorithmus tägliche Statistiken verschiedener Zellparameter berechnet. Die verwendeten Maßzahlen für konvektive Aktivität sind:

- Anzahl der erfassten konvektiven Zellen
- Das 90. Perzentil der Niederschlagssumme pro Zelle
- Das 90. Perzentil der mittleren Niederschlagsintensität
- Blitzanzahl

Diese vier Kennziffern werden für jeden Tag im Beobachtungszeitraum 2001-2016 auf Basis der Ergebnisse der Zellverfolgungsalgorithmus berechnet. Anschließend werden alle Tage nach der Reihenfolge jeder der vier Kennziffern absteigend durchnummeriert. Der Tag mit den meisten konvektiven Zellen erhält also die 1, der mit den zweitmeisten die 2 usw. Anschließend wird für jeden Tag die Summe seiner Platzierungen in den 4 Kategorien gebildet. Die 150 Tage mit der in Summe geringsten Platzierung werden als konvektiv extreme Tage eingestuft. Zur Veranschaulichung sind in Tabelle 1 die 10 Tage mit der höchsten konvektiven Gesamtaktivität gezeigt.

Tabelle 1: Tage mit höchster konvektiver Aktivität im Beobachtungszeitraum 2001-2016.

Datum	Anzahl Zellen	Platz	90.Perz Summe [mm]	Platz	90. Perz. Intensität [mm/h]	Platz	Hagel-fläche [km ²]	Platz	Blitzanzahl	Platz	Mittlerer Platz
03.07.2009	361	117	39527	83	27.6	39	2150	40	39476	1	56
20.06.2013	334	150	65752	33	25.3	90	3719	12	34943	5	58
05.07.2006	308	181	40946	78	27.6	40	4627	7	22429	25	66.2
05.06.2011	397	94	38105	90	28.3	29	2935	21	8113	109	68.6
08.06.2003	356	126	51250	48	26.5	69	4628	6	9612	97	69.2
31.05.2003	339	143	34639	111	26.7	63	2890	22	32221	8	69.4
09.06.2007	331	152	27788	153	28.5	26	3382	14	30551	10	71
25.06.2006	242	292	71655	25	27.9	33	4774	5	25219	19	74.7
26.07.2008	441	61	25241	185	25.3	92	2402	31	25994	16	77
14.06.2007	314	171	47948	59	25.3	93	2444	30	18260	42	79

3.4.2 Regressionsmodell

Verschiedene Ansätze sind möglich, um das Auftreten von Konvektion in Abhängigkeit von großräumigen Umgebungsvariablen vorherzusagen. Einer davon ist die logistische Regression, die beispielsweise in Mohr (2013), Rädler et al. (2018) und Brendel et al. (2013) verwendet wird. Bei einer logistischen Regression wird die Wahrscheinlichkeit des Eintretens einer binären unabhängigen Variablen in Abhängigkeit von einer oder mehreren abhängigen

Variablen modelliert. Hierzu wird eine logistische Transformation verwendet, die den Wertebereich der abhängigen Variablen auf das Intervall (0,1) begrenzt:

$$p(X) = \frac{1}{1 + e^{\beta_0 + \beta_1 \dots + \beta_n X}}$$

Mithilfe der Maximum-Likelihood Methode können anschließend die Koeffizienten geschätzt werden. Da das Ergebnis zunächst als kontinuierliche Wahrscheinlichkeit vorliegt, muss ein Grenzwert festgelegt werden, um zwischen konvektiv extremen Tagen (kodiert mit 1) und nicht extremen Tagen (kodiert mit 0) zu unterscheiden. Dieser Wert wurde auf 0,5 gesetzt.

Eine Erweiterung des logistischen Regressionsmodells sind *Generalized Additive Models (GAM)*. Bei dieser Art von statistischen Modellen werden die Koeffizienten β_n durch stetige Funktionen f_n ersetzt. Das Modell hat also die Form:

$$p(X) = \frac{1}{1 + e^{\beta_0 + f_1 X + \dots + f_n X}}$$

Rädler et al. (2018) zeigen, dass solch ein flexibles GAM für die Modellierung konvektiver Extremereignisse vorteilhaft ist.

In Brendel et al. (2013) wurde eine große Anzahl an Prediktoren verwendet, um das bestmögliche Ergebnis zu erzielen. Um auszuschließen, dass Prediktoren zu stark redundante Information enthalten und um das Ergebnis leichter interpretierbar zu machen, wird die Anzahl der Prediktoren hier im Vergleich zur Studie von Brendel et al. stark eingeschränkt. Generell werden zur Vorhersage von hochreichender, schwerer Konvektion drei Informationen verwendet:

- Schichtungsstabilität der Atmosphäre
- Niederschlagbares Wasser
- Windscherung

Die Stabilität der Atmosphäre kann mithilfe verschiedener Indizes ausgedrückt werden. In dieser Studie wurden der CAPE-Index sowie die „Convective Inhibition“ (CIN) als Indikatoren für die Schichtungsstabilität verwendet. Während CAPE ausdrückt wieviel Energie durch konvektive Umlagerung freigesetzt werden kann, gibt CIN an, wieviel Energie aufgewendet werden muss, um ein Luftpaket aus der Grenzschicht durch die (möglicherweise) darüber liegende stabile Schicht zu heben, um dann freien Auftrieb zu erfahren. Somit ist CIN ein Indikator für die Wahrscheinlichkeit der Auslösung von Konvektion. Zusätzlich wurden die Windscherung zwischen dem oberflächennahen Wind und dem Wind in 6 km Höhe sowie das vertikale Integral des niederschlagbaren Wassers als Prediktoren verwendet. Die Konvektionsneigung wird also anhand von vier Prediktoren bestimmt.

Um die Modellgüte zu bestimmen, wird der Heidke Skill Score (HSS) und der Symmetric Extremal Dependence Index (SEDI) berechnet. Details zu diesen Gütemaßen sowie zu kategorischer Evaluation allgemein sind in Anhang 2 zusammengefasst. Die Modellgüte eines

statistischen Modells sollte nie anhand der Daten bestimmt werden, die in das Modelltraining eingegangen sind. Stattdessen ist es besser einige Daten des Trainingsdatensatzes auszulassen, um diese dann zur Verifikation zu benutzen. Um verschiedene Modellformulierungen und verschiedene Sätze von Prediktoren zu vergleichen, werden die Trainingsdaten in gerade und ungerade Jahre aufgeteilt. Die Modelle werden anschließend mit den ungeraden Jahren trainiert und mit den geraden Jahren evaluiert. Tabelle 2 zeigt, dass GAM zufriedenstellend und besser als das logistische Regressionsmodell die Tage mit extremer Konvektion detektiert.

Tabelle 2: Evaluationsergebnis der getesteten statistischen Modelle.

	GAM	LOGIST. REGRESSION
POD	0.60	0.45
FAR	0.50	0.42
HSS	0.52	0.48
SEDI	0.78	0.69

3.5 Wetterlagenklassifikation

Großwetterlagen dienen zur Stratifizierung und Interpretation der konvektiven Ereignisse. Beispielsweise ist eine konvektive Wetterlage bei Anströmung aus Südwest in Mitteleuropa wahrscheinlicher als bei Anströmung aus Nordost. Im Projekt wurde das Wetter mit dem Algorithmus nach Bissolli und Dittmann (2001) in Wetterlagen eingeteilt. Hiermit lassen sich für gewählte Perioden Wetterlagenstatistiken bestimmen. Dazu wurde die Auswertung auf Mitteleuropa fokussiert. Eingangsdaten in den Klassifikationsalgorithmus waren sowohl ERA-Interim Reanalysen für das tatsächliche Wetter und globale Klimasimulationsdaten. Wichtige Kriterien zur Klassifikation sind die vier Hauptwindrichtungen für Mitteleuropa (Nordost, Südost, Südwest und Nordwest), die Zyklonalität auf zwei Höhengiveaus (950 hPa und 500 hPa) und das Vorherrschen einer feuchten oder trockenen Luftmasse. Hieraus ergeben sich 40 Großwetterlagen. Die Kennung der einzelnen Wetterlagen setzt sich wie folgt zusammen: Die ersten beiden Buchstaben beziehen sich auf die Anströmung (z.B. ‚SW‘ für Südwest), die weiteren beiden Buchstaben geben die Zyklonalität der beiden Höhen an (z.B. ‚AZ‘ für antizyklonal in 950 hPa und zyklonal in 500 hPa oder ‚ZZ‘ für zyklonal in 950 hPa und in 500 hPa) und zuletzt wird mit T (trocken) oder F (feucht) der Feuchtindex angegeben. Mit ‚XX‘ beginnt die Kennzeichnung jener Großwetterlagen, bei denen die Anströmung nicht aus einer der vier Hauptrichtungen erfolgt.

3.6 Gefährdungsgrößen

Aus den beschriebenen Datensätzen wurden mit Hilfe der beschriebenen Methoden verschiedene konvektive Gefährdungsgrößen bestimmt. Diese Variablen ergaben sich aus vorangegangenen Projekten und der Diskussion mit Projektbeteiligten. Die Variablen beschreiben verschiedene Potentiale für Gefährdung durch konvektive Phänomene in der Atmosphäre. Mithilfe einer Normalisierung, die am Ende des Abschnitts erklärt wird, können die Gefährdungsgrößen in unterschiedlicher Gewichtung zu einer Gesamtgefährdung zusammengefasst werden. Die Gefährdungsgrößen, die im Ergebnisteil präsentiert werden, basieren auf den CLM2.8 Simulationen. Die berechneten flächigen Gefährdungsgrößen sind Zellzahl, mittlerer sowie maximaler Starkniederschlag, und Blitz- und Hagelhäufigkeit.

Zellzahl

Die Gefährdungsgröße Zellzahl ist die Gesamtzahl aller zu jedem Datenzeitpunkt identifizierten konvektiven Gitterzellen mit einer Niederschlagsintensität über 8.5 mm/h in der betrachteten Zeitperiode. Die konvektiven Zellen wurden also mit ihrer Fläche und Lebensdauer gewichtet. Zur Veranschaulichung ist in Abbildung 4 eine sich verlagernde Zelle schematisch dargestellt. Die Zelle bedeckt zum Zeitpunkt t die hellbraunen Felder und verlagert sich (ohne Änderung ihrer Form) im nächsten Zeitschritt nach rechts oben zu den dunkler gefärbten Feldern. In der Mitte befinden sich 4 Gitterfelder, auf denen sich die Zelle an beiden Zeitpunkten überlappt (die Niederschlagsintensität war hier also an beiden Zeitpunkten >8.5 mm/h). Die Zellzahl der 4 überlappenden Gitterfelder wäre demnach 2, die der nichtüberlappenden Felder 1.

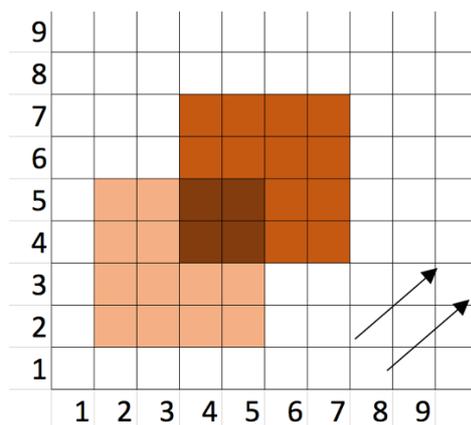


Abbildung 4: Schematische Darstellung einer sich verlagernden Zelle zum Zeitpunkt t (hellbraun) und $t+1$ (dunkelbraun).

Mittlerer Starkniederschlag

Die Gefährdungsgröße mittlerer Starkniederschlag (SN) ist der Mittelwert der mittleren Niederschlagsintensität aller identifizierten konvektiven Niederschlagszellen. Zusätzlich zur einfachen Quantifizierung potentiell gefährlicher konvektiver Zellen mit der Zellzahl liefert der

mittlere Starkniederschlag eine Information über die Ausprägtheit dieser Zellen. Im eben eingeführten Beispiel wäre der mittlere Starkniederschlag der 4 zentralen Gitterfelder also der Mittelwert aus den räumlich gemittelten Niederschlagsintensitäten der Zelle zum Zeitpunkt t (hellbraun) und zum Zeitpunkt $t+1$ (dunkelbraun). Für alle anderen eingefärbten Felder wäre der mittlere Starkniederschlag die räumlich gemittelte Niederschlagsintensität zum jeweiligen Zeitpunkt.

Maximaler Starkniederschlag

Analog zum mittleren Starkniederschlag beschreibt die Gefährdungsgröße maximaler Starkniederschlag das Mittel der maximalen Niederschlagsintensität aller identifizierten konvektiven Niederschlagszellen.

Blitzanzahl

Die Blitzgefährdungsgröße ist im Falle der Auswertung der verfügbaren Blitzdaten die Anzahl der aufgetretenen Blitze. Für die Simulationsdaten wurde mit dem konvektionserlaubenden COSMO-CLM ein „Lightning Potential Index“ (*LPI*) berechnet. Diese Parametrisierung berechnet die Blitzneigung in der Atmosphäre, wenn in einer Region mit Temperaturen zwischen 0 und -20 °C starke Aufwinde herrschen und sowohl flüssige als auch feste Hydrometeore vorkommen. Da der LPI nur eine Information über die Blitzneigung angibt, muss er noch mit einer linearen Funktion in eine Blitzrate umgerechnet werden. Für die simulierten Indexwerte wurde ein Schwellwert im Vergleich mit Beobachtungen festgelegt, ab dem Blitze simuliert wurden. Indexwerte größer als dieser Schwellwert wurden in einer Vergleichsperiode linear gegen die Anzahl der Blitzbeobachtungen korrigiert und als simulierte Blitzzahl interpretiert. Der LPI wurde in diesem Projekt erstmalig auf klimatischen Zeitskalen evaluiert.

Hagelhäufigkeit

Die Auswertung der simulierten Hagelhäufigkeit erfolgt auf Basis der Ergebnisse des Zellverfolgungsalgorithmus. Die Auswertung der Hagelaktivität in den Simulationen CLM1.0 hat ergeben, dass der Hagel in diesen Simulationen stark unterschätzt wird. Der Grund dafür liegt vermutlich darin, dass der Hagel im Modell beim Fallen zu schnell schmilzt. Eine weitere Schwierigkeit ist die Tatsache, dass Hagelereignisse im Vergleich zu konvektiven Starkregenereignissen seltener vorkommen. Dies erschwert die Analyse der CLM1.0 Simulationen, da diese wie bereits erläutert nur ausgewählte Tage abdecken. Anstatt die direkt berechneten Hagelkonzentrationen der Simulationen CLM1.0 zu verwenden, wurde auf die Ergebnisse der Simulation CLM2.8 zurückgegriffen. Es wurde ein statistisches Verfahren entwickelt, das die Temperaturabhängigkeit des Verhältnisses von Hagelvorkommen zur maximalen Intensität von konvektiven Zellen berücksichtigt. Anhand der Beobachtungsdaten wird in Abhängigkeit von der mittleren Tagestemperatur das Verhältnis berechnet von

insgesamt im Beobachtungsgebiet pro Tag erfassten Hagelereignissen zur mittleren maximalen Intensität aller an diesem Tag aufgetretenen konvektiven Zellen. Anschließend wird dieses Verhältnis auf die Simulationen übertragen, indem von der simulierten Temperatur und der maximalen 5-minütigen Niederschlagsintensität auf die Hagelwahrscheinlichkeit an diesem Tag geschlossen wird. Die Gefährdungsgröße bezeichnet also den Anteil von Tagen mit Hagelereignissen pro km².

Gefährdungskarten

Aus den Einzelkarten der verschiedenen Gefährdungsgrößen wurden für bestimmte Klimaperioden (abhängig von den Datenquellen wie z.B. Reanalyse oder Klimasimulation) Gefährdungskarten erstellt. Um die Gefährdungskarten auf Basis der CLM1.0-Simulationen zu erstellen ist es notwendig die aus den simulierten Tagen ermittelten Gefährdungsgrößen mit der Häufigkeit der konvektiv extremen Tage und der Wetterlagen zu verknüpfen. Für die kontinuierlichen CLM2.8-Simulationen ist dies nicht nötig. In beiden Fällen müssen die aus COSMO-CLM-Simulationen gewonnenen Gefährdungsgrößen entdimensioniert werden. Dazu werden die einzelnen Gefährdungsgrößen i_C^P (wie z.B. Hagel-, Blitzhäufigkeit etc.) an den jeweiligen Gitterpunkten in der Periode P (ERA-Interim: 1979-2008, EC-Earth bzw. MPI-ESM: 1976-2005 oder 2071-2100) über die Großwetterlagenklasse C (für „circulation type“, $C = 1, \dots, 4$) gemittelt und entdimensioniert zur entdimensionierten Gefährdungsgröße I mit

$$I_C^P = \frac{i_C^P}{\text{Mittel}(i^{P=1})}$$

wobei der Nenner die mittlere Gefährdungsgröße der ERA-Interim-Periode über alle Großwetterlagenklassen der ersten Periode ist. Für die CLM2.8-Simulationen entfällt die Mittelung über die Wetterlagenklassen C . Dadurch werden die Gefährdungsgrößen mit verschiedener Dimension vergleichbar. Die Werte aller Gefährdungsgrößen sind gleich oder größer Null.

Die Gefährdungsgrößen werden mit der relativen Häufigkeit f^P der ausgewählten konvektiven Tage gewichtet. Die Häufigkeit f^P ist das Verhältnis der Anzahl ausgewählter Tage d („selected days“) und der Gesamtanzahl der Tage D der Periode P nach

$$f_C^P = \frac{d_C^P}{D_C^P}$$

in der jeweiligen Großwetterlagenklasse C .

Außerdem werden die Gefährdungsgrößen mit der relativen Häufigkeit F_C^P einer bestimmten Großwetterlagenklasse in einer betrachteten Periode gewichtet. Dann berechnet sich die Gesamtgefährdung einer Periode aus den einzelnen Gefährdungsgrößen mit:

$$G_P = \sum_{C=1}^4 \sum_{i=1}^5 w_i I_{i,C}^P \cdot F_C^P \cdot f_C^P$$

Die Gewichte w_i sind zunächst frei wählbar. Für die CLM2.8-Simulationen kann die Gefährdung direkt als gewichtetes Mittel der entdimensionierten Gefährdungsgrößen berechnet werden:

$$G_P = \sum_{i=1}^5 w_i I^P$$

Damit die Gefährdungen verschiedener Klimaperioden und Methoden der Gefährdungsberechnung leicht vergleichbar sind, wird abschließend mit dem Maximum der mit EC-Earth berechneten Gefährdung der Gegenwart normalisiert zu

$$G_P^{norm} = \frac{G_P}{Max(G_2)}$$

Die Abbildungen im Haupttext zeigen immer die normalisierten Gefährdungskarten.

In Abbildung 5 ist der methodische Ablauf zur Berechnung der Gefährdung aus den CLM1.0-Simulationen schematisch dargestellt. Aus der Kenntnis der Gefährdungsgrößen, der Anzahl konvektiv extremer Tage und der Großwetterlagenstatistik wird bei gewählter Gewichtung der einzelnen Gefährdungsgrößen eine Gefährdungskarte für die betrachtete Klimaperiode berechnet.

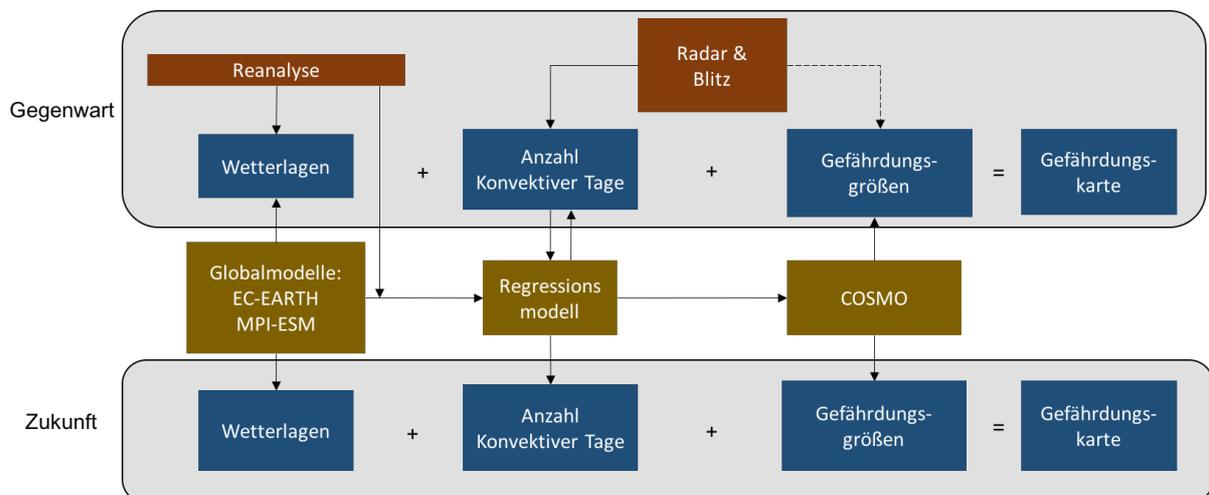


Abbildung 5: Schema der Gefährdungskartenberechnung auf Basis der Simulationen CLM1.0.

4 Ergebnisse und Diskussion

4.1 Beobachtungsbasierte Analyse der konvektiven Aktivität in der Gegenwart

Im diesem Abschnitt wird die gegenwärtige konvektive Aktivität anhand von Beobachtungsdaten analysiert. Zunächst werden die Eigenschaften konvektiver Zellen, die mithilfe des Zellverfolgungsalgorithmus aus den Radardaten gewonnen wurden, diskutiert. Anschließend wird die räumliche Verteilung der Gefährdungsgrößen analysiert, die auf den Radardaten basieren. Da sich konvektive Ereignisse fast ausschließlich auf das Sommerhalbjahr April bis September beschränken, wurde der Zellverfolgungsalgorithmus nur auf das Sommerhalbjahr der Radarbeobachtungen und der CLM2.8-Simulationen angewendet.

