

FLORIAN TIM EHMELE

**Stochastische Simulation
großflächiger, hochwasserrelevanter
Niederschlagsereignisse**

Florian Tim Ehmele

**Stochastische Simulation großflächiger,
hochwasserrelevanter Niederschlagsereignisse**

**Wissenschaftliche Berichte des Instituts für Meteorologie und
Klimaforschung des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT)
Band 76**

Herausgeber: Prof. Dr. Ch. Kottmeier

Institut für Meteorologie und Klimaforschung
am Karlsruher Institut für Technologie (KIT)
Kaiserstr. 12, 76128 Karlsruhe

Eine Übersicht aller bisher in dieser Schriftenreihe
erschienenen Bände finden Sie am Ende des Buches.

Stochastische Simulation großflächiger, hochwasserrelevanter Niederschlagsereignisse

von
Florian Tim Ehmele

Dissertation, Karlsruher Institut für Technologie
KIT-Fakultät für Physik

Tag der mündlichen Prüfung: 22. Dezember 2017
Referenten: Prof. Dr. M. Kunz, Prof. Dr. Ch. Kottmeier

Impressum



Karlsruher Institut für Technologie (KIT)
KIT Scientific Publishing
Straße am Forum 2
D-76131 Karlsruhe

KIT Scientific Publishing is a registered trademark
of Karlsruhe Institute of Technology.
Reprint using the book cover is not allowed.

www.ksp.kit.edu



*This document – excluding the cover, pictures and graphs – is licensed
under a Creative Commons Attribution-Share Alike 4.0 International License
(CC BY-SA 4.0): <https://creativecommons.org/licenses/by-sa/4.0/deed.en>*



*The cover page is licensed under a Creative Commons
Attribution-No Derivatives 4.0 International License (CC BY-ND 4.0):
<https://creativecommons.org/licenses/by-nd/4.0/deed.en>*

Print on Demand 2018 – Gedruckt auf FSC-zertifiziertem Papier

ISSN 0179-5619

ISBN 978-3-7315-0761-1

DOI 10.5445/KSP/1000080495

Stochastische Simulation großflächiger, hochwasserrelevanter Niederschlagsereignisse

Zur Erlangung des akademischen Grades eines
DOKTORS DER NATURWISSENSCHAFTEN
von der Fakultät für Physik des
Karlsruher Instituts für Technologie (KIT)

genehmigte

DISSERTATION

von

Dipl.-Met. Florian Tim Ehmele
aus Konstanz

Tag der mündlichen Prüfung: 22.12.2017

Referent: Prof. Dr. M. Kunz

Korreferent: Prof. Dr. Ch. Kottmeier

Kurzfassung

In der vorliegenden Dissertation wird ein analytisches Modell zur stochastischen Simulation von Starkniederschlägen, die in Verbindung mit großräumigen Flusshochwassern stehen, entwickelt, evaluiert und angewendet. Die Bestimmung von Wahrscheinlichkeiten für Niederschlagsereignisse mit hoher Wiederkehrperiode ist aufgrund der kurzen Zeitspanne, in der Messdaten zur Verfügung stehen, schwierig. Zusätzlich ist eine homogene Abdeckung durch Messstationen insbesondere in Gebirgen nur schwer realisierbar. Daher wird in dieser Arbeit ein räumlich hoch aufgelöstes Niederschlagsmodell mit einer Gitterweite von $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ entwickelt, das auf Grundlage von statistischen Verteilungsfunktionen stochastische Niederschlagsfelder simuliert.

Die theoretische Grundlage für das Modell liefert die lineare Theorie für orografischen Niederschlag nach Smith und Barstad (2004), in der sich der Gesamtniederschlag aus einem synoptischen Hintergrundterm und einem orografisch bedingten Anteil zusammensetzt. Dieser Ansatz wird durch den Einbau mehrerer sogenannter Tuning-Parameter optimiert und über umfassende Kalibrierungsstudien an das jeweilige Untersuchungsgebiet angepasst. Es werden außerdem zusätzliche Niederschlagsanteile durch Fronten und eingelagerte Konvektion eingeführt. Insgesamt wird das Modell mit sieben atmosphärischen Größen angetrieben, die sowohl den dynamischen Zustand als auch den thermischen Aufbau der Atmosphäre beschreiben.

Die benötigten Daten für das Modell werden aus Radiosondenaufstiegen und Niederschlagsbeobachtungen (Radar und Bodenstationen) im Zeitraum 1951–2016 abgeleitet. Testrechnungen mit dem Modell haben gezeigt, dass eine saisonal differenzierte Betrachtung aller Eingangsgrößen aufgrund der

unterschiedlichen Niederschlagsregime zwischen Sommer und Winter sinnvoll und notwendig ist. Die Niederschlagsbeobachtungen und die daraus abgeleiteten Statistiken dienen auch zur Kalibrierung des Modells und zur Evaluierung der stochastischen Simulationen. Die Evaluierung erfolgt zum einen für die gesamte Fläche der Untersuchungsgebiete Baden-Württemberg, Hessen und Thüringen, zum anderen für die wichtigsten Flusseinzugsgebiete.

Das in dieser Arbeit entwickelte Modell wird im Rahmen des Projekts FLORIS (Flood Risk) angewendet, um Niederschlagsereignisse in einem Zeitraum von mehreren Tausend Jahren stochastisch zu simulieren. Der Vergleich der Modellsimulationen mit Messdaten zeigt dabei eine hohe Übereinstimmung in allen drei Bundesländern für verschiedene Wiederkehrperioden. Die bestimmten Differenzen betragen nur wenige Prozentpunkte.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung und Zielsetzung	1
2	Theoretische Grundlagen	7
2.1	Dynamik und Thermodynamik der Atmosphäre	7
2.1.1	Das System der Grundgleichungen	8
2.1.2	Das linearisierte Gleichungssystem	16
2.1.3	Stabilität der Atmosphäre	20
2.2	Niederschlag	27
2.2.1	Klassifizierung	27
2.2.2	Bildung von Niederschlagsteilchen	29
2.2.3	Phänomenologie von Niederschlagsteilchen	36
2.2.4	Niederschlag-auslösende Prozesse	38
2.2.5	Definition und Bedeutung von Starkniederschlägen	47
2.3	Einfluss der Orografie auf Strömung und Niederschlag	50
2.3.1	Zweidimensionale Strömungen	50
2.3.2	Dreidimensionale Strömungen	54
2.3.3	Modifikation der Niederschlagsverteilung	56
2.4	Grundlagen der Statistik	60
2.4.1	Empirische Wahrscheinlichkeitsverteilungen	61
2.4.2	Qualitätsgrößen	63
3	Lineare Niederschlagsmodellierung	69
3.1	Übersicht	69
3.2	Das lineare Modell nach Smith und Barstad	73

3.2.1	Vorbemerkungen	73
3.2.2	Lösungsverfahren	75
3.2.3	Gleichungssystem	77
3.2.4	Eigenschaften des SB-Modells	82
3.2.5	Anwendungen des SB-Modells	84
4	Datengrundlage und Untersuchungsgebiete	87
4.1	Niederschlagsbeobachtungen	87
4.1.1	REGNIE	87
4.1.2	RADOLAN	91
4.2	Radiosondenaufstiege	96
4.3	Zugbahnen schwerer Gewitter	98
4.4	Orografiedaten und Untersuchungsgebiete	102
4.4.1	Orografie	104
4.4.2	Einzugsgebiete und Jahresniederschläge	107
5	Methoden	111
5.1	Charakterisierung historischer Ereignisse	111
5.2	Statistische Methoden	114
5.2.1	Getestete Wahrscheinlichkeitsverteilungen	115
5.2.2	Verfahren der kleinsten Rangsumme	122
5.3	Validierung des Modells	123
6	Stochastische Niederschlagsmodellierung	127
6.1	Modellkomponenten	127
6.2	Berechnung der Niederschlagsfelder	130
6.2.1	Hintergrundniederschlag	131
6.2.2	Orografischer Niederschlag	133
6.2.3	Fronten	136
6.2.4	Eingelagerte Konvektion	139
6.3	Disaggregation der Niederschlagsfelder	141

7 Niederschlagscharakteristika und Kalibrierung des Modells	145
7.1 Auswahl und Analyse relevanter Starkniederschlagsereignisse	145
7.1.1 Saisonale Verteilung	147
7.1.2 Ereignisdauer	148
7.1.3 Ereignisniederschlag und Vorbedingungen	150
7.1.4 Atmosphärische Bedingungen	154
7.1.5 Überprüfung der Eingangsparameter auf gegenseitige Abhängigkeiten	160
7.2 Kalibrierung des Modells	162
7.2.1 Verfahren	162
7.2.2 Optimale Parameterkombination	166
7.2.3 Fallbeispiele	173
7.3 Zusätzliche Niederschlagsanteile	183
7.3.1 Fronten	183
7.3.2 Konvektion	186
8 Stochastische Simulationen	189
8.1 Verwendete Verteilungsfunktionen	189
8.2 Ergebnisse der stochastischen Simulationen	190
9 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	207
A Ergänzungen zu Verteilungsfunktionen	217
B Abbildungen	221
Abkürzungsverzeichnis	235
Literaturverzeichnis	238
Danksagung	263

1 Einleitung und Zielsetzung

Niederschlag zählt zu den bedeutenden Parametern im Klimasystem. Die Niederschlagsverteilung der Erde wird von Prozessen auf unterschiedlichen Raum- und Zeitskalen beeinflusst, von der globalen atmosphärischen Zirkulation über regionale und lokale Einflussfaktoren bis zur mikrophysikalischen Ebene der Tröpfchenbildung (Kunz, 2003). Im globalen Maßstab bestimmt der Niederschlag beziehungsweise das Verhältnis aus Niederschlag und Verdunstung die verschiedenen Klimazonen der Erde, die in immerfeuchte (humide), trockene (aride) oder temporär trockene (semiaride) Klimate unterschieden werden (Köppen und Geiger, 1930). In Mitteleuropa herrscht ein humides Klima vor, bei dem mehr Wasser durch Niederschlag verfügbar ist als verdunstet. Das Wettergeschehen Mitteleuropas wird dabei maßgeblich von planetaren Wellen (Trog/Rücken) in der mittleren und oberen Troposphäre gesteuert und durch regionale und lokale Faktoren wie beispielsweise die Orografie modifiziert. Niederschlag ist sowohl Teil des atmosphärischen Kreislaufs als auch des hydrologischen Wasserkreislaufs. Schließlich trägt Niederschlag indirekt durch den Wasserdampf entscheidend zum Energietransport und Energiehaushalt der Atmosphäre und des Erdbodens bei. Unterschiedliche Landschaftsformen wie Wälder oder Sumpfgebiete sind eine Folge unterschiedlicher Niederschlagsregime, die wiederum Einfluss auf die Verfügbarkeit von Oberflächenwasser, Verdunstungsprozesse oder das Fließverhalten nehmen (Kunz, 2003).

Die Niederschlagsintensität, also die Niederschlagsmenge pro Zeit, ist zusammen mit der Wasseraufnahmefähigkeit des Bodens mit entscheidend für die Entstehung von Hochwasserereignissen und Überflutungen. Fällt mehr

Niederschlag, als der Boden aufnehmen kann, verstärkt sich der direkte Oberflächenabfluss. Dies kann zu lokalen Phänomenen wie Sturzfluten und Hangrutschungen oder Hochwassern an kleineren Bächen und Vorflutern führen, die in der Regel mit kurzen aber sehr kräftigen konvektiven Starkregenereignissen verknüpft sind. Jüngstes Beispiel hierfür ist die Serie konvektiver Starkregenereignisse und damit verbundener Sturzfluten in Süd- und Südwestdeutschland im Mai und Juni 2016 (Piper et al., 2016), die zu einem Gesamtschaden (inflationsbereinigt) in Höhe von etwa 2,5 Mrd. € führte (MunichRe, 2017).

Stratiforme Niederschläge mit moderaten Intensitäten, die mehrere Tage andauern und größere Regionen betreffen können, haben das Potential auch Hochwasser an größeren Flüssen auszulösen. In Deutschland kam es beispielsweise in den Jahren 2002 und 2013 zu extremen großräumigen Überschwemmungen an Elbe und Donau (Schröter et al., 2015), die zu Schäden in Höhe von circa 22 Mrd. € (inflationsbereinigt) führten (MunichRe, 2017). Für beide Ereignisse wurde eine statistische Wiederkehrperiode von über 200 Jahren errechnet. Aber auch weniger extreme Ereignisse wie die der Jahre 2005, 2006, 2010 oder 2011 tragen zu dem hohen Schadenpotential durch Hochwasser in Deutschland bei (Uhlemann et al., 2010; Kienzler et al., 2015). Nach wie vor entsteht ein Großteil der Schäden durch das Versagen oder die unzureichende Dimensionierung von Schutzmaßnahmen wie Deiche, Regenrückhaltebecken oder Retentionsflächen. Aber auch ungenaue Hochwasservorhersagen können zu vermeidbaren Verlusten von Menschen und Kapital führen. Die Beschreibung von Extremereignissen wie Starkregen ist daher nicht nur von wissenschaftlichem Interesse, sondern hat auch eine große Bedeutung bei vielen technischen und wasserwirtschaftlichen Fragestellungen wie beispielsweise der Dimensionierung von wasserbaulichen Anlagen. Auch in der Versicherungswirtschaft ist es wichtig, das Risiko als das Produkt aus Vulnerabilität (potentielle Schäden an Infrastruktur und Eigentum), Exposition und Auftrittswahrscheinlichkeit für solche Extremereignisse genau zu quantifizieren. Eine hierfür wichtige Größe ist der wahrscheinliche Höchstschaden

eines Ereignisses (engl. probable maximum loss, PML) mit einer Wiederkehrperiode von 200 Jahren (PML200). Nach der Regulierungsvorschrift Solvency II der Europäischen Union müssen Versicherungen dieses Risiko (Kumulrisiko) im Schadenfall zur Verfügung stellen können.¹

Die Bestimmung des Hochwasserrisikos erfordert fundierte statistische Analysen von Starkregenereignissen. Traditionell werden extreme Niederschläge punktuell, zum Beispiel an einzelnen Messstationen, durch Betrachtung von Intensität, Dauer und Häufigkeit und deren Beziehungen untereinander abgeleitet (Koutsoyiannis et al., 1998). Die Probleme einer solchen Extremwertbetrachtung sind eine geringe räumliche Repräsentativität und die beschränkte zeitliche Datenverfügbarkeit. Punktuell meteorologische Messungen gibt es in der Regel erst seit etwa 100 Jahren, während flächendeckende Messungen für noch deutlich kürzere Zeitperioden verfügbar sind. Wenn daraus Ereignisse mit höheren Jährlichkeiten abgeleitet werden, ergeben sich damit große Unsicherheiten. Weiterhin ist es möglich, dass aufgrund der kurzen Zeitspanne sehr schwere Ereignisse noch nicht beobachtet wurden und damit nicht in die Statistik eingehen.

Die Problematik der nur punktuell verfügbaren Messungen kann beispielsweise mithilfe von Interpolationsverfahren (Goovaerts, 2000) oder Verfahren, die eine Beziehung zwischen Niederschlag und Orografie oder atmosphärischen Parametern herstellen (z. B. Basist et al., 1994; Drogue et al., 2002) gelöst werden. Diese Verfahren haben allerdings den Nachteil, die Umgebungsbedingungen der Stationen sowie die dynamischen und thermodynamischen Prozesse der Niederschlagsentstehung zu vernachlässigen.

Eine Möglichkeit, die Unsicherheiten durch die zeitlich limitierte Datenverfügbarkeit zu verringern, sind stochastische Wettergeneratoren. In einigen Studien wurden derartige Modelle verwendet, um Niederschlagsereignisse an einzelnen Gitterpunkten oder Stationen zu simulieren (z. B. Richardson, 1981; Bardossy und Plate, 1991, 1992; Furrer und Katz, 2007; Neykov et al.,

¹ https://www.bafin.de/DE/Aufsicht/VersichererPensionsfonds/Aufsichtsregime/SolvencyII/solvency_II_node.html

2014). Durch die Verwendung von Zufallsgeneratoren kommen allerdings neue Unsicherheitsfaktoren hinzu. In einer aktuellen Studie haben beispielsweise Cross et al. (2017) ein neu entwickeltes Verfahren vorgestellt, das die Unterschätzung von Extremwerten verringern soll. Dabei werden die Daten mit Hilfe definierter Kriterien und Schwellenwerte bewusst modifiziert (zensiert), bevor die eigentliche Modellierung beginnt, um den Fokus stärker auf die relevanten Extremereignisse zu legen. Der Nachteil dieser stochastischen Ansätze ist allerdings nach wie vor die begrenzte räumliche Repräsentativität der Ergebnisse.

In der vorliegenden Arbeit wird ein stochastisches Niederschlagsmodell (SPM) vorgestellt, mit dem eine große Anzahl von Niederschlagsfeldern mit einer hohen räumlichen Auflösung von $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ in kurzer Zeit simuliert werden kann. Für eine fundierte Einschätzung von Niederschlagsmengen mit hoher Wiederkehrperiode, wie es beispielsweise für die Berechnung der PML200 notwendig ist, sind Stichproben mit einem Umfang von mehreren Tausend Ereignissen und damit einer Zeitperiode von mehreren Tausend Jahren erforderlich. Damit wird gewährleistet, dass ausreichend Ereignisse mit einer Jährlichkeit von 200 Jahren in die Statistik mit eingehen. Unterschiedliche Niederschlagsregime zwischen Sommer und Winter machen außerdem eine saisonal differenzierte Betrachtung aller Eingangsgrößen notwendig.

Bei der Ableitung der Modellgleichungen für den Gesamtniederschlag wurde angenommen, dass sich dieser an einem Ort aus mehreren Anteilen zusammensetzt. Die verschiedenen Anteile werden durch unterschiedliche Einflussfaktoren und Mechanismen wie Fronten, Konvektion, Orografie oder großskalige synoptische Prozesse erzeugt. Den Kern des SPM bildet dabei der lineare diagnostische Ansatz zur Beschreibung des orografischen Niederschlags nach Smith und Barstad (2004). Dieser Ansatz berücksichtigt die Wellendynamik von geschichteten, nicht-hydrostatischen Gebirgsüberströmungen durch Verwendung der linearisierten Bewegungsgleichungen (Smith, 1980). Zusätzlich wird eine gesättigte Atmosphäre angenommen, indem über eine Sättigungsadjustierung der Niederschlag abgeleitet wird. Die von Smith und

Barstad (2004) verwendeten Eingangsgrößen zur Berechnung der Niederschlagsfelder beschreiben dabei den atmosphärischen Zustand, der mit der Niederschlagsbildung verknüpft ist und aus Radiosondenaufstiegen bestimmt werden kann. Dazu gehören die Stabilität, die Richtung und die Geschwindigkeit der Grundströmung sowie die Skalierungshöhe des Wasserdampfs. Die Wolkenmikrophysik geht über zwei charakteristische Zeitskalen in die Berechnungen ein, welche gleichzeitig als Kalibrierungsparameter dienen.

Das Modell nach Smith und Barstad (2004) wurde bereits in unterschiedlichen Regionen der Welt erfolgreich angewendet, unter anderem in den USA (Barstad und Smith, 2005), in Island (Crochet et al., 2007), in Norwegen (Caroletti und Barstad, 2010; Barstad und Caroletti, 2013) und in Südwestdeutschland (Kunz, 2011b). Dabei hat sich gezeigt, dass die Verwendung fester Werte für die charakteristischen Zeitskalen und den Hintergrundniederschlag zu realistischen und robusten Ergebnissen führt. Es wurden dabei aber auch einige Schwachstellen des gewählten Ansatzes offen gelegt. Auf Grundlage dieser Ergebnisse wird das ursprüngliche Modell zum einen um weitere Kalibrierungsparameter ergänzt, die beispielsweise die Sensitivität der Gleichungen auf die Orografie oder die Reduzierung der Niederschlagsmengen aufgrund von Absinken beeinflussen. Ergänzend werden zwei Niederschlagsanteile eingeführt und zum Niederschlag des orographischen Modells addiert. Ein Anteil beschreibt den Einfluss von Fronten, ein anderer den durch eingelagerte Konvektion innerhalb stratiformer Niederschlagsgebiete (Fuhrer und Schär, 2005). Während der frontale Anteil zu einer Verstärkung (oder Abschwächung) des Niederschlags über größeren Flächen führt, sorgt der konvektive Anteil für kleinräumige Variationen.

Im Rahmen dieser Arbeit wird das SPM zunächst (während der Kalibrierung) zur Simulation von 200 historischen Starkregenereignissen angewendet, die zuvor mithilfe von flächenhaften Niederschlagsbeobachtungen bestimmt wurden. Der Übergang zu der stochastischen Simulation mehrerer Tausend Ereignisse erfolgt mithilfe von Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen (engl. probability density function) für alle Eingangsgrößen.

Die Entwicklung des SPM und damit auch diese Arbeit ist Teil eines Verbundprojekts aus Meteorologen, Hydrologen und Hydraulikern. Das Ziel des Projekts FLORIS (**FLO**od **RIS**k) ist es, das Hochwasserrisiko für Baden-Württemberg, Hessen und Thüringen zu quantifizieren. Eine wesentliche Neuerung gegenüber vergleichbaren Projekten ist die detaillierte Betrachtung einer kompletten Prozesskette beginnend mit den meteorologischen Rahmenbedingungen für die Entstehung und die Verteilung von Starkniederschlägen bis hin zu den kleinräumigen Abflussdynamiken und Strömungsmustern von größeren und kleineren Flüssen und ganzen Flusssystemen. Unter Einbeziehung der entsprechenden Portfolio-Daten können damit mögliche Schäden und insbesondere die PML200 für ein größeres Gebiet bei angenommener gleichzeitiger Beregnung und nicht nur für einzelne Einzugsgebiete geschätzt werden.

Die Arbeit ist wie folgt strukturiert: Zunächst werden in Kapitel 2 die für die Entwicklung des SPM notwendigen theoretischen Grundlagen diskutiert. Dazu gehören unter anderem die Entstehungsmechanismen für Niederschlag und die Modifikation der Strömung durch die Orografie. Anschließend wird in Kapitel 3 mit der linearen Theorie eine spezielle Methode der Niederschlagsmodellierung beschrieben, auf der das SPM beruht. In Kapitel 4 werden die verwendeten Datensätze beschrieben. Die Methoden zur statistischen Aufbereitung der Daten und zur Kalibrierung des Modells werden in Kapitel 5 vorgestellt. Eine umfassende Beschreibung des SPM selbst folgt in Kapitel 6. Daran anschließend werden in Kapitel 7 die Ergebnisse der statistischen Analysen sowie der Kalibrierung diskutiert, bevor in Kapitel 8 die Ergebnisse der stochastischen Simulationen betrachtet werden. Die zentralen Ergebnisse sowie die wichtigsten Schlussfolgerungen daraus werden abschließend in Kapitel 9 zusammengefasst.

2 Theoretische Grundlagen

Die Bildung von Wolken und Niederschlag ist das Ergebnis einer komplexen Interaktion verschiedener Prozesse auf unterschiedlichen Raum- und Zeitskalen. Das Spektrum der Skalen reicht von der mikrophysikalischen Ebene der Wolkentröpfchen und Hydrometeore im μm -Bereich bis hin zu synoptischen Strukturen wie beispielsweise planetaren Wellen von mehreren Tausend Kilometern Länge. Im folgenden Kapitel werden die mathematischen und physikalischen Hintergründe der Niederschlagsentstehung und des im Rahmen dieser Arbeit entwickelten Niederschlagsmodells vorgestellt und diskutiert. Dazu werden die dynamischen und thermodynamischen Gleichungen verwendet, welche die Vorgänge in der Atmosphäre analysieren und charakterisieren (Kap. 2.1). Die Phänomenologie des Niederschlags sowie die relevanten Bedingungen und Prozesse werden in Kapitel 2.2 betrachtet. Der Einfluss der Orografie auf die Niederschlagsbildung und die Niederschlagsverteilung wird in Kapitel 2.3 behandelt. Dieser Punkt hat später bei der Modellentwicklung eine große Bedeutung. Im Anschluss an dieses Kapitel wird eine spezielle Methode vorgestellt, mit deren Hilfe das stochastische Niederschlagsmodell aufgestellt wird (vgl. Kap. 3).

2.1 Dynamik und Thermodynamik der Atmosphäre

Alle dynamischen und thermodynamischen Vorgänge in der Atmosphäre unterliegen fundamentalen physikalischen Gesetzen: Energieerhaltung, Impulserhaltung beziehungsweise Drehimpulserhaltung und Massenerhaltung, zu der auch der Wassergehalt in der Atmosphäre gehört. Eine Möglichkeit, diese Erhaltungsgrößen mathematisch zu beschreiben, sind die entsprechenden

Bilanzgleichungen. Aus ihnen folgen die Grundgleichungen zur Beschreibung der Atmosphäre. Um eine analytische Lösung zu erhalten, wird dieses Gleichungssystem linearisiert. Des Weiteren ist die Stabilität der Atmosphäre wichtig für die Beschreibung von Hebungsvorgängen, die zur Wolken- und Niederschlagsbildung notwendig sind.