Häufigkeitsverteilung von Charakteristika konvektiver Ereignisse

In Abbildung 6 sind die Häufigkeitsverteilungen der Lebensdauer, der maximalen Größe sowie der maximalen und mittleren Intensität aller erfassten konvektiven Zellen dargestellt. Kurzlebige, kleine und schwache Zellen sind am häufigsten. Die Verteilungen fallen zu hohen Extremwerten hin exponentiell ab. Die Verteilung der Zelleigenschaften lässt sich dadurch erklären, dass es sich bei den kurzen, wenig intensiven Zellen um klassische Einzelzellen mit einer typischen Lebenszeit von 30-60 min handelt. Bei den detektierten langlebigen, intensiven Zellen hingegen handelt es sich um organisierte mesoskalige Niederschlagsgebiete, die durch dynamische Prozesse wie Konvergenzlinien und Windscherung am Leben gehalten werden.

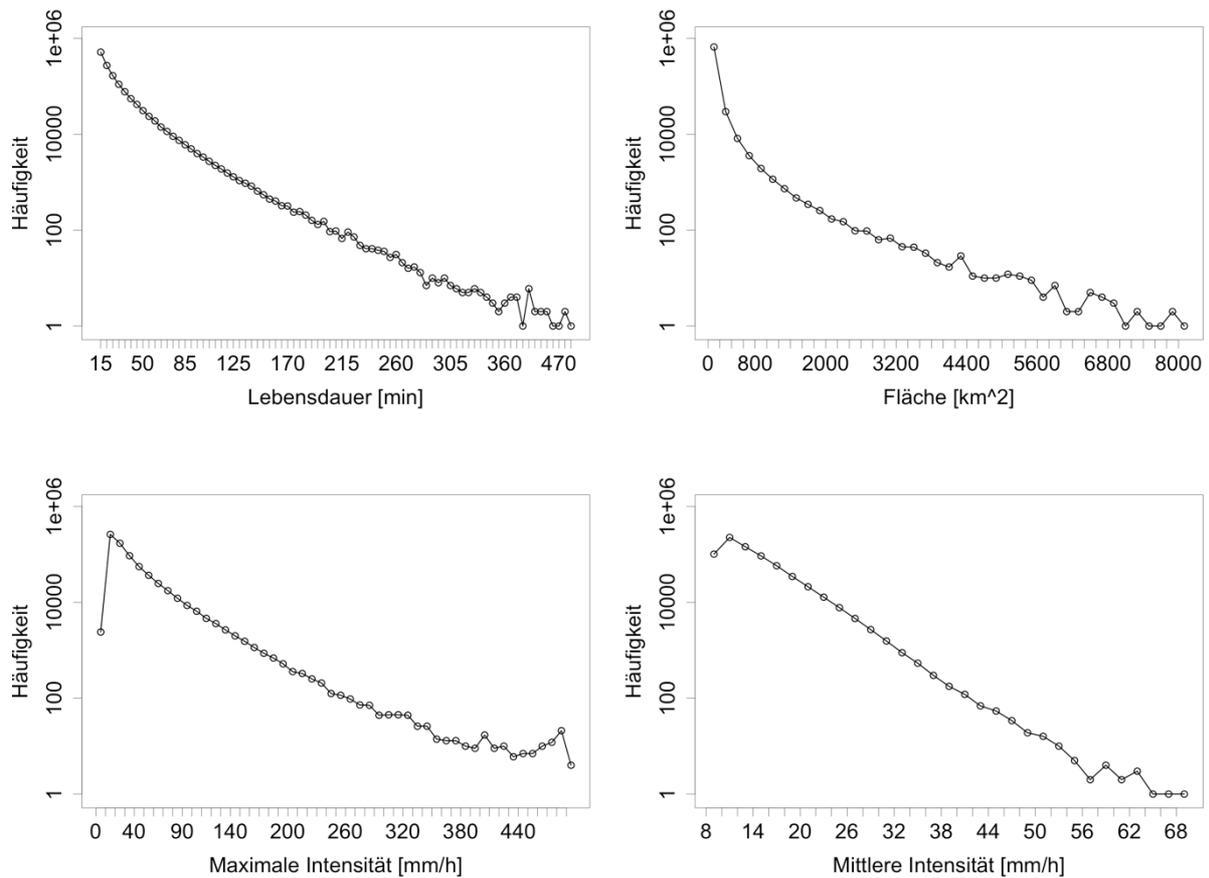


Abbildung 6: Häufigkeitsverteilung der Zelleigenschaften. Oben links: Lebensdauer. Oben rechts: Maximale Ausdehnung. Unten links: Maximale Intensität. Unten rechts: Mittlere Intensität.

Um zu untersuchen, ob es tatsächlich die langlebigen Zellen sind, die eine höhere Intensität und eine große Fläche haben, wurden die Verteilungen von Größe und Intensität in Abhängigkeit von der Lebenszeit untersucht. Wie in Abbildung 7 zu sehen ist, haben langlebige Zellen eine größere Ausdehnung und eine größere mittlere Intensität. So beträgt der Median der Fläche aller Zellen, die beispielsweise zwischen 195 und 210 Minuten leben 226 km², während er für Zellen die zwischen 15 und 30 Minuten leben nur bei 25 km² liegt. Auch die maximale Intensität nimmt mit der Lebenszeit systematisch zu.

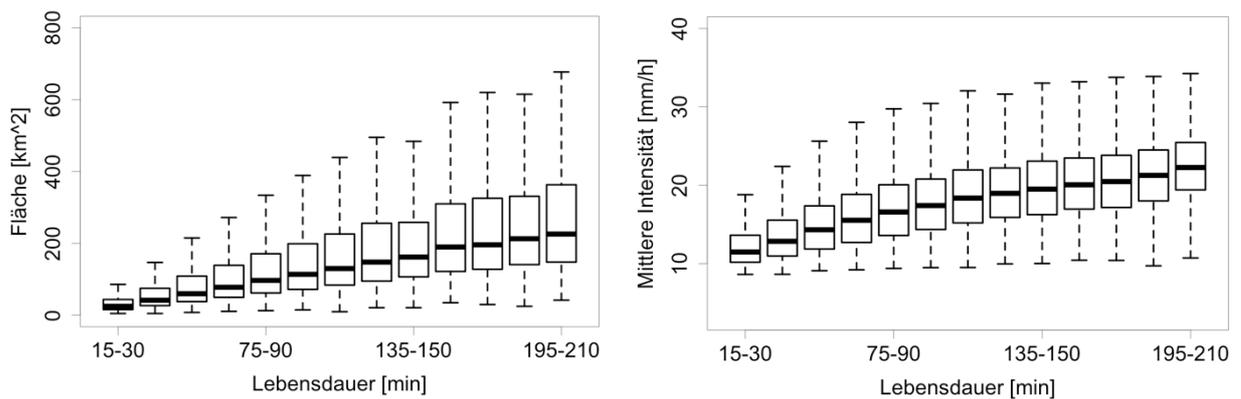


Abbildung 7: Maximale Fläche (links) und mittlere Intensität (rechts) konvektiver Zellen in Abhängigkeit von deren Lebensdauer.

Temperaturabhängigkeit der Zelleigenschaften

Hier wird untersucht, inwiefern die Eigenschaften der konvektiven Zellen von der Umgebungstemperatur abhängen. Berg et al. (2013) haben anhand von Beobachtungsdaten gezeigt, dass die Intensitäten konvektiver Starkregenereignisse mit der Temperatur stärker ansteigen als die Intensitäten stratiformer Starkregenereignisse. Derzeit existieren mehrere Hypothesen, die dieses Verhalten erklären. Zum einen wird angenommen, dass sich konvektive Zellen bei höheren Temperaturen und damit einhergehendem, höherem Feuchteangebot durch einen positiven Rückkopplungsmechanismus intensivieren. Durch höheren Feuchtegehalt (exponentieller Anstieg der absoluten Feuchte mit der Temperatur bei gleichbleibender relativer Feuchte) kann im Aufwindbereich der Zelle mehr latente Wärme freigesetzt werden. Dies wiederum verstärkt die Auftriebskraft im Aufwindbereich und es kann aus Kontinuitätsgründen Feuchtigkeit aus einem größeren Gebiet „eingesogen“ werden. Zum anderen wird ein höheres Maß an Organisation der konvektiven Zellen als Erklärung für den überproportionalen Anstieg ortsfester Niederschlagsintensitäten angeführt. In Grobstruktursimulationen (LES) wurde gezeigt, dass vor allem Zellen, die miteinander interagieren sensitiv auf Temperaturerhöhung reagieren (Moseley et al. 2016). Haerter et al. (2017) zeigen ebenfalls auf Basis von LES, dass die räumliche Struktur des Niederschlagsfeldes hauptsächlich vom Zeitpunkt des Beginns der Konvektion abhängt. Somit wäre die Erklärung, dass Konvektion bei höheren Temperaturen früher am Tag beginnt und somit mehr Zeit hat sich zu organisieren.

Um das Verhalten der detektierten konvektiven Zellen bei verschiedenen Temperaturen zu untersuchen, wurden diese mit Temperaturdaten verknüpft. Hierzu wurden Stationsdaten des Deutschen Wetterdienstes verwendet. Für jede Zelle wurde der Temperaturwert derjenigen Station ausgewählt, die am nächsten beim Entstehungsort der Zelle liegt

(Abbildung 8). Die Zelle wurde anschließend mit der Tagesmitteltemperatur dieser Station verknüpft.

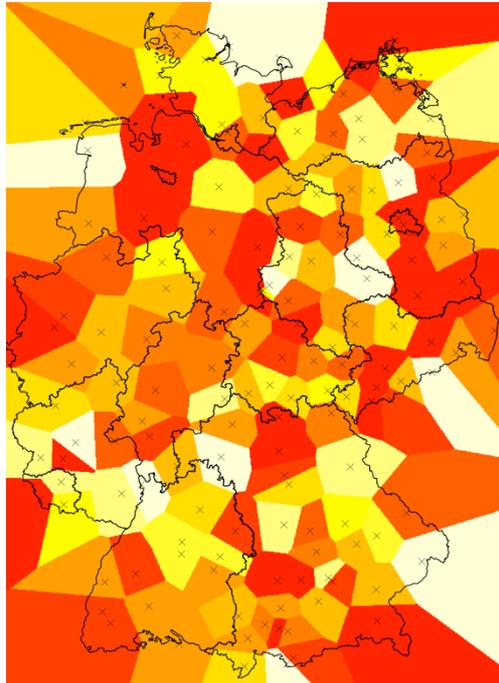


Abbildung 8: Lage der verwendeten Stationen. Für jede Station ist das Gebiet dargestellt, für welches sie repräsentativ angenommen wurde.

Die Zellen wurden anschließend in Temperaturklassen (die jeweils 1°C breit sind) eingruppiert. Für jede Temperaturklasse wurde das 90., 95. und 99. Perzentil der Zelleigenschaften ermittelt. Eine ähnliche Analyse wurde bereits von Lochbihler et al. (2017) für die Niederlande durchgeführt.

Abbildung 9 zeigt die berechneten Perzentile von maximaler Zellgröße, Niederschlagssumme, mittlerer Intensität und maximaler Intensität. Im Bereich von 15-20 °C zeigen alle Größen einen stärkeren Anstieg als bei niedrigeren Temperaturen. Der Grund hierfür ist, dass bei niedrigeren Temperaturen auch einige stratiforme Niederschlagsgebiete detektiert werden und in die Analyse mit eingehen. Das Abflachen der Kurven bei hohen Temperaturen kann dadurch erklärt werden, dass die relative Feuchte bei hohen Temperaturen im Mittel absinkt und die Zellen dadurch in ihrem Wachstumspotential begrenzt sind. Der Verlauf der Kurven für die Niederschlagssumme, welche deutlich oberhalb der Clausius-Clapeyron-Rate verläuft deutet darauf hin, dass dynamische Prozesse bei der Intensivierung von konvektiven Zellen mit der Temperatur eine Rolle spielen. Die Frage, inwiefern bzw. wie stark für diese Intensivierung eine positive Rückkopplung von Feuchteangebot und Aufwindgeschwindigkeit oder der Organisationsgrad entscheidend sind, konnte noch nicht abschließend beantwortet werden.

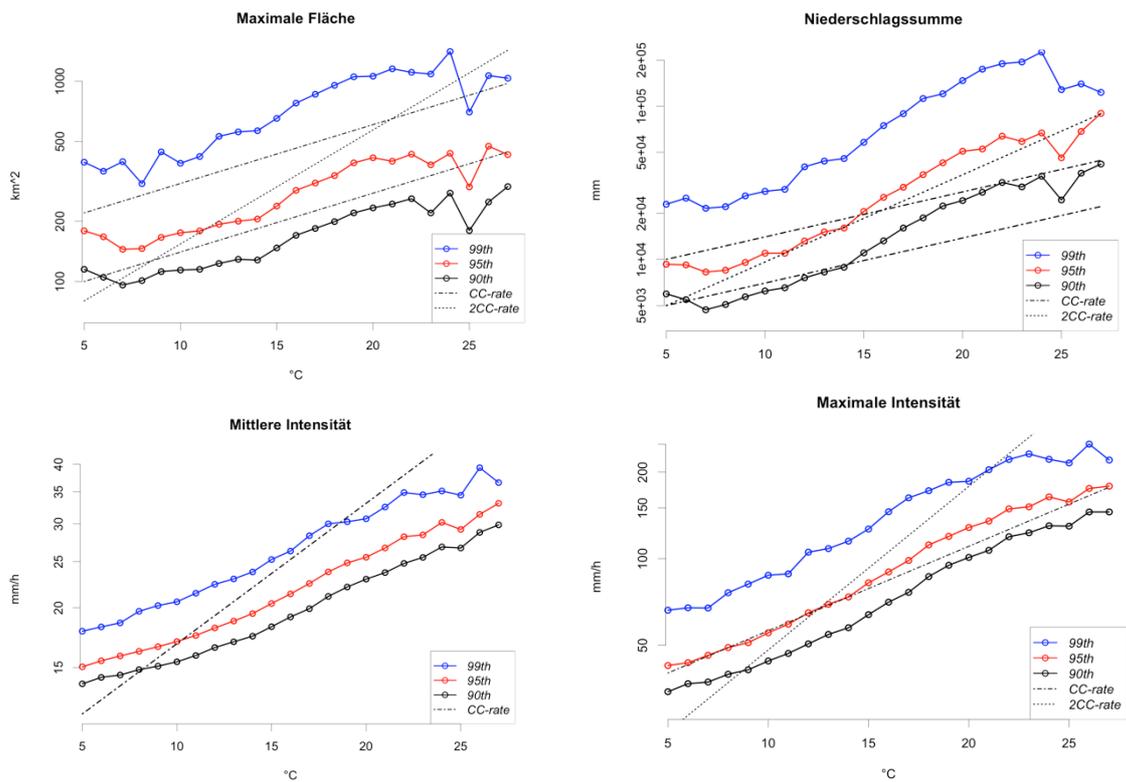


Abbildung 9: Temperaturabhängigkeit der Zelleigenschaften.

Räumliche Verteilung der Gefährdungsgrößen

Mithilfe der Radarklimatologie ist es möglich ein Bild über die räumliche Verteilung konvektiver Zellen in Deutschland zu erstellen. Hierzu werden im Folgenden die Ergebnisse des Zellverfolgungsalgorithmus räumlich dargestellt.

Abbildung 10 zeigt die räumliche Verteilung konvektiver Zellen im Zeitraum 2001-2016. Trotz der umfassenden Fehlerkorrektur sind immer noch einige Radarartefakte zu erkennen, wie beispielsweise die Speichen ausgehend von Hannover und dem Schwarzwald. Außerdem sind Minima um die Radarstandorte erkennbar. Zu beachten ist, dass der Zellverfolgungsalgorithmus nur den Massenschwerpunkt jeder Zelle, sowie deren Größe in km^2 , nicht jedoch die tatsächliche Form der Zelle, speichert. Um aus Massenschwerpunkt und Größe die Flächeninformation einer Zelle zu rekonstruieren, wird eine Spirale um den Massenschwerpunkt gelegt, sodass jede Zelle eine annähernd quadratische Form hat. Das Auftreten einer Zelle wird für jeden 5-min-Zeitschritt gezählt, an dem die Zelle sich über dem jeweiligen Messpunkt (1 km^2 Radarpixel) befindet. Eine Zelle kann über einem Gebiet also mehrfach gezählt werden. Diese Zellzahl entspricht also wie bereits in Abschnitt 3.6 erläutert der Anzahl an 5-minütigen Niederschlägen, die den Grenzwert von 8.5 mm/h überschreiten. Diese Zählweise ist sinnvoller als jede Zelle nur einmal zu zählen, da Zellen sehr unterschiedliche Größen und Geschwindigkeiten haben können.

Bekanntermaßen begünstigen Gebirge durch verschiedene Mechanismen die Auslösung von Konvektion (einen Überblick geben Kirshbaum et al. 2018). Die höchste Anzahl konvektiver Zellen tritt somit erwartungsgemäß über und an den Alpen auf. Auch die Mittelgebirge zeigen erhöhte Werte. Insbesondere Schwarzwald, Harz und Erzgebirge fallen durch erhöhte Werte im Vergleich zur Umgebung auf. Im Vergleich zu anderen Untersuchungen der konvektiven Aktivität, beispielsweise der Blitzklimatologie von Wapler (2013), zeigt sich ein geringerer Nord-Süd-Gradient. In Hessen treten vor allem der Vogelsberg und die Rhön mit erhöhten Werten hervor. Weitere Maxima liegen im Odenwald im Westen Hessens am Ostrand des Rothaargebirges. Der Taunus zeigt vergleichsweise niedrige Werte. Im Norden des Landes fällt ein ausgeprägtes Minimum westlich von Kassel auf, welches durch die Nähe des Radars Flechtdorf verursacht scheint.

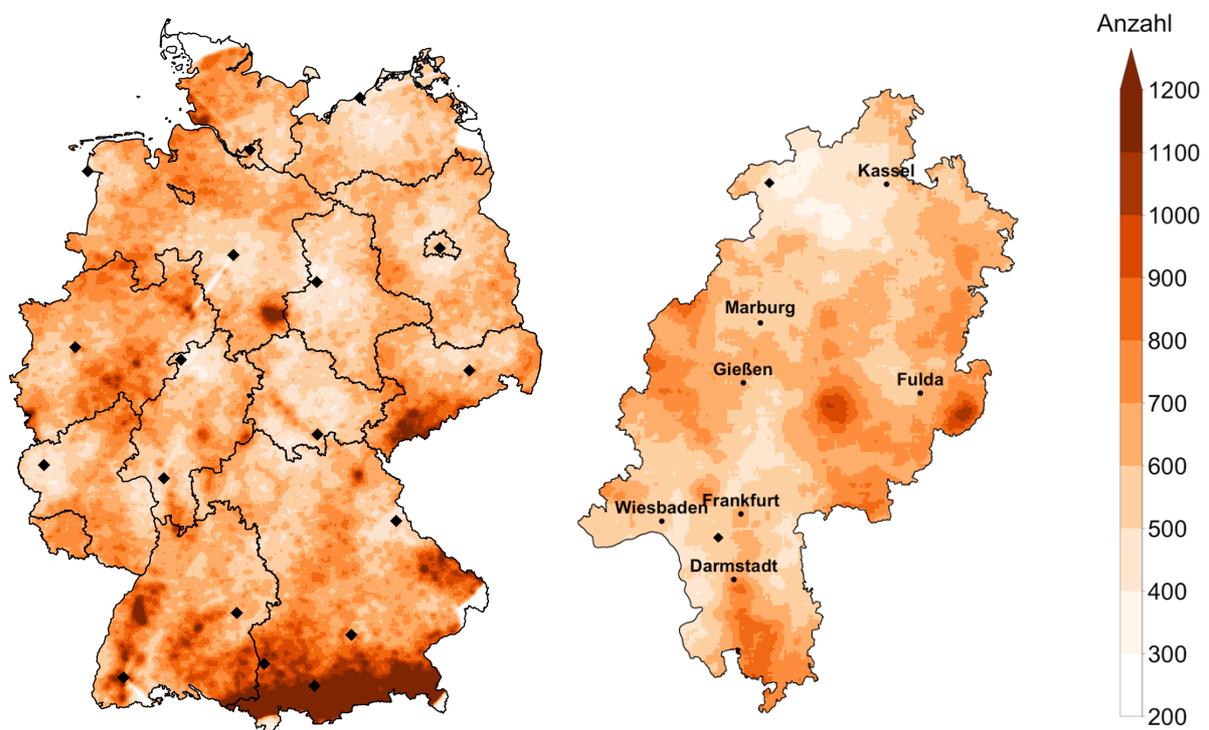


Abbildung 10: Räumliche Anzahlverteilung konvektiver Niederschlagszellen, d.h. die Gefährdungsgröße Zellzahl. Schwarze Vierecke markieren die Radarstandorte.

Betrachtet man nicht die gesamte Anzahl an Zellen, sondern die räumliche Verteilung des ersten Auftretens der Zellen (Abbildung 11) bleibt das räumliche Muster bestehen. Die Unterschiede zwischen gebirgigen Regionen und Flachland treten hier jedoch weniger deutlich zutage, da jede Zelle nur einmal, bei ihrem ersten Auftreten erfasst wird. Zu beachten ist, dass die Zelle, wenn sie das erste Mal vom Radar erfasst wird, bereits im Reifestadium ist und die Auslösung der Zelle einige Kilometer entfernt stattgefunden haben kann. In Hessen fallen erneut die bereits erwähnten Mittelgebirgsregionen auf. Interessant ist, dass der Odenwald im Vergleich zum Taunus trotz geringerer Höhe und gleichem Abstand zum Radar Offenthal höhere Werte aufweist. Dies kann durch seine Lage erklärt werden. Da die meisten Zellen bei Süd-West Anströmung auftreten und der Taunus ebenfalls von Süd-West nach

Nord-Ost verläuft, stellt er ein geringeres Umströmungshindernis dar als der von Nord nach Süd ausgerichtete Odenwald.