2.1.1 Das System der Grundgleichungen

Zu jeder Zeit ist die Natur bestrebt, einen energetisch günstigen Ruhe- oder Grundzustand herzustellen. In der Meteorologie bedeutet dieser Grundzustand eine ruhende Atmosphäre, die sich im thermischen Gleichgewicht befindet. Störungen dieses Zustandes werden durch extern einwirkende Kräfte verursacht. Gemäß dem ersten Newtonschen Axiom bleibt ein Körper in Ruhe, wenn keine Kraft auf ihn einwirkt (Trägheitsgesetz). Nach dem zweiten Newtonschen Gesetz ($\vec{F} = m \cdot \vec{a}$) bewirkt eine Kraft \vec{F} eine Beschleunigung $\vec{a} = d\vec{v}/dt$ des Systems mit der Masse m . Jede Kraft bewirkt eine Gegenkraft (actio = reactio, 3. Newtonsches Gesetz). Zusammen mit dem Superpositionsprinzip bedeutet dies, dass die resultierende Kraft \vec{F}_{ges} die Summe aller einwirkenden Kräfte F_i ist:

$$\vec{F}_{\text{ges}} = \sum_{i=1}^n \vec{F}_i. \quad (2.1)$$

Daraus leitet sich die erste Grundgleichung, die atmosphärische Bewegungsgleichung, ab. In einem Inertialsystem (ruhendes oder gleichförmig, geradlinig bewegtes Koordinatensystem) sind die wirkenden Kräfte \vec{F}_{ges} der Atmosphäre die Druckgradientkraft, die Corioliskraft, die Schwerkraft und die Reibung. Die Masse wird dabei als konstant angenommen, für die Dichte aber gilt $\rho \neq \text{const.}$ (Markowski und Richardson, 2010; Houze, 2014):

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - f\vec{k} \times \vec{v} - g\vec{k} + \vec{F}_r. \quad (2.2)$$

Auf der linken Seite steht die resultierende Beschleunigung als Ableitung des Geschwindigkeitsvektors \vec{v} nach der Zeit t . Die rechte Seite beginnt mit dem Druckgradientterm, der aus dem Luftdruck p und der Luftdichte ρ besteht. Der zweite Term ist die Corioliskraft, ausgedrückt durch das Kreuzprodukt aus vertikalem Einheitsvektor des kartesischen Inertialsystems \vec{k} und der Windgeschwindigkeit \vec{v} sowie dem Coriolisparameter $f = 2\Omega \sin(\phi)$, der von der Rotationsgeschwindigkeit der Erde Ω und der geografischen Breite ϕ abhängt. Die Erde braucht für eine Rotation um ihre eigene Achse 23 Stunden, 56 Minuten und 4 Sekunden (86154 s). Daraus ergibt sich $\Omega = 2\pi/(86154\text{ s}) = 7,292 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Der dritte Term ist die effektive Schwerebeschleunigung der Erde, die von der geografischen Breite ϕ abhängt. Die effektive Schwerebeschleunigung setzt sich zusammen aus der eigentlichen Gravitationskraft der Erde $\vec{F}_G = m\vec{g}^*$ und der Zentrifugalkraft $\vec{F}_Z = -m\vec{\Omega} \times (\vec{\Omega} \times \vec{R}) = -\Omega^2\vec{R}$. Dabei ist \vec{R} der Verbindungsvektor vom Erdmittelpunkt zur aktuellen Position auf der Erdoberfläche oder in der Atmosphäre und \vec{g}^* die Schwerebeschleunigung. \vec{F}_Z bewirkt somit eine Reduzierung der Gravitationskraft, die über den Vektor \vec{R} von der geographischen Breite abhängt. In mittleren Breiten gilt $g \approx 9,81 \text{ m s}^{-2}$ (Holton, 2004). Der letzte Term auf der rechten Seite von Gleichung (2.2) ist die Reibungskraft \vec{F}_r . Sie ist vor allem in der atmosphärischen Grenzschicht von Bedeutung und kann durch

$$\vec{F}_r = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau}{\partial z} \quad (2.3)$$

beschrieben werden (Wallace und Hobbs, 2006). Dabei ist τ die vertikale Komponente des Schubspannungsvektors und beschreibt den vertikalen Austausch von horizontalem Impuls. Die Reibung bewirkt zum einen eine Änderung der Windgeschwindigkeit, zum anderen ändert sich durch die Schubspannung auch die Richtung. Der Einfluss der Reibung ist am Erdboden am größten und nimmt mit zunehmender Höhe ab. Bei der Betrachtung von Prozessen in der freien Atmosphäre, wie im Rahmen dieser Arbeit, spielt die

Reibung im Vergleich zu anderen Kräften nur eine untergeordnete Rolle und kann deshalb häufig vernachlässigt werden.

Die Kontinuitätsgleichung beschreibt die Massenerhaltung. Sie besagt, dass sich bei jeder Art von Massentransport in ein betrachtetes konstantes Volumen hinein oder daraus hinaus die Dichte dieses Volumens mit entsprechend entgegengesetzten Vorzeichen ändert:

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho(\nabla \cdot \vec{v}) = 0 \quad \text{bzw.} \quad \frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \vec{v}) = 0. \quad (2.4)$$

Wegen des Divergenzterms $\nabla \cdot \vec{v}$ wird die linke Gleichung in (2.4) als Divergenzform der Kontinuitätsgleichung bezeichnet, die rechte Gleichung beinhaltet den Dichtefluss $\nabla \cdot (\rho \vec{v})$ und wird deswegen als Flussform bezeichnet. Obwohl diese Gleichungen die Massenerhaltung exakt beschreiben, kann es für bestimmte Situationen hilfreich sein, die beiden Terme entsprechend ihrer Dominanz zu berücksichtigen oder zu vernachlässigen (Markowski und Richardson, 2010). Ein Beispiel dafür ist die sogenannte anelastische Approximation:

$$\nabla \cdot (\rho \vec{v}) = 0, \quad (2.5)$$

wobei $\rho = \rho(z)$ ist. Es wird dabei angenommen, dass nur kleine Differenzen zu einem isentropen Zustand (konstante Entropie bzw. potentielle Temperatur) vorkommen (Ogura und Phillips, 1962). Die Kontinuitätsgleichung beinhaltet in ihrer exakten Form auch Schallwellen (Pichler, 1997). Durch das Wegfallen der Zeitableitung werden diese aus dem Gleichungssystem herausgefiltert, da sie für meteorologische Betrachtungen nicht relevant sind (Houze, 2014). Unter Annahme eines inkompressiblen Mediums ($\rho = \text{const.}; d\rho/dt = 0$) verschwindet die Divergenz des Windfeldes (Pichler, 1997; Holton, 2004; Houze, 2014):

$$\nabla \cdot \vec{v} = 0. \quad (2.6)$$

Diese Annahme kann verwendet werden, wenn die vertikale Ausdehnung der Strömung oder der betrachteten Schicht nicht zu groß ist und somit die Dichte als konstant angenommen werden kann.

Analog zur Erhaltung der Gesamtmasse wird die Masse des in einem Luftvolumen enthaltenen Wassers als Erhaltungsgröße angenommen (Houze, 2014). Dazu wird das Mischungsverhältnis r_w betrachtet, welches die Masse Wasser m_w pro Masse trockener Luft m_d angibt. Der Gesamtwassergehalt $r_w = \sum r_x$ setzt sich aus den Anteilen für Wasserdampf r_v , Flüssigwasser r_l und Eis r_i zusammen. Der flüssige Anteil r_l wird basierend auf der Größe der Wassertropfen weiter differenziert in Wolkenwasser r_c (kleine Tröpfchen, die in einem Luftpaket verbleiben) und Hydrometeore r_h (Niederschlagsteilchen). Der Begriff Hydrometeore im Allgemeinen dient als Überbegriff für alle Arten von flüssigen und festen Wasserteilchen in der Atmosphäre. Für jedes dieser Mischungsverhältnisse wird eine Bilanzgleichung der Form

$$\frac{dr_x}{dt} = S_x \quad (2.7)$$

aufgestellt, wobei S_x für die Quellen und Senken des entsprechenden Anteils steht (Markowski und Richardson, 2010; Houze, 2014). Im Fall von adiabatischen Prozessen, bei denen kein Wasser das Volumen verlässt, ist r_w eine Erhaltungsgröße, das heißt, Quellen und Senken heben sich gegeneinander auf, sodass

$$\frac{d}{dt} r_w(x, y, z, t) = u \frac{\partial r_w}{\partial x} + v \frac{\partial r_w}{\partial y} + w \frac{\partial r_w}{\partial z} + \frac{\partial r_w}{\partial t} = 0 \quad (2.8)$$

gilt (Markowski und Richardson, 2010). Für die weiteren Betrachtungen im Rahmen dieser Arbeit wird die Eisphase nicht berücksichtigt und eine gesättigte Atmosphäre angenommen. Der Wasserdampfanteil am Gesamtmischungsverhältnis r_v geht dann über in das Sättigungsmischungsverhältnis r_{vs} ($r_v \rightarrow r_{vs}$):

$$r_{vs} = \frac{\epsilon e_s}{p - e_s}. \quad (2.9)$$

Dabei ist $\varepsilon = R_d \cdot R_v^{-1} \approx 0,622$ mit der Gaskonstanten trockener Luft $R_d = 287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ und der Gaskonstanten feuchter Luft $R_v = 462 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Der Wasserdampfdruck bei Sättigung e_s wird mit Hilfe der Clausius-Clapeyron-Gleichung bestimmt:

$$\frac{1}{e_s} \frac{de_s}{dT} = \frac{L_v}{R_v T^2}, \quad (2.10)$$

mit der Kondensations- oder Verdampfungswärme $L_v = 2,5008 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ (bei 0°C) und der Lufttemperatur T .

Eine weitere wichtige Beziehung ist die Zustandsgleichung idealer Gase. Für eine trockene Atmosphäre gilt

$$p_d = \rho_d R_d T, \quad (2.11)$$

mit der Dichte trockener Luft ρ_d . Für eine gesättigte Atmosphäre gilt nach dem Daltonschen Gesetz, dass der Gesamtdruck p die Summe aus dem Druck trockener Luft p_d und dem Wasserdampfpartialdruck bei Sättigung $e_s(T) = \rho_{vs} R_v T$ ist:

$$p = p_d + e_s = \rho_d R_d T + \rho_{vs} R_v T. \quad (2.12)$$

Dabei ist ρ_{vs} die Wasserdampfdichte bei Sättigung. Wegen der hohen zeitlichen und räumlichen Variabilität des Wassergehalts in der Atmosphäre wird ein Ausdruck für die Dichte gesättigter Luft als Funktion einfach zu bestimmender Variablen oder Größen trockener Luft abgeleitet (Markowski und Richardson, 2010). Für eine korrekte Beschreibung der Prozesse müssen noch zusätzliche Effekte berücksichtigt werden, die durch die Existenz von flüssigem Wasser in einem Luftpaket (Wolkenwasser, Hydrometeore) und deren Wechselwirkungen entstehen. Insbesondere Kondensations- und Verdampfungsvorgänge und die dabei freiwerdende oder benötigte Energie in Form von Wärme sind von Bedeutung. Dies ist notwendig, wenn die Annahme eines instantanen

Ausfallens der Hydrometeore nicht gegeben ist. Mit Hilfe der Definition der Dichte gesättigter Luft $\rho_m = \rho_d + \rho_{vs}$ kann die Zustandsgleichung gesättigter Luft geschrieben werden als (Markowski und Richardson, 2010):

$$p = \rho_m R_d T \frac{1 + r_{vs} \epsilon^{-1}}{1 + r_w}. \quad (2.13)$$

Die letzte in diesem Zusammenhang wichtige Grundgleichung ist die thermodynamische Gleichung, die aus dem ersten Hauptsatz der Thermodynamik für homogene, geschlossene Systeme abgeleitet wird:

$$du = \delta a + \delta q. \quad (2.14)$$

Dieser besagt, dass die Änderung der inneren Energie du eines Systems sich aus dem Zu- oder Abtransport von Wärme δq und der am System geleisteten Arbeit δa zusammensetzt. Gleichung (2.14) ist die massenspezifische Form des ersten Hauptsatzes, das heißt alle Größen beziehen sich auf eine Einheitsmasse. Das δ kennzeichnet die nicht-totalen Differentiale der Wärme und der Arbeit. Mathematisch ausgedrückt ist das Integral über dieses Differential wegababhängig (Päsler, 1975; Iribarne und Godson, 1981).

Die innere Energie eines idealen Gases ist mit $du = c_v dT$ nur von der Temperatur und der spezifischen Wärmekapazität bei konstantem Volumen c_v abhängig (Roedel und Wagner, 2011). Für trockene Luft ist $c_{vd} = 717 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$. In der Atmosphäre reduziert sich der Arbeitsterm auf $\delta a = -pd\alpha$ und damit auf die Expansion oder die Kompression eines Luftpakets. Für das massenspezifische Volumen gilt $\alpha = V \cdot M^{-1} = \rho^{-1}$. Mit diesen Annahmen kann aus Gleichung (2.14) ein Ausdruck für die Änderung der Wärmemenge abgeleitet werden:

$$\delta q = pd\alpha + c_{vd}dT. \quad (2.15)$$

Mit Hilfe der Zustandsgleichung (2.11) und der spezifischen Enthalpie

$$dh = du + pd\alpha + \alpha dp = c_p dT \quad (2.16)$$

kann das Differential des spezifischen Volumens $d\alpha$ durch das des Luftdrucks dp ersetzt werden:

$$\delta q = c_p dT - \alpha dp. \quad (2.17)$$

Die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Volumen c_v wurde dabei unter Berücksichtigung der Relation $R = c_p + c_v$ durch die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck c_p ersetzt. Für trockene Luft gilt $c_{pd} = 1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (Iribarne und Godson, 1981). Für die entsprechenden Größen feuchter Luft wird das Mischungsverhältnisses r_v berücksichtigt:

$$c_p = c_{pd} \left(\frac{1 + \frac{c_{pv}}{c_{pd}} r_v}{1 + r_v} \right) \approx c_{pd} (1 + 0,85 r_v), \quad (2.18a)$$

$$c_v = c_{vd} \left(\frac{1 + \frac{c_{vv}}{c_{vd}} r_v}{1 + r_v} \right) \approx c_{vd} (1 + 0,94 r_v), \quad (2.18b)$$

wobei $c_{pv} = 1870 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (bei 25°C) und $c_{vv} = 1410 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ die spezifischen Wärmekapazitäten von Wasserdampf bei konstantem Druck und konstantem Volumen sind.

Aus der zeitlichen Ableitung von Gleichung (2.17) folgt dann die prognostische Gleichung für die Temperatur:

$$\frac{dT}{dt} = -\frac{1}{\rho c_p} \frac{dp}{dt} - \frac{\dot{q}}{c_p}. \quad (2.19)$$

\dot{q} beschreibt die zeitliche Änderung der Wärmemenge und wird als spezifische Heizrate bezeichnet (Markowski und Richardson, 2010; Houze, 2014). Diese Schreibweise erlaubt die Betrachtung der solaren Einstrahlung als Antriebsquelle für atmosphärische Bewegungsvorgänge.

Für adiabatische Prozesse, also Vorgänge ohne Massen- und Wärmeaustausch mit der Umgebung, gilt $\delta q = 0$ bzw. $\dot{q} = 0$. Durch Integration der Gleichung (2.19) von einem Zustand (p, T) bis zu einem Zustand (p_0, T_0) und anschließendem Auflösen nach T_0 ergibt sich die Poisson-Gleichung

$$\theta \equiv T_0 = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}}. \quad (2.20)$$

Für $p_0 = 1000 \text{ hPa}$ wird $T_0 := \theta$ als potentielle Temperatur definiert (Holton, 2004; Markowski und Richardson, 2010; Roedel und Wagner, 2011). Unter der Verwendung der potentiellen Temperatur lautet die prognostische Temperaturgleichung:

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{\dot{q}\theta}{c_p T}. \quad (2.21)$$

Im trocken-adiabatischen Fall verschwindet die Zeitableitung von θ . Mit den Gleichungen (2.9)–(2.20) wird ein Äquivalent zur potentielle Temperatur hergeleitet, das bei sättigungs-adiabatischen Prozessen eine konservative Größe ist (Fraser et al., 1973; Hobbs et al., 1973; Durran und Klemp, 1982b). Die äquivalent-potentielle Temperatur θ_e mit

$$\theta_e = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R_d}{c_{pd} + r_w c_1}} \cdot \exp \left[\frac{L_v r_{vs}}{(c_{pd} + r_w c_1) T} \right] \quad (2.22)$$

beschreibt die potentielle Temperatur, die ein Luftpaket hätte, wenn die gesamte darin enthaltene Feuchtigkeit kondensieren und die dabei freiwerdende latente Wärme vollständig zur Erwärmung des Luftpakets verwendet würde (Holton, 2004). Der erste Faktor hat die Form der potentiellen Temperatur (Gl. 2.20), wobei die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck c_p ersetzt wurde durch die Summe aus der spezifischen Wärmekapazität bei konstanten Druck für trockene Luft c_{pd} und dem Produkt aus Gesamtmischungsverhältnis r_w und spezifischer Wärmekapazität für Flüssigwasser $c_1 = 4182 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (bei 20°C). Der zweite Faktor ergibt

sich aus der Integration der Clausius-Clapeyron-Gleichung (Markowski und Richardson, 2010).

Zusammengenommen ergeben die Gleichungen (2.2), (2.4) und (2.21) das System der Grundgleichungen zur Beschreibung der Atmosphäre. Für eine trocken-adiabatische Atmosphäre gilt in Komponentenschreibweise:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + f_v + F_x, \quad (2.23a)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - f_u + F_y, \quad (2.23b)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + F_z, \quad (2.23c)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} + w \frac{\partial \rho}{\partial z} = -\rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right), \quad (2.23d)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\dot{q}\theta}{c_p T}. \quad (2.23e)$$

Hinzu kommt noch die Zustandsgleichung idealer Gase (2.13).

2.1.2 Das linearisierte Gleichungssystem

In der Meteorologie wird eine Linearisierung verwendet, um die Grundgleichungen (2.23) umzuformen. Dies ermöglicht eine analytische Lösung vieler Gleichungen (Holton, 2004). Dabei müssen einige Annahmen getroffen werden. Eine lineare Theorie geht von einfachen mathematischen Zusammenhängen aus, bei denen Koeffizienten oder Funktionen nur in ihrer ersten Ordnung, also dem linearen Term, vorkommen und sich einfache additive Zusammenhänge ergeben. Eine Funktion $F(x)$ lässt sich demnach als Summe von Unterfunktionen $f_i(x)$ mit entsprechenden Koeffizienten a_i aufspalten (Bronstein et al., 2008):

$$F(x) = \sum_{i=1}^n a_i \cdot f_i(x). \quad (2.24)$$

Für die Koeffizienten gilt entweder $a_i = \text{konst.}$ oder $a_i = a_i(t)$, jedoch besteht keine Ortsabhängigkeit.

Zur Linearisierung der meteorologischen Grundgleichungen werden die Variablen in einen ungestörten Grundzustand F_0 und eine Abweichung davon (Störung) F' zerlegt. Der Grundzustand soll außerdem horizontal homogen sein und nur eine Höhenabhängigkeit aufweisen (Holton, 2004; Pielke, 2013). Daraus ergeben sich folgenden Zerlegungen:

$$\begin{aligned} u &= u_0(z) + u'; & w &= w'; & \rho &= \rho_0(z) + \rho'; \\ v &= v_0(z) + v'; & p &= p_0(z) + p'; & \theta &= \theta_0(z) + \theta'. \end{aligned} \quad (2.25)$$

Im Grundzustand existiert keine Vertikalwindgeschwindigkeit ($w_0 = 0$).

Unter Annahme von Stationarität ($\partial/\partial t = 0$) ergibt sich aus dem ursprünglichen Gleichungssystem (2.23) das linearisierte Gleichungssystem, indem die Ansätze aus (2.25) in (2.23) eingesetzt und die Gleichungen für den Grundzustand subtrahiert werden. Unter der Annahme, dass die Störungen auf kleinen räumlichen Skalen stattfinden, kann der Coriolisterm vernachlässigt werden. Die Skalenanalyse zeigt außerdem, dass Produkte mehrerer Störgrößen sehr klein gegenüber anderen Termen der Gleichungen sind und somit ebenfalls vernachlässigt werden können (Pichler, 1997; Holton, 2004):

$$u_0 \frac{\partial u'}{\partial x} + v_0 \frac{\partial u'}{\partial y} + w' \frac{du_0}{dz} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial x} = 0, \quad (2.26a)$$

$$u_0 \frac{\partial v'}{\partial x} + v_0 \frac{\partial v'}{\partial y} + w' \frac{dv_0}{dz} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial y} = 0, \quad (2.26b)$$

$$u_0 \frac{\partial w'}{\partial x} + v_0 \frac{\partial w'}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial z} + \frac{g}{\theta_0} \theta' = 0, \quad (2.26c)$$

$$\frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial v'}{\partial y} + \frac{\partial w'}{\partial z} + \frac{1}{\rho_0} \left(u_0 \frac{\partial \rho'}{\partial x} + v_0 \frac{\partial \rho'}{\partial y} + w' \frac{d\rho_0}{dz} \right) = 0, \quad (2.26d)$$

$$\frac{g}{\theta_0} \left(u_0 \frac{\partial \theta'}{\partial x} + v_0 \frac{\partial \theta'}{\partial y} \right) - w' N^2 = 0. \quad (2.26e)$$

Dies ist das linearisierte Gleichungssystem der Grundgleichungen für eine trocken-adiabatische, kompressible Atmosphäre (Bretherton, 1966; Durran und Klemp, 1982b). Dabei wurde angenommen, dass der Auftriebsterm in Gleichung (2.26c) durch

$$\frac{\rho'}{\rho_0} \approx \frac{\theta'}{\theta_0} \quad (2.27)$$

angenähert werden kann (Markowski und Richardson, 2010). Außerdem wurde die Definition der Brunt-Väisälä Frequenz

$$N^2 = \frac{g}{\theta_0} \frac{d\theta_0}{dz} \quad (2.28)$$

verwendet. Mit Hilfe der Zustandsgleichung idealer Gase (2.11), der Definition der potentiellen Temperatur (2.20) und der hydrostatischen Approximation $dp = -\rho g dz$ kann N^2 nach wenigen Umformungen auch durch

$$N^2 = \frac{g}{T_0} (\Gamma_d - \gamma) \quad (2.29)$$

ausgedrückt werden. Dabei wird $\Gamma_d = g \cdot c_{pd}^{-1}$ als trocken-adiabatischer Temperaturgradient bezeichnet, γ ist der aktuelle Temperaturgradient der Atmosphäre und $T_0 = T(z_0)$ die Temperatur in der Referenzhöhe z_0 .

Analog zur trockenen Atmosphäre wird mit den neu eingeführten Variablen ein Gleichungssystem für die gesättigte Atmosphäre inklusive Hydrometeore aufgestellt und anschließend linearisiert. Unter den getroffenen Annahmen einschließlich der Stationarität für das Mischungsverhältnis r_w ergibt sich aus der Bilanzgleichung des Mischungsverhältnisses (2.8) folgende linearisierte Gleichung (Durran und Klemp, 1982a,b):

$$u_0 \frac{\partial r'_w}{\partial x} + v_0 \frac{\partial r'_w}{\partial y} + w' \frac{dr_{w0}}{dz} = 0. \quad (2.30)$$

Eine weitere, bei der Linearisierung oft verwendete Näherung ist die Boussinesq-Approximation. Die Skalenanalyse zeigt, dass horizontale Dich-

teschwankungen sehr klein gegenüber den restlichen Termen sind und somit vernachlässigt werden können. Damit wird eine annähernd inkompressible Atmosphäre angenommen. Eine Ausnahme bildet der Auftriebsterm $g\rho'\rho_0^{-1}$, der nicht vernachlässigt werden darf. Die Boussinesq-Approximation ist nur dann anwendbar, wenn die vertikale Ausdehnung der Strömung kleiner ist als die Skalierungshöhe der Atmosphäre von ca. 8 km. Bei der Betrachtung kleiner vertikaler Ausdehnungen kann die Strömung des Grundzustands zusätzlich als konstant angenommen werden, sodass deren vertikale Ableitungen verschwinden (Smith, 2002; Holton, 2004). Das Ergebnis ist ein vereinfachtes, gut lösbares Gleichungssystem für die Beschreibung der atmosphärischen Dynamik (vgl. Kap. 3.2.3):

$$u_0 \frac{\partial u'}{\partial x} + v_0 \frac{\partial u'}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial x} = 0, \quad (2.31a)$$

$$u_0 \frac{\partial v'}{\partial x} + v_0 \frac{\partial v'}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial y} = 0, \quad (2.31b)$$

$$u_0 \frac{\partial w'}{\partial x} + v_0 \frac{\partial w'}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial z} + \frac{g}{\theta_{e,0}} \theta'_e = 0, \quad (2.31c)$$

$$\frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial v'}{\partial y} + \frac{\partial w'}{\partial z} = 0, \quad (2.31d)$$

$$u_0 \frac{\partial \theta'_e}{\partial x} + v_0 \frac{\partial \theta'_e}{\partial y} - \frac{\theta_{e,0}}{g} N_m^2 w' = 0. \quad (2.31e)$$

Die Brunt-Väisälä Frequenz für den trockenen Zustand N^2 geht über in diejenige des gesättigten Falls N_m^2 (Brunt, 1933; Lalas und Einaudi, 1973, 1974; Iribarne und Godson, 1981):

$$N_m^2 = \frac{g}{T} \left(\frac{dT}{dz} + \Gamma_m \right) \left(1 + \frac{L_v r_{vs}}{R_d T} \right) - \frac{g}{1 + r_w} \frac{dr_w}{dz}, \quad (2.32a)$$

$$\Gamma_m = \Gamma_d (1 + r_w) \left(1 + \frac{L_v r_{vs}}{R_d T} \right) \cdot \left[1 + \frac{c_{pv} r_{vs} + c_1 r_1}{c_{pd}} + \frac{\epsilon L_v^2 r_{vs}}{c_{pd} R_d T^2} \left(1 + \frac{r_{vs}}{\epsilon} \right) \right]^{-1}. \quad (2.32b)$$

Dabei ist Γ_m der sättigungs-adiabatische Temperaturgradient. Zusammen ergeben die Gleichungen (2.10), (2.13), (2.30) und (2.31) ein geschlossenes Gleichungssystem (Durran und Klemp, 1982b).

2.1.3 Stabilität der Atmosphäre

Für eine Vielzahl an Vorgängen in der Atmosphäre (z. B. die Niederschlagsbildung) sind Hebungsvorgänge von Bedeutung, wobei zwischen großräumiger (synoptischer) Hebung und Konvektion (z. B. bei Gewittern) unterschieden wird. Wichtig ist dabei die Betrachtung der thermischen Stabilität. Eine einfache Methode hierfür ist die Beschreibung der Atmosphäre mithilfe von einzelnen, virtuellen Luftpaketen, der sogenannten Paketmethode (Rossby, 1932). Im Grundzustand befindet sich dabei ein Luftpaket in Ruhe und im thermodynamischen Gleichgewicht mit der Umgebung. Eine vertikale Beschleunigung des Luftpakets (Hebung, Absinken) wird durch externe Kräfte (großräumige Dynamik, Orografie) initiiert und durch interne Kräfte (Auftrieb, Instabilität) modifiziert. Letztere werden im Folgenden genauer betrachtet. Interne Kräfte stehen im Zusammenhang mit der Schichtung der Atmosphäre beziehungsweise mit deren Stabilität. Ihr Einfluss zeigt sich zum Beispiel direkt in der vertikalen Bewegungsgleichung (z. B. 2.23c, 2.31c), der thermodynamischen Gleichung (z. B. 2.23e, 2.31d) in Form des Auftriebsterms oder der Brunt-Väisälä Frequenz.

Für die Anwendung der Paketmethode gelten zwei Randbedingungen: Das Luftpaket darf sich nicht mit der Umgebung mischen und die Umgebung produziert keine kompensierenden Gegenbewegungen (Trapp, 2013). Die Umgebung befindet sich außerdem im hydrostatischen Gleichgewicht. Die vertikale Bewegungsgleichung (2.23c) lautet im allgemeinen Fall unter Vernachlässigung von Reibung:

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dz} - g. \quad (2.33)$$

Analog zur Linearisierung wird für die Umgebung der Grundzustand angenommen, für das Luftpaket eine Störung betrachtet ($p = \bar{p}(z) + p'$, $\rho = \bar{\rho}(z) + \rho'$). Für die Umgebung gilt außerdem die hydrostatische Approximation mit $d\bar{p} = -\bar{\rho}g dz$. Wird zusätzlich angenommen, dass das Luftpaket sofort den Druck der Umgebung annimmt, ergibt sich aus Gleichung (2.33) die vertikale Bewegungsgleichung des Luftpakets (Iribarne und Godson, 1981; Markowski und Richardson, 2010; Trapp, 2013):

$$\frac{dw}{dt} \approx g \frac{(\bar{\rho} - \rho')}{\rho'}. \quad (2.34)$$

Mit der Zustandsgleichung (2.11) kann (2.34) in eine temperaturabhängige Gleichung für den Auftrieb B umgeformt werden:

$$\frac{dw}{dt} = g \frac{(T' - \bar{T})}{\bar{T}} = B. \quad (2.35)$$

\bar{T} ist die Temperatur der Umgebungsluft und T' die des Luftpakets. Die rechte Seite von (2.35) ist der Auftriebsterm B . Die dabei auftretenden vertikalen Druckstörungen können vernachlässigt werden (Markowski und Richardson, 2010). Ist ein Luftpaket wärmer als seine Umgebung, erfährt es einen positiven Auftrieb und steigt auf, ist es kälter, sinkt es ab. Die Temperatur von Umgebung und Luftpaket haben eine eigene spezifische Höhenabhängigkeit $\bar{T}(z)$ bzw. $T'(z)$. Damit ist auch die vertikale Beschleunigung eine Funktion der Höhe. Der vertikale Temperaturgradient der Umgebung ist somit ein Maß für die Stabilität der Atmosphäre.

Von statischer Instabilität wird gesprochen, wenn die vertikale Beschleunigung nur aus Auftriebskräften resultiert (Markowski und Richardson, 2010). Ein ungesättigtes Luftpaket in der Höhe z_0 mit der Temperatur $T'(z_0) = T_0$ befindet sich im Gleichgewicht mit der Umgebung ($\bar{T}(z_0) = T_0$). Dieses Luftpaket wird um eine kleine, virtuelle Höhendifferenz Δz aus der Ruhelage ausgelenkt, sodass zu einem neuen Zeitpunkt $z = z_0 + \Delta z$ ist. Zur Bestimmung der

Temperaturen $T'(z)$ und $\bar{T}(z)$ in der neuen Höhe z werden diese durch eine Taylor-Reihe angenähert (Schultz et al., 2000):

$$T'(z) = T_0 + \left. \frac{dT'}{dz} \right|_{t=0} (z - z_0) + \frac{1}{2} \left. \frac{d^2 T'}{dz^2} \right|_{t=0} (z - z_0)^2 + \dots, \quad (2.36a)$$

$$\bar{T}(z) = T_0 + \left. \frac{d\bar{T}}{dz} \right|_{t=0} (z - z_0) + \frac{1}{2} \left. \frac{d^2 \bar{T}}{dz^2} \right|_{t=0} (z - z_0)^2 + \dots. \quad (2.36b)$$

Terme zweiter oder höherer Ordnung können vernachlässigt werden, wenn die vertikale Auslenkung Δz klein ist. Eingesetzt in (2.35) ergeben sich die beiden Gleichungen

$$T'(z) = T_0 - \Gamma_p \Delta z, \quad (2.37a)$$

$$\bar{T}(z) = T_0 - \gamma \Delta z. \quad (2.37b)$$

Hier wurden die vertikalen Temperaturgradienten der Umgebung $\gamma = d\bar{T}/dz$ und des Luftpakets $\Gamma_p = dT'/dz$ eingeführt. Einsetzen von Gleichung (2.37) in (2.35) ergibt die Schwingungsdifferentialgleichung

$$\frac{d^2 \Delta z}{dt^2} = \frac{dw}{dt} = g \frac{\gamma - \Gamma_p}{T_0 - \gamma \Delta z} \Delta z. \quad (2.38)$$

Für kleine Δz gilt $T_0 \gg \gamma \Delta z$, sodass (2.38) durch

$$\frac{d^2 \Delta z}{dt^2} + \frac{g}{T_0} (\Gamma_p - \gamma) \Delta z = 0 \quad (2.39)$$

angenähert werden kann (u. a. Iribarne und Godson, 1981; Schultz et al., 2000; Markowski und Richardson, 2010; Trapp, 2013). Dies entspricht einer homogenen linearen Schwingungsdifferentialgleichung 2. Ordnung. Ein Beispiel einer solchen Differentialgleichung ist der reibungsfreie harmonische Oszillator $\ddot{x} + \omega_0^2 x = 0$, wobei ω_0 die Frequenz der Schwingung ist. Die Lösung dieser Differentialgleichung kann mit dem Exponentialansatz

$x(t) = e^{\lambda t}$ bestimmt werden (Bronstein et al., 2008; Demtröder, 2015). Angewendet auf Gleichung (2.39) ergibt dies

$$\frac{d^2 \Delta z}{dt^2} + N_0^2 \Delta z = 0, \quad (2.40a)$$

$$N_0 = \left[\frac{g}{T_0} (\Gamma_p - \gamma) \right]^{\frac{1}{2}}, \quad (2.40b)$$

mit der Eigenfrequenz N_0 eines vertikal ausgelenkten Luftpakets. Neben den Temperaturgradienten wird häufig auch die Brunt-Väisälä-Frequenz (Brunt, 1933; Lalas und Einaudi, 1973; Durran und Klemp, 1982b) als Stabilitätsmaß verwendet. Nach Fraser et al. (1973) beziehungsweise Markowski und Richardson (2010) gilt $N_0^2 = N^2$ im ungesättigten und $N_0^2 = N_m^2$ im gesättigten Zustand. Im stabilen Fall ist $N^2 > 0$ beziehungsweise $N_m^2 > 0$, bei Instabilität $N^2 < 0$ oder $N_m^2 < 0$. Eine neutrale Schichtung liegt vor, wenn die Brunt-Väisälä-Frequenz verschwindet. Die allgemeine Lösung der Schwingungsdifferentialgleichung (2.39) lautet mithilfe des Superpositionsprinzips

$$\Delta z(t) = c_1 e^{iN_0 t} + c_2 e^{-iN_0 t}. \quad (2.41)$$

Die beiden Konstanten c_1 und c_2 hängen von der anfänglichen Auslenkung ab (Richtung und Betrag), sollen hier aber nicht weiter spezifiziert werden. Relevant für das Verhalten eines Luftpaketes nach der ersten Auslenkung sind die drei möglichen Fälle der Schwingungsfrequenz N_0 :

1. $\Gamma_p = \gamma$ bzw. $N_0 = 0$:

Wenn der vertikale Temperaturgradient der Umgebung mit dem des Luftpaketes übereinstimmt, verschwinden die Frequenz- und die Zeitabhängigkeit von Gleichung (2.41). Das bedeutet, dass das Luftpaket an der neuen Position verbleibt, die nur durch die Anfangsbedingungen c_1 und c_2 beschrieben wird (neutrale Schichtung). In diesem Fall ist $\Delta z = c_1 + c_2$.

2. $\Gamma_p > \gamma$ bzw. $N_0^2 > 0$:

Wenn der Temperaturgradient der Umgebung kleiner ist als der des Luftpakets, hat die Wurzel in N_0 eine reale Lösung. Die Lösung der Differentialgleichung hingegen besitzt sowohl einen Realteil als auch einen Imaginärteil. Physikalisch relevant ist nur der Realteil, der mit der Relation $e^{\pm ix} = \cos(x) \pm i \sin(x)$ bestimmt wird (Bronstein et al., 2008):

$$\Delta z(t) = (c_1 + c_2) \cdot \cos(-N_0 t). \quad (2.42)$$

In einer solchen Situation fängt das ausgelenkte Luftpaket an, um die durch c_1 und c_2 definierte Gleichgewichtslage mit der Frequenz N_0 zu oszillieren (statische Stabilität). Effekte wie Reibung, Viskosität oder Ähnliches führen zu einer zunehmenden Dämpfung der Schwingung. Sie wurden bei der Herleitung aber nicht berücksichtigt.

3. $\Gamma_p < \gamma$ bzw. $N_0^2 < 0$:

Ist der Temperaturgradient der Umgebung größer als der des Luftpakets, hat (2.40a) eine imaginäre und die Differentialgleichung dadurch eine rein reale Lösung:

$$\Delta z(t) = c_1 e^{N_0 t} + c_2 e^{-N_0 t}. \quad (2.43)$$

Der zweite Term tendiert gegen Null für größer werdende t und der erste Term überwiegt. Das bedeutet, dass ein Luftpaket nach der Auslenkung immer weiter nach oben beschleunigt wird (statische Instabilität oder Labilität).

Unter Berücksichtigung einer möglichen Sättigung der Atmosphäre werden Hebungsprozesse unterteilt in trocken-adiabatische Hebung ($\Gamma_p = \Gamma_d$), wenn das Luftpaket nicht gesättigt ist, und feucht-adiabatische oder sättigungs-adiabatische Hebung ($\Gamma_p = \Gamma_m$), sobald das Luftpaket Sättigung erreicht (u. a. Schultz et al., 2000; Bott, 2012; Trapp, 2013).

Das modifizierte Stabilitätskriterium (Abb. 2.1) ist gegeben durch:

1. $\gamma > \Gamma_d$: absolut instabil,
2. $\Gamma_m < \gamma < \Gamma_d$: bedingt instabil,
3. $\gamma < \Gamma_m$: absolut stabil

Bei einer bedingt labilen Schichtung ($\Gamma_m < \gamma < \Gamma_d$) und einer trocken-adiabatischen Hebung verhält sich das Luftpaket wie im stabilen Fall, bei einer feucht-adiabatischen Hebung jedoch wie im labilen Fall. Dieser Zustand wird deswegen auch trocken-stabile aber feucht-labile Schichtung genannt (Abb. 2.1). Eine bedingte Instabilität ist Voraussetzung für latente Instabilität. Ein grafische Darstellung dieser Situation zeigt die linke Seite der Abbildung 2.2. Ein Luftpaket, das aus einer trockenen Schicht (hier 900 hPa) heraus gehoben wird, ist immer kälter als die Umgebung und kehrt in die Ausgangslage zurück.

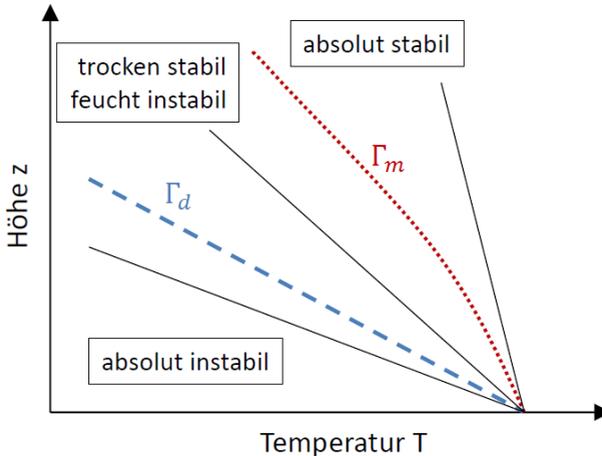


Abbildung 2.1: Grafische Darstellung der statischen Stabilität. Die blaue Kurve symbolisiert den trocken-adiabatischen Temperaturgradienten Γ_d , die rote den sättigungs-adiabatischen Γ_m . Die schwarzen Linien symbolisieren die drei möglichen Fälle von absoluter Stabilität, absoluter Instabilität und bedingter Instabilität (trocken-stabil/feucht-labil).

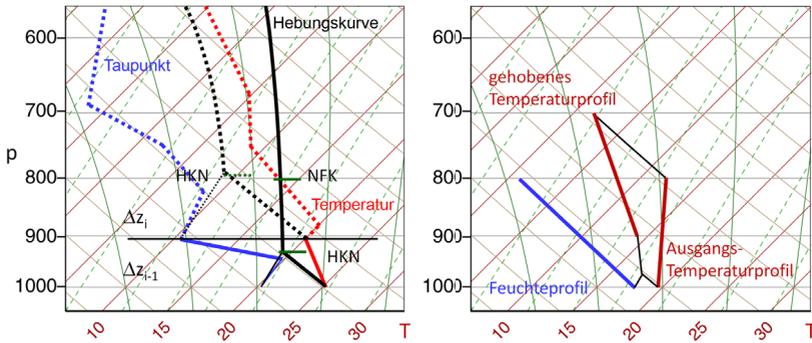


Abbildung 2.2: Schematische Darstellung der latenten (links) und der potentiellen Instabilität (rechts) im SkewTlogP-Diagramm. Die roten Kurven symbolisieren ein mögliches Vertikalprofil der Temperatur, die blauen Kurven das des Taupunktes (Feuchteprofil). Die schwarzen Linien zeigen die Hebungskurven des Luftpakets/der Luftsäule im jeweiligen Fall (Kunz, 2012).

Ein aus einer feuchteren Schicht (hier 1000 hPa) gehobenes Luftpaket hingegen erreicht während der feucht-adiabatischen Hebung ein Niveau, ab dem es aufgrund der bei der Kondensation von Wasserdampf freiwerdende latenten Wärme immer wärmer ist als die Umgebung und somit weiteren Auftrieb erfährt. Dieses Niveau wird auch als Niveau der freien Konvektion (NFK) bezeichnet.

Ein ähnlicher Spezialfall ist die potentielle Instabilität (Normand, 1938; Saucier, 1989). Dabei liegt eine trocken-kalte Luftschicht über einer feucht-warmen Schicht. Wenn durch einen externen Antrieb (z. B. Front, Orografie) die gesamte Luftsäule angehoben wird, setzt im unteren Bereich die Kondensation wegen der hohen Luftfeuchtigkeit deutlich früher ein als im oberen Niveau (Wechsel von trocken- zu feucht-adiabatischem Aufstieg). Dadurch verschärft sich der vertikale Temperaturgradient und es kommt zu einer Labilisierung der Luftsäule. Im Extremfall wird auf diese Weise aus einer stabilen Schichtung eine instabile Schichtung (Rossby, 1932; Schultz et al., 2000). Im Beispiel in Abbildung 2.2 (rechts) wird die Luftsäule um 100 hPa gehoben. Im unteren Bereich setzt nach etwa einem Drittel Kondensation ein.

Die Hebungskurve folgt dann anschließend der Feuchtadiabaten. Im oberen Bereich hingegen wird das Kondensationsniveau nicht erreicht und die Hebung erfolgt durchgehend trocken-adiabatisch. Daraus ergibt sich ein verstärkter vertikaler Temperaturgradient gegenüber der Ausgangssituation. Potentielle Instabilität wird üblicherweise über den vertikalen Gradienten der äquivalentpotentiellen Temperatur θ_e (Gl. 2.22) der Umgebung beschrieben, der in diesem Fall also $\partial\theta_e/\partial z < 0$ ist (positive Werte für Stabilität).

2.2 Niederschlag

Im Allgemeinen bezeichnet Niederschlag die Gesamtheit der Wasser- und Eisteilchen, die sich durch verschiedene Vorgänge in der Atmosphäre bilden und anschließend zur Erdoberfläche fallen.¹ Im Zusammenhang mit Messungen bezeichnet Niederschlag die Menge der gefallen Wassermenge (Regen oder Wasseräquivalent bei gefrorenen Teilchen) an einem bestimmten Ort in einer bestimmten Zeitspanne (häufig Millimeter pro Tag, mm d^{-1}). Die Arten und Entstehungsprozesse von Niederschlag sind sehr vielfältig und sollen im folgenden Kapitel kurz erläutert werden.

2.2.1 Klassifizierung

Alle in der Atmosphäre vorkommenden festen oder flüssigen Wasserteilchen, die entweder in der Atmosphäre entstanden sind (z. B. durch Kondensation von Wasserdampf) oder durch Wind von der Erdoberfläche aufgewirbelt wurden, werden als Hydrometeore bezeichnet. Grundsätzlich wird bei Hydrometeoren zwischen Wolkentröpfchen und Niederschlagsteilchen unterschieden. Wolkentröpfchen sind sehr kleine Wassertröpfchen oder Eiskristalle mit einem Radius im Bereich von 1–100 μm (Mittelwert ca. 10 μm), die leicht in der Schwebelage gehalten werden können. Niederschlagsteilchen sind größere Wassertropfen oder Eiskristalle mit einem Radius von mehr als 100 μm , die aufgrund ihres

¹ <http://glossary.ametsoc.org/>

Gewichts aus der Wolke herausfallen (Kraus, 2004). Darüber hinaus werden Hydrometeore nach ihrem Aggregatzustand oder im Falle von Eis auch nach ihrer Zusammensetzung und ihrer Form klassifiziert. Eine umfassende und detaillierte Beschreibung aller Wolken- und Niederschlagsformen bietet der Internationale Wolkenatlas der World Meteorological Organization (WMO, 2017).

In Bezug auf die unterschiedlichen Entstehungsprozesse von Niederschlag und die damit verbundene räumliche Ausdehnung und zeitliche Andauer wird zunächst zwischen stratiformen und konvektiven Niederschlägen differenziert. Eine mögliche Klassifizierung erfolgt dabei über einen Vergleich der räumlich gemittelten vertikalen Windgeschwindigkeit \bar{w} mit der typischen Fallgeschwindigkeit von Eisteilchen mit $v_{\text{Eis}} \approx 1\text{--}3 \text{ m s}^{-1}$ (Houze, 2014), da in beiden Fällen der Großteil des Niederschlags dann entsteht, wenn die Wolke über die 0°C -Grenze hinaus reicht (Kap. 2.2.2).

Bei konvektiven Ereignissen gilt $|\bar{w}| \geq v_{\text{Eis}}$, wobei die Vertikalgeschwindigkeit räumlich und zeitlich gemittelt bei $|\bar{w}| \approx 1\text{--}10 \text{ m s}^{-1}$ liegt, kurzzeitig und lokal aber Werte von über 50 m s^{-1} erreichen kann (Houze, 2014). Konvektive Niederschläge sind in der Regel kurze kräftige Ereignisse, die von einer thermisch instabilen Schichtung und damit verbundenen hohen Vertikalgeschwindigkeiten bestimmt werden. Bei organisierter Konvektion wie beispielsweise Gewitterlinien, mesoskaligen konvektiven Systemen oder Hurrikanen können hohe Niederschlagsmengen auch über längere Zeit und in größeren Gebieten fallen.

Bei stratiformen Niederschlägen liegen die Vertikalbewegungen im Bereich von wenigen Zentimetern pro Sekunde und somit deutlich unter der typischen Fallgeschwindigkeit ($|\bar{w}| \ll v_{\text{Eis}}$). (Matejka et al., 1980; Houze et al., 1981; Houze und Hobbs, 1982; Houze, 2014). Stratiformer Niederschlag zeichnet sich durch lang anhaltende, moderate und gleichmäßige Intensitäten aus, die meist eine große räumliche Ausdehnung haben und durch großräumige dynamische Prozesse entstanden sind. Es können aber auch konvektive

Einlagerungen innerhalb eines stratiformen Niederschlagsgebiets auftreten (Houze, 2014).

2.2.2 Bildung von Niederschlagsteilchen

Für die Wolken- und Niederschlagsbildung müssen einige mikrophysikalische Bedingungen erfüllt sein. Bei der Betrachtung der Wolkenmikrophysik wird zwischen warmen Wolken, in denen nur flüssiges Wasser vorkommt, und Mischphasenwolken, in denen unterkühltes flüssiges Wasser und Eis koexistieren, unterschieden.