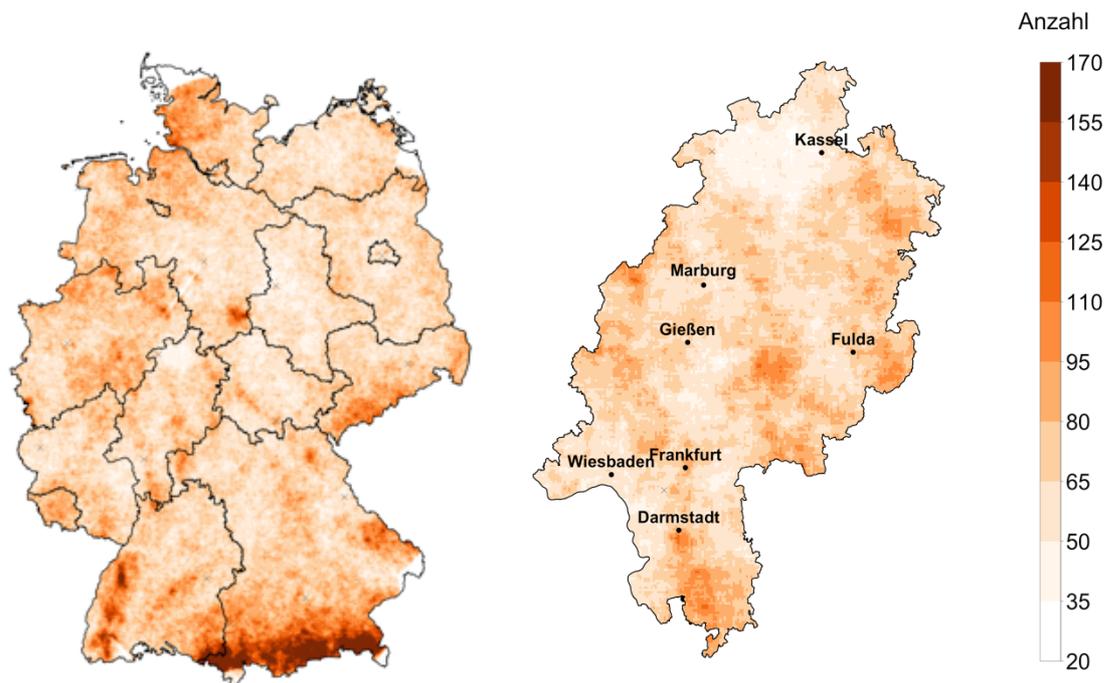


Abbildung 11: Räumliche Anzahlverteilung des ersten Auftretens konvektiver Niederschlagszellen.

Ein wesentliches Ergebnis des Projekts „Radarklimatologie“ des DWD (Winterrath et al. 2017) war, dass Starkniederschläge der Dauerstufe 1 h in Deutschland homogen verteilt sind und weniger stark an die Orographie gekoppelt sind als bisher angenommen. Dieses Ergebnis wird hier für 5-min konvektive Starkniederschläge bestätigt. Mittelgebirge lösen zwar eine höhere Anzahl Zellen aus, diese sind im Mittel aber nicht stärker als Zellen in Norddeutschland (Abbildung 12). Der mittlere Starkniederschlag zeigt über Deutschland ein relativ homogenes Muster. Teilweise treten um die Radarstandorte erhöhte Werte auf. Hier wird vermutet, dass die Signaldämpfung im Nahfeld des Radars durch die Radarkorrektur nicht ausreichend korrigiert wird. Dadurch fallen prozentual mehr schwache Zellen aus der Mittelung als in radarfernen Gebieten, was dann zur Erhöhung des Mittelwerts führt. Allerdings lassen sich auch Mittelgebirgsgegenden (vor allem Harz, Schwarzwald, Rhön) ausmachen, die einen niedrigeren Mittelwert als die Umgebung aufweisen. Für diesen Effekt kommen zwei Erklärungen in Betracht. Zum einen kann durch orographische Hebung die deckelnde Inversion am Oberrand der Grenzschicht leichter durchbrochen werden, als im Flachland, sodass sich im Flachland längere Zeit die Instabilität aufbauen kann bevor verstärkte hochreichende Konvektion ausgelöst wird. Dieses Phänomen könnte die beobachtete, relativ hohe mittlere Intensität im Rhein-Main-Gebiet erklären. Zum anderen befinden sich Zellen, die an Gebirgen ausgelöst werden am Beginn ihres Lebenszyklus und haben somit eine geringere Niederschlagsintensität.

Betrachtet man die räumliche Verteilung von extrem starken Zellen mit einer maximalen Intensität > 100 mm/h (siehe Anhang 3), fällt auf, dass zwar Alpenvorland, schwäbische Alb

und Erzgebirge erhöhte Werte zeigen, aber alle anderen Mittelgebirge, insbesondere auch in Hessen, sich nicht von der Umgebung abheben.

Zu beachten ist, dass starke, langlebige Zellen zwar durchaus durch orographische Prozesse ausgelöst werden können, sich allerdings dann in einem Umfeld mit tendenziell starker Windscherung recht schnell verlagern.

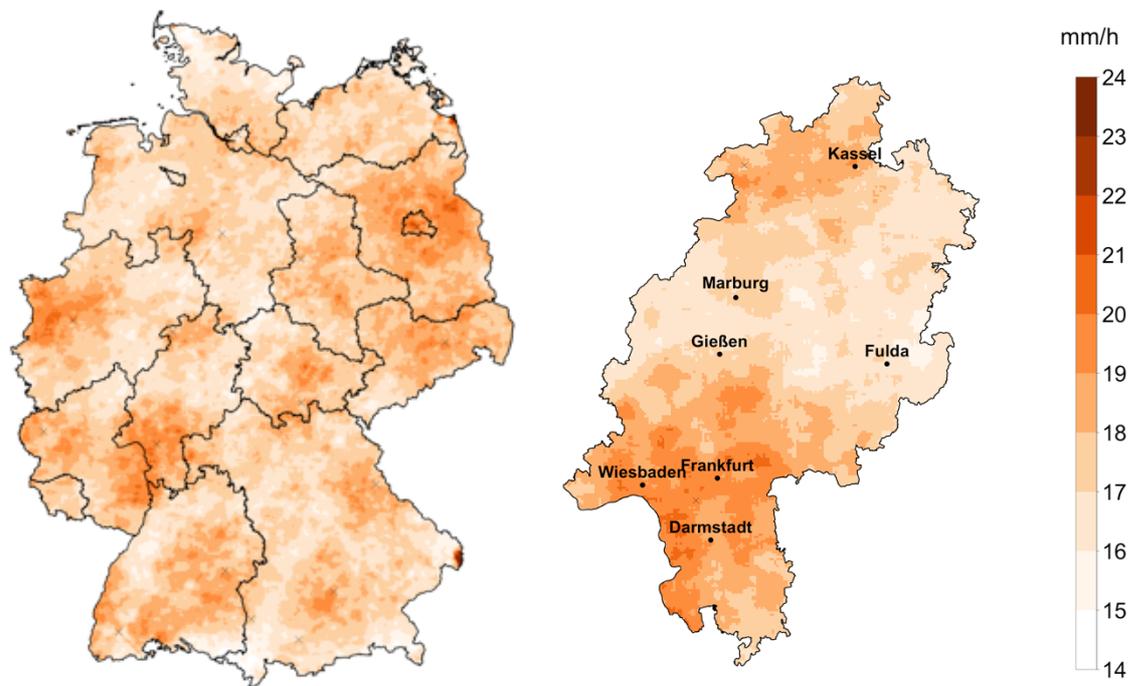


Abbildung 12: Mittlerer Starkniederschlag.

Eine wichtige Frage ist, wie robust die Muster der Gefährdungsgrößen sind und welchen Einfluss die interne Variabilität bei einem Beobachtungszeitraum von 16 Jahren auf die Verteilung der Größen hat. Hierzu wurde mit Hilfe eines Bootstrap-Verfahrens ein Streumaß berechnet, der sogenannte Interquartilsabstand. Im Bootstrap-Verfahren wurden jährliche Mittelwerte der Zellzahl und der mittleren Intensität konvektiver Zellen berechnet und anschließend zufällig jährliche Zeitreihen generiert. In Tabelle 3 sind die räumlich gemittelten Streuwerte für Hessen und Rheinland-Pfalz angegeben. Die Werte des Streumaßes belegen, dass die beobachteten Muster der Zellzahl und der mittleren Intensität robust sind.

Tabelle 3: Mittelwert und Streumaß der Zellzahl und des mittleren Starkniederschlags.

	Zellzahl [km ⁻¹]	Mittlerer Starkniederschlag [mm/h]
Mittelwert	726.3	17.69
Streumaß	84.2	0.48

Bedeutung der detektierten konvektiven Zellen für ortsfeste Starkniederschläge

In diesem Abschnitt soll die Frage beantwortet werden, ob bestimmte Zellen für einen höheren Anteil der ortsfesten Starkniederschläge verantwortlich sind als andere. Die klassische Betrachtung von Starkniederschlägen bezieht sich immer auf ortsfeste Daten. Um zu verstehen welche Arten von konvektiven Zellen für Starkniederschläge verantwortlich sind, ist eine Verknüpfung der ortsfesten stündlichen Niederschlagsintensitäten mit den detektierten Zellen aus dem Zellverfolgungsalgorithmus nötig. Denkbar ist, dass große Zellen mit hoher maximaler Intensität, die durch dynamische/synoptische Aspekte wie Windscherung einen hohen Organisationsgrad aufweisen, lokal hohe Niederschlagssummen bringen, was allerdings dadurch abgeschwächt werden könnte, dass diese sich tendenziell schneller verlagern. Kleinere, kurzlebige Zellen können dann potentiell hohe Niederschlagsmengen bringen, wenn ihre Verlagerungsgeschwindigkeit gering ist.

Im Folgenden werden Starkniederschläge betrachtet, die lokal, also der Auflösung der Radardaten entsprechend pro km², einen Schwellwert von 25 mm Niederschlag in einer Stunde überschreiten. Dieser Wert entspricht dem DWD Warnkriterium für unwetterartigen Starkregen (Stufe 3 von 4 im Warnsystem des DWD²).

Eine punktgenaue Zuordnung der Starkniederschlagspixel zu den konvektiven Zellen, die sich zu diesem Zeitpunkt über dem Gebiet befinden, ist nicht möglich, da als Ergebnis des Zellverfolgungsalgorithmus nur die Koordinaten des Massenschwerpunkts und das Punktes der maximalen Intensität der Zelle gespeichert wurden. Stattdessen wurden bei Überschreitung des Schwellwertes in einem Pixel alle Zellen ausgewählt, die sich innerhalb der betreffenden Stunde an mindestens einem 5-Minuten Zeitschritt in der Nähe des Pixels befanden. Der Abstand zwischen Starkniederschlagspixel und dem Massenschwerpunkt einer konvektiven Zelle muss geringer sein als der Radius der Zelle:

$$Dist(Pixel_{25mm}, Zelle) < \sqrt{\frac{Zellfläche}{\pi}}$$

Die Anzahl der Radarpunkte (von jeweils 1km²) die einen Grenzwert von 25mm/h überschreiten ist in Abbildung 13 (links) monatlich summiert dargestellt. Die blauen Balken kennzeichnen solche Fälle, in denen in der Nähe des ortsfesten Starkniederschlags eine konvektive Zelle detektiert werden konnte, rot die Fälle, in denen keine Zelle zugeordnet werden konnte. Der Grund dafür, dass keine Zelle zugeordnet werden konnte, können entweder einzelne Clutterpixel sein, die nicht als Zelle erfasst wurden, oder Zellen, die sich zu ruckartig bewegen und deshalb vom Zellverfolgungsalgorithmus nicht als zusammenhängende Zellzugbahn erkannt werden.

² https://www.dwd.de/DE/wetter/warnungen_aktuell/kriterien/warnkriterien.html

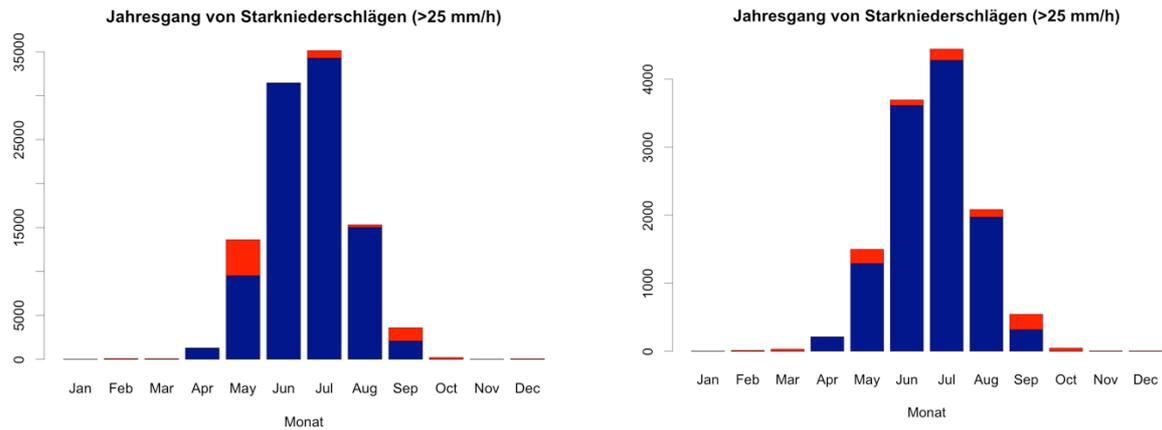


Abbildung 13: Links: Jahresgang der Anzahl von Überschreitungen einer Niederschlagsintensität von 25 mm/h in $h \cdot km^2$ (rot) und Jahresgang der Starkniederschläge denen eine konvektive Zelle zugeordnet werden konnte (blau). Rechts: Jahresgang der Anzahl, der zusammenhängenden Niederschlagsgebiete, die den Grenzwert überschreiten (rot), und wiederum Gebiete, denen eine konvektive Zelle zugeordnet werden konnte (blau).

Nach der Betrachtung einzelner Pixel, werden nun zusammenhängende Gebiete über dem Grenzwert von 25 mm/h betrachtet (Abbildung 13, rechts). Teilen sich Starkniederschlagspixel eine gemeinsame Kante, werden sie zu Starkniederschlagsgebieten zusammengefasst. Hierdurch lassen sich Rückschlüsse auf die Größe der Niederschlagsgebiete ziehen, sodass einzelne Pixel eventuell als Fehlwert oder große Gebiete als Regionen stratiformem Niederschlags klassifiziert werden können.

Blitzdatenauswertung

Im Folgenden wird die räumliche Verteilung der Blitzdaten analysiert. Ein Problem bei der Interpretation der räumlichen Verteilung von Blitzeinschlägen ist, dass überproportional viele Blitze in hohe Strukturen, wie Masten oder Türme einschlagen. Das führt dazu, dass einzelne Punkte durch besonders hohe Werte herausstechen. Diese Werte sind zwar keine Fehlwerte im eigentlichen Sinne, können aber dazu führen, dass die Verteilung der Blitze (vor allem bei Aggregation auf ein gröberes Gitter) als Indikator für Konvektionsneigung falsch interpretiert wird.

Neben einer rein klimatologischen Auswertung der Blitzdaten ist es für das Verständnis der Prozesse in konvektiven Zellen sinnvoll, die Blitze den individuellen Gewitterzellen zuzuordnen, die in den Radardaten detektiert wurden.

Um die räumliche Verteilung der Blitze zu charakterisieren, wurden diese zunächst in 5-minütige Zeitintervalle aggregiert, die den Zeitintervallen der Radardaten entsprechen. Anschließend wurde ein Algorithmus zur dichte-basierten räumlichen Clusteranalyse mit Rauschen mit dem Namen DBSCAN (Ling 1972) angewandt, der in der Lage ist die einzelnen Blitze in Cluster (Bereiche mit hoher Blitzdichte) einzuteilen. Des Weiteren ist dieser Algorithmus in der Lage einzelne Blitze als Ausreißer zu behandeln und keinem Cluster zuzuordnen. Dadurch konnten häufige Blitzeinschläge in Masten und andere hohe Gebäude herausgefiltert werden.

Bei der Betrachtung (Abbildung 14, links) der Gesamtzahl an Blitzen im Beobachtungszeitraum (2001-2013) fällt auf, dass das Maximum im Rhein-Main Gebiet liegt. Im Gegensatz zur Verteilung der konvektiven Zellen scheint die räumliche Blitzverteilung weniger stark an die Orographie gebunden. Die Verteilung der Niederschlagszellen, denen ein Blitzcluster zugeordnet werden konnte (Abbildung 14, rechts) zeigt einen deutlichen Nord-Süd-Gradienten, der mit der Verteilung der Blitzanzahl gut übereinstimmt. Im Vergleich zur Anzahl aller konvektiven Zellen ist das Minimum im Norden Hessens, östlich des Radars Flechtdorf deutlich schwächer ausgeprägt.

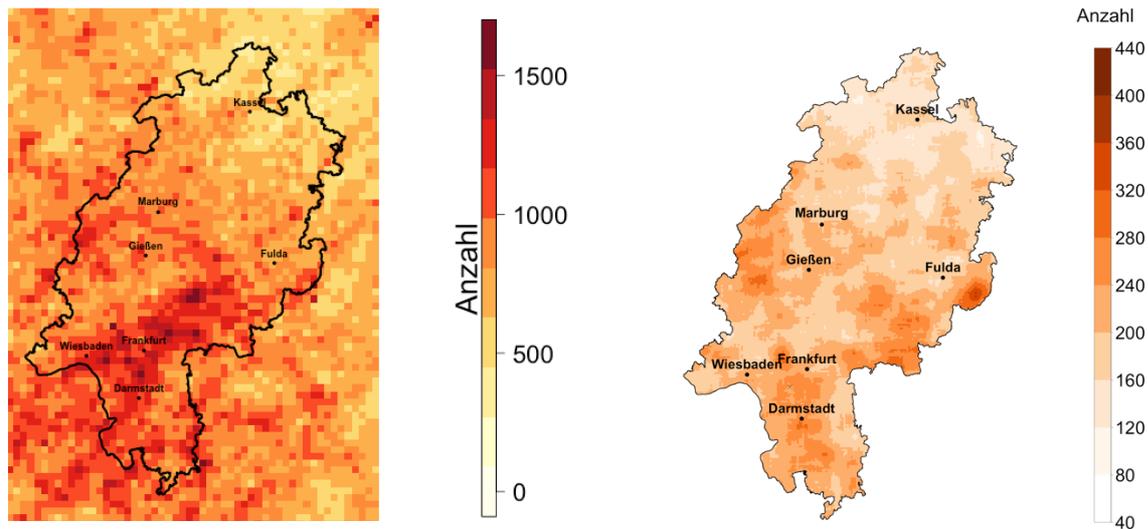


Abbildung 14: Gefährdungsgröße Blitzanzahl. Links: Gesamtzahl der Blitze pro 16 km² im Zeitraum 2001-2013. Rechts: Anzahl der Niederschlagszellen, denen mindestens einmal ein Blitzcluster zugeordnet werden konnte.

Hagelhäufigkeit

Die beobachtungsbasierte Verteilung der Hagelereignisse zeigt ein Bild mit hoher kleinräumiger Variabilität (Abbildung 15). Hagelereignisse sind sehr selten und daher ist das räumliche Muster auch in einem Zeitraum von 16 Jahren noch stark von Einzelereignissen geprägt. Großräumige Gebiete mit erhöhtem Auftreten von Hagel sind hauptsächlich das Alpenvorland und die schwäbische Alb. In Hessen gibt es Gebiete mit hoher Hagelaktivität in der Rhön sowie um Gießen. Allerdings scheint auch hier das geschwächte Radarsignal in der Nähe der Radarstandorte im Süden und Norden die räumliche Verteilung zu beeinflussen.

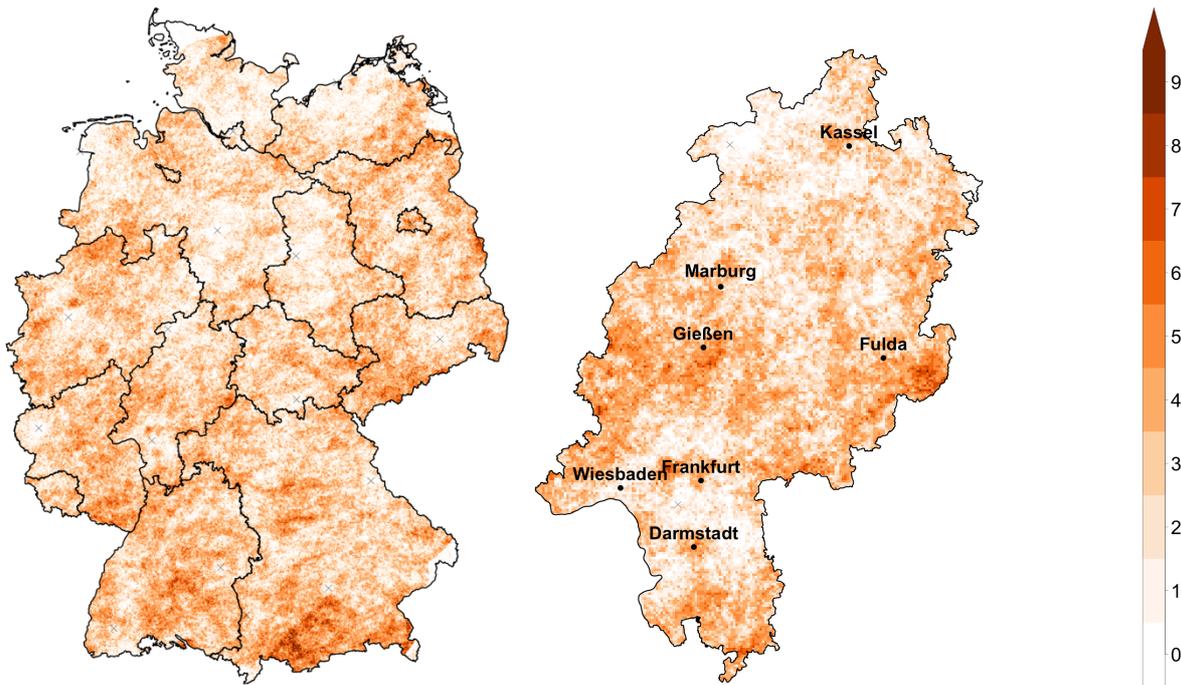


Abbildung 15: Anzahl der Hageltage im Zeitraum 2001-2016.