Prozesse in warmen Wolken

Ausgangspunkt für die Bildung warmer Wolken ist die Kondensation von Wasserdampf (Nukleation). Es wird zwischen homogener Nukleation (Bildung reiner Wassertropfen) und heterogener Nukleation, bei der Wasserdampf an anderen Substanzen (Aerosolen) kondensiert, unterschieden. Diese Aerosole werden Kondensationskeime (engl. cloud condensation nuclei, CCN) genannt (Houze, 2014). Ein Aerosol ist ein geeigneter CCN, wenn die Oberflächenspannung zwischen Wasser und dem Aerosol ausreichend gering ist. Für die Wolkenbildung ist die heterogene Nukleation entscheidend (siehe unten). CCN haben einen typischen Durchmesser von $10^{-1} \mu\text{m}$. Ein CCN kann sowohl wasserlöslich als auch wasserunlöslich sein. Bei der Nukleation an einem nicht-wasserlöslichen CCN bildet sich zuerst eine halbkugelförmige Wasserhaube mit Radius R . Die dazu notwendige Energie kann mit Hilfe von

$$\Delta E = 4\pi R^2 \sigma_{v1} - \frac{4}{3} \pi R^3 n_1 (\mu_v - \mu_l) \quad (2.44)$$

beschrieben werden (Houze, 2014). Der erste Term der rechten Seite ist die Arbeit, die für die Bildung einer Grenzschicht zwischen Flüssigwasser und Wasserdampf notwendig ist. Dabei ist σ_{v1} ein Faktor, der die Arbeit pro Einheitsfläche beschreibt (Oberflächenspannung). Der zweite Term

der rechten Seite beschreibt die Energiedifferenz beim Übergang von Wasserdampf zu Flüssigwasser über die Differenz der Gibbs'schen freien Energie von Wasserdampf μ_v und Flüssigwasser μ_l . Mit n_l ist die Anzahl von Wassermolekülen pro Einheitsvolumen eines Tropfens beschrieben. Es kann gezeigt werden, dass für den zweiten Term der rechten Seite die Beziehung

$$\mu_v - \mu_l = k_B T \ln \left(\frac{e}{e_s} \right) \quad (2.45)$$

gilt (Wallace und Hobbs, 2006). Dabei ist k_B die Boltzmann-Konstante, e der Dampfdruck und e_s der Sättigungsdampfdruck. Einsetzen von Gleichung (2.45) in (2.44) ergibt eine Formel für den kritischen Radius R_c , bei dem Sättigungsgleichgewicht, also ein thermodynamisches Gleichgewicht zwischen Wasserdampf und Wasser oder Eis herrscht (Houze, 2014):

$$R_c = \frac{2\sigma_{vl}}{n_l k_B T \ln \left(\frac{e}{e_s} \right)}. \quad (2.46)$$

Über das Verhältnis der Partialdrücke ist dieser Radius von der relativen Luftfeuchtigkeit abhängig. Aus Gleichung (2.46) folgt, dass Tröpfchenbildung unter gesättigten Bedingungen ($e/e_s = 1$) wegen $R_c \rightarrow \infty$ nicht möglich ist, und positive Werte ($R_c > 0$) nur bei einer Übersättigung ($e/e_s > 1$) auftreten. Je höher die Übersättigung ist, desto kleiner ist der kritische Radius. Die Übersättigung der Atmosphäre liegt unter 1%. Da für eine homogene Nukleation eine Übersättigung von 300–400% notwendig ist, ist für die Wolkenbildung die heterogene Nukleation entscheidend. Bei nicht-wasserlöslichen CCN entspricht R_c dem Radius der sich bildenden Wasserhaube. Im Fall von wasserlöslichen Aerosolen wird die Nukleation verstärkt, da der Sättigungsdampfdruck über der Lösung geringer ist als über reinem Wasser. Dadurch reduziert sich R_c . Durch weitere Diffusion von Wasserdampf wachsen die Keime zu Wolkentropfchen, die anschließend einen typischen Durchmesser von 1–100 μm aufweisen. Dieser ist größer als der

entsprechende Radius ohne CCN. Je größer ein Aerosolpartikel ist, desto höher ist die Chance, dass es an ihm zu Nukleation kommt. Die Bildung größerer Niederschlagsteilchen im Bereich von 10^2 – $10^3 \mu\text{m}$ erfolgt durch weitere Diffusion an vorhandene Tröpfchen oder durch Koaleszenz und Koagulation, bei der durch Stöße mehrere Tröpfchen zusammenwachsen (Jacobson, 2005; Houze, 2014).

Prozesse in Mischphasenwolken

Oft beginnt die Bildung von Hydrometeoren über die Eisphase in großen Höhen. Für den Gefrierprozess ist ein spezielles Aerosol, der Gefrierkern (engl. ice-forming nuclei, IN) notwendig. Ohne IN bleibt in der Atmosphäre Wasser bis zu einer Temperatur von -38°C im flüssigen Aggregatzustand (unterkühltes Wasser). Bei noch tieferen Temperaturen hingegen existieren nur noch Eispartikel (Schaefer, 1962; Heymsfield und Sabin, 1989). Analog zur Nukleation von flüssigem Wasser, wird die Eisnukleation in homogene und heterogene Nukleation unterteilt. Die homogene Eisnukleation ist erst ab Temperaturen von unter -35°C von Bedeutung (Pruppacher und Klett, 2010). Da derartige Zustände in der Atmosphäre sehr selten vorkommen, ist die heterogene Eisnukleation entscheidend. Damit ein Aerosol als IN geeignet ist, muss die Struktur des Kristallgitters der Struktur von Eis sehr ähnlich sein. Ist dies gegeben, kann sich analog zum flüssigen Zustand eine Grenzfläche zwischen IN und Eis bilden, anderenfalls werden die Oberflächenspannung oder die freie Energie der Grenzfläche so weit erhöht, dass Eisnukleation nicht möglich ist (Houze, 2014). In der Atmosphäre kommen IN deutlich seltener vor als CCN.

Die heterogene Nukleation wird in vier Arten unterteilt. Existiert Wasser in der Umgebung nur in der Dampfphase, diffundiert und gefriert dieser direkt an den IN (Deposition). Diese Situation ist im oberen, kalten Teil einer Wolke gegeben (Abb. 2.3). In einer Umgebung mit unterkühltem Wasser (zwischen 0°C und -38°C) kommt es zum einen zu Kontaktgefrieren, wenn unterkühlte

Wassertröpfchen mit IN in Berührung kommen, und zum anderen zu Immersion, wenn ein weiterer Keim in ein unterkühltes Tröpfchen suspendiert und dadurch der Gefrierprozess ausgelöst wird. Die Kondensationsnukleation ist eine dritte Möglichkeit der Eisbildung in einer Umgebung mit unterkühltem Wasser. Dabei entsteht zuerst ein Wolkentöpfchen an einem CCN. Ist dieser CCN auch als IN geeignet, wird er bei sinkender Temperatur des Tröpfchens aktiviert und das Tröpfchen gefriert.

Der Bergeron-Findeisen-Prozess beschreibt die Deposition von Wasserdampf in einer Umgebung mit unterkühltem Wasser (Bergeron, 1935; Findeisen, 1938, 1939). Haben die Eisteilchen die gleiche Temperatur wie die Umgebung, diffundiert Wasserdampf von den flüssigen Tröpfchen hin zu den Eisteilchen, da bei gleicher Temperatur der Sättigungsdampfdruck über Eis geringer ist als über Wasser. An den wenigen Eisteilchen diffundiert das auf viele unterkühlten Tröpfchen verteilte Wasser, sodass die Eiskristalle schnell an Größe und Masse gewinnen und als Niederschlag aus der Wolke herausfallen.

Analog zu flüssigen Tröpfchen können sich auch Eispartikel zu größeren Teilchen vereinen, indem sich weitere Eisteilchen anlagern (Aggregation) oder unterkühlte Wassertröpfchen an ihnen gefrieren (Akkreszenz oder Bereifung).

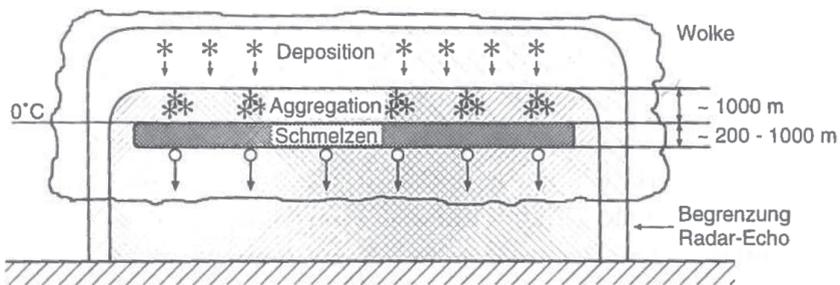


Abbildung 2.3: Schematische Darstellung der mikrophysikalischen Prozesse innerhalb einer stratiformen Wolke (aus Kunz, 2003 nach Houze, 1981).

Die Aggregation ist sehr stark temperaturabhängig und wird nur im Bereich von 0°C bis -5°C beobachtet, was einer Schichtdicke von $\Delta h \approx 1\text{ km}$ entspricht (Abb. 2.3). Wird die 0°C -Grenze erreicht, beginnen die Eispartikel zu schmelzen. Ab einer Höhendifferenz von 200–1000 m unterhalb der 0°C -Grenze existieren nur noch flüssige Tropfen (Kunz, 2003).

Charakteristische Zeitskalen

Für die Niederschlagsverteilung am Boden ist zum einen die Fallzeit der Hydrometeore und zum anderen die Zeit für das Wachstum von Wolken- zu Niederschlagsteilchen von Bedeutung. Die Endfallgeschwindigkeit v_t ist abhängig vom Aggregatzustand, der Größe beziehungsweise Masse und der Form der Niederschlagsteilchen. Die Vielfalt an Hydrometeoren impliziert auch eine große Variation der Endfallgeschwindigkeit. Gerade bei Eisteilchen ist die Bestimmung der Fallgeschwindigkeit nicht leicht, da sie von vielen Faktoren wie der Teilchenart (Dendrite, Eisplättchen, Eisnadeln), deren Größe und dem Bereifungsgrad abhängt (Houze, 2014). Die Fallgeschwindigkeit von Wolkenröpfchen ist aufgrund ihrer geringen Größe sehr gering.

Für kleine flüssige Niederschlagsteilchen bis etwa $500\ \mu\text{m}$ Durchmesser nimmt die Endfallgeschwindigkeit mit zunehmendem Tropfendurchmesser stetig zu (Abb. 2.4a) und beträgt typischerweise $1\text{--}5\ \text{m s}^{-1}$ (Beard und Pruppacher, 1969; Beard, 1976). Für flüssige Tropfen ab etwa $500\ \mu\text{m}$ Durchmesser fanden Foote und Du Toit (1969) heraus, dass die Endfallgeschwindigkeit vom Tropfendurchmesser, vom Luftdruck und der Temperatur abhängig ist. Typische Werte liegen bei $1\text{--}10\ \text{m s}^{-1}$. Ab einem Durchmesser von circa 3 mm bleibt die Fallgeschwindigkeit in etwa konstant (Abb. 2.4b). Dies liegt an der zunehmenden Abplattung der anfangs runden Regentropfen und dem damit steigenden Luftwiderstand.

Ein typischer Wert für die Endfallgeschwindigkeit von unbereiften Eiskristallen (Dendrite, Eisplättchen, Eisnadeln) liegt bei $0,1\text{--}0,7\ \text{m s}^{-1}$ (Kajikawa, 1971). Bei Temperaturen von mehr als -5°C verketteten sich einzelne Eiskristalle zu größeren Schneeflocken (Houze, 2014).

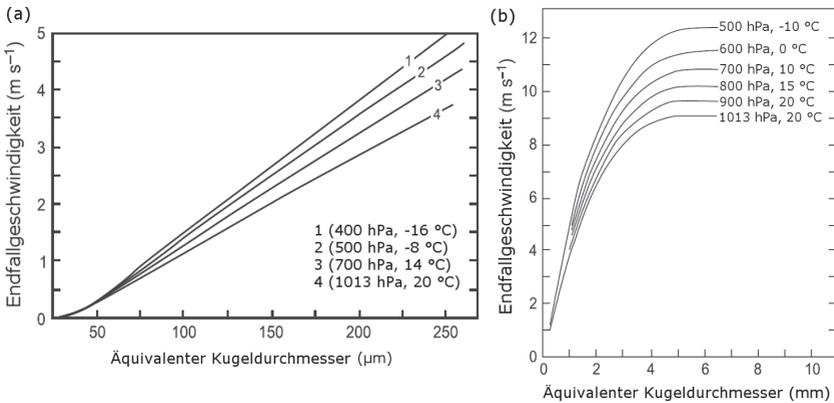


Abbildung 2.4: Endfallgeschwindigkeit für kleine flüssige Niederschlagsteilchen (a) und größere Regentropfen (b) in Abhängigkeit vom Tropfendurchmesser und verschiedenen Umgebungsbedingungen (aus Houze, 2014, nach Beard und Pruppacher, 1969 und Foote und Du Toit, 1969).

Die Endfallgeschwindigkeit erhöht sich in diesem Fall auf $1,0\text{--}1,5\text{ m s}^{-1}$ (Abb. 2.5a; Mitchell, 1996). Für Graupel liegt die Endfallgeschwindigkeit bei $1\text{--}3\text{ m s}^{-1}$ (Houze, 2014). Für Hagel zwischen 5 und 25 mm Durchmesser beträgt die Endfallgeschwindigkeit $8\text{--}20\text{ m s}^{-1}$ (Abb. 2.5b; Mitchell, 1996). Großer Hagel kann Durchmesser von bis zu 80 mm oder darüber hinaus und Endfallgeschwindigkeiten von bis zu 50 m s^{-1} erreichen (Pruppacher und Klett, 2010).

Mit Hilfe der Endfallgeschwindigkeiten kann die charakteristische Fallzeit τ_f bestimmt werden, die noch von der Fallhöhe abhängt. Für die genannten Wertebereiche von v_t sind in Tabelle 2.1 exemplarisch die entsprechenden Werte für τ_f für Fallhöhen von 1 km und 5 km aufgelistet. Die Bandbreite der Werte reicht dabei von wenigen Sekunden im Fall von großem und schwerem Hagel bis zu mehreren Stunden bei kleinen Eisteilchen.

Die Umwandlung von Wolkenwasser zu Niederschlagsteilchen ist von der Konzentration (Anzahldichte) der Wolkentröpfchen abhängig (z. B. Kessler, 1969; Hobbs et al., 1973; Beheng und Doms, 1986, 1990; Rauber, 1992).

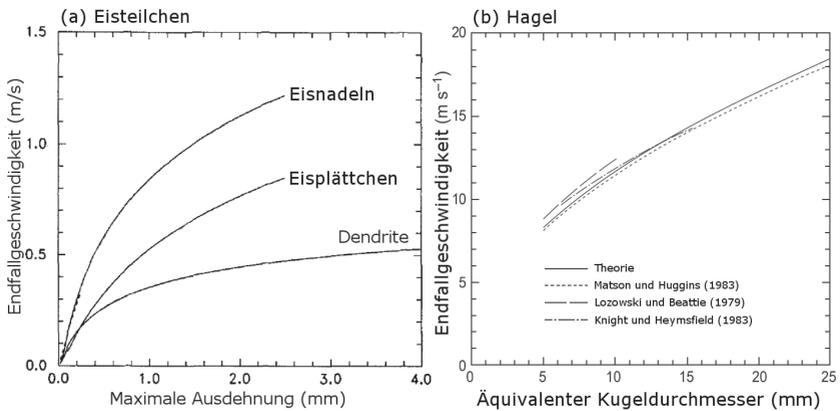


Abbildung 2.5: Endfallgeschwindigkeit für kleine Eisteilchen (a) und Hagel (b) in Abhängigkeit von der Größe (nach Mitchell, 1996).

Tabelle 2.1: Charakteristische Fallzeiten τ_f bei Fallhöhen von 1 km bzw. 5 km für verschiedene Hydrometeore, bestimmt aus den Endfallgeschwindigkeiten v_f .

	1 km	5 km
Eisteilchen	1400–10.000 s	7000–50.000 s
Schneeflocken	600–1000 s	3000–5000 s
Graupel	300–1000 s	1500–5000 s
Hagel	20–150 s	100–600 s
Nieseln	200–1000 s	1000–5000 s
Regen	100–1000 s	500–5000 s

Je höher die Konzentration, desto schneller können sich aus vielen kleinen Tröpfchen größere Niederschlagsteilchen durch Deposition oder Akkretion formieren. Die Umwandlungszeit τ_c unterscheidet sich je nachdem, welcher Prozess (siehe oben) und welche Arten von Teilchen beteiligt sind. Die

Nukleations- und Depositionszeit wird mit jeweils ca. 5 Minuten, die Bereifungszeit mit ca. 12 Minuten angegeben (King, 1984). Damit ergibt sich eine Gesamtbildungszeit von rund 20 Minuten. In warmen Wolken (Bildung ohne Eisphase) wird für τ_c eine Zeitspanne von 13–26 Minuten angegeben (Woodcock, 1975). Die höchste Anzahldichte von Teilchen mit einer Größe von 0,1–1,0 mm wird abhängig von den Umgebungsbedingungen (z. B. Temperatur) nach 20–30 Minuten erreicht (Pruppacher und Klett, 2010). In ihren Studien haben Jiang und Smith (2003) und Smith et al. (2003) den Definitionsbereich von τ_c und τ_f auf 200–2000 s festgelegt. Damit ist der größte Bereich sowohl an Umwandlungszeiten als auch an Fallzeiten von Niederschlagsteilchen aus Tabelle 2.1 abgedeckt.

2.2.3 Phänomenologie von Niederschlagsteilchen

Nachdem im vorangegangenen Kapitel die Entstehung von Niederschlagsteilchen beschrieben wurde, werden im folgenden Abschnitt die wichtigsten festen und flüssigen Niederschlagsteilchen vorgestellt und deren Eigenschaften und die beteiligten Prozesse zusammengefasst. Innerhalb der Kategorien gibt es weitere Feinabstufungen, die sich beispielsweise nach der Größe oder der Temperatur orientieren (Kraus, 2004; WMO, 2017).

Als **Regen** werden flüssige Niederschlagsteilchen mit einem Tropfendurchmesser von mehr als 0,5 mm bezeichnet. Bei stratiformen Ereignissen kommen überwiegend kleinere Tropfen vor, während bei konvektiven Ereignissen (Schauer, Gewitter) mehr größere Regentropfen bis rund 8 mm (äquivalenter Kugeldurchmesser) beobachtet werden. Der wesentliche Wachstumsprozess ist die Koagulation von Wolkentröpfchen zu Regentropfen (Autokonversion, Akkreszenz) oder durch Koaleszenz mehrerer kleiner Regentropfen zu größeren. Flüssige Regentropfen mit einer Temperatur von unter 0 °C nennt man unterkühlten Regen. Besonders kräftiger Regen wird als Starkregen bezeichnet (vgl. Kap. 2.2.5).

Flüssige Niederschlagsteilchen mit einem Durchmesser zwischen 0,1 und 0,5 mm werden als **Sprühregen** oder Niesel bezeichnet. Dieser zeichnet sich durch eine hohe Gleichmäßigkeit und eine hohe Anzahldichte aus. Sprühregen fällt aus stratiformen Wolken und aus Nebel und kann nicht unerhebliche Niederschlagsraten von bis zu 1 mm h^{-1} erreichen. Analog zu unterkühltem Regen gibt es auch unterkühlten Sprühregen.

Bei der Bildung fester Hydrometeore ist nicht allein der Prozess des Gefrierens von Bedeutung, sondern vor allem die Umgebungsbedingungen und dadurch die Art und Weise, wie das flüssige Wasser gefriert. **Schnee** besteht aus gefrorenen Wasserteilchen in Form von Eiskristallen. Form, Größe und Konzentration der Eiskristalle sind von Temperatur und Übersättigung der Umgebung, in der sie sich bilden, abhängig. Dadurch entsteht eine Vielfalt an unterschiedlichen Eiskristallen (Nakaya, 1954), die während eines Schneefallereignisses gleichzeitig auftreten können. Üblicherweise wird zwischen Dendriten (klassische hexagonale Schneeflocke), Eisplättchen und Eisnadeln unterschieden. Bei Temperaturen über -5°C verketteten sich einzelne Eiskristalle zu größeren Schneeflocken. Die beiden wichtigen Wachstumsprozesse im Fall von Schneeflocken sind die Aggregation, wenn sich Eispartikel zu größeren Eiskristallen verhaken oder anfrieren, und die Bereifung, wenn flüssiges Wasser an Eisteilchen anfriert. Schneefall wird sowohl bei stratiformen als auch bei konvektiven Ereignissen beobachtet (Houze, 2014).

Als **Graupel** werden meist runde Eiskörner mit einem Durchmesser von weniger als 5 mm und einer Dichte von $0,05\text{--}0,89 \text{ g cm}^{-3}$ bezeichnet (Pruppacher und Klett, 2010). Graupel entsteht in konvektiven Systemen und bildet die Übergangsstufe zu Hagel (sog. Hagelembryo). Dabei erfolgt das Wachstum meist durch Bereifung.

Als **Hagel** werden Eiskörner mit einem Durchmesser von mehr als 5 mm und einer Dichte von $0,85\text{--}0,92 \text{ g cm}^{-3}$ bezeichnet. Typisch vor allem bei größeren Hagelkörnern ist ein zwiebelartiger Wechsel von durchsichtigen und undurchsichtigen Schichten, die auf unterschiedliche Gefrierprozesse

und Bedingungen hindeuten. Hagel entsteht aus Graupel (Hagelembryo), wenn die Verweildauer innerhalb der Wolke groß wird und somit die Bereifung möglichst lange anhalten kann. Es wird trockenes und nasses Wachstum unterschieden. Trockenes Wachstum bedeutet, dass die Oberfläche des Hagelkorns trocken ist, weil unterkühlte Wassertropfchen bei Kontakt mit dem Hagelkorn sofort gefrieren, während sich bei nassem Wachstum ein dünner Film flüssigen Wassers um das Hagelkorn bildet. An der Innenseite fängt diese Schicht an zu gefrieren, während außen weitere flüssige Tropfchen eingesammelt werden. Bestimmt wird der Wechsel zwischen trockenem und feuchtem Wachstum durch die Gleichgewichtstemperatur T_w , die sowohl von der Umgebungstemperatur als auch der Flüssigwasserdichte abhängig ist. Bei $T_w < 0^\circ\text{C}$ besteht trockenes Wachstum, bei $T_w \geq 0^\circ\text{C}$ feuchtes (Houze, 2014). Großer Hagel entsteht nur in organisierten konvektiven Systemen wie Multizellen, Superzellen oder mesoskaligen Systemen.

2.2.4 Niederschlag-auslösende Prozesse

Neben den mikrophysikalischen Bedingungen müssen auch großräumige dynamische und thermodynamische Voraussetzungen erfüllt sein, damit Niederschlag entstehen kann. In mittleren Breiten entsteht Niederschlag meist in Verbindung mit Tiefdruckgebieten (Fronten) oder, vor allem im Sommer, durch konvektive Prozesse. In beiden Fällen bilden Hebungsprozesse die Grundlage. Zu (erzwungener) Hebung kommt es beispielsweise bei Überströmung orografischer Hindernisse (Kap. 2.3), im Bereich von Fronten oder auf der Vorderseite von synoptischen Trögen (großräumige Hebung).

Großräumige Hebung

Die Beschreibung großräumiger Hebungsvorgänge erfolgt mit Hilfe der ω -Gleichung (Gl. 2.48) nach der quasigeostrophischen Theorie (Kurz, 1990; Holton, 2004). Mit ω wird in diesem Fall die Vertikalwindgeschwindigkeit im p -System (Koordinatensystem mit Luftdruck p als vertikaler Koordinate)

bezeichnet. Unter Berücksichtigung der hydrostatischen Approximation ist ω gegeben durch (Kurz, 1990):

$$\omega \equiv \frac{dp}{dt} = \frac{\partial p}{\partial t} + \vec{v}_h \cdot \nabla_h p - \rho g w. \quad (2.47)$$

Unter der Annahme, dass der Druck lokal zeitlich konstant ist und die vertikale Advektion die horizontale weit überwiegt, ergibt sich aus Gleichung (2.47) $\omega \approx -\rho g w$. Für die Herleitung der ω -Gleichung werden die Grundgleichungen aus Kapitel 2.1.1 zunächst in das p -System überführt. Anschließend wird angenommen, dass die Atmosphäre ein Gleichgewicht zwischen Druck-, Massen- und Windfeld herstellt und in der Vertikalen im hydrostatischen Gleichgewicht ist. In höheren Atmosphärenschichten kann zudem die Reibung vernachlässigt und dadurch das geostrophische Gleichgewicht (Gleichgewicht zwischen Corioliskraft und Druckgradientkraft) angewendet werden. Mit Ausnahme der Strömungsdivergenz $\nabla \cdot \vec{v}$ werden alle Terme geostrophisch genähert, da per Definition der geostrophische Wind divergenzfrei ist (Kurz, 1990; Holton, 2004; Houze, 2014). Aufgrund dieser Ausnahme wird diese als quasigeostrophische Approximation bezeichnet. Die ω -Gleichung verknüpft auf diese Weise die umgeformte thermodynamische Gleichung mit der ebenfalls transformierten Vorticitygleichung und ist gegeben durch (Kurz, 1990; Bott, 2012):

$$\begin{aligned} \left(\sigma \nabla_p^2 + f_0^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = & -f_0 \frac{\partial}{\partial p} \left[-\vec{v}_g \cdot \nabla_p (\zeta_g + f) \right] \\ & - \frac{R_d}{p} \nabla_p^2 \left[-\vec{v}_g \cdot \nabla_p T \right] - \frac{R_d}{c_p p} \nabla_p^2 H. \end{aligned} \quad (2.48)$$

Dabei ist ∇_p ist der Nabla-Operator im p -System, ζ_g die Vorticity des geostrophischen Windes \vec{v}_g . Der Parameter σ wird in diesem Fall als statische Stabilität bezeichnet:

$$\sigma = \alpha \frac{\partial \ln(\theta)}{\partial p}. \quad (2.49)$$

Bei der geostrophischen Approximation der Vorticitygleichung wurde der Coriolisparameter als Konstante mit $f = f_0$ angenommen. Für ζ_g und \vec{v}_g gelten folgende Beziehungen im p -System:

$$\zeta_g = \frac{1}{f} \nabla^2 \Phi, \quad (2.50a)$$

$$\vec{v}_g = \frac{1}{f} \vec{k} \times \nabla_p \Phi, \quad (2.50b)$$

wobei mit $\Phi \cong gz$ das Geopotential eingeführt wurde.

Zur leichteren qualitativen Interpretation der ω -Gleichung wird in der Regel eine harmonische (periodische) Verteilung von ω angenommen (Holton, 2004):

$$\omega = W_0 \sin\left(\frac{\pi p}{p_0}\right) \sin(kx) \sin(l y). \quad (2.51)$$

Dabei sind k und l die horizontalen Wellenzahlen und W_0 die Amplitude zu Beginn. Damit sind die notwendigen Randbedingungen am Oberrand $p = 0$ und $\omega = 0$ und am Unterrand der Atmosphäre mit $p = p_0$ und $\omega = 0$ erfüllt. Die Vertikalgeschwindigkeit erreicht in mittleren Höhen ($p \approx 500$ hPa) ihr Maximum. Wird der Ansatz (2.51) auf Gleichung (2.48) angewendet, ist die linke Seite proportional zu $-\omega$. Die Terme der rechten Seite lassen sich dadurch anschaulicher interpretieren. Der erste Term auf der rechten Seite beschreibt die vertikale Änderung der Vorticityadvektion (differentielle Vorticityadvektion; Bott, 2012). Der zweite Term wird als Temperatur- oder Schichtdickenadvektion bezeichnet und der dritte beschreibt diabatische Prozesse (Wärmezufuhr oder Wärmeentzug). Ein Hebungsantrieb mit $\omega < 0$ ergibt sich demnach:

1. bei mit der Höhe zunehmender positiver Vorticityadvektion (PVA) oder mit der Höhe abnehmender negativer Vorticityadvektion (NVA),
2. in Bereichen, in denen die Warmluftadvektion (WLA) maximal oder die Kaltluftadvektion (KLA) minimal wird,

3. in Gebieten maximaler diabatischer Wärmezufuhr oder minimalem diabatischen Wärmeentzug.

Absinkbewegungen treten in den Gebieten mit den entsprechend entgegengesetzten Vorzeichen auf. In mittleren Breiten werden diese Effekte im Zusammenhang mit baroklinen Wellen beobachtet (Abb. 2.6; Houze, 2014). Zur Analyse wird in der Regel die Strömung in 500 hPa betrachtet, da nach der ω -Gleichung auf diesem Niveau die Vertikalbewegungen maximal sind und die horizontale Strömung annähernd divergenzfrei ist ($\nabla \cdot \vec{v} \cong 0$). Stromab (vorderseitig) eines Höhentiefs (Trog) bildet sich ein Gebiet mit PVA und WLA, die beide mit der Höhe zunehmen. Am Boden existiert häufig ein korrespondierendes Bodentief. Rückseitig des Trogs beziehungsweise vor dem nächsten Höhenhoch (Rücken) kommt es zu NVA und KLA und somit zu Absinken und einem entsprechenden Bodenhoch.

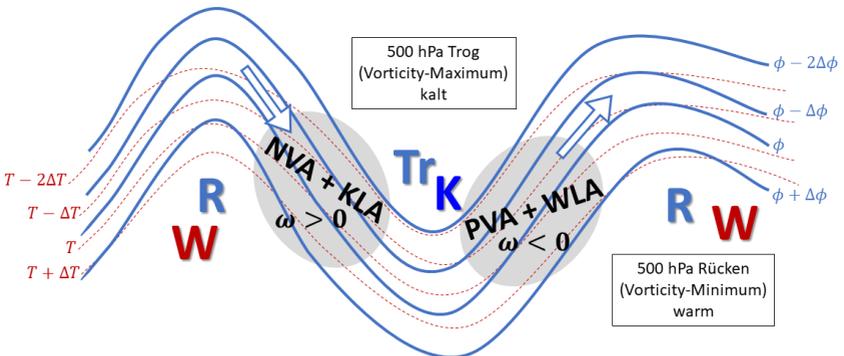


Abbildung 2.6: Schema einer baroklinen Welle mit versetzten Feldern des Geopotentials (durchgezogene blaue Linien, Isohypsen) und der Temperatur (gestrichelte rote Linien, Isothermen), bestehend aus einem kalten (K) Trog (Tr) und zwei warmen (W) Rücken (R). Die Pfeile geben die Strömungsrichtung an. Gekennzeichnet sind Gebiete mit positiver/negativer Vorticityadvektion (PVA/NVA) und Warmluft-/Kaltluftadvektion (WLA/KLA), in denen es zu Hebung ($\omega < 0$) und Absinken ($\omega > 0$) kommt.

Fronten

Als Front oder Frontalzone wird im Allgemeinen eine Übergangszone zwischen zwei unterschiedlichen Luftmassen bezeichnet (Markowski und Richardson, 2010). Eine Front zeichnet sich üblicherweise durch einen hohen horizontalen Temperaturgradienten aus, der gegenüber dem synoptischen Temperaturgradienten von etwa 10 K pro 1000 km um eine Größenordnung erhöht ist (ca. 10 K pro 100 km). In Anlehnung an Abbildung 2.6 bedeutet dies eine Drängung der Isothermen in einem engen Streifen. Dies führt im Bereich von Fronten insbesondere zu einer Verstärkung der Temperaturadvektion. Außerdem wird an Fronten eine Änderung der Windrichtung (zyklonaler Windsprung) und eine erhöhte vertikale Windscherung beobachtet. Dadurch entstehen zusätzliche dynamischen Effekte, welche die Niederschlagsbildung verstärken (z. B. frontale Quercirkulationen).

Frontalzone beschränken sich nicht auf die bodennahe Schicht, die Bodenfront, sondern besitzen eine ausgeprägte vertikale Ausdehnung. In der Regel sind sie nicht senkrecht, sondern nach vorne (Warmfront) oder hinten (Kaltfront) geneigt. Der wetterwirksame Bereich einer Front vergrößert sich somit zu einer Breite von 200–300 km (Bergeron, 1937; Chromow, 1942; Kurz, 1990). Der Anstellwinkel einer Front, also die Änderung der Höhe in horizontaler Richtung dz/dy kann mit Hilfe der Gleichung

$$\frac{dz}{dy} = - \frac{\left(\frac{\partial p}{\partial y}\right)_k - \left(\frac{\partial p}{\partial y}\right)_w}{\left(\frac{\partial p}{\partial z}\right)_k - \left(\frac{\partial p}{\partial z}\right)_w} \quad (2.52)$$

beschrieben werden (Markowski und Richardson, 2010). Größen mit Index k beschreiben die kalte Seite, diejenigen mit Index w die warme Seite der Front. Dabei wurde angenommen, dass innerhalb einer Luftmasse die Dichte konstant ist ($\rho_k = \text{konst.}$ bzw. $\rho_w = \text{konst.}$) und der Druck eine dreidimensional variierende Größe ist ($p_k(x, y, z)$ bzw. $p_w(x, y, z)$). Entlang der Front hingegen ist der Druck konstant $p_k = p_w$, dafür variiert die Dichte. Die Verlagerung der

Front erfolgt in x-Richtung. Mit Hilfe der Zustandsgleichung, der Definition der potentiellen Temperatur und unter Annahme von hydrostatischem und geostrophischem Gleichgewicht kann Gleichung (2.52) als Funktion von θ geschrieben werden (Markowski und Richardson, 2010):

$$\frac{dz}{dy} = \frac{\left(\frac{\partial\theta}{\partial y}\right)_k - \left(\frac{\partial\theta}{\partial y}\right)_w}{\left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)_w - \left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)_k}. \quad (2.53)$$

Eine Frontalzone ist damit auch mit einem Bereich erhöhter statischer Stabilität verbunden (Stoelinga et al., 2002). Warmfronten haben üblicherweise einen flacheren Winkel und einen niedrigeren horizontalen Temperaturgradienten als Kaltfronten. Der Windsprung ist ebenfalls meist schwächer ausgeprägt.

Die Verlagerung einer Front ist abhängig von der Komponente des isallobarischen Windes senkrecht zur Frontalzone. Isallobaren sind Linien gleicher Luftdrucktendenz. Je höher der Wert dieser Windkomponente ist, desto schneller verlagert sich die Front. Bei einer geringen oder gar keiner senkrechten Windkomponente spricht man von stationären Fronten. Der horizontale Druckgradient ist außerdem nicht linear verteilt, sondern nimmt zur kalten Seite der Frontalzone hin immer mehr zu. Damit wird auch der Temperaturgradient zur kalten Seite hin stärker. Die Verlagerung der Frontalzone ist somit auch von der Windrichtung abhängig und führt im Fall von Kaltfronten zu Kaltluftadvektion und bei Warmfronten zu Warmluftadvektion.

Ein zusätzlicher Effekt, der die Verlagerungsgeschwindigkeit von Fronten beeinflusst, ist die frontale Quercirkulation. Diese kann thermisch direkt (zyklonal) oder thermisch indirekt (antizyklonal) orientiert sein. Die Warmbeziehungsweise Kaltluftadvektion an der Front verursacht eine Störung des Gleichgewichts des thermischen Windes (Änderung des geostrophischen Windes mit der Höhe). Es entsteht eine Ausgleichsbewegung mit Absinken auf der kalten und Aufsteigen auf der warmen Seite. Eliassen (1962) fand heraus,

dass sich diese Zirkulation mit Hilfe einer partiellen Differentialgleichung zweiter Ordnung beschreiben lässt, deren Lösung elliptische Strömungslinien sind. Bei Kaltfronten überlagern sich die thermisch direkte Zirkulation und die Verlagerungsgeschwindigkeit, sodass es zu einer Beschleunigung der Front kommt. Bei einer Warmfront hingegen wirkt die thermisch indirekte Zirkulation der Verlagerungsgeschwindigkeit entgegen und die Front wird abgebremst (Markowski und Richardson, 2010).

Die beschriebenen Prozesse an Warm- und Kaltfronten führen zu unterschiedlichen Niederschlagsregimen. Bei einer Warmfront (Abb. 2.7a) gleitet warme (meist auch feuchte) Luft aus unteren Schichten auf kältere Luftmassen und wird dabei gezwungen aufzusteigen. Es entsteht eine oftmals geschlossene stratiforme Wolkendecke mit langanhaltenden Niederschlägen (Bergeron, 1937; Chromow, 1942; Kurz, 1990). Kaltfronten sind in der Regel wetteraktiver als Warmfronten, die Ausdehnung des Niederschlagsgebiets ist aber meist kleiner als die einer Warmfront. Die einfließende Kaltluft bewirkt eine Hebung der vorgelagerten Warmluft. Kaltfronten werden je nach Zuggeschwindigkeit in Fronten erster und zweiter Art eingeteilt. Eine Kaltfront erster Art (Abb. 2.7b) verlagert sich langsam. Reibungseffekte am Boden bewirken einen hohen Anstellwinkel der Front in bodennahen Schichten. Die Hebung kann in diesem Bereich sehr groß sein und Werte von bis zu 10 m s^{-1} erreichen (Markowski und Richardson, 2010). Bei potentiell instabiler Schichtung (vgl. Kap. 2.1.3) wird dadurch Konvektion ausgelöst (Bergeron, 1928; Chromow, 1942; Browning und Monk, 1982; Kurz, 1990). Der Durchzug einer Kaltfront ist deswegen nicht selten mit kräftigen Schauern und Gewittern verbunden. Dieses Niederschlagsband ist häufig sehr schmal und kann auf 1–2 km Breite beschränkt sein. Eine Kaltfront zweiter Art (Abb. 2.7c) besitzt eine hohe Verlagerungsgeschwindigkeit und zeichnet sich durch hohe Windgeschwindigkeiten aus. Der stärkste Hebungsantrieb ist zur Vorderseite hin in den Warmsektor hinein verschoben und reicht nicht so hoch wie bei Kaltfronten erster Art. Eine weitere Art von Fronten sind sogenannte Okklusionen (Abb. 2.7d). Dabei hat die sich schneller bewegende Kaltfront die Warmfront eingeholt.

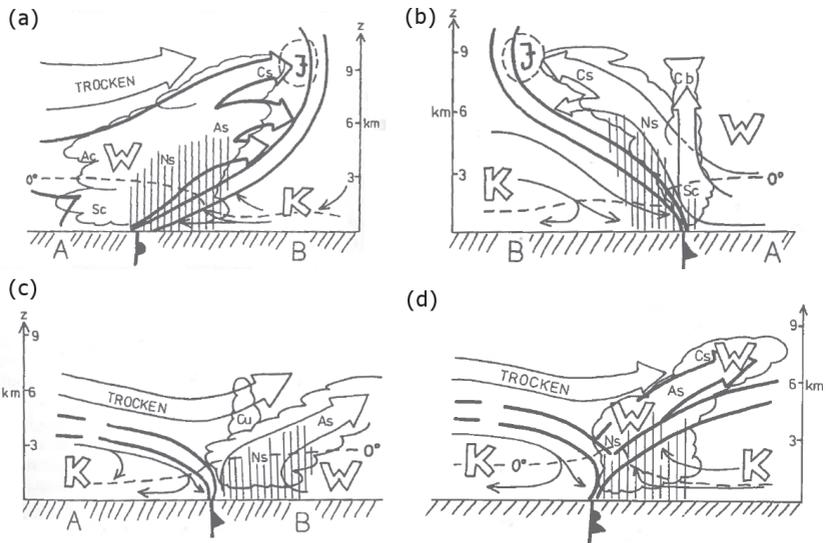


Abbildung 2.7: Schematische Darstellung von Warmfront (a), Kaltfront 1. Art (b), Kaltfront 2. Art (c) und Okklusionsfront (d) jeweils als Bereich zwischen den dicken Linien. Kalte und warme Luftmassen sind mit K und W bezeichnet, die Pfeile geben die Strömungsrichtung der Luftmassen an. Zusätzlich sind typische Wolkenformen und Niederschlagsgebiete eingezeichnet (aus Kurz, 1990).

Die Okklusionsfront trennt die kalten Luftmassen vorder- und rückseitig des Tiefs und besitzt einen abgehobenen Bereich warmer Luft, den ehemaligen Warmsektor. Die schnellere Bewegung der rückseitigen Kaltluft bewirkt eine Hebung der Warmluft und der vorderseitigen Kaltluft. Die Okklusion stellt in der Regel die Endphase eines Tiefdrucksystems dar.

Eingelagerte Konvektion

Ein weiterer wichtiger Prozess bei der Entstehung von Niederschlag ist Konvektion. Diese wird in freie und erzwungene Konvektion unterteilt und maßgeblich durch die Stabilität der Atmosphäre beeinflusst (siehe Kap. 2.1.3). Im Zusammenhang mit großen Hochwasserereignissen spielt Konvektion

in Form einzelner Gewitter oder Gewittersysteme keine Rolle und wird im Rahmen dieser Arbeit nicht weiter betrachtet. Allerdings kommt es auch in stratiformen Niederschlagsgebieten und an Fronten zu konvektiven Einlagerungen, die zu einer lokalen Verstärkung des Niederschlags führen (Houze, 2014). In Studien u. a. von Hoskins (1974), Bennetts und Hoskins (1979) oder Locatelli et al. (1994) wurde dieser Effekt untersucht, aber keine einheitliche Erklärung dafür gefunden. Die beschriebenen Möglichkeiten sind ein lokaler Anstieg des Druck- und Temperaturgradienten innerhalb der Frontalzone in der Höhe, ein erhöhter Neigungswinkel aufgrund der Dynamik in tiefer liegenden Schichten (Abb. 2.8) oder orografische Effekte.

In den Arbeiten von beispielsweise Kirshbaum und Durran (2004), Fuhrer und Schär (2005) oder Kirshbaum und Smith (2008) wurde der Einfluss der Orografie auf die Entstehung eingelagerter Konvektion und deren Auswirkungen auf den Niederschlag mit Hilfe idealisierter numerischer Simulationen untersucht. Dabei hat sich herausgestellt, dass die Intensität und die Struktur der orografisch induzierten Konvektion nicht allein von der Stabilität der Strömung stromauf des Gebirges abhängt, sondern auch von lokalen dynamischen Effekten. Instabilitäten mit $N_m^2 < 0$ sind zwar eine notwendige, aber nicht hinreichende Voraussetzung. In den Simulationen von Fuhrer und Schär (2005) entstanden bei einer gleichförmigen Anströmung mit zunehmender Instabilität vermehrt hexagonale konvektive Zellen mit Durchmessern von etwa 10 km, bei geringer Labilität konzentrierte sich die Konvektion mehr in schmalen Bändern (Kirshbaum und Durran, 2005a,b). Außerdem hat sich herausgestellt, dass bereits vorhandene Störungen des Druck- oder Temperaturfelds stromauf die Zellbildung begünstigen. Kleine Abweichungen haben bereits zu einer Verstärkung des Niederschlags um bis zu 200% geführt (Fuhrer und Schär, 2005; Cannon et al., 2012). Zusätzlich spielt die Form des Gebirges eine Rolle. Breite Gebirge begünstigen die Zellbildung stärker als schmale Bergrücken (Kirshbaum und Durran, 2004). Ein weiterer wichtiger Einflussfaktor bei der Entstehung eingelagerter Konvektion sind charakteristische Zeitskalen.

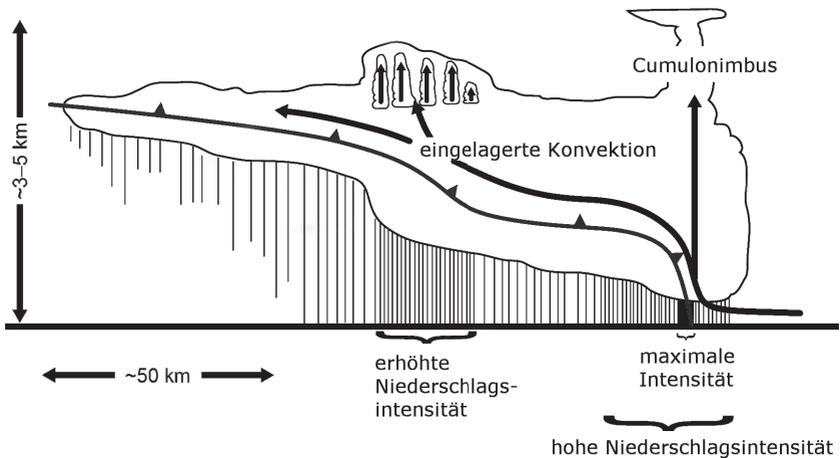


Abbildung 2.8: Schematischer Querschnitt einer Kaltfront mit zugehörigen Niederschlagsbereichen. Ein lokal erhöhter Neigungswinkel der Frontalzone (Bildmitte) kann eingelagerte Konvektion auslösen und zu erhöhten Niederschlagsintensitäten führen (nach Matejka et al., 1980).

Konvektive Zellen mit verstärktem Niederschlag können nur dann entstehen, wenn deren Bildungszeit ungefähr so groß ist wie die Advektionszeit (Zeit, die ein Luftpaket innerhalb einer Wolke verbleibt) und die Konversionszeit (Umwandlung von Wolken- zu Niederschlagsteilchen) beziehungsweise der Fallzeit (Zeit, die Hydrometeore brauchen, um aus der Wolke zum Boden zu Fallen).

2.2.5 Definition und Bedeutung von Starkniederschlägen

Während für klimatologische oder statistische Studien mittlere Werte des Tages-, Monats- oder Jahresniederschlags relevant sind, ist bei der Betrachtung von Extremereignissen, die beispielsweise zu Überschwemmungen führen, die Niederschlagsintensität (Menge Niederschlag pro Zeiteinheit) von Bedeutung. Bei intensiven Niederschlägen wird der Begriff Starkniederschlag oder Starkregen verwendet, wenn entweder ein definierter Schwellenwert pro

Zeiteinheit oder eine bestimmte Intensität über eine entsprechende Zeitdauer erreicht wird (Kunz, 2003; Becker et al., 2014). Eine einheitliche Definition ist aufgrund der hohen räumlichen Variabilität schwer umzusetzen. Der Deutsche Wetterdienst (DWD) verwendet für seine Unwetterwarnungen einen Schwellenwert von 25 mm pro Stunde bzw. 35 mm in 6 Stunden für Starkregen und 40 mm in 12 Stunden, 50 mm in 24 Stunden oder 60 mm in 48 Stunden bei Dauerregen.

Heyer (1988) definiert die Schwellenwerte für Starkniederschläge in Mitteleuropa über die Gleichung

$$R_S \geq \left[5t - \left(\frac{t}{24} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \text{ mm, } t \text{ in min.} \quad (2.54)$$

R_S ist der Schwellenwert (in mm) und t die Zeit in Minuten für Ereignisse bis zu einer Dauer von 24 Stunden ($t = 1440$ min). Damit gelten Niederschlagsereignisse mit ca. 17,1 mm in einer Stunde oder 60 mm in 24 Stunden als Starkniederschläge (Abb.2.9). Aus R_S kann die mittlere Intensität $I_S = R_S t^{-1}$ in mm h^{-1} berechnet werden, ab der ein Niederschlagsereignis als Starkregen gilt, wobei t in Stunden einzusetzen ist. Damit gelten Ereignisse mit einer mittleren Intensität von $2,5 \text{ mm h}^{-1}$ über 24 Stunden oder $42,4 \text{ mm h}^{-1}$ über 10 Minuten als Starkregen (Abb.2.9).

Im Zusammenhang mit Überschwemmungen wird zwischen Sturzfluten, also kleinräumigen Hochwassern an Bächen und kleineren Flüssen, und großen Flusshochwassern, also Hochwasser an großen Flüssen wie Rhein oder Elbe, unterschieden. Während Sturzfluten meist durch große Regenmengen auf kleinem Raum und in sehr kurzer Zeit und nicht unbedingt im Fließgewässer selbst (pluvial) hervorgerufen werden, sind für ein großes Flusshochwasser länger anhaltende und großflächige Niederschlagsereignisse (Regen, Niesel, Schnee) im Einzugsgebiet notwendig (fluvial). Für Letzteres kann Gleichung (2.54) nur bedingt verwendet werden, da große Flusshochwasser meist mit mehrtägigen Niederschlagsereignissen zusammenhängen (z. B. Schröter et al., 2015).

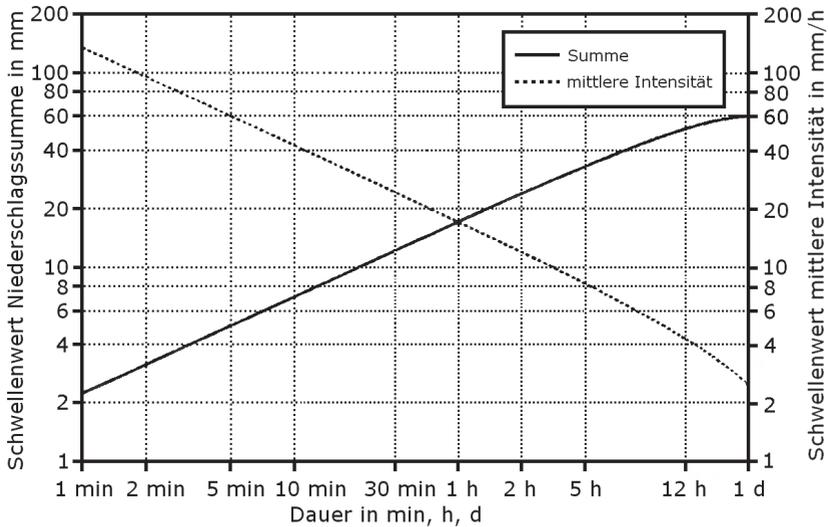


Abbildung 2.9: Schwellenwerte der Niederschlagssumme in mm (durchgezogene Linie) und der mittleren Intensität in mm h^{-1} (gestrichelte Linie) in Abhängigkeit von der Dauer t (nach Heyer, 1988, aus Kunz, 2003).

Ein weiterer Einflussfaktor für Flusshochwasser ist die zeitliche Umsetzung von Niederschlag in Abfluss im Fall der Schneeschmelze. Das im Schnee gespeicherte Wasseräquivalent wird erst durch Schmelzen freigesetzt. Dieser Prozess kann mehrere Tage bis Monate nach dem eigentlichen Niederschlagsereignis stattfinden. Eine Periode mit einer Schneedecke kann somit als Trockenperiode interpretiert werden (Günther und Matthäus, 2004).