Wetterlagenstatistik

Zunächst wurde die Verteilung der in Abschnitt 3.4 ermittelten konvektiv extremen Tage auf die verschiedenen Wetterlagen untersucht. Betrachtet man die Wetterlagen, die an diesen extremen Tagen vorherrschen, wird ersichtlich, dass feuchte Südwest-Wetterlagen für 65 % aller extremen Tage verantwortlich sind (Abbildung 16). Weitere 20 % entfallen auf feuchte Wetterlagen ohne klar definierte Anströmrichtung. Was die Zyklonalität betrifft, sind Wetterlagen vorherrschend, die zyklonal in der unteren und antizyklonal in der mittleren Troposphäre sind. Lediglich vier Tage werden als trockene Wetterlage klassifiziert.

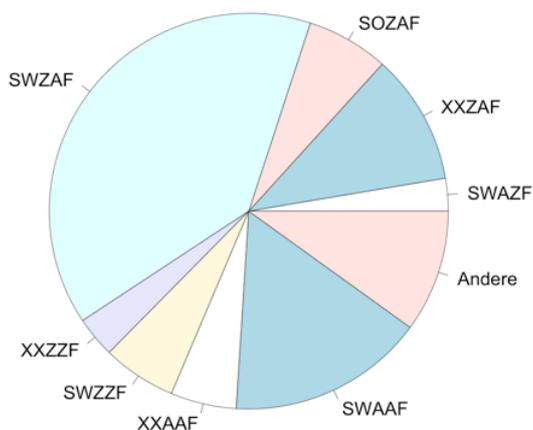


Abbildung 16: Anteile verschiedener Wetterlagen an konvektiven Extremtagen (Wetterlagen, die an maximal 1 Extremtag vorkommen sind unter Andere zusammengefasst).

Betrachtet man die Verteilung der Anzahl an konvektiven Zellen und Blitzen pro Wetterlage, dann ergibt sich ein ähnliches Bild (Abbildung 17). Auch hier dominieren feuchte Südwestwetterlagen. Die Verteilung von besonders intensiven Zellen (max. Intensität > 150 mm/h) ist noch stärker auf einzelne Wetterlagen beschränkt. So treten 83 % aller intensiven Zellen in nur zwei Wetterlagen auf: SWZAF und SWAAF. Die Verteilung der Blitzhäufigkeit stimmt sehr gut mit der Verteilung der intensiven Zellen überein: 79 % aller Blitze treten in diesen zwei Wetterlagen auf.

Im Gegensatz zur absoluten Blitzaktivität ist für die relative Blitzaktivität (Blitze pro Tag je Wetterklasse) nicht die Anströmrichtung entscheidend, sondern die Zyklonalität und die Feuchte. Feuchte Wetterlagen, die in 500 hPa eine antizyklonale und in 950 hPa eine zyklonale Strömung aufweisen, haben eine deutlich höhere mittlere Blitzaktivität als andere Wetterlagen. Die Ergebnisse der Verteilung der konvektiven Aktivität auf die Wetterlagen wurden verwendet, um die vier Wetterlagenklassen zu definieren, deren Häufigkeit und projizierte Änderung in Globalmodellen in Abschnitt 4.3.1 diskutiert wird.

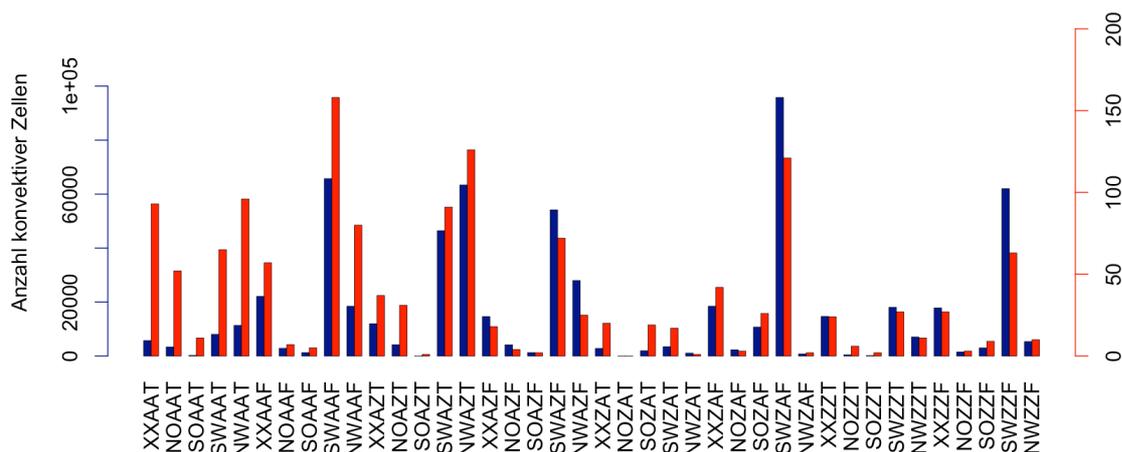


Abbildung 17: Wetterlagenverteilung von konvektiven Zellen (blau) und Häufigkeitsverteilung der Wetterlagen (rot) in den Sommerhalbjahren 2001-2016.

4.2 Evaluierung der Simulationen mit COSMO-CLM

In diesem Abschnitt werden die Ergebnisse der mit Reanalysedaten angetriebenen Simulationen mit den Beobachtungsdaten verglichen. Für die kontinuierlichen 2.8-km Simulationen CLM2.8 können die Sommermonate 2001-2015 verglichen werden. Für die 1-km Simulationen CLM1.0 ist die Datenbasis sehr viel kleiner. Sie umfasst die 100 konvektiv extremsten Tage, die nach der Methode in Kapitel 3.4.1 ausgewählt wurden. Zunächst werden die Ergebnisse der Simulation CLM2.8 betrachtet.

Evaluierung der Simulation von konvektiven Niederschlagszellen

Die Häufigkeitsverteilungen der Zelleigenschaften in den Modellsimulationen zeigen, dass es zu wenig starke konvektive Zellen im Modell gibt, oder anders ausgedrückt, dass die Niederschlagsintensität systematisch unterschätzt wird (Abbildung 18). Die Lebenszeit der Zellen wird leicht überschätzt. Der Grund könnte sein, dass Zellen sich im Radarbild ruckartiger bewegen und daher als separate Zellen detektiert werden. Die Fläche der Zellen wird gut wiedergegeben, bis auf eine leichte Überschätzung der großen Zellen.

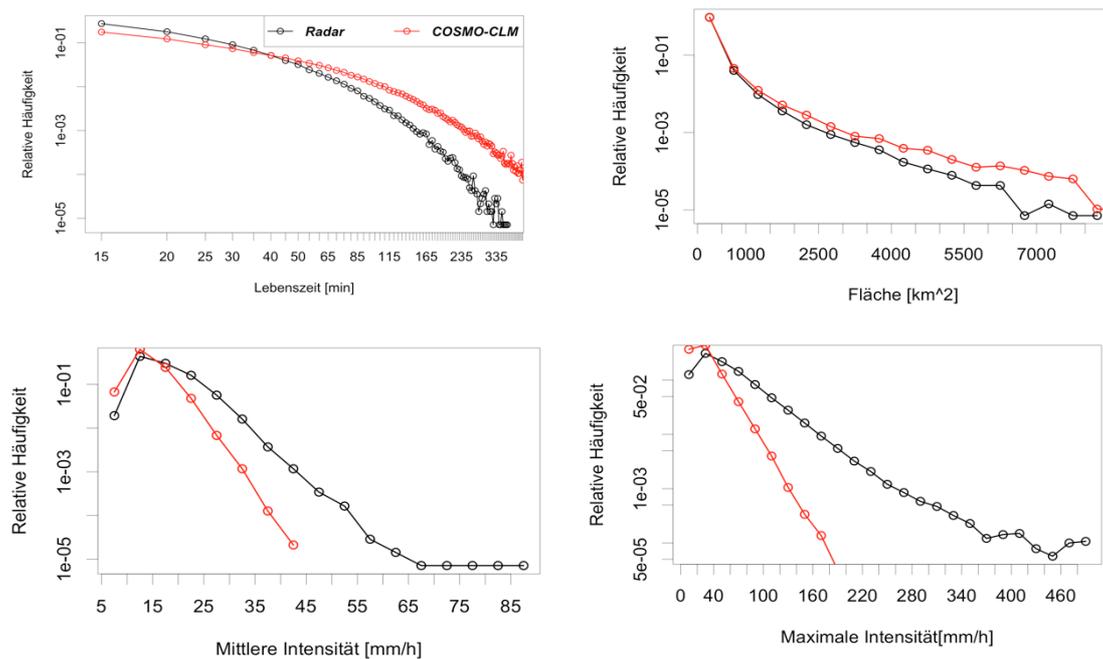


Abbildung 18: Vergleich der Häufigkeitsverteilungen von Zelleigenschaften aus der Simulation CLM2.8 mit Radardaten.

Die Unterschätzung der mittleren und maximalen Niederschlagsintensität betrifft insbesondere die langlebigen Zellen (Abbildung 19). Während die mittlere Intensität der kurzlebigen Zellen nur leicht unterschätzt wird, ist dies bei langlebigen Zellen mit hoher Intensität sehr viel stärker der Fall. Die Größe der Zellen in Abhängigkeit von deren Lebensdauer wird gut wiedergegeben. Es ist ein leichter Trend erkennbar, dass die hohen Perzentile der Fläche bei kurzer Lebensdauer unterschätzt und dafür die niedrigen Perzentile bei hoher Lebensdauer überschätzt werden.

Zu beachten ist, dass die Unterschätzung der Intensität der langlebigen Zellen nur einen kleinen Teil der Zellen betrifft. So hat nur etwa jede tausendste Zelle eine Lebenszeit von über 100 Minuten. Aus diesem Grund wäre diese Unterschätzung bei einer klassischen Evaluierung ortsfester, stündlicher Niederschlagsintensitäten nicht so leicht ersichtlich, obwohl gerade die Modellierung solcher Extremereignisse für die hydrologische Betrachtung von Starkregenereignissen sehr wichtig ist.

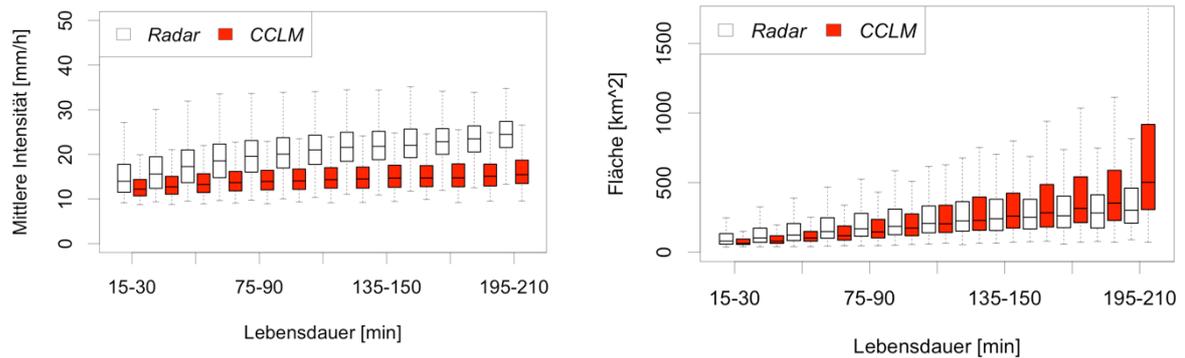


Abbildung 19: Vergleich von Intensität (links) und Fläche (rechts) der konvektiven Zellen in der Simulation CLM2.8 und Radar.

Der Tagesgang der konvektiven Aktivität wurde mit dem Modell gut simuliert. Abbildung 20 zeigt den Tagesgang der Anzahl konvektiver Zellen. Hierbei wird für jeden 5-min Zeitschritt die aktuelle Anzahl an vorhandenen konvektiven Zellen gezählt und anschließend über den gesamten Beobachtungszeitraum (2001-2015) aufsummiert. Der typische nachmittägliche Anstieg der konvektiven Aktivität setzt im Modell mit einer kleinen Verzögerung ein, verläuft dann aber weniger steil als in den Beobachtungsdaten. Das Maximum wird in den Beobachtungsdaten etwa 18 Uhr lokaler Zeit erreicht, während es im Modell etwa 19 Uhr eintritt. Während der Nacht und den Morgenstunden wird die konvektive Aktivität im Modell überschätzt, wohingegen die hohen Werte am Nachmittag und frühen Abend unterschätzt werden.

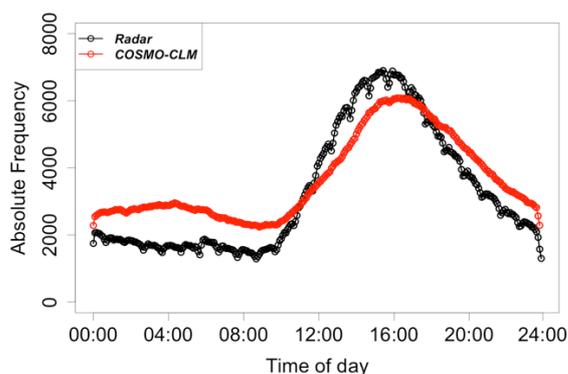


Abbildung 20: Tagesgang der konvektiven Aktivität in der Simulation CLM2.8 und in der Radarbeobachtung im Beobachtungszeitraum 2001-2015. Zeitangabe in UTZ.

Sowohl die absolute Anzahl, als auch die räumliche Verteilung der konvektiven Zellen wird in den CLM2.8 Simulationen gut wiedergegeben. Abbildung 21 zeigt die räumliche Verteilung der Gefährdungsgröße Zellzahl im Zeitraum 2001-2015 in der Simulation CLM2.8 (links) und den Radardaten (rechts). Zu beachten ist, dass im Radar nur Zellen ausgewählt wurde, die größer als 35 km^2 sind, was in etwa der Mindestgröße von 5 Gitterboxen der CLM2.8 Simulationen entspricht, die nötig ist, damit der Zellverfolgungsalgorithmus eine konvektive Zelle detektiert. Während die konvektive Aktivität im Norden Deutschlands gut simuliert wird, wird

sie in Süddeutschland, insbesondere im Alpenvorland überschätzt. In Hessen zeigen die Simulationsergebnisse ein homogeneres Bild als die Radardaten. Die Regionen Vogelsberg und Rhön haben in der Simulation eine geringere konvektive Aktivität. Auch im Westen Hessens, in den Ausläufern des Westerwalds wird die konvektive Aktivität unterschätzt.

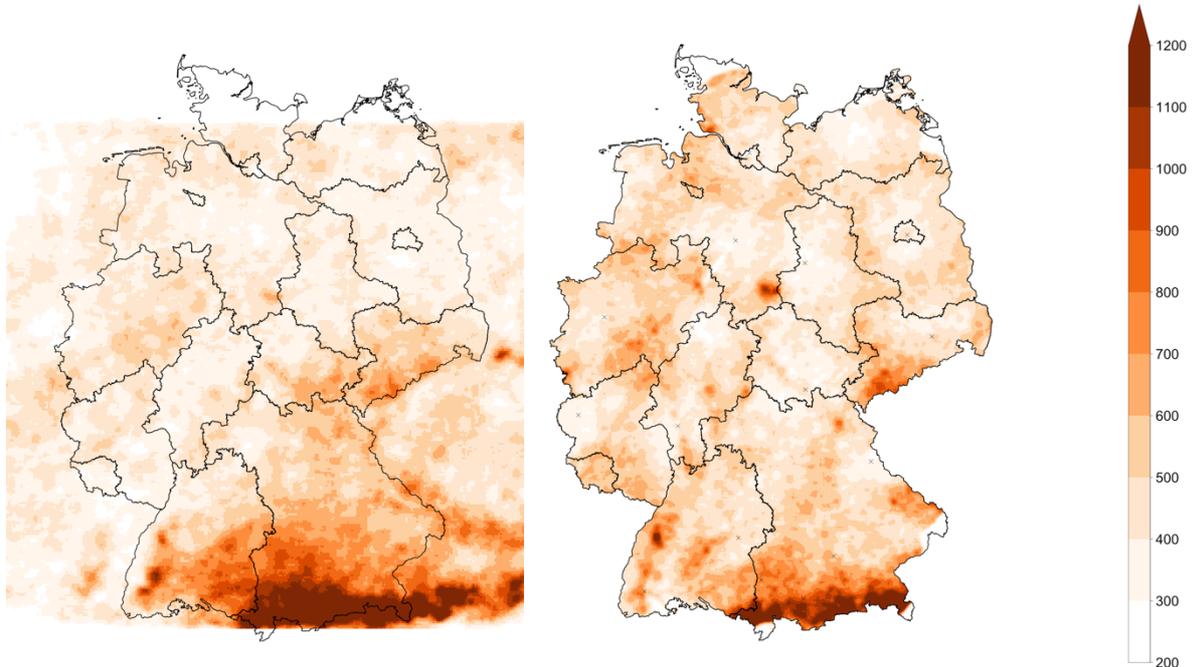


Abbildung 21: Anzahl konvektiver Zellen (>35 km²) im Zeitraum 2001-2016. Links: CLM2.8-ERA. Rechts: Radar.

Evaluierung der Simulation von Blitzen

Im Mittel zeigt das Modell gute Übereinstimmung in der Häufigkeitsverteilung und der zeitlichen Verteilung der Blitze im Vergleich mit den Beobachtungsdaten. Beispielhaft ist in Abbildung 22 der Jahresgang der mittleren Blitzratendichte und der Blitzhäufigkeit dargestellt. Die Blitzratendichte gibt an wie viele Blitze pro Quadratkilometer und 15 min einschlagen. Die Blitzhäufigkeit gibt an wie oft pro Quadratkilometer in 15 Minuten mindestens ein Blitz einschlägt. Das Modell unterschätzt das Maximum der Blitzhäufigkeit im Juni und Juli und der Jahresgang der Blitzratendichte ist etwa einen halben Monat nach vorne verschoben.

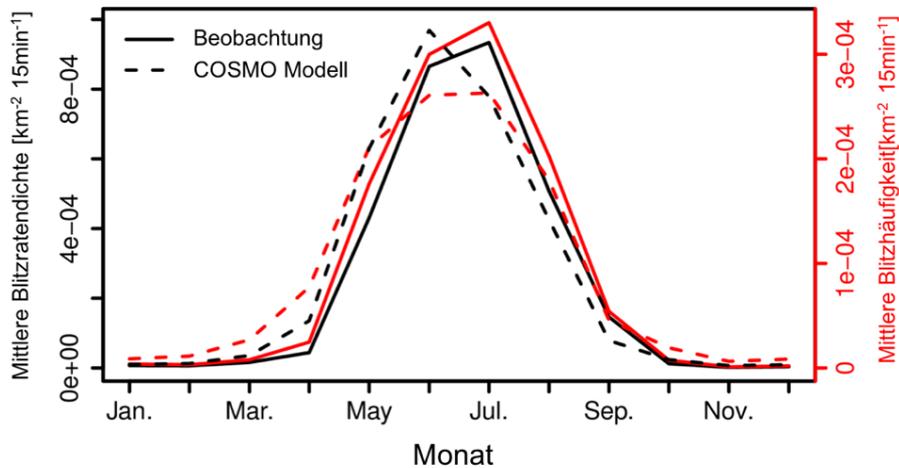


Abbildung 22: Jahresgang der simulierten und beobachteten mittleren Blitzratendichte und Blitzhäufigkeit.

Die räumliche Verteilung der Blitze wird vom Modell mehr oder weniger gut wiedergegeben (Abbildung 23). Der Nord-Süd-Gradient, insbesondere der Abfall im Nordosten, wird vom Modell gut simuliert. Das Blitzmaximum im Norden von Baden-Württemberg wird ebenfalls gut reproduziert, das Maximum im Rhein-Main-Gebiet ist jedoch weniger stark ausgeprägt. Insgesamt ist die Blitzverteilung im Modell verrauschter und zeigt weniger starke regionale Gradienten als die Beobachtungen.

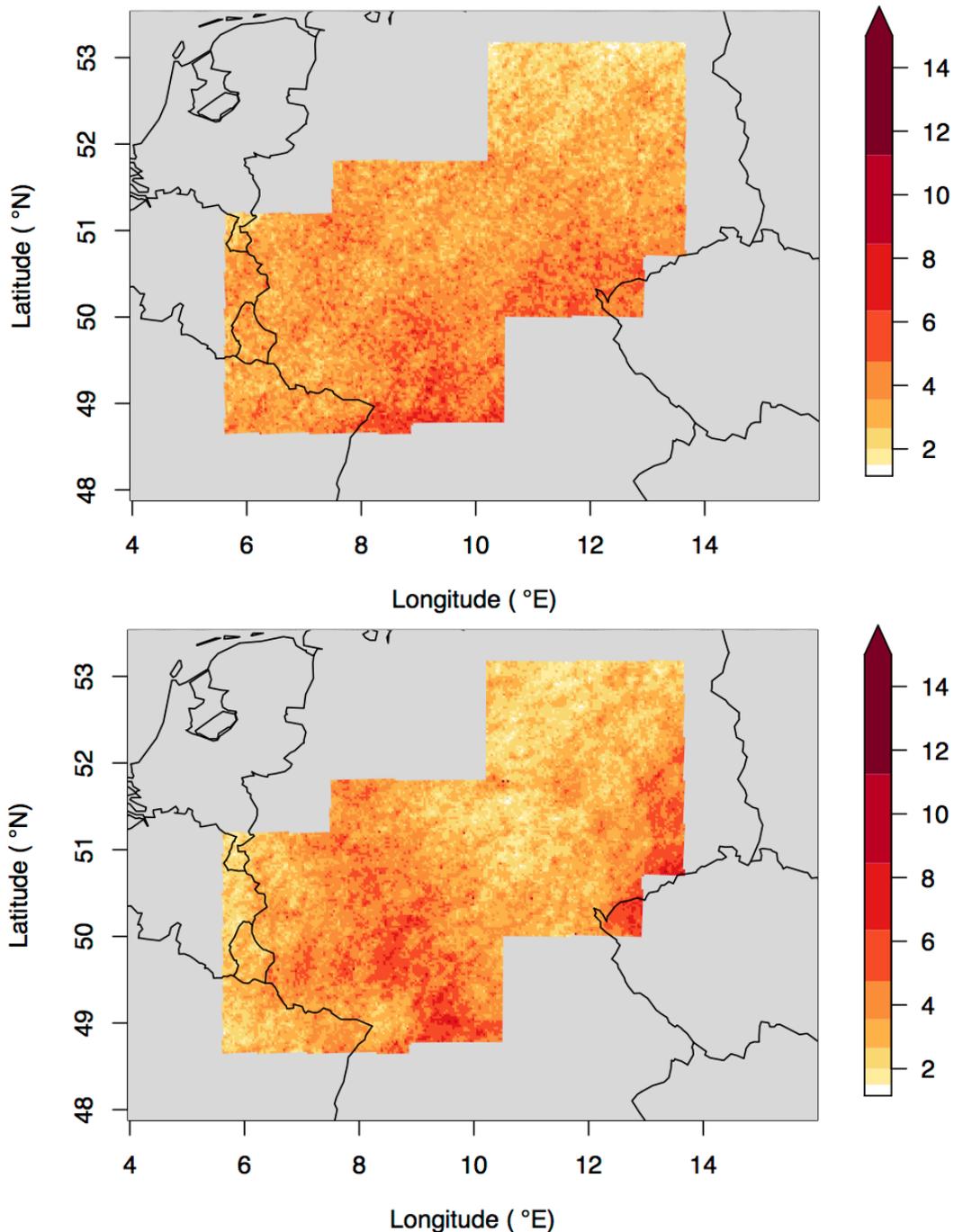


Abbildung 23: Modellierte (oben) und beobachtete (unten) Blitzanzahl [$\text{km}^{-2} \text{Jahr}^{-1}$] im Zeitraum 1999-2013.

Evaluierung der Simulation von Hagel

Wie bereits in Abschnitt 3.6 erwähnt, hat die in den CLM1.0-Simulationen direkt berechnete Hagelkonzentration das Problem, dass fallender Hagel zu schnell schmilzt und dadurch das Hagelvorkommen unterschätzt wird. Um dies zu verdeutlichen, wurde für jeden Tag das Verhältnis berechnet aus der Fläche, die von Hagel betroffen war zum Mittelwert der maximalen Niederschlagsintensität aller an diesem Tag aufgetretenen konvektiven Zellen. Abbildung 24 zeigt dieses Verhältnis, wobei die einzelnen Tage je nach Mitteltemperatur in

Intervalle von 1 K zusammengefasst wurden. Die schwarzen Punkte zeigen demnach den Mittelwert des Verhältnisses Hagelfläche zu Zellintensität pro Temperaturklasse. Während dieses Verhältnis in den Beobachtungsdaten mit der Temperatur ansteigt, fällt es in den CLM1.0-Simulationen ab. Da das Modell diese Temperaturabhängigkeit weder quantitativ noch qualitativ wiedergeben kann, ist die direkt berechnete Hagelkonzentration für die Verwendung in Klimaprojektionen ungeeignet.

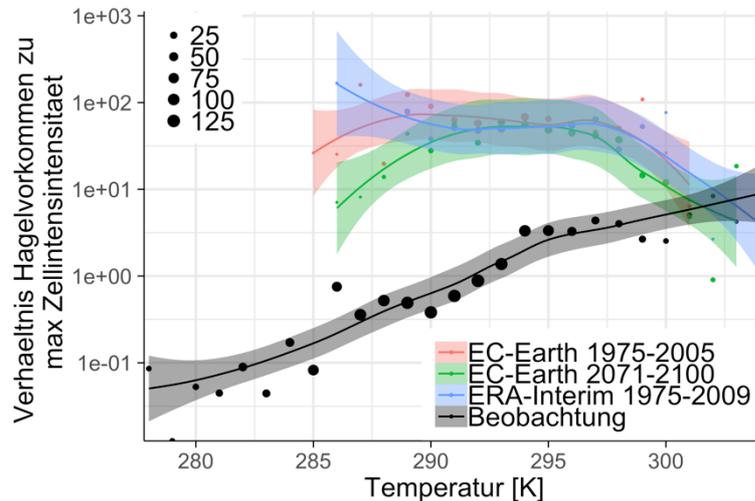


Abbildung 24: Verhältnis des Hagelvorkommens zur maximalen Zellintensität in Abhängigkeit von der Temperatur. Die Größe der Punkte gibt die Anzahl der Tage pro Temperaturklasse wieder. Die durchgezogenen Linien stellen nichtparametrische Regressionsanalysen mithilfe von Splines dar, deren 95%-Konfidenzintervalle durch die Schattierung gezeigt werden.

Stattdessen wurde ein statistisches Modell entwickelt, welches anhand der Beobachtungsdaten das Verhältnis von Hagelvorkommen zu Extremniederschlägen in Abhängigkeit von der Temperatur modelliert. Dieses Modell wurde anschließend auf die Niederschlagsdaten der CLM2.8-Simulationen angewendet. Wie in Abbildung 25 zu sehen ist, stimmt das so ermittelte Hagelvorkommen sehr gut mit den Beobachtungsdaten überein.

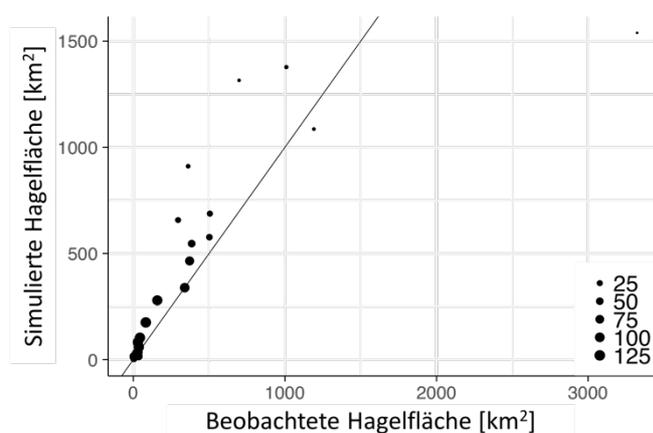


Abbildung 25: Streudiagramm der simulierten und der beobachteten Hagelfläche pro Tag. Punkte stellen Temperaturintervalle von jeweils 1 K dar, die Größe der Punkte gibt die Anzahl der Tage pro Temperaturklasse wieder.

Evaluierung der CLM1.0-Simulation

Die 1-km-Simulationen können einige Zelleigenschaften besser simulieren als die 2.8-km-Simulationen. So wird beispielsweise die Anzahl kurzlebiger Zellen weniger stark unterschätzt und die Anzahl langlebiger Zellen besser getroffen (Abbildung 26). Die generelle Unterschätzung der Niederschlagsintensität langlebiger Zellen bleibt bestehen, bei den kurzlebigen Zellen gibt es leichte Verbesserung hin zu höheren Werten.

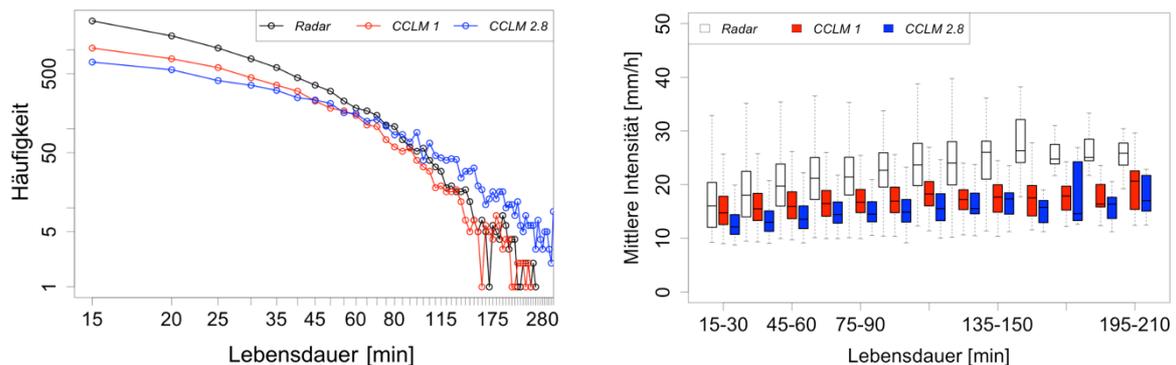


Abbildung 26: Vergleich von Zellebensdauern in Simulationen CLM1.0 und Radar

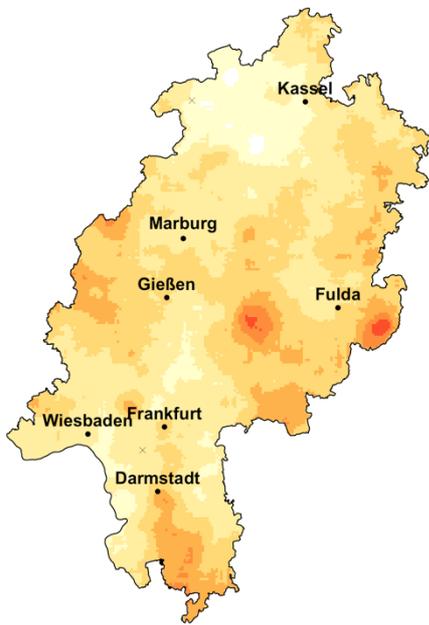
Aufgrund der geringen Stichprobe von 100 Tagen im Beobachtungszeitraum für welche CLM-1.0-Simulationen durchgeführt wurden, ist ein Vergleich der räumlichen Muster der konvektiven Aktivität schwierig. Stattdessen werden im folgenden Abschnitt die mithilfe des statistisch-dynamischen Downscalings ermittelten Muster der konvektiven Aktivität in der gesamten gegenwärtigen Klimaperiode betrachtet.

Evaluierung des statistisch-dynamischen Downscalings

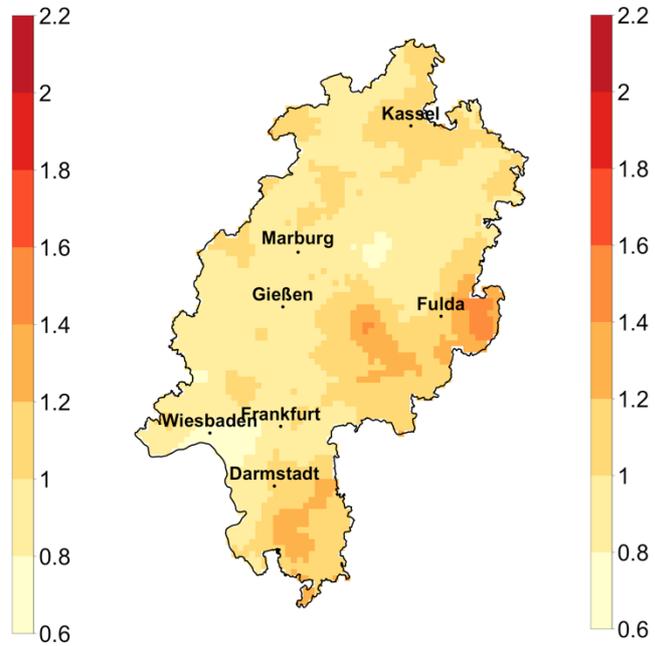
Da die CLM1.0-Simulationen die Eigenschaften konvektiver Zellen besser abbilden können, wurde untersucht, ob dieser Vorteil den Nachteil der Beschränkung der Simulationen auf einzelne Tage überwiegt. Hierzu wurden das Muster der konvektiven Aktivität in den CLM1.0- und den CLM2.8-Simulationen (sowohl auf Basis der kontinuierlichen Simulationen als auch auf Basis des statistisch-dynamischen Downscalings) mit dem der Radardaten verglichen (Abbildung 27). Die kontinuierlichen CLM2.8-Simulationen zeigen im Vergleich zum Radar ein ähnliches Muster: die Maxima der konvektiven Aktivität liegen in der Rhön, im Vogelsberg und im Spessart. Die niedrige Aktivität im Norden Hessens, die vermutlich auf die Nähe des Radarstandortes zurückzuführen ist, wird nicht simuliert. Die Verteilung in den CLM2.8-Simulationen basierend auf dem statistisch-dynamischen Downscaling unterscheidet sich von der kontinuierlichen CLM2.8-Simulation insbesondere durch ein großflächiges Minimum östlich von Marburg. Die CLM1.0-Simulationen haben ein starkes Maximum im Bereich des Odenwalds, wohingegen die Rhön keine höheren Werte als die Umgebung aufweist. Insgesamt hat die räumliche Verteilung der CLM1.0-Simulationen am wenigsten Ähnlichkeit mit dem Muster der Radardaten. Aus diesem Grund werden für die räumlich aufgelösten Gefährdungskarten der Zukunft ausschließlich die kontinuierlichen 2.8 km Simulationen

betrachtet. Der hier durchgeführte Vergleich zeigt auch die Schwäche statistisch-dynamischer Verfahren für das Downscaling.

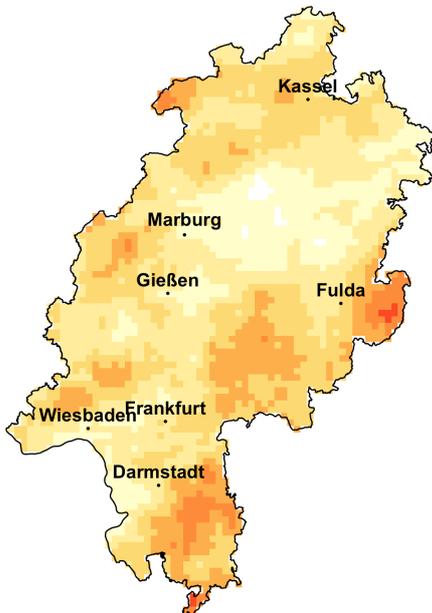
Normierte Zellzahl Radar



Normierte Zellzahl CLM2.8



**Normierte Zellzahl CLM2.8
(statist. Verfeinerung)**



**Normierte Zellzahl CLM1.0
(statist. Verfeinerung)**

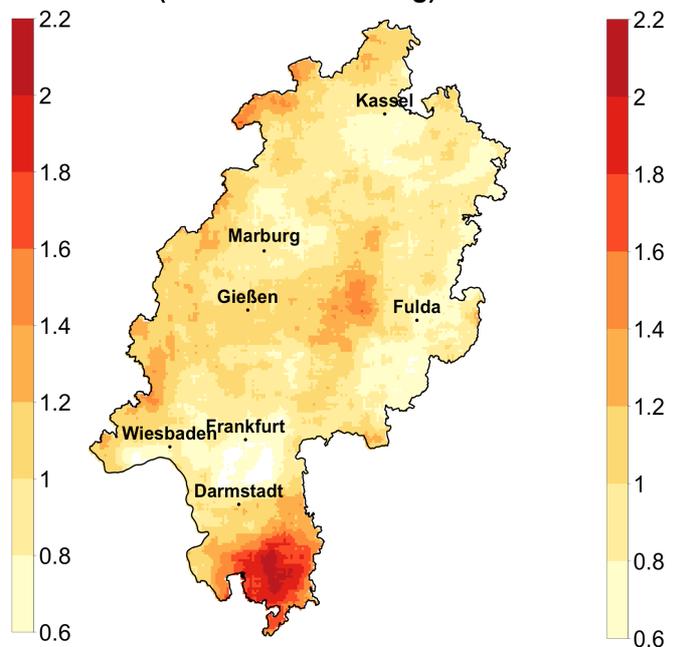


Abbildung 27: Normierte Gefährdungsgröße Zellzahl. Oben: basierend auf dem gesamten Beobachtungszeitraum. Unten: Basierend auf statistisch-dynamischem Downscaling.

4.3 Konvektive Gefährdung in der Zukunft

4.3.1 Änderung der großräumigen Konvektionsneigung

In diesem Abschnitt wird die Änderung der Konvektionsneigung in den Simulationen der Globalmodelle EC-Earth und MPI-ESM besprochen. Dazu wird die Änderung der vom Regressionsmodell als konvektiv extrem eingestuften Tage und der Wetterlagen untersucht. Diese Informationen dienen zur Interpretation der Veränderung der Gefährdungsneigung.

Konvektiv extreme Tage

Wie in Abschnitt 3.4.1 beschrieben, wurden mit Hilfe der Radarbeobachtungen konvektiv extreme Tage im Zeitraum 2001 bis 2015 selektiert. Mit Hilfe dieser Selektion wurde ein statistisches Modell trainiert. Dieses wurde verwendet, um aus globalen atmosphärischen Datensätzen (der Reanalyse ERA-Interim und den Simulationen mit den globalen Klimamodellen EC-Earth und MPI-ESM) extreme Tage zu selektieren. Es wurden in jedem Fall nur Tage in Sommerhalbjahren (1. April bis 30. September) selektiert. Da die konvektiven Tage auf Basis von großräumigen Mittelwerten atmosphärischer Größen ermittelt werden, sind die hier gezeigten Ergebnisse repräsentativ für das in Abschnitt 3.2 gezeigte Auswertungsgebiet, welches Rheinland-Pfalz und Hessen beinhaltet.

Bei Anwendung des statistischen Modells ist zu bedenken, dass das Ergebnis eine Wahrscheinlichkeit ist und für die Reanalyse ERA-Interim bei einer Wahrscheinlichkeit größer 25 % ein konvektiv extremer Tag (im Folgenden einfach Extremereignis genannt) angenommen wurde. Da die Reanalyse die Referenz für die Klimasimulationen ist, wurde für die Klimasimulationen der Detektionsschwellwert angepasst, um in einer Referenzperiode von 30 Jahren des gegenwärtigen Klimas dieselbe Anzahl von Extremereignissen zu detektieren. Die Detektionsschwellwerte für die Simulationen mit EC-Earth und MPI-ESM betragen 13 % bzw. 36 %.

Die Anzahl der konvektiv extremen Tage nimmt sowohl in der EC-Earth als auch in der MPI-ESM Simulation für die Zukunft unter Annahme des RCP8.5 Treibhausgasemissionsszenarios zu (Tabelle 4). Die simulierte Anzahl von Extremtagen auf Basis des EC-Earth Modells verdoppelt sich nahezu bis Ende des Jahrhunderts, während sie sich in MPI-ESM vergleichsweise wenig um knapp über 40 % erhöht. Es scheint daher plausibel, dass die konvektive Gefährdung zunimmt.

Tabelle 4: Anzahl der konvektiv extremen Tage in Gegenwart und Zukunft.

	EC-Earth	MPI-ESM
Gegenwart (1976-2005)	275	
Zukunft (2071 – 2100)	529 (+97 %)	388 (+41 %)

Den Jahrgang des Anteils potentiell extremer Tage zeigt die Abbildung 28. Die in ERA-Interim analysierten Luftmassen sind besonders günstig für extrem konvektive Phänomene in den Monaten Juni und Juli: der Anteil potentiell konvektiver Tage ist etwa 0.07, d.h. im Mittel ist in etwa jeder 14. Tag extrem konvektiv. Das Winterhalbjahr und auch die Randmonate des Sommerhalbjahres sind konvektiv wenig aktiv. Auffällig ist, dass die Anzahl der konvektiv extremen Tage mit dem Modell MPI-ESM in der Gegenwart im September etwa doppelt so groß ist wie in der ERA-Interim Simulation. In der simulierten Zukunft liegt das Anzahlmaximum in MPI-ESM im August und der Juni ist im Vergleich zur Gegenwart relativ wenig konvektiv aktiv. Dies erklärt die recht geringe Anzahländerung mit MPI-ESM. Der Jahrgang erschien mit MPI-ESM nicht realistisch repräsentiert und daher wurden die konvektiven Tage aus der Simulation mit MPI-ESM hier nicht weiter verwendet.

Aufgrund der ungleichen Verteilung der konvektiv extremen Tage über das Jahr ist eine Betrachtung einzelner Monate bzw. Saisonen auf Basis der statistische-dynamischen Downscalingmethode nicht sinnvoll, da hierfür die Größe der monatlichen Stichprobe nicht ausreicht.

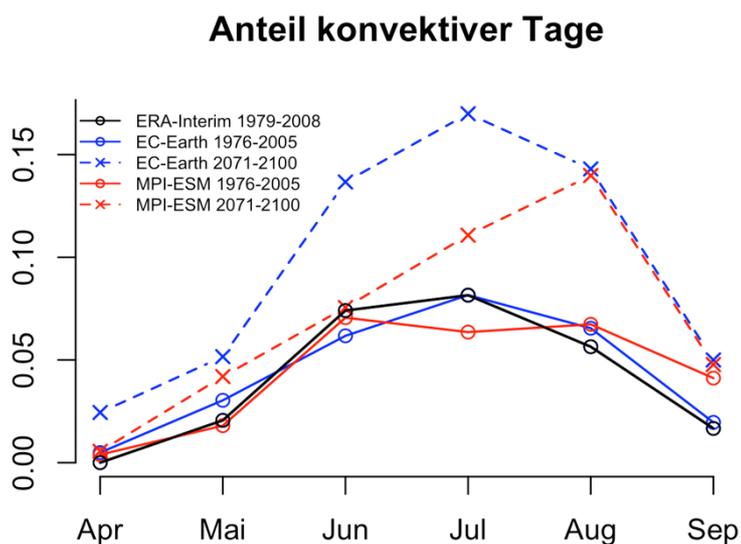


Abbildung 28: Jahrgang des Anteils der mit den Globalmodellen abgeleiteten, konvektiv extremen Tage für die Gegenwart und für die Zukunft.