Neben der Definition von Starkregen ist die Information über die maximale, theoretisch mögliche Niederschlagsmenge in einem bestimmten Zeitintervall nützlich. Das Verfahren zur Bestimmung dieses möglichen Höchstwerts (engl. probable maximum precipitation, PMP) ist von der WMO definiert (WMO, 1986, 2009) und basiert auf den bisher größten weltweit registrierten Niederschlagsmengen (Wiesner, 1970). Diese werden unter physikalisch sinnvollen Annahmen maximiert (Becker et al., 2014). Schmidt (1997)

hat darauf aufbauend die PMP-Werte für Deutschland in Abhängigkeit verschiedener Gebietsgrößen abgeleitet. Beispielsweise beträgt der PMP-Wert für ein Gebiet von maximal 25 km² Größe um die Station Zinnwald-Georgenfeld (Sachsen) herum ca. 390 mm in 24 Stunden. Der bisherige Niederschlagsrekord für Deutschland, der an dieser Station gemessen wurde, liegt bei 312 mm (12.–13.08.2002 von/bis 06:00 UTC²) bzw. 352,7 mm (12.–13.08.2002 von/bis 03:00 UTC; Rudolf und Rapp, 2003) und kommt der theoretischen Obergrenze somit bereits recht nahe.³

2.3 Einfluss der Orografie auf Strömung und Niederschlag

Der orografische Einfluss auf Strömung und Niederschlag ist vielfältig. Einzelne Berge oder Gebirgsketten stellen ein Hindernis dar, an dem die Luft gezwungen ist auszuweichen. Dies führt sowohl zu einer veränderten horizontalen Strömung als auch zu dreidimensionalen Effekten. Beide Effekte haben Auswirkungen auf die räumliche Verteilung und die Intensität des Niederschlags.

2.3.1 Zweidimensionale Strömungen

Alle orografisch bedingten oder ausgelösten Ablenkungen der Strömung müssen die Grundgleichungen (Gl. 2.23) und insbesondere die Bewegungsgleichungen (Gl. 2.2) erfüllen. Die Atmosphäre versucht diese Störungen des Gleichgewichtszustandes zu kompensieren. In einer stabilen Schichtung bedeutet dies, dass eine Auslenkung eines Luftpakets eine Gegenkraft erzeugt, was eine Schwingung um die Gleichgewichtslage zur Folge hat. Diese Schwingungen in der Vertikalen werden als Schwerewellen bezeichnet (Scorer, 1949). Um das Verhalten dieser Wellen analytisch zu untersuchen, wird ein

² Universal Time Coordinated; Mitteleuropäische Zeit MEZ = UTC + 1; Mitteleuropäische Sommerzeit MESZ = UTC + 2

³ www.dwd.de/DE/leistungen/extremniederschlag/extremniederschlag.html

sinusförmiges Gelände in der x - z -Ebene mit $h(x) = h_m \sin(kx)$ angenommen (Lyra, 1943; Queney, 1947). Dabei ist h_m die maximale Höhe und $k = 2\pi\lambda^{-1}$ die Wellenzahl des Geländes der Wellenlänge λ . Die sich daraus ergebende Lösung ergibt eine zweidimensionale Schwingungsdifferentialgleichung für die Vertikalgeschwindigkeit w :

$$\frac{\partial^2 \hat{w}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \hat{w}}{\partial z^2} + \ell^2(z) \hat{w} = 0. \quad (2.55)$$

Dabei wurde die Vertikalgeschwindigkeit w' nach der Linearisierung durch eine dichtegewichtete Vertikalgeschwindigkeit \hat{w} ersetzt:

$$\hat{w} \equiv \left[\frac{\bar{\rho}(z)}{\bar{\rho}(0)} \right]^{\frac{1}{2}} w'. \quad (2.56)$$

Der Vorfaktor $\ell^2(z)$ mit

$$\ell^2(z) \cong \frac{N^2}{\bar{u}^2} - \frac{1}{\bar{u}} \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial z^2} \quad (2.57)$$

ist der Scorer-Parameter (Scorer, 1949) und beinhaltet sowohl die Brunt-Väisälä-Frequenz N^2 als auch die horizontale Anströmgeschwindigkeit \bar{u} . Er ist für das Verhalten der Schwerewellen entscheidend. Dabei dominiert der erste Term (Auftriebsterm) der Gleichung (2.57). Zur Lösung der Gleichung (2.55) wird ein Ansatz der Form

$$\hat{w}(x, z) = \phi_1(z) \cos(kx) + \phi_2(z) \sin(kx) \quad (2.58)$$

verwendet. Die Lösung der ϕ -Funktionen hat die Form

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} + (\ell^2 - k^2) \phi = 0. \quad (2.59)$$

Es werden die Fälle $(\ell^2 - k^2) > 0$ und $(\ell^2 - k^2) < 0$ unterschieden (Queney, 1948). Bei eng zusammen liegenden Bergrücken oder starker Anströmung

und/oder schwacher Stabilität ($k^2 > \ell^2$) ist die reelle, physikalisch sinnvolle Lösung von (2.55) gegeben durch

$$\hat{w}(x, z) = h_m k \cdot \exp \left[-z \cdot (k^2 - \ell^2)^{\frac{1}{2}} \right] \cos(kx). \quad (2.60)$$

In diesem Fall handelt es sich um stationäre Schwerewellen, die der Form des Geländes folgen, und deren Amplitude mit zunehmender Höhe abnimmt (Abb. 2.10a).

Die andere Möglichkeit sind weit auseinander liegende Bergrücken oder eine schwache Anströmung und/oder starke Stabilität und damit $k^2 < \ell^2$. Die reelle Lösung ist in diesem Fall gegeben durch

$$\hat{w}(x, z) = h_m k \cdot \cos \left(kx + z \cdot [\ell^2 - k^2]^{\frac{1}{2}} \right), \quad (2.61)$$

was vertikal propagierenden Schwerewellen entspricht. Während die Amplitude der Welle mit der Höhe unverändert bleibt, kommt es zu einer Verschiebung in horizontaler Richtung (Abb. 2.10b). Diese Phasenverschiebung ist dabei stromauf orientiert. Daraus resultiert in größeren Höhen ein Hebungsantrieb deutlich vor dem Gebirge, der zu Wolken und Niederschlag führen kann. In Studien unter anderem von Sarker (1966), Fraser et al. (1973), Durran (1990), Chu und Lin (2000) oder Durran (2003) wurde dieser Effekt ausführlich und zum Teil mit numerischen Simulationen untersucht und verifiziert. Tripoli und Cotton (1989) und Schiesser et al. (1995) haben gezeigt, dass es zu einer Überlagerung der Effekte durch Schwerewellen und thermischen Effekten kommen kann, was in einigen Fällen vor allem im Lee großer Gebirge wie den Rocky Mountains oder den Alpen zu intensiven Niederschlägen führt.

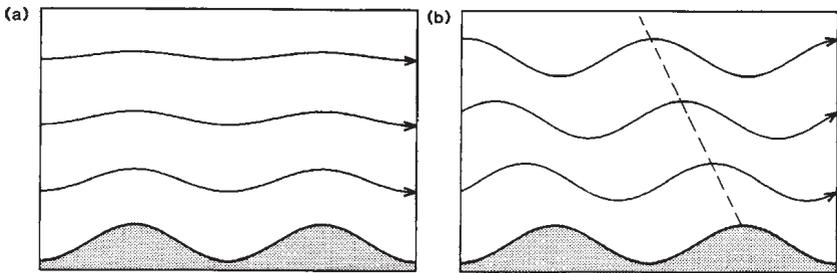


Abbildung 2.10: Schematische Darstellung einer stationären (a) und einer vertikal propagierenden Schwerewelle (b) (aus Roe, 2005, nach Durran, 1990).

Die Phasenverschiebung in x-Richtung führt auch zu einer Periodizität in der Vertikalen, wenn man die Amplitude nur eindimensional entlang der z-Achse betrachtet. Die Wellenlänge dieser sogenannten vertikal-propagierenden Welle kann durch

$$L_z = \frac{2\pi\bar{u}}{N} \quad (2.62)$$

beschrieben werden. Unter Verwendung einer Fourier-Transformation konnte Smith (1989) bestätigen, dass die vertikal-propagierende Welle nicht von der horizontalen Wellenzahl k abhängt und die Amplitude erhalten bleibt. Ein weiterer Effekt der Phasenverschiebung ist eine Modifizierung der horizontalen Geschwindigkeit \bar{u} durch die bestehende Verknüpfung mit der Vertikalgeschwindigkeit in den Gleichungen (2.55) und (2.57). Für ein inkompressibles Medium muss die Bernoulli-Gleichung erfüllt sein:

$$\frac{1}{2}\rho_0\bar{u}^2 + p + \rho gz = \text{konst.} \quad (2.63)$$

Dies führt durch induzierte Druckstörungen zu einer Abnahme der Windgeschwindigkeit stromauf des Bergrückens und zu einer Zunahme stromab. Klemp und Lilly (1975), Laprise und Peltier (1989) oder Durran (1990) beispielsweise fanden heraus, dass dieser Effekt die Ursache für starke Hangabwinde auf der Leeseite eines Gebirges sein kann.

Für den Fall, dass $k^2 \approx \ell^2$ nimmt die Amplitude mit der Höhe zu. Diese Fälle sind in der Regel zu komplex, um sie analytisch lösen zu können. Auftriebskräfte spielen zwar nach wie vor eine Rolle, die Strömung kann aber nicht mehr als hydrostatisch angesehen werden. Die nicht-hydrostatischen Wellen verlagern sich hinter das Gebirge und können brechen. Queney (1947) und Sawyer (1960) haben numerische Verfahren zur Lösung dieses Problems vorgestellt.

2.3.2 Dreidimensionale Strömungen

Dreidimensionale Strömungen haben Ähnlichkeiten zu zweidimensionalen Strömungen. Zusätzlich zur Ausdehnung des Hindernisses entlang der x -Richtung a wird dessen Ausdehnung entlang der y -Richtung b berücksichtigt. Häufig wird statt den einzelnen Größen a und b das Größenverhältnis $r = b/a$ verwendet. Eine der frühesten Arbeiten zur Beschreibung dreidimensionaler Strömung mit Hilfe der linearen Theorie stammt von Wurtele (1957), der die Arbeiten von Lyra (1943) und Queney (1948) entsprechend ergänzte. Für die vertikale Windgeschwindigkeit im dreidimensionalen Fall gilt für einen konstanten Scorer-Parameter ℓ^2 :

$$w(x, y, z) = \iint_{-\infty}^{+\infty} \hat{w}(k, l, 0) e^{imz} e^{i(kx+ly)} dk dl, \quad (2.64)$$

mit der Fourier-Transformierten der Vertikalgeschwindigkeit \hat{w} in der Höhe $z = 0$, den horizontalen Wellenzahlen k und l und der vertikalen Wellenzahl m . In Kapitel 3.2.3 wird später gezeigt, dass die vertikale Wellenzahl m mit Hilfe der Dispersionsgleichung

$$m^2 = \frac{k^2 + l^2}{k^2} \left(\frac{N^2}{\bar{u}^2} - k^2 \right). \quad (2.65)$$

ausgedrückt werden kann. Um die nicht-physikalische Lösung einer in den Boden hinein propagierenden Welle zu eliminieren, müssen die Vorzeichen

von k und m übereinstimmen. Damit beeinflusst der Term \bar{u}/N nicht nur die Wellenlänge L_z , sondern auch die Neigung der stromauf gerichteten Phasenverschiebung, wie es im zweidimensionalen Fall beschrieben wurde. Analog zum zweidimensionalen Fall haben die Wellen der dreidimensionalen Strömung die größte Amplitude direkt oberhalb des Bergrückens. Betrachtet man die Verteilung der Energie der Wellen nur in einer Höhe (x - y -Schnitt), würde man im zweidimensionalen Fall das Muster einer stehenden Welle erhalten. Im dreidimensionalen Fall konzentriert sich die Energie auf parabelförmige Bereiche stromab des Hindernisses (Smith, 1980).

Bei der dreidimensionalen Betrachtung wird zwischen einer Überströmung und einer Umströmung differenziert. Ein Maß dafür, ob ein Hindernis umströmt oder überströmt wird, ist die Froude-Zahl

$$Fr = \frac{U}{NH}, \quad (2.66)$$

die von der Anströmgeschwindigkeit senkrecht zum Hindernis U , der Brunt-Väisälä-Frequenz N und der charakteristischen Höhe H des Hindernisses abhängt. Für kleine Froude-Zahlen ($Fr < 1$) kommt es vermehrt zu einer Umströmung, bei sehr großen Werten ($Fr \gg 1$) zu einer Überströmung. Letzteres ist bei hohen Windgeschwindigkeiten, kleinen Gebirgshöhen oder schwach stabilen bis labilen Schichtungen gegeben. Die Umströmung spielt vor allem bei isolierten Bergen eine Rolle bei der Niederschlagsverteilung (Kap. 2.3.3). Die Umströmung kann nicht mit der linearen Theorie, wie oben beschrieben, dargestellt werden, da diese durch Stagnation und Wellenbrechung sowohl stromauf als auch stromab stark nicht-linear ist (Kunz, 2011a).

Die Unterteilung in Über- beziehungsweise Umströmung durch der Froude-Zahl muss mithilfe des Formparameters r weiter spezifiziert werden. Für den Fall eines symmetrischen Hindernisses mit $r = 1$ gilt die lineare Theorie nur für Fälle mit $Fr \gg 1$ (Kunz, 2011a). Die Verknüpfung von r mit Fr für verschiedene Werte ist in Abbildung 2.11 dargestellt. Dabei wurde eine

glockenförmige Form des Berges gewählt. Es zeigt sich, dass zwei kritische Kurven existieren, die den Bereich, in dem die lineare Theorie gültig ist, von den Bereichen mit brechenden Wellen (Kurve A) und dem Bereich mit einer Aufspaltung der Strömung (Kurve B) trennen (durchgezogene Linien). Beide Kurven schneiden sich bei $r = 1$ und der kritischen Höhe $M_c = 1,3$ (Jiang, 2003). Unterhalb beider Kurven existieren propagierende Wellen, wie sie oben beschrieben wurden. Die theoretische Fortführung dieser Kurven (gepunktete Linien) besagt, dass unterhalb dieser Kurven sowohl propagierende Wellen als auch nicht-lineare Lösungen auftreten können. Oberhalb dieser Linien hingegen existieren nur nicht-lineare Lösungen. Für Berge mit $r > 1$ wird mit zunehmender Höhe M zuerst Kurve A erreicht. Damit kommt es bei höheren Gebirgen zu brechenden Wellen. Im Fall von $r < 1$ wird hingegen zuerst Kurve B erreicht. Somit kommt es in diesem Fall zu einer Aufspaltung der Strömung. Diese setzt bereits auf der Luvseite des Berges ein (Smith, 1989; Kunz, 2011a).

2.3.3 Modifikation der Niederschlagsverteilung

Die oben beschriebenen Modifikationen der Strömung durch ein Hindernis haben Einfluss auf die räumliche Verteilung und die Intensität des Niederschlags. Dabei wird unterschieden in eine komplette Umströmung, eine komplette Überströmung und eine teilweise Überströmung mit entsprechenden Varianten (Smith, 1989).

Trifft die Strömung im Fall einer kompletten Überströmung auf das Hindernis, wird sie gehoben und kühlt sich dabei ab. Unter der Voraussetzung, dass ausreichend Feuchtigkeit vorhanden ist, die Atmosphäre leicht stabil geschichtet ist und die Hebung lange genug besteht, wird das Kondensationsniveau erreicht. Es bilden sich eine stratiforme Wolkendecke und Niederschlag auf der Luvseite (Abb. 2.12a). Auf der Leeseite hingegen kommt es zu Absinken und damit Erwärmen der Luft und so zur Auflösung von Wolken und Niederschlag (Roe, 2005). Smith et al. (2003) haben gezeigt, dass dies für größere Gebirge mittlerer Breiten in erster Näherung eine gute Beschreibung der Prozesse darstellt.

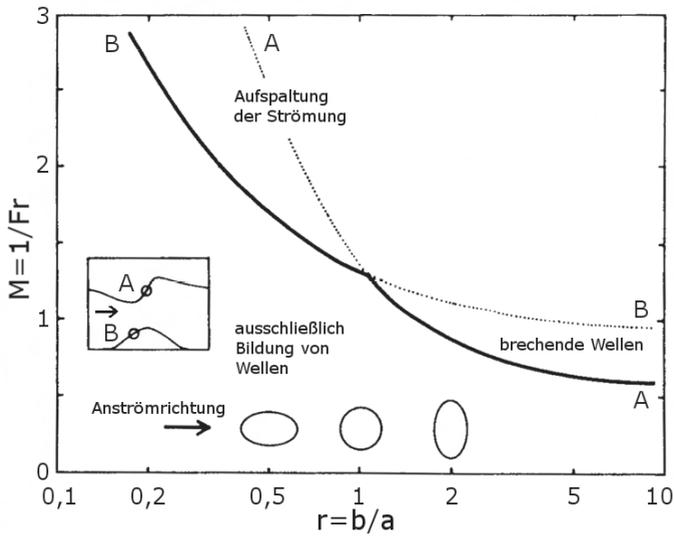


Abbildung 2.11: Regime-Diagramm angepasst nach Smith (1989) für das Verhalten dreidimensionaler hydrostatischer Strömungen in Abhängigkeit des Größenverhältnisses $r = b/a$ und der dimensionslosen Höhe $M = 1/Fr$. Die durchgezogenen Linien kennzeichnen die Grenze der Gültigkeit der linearen Theorie (kritische Kurven). Die gepunkteten Fortführungen der Kurven können nicht-lineare Lösungen enthalten.

Wird bei entsprechend labiler Schichtung zuerst das Niveau freier Konvektion (NFK) erreicht, kommt es zur Bildung konvektiver Zellen (Abb. 2.12f). Diese können sowohl isoliert als auch als eingelagerte Konvektion in größeren Niederschlagsgebieten auftreten (vgl. Kap. 2.2.4).

Ist die Atmosphäre sehr stabil geschichtet und/oder die Strömung sehr schwach, kommt es zu einer Blockierung in unteren Schichten, da die kinetische Energie nicht ausreicht, das Gebirge zu überströmen (Abb. 2.12b). Die Luft fließt entweder um das Gebirge herum oder bleibt annähernd stationär (u. a. Sinclair et al., 1997; Houze et al., 2001; Jiang, 2003; Medina und Houze, 2003). Diese blockierende Luftschicht bewirkt weiter stromauf des Gebirges ein Aufsteigen der Luft, was zur Niederschlagsbildung führen kann. In höheren

Schichten reicht die kinetische Energie aus, um das Gebirge zu überströmen. Dieser Fall entspricht dem einer kompletten Überströmung. Ein weiterer damit verbundener Effekt ist die Entstehung kalter Hangabwinde am Gebirge (Houze et al., 2001; Steiner et al., 2003). Der fallende Niederschlag bewirkt durch Schmelz- und Verdunstungsprozesse eine Abkühlung der Luft, durch die er hindurch fällt. Diese kalte Luft sammelt sich am Fuß des Gebirges und bewirkt ebenfalls eine Blockierung der unteren Strömung und Hebung weiter stromauf (Abb. 2.12c).

Obige Betrachtung der Gebirgsan- bzw. -überströmung geht von einzelnen Bergen oder Gebirgsketten aus, die mit keinen weiteren Hindernissen stromauf oder stromab verknüpft sind. Bei mehreren Erhebungen treten weitere Effekte auf, welche die Niederschlagsverteilung beeinflussen. Entscheidend ist daher auch die Exposition, also die Entfernung zwischen zwei oder mehreren Hindernissen. Die beschriebenen Prozesse am ersten Hindernis verringern im Lee die Verfügbarkeit von niederschlagbarem Wasser, was zu einer Reduktion der Kondensationsrate und des Niederschlags am zweiten Hindernis führt (Lee-Effekt). In mehreren Studien für Regionen auf der ganzen Welt wurde dieser Effekt untersucht und bestätigt (z. B. Anderson, 1975; Klemes, 1990; Basist et al., 1994; Frei und Schär, 1998). Der austrocknende Effekt reduziert sich, wenn eine gesättigte Schicht mit großer vertikaler Ausdehnung vorhanden ist oder die Hebung am ersten Hindernis sehr schwach ausfällt (Pedgley, 1971). Wird das vorgelagerte Hindernis nicht über- sondern umströmt, kann sich der Effekt umkehren und zu höheren Niederschlagsmengen am nachfolgenden Hindernis führen. Eine komplette Umströmung zeigt sich vor allem bei Gebirgen mit geringer horizontaler Ausdehnung. Die umströmte Luft bildet im Lee des Gebirges eine Konvergenzzone mit entsprechender Hebung und Niederschlag (Abb. 2.12d). Dieser Effekt wurde u. a. von Mass (1981) im Bereich der Olympic Mountains nahe Seattle (USA) und Kunz und Puskeiler (2010) in Südwestdeutschland beschrieben.

Orografischer Niederschlag kann auch durch solare Einstrahlung induziert werden. Auf der der Sonne zugewandten Seite wird die Luft erwärmt und steigt

auf (Abb. 2.12e). Oft bilden sich dann über den Gipfeln Konvergenzzonen aus. Dieser Prozess tritt vor allem bei schwacher Strömung und labiler Schichtung auf und ist maßgeblich für die über vielen Gebirgen beobachteten Gewitter am Nachmittag und Abend verantwortlich (Roe, 2005).

Bergeron (1949) und Browning et al. (1975) haben in ihren Studien gezeigt, dass es mitunter schon bei kleinen Erhebungen zu einer signifikanten Verstärkung des Niederschlags kommen kann. Aufgrund der geringen Ausdehnung ist allerdings die Dauer des Hebungsantriebs nicht ausreichend, damit sich Niederschlag durch Kondensation bilden kann. Auch ein schneller Transport über das Hindernis hinweg wirkt der Niederschlagsentstehung entgegen. Bergeron (1949) führte die Zunahme am Hindernis auf den sogenannten seeder-feeder Mechanismus zurück (engl. to seed = säen, verteilen und to feed = füttern, einspeisen; Abb. 2.12g). Dabei gibt es zwei Möglichkeiten: Aus einer Wolke in höheren, von der Orografie unbeeinflussten Luftschichten (seeder-Wolke) fallen Hydrometeore in eine orografische Wolke in unteren Schichten (feeder-Wolke). Durch Akkreszens weiterer Wolkenteilchen über Koaleszenz und Koagulation wachsen die Niederschlagsteilchen weiter an (Hobbs et al., 1973; Bader und Roach, 1977; Hill et al., 1981; Carruthers und Choullarton, 1983; Robichaud und Austin, 1988). Die andere Möglichkeit besteht darin, dass dieser Prozess nicht durch zwei getrennte Wolken, sondern innerhalb einer Wolke großer vertikaler Ausdehnung abläuft (Browning et al., 1974; Hobbs et al., 1980; Sinclair, 1994). In beiden Fällen führt dies zu einer Verstärkung des Niederschlags.

In allen beschriebenen Fällen, außer der rein thermisch induzierten Hebung, beginnt die Hebung und damit die Niederschlagsbildung und/oder eine Verstärkung aufgrund der stromauf geneigten Wellen bereits einige Kilometer vor dem Hindernis. Eine Ausnahme bildet leichter Schneefall. Hobbs et al. (1973) und Choullarton und Perry (1986) fanden in ihren Simulation heraus, dass Schneeflocken wegen der geringeren Masse durch den Horizontalwind stärker verfrachtet werden und es somit auch im Lee zu höheren Niederschlagsmengen kommen kann.

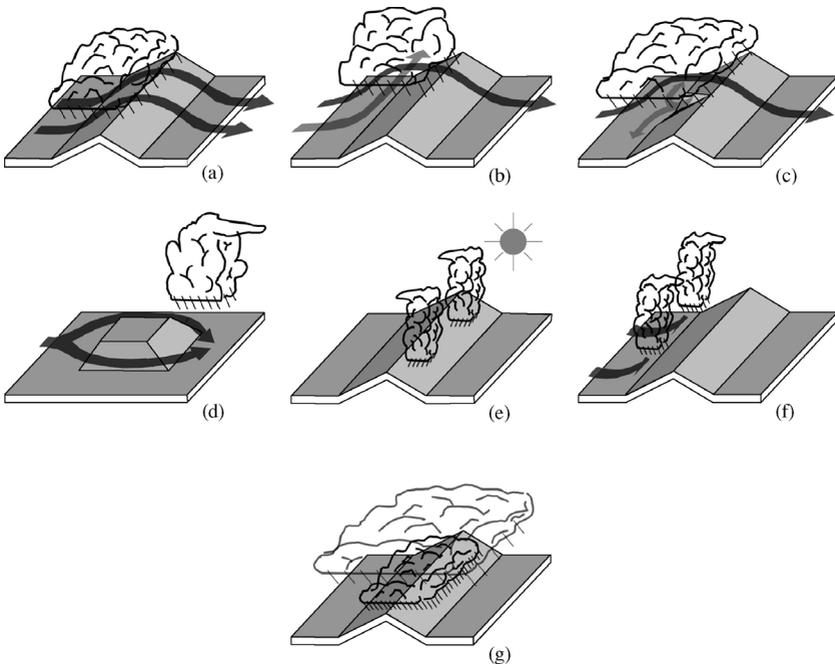


Abbildung 2.12: Schematische Darstellung der verschiedenen orografischen Mechanismen zur Niederschlagsentstehung. (a) Hebung bei stabiler Schichtung und Bildung stratiformer Bewölkung, (b) Blockierung in unteren Schichten, Überströmung in höheren Schichten, (c) durch Verdunstung und Abkühlung induzierte Hangabwinde, (d) Umströmen des Hindernisses und Bildung einer Konvergenzzone, (e) Auslösung von Konvektion durch solare Einstrahlung, (f) Auslösung von Konvektion durch Hebung über das NFK hinaus, (g) seeder-feeder Mechanismus (aus Roe, 2005).