Wetterlagen

Mit Hilfe der in Abschnitt 3.5 diskutierten Methode wurden die Häufigkeitsverteilungen von Großwetterlagen aus den globalen Datensätzen ERA-Interim, EC-Earth und MPI-ESM für verschiedene Klimaperioden analysiert. Um die Berechnung der Veränderung der Wetterlagen robuster zu machen, werden die Wetterlagen zu 4 Wetterlagenklassen zusammengefasst. Die Einteilung wurde so gewählt, dass jede Wetterlagenklasse in der gegenwärtigen Klimaperiode etwa gleich viele konvektive Tage hat. Daraus ergab sich die Klasseneinteilung

- Klasse 1: Wetterlage SWAAF
- Klasse 2: Wetterlage SWAZF und Wetterlage SWZZF
- Klasse 3: Wetterlage SWZAF
- Klasse 4: Alle weiteren Wetterlagen

Die Klassen 1 bis 3 sind deutlich seltener (je etwa 10 % Eintrittswahrscheinlichkeit) als die Klasse 4. Dies wird in Abbildung 29 veranschaulicht.

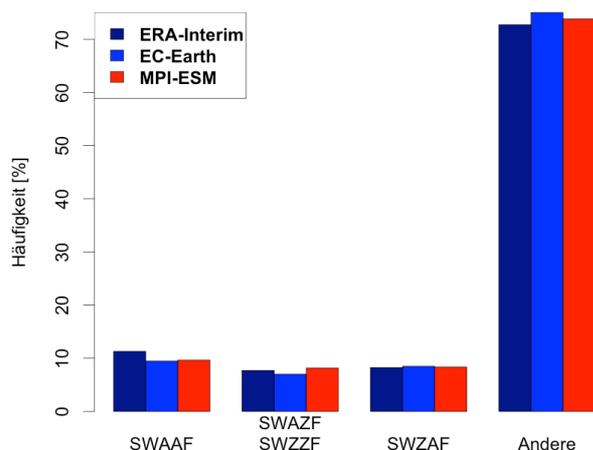


Abbildung 29: Relative Häufigkeiten der vier gewählten Wetterlagenklassen in der Gegenwart im Sommerhalbjahr für ERA-Interim (dunkelblau), EC-Earth (blau) und MPI-ESM (rot).

Für das zukünftige Klima zeigen sowohl EC-Earth als auch MPI-ESM eine Zunahme der Klassen 1 und 2 (beide Klassen enthalten relativ viele konvektiv extreme Tage), kaum eine Häufigkeitsänderung der Klasse 3 und eine entsprechende Abnahme der Großwetterlagen in Klasse 4, die relativ wenige konvektiv extreme Tage enthält (Abbildung 30). Diese Häufigkeitsänderungen der Klassen deuten auf eine Zunahme der extremen Tage hin und bestätigen die Ergebnisse aus dem vorherigen Abschnitt. Die Änderung der Wetterlagenklassen scheint aber auf einen leicht stärkeren Zuwachs extremer Tage in MPI-ESM als in EC-Earth hinzudeuten. Dies wäre im Widerspruch zu den obigen Ergebnissen und ist damit erklärt, dass die Großwetterlageninformation nicht ausreicht, um die Luftmasse bezüglich konvektiver Aktivität ausreichend zu charakterisieren. Wichtige Eigenschaften der Luftmasse (wie Labilität) gehen nicht in die verwendete Großwetterlagenklassifikation ein. Mehrere aufeinanderfolgende Tage mit konvektiven Bedingungen haben ein höheres Schadenspotential als einzelne Tage. So waren zum Beispiel die extremen, kleinräumigen Hochwasser im Mai und Juni 2016 in Teilen Deutschlands durch solch eine persistente Wetterlage über mehrere Tage gekennzeichnet (Piper 2016). Um die Persistenz von potentiell konvektionsträchtigen Wetterlagen zu untersuchen, wurden für verschiedene Kombinationen von Wetterlagen die Länge von Perioden ähnlicher Wetterlagen für Gegenwart und Zukunft analysiert. Betrachtet man die Länge der Episoden von aufeinanderfolgenden Tagen mit feuchten Südwestwetterlagen, die für einen Großteil aller konvektiven Ereignisse

verantwortlich sind, so zeigen MPI-ESM und EC-Earth eine Veränderung hin zu längeren Episoden in der Zukunft. Diese Art der Persistenzanalyse wurde ebenfalls für Tage durchgeführt, die vom Regressionsmodell als konvektiv extrem klassifiziert wurden. Hier zeigt EC-Earth eine Verschiebung hin zu längeren Episoden, MPI-ESM jedoch nicht.

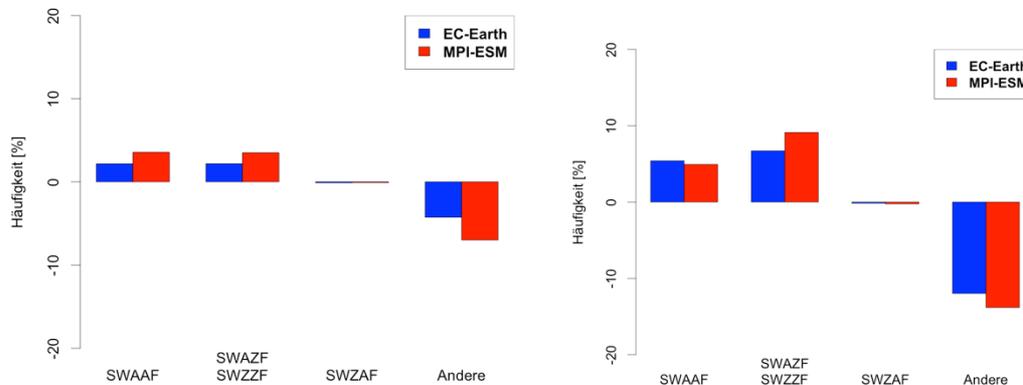


Abbildung 30: Änderung der relativen Häufigkeit der vier gewählten Wetterlagenklassen in der fernerer Zukunft (2071-2100, links: RCP2.6, rechts: RCP8.5) im Vergleich zur Gegenwart (1972-2005), wie mit den globalen Modellen EC-Earth und MPI-ESM simuliert.

4.3.2 Änderung der Gefährdungsgrößen

In diesem Kapitel wird die konvektive Gefährdung in der Zukunft (2071-2100) mit der Gegenwart (1976-2005) verglichen. Hierzu werden anhand der Ergebnisse der CLM2.8-Simulationen mit RCP8.5-Szenario die Häufigkeitsverteilungen von Zelleigenschaften sowie die räumliche Verteilung der Gefährdungsgrößen verglichen. Das Änderungssignal der mittleren Jahrestemperatur liegt in der CLM2.8-Simulation bei 3.4 °C für das Auswertungsgebiet Hessen und Rheinland-Pfalz³.

Die Gesamtzahl an konvektiven Zellen bleibt in der Zukunftsperiode im Vergleich zur Gegenwart nahezu konstant (+1 %). Auch die Verteilung der Zellanzahl pro Tag des Sommerhalbjahres ändert sich nicht. Es treten jedoch wesentlich mehr starke Zellen auf. So steigt die Anzahl an Zellen mit einer mittleren Intensität größer 25 mm/h um 174%. Insgesamt verschieben sich die Häufigkeitsverteilungen der mittleren sowie der maximalen Zellintensität von schwachen hin zu starken Zellen (Abbildung 31). Während die Lebensdauer der Zellen unverändert bleibt, nimmt auch die Häufigkeit von besonders großen Zellen zu. Zusammengenommen führen die Zunahme großer und intensiver Zellen dazu, dass auch die Niederschlagssumme der Zellen steigt.

³ Die Bandbreite aller im Rahmen des ReKliES-De Projekts ermittelten Änderungssignale für ganz Deutschland liegt bei 2,8 bis 5,2 °C.

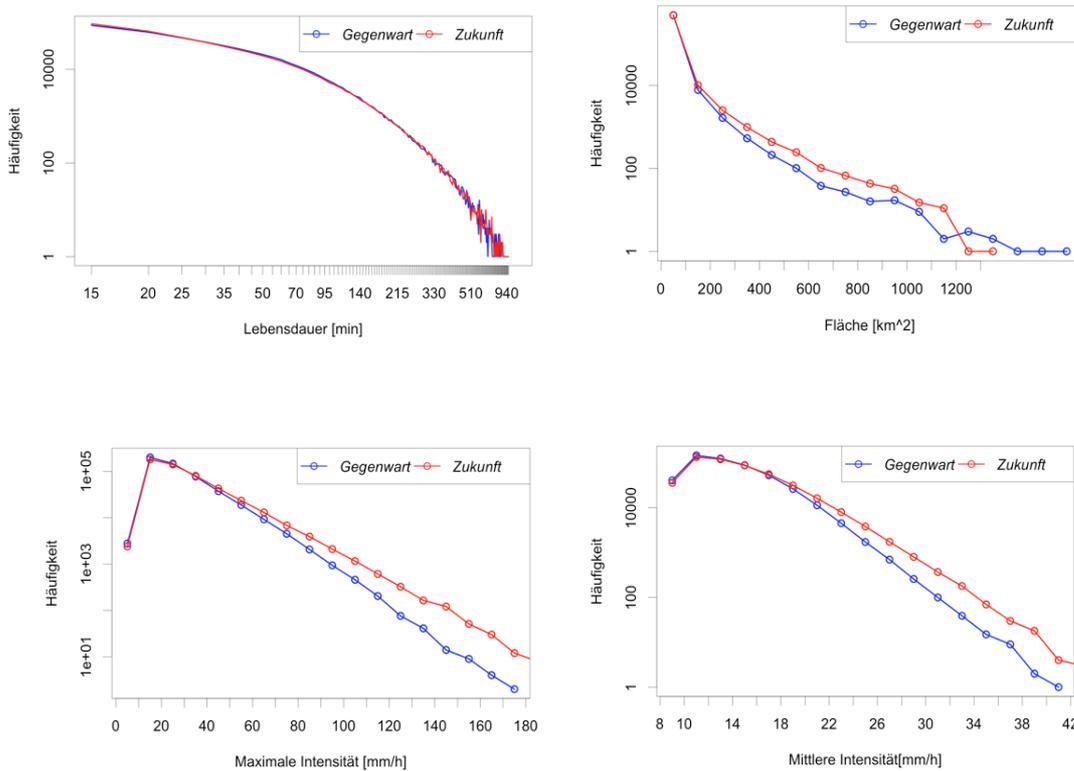


Abbildung 31: Vergleich von Zelleigenschaften in Gegenwart (1976-2005) und Zukunft (2071-2100) auf Basis der CLM2.8-Simulationen.

Die Veränderungen in den Häufigkeitsverteilungen der Zellen werden auch in der Veränderung der mittleren Gefährdungsgrößen deutlich (Tabelle 5). Während die mittlere Zellzahl nur marginal ansteigt, steigen der mittlere und der maximale Starkniederschlag mit 6% bzw. 13% sehr viel deutlicher.

Die Gesamthäufigkeit von Blitzen in Hessen nimmt in der Zukunftssimulation im Vergleich zur Gegenwart um 21 % ab. Der Grund dafür ist, dass die Häufigkeit von Blitzereignissen abnimmt. Ein Blitzereignis ist hier definiert als ein 15-min Intervall, in welchem an einem Gitterpunkt mindestens ein Blitz auftritt. Die mittlere Anzahl von Blitzen pro Blitzereignis steigt jedoch. Die Blitze treten also zeitlich konzentrierter auf. Dieses Ergebnis lässt sich gut mit der Zunahme der intensiven Zellen erklären. Die Abnahme der Blitzereignisse könnte sich damit erklären lassen, dass die Blitzaktivität generell abnimmt aufgrund der höher liegenden 0°C-Isotherme. Dadurch treten weniger feste Hydrometeore auf, welche essentiell für die Ladungstrennung und die Blitzentstehung sind. Dieser generelle Effekt, der alle konvektiven Zellen betrifft wird durch die Verschiebung der Zellverteilung hin zu starken Zellen überlagert. Da es mehr schwache Zellen gibt, die ein geringes Blitzaufkommen haben, nimmt die Anzahl an Blitzereignissen also ab, aber die Blitzanzahl pro Blitzereignis zu.

Dass die mittlere Hagelgefährdung im Gegensatz zur mittleren Blitzzahl zunimmt, ist zunächst erstaunlich. Eine mögliche Erklärung wäre, dass sich Hagelereignisse noch stärker als Blitze auf sehr starke konvektive Ereignisse konzentrieren, sodass die hypothetische generelle Abnahme der festen Hydrometeore mit ansteigender Temperatur durch die Intensivierung starker konvektiver Zellen überkompensiert wird. Im Gegensatz zur Blitzanzahl kann die

Hagelgefährdung aufgrund der vorgenommenen Korrektur nur auf Tagesbasis ermittelt werden. Die Hagelgefährdung bezeichnet also den Anteil der Hageltage pro km².

Tabelle 5: Gefährdungsgrößen basierend auf den CLM2.8-Simulationen der Gegenwart (1976-2005) und Zukunft (2071-2100, RCP8.5).

	Zellzahl [Jahr ⁻¹]	Mittlerer SN [mm/h]	Maximaler SN [mm/h]	Blitzanzahl [Tag ⁻¹ km ⁻²]	Hagelhäuf. [km ⁻²]
Gegenwart	32,4	16,0	32,8	0.0101	0.00052
Zukunft	32,8	17,0	37,0	0.0091	0.00062
Veränderung	+1%	+6%	+13%	-15%	+21%

Vergleicht man die Veränderungen in Tab. 5 mit der Verdopplung der potentiell konvektiv extremen Tage in der Zukunft mit EC-Earth, dann ergibt sich der Schluss, dass ein darauf basierendes statistisches Verfahren die konvektive Gefährdung deutlich überschätzt. Insgesamt wird geschlossen, dass statistisch-dynamisches Downscaling nicht angewendet werden sollte und möglichst nur kontinuierliche Klimasimulationen betrachtet werden sollten.

Im Folgenden werden die räumlichen Muster der Änderung der Gefährdungsgrößen betrachtet (Abbildung 32). Die Anzahl der konvektiven Zellen nimmt in der Mitte Hessens um bis zu 25% ab. Demgegenüber steht eine Zunahme im Norden des Landes um bis zu 45%. Die Änderung des mittleren und maximalen Starkniederschlags zeigen ein einheitlicheres Bild. In ganz Hessen nehmen diese Größen entweder zu oder bleiben unverändert. Auch hier zeigt sich, vor allem beim maximalen Starkniederschlag, eine weniger starke Erhöhung in der Mitte des Landes. Übereinstimmend mit der verringerten Zellzahl und dem geringen Anstieg der mittleren und maximalen Niederschlagsintensität zeigt auch die Verteilung der Blitzaktivität in Mittelhessen den stärksten Rückgang.

Zur besseren Einordnung der räumlichen Muster sind in Anhang 4 die deutschlandweiten Karten der Änderung der Gefährdungsgrößen gezeigt. Während in der norddeutschen Tiefebene flächendeckend ein leichter Anstieg der Zellzahl zu erkennen ist, sind in den Mittelgebirgen Zunahmen als auch Abnahmen zu erkennen.

Der Jahresgang der Anzahl der konvektiven Zellen verschiebt sich in der Zukunft hin zu einem früheren Zeitpunkt. Während das monatlich gemittelte Maximum der Zellanzahl in der Gegenwart im Juni liegt, wird es zum Ende des Jahrhunderts im Mai simuliert. Besonders in Nordhessen nimmt die Zahl der Zellen in den Monaten April und Mai stark zu (die jeweils über zwei Monate gemittelten Karten der Änderung von Zellzahl und maximalem Starkniederschlag sind in Anhang 5 zu finden). Der mittlere Rückgang der konvektiven Aktivität in den Monaten Juni bis August wird vor allem durch eine starke Abnahme in Südhessen verursacht, während im Norden eine leichte Zunahme zu verzeichnen ist. Die Änderung des maximalen Starkniederschlags zeigt ebenfalls in allen drei 2-Monatszeitscheiben deutliche Unterschiede zwischen Nord- und Südhessen, diese sind jedoch zeitlich sehr variabel. So kommt es im April/Mai und August/September zu einer Abnahme im Süden und einer starken Zunahme im Norden, im Juni/Juli hingegen kehrt sich das Muster um und die maximale Intensität steigt im

Süden stark und im Norden nur schwach an. Was das Schadenspotential angeht, ist erhöhte konvektive Aktivität zu einem frühen Zeitpunkt im Jahr problematisch, weil die Vegetationsentwicklung noch nicht so weit fortgeschritten ist und das Risiko für Bodenerosion höher ist.

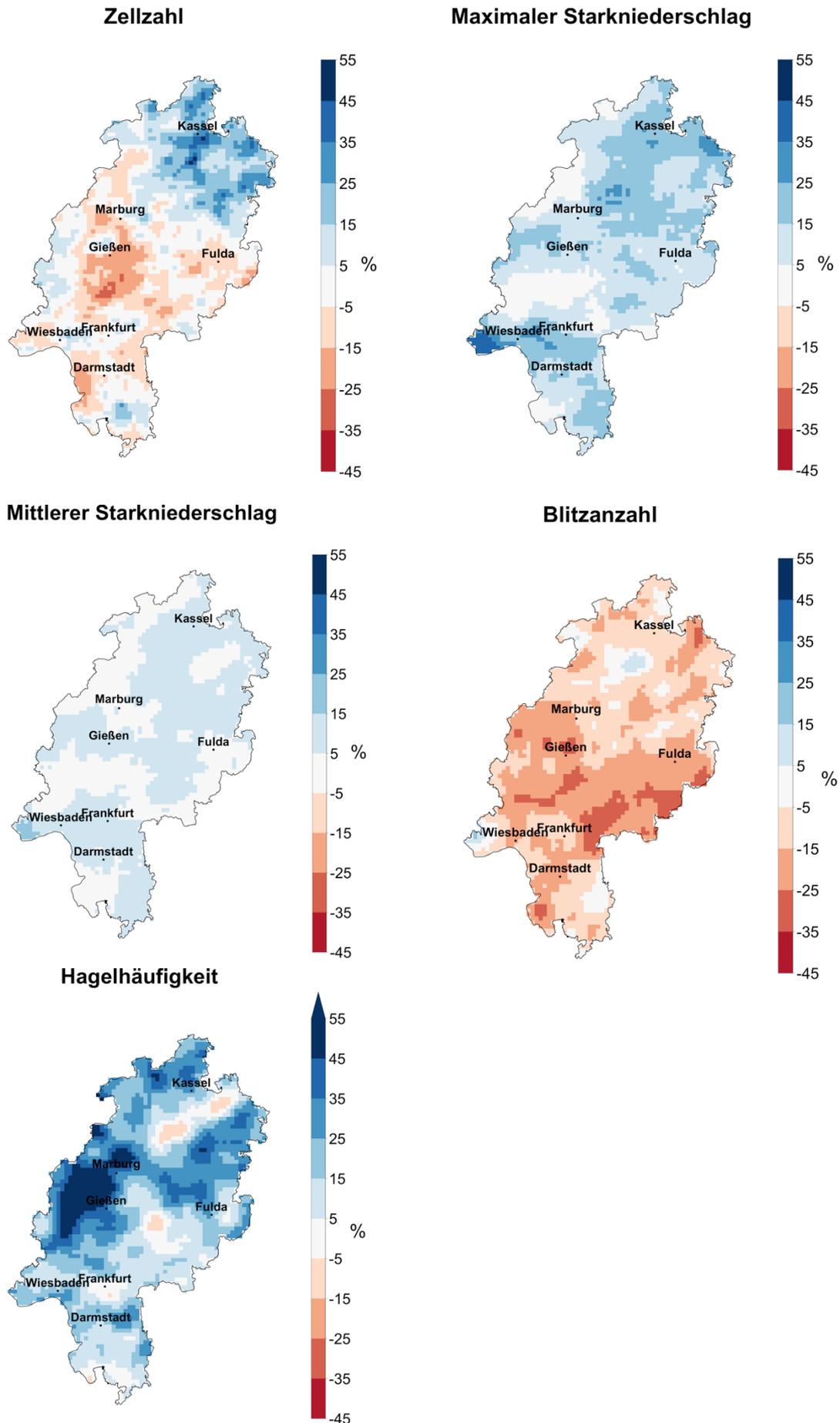
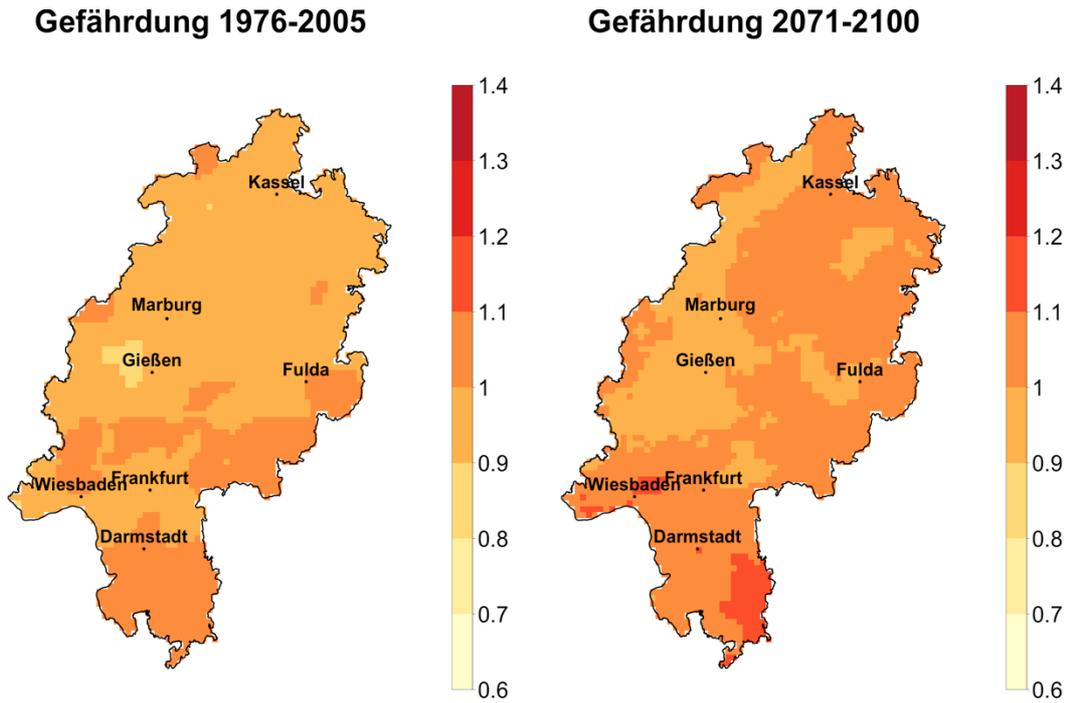


Abbildung 32: Prozentuale Änderung der Werte der Gefährdungsgrößen in der Zukunft (2071-2100, RCP 8.5) im Vergleich zur Gegenwart (1976-2005) aus den CLM2.8-Simulationen.