2.4 Grundlagen der Statistik

Das im Rahmen dieser Arbeit entwickelte und vorgestellt Niederschlagsmodell ist ein stochastisches Modell. In der Meteorologie werden stochastische Methoden für Betrachtungen längerer Zeitperioden angewendet, da die zur Verfügung stehenden Daten meistens maximal 100 Jahre in die Vergangenheit reichen. Dies macht es schwierig, Aussagen für sehr seltene Extremereignisse

zu treffen. Für längere Zeiträume müssen deshalb die entsprechenden Werte geschätzt werden (Schönwiese, 2013). Eine gängige Methode dafür ist die Berechnung einer Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (engl. probability density function, PDF). Einige Grundlagen zu PDFs sind im folgenden Abschnitt beschrieben. Anschließend werden einige statistische Größen vorgestellt, die zur Bestimmung der PDFs mit der optimalen Repräsentanz der Messdaten (Kap. 5.2.2) und zur späteren Validierung des Modells (Kap. 5.3) notwendig sind und mit denen Aussagen über die Qualität getroffen werden können.

2.4.1 Empirische Wahrscheinlichkeitsverteilungen

Eine reelle Funktion $f(x)$ wird als PDF bezeichnet, wenn für alle reellen Zahlen $x \in \mathbb{R}$ das Integral

$$\int_{-\infty}^{+\infty} f(x) dx = 1 \quad (2.67)$$

erfüllt ist (Bronstein et al., 2008). Die Wahrscheinlichkeit, dass eine Zahl X in einem Intervall $[a, b]$ liegt, ist gegeben durch

$$p(a \leq X \leq b) = \int_a^b f(x) dx. \quad (2.68)$$

Eine wichtige Größe ist die Verteilungsfunktion $F(x)$. Sie gibt direkt die Wahrscheinlichkeit p_u der Unterschreitung eines bestimmten Wertes $x = C$ an und ist gegeben durch

$$F(C) = p_u = p(X \leq C) = \int_{-\infty}^C f(x) dx. \quad (2.69)$$

Es gilt $F(-\infty) = 0$ und $F(+\infty) = 1$. Der Wert der Zahl C wird auch als Quantil oder Perzentil der Verteilung bezeichnet. Der Median ist ein Spezialfall und entspricht dem 50%-Perzentil, wobei jeweils die Hälfte der Werte ober- bzw. unterhalb dieses Wertes liegen (Bronstein et al., 2008). Oftmals wird auch die Überschreitungswahrscheinlichkeit $p_o = p(X > C) = 1 - p_u$ angegeben.

Mit ihrer Hilfe kann aus der Wahrscheinlichkeit die Wiederkehrperiode T berechnet werden (Wilks, 1995; Schönwiese, 2013):

$$T = \frac{1}{\omega \cdot P_o} = \frac{1}{\omega \cdot (1 - P_u)} = \frac{1}{\omega \cdot (1 - F)}. \quad (2.70)$$

Der Faktor ω stellt dabei den zeitlichen Bezug her. Ist $\omega = 1 \text{ a}^{-1}$ ($\text{a} \hat{=}$ Jahr), entspricht eine Wiederkehrperiode von beispielsweise $T = 10$ für einen Wert, der mit einer Wahrscheinlichkeit von $p_o = 0,1$ überschritten wird, der Jährlichkeit $T = 10 \text{ a}$. Im Rahmen dieser Arbeit werden für alle in das Modell eingehenden Größen verschiedene PDF-Typen getestet und die am besten passende bestimmt (vgl. Kap. 5.2).

Eine zu untersuchende Größe (z. B. Niederschlagsmenge) wird zunächst in Klassen diskreter Breite unterteilt und damit ein Histogramm erstellt. Die optimale Breite h der Histogramm-Klassen berechnet sich nach Freedman und Diaconis (1981) in Abhängigkeit von der Gesamtzahl an Werten N und dem Interquartilsabstand, also der Differenz zwischen dem 25%-Perzentil (erstes Quartil Q_1) und dem 75%-Perzentil (drittes Quartil Q_3):

$$h = \frac{2 \cdot (Q_3 - Q_1)}{N^{3/5}}. \quad (2.71)$$

Auf diese Weise berechnet sich die Anzahl der Messwerte pro Klasse und nach Normierung mit der Gesamtzahl die relative Häufigkeit (Wahrscheinlichkeit), mit der diese Werte vorkommen. Als nächstes wird eine Verteilungsfunktion an den neuen Datensatz angepasst.

Eine Verteilungsfunktion besitzt einen oder mehrere Parameter q_j ($j \in [1;n]$), mit denen sie an die Histogramme angepasst werden kann. Die Werte dieser Parameter können beispielsweise über die Maximum-Likelihood-Methode (engl. maximum likelihood estimation, MLE) bestimmt werden. Die Funktion $f(x)$ lässt sich faktorisieren (aufspalten), in dem das Produkt aus den Werten an den einzelnen Stützstellen x_i ($i \in [1;N]$) gebildet wird (Wilks, 1995):

$$f(x_i; q_j) = \prod_{i=1}^N f_i(x_i, q_j). \quad (2.72)$$

Die Umkehrung der Funktion beschreibt die Bestimmung der Parameter q_j in Abhängigkeit von den Stützstellen (z. B. Messwerte) und wird als Likelihood-Funktion L bezeichnet:

$$L(q_j) = \prod_{i=1}^N f_i(x_i, q_j). \quad (2.73)$$

Gesucht sind die Parameter q_j , für die $L(q_j)$ maximal wird und somit die gegebenen Daten am besten repräsentieren (Wilks, 1995). Manche Verteilungsfunktionen haben umfangreiche Exponenten, weshalb es einfacher ist, die logarithmische Log-Likelihood-Funktion $\ell(q_j)$ zu verwenden:

$$\ell(q_j) = \ln [L(q_j)] = \sum_{i=1}^N \ln [f_i(x_i, q_j)]. \quad (2.74)$$

Aufgrund der Monotonie des Logarithmus sind die Maximalwerte von $\ell(q_j)$ und $L(q_j)$ die gleichen (Wilks, 1995). Indem die partiellen Ableitungen nach q_j gleich Null gesetzt werden, ergeben sich die gesuchten Maxima:

$$\frac{\partial}{\partial q_j} \ell(q_j) = 0. \quad (2.75)$$

MLE löst dieses Gleichungssystem iterativ.

2.4.2 Qualitätsgrößen

Um abzuschätzen, wie gut zwei Größen (Funktionen, Felder, etc.) miteinander übereinstimmen, gibt es verschiedene Gütemaße. Die Standardabweichung σ gibt an, wie stark die Einzelwerte x_i vom Erwartungswert (Mittelwert) \bar{x} abweichen. Sie ist nur für normalverteilte Daten gültig und ein Maß dafür, wie die Werte verteilt sind beziehungsweise wie stark deren Streuung ist (Wilks, 1995; Bronstein et al., 2008; Schönwiese, 2013). Es gilt:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2}, \quad (2.76)$$

mit N als die Anzahl betrachteter Werte. Durch die verwendete Quadratwurzel hat σ die gleiche physikalische Einheit wie die untersuchten Daten. Ein Nachteil der Standardabweichung ist ihre Sensitivität auf Ausreißer durch die quadratischen Differenzen zum Mittelwert. Sofern eine Variable normalverteilt ist, kann ein einzelner stark abweichender Wert σ dominieren und das Ergebnis verfälschen. Es gilt $\sigma \geq 0$.

Der *BIAS* (Verzerrung) beschreibt die mittlere Differenz zweier Größen und wird deswegen oft auch als mittlerer Fehler bezeichnet:

$$BIAS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - x_i). \quad (2.77)$$

Dabei ist x_i die Referenz (z. B. Beobachtungen) und y_i der zu testende Datensatz (z. B. Modell). Der *BIAS* vergleicht punktweise die Werte beider Größen und trifft somit keine Aussage über die räumliche Verteilung. Außerdem können sich positive und negative Abweichungen gegenseitig aufheben. Bei gleicher Verteilung positiver und negativer Abweichungen ist der *BIAS* nahe Null, obwohl die Abweichungen sehr groß sein können. Oft wird daher auch der Betrag der Differenz $|y_i - x_i|$ verwendet (Wilks, 1995; Bronstein et al., 2008; Schönwiese, 2013).

Ein anderes Gütemaß ist der *RMSE* (engl. root mean square error, Wurzel des mittleren quadratischen Fehlers):

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - x_i)^2}. \quad (2.78)$$

Der Vorteil gegenüber dem *BIAS* liegt darin, dass sich positive und negative Abweichungen wegen der quadratischen Differenzen nicht eliminieren. Ähnlich wie bei der Standardabweichung bewirkt die Quadrierung allerdings eine höhere Sensitivität gegenüber Ausreißern (Wilks, 1995). Ein Wert von $RMSE = 0$ entspricht einer perfekten Übereinstimmung.

Da neben auftretenden Modellfehlern auch Messungen fehlerbehaftet sein können, wird der *RMSE* modifiziert, indem die Abweichungen zum jeweiligen Mittelwert verwendet werden. Die neue Größe wird als *RMSD* (engl. centered root mean square difference, Wurzel aus der zentrierten mittleren quadratischen Differenz) bezeichnet (Taylor, 2001):

$$RMSD = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [(y_i - \bar{y}) - (x_i - \bar{x})]^2}. \quad (2.79)$$

Hier ist \bar{x} der Mittelwert der Referenz (z. B. Beobachtungen) und \bar{y} der Mittelwert des zu testenden Datensatzes (z. B. Modell). x_i und y_i sind die entsprechenden Werte pro Einheit (Gitterpunkt, Zeitschritt, etc.). Der *RMSD* wird beispielsweise im Taylor-Diagramm verwendet (Taylor 2001, vgl. Kap. 5.3), das auch im Rahmen dieser Arbeit zur Anwendung kommt.

Die bisher beschriebenen Größen betrachten alle die absoluten Abweichungen der einzelnen Werte zweier Datensätze. Ein Maß dafür, wie beide Datensätze tatsächlich (räumlich oder zeitlich) miteinander in Beziehung stehen, ist der Korrelationskoeffizient (Wilks, 1995). Der Pearson-Korrelationskoeffizient r_p (Produkt-Moment-Korrelation) verknüpft die Kovarianz (Zähler) mit den Standardabweichungen (Nenner):

$$r_p = \frac{\sum_{i=1}^N [(y_i - \bar{y}) \cdot (x_i - \bar{x})]}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2}}. \quad (2.80)$$

Die Kovarianz überprüft, ob hohe (niedrige) Werte von x mit hohen (niedrigen) Werten von y übereinstimmen. Bildlich gesprochen werden die Positionen

bestimmter Werte innerhalb eines Felds oder einer Zeitreihe verglichen. Der Wertebereich für r_P ist $r_P \in [-1; 1]$, mit einer perfekten Korrelation bei $r_P = 1$, einer perfekten Antikorrelation bei $r_P = -1$ und keiner sichtbaren Korrelation bei $r_P = 0$. Die Verwendung der Standardabweichungen macht r_P anfällig für Ausreißer. Außerdem ist ein linearer Zusammenhang zwischen x und y notwendig. Eine hohe, aber nicht-lineare Korrelation wird mit r_P nicht erfasst. r_P wird unter anderem im Taylor-Diagramm verwendet (Taylor, 2001).

Für Daten, die nicht normalverteilt sind, wird meist der Rang-Korrelationskoeffizient nach Spearman (1904) r_S verwendet:

$$r_S = \frac{\sum_{i=1}^N \left\{ \left[\text{rg}(y_i) - \overline{\text{rg}(y_i)} \right] \cdot \left[\text{rg}(x_i) - \overline{\text{rg}(x_i)} \right] \right\}}{\sqrt{\sum_{i=1}^N \left[\text{rg}(x_i) - \overline{\text{rg}(x_i)} \right]^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^N \left[\text{rg}(y_i) - \overline{\text{rg}(y_i)} \right]^2}}. \quad (2.81)$$

An Stelle der exakten Werte (x_i, y_i) werden bei der Berechnung von r_S die entsprechenden Ränge verwendet. Als Erstes werden die Werte der Datenreihen x und y der Größe nach sortiert. Jeder Wert (x_i, y_i) bekommt so einen festen Rang $\text{rg}(x_i), \text{rg}(y_i)$ innerhalb der entsprechenden Datenreihe zugewiesen. Bei sogenannten Bindungen mit identischen Werten, die eigentlich den gleichen Rang hätten, wird im Fall von nur wenigen Bindungen ein gemittelter Rang zugewiesen, der aus den Rängen gebildet wird, den die Werte hätten, wenn sie sich leicht unterscheiden würden. Die Mittelwerte aller Ränge einer Datenreihe sind $\overline{\text{rg}(x_i)}$ und $\overline{\text{rg}(y_i)}$. Im Gegensatz zu r_P ist r_S auch deutlich stabiler gegenüber Ausreißern (Wilks, 1995). Oft wird eine vereinfachte Gleichung für r_S verwendet, die für sehr wenige gleiche Wertepaare nur kleine Abweichungen zeigt:

$$r_S = 1 - \frac{6 \cdot \sum_{i=1}^N D_i^2}{n(n^2 - 1)} \quad (2.82)$$

mit der Differenz der Ränge des i -ten Wertepaars $D_i = \text{rg}(x_i) - \text{rg}(y_i)$. Mit zunehmender Datenmenge erhöht sich die Wahrscheinlichkeit für Bindungen.

In diesem Fall wird eine korrigierte Version von r_S verwendet, bei dem die Anzahl der Bindungen pro Datensatz berücksichtigt wird (Horn, 1942; Kendall, 1948; Kendall und Stuart, 1968):

$$r_S = \frac{n^3 - n - \frac{T_x}{2} - \frac{T_y}{2} - 6 \sum_{i=1}^N D_i^2}{\sqrt{(n^3 - n - T_x) \cdot (n^3 - n - T_y)}} \quad (2.83)$$

mit $T_x = \sum_k (t_{x,k}^3 - t_{x,k})$ beziehungsweise $T_y = \sum_k (t_{y,k}^3 - t_{y,k})$, wobei $t_{x,k}$ und $t_{y,k}$ die Anzahl der Bindungen des jeweiligen Datensatzes sind. Der Wertebereich ist $r_S \in [-1; 1]$.

3 Lineare Niederschlagsmodellierung

Für meteorologische Untersuchungen kann es manchmal von Vorteil sein, anstelle eines komplexen Wettervorhersagemodells einfachere, aber nachvollziehbare analytische Lösungsansätze zu verwenden. Voraussetzung hierfür ist, dass die meteorologische Felder, die mit diesen Lösungsansätzen simuliert werden, annähernd realistisch sind. Dazu gehört die im folgenden Kapitel vorgestellte lineare Niederschlagsmodellierung. Zuerst wird ein Überblick über die zur Zeit verfügbaren wichtigsten linearen Modelle gegeben (Kap. 3.1). Im Rahmen dieser Arbeit wird im Speziellen das lineare Modell nach Smith und Barstad (2004) verwendet, das im Kapitel 3.2 detaillierter beschrieben wird.

3.1 Übersicht

Die Niederschlagsverteilung über gegliedertem Gelände ist stark von der Orografie abhängig (vgl. Kap. 2.3). Über den Bergen ist die Dichte der Messstationen meist gering und Radarmessungen aufgrund von Abschattungseffekten fehlerhaft (Kunz, 2003). Daher ist es hilfreich, Modelle speziell für die Bestimmung des orografisch bedingten Niederschlags zu verwenden. Eine Vielzahl solcher Modelle sind aktuell verfügbar, die sich vor allem in der Komplexität der berücksichtigten Strömungsdynamik und Mikrophysik unterscheiden. Eine Übersicht darüber bieten beispielsweise Barros und Lettenmaier (1994).

Prognostische Modelle dienen zur operationellen Vorhersage oder zur Simulation einzelner Ereignisse oder ganzer Klimatologien. Die Lösung der notwendigen Gleichungen (z. B. Bewegungsgleichungen, Temperaturgleichung, Kon-

tinuitätsgleichung) erfolgt durch numerische Verfahren. Durch die begrenzte Auflösung der Modelle müssen subskalige Prozesse, die nicht aufgelöst werden können, parametrisiert werden (z. B. Konvektion).

Die meisten Modelle zur Beschreibung des orografischen Niederschlags sind diagnostisch, das heißt, sie lösen nicht die prognostischen Gleichung mit dem Ziel einer Vorhersage, sondern verwenden diagnostische Ansätze um beobachtete Niederschlagsverteilung möglichst genau wiederzugeben. In vielen Modellen werden folgende vereinfachende Annahmen getroffen (Kunz, 2003):

1. Der Horizontalwind bestimmt sich aus den linearisierten Gleichungen, aus Messungen oder Simulationensergebnissen andere Modelle.
2. Es wird eine inkompressible Strömung angenommen, sodass sich der Vertikalwind aus dem Horizontalwind ableiten lässt.
3. Die orografische Hebung erfolgt pseudo-adiabatisch und kann der synoptischen Hebung linear überlagert werden.
4. Mikrophysikalische Prozesse werden parametrisiert.
5. Verschiedene großräumige Prozesse wie beispielsweise Zyklogenese werden nicht berücksichtigt.
6. Kleinräumige Prozesse wie Instabilitäten in Verbindung mit Konvektion werden ebenfalls nicht betrachtet.

Das Modell von Fraser et al. (1973) beispielsweise gehört zu den Modellen, in denen das Strömungsfeld über gegliedertem Gelände aus den linearisierten Gleichungen sowohl für eine trockene als auch eine gesättigte Atmosphäre hergeleitet wird. Das Modell von Colton (1976) geht noch einen Schritt weiter und verwendet anstelle der kartesischen eine geländefolgende Vertikalcoordinate. Unter der Annahme von Inkompressibilität wird die Vertikalgeschwindigkeit aus der Kontinuitätsgleichung (Gl. 2.4) abgeleitet.

Außerdem vernachlässigt Colton (1976) alle mikrophysikalischen Prozesse durch Verwendung einer Sättigungsadjustierung. Eine Übersättigung der Atmosphäre wird ausgeschlossen, stattdessen kondensiert der Wasserdampf bei Erreichen von Sättigung und fällt als Niederschlag zu Boden. Andere Modelle (z.B. Dore und Choullarton, 1992) teilen die Atmosphäre in mehrere Schichten und berechnen die Vertikalgeschwindigkeit für eine stabil geschichtete Atmosphäre. Dabei verwenden sie das lineare Modell nach Hunt et al. (1988), in dem der Niederschlag über das vertikale Windprofil und die Scherung bestimmt wird. Die mikrophysikalischen Prozesse wie die Koagulation von Wolkentröpfchen werden mit Hilfe einer Verteilungsfunktion parametrisiert und daraus empirische Fallgeschwindigkeiten errechnet. Andere orografische Niederschlagsmodelle verwenden noch stärkere Annahmen und reduzieren die Bestimmung des Vertikalwinds auf den Gradienten der Orografie und den Horizontalwind (Collier, 1975; Rhea, 1978; Alpert, 1986; Sinclair, 1994):

$$w_{\text{oro}}(x, y) = \vec{v}_h(x, y) \cdot \nabla h(x, y), \quad (3.1)$$

mit der Höhe der Orografie h und dem Horizontalwind \vec{v}_h . Die orografisch induzierte Vertikalwindgeschwindigkeit w_{oro} wird anschließend der synoptischen Hebung überlagert und daraus der Niederschlag berechnet. In einigen Modellen wird der Niederschlag aus dem vertikalen Transport von Feuchte bei pseudo-adiabatischen Prozessen mit Hilfe der Formel

$$R = - \int_0^{\infty} w \frac{\partial \rho_{\text{vs}}}{\partial z} dz \quad (3.2)$$

abgeschätzt (Smith, 1979). Zusätzlich berücksichtigt Collier (1975) die Verdriftung des nach Gleichung (3.2) bestimmten Niederschlags durch die mittlere Strömung mit Hilfe der charakteristischen Fallzeiten für Hydrometeore ($1\text{--}5 \text{ m s}^{-1}$). Alpert (1986) berücksichtigt neben der Feuchteadvektion eine typische Zeitkonstante für die Bildung von Wolken (ca. 30 min), Sinclair

(1994) verwendet sowohl die Wolkenbildungszeit als auch die Fallzeit der Hydrometeore zur Bestimmung des Niederschlags aus der Feuchteadvektion. Die bisher vorgestellten Modelle zeigen trotz der stark vereinfachten Modellphysik teilweise hohe Übereinstimmungen mit Messdaten. Dies gilt sowohl qualitativ als auch quantitativ. Die Auswertungen von Collier (1975) für ausgewählte Ereignisse in den Bergen der Sierra Nevada (USA) ergaben bei senkrechter Anströmung des Gebirges eine hohe Übereinstimmung des Modells mit dem beobachteten zeitlichen Verlauf und den gefallenem Niederschlagsmengen an ausgewählten Bodenstationen. Die selben Ereignisse wurden auch von Alpert (1986) simuliert, dessen Modell eine stärkere Glättung der Niederschlagsfelder zeigte, aber dennoch eine gute Übereinstimmung mit den Beobachtungen lieferte. Mit dem Modell von Sinclair (1994) wurden Fallstudien in Neuseeland durchgeführt, bei denen sehr hohe Übereinstimmungen erzielt werden konnten. Die Abweichung zu Beobachtungsdaten lag bei nur 5–10%.

Basierend auf den Arbeiten von Smith (1979), Smith (1980), Smith (1989) und den vorgestellten Ergebnissen der anderen Modelle hat Kunz (2003) ein weiteres orografisches Niederschlagsmodell entwickelt. Die Bestimmung der Strömung erfolgte aus den linearisierten Grundgleichung im gesättigten Zustand. Außerdem wurde die Vertikalgeschwindigkeit mithilfe von Gleichung (3.1) beschrieben, der orografische Niederschlag mithilfe von Gleichung (3.2). Zur Lösung der Gleichungen wurde eine Fourier-Transformation verwendet. Kunz (2003) verwendete ebenfalls empirisch bestimmte Gleichungen für die Fallzeit der Hydrometeore und die Wolkenbildungszeit. Zusätzlich wurde der so bestimmte orografische Niederschlag einem synoptischen Hintergrundniederschlag linear überlagert, sodass sich der Gesamtniederschlag zu $R_{\text{ges}} = R_{\text{syn}} + R_{\text{oro}} + \varepsilon$ ergab. Der Term ε beschreibt dabei verschiedenartige Messfehler. Die durchgeführten Simulationen für ausgewählte Beispiele in Südwestdeutschland ergaben eine gute Übereinstimmung des Modells mit Stationsdaten. Auch die durchgeführten Simulationen vieler Ereignisse zur Bestimmung einer Niederschlagsklimatologie ergaben im Mittel eine hohe

Repräsentanz. Vor allem in Fällen mit schwacher Hintergrundströmung zeigte das Modell die besten Ergebnisse. In Fällen, in denen andere Prozesse wie beispielsweise Fronten dominanter waren, kam es zu größeren Abweichungen zwischen Modell und Beobachtungen.

Smith und Barstad (2004) entwickelten basierend auf den genannten Arbeiten ebenfalls ein lineares Niederschlagsmodell. Dieses Modell bildet die Grundlage für das im Rahmen dieser Arbeit entwickelte stochastische Modell und wird deshalb im folgenden Kapitel genauer betrachtet.

3.2 Das lineare Modell nach Smith und Barstad

Im Rahmen dieser Arbeit wird das lineare Modell nach Smith und Barstad (2004) verwendet, das im Folgenden als SB-Modell bezeichnet wird. Der Gesamtniederschlag $R_{\text{tot,SB}}$ setzt sich in diesem Modell aus einem synoptischen Hintergrundterm R_{∞} und dem orografischen Niederschlag R_{oro} zusammen:

$$R_{\text{tot,SB}} = R_{\infty} + R_{\text{oro}}. \quad (3.3)$$

Beide Anteile haben die gleiche Gewichtung.