Aus den einzelnen Gefährdungsgrößen wurde nach der in Abschnitt 3.6 erläuterten Methode eine Gesamtgefährdung berechnet. Die einzelnen Gefährdungsgrößen wurden wie folgt gewichtet: Zellzahl 25 %, mittlerer Starkniederschlag 25 %, maximaler Starkniederschlag 25 %, Blitz 12,5 % und Hagel ebenfalls 12,5 %. Die Gesamtgefährdung ist in der Gegenwart im Süden Hessens höher als im Norden (Abbildung 33). Dieses Muster wird in der Zukunft dadurch abgeschwächt, dass es im Norden flächendeckend zu einer Erhöhung der Gefährdung kommt, während sich im Süden leichte Zu- und Abnahmen die Waage halten. Dieses Ergebnis hängt natürlich stark von der gewählten Wichtung ab (insbes. die Gefährdungsgröße Blitz reduziert den Anstieg der integrierten Gefährdung).

Da kontinuierliche, konvektionserlaubende Klimasimulationen sehr rechenintensiv sind, konnte nur eine Realisation eines Globalmodells in Verbindung mit einem Regionalmodell simuliert werden. Die Tatsache, dass das Globalmodell MPI-ESM eine ähnliche Veränderung der Wetterlagenklassen mit hoher konvektiver Aktivität projiziert wie das als Antriebsmodell verwendete EC-Earth Modell deutet darauf hin, dass die Verwendung dieses Modells als Antriebsmodell ähnliche Ergebnisse geliefert hätte. Dennoch wäre es in zukünftigen Untersuchungen wünschenswert, ein Ensemble von Gefährdungsänderungen zu berechnen, um die an sich plausiblen, aufgezeigten Änderungen mit Vertrauensbereichen belegen zu können.

Die Änderung der konvektiven Gefährdungsgrößen sowie der Gesamtgefährdung wurde wie bereits erwähnt auf Basis des Treibhausgasemissionsszenarios RCP8.5 ermittelt. Die Änderung der großräumigen Wetterlagenklassen unter Annahme des optimistischeren RCP2.6-Szenarios zeigt ebenfalls eine Zunahme der Wetterlagen mit hoher konvektiver Aktivität, die aber schwächer ausfällt. Auch in den Vorgängerprojekten für die Bundesländer wurde für das Szenario RCP2.6 eine im Vergleich zu Szenario RCP8.5 schwächere Zunahme der konvektiven Gefährdung gefunden, sodass der Schluss naheliegt, dass die konvektive Gefährdung auch in Hessen unter Annahme dieses Szenarios weniger stark steigt.



Relative Änderung der Gefährdung

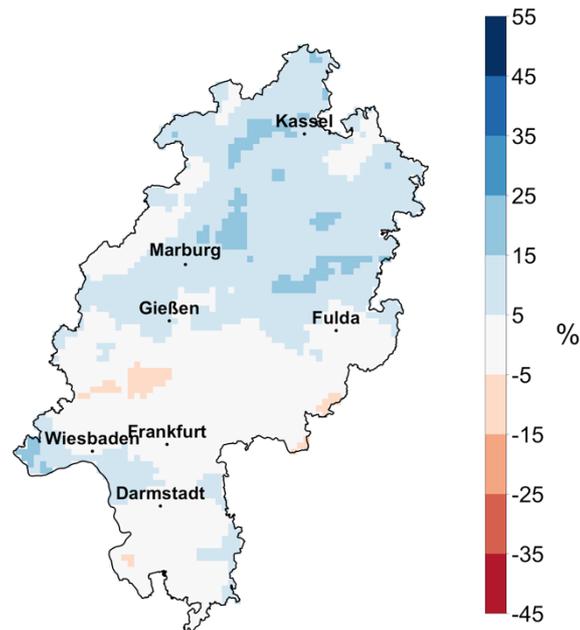


Abbildung 33: Konvektive Gesamtgefährdung in verschiedenen Klimaperioden und Veränderung unter Annahme des Klimaszenarios RCP8.5.

Danksagung

Zu allererst gilt unser Dank dem Hessischen Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie und dem Land Rheinland-Pfalz, vertreten durch das Kompetenzzentrum für Klimawandelfolgen und das Landesamt für Umwelt, für die Ermöglichung des Projekts. Desweiteren danken wir dem DWD für die Bereitstellung der Radar- und Hagelraten. Nicht zuletzt danken wir Christoph Brendel, dessen Vorarbeiten und Erklärungen für die erfolgreiche Bearbeitung des Projekts sehr hilfreich waren. Wir danken auch den engagierten Kolleginnen und Kollegen, die an und mit dem COSMO-CLM arbeiten und die die Statistiksoftware R (<http://r-project.org>) weiterentwickeln. Die Berechnungen wurden zum Großteil am Rechner LOEWE CSC (<https://csc.uni-frankfurt.de>) durchgeführt.

Literaturverzeichnis

Ahrens, B., S. Herzog, E. Brisson, C. Purr (2017). Bestimmung des atmosphärischen Konvektionspotenzials über Sachsen-Anhalt. *Berichte des Landesamtes für Umweltschutz Sachsen-Anhalt, Nr.: 1/2017*.

Ban, N., J. Schmidli, and C. Schär (2015). Heavy precipitation in a changing climate: Does short-term summer precipitation increase faster? *Geo-phys. Res. Lett.*, 42, 1165–1172.

Berg P., C. Moseley, J. Haerter (2013). Strong increase in convective precipitation in response to higher temperatures. *Nature Geoscience*, 6, 181–185.

Bissolli, P., E. Dittmann (2001). The objective weather type classification of the German Weather Service and its possibilities of application to environmental and meteorological investigations. *Meteorologische Zeitschrift* 10 (4), 253-260.

BLIDS (2018). Blitz Informationsdienst von Siemens. (<https://www.industry.siemens.com/services/global/de/portfolio/plant-data-services/blids/Seiten/Default.aspx>, 9.7.2018).

Brendel, C., E. Brisson, F. Heyner, E. Weigl, B. Ahrens (2014). Bestimmung des atmosphärischen Konvektionspotentials über Thüringen. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, 244.

Brisson, E., K. Van Weverberg, M. Demuzere, et al. (2016). How well can a convection-permitting climate model reproduce decadal statistics of precipitation, temperature and cloud characteristics? *Climate Dynamics* 47 (9-10), 3043–3061. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3012-z>

Brisson, E., N. Leps, B. Ahrens (2017). Konvektionserlaubende Klimamodellierung. *promet - Meteorologische Fortbildung: "Regionale Klimamodellierung I: Grundlagen"*.

Fischer E.M., R. Knutti (2016). Observed heavy precipitation increase confirms theory and early models. *Nature Climate Change*, 6. DOI: 10.1038/NCLIMATE3110

Haerter, J. O., P. Berg, C. Moseley (2017). Precipitation onset as the temporal reference in convective self-organization, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 6450–6459, doi:10.1002/2017GL073342.

Junghänel T., C. Brendel, T. Winterrath, A. Walter (2015): Towards a radar- and observation-based hail climatology for Germany. *Meteorologische Zeitschrift*, 25, 4, 435-445.

Kendon E.J., N.M. Roberts, H. J. Fowler, M. J. Roberts, S. C. Chan, C. A. Senior: Heavier summer downpours with climate change revealed by weather forecast resolution model. *Nature Climate Change*, 4.

Knist, S., K. Goergen, K., C. Simmer (2018). Evaluation and projected changes of precipitation statistics in convection-permitting WRF climate simulations over Central Europe. *Climate Dynamics*

<https://doi.org/10.1007/s00382-018-4147-x>

Kirshbaum, D.J., B. Adler, N. Kalthoff, C. Barthlott, S. Serafin (2018). Moist Orographic Convection: Physical Mechanisms and Links to Surface-Exchange Processes. *Atmosphere* 2018, 9, 80; doi:10.3390/atmos9030080.

Ling, R. F. (1972). On the theory and construction of k-clusters. *The Computer Journal*. 15 (4): 326–332. doi:10.1093/comjnl/15.4.326.

Lochbihler K., G. Lenderink, A.P. Siebesma (2017): The spatial extent of rainfall events and its relation to precipitation scaling. *Geophys. Res. Lett.*, 44. doi:10.1002/2017GL074857.

Moseley C., C. Hohenegger, P. Berg, J.O. Haerter, 2016: Intensification of convective extremes driven by cloud–cloud interaction. *Nature Geoscience*, 9. DOI: 10.1038/NGEO2789.

Piper D. , M. Kunz, F. Ehmele, S. Mohr, B. Mühr , A. Kron and J. Daniell: Exceptional sequence of severe thunderstorms and related flash floods in May and June 2016 in Germany – Part 1: Meteorological background. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 16, 2835–2850, 2016.

Prein, A. F., et al. (2015). A review on regional convection-permitting climate modeling: Demonstrations, prospects, and challenges. *Rev. Geophys.*, 53, 323–361, doi:10.1002/2014RG000475.

Wapler K. (2013). High-resolution climatology of lightning characteristics within Central Europe. *Meteorol Atmos Phys* (2013), 122:175–184. doi:10.1007/s00703-013-0285-1.

Westra S., H. J. Fowler, J. P. Evans, L. V. Alexander, P. Berg, F. Johnson, E. J. Kendon, G. Lenderink, and N. M. Roberts (2014): Future changes to the intensity and frequency of short-duration extreme rainfall. *Rev. Geophys.*, 52, 522–555.

Winterrath T., C. Brendel, M. Hafer, T. Junghänel, et al. (2017). Erstellung einer radargestützten Niederschlagsklimatologie. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, 251.

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Radarverbund des Deutschen Wetterdienstes (zur Verfügung gestellt durch das Radarklimatologie-Projekt des DWD).....	9
Abbildung 2: Links: Gebiet der 1-km-Simulation CLM1.0 (Orographie, farbig). Die roten Linien zeigen das Gebiet, in dem die Auswertung stattfindet. Rechts: Gebiet der 2.8-km-Simulation CLM2.8 (Orographie, farbig).....	10
Abbildung 3: Lebenszyklus einer Niederschlagszelle. Obere Reihe: 5-minütige Niederschlagsintensität zu verschiedenen Zeitpunkten über Hessen. Schwarz umrandet beispielhaft eine Zelle inklusive Zugbahn. Untere Reihe: Entwicklung des flächengemittelten Niederschlags der Beispielzelle.....	13
Abbildung 4: Schematische Darstellung einer sich verlagernden Zelle zum Zeitpunkt t (hellbraun) und t+1 (dunkelbraun).....	17
Abbildung 5: Schema der Gefährdungskartenberechnung auf Basis der Simulationen CLM1.0.	20
Abbildung 6: Häufigkeitsverteilung der Zelleigenschaften. Oben links: Lebensdauer. Oben rechts: Maximale Ausdehnung. Unten links: Maximale Intensität. Unten rechts: Mittlere Intensität.	22
Abbildung 7: Maximale Fläche (links) und mittlere Intensität (rechts) konvektiver Zellen in Abhängigkeit von deren Lebensdauer.....	23
Abbildung 8: Lage der verwendeten Stationen. Für jede Station ist das Gebiet dargestellt, für welches sie repräsentativ angenommen wurde.	24
Abbildung 9: Temperaturabhängigkeit der Zelleigenschaften.	25
Abbildung 10: Räumliche Anzahlverteilung konvektiver Niederschlagszellen, d.h. die Gefährdungsgröße Zellzahl. Schwarze Vierecke markieren die Radarstandorte.	26
Abbildung 11: Räumliche Anzahlverteilung des ersten Auftretens konvektiver Niederschlagszellen.....	27
Abbildung 12: Mittlerer Starkniederschlag.	28
Abbildung 13: Links: Jahrgang der Anzahl von Überschreitungen einer Niederschlagsintensität von 25 mm/h in $h \cdot km^2$ (rot) und Jahrgang der Starkniederschläge denen eine konvektive Zelle zugeordnet werden konnte (blau). Rechts: Jahrgang der Anzahl, der zusammenhängenden Niederschlagsgebiete, die den Grenzwert überschreiten (rot), und wiederum Gebiete, denen eine konvektive Zelle zugeordnet werden konnte (blau).	30
Abbildung 14: Gefährdungsgröße Blitzanzahl. Links: Gesamtzahl der Blitze pro $16 km^2$ im Zeitraum 2001-2013. Rechts: Anzahl der Niederschlagszellen, denen mindestens einmal ein Blitzcluster zugeordnet werden konnte.	31
Abbildung 15: Anzahl der Hageltage im Zeitraum 2001-2016.	32
Abbildung 16: Anteile verschiedener Wetterlagen an konvektiven Extremtagen (Wetterlagen, die an maximal 1 Extremtag vorkommen sind unter Andere zusammengefasst).....	32
Abbildung 17: Wetterlagenverteilung von konvektiven Zellen (blau) und Häufigkeitsverteilung der Wetterlagen (rot) in den Sommerhalbjahren 2001-2016.....	33
Abbildung 18: Vergleich der Häufigkeitsverteilungen von Zelleigenschaften aus der Simulation CLM2.8 mit Radardaten.	34
Abbildung 19: Vergleich von Intensität (links) und Fläche (rechts) der konvektiven Zellen in der Simulation CLM2.8 und Radar.....	35

Abbildung 20: Tagesgang der konvektiven Aktivität in der Simulation CLM2.8 und in der Radarbeobachtung im Beobachtungszeitraum 2001-2015. Zeitangabe in UTZ.....	35
Abbildung 21: Anzahl konvektiver Zellen (>35 km ²) im Zeitraum 2001-2016. Links: CLM2.8-ERA. Rechts: Radar.....	36
Abbildung 22: Jahresgang der simulierten und beobachteten mittleren Blitzratendichte und Blitzhäufigkeit.....	37
Abbildung 23: Modellierte (oben) und beobachtete (unten) Blitzanzahl [km ⁻² Jahr ⁻¹] im Zeitraum 1999-2013.....	38
Abbildung 24: Verhältnis des Hagelvorkommens zur maximalen Zellintensität in Abhängigkeit von der Temperatur. Die Größe der Punkte gibt die Anzahl der Tage pro Temperaturklasse wieder. Die durchgezogenen Linien stellen nichtparametrische Regressionsanalysen mithilfe von Splines dar, deren 95%-Konfidenzintervalle durch die Schattierung gezeigt werden.....	39
Abbildung 25: Streudiagramm der simulierten und der beobachteten Hagelfläche pro Tag. Punkte stellen Temperaturintervalle von jeweils 1 K dar, die Größe der Punkte gibt die Anzahl der Tage pro Temperaturklasse wieder.....	39
Abbildung 26: Vergleich von Zellebensdauern in Simulationen CLM1.0 und Radar	40
Abbildung 27: Normierte Gefährdungsgröße Zellzahl. Oben: basierend auf dem gesamten Beobachtungszeitraum. Unten: Basierend auf statistisch-dynamischem Downscaling..	41
Abbildung 28: Jahresgang des Anteils der mit den Globalmodellen abgeleiteten, konvektiv extremen Tage für die Gegenwart und für die Zukunft.	43
Abbildung 29: Relative Häufigkeiten der vier gewählten Wetterlagenklassen in der Gegenwart im Sommerhalbjahr für ERA-Interim (dunkelblau), EC-Earth (blau) und MPI-ESM (rot).	44
Abbildung 30: Änderung der relativen Häufigkeit der vier gewählten Wetterlagenklassen in der ferneren Zukunft (2071-2100, links: RCP2.6, rechts: RCP8.5) im Vergleich zur Gegenwart (1972-2005), wie mit den globalen Modellen EC-Earth und MPI-ESM simuliert.	45
Abbildung 31: Vergleich von Zelleigenschaften in Gegenwart (1976-2005) und Zukunft (2071-2100) auf Basis der CLM2.8-Simulationen.	46
Abbildung 32: Prozentuale Änderung der Werte der Gefährdungsgrößen in der Zukunft (2071-2100, RCP 8.5) im Vergleich zur Gegenwart (1976-2005) aus den CLM2.8-Simulationen.	49
Abbildung 33: Konvektive Gesamtgefährdung in verschiedenen Klimaperioden und Veränderung unter Annahme des Klimaszenarios RCP8.5.....	51
Abbildung 34: Illustration des Zellverfolgungsalgorithmus. Gezeigt ist 5 die minütige Niederschlagsintensität zum Zeitpunkt n (links) und n+1, also 5 Minuten später (rechts). Außerdem: eine Zelle (schwarzumrandet) sowie deren bisherige Zugbahn.....	58
Abbildung 35: Wahrscheinlichkeit, dass ein Pixel im Suchkegel, dem Pixel im Ursprung des Kegels zugeordnet wird	59

Anhang

Anhang 1 - Zellverfolgungsalgorithmus

Zellverfolgungsalgorithmen in der Meteorologie haben das Ziel aus Niederschlagsdaten den Lebenszyklus und die Zugbahnen konvektiver Niederschlagszellen abzuleiten. In der Literatur sind verschiedene Algorithmen beschrieben, die je nach Anwendungsgebiet in ihrer Funktionsweise mehr oder weniger stark variieren. So spielt beispielsweise beim Nowcasting, welches das Hauptanwendungsgebiet von Zellverfolgungsalgorithmen darstellt, die zeitliche Extrapolation von Zellzugbahnen in die Zukunft eine große Rolle. Diese Funktion spielt für die klimatologische Betrachtung von konvektiven Zellen jedoch keine Rolle.

Der hier entwickelte Algorithmus benutzt Winddaten, um die mögliche Verlagerung der konvektiven Zellen mit dem Höhenwind zu bestimmen und dann mit dem tatsächlichen Niederschlagsbild zum nachfolgenden Zeitpunkt abzugleichen. Der Algorithmus kann sowohl Modell- als auch Beobachtungsdaten verarbeiten. In der vorliegenden Arbeit wurden an Bodenmessungen angeeichte Radardaten aus dem Projekt „Erstellung einer radargestützten Niederschlagsklimatologie“ des Deutschen Wetterdienst verwendet. Diese Daten haben eine zeitliche Auflösung von 5 Minuten. Die räumliche Auflösung beträgt $1 \text{ km} * 1 \text{ km}$. Als Winddatensatz wurden ERA-Interim Reanalyse Daten verwendet.

Der Zellverfolgungsalgorithmus besteht aus 2 Schritten:

1. Identifizierung von Starkniederschlagsgebieten

In diesem Schritt werden Gebiete detektiert, die eine Niederschlagsintensität von 8.5 mm/h (in 5 Minuten) überschreiten. Es müssen also in einem 1 km^2 großen Pixel mehr als ca. 0.7 mm Niederschlag in 5 Minuten fallen, damit es als relevantes Niederschlagsgebiet erkannt wird. Dieser Grenzwert ist willkürlich gesetzt, liegt jedoch in anderen Zellverfolgungsalgorithmen in einem ähnlichen Bereich⁴. Die Annahme ist, dass kurzfristige Niederschlagsintensitäten, die höher sind als dieser Grenzwert nur durch konvektive und nicht durch stratiforme Niederschläge hervorgerufen werden können. Mehrere Pixel werden als zusammenhängendes Niederschlagsgebiet (bzw. konvektive Zelle) betrachtet, wenn sie nebeneinanderliegen, sich also eine gemeinsame Kante teilen. Abbildung 34 zeigt beispielhaft eine identifiziertes Niederschlagsgebiet an 2 aufeinanderfolgenden Zeitpunkten, sowie dessen bisherige Zugbahn.

⁴ Viele Zellverfolgungsalgorithmen (z.B. Steinacker et al. 2000) arbeiten mit Radarreflektivitäten und benutzen einen Schwellwert von 35 dBZ. Dies entspricht mit einer standardisierten Z-R-Beziehung 8,12 mm/h.

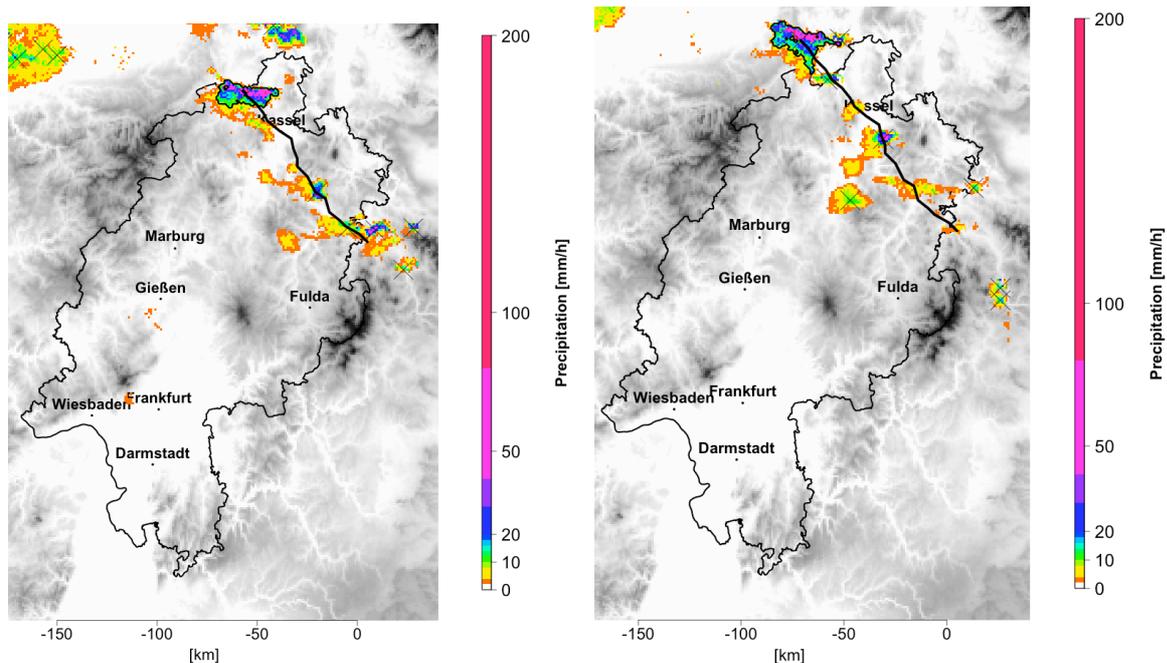


Abbildung 34: Illustration des Zellverfolgungsalgorithmus. Gezeigt ist 5 die minütige Niederschlagsintensität zum Zeitpunkt n (links) und $n+1$, also 5 Minuten später (rechts). Außerdem: eine Zelle (schwarzumrandet) sowie deren bisherige Zugbahn.