3.2.1 Vorbemerkungen

Der orografische Niederschlag R_{oro} ist im Bereich von Gebirgen der dominante Anteil. Im SB-Modell wird er beschrieben durch die atmosphärischen Bedingung wie die (vereinfachte) Strömungsdynamik, die Stabilität der Schichtung sowie den Transport und die Verdunstung von Wasser beziehungsweise die Kondensation von Wasserdampf. Dabei wird zunächst nur der Flüssigwassergehalt in Form der Dichten des Wolkenwassers $q_c(x,y)$ und der Hydrome-

teore $q_h(x, y)$ betrachtet und die entsprechenden Bilanzgleichungen aufgestellt (Smith, 2003a,b):

$$\frac{Dq_c}{Dt} = S(x, y) - \frac{q_c}{\tau_c} = \vec{v}_h \cdot \nabla q_c, \quad (3.4a)$$

$$\frac{Dq_h}{Dt} = \frac{q_c}{\tau_c} - \frac{q_h}{\tau_f} = \vec{v}_h \cdot \nabla q_h. \quad (3.4b)$$

In beiden Fällen handelt es sich um vertikal integrierte Größen. Dies hat den Vorteil, dass die Gleichungen keine Höhenabhängigkeit beinhalten. Das ohnehin komplexe Problem des orografischen Niederschlags wird dadurch um eine Dimension reduziert (Smith und Barstad, 2004). Die Verwendung der Größen $q_c(x, y)$ und $q_h(x, y)$ stellt eine weitere Vereinfachung dar, da auf diese Weise das komplexe Spektrum des in der Atmosphäre vorkommenden Wassers in zwei Variablen zusammengefasst wird.

Beim Aufstellen der Ausgangsgleichung wird die Annahme eines stationären Gleichgewichtszustands getroffen ($\partial/\partial t = 0$) und dabei die Aufspaltung des totalen Differentials mittels der Euler-Zerlegung berücksichtigt. Änderungen der Dichte von Wolkenwasser oder Hydrometeoren an einem Ort (x, y) werden dadurch nur durch Advektionsprozesse und nicht durch lokale Feuchtequellen bestimmt. Die vorkommenden Quellen (oder Senken) beziehen sich auf die Entstehung von Wolkenwasser aufgrund von Kondensation oder Verdunstung bereits vorhandener Luftfeuchtigkeit beziehungsweise die Umwandlung von Wolkenwasser zu Hydrometeoren.

In den Ausgangsgleichungen sind zwei charakteristische Zeitskalen enthalten: Zum einen die Umwandlungszeit von Wolkenwasser zu Hydrometeoren τ_c und zum anderen die Ausfallzeit τ_f , also die Zeit, die die Hydrometeore brauchen, um aus der Wolke zum Boden zu fallen (vgl. Kap. 2.2.2). Beide Zeitskalen sind sowohl räumlich (horizontal und vertikal) als auch zeitlich konstant (Hobbs et al., 1973; Rauber, 1992). Die Einführung der genannten Zeitkonstanten ermöglicht ein zeitverzögertes und damit auch räumlich verschobenes Ausregnen durch Advektion stromab. In Gleichung (3.4b) kann

der zweite Term als Verlust von Hydrometeoren interpretiert werden, was der Niederschlagsrate entspricht:

$$R_{\text{oro}}(x, y) = \frac{1}{\tau_f} \cdot q_h(x, y). \quad (3.5)$$

Der Term $q_c \tau_c^{-1}$ in Gleichung (3.4a) beschreibt die Umwandlung von Wolkenwasser in Hydrometeore und stellt hier eine Senke, in (3.4b) dagegen eine Quelle dar. Beide Gleichungen enthalten außerdem den Transport der jeweiligen Eigenschaft mit dem mittleren horizontalen Wind \bar{v}_h , der als zeitlich und räumlich konstant angenommen wird. $S(x, y)$ beschreibt die Quelle für Wolkenwasser, genauer gesagt die Bildungsrate von Wolkenwasser bei feucht-adiabatischen Hebungsvorgängen (Bader und Roach, 1977), auf die im weiteren Verlauf nochmals eingegangen wird.

3.2.2 Lösungsverfahren

Um eine allgemeine Lösung für den orografischen Niederschlag zu erhalten, wird auf die Gleichungen (3.4) eine Fourier-Transformation für die beiden horizontalen Richtungen angewendet. Dieses Verfahren ist bei der Betrachtung von dreidimensionalen Problemen der Strömungs- und Wellentheorie weit verbreitet (Sawyer, 1962; Smith, 1980), da es auf eine relativ einfache aber elegante Art und Weise die Wellenphysik in den vorhandenen Gleichungssystemen berücksichtigt. Mit Hilfe der Fourier-Transformation können nicht-periodische Problemstellungen in periodische transformiert werden, wodurch sich viele Fälle der Integral- und Differentialrechnung vereinfachen. Die Fourier-Transformation ist dabei eine Verknüpfung des Ortsvektors $\vec{r} = (x, y, z)$ im Ortsraum mit dem Wellenzahlenvektor $\vec{\omega} = (k, l, m)$ im Frequenzraum (Elias und Shakarchi, 2003). Im Folgenden ist die Betrachtung zweidimensionaler Funktionen ausreichend. Die Fourier-Transformation einer Funktion f wird durch den Operator $\mathcal{F}[f]$ beschrieben

und über das Fourier-Integral definiert. Die allgemeine Schreibweise für das zweidimensionale Fourier-Integral ist gegeben durch (Sneddon, 1951):

$$f(x, y) = \iint \hat{F}(k, l) e^{i(kx+ly)} dkdl, \quad (3.6)$$

mit der Originalfunktion $f(x, y) = \mathcal{F}[\hat{F}(k, l)]$, der Fourier-Transformierten $\hat{F}(k, l) = \mathcal{F}[(f(x, y))]$ und den horizontalen Komponenten des Wellenzahlvektors (k, l) . Analog kann die Fourier-Transformierte über die inverse Transformation definiert werden:

$$\hat{F}(k, l) = \iint f(x, y) e^{-i(kx+ly)} dx dy. \quad (3.7)$$

Konstante Faktoren bleiben bei der Fourier-Transformation erhalten (diskrete Fourier-Transformation; Cochran et al., 1967).

Meteorologische Felder zu einem Zeitpunkt sind in der Regel dreidimensional mit $f = f(x, y, z)$. Für eine analytische Lösung wird häufig eine rein horizontale Ausbreitung der Wellen angenommen, deren Amplitude von der Höhe z abhängt. Dadurch kann das zweidimensionale Fourier-Integral weiterhin angewendet werden (Wurtele, 1957):

$$f(x, y, z) = \iint \hat{F}(k, l, z) e^{i(kx+ly)} dkdl. \quad (3.8)$$

Zur Bestimmung der Fourier-Transformierten $\hat{F}(k, l, z)$ kommen verschiedene Ansätze zur Anwendung, je nach dem, ob rein horizontale (Gl. 3.9a), rein vertikale (Gl. 3.9b) oder dreidimensionale Problemstellungen (Gl. 3.9c) untersucht werden:

$$\hat{F}(k, l) = \hat{F}_0(k, l) e^{i(kx+ly)}, \quad (3.9a)$$

$$\hat{F}(z) = \hat{F}_0(z=0) e^{imz}, \quad (3.9b)$$

$$\hat{F}(k, l, z) = \hat{F}_0(k, l, z) e^{i(kx+ly)} \cdot e^{imz}. \quad (3.9c)$$

\hat{F}_0 ist der entsprechende Grundwert und $m(k,l)$ die vertikale Wellenzahl, die gemäß der getroffenen Annahmen eine Funktion der horizontalen Wellenzahlen ist. Bei zeitabhängigen Größen wird der Exponent der e-Funktion um einen Term $-i\omega t$ ergänzt, wobei ω die Kreisfrequenz ist.

Ein numerisches Verfahren zur Lösung der diskreten Fourier-Transformation (DFT) ist die Fast-Fourier-Transformation (FFT; Cooley und Tukey, 1965; Brigham und Morrow, 1967; Cochran et al., 1967). Voraussetzungen dafür sind quadratische Felder mit $N = 2^n$ Werten ($n \in \mathbb{N}$) beziehungsweise Gleichungssysteme, die sich als $N \times N$ -Matrix schreiben lassen. Die klassische Methode zur Lösung eines solchen Gleichungssystems benötigt maximal N^2 Rechenoperationen. Bei der FFT wird die ursprüngliche Matrix zunächst mittels Faktorisierung in zwei Matrizen der halben Größe zerlegt. Dieser Schritt kann mehrmals hintereinander durchgeführt werden, sodass die Matrizen immer kleiner werden. Die Bestimmung der Koeffizienten der kleinen Matrizen benötigt deutlich weniger Rechenoperationen. In einem letzten Schritt werden die Ergebnisse wieder zu einer $N \times N$ -Matrix zusammengefasst. Die Anzahl der maximal notwendigen Rechenschritte bei einer FFT liegt bei $N \cdot \log_2 N = N \cdot n$ und bedeutet eine große Ersparnis an Rechenzeit. Für ein Feld von beispielsweise $N = 2^9 = 512$ Punkten, wie es später im stochastischen Modell verwendet wird, benötigt die DFT $N^2 = 262.144$, die FFT nur $N \cdot n = 4608$ Rechenschritte, was einer Reduktion von rund 98% entspricht.

3.2.3 Gleichungssystem

Nach Anwendung der Fourier-Transformation auf den orografischen Niederschlag gilt: $R_{\text{oro}}(x,y) \equiv f(x,y)$ und $\hat{F}(k,l) \equiv \hat{R}(k,l)$. Es muss somit ein Ausdruck für die Fourier-Transformierte $\hat{R}(k,l)$ gefunden werden. Dazu werden

die Gleichungen (3.4) mit Hilfe der Transformations- und Rechenregeln für die Fourier-Transformation und Gleichung (3.5) umgeformt:

$$\begin{aligned}\vec{v}_h \cdot \nabla q_c(x, y) &= S(x, y) - R(x, y) - \vec{v}_h \cdot \nabla q_h(x, y) \\ i\sigma \hat{q}_c(k, l) &= \hat{S}(k, l) - \hat{R}(k, l) - i\sigma \hat{q}_h(k, l).\end{aligned}\quad (3.10)$$

Dabei wurde mit $\sigma = uk + vl$ die sogenannte intrinsische Frequenz eingeführt, die von den horizontalen Wellenzahlen und den horizontalen Komponenten des Windvektors abhängt. Im Gegensatz zur sonst verwendeten Kreisfrequenz ω , die im ortsfesten (stationären) System definiert ist, beschreibt σ die Schwingung in einem System, das mit dem Grundstrom mitbewegt wird. Auf diese Weise werden unerwünschte Nebeneffekte der Wellenphysik wie der Dopplereffekt vermieden und die Rechnung vereinfacht. Ist kein Grundstrom vorhanden, gilt $\omega \equiv \sigma$ (Sneddon, 1951; Pichler, 1997). Nach ein paar weiteren Umformungen ergibt sich ein Ausdruck für die gesuchte Funktion

$$\hat{R}(k, l) = \frac{\hat{S}(k, l)}{(1 + i\sigma\tau_c)(1 + i\sigma\tau_f)}.\quad (3.11)$$

Als Nächstes wird die Quellfunktion $S(x, y)$ gesucht. Der Einfachheit wegen wird ein gesättigter Zustand angenommen. Nach Smith (1979, 2003b) beziehungsweise Smith und Barstad (2004) ist die Quellfunktion $S(x, y)$ gleichbedeutend mit der vertikal integrierten Kondensationsrate C nach Bader und Roach (1977):

$$S(x, y) = \int_0^\infty C(x, y, z) dz.\quad (3.12)$$

Die Kondensationsrate C ist eine Funktion des Vertikalwinds und der Wasserdampfdichte bei Sättigung ρ_{vs} , die temperaturabhängig ist:

$$C(x, y, z) = -w(x, y, z) \cdot \Gamma_m \frac{d\rho_{vs}}{dT}.\quad (3.13)$$

Die Änderung von ρ_{vs} kann mit Hilfe der Clausius-Clapeyron-Gleichung (2.10) und der Zustandsgleichung (2.12) bestimmt werden:

$$\frac{d\rho_{vs}}{dT} = \rho_{vs} \left(\frac{L_v}{R_v T_{\text{ref}}^2} - \frac{1}{T} \right) \approx \frac{\rho_{vs} L_v}{R_v T_{\text{ref}}^2}. \quad (3.14)$$

Die Größen e_{ref} und T_{ref} bezeichnen die entsprechenden Werte am Boden, ΔT ist die Differenz aus aktueller Temperatur T und T_{ref} . Die Näherung in Gleichung (3.14) ist zulässig, da $(L_v R_v^{-1} T_{\text{ref}}^{-2}) \gg T^{-1}$ ist (Smith und Barstad, 2004). Wie eingangs erwähnt, werden zur Vereinfachung nur vertikal integrierte Größen verwendet. In obigen Gleichungen ist implizit eine Höhenabhängigkeit über $T = T(z)$ gegeben. Um daraus wieder rein horizontale Abhängigkeiten zu bekommen, wird von dem einfachen Zusammenhang $\Delta T = \gamma \Delta z$ ausgegangen. Bei geringen Höhenunterschieden ($T \approx T_{\text{ref}}$) ergibt sich eine höhenabhängige Formel für die Wasserdampfdichte ρ_{vs} :

$$\rho_{vs}(z) = \rho_{vs,\text{ref}} \cdot e^{-\frac{z}{H_w}} \quad (3.15a)$$

$$\text{mit } H_w = -\frac{R_v T_{\text{ref}}^2}{\gamma L_v}. \quad (3.15b)$$

$\rho_{vs,\text{ref}}$ ist wieder der Wert am Boden ($z = 0$), H_w ist die Skalierungshöhe des Wasserdampfs (Smith, 1979, 1989). Sie ist ein Maß für die Dicke der feuchten Schicht. In der Höhe H_w hat die vertikal integrierte Wasserdampfdichte ρ_{vs} auf das e^{-1} -fache ihres Bodenwertes abgenommen (Smith und Barstad, 2004; Kunz, 2011b). Die Gleichungen (3.14), (3.15a) und (3.15b) werden zusammengefasst und in Gleichung (3.13) eingesetzt. Das Ergebnis ist ein Ausdruck für die Kondensationsrate:

$$C(x, y, z) = w(x, y, z) \cdot \frac{C_w}{H_w} e^{-\frac{z}{H_w}}. \quad (3.16)$$

Die Größe C_w wird bei Smith und Barstad (2004) als Hebungssensitivität bezeichnet und ist definiert als

$$C_w = \frac{\rho_d r_{vs} \Gamma_m}{\gamma}. \quad (3.17)$$

Dabei wurde die Wasserdampfdichte am Boden bei Sättigung $\rho_{vs,ref}$ mit Hilfe der Definition des Sättigungsmischungsverhältnisses r_{vs} durch $\rho_{vs,ref} = \rho_d r_{vs}$ ersetzt. Wird davon ausgegangen, dass C_w konstant ist, ergibt sich mit Gleichung (3.16) die gesuchte Quellfunktion:

$$S(x, y) = \frac{C_w}{H_w} \int_0^\infty w(x, y, z) \cdot e^{-\frac{z}{H_w}} dz. \quad (3.18)$$

Auf diese Gleichung wird erneut eine Fourier-Transformation angewendet, dieses Mal für die vertikale Koordinate z . Für die Vertikalwindgeschwindigkeit w wird der Ansatz $w(x, y, z) \rightarrow \hat{w}(k, l, z) = \hat{w}_0 \cdot e^{imz}$ verwendet (u. a. Queney, 1947; Wurtele, 1957; Sawyer, 1962; Wurtele et al., 1996) mit der transformierten Geschwindigkeit am Boden $\hat{w}(k, l, 0) = \hat{w}_0$ und der vertikalen Wellenzahl m . Daraus ergibt sich

$$\hat{S}(k, l) = \frac{C_w \hat{w}_0}{H_w} \int_0^\infty e^{imz} \cdot e^{-\frac{z}{H_w}} dz. \quad (3.19)$$

Diese Transformation ist später für jedes horizontale Koordinatenpaar $(x, y) \rightarrow (k, l)$ durchzuführen. Die Integrale über dk und dl können in diesem Rechenschritt zunächst vernachlässigt werden. Die Lösung des Integrals ergibt sich nach ein paar wenigen einfachen Rechenschritten. Mit $\hat{w}(k, l, 0) = i\sigma \hat{h}(k, l)$ folgt

$$\hat{S}(k, l) = \frac{iC_w \sigma \hat{h}(k, l)}{(1 - imH_w)}. \quad (3.20)$$

Der Ausdruck für \hat{S} wird in Gleichung (3.11) eingesetzt, um die gesuchte Transferfunktion für den orografischen Niederschlag \hat{R} und über die Rücktransformation das gesuchte Niederschlagsfeld $R_{\text{tot,SB}}$ zu erhalten:

$$\hat{R}(k, l) = \frac{i\sigma C_w \hat{h}(k, l)}{(1 - imH_w)(1 + i\sigma\tau_c)(1 + i\sigma\tau_f)} \quad (3.21a)$$

$$R_{\text{tot,SB}}(x, y) = \iint \hat{R}(k, l) e^{i(kx+ly)} dk dl + R_\infty. \quad (3.21b)$$

Die Lösung von Gleichung (3.21b) wird mithilfe einer FFT berechnet.

Als letzte Unbekannte muss noch ein Ausdruck für die vertikale Wellenzahl m als Funktion der horizontalen Wellenzahlen gefunden werden. Dazu werden alle Strichgrößen ψ' im Gleichungssystem (2.31) durch ihre Fouriertransformierte dargestellt. In Matrixschreibweise umgewandelt ergibt sich folgendes Gleichungssystem:

$$\begin{pmatrix} i\sigma & 0 & 0 & i\alpha k & 0 \\ 0 & i\sigma & 0 & i\alpha l & 0 \\ 0 & 0 & i\sigma & i\alpha m & \frac{g}{\theta_{e,0}} \\ ik & il & im & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -\frac{N_m^2 \theta_{e,0}}{g} & 0 & i\sigma \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} \hat{u} \\ \hat{v} \\ \hat{w} \\ \hat{p} \\ \hat{\theta}_e \end{pmatrix} = \vec{0} \quad (3.22)$$

und in Kurzschreibweise:

$$\mathbf{M} \cdot \vec{a} = \vec{0}, \quad (3.23)$$

mit der Koeffizientenmatrix \mathbf{M} und dem Variablenvektor \vec{a} . Dieses homogene algebraische Gleichungssystem besitzt eine nichttriviale Lösung genau dann, wenn die Determinante der Koeffizientenmatrix \mathbf{M} Null wird (Pichler, 1997):

$$\det(\mathbf{M}) = 0. \quad (3.24)$$

Durch Auflösen von (3.24) nach der vertikalen Wellenzahl m ergibt sich die gesuchte Gleichung, die als Dispersionsgleichung bezeichnet wird:

$$m(k, l) = \left[\frac{N_m^2 - \sigma^2}{\sigma^2} \cdot (k^2 + l^2) \right]^{\frac{1}{2}}. \quad (3.25)$$

Mit den Gleichungen (3.17), (3.21a), (3.21b) und (3.25) ist das SB-Modell vollständig beschrieben.

3.2.4 Eigenschaften des SB-Modells

Aus den beiden Hauptgleichungen (3.21a) und (3.25) ergibt sich eine Abhängigkeit des SB-Modells von sieben atmosphärischen Größen und zwei Zeitkonstanten. Die Stabilität der Schichtung und die Luftfeuchtigkeit gehen zum einen in Form der Brunt-Väisälä Frequenz bei Sättigung N_m^2 und der Skalierungshöhe des Wasserdampfs H_w in die Gleichungen ein. Zum anderen setzt sich die Hebungssensitivität C_w aus der Wasserdampfdichte $\rho_{v\text{ref}} = \rho_d r_{vs}$, dem sättigungs-adiabatischen Temperaturgradienten Γ_m und dem aktuellen Temperaturgradienten γ zusammen. Die beiden noch fehlenden Größen sind Windgeschwindigkeit und Windrichtung, die mit den horizontalen Komponenten u und v innerhalb der eingeführten intrinsischen Frequenz $\sigma = uk + vl$ beschrieben werden.

Die Größen N_m^2 und σ sind in der vertikalen Wellenzahl m enthalten und haben damit direkten Einfluss auf die Wellenausbreitung im Modell. Bei schwach ausgeprägter Schichtung ($N_m^2 \ll \sigma^2$) ist die Strömung annähernd wirbelfrei und m wird imaginär mit $m \approx i(k^2 + l^2)^{0.5}$. Für $\sigma^2 > N_m^2$ nimmt m positiv-imaginäre Werte an. Dies bedeutet ein Abklingen der Wellenamplitude mit zunehmender Höhe und eine Reduktion der Kondensationsrate S (Smith, 2002; Smith und Barstad, 2004). Im Fall von $N_m^2 > \sigma^2$ kommt es zu zusätzlichen vertikalen Schwingungen und brechenden Wellen. Die Kondensationsrate wird in diesem Fall ebenfalls reduziert. In beiden Fällen spielt die Dicke der feuchten Schicht eine entscheidende Rolle, denn nur für $|mH_w| \ll 1$ können

Vertikalbewegungen diese Schicht unverändert durchdringen. Im Fall von $N_m^2 \gg \sigma^2$ ist die Atmosphäre im hydrostatischen Gleichgewicht und

$$m(k, l) = \left[\frac{N_m^2}{\sigma^2} \cdot (k^2 + l^2) \right]^{\frac{1}{2}}. \quad (3.26)$$

Ist die Strömung zusätzlich rein zonal orientiert ($v = 0$), gilt

$$m(k, l) = \left[\frac{N_m^2}{u^2} \cdot \frac{k^2 + l^2}{k^2} \right]^{\frac{1}{2}}. \quad (3.27)$$

Über die vorausgesetzte Gleichheit der Vorzeichen von m und k ist die obere Randbedingung (Strahlungsbedingung) enthalten. Damit wird gewährleistet, dass die durch die Orografie induzierten Störungen der Strömung nur nach oben abstrahlen und nicht in den Erdboden hinein (Kunz, 2003).

Die Stabilität und damit die Wellenausbreitung wird auch über den vertikalen Gradienten γ beeinflusst. Eine größere Stabilität bei kleinen Werten von γ erhöht auf der einen Seite die verfügbare Menge an Wasserdampf (höhere Werte von C_w und H_w bzw. weniger Kondensation), gleichzeitig wird aber der Höhenbereich, in dem es zu Hebung kommen kann, verkleinert (Smith, 2002; Smith und Barstad, 2004).

Die beiden Zeitkonstanten für die Bildung von Hydrometeoren τ_c und die Ausfallzeit τ_f sind mathematisch gesehen identisch. Aus diesem Grund wird in der Regel der gleiche Wert $\tau = \tau_c = \tau_f$ eingesetzt (Smith und Barstad, 2004; Kunz, 2011b). Sie bewirken zum einen eine Verlagerung der Niederschlagsfelder, zum anderen verändert sich die Niederschlagsmenge. Für große Werte von τ_c werden die Hydrometeore, die sich auf der Luvseite der Gebirge gebildet haben, auf die Leeseite advehiert. Dabei kann Verdunstung einsetzen, sodass die Niederschlagsmenge reduziert wird. Analog werden die Hydrometeore für große Werte von τ_f zuerst auf die Leeseite transportiert, bevor sie den Boden erreichen (Barstad et al., 2007). In beiden Fällen kommt es also zu einer Verlagerung des Niederschlagsfeldes stromab der

Gebirge. Mathematisch zeigt sich dies in Gleichung (3.21a) durch das gleiche (positive) Vorzeichen in der zweiten und dritten Klammer des Nenners, in denen die Zeitkonstanten stehen. Das umgekehrte (negative) Vorzeichen der ersten Klammer, die die dynamischen Effekte aufgrund der Stabilität beschreibt, bewirkt hingegen eine Verschiebung stromauf und somit Niederschlagsentstehung vor dem Gebirge. Barstad und Smith (2005) haben gezeigt, dass es bei großen Werten für τ zu einer starken Glättung der Niederschlagfelder kommt. Ein ähnlicher Effekt wird bei sehr kleinen Werten für C_w beobachtet.

Das SB-Modell kann außerdem nicht für labile Schichtungen verwendet werden, da die Gleichungen bei $N_m^2 < 0$ nur eine imaginäre, nicht-physikalische Lösung besitzen. In solchen Fällen wird N_m auf einen fast neutralen Wert von $N_m = 0,0003 \text{ s}^{-1}$ gesetzt (