2. Zuordnung konvektiver Zellen aufeinanderfolgender Zeitschritte

Nach der Identifizierung der konvektiven Zellen, wird anhand von Winddaten die mögliche Verlagerung der konvektiven Zellen vom aktuellen zum nächsten Zeitschritt berechnet. Hierfür werden ERA-INTERIM Reanalyse Daten verwendet. Diese liegen in einer räumlichen Auflösung von 0.75° (ca. 80 km) und einer zeitlichen Auflösung von 6 h vor. Die Daten werden auf 5 Minuten Zeitschritte interpoliert. Für jede Zelle werden die nächstliegenden Winddaten benutzt. Nach Klose (2008) wurde angenommen, dass sich die Zellkerne im Windfeld mittlerer Höhe fortbewegen. Deshalb wurden die Winddaten dreier Höhenniveaus (entsprechend den Druckniveaus 850 hPa, 700 hPa und 500 hPa) verwendet.

Ausgehend von jedem Pixel einer konvektiven Zelle wird ein Suchkegel aufgespannt, der das Gebiet umfasst, in welchem sich die Zelle im darauffolgenden Zeitschritt befinden kann. Die Ausrichtung des Suchkegels wird von der Windrichtung bestimmt, seine Länge von der Windgeschwindigkeit. Die Öffnung des Suchkegels beträgt 45° .

Für jedes Pixel im Suchkegel wird, wenn sich dort zum Zeitpunkt $n+1$ eine Zelle befindet, ein Wahrscheinlichkeitswert berechnet. Dieser beschreibt mit welcher Wahrscheinlichkeit das Ausgangspixel (aus Zeitpunkt n) im nächsten Zeitschritt ($n+1$) zu dieser Zelle gehört. Der Wahrscheinlichkeitswert ist im Zentrum des Kegels am höchsten und fällt zu dessen Rand hin exponentiell ab. Zur Vereinfachung wird im Folgenden der Fall betrachtet, dass der Wind direkt aus Westen weht. In diesem Fall wird der Wahrscheinlichkeitswert mit folgender Formel berechnet:

$$Prob = \exp(-\sqrt{(X_{cent} - xx)^2 + (Y_{max} - yy)^2})$$

hierbei bezeichnen xx und yy die Entfernung in x - und y -Richtung, beginnend im Kegelursprung. Der Parameter X_{cent} bezeichnet die Lage (genauer die x -Koordinate) der Mittellinie des Suchkegels. Der Parameter Y_{max} bezeichnet die Länge des Suchkegels. Abbildung 35 illustriert die Verteilung der Wahrscheinlichkeitswerte im Suchkegel ($Y_{max} = 6$).

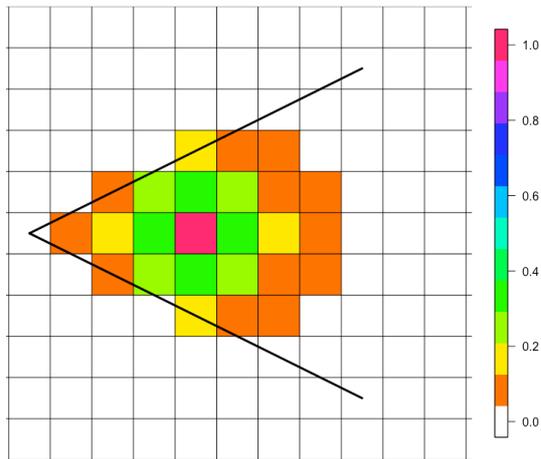


Abbildung 35: Wahrscheinlichkeit, dass ein Pixel im Suchkegel, dem Pixel im Ursprung des Kegels zugeordnet wird

Dieser Prozess (das Aufspannen des Suchkegels und die pixelweise Berechnung der Wahrscheinlichkeiten) wird für alle 3 Windlevel wiederholt. Anschließend werden die Wahrscheinlichkeitswerte über alle Pixel der aktuellen Zelle aufsummiert. Die ursprüngliche Zelle wird dann mit derjenigen Zelle verknüpft, die den höchsten Wahrscheinlichkeitswert aufweist.

Anhang 2 - Evaluation der statistischen Regressionsmodelle

Regressionsmodelle, deren Ergebnis in Form einer dichotomen Variablen (Konvektion ja/nein) vorliegt, können mithilfe von kategorischen Verifikationsverfahren evaluiert werden. Hierbei werden zur Evaluation binäre Gütemaße verwendet, die sich aus Kontingenztabelle berechnen lassen. Kontingenztabelle stellen alle vier möglichen Kombinationen aus Beobachtung und Vorhersage eines Ereignisses (in unserem Falle die Tatsache, ob ein bestimmter Tag als konvektiv extremer Tag eingestuft wird) dar. Gelistet wird in der Kontingenztabelle somit die korrekte Vorhersage eines eingetretenen Ereignisses (a), eine Fehlvorhersage, bei der ein prognostiziertes Ereignis nicht eingetroffen ist (b), ein Überraschungsereignis, bei dem das eingetretene Ereignis nicht durch das Modell vorhergesagt wurde (c) und schließlich der Fall, dass weder eine Beobachtung noch die Vorhersage dieser Beobachtung eingetroffen ist (d). Ein optimales Ergebnis ergibt sich, wenn die beiden Felder b und c keinen Eintrag aufweisen, da es in diesem Fall zu keiner einzigen Fehlvorhersage durch das Modell gekommen wäre.

		Beobachtung	
		Ja	Nein
Vorhersage	Ja	a Korrekte Vorhersage	b Fehlalarm
	Nein	c Überraschungsereignis	d Kein Ereignis

Die Erfassungs- oder Detektionswahrscheinlichkeit (POD) beschreibt den prozentualen Anteil der aufgetretenen Ereignisse, die durch das Modell auch vorhergesagt wurden. Der Wertebereich liegt zwischen 0 und 1, wobei ein Wert von 1 eine perfekte Vorhersage darstellt.

$$POD = \frac{a}{a + b}$$

Die Rate des Fehlalarms (FAR) misst das Verhältnis der Anzahl von Fehlalarmen des Modells zu korrekt vorhergesagten Ereignissen und stellt somit eine gute Ergänzung zum POD dar. Der Wertebereich liegt ebenfalls zwischen 0 und 1. Eine perfekte Vorhersage hat eine FAR von 0.

$$FAR = \frac{b}{a + b}$$

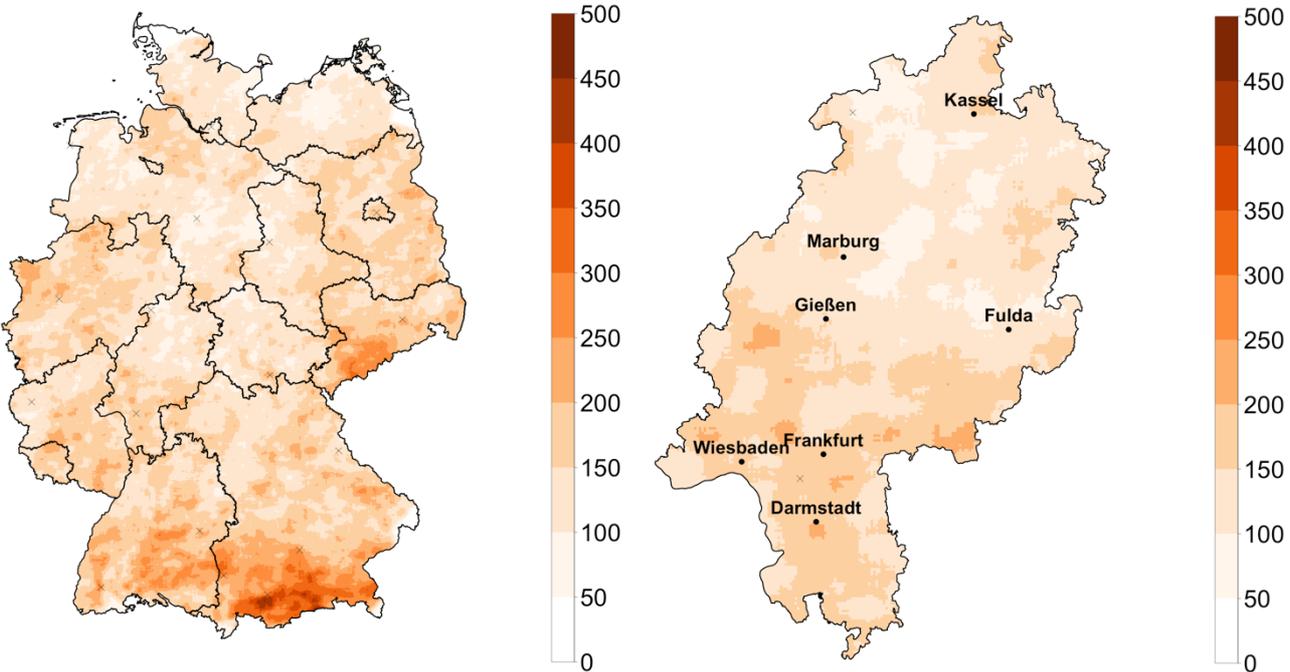
Der Heidke Skill Score (HSS) misst die Verbesserung einer Vorhersage gegenüber der Referenzvorhersage. Bei der Referenzvorhersage wird davon ausgegangen, dass die Elemente (a-d) gleich verteilt sind, dass es also die gleiche Anzahl von Fehlalarmen und Überraschungsereignissen wie auch korrekter Vorhersagen gibt. Der HSS beträgt in diesem Fall null. Der gesamte Wertebereich des HSS liegt zwischen -1 und 1, mit positiven Werten für Vorhersagen, die besser sind als Referenz.

$$HSS = \frac{2 * (a * d - b * c)}{(a + c) * (c + d) + (a + b) * (b + d)}$$

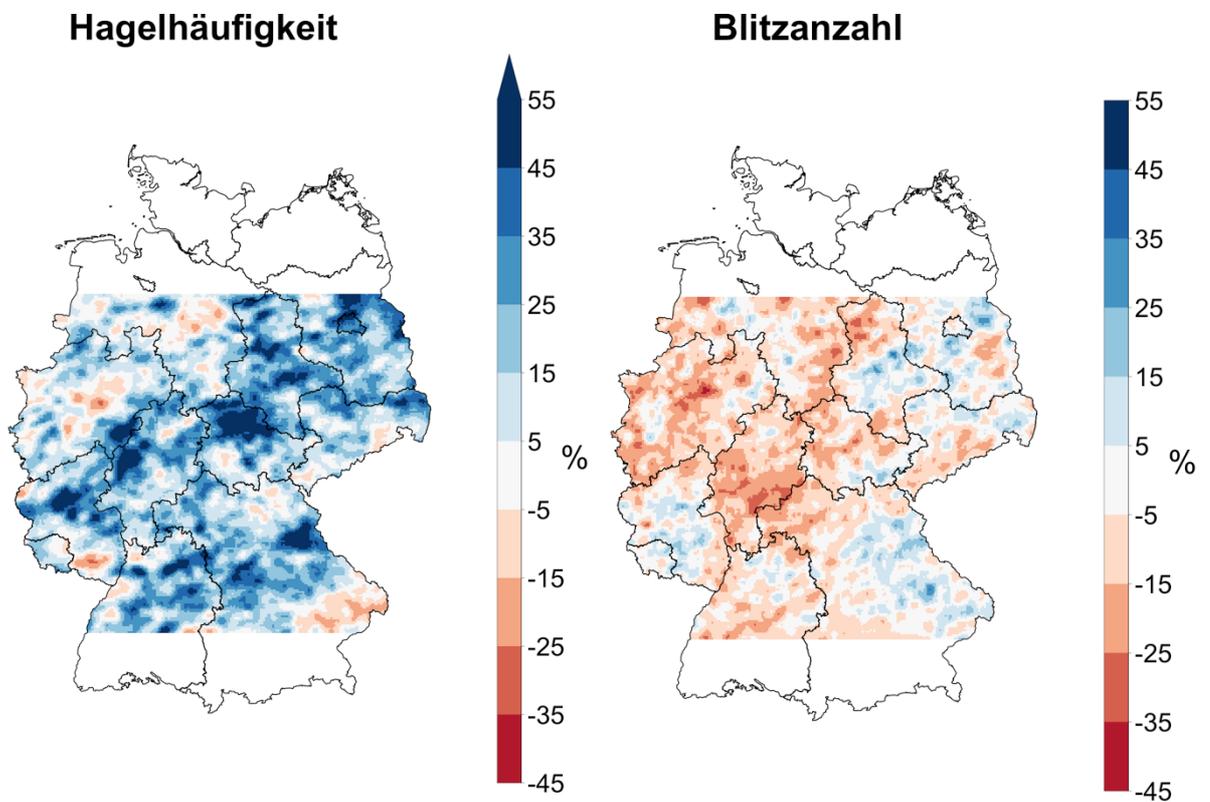
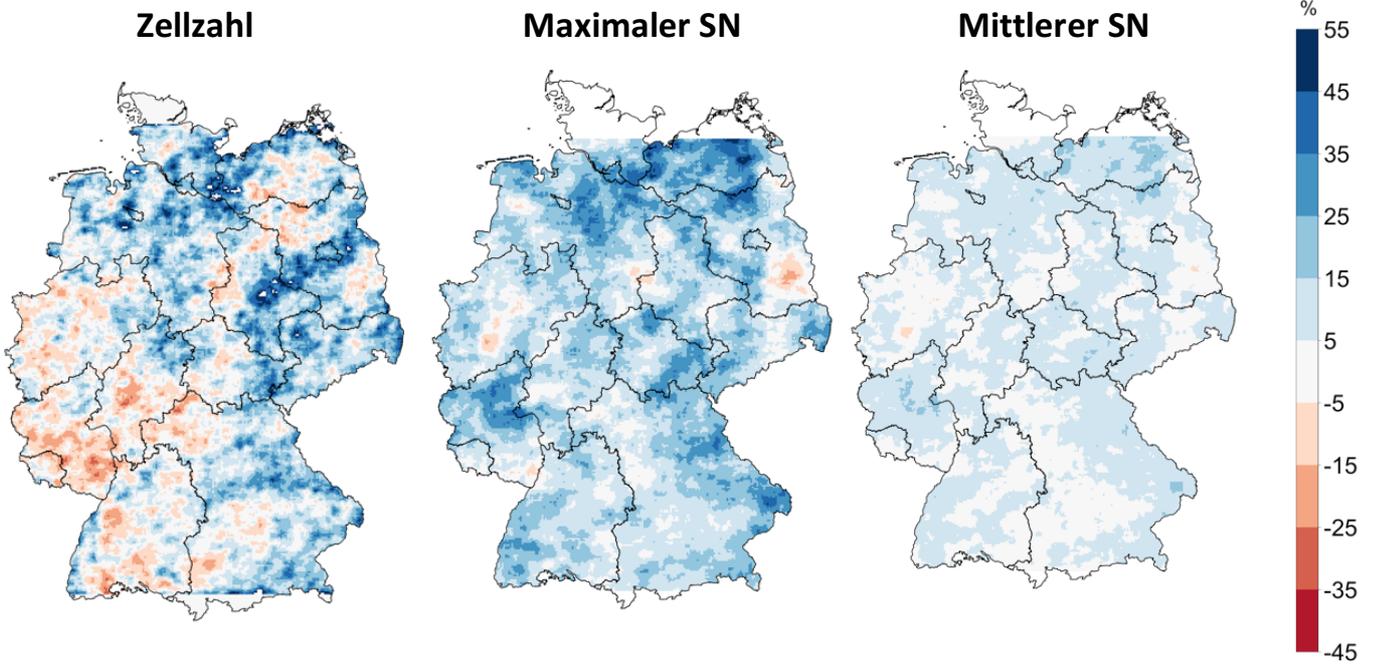
Der Symmetric Extremal Dependence Index (SEDI) ist ein Gütemaß, das speziell für die Vorhersage von seltenen Ereignissen entwickelt wurde. Der Wertebereich des Index liegt zwischen -1 und 1 und nähert sich im Fall einer perfekten Vorhersage 1 an.

$$SEDI = \frac{\log(FAR) - \log(POD) - \log(1 - FAR) + \log(1 - POD)}{\log(FAR) + \log(POD) + \log(1 - FAR) + \log(1 - POD)}$$

Anhang 3 - Verteilung von starken konvektiven Zellen

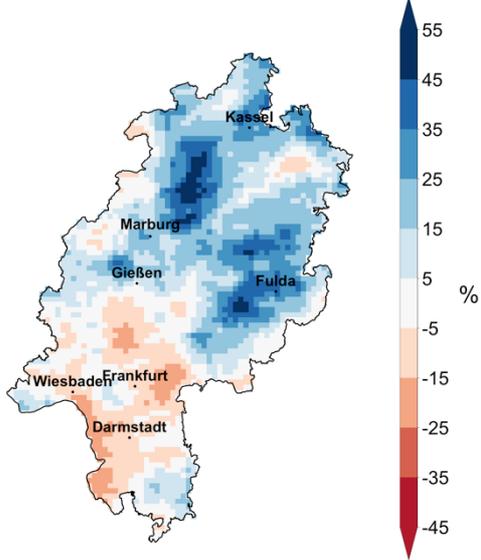


Anhang 4 - Änderung der Gefährdungsgrößen für ganz Deutschland

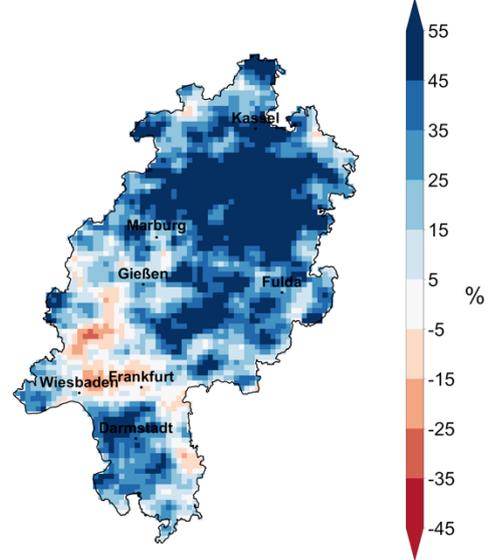


Anhang 5 – Saisonale Änderung der Gefährdungsgrößen Zellzahl und maximaler Starkniederschlag

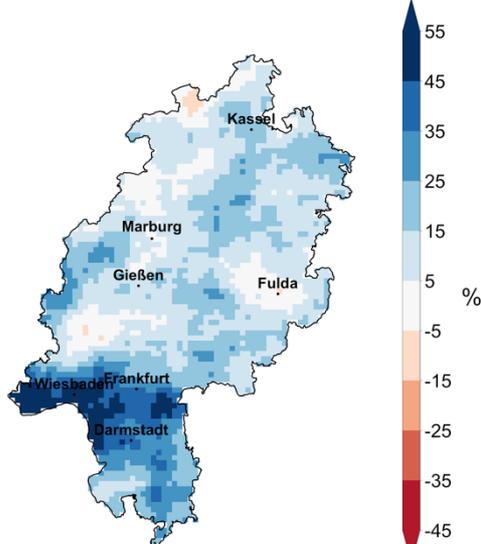
Änderung des maximalen SN (Apr/Mai)



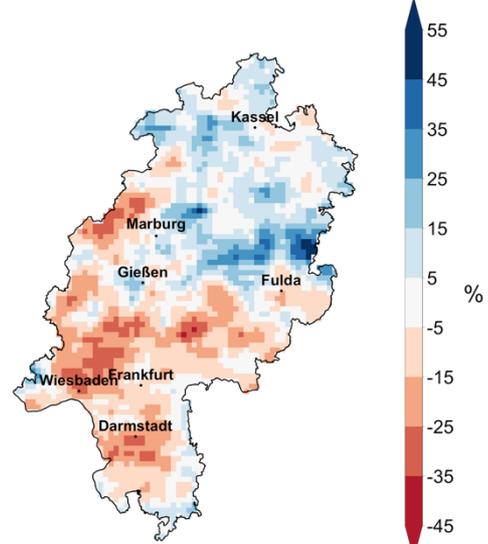
Änderung der Zellzahl (Apr/Mai)



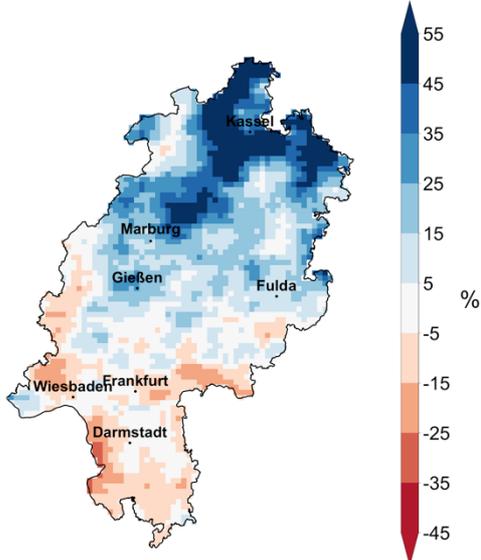
Änderung des maximalen SN (Jun/Jul)



Änderung der Zellzahl (Jun/Jul)



Änderung des maximalen SN (Aug/Sep)



Änderung der Zellzahl (Aug/Sep)

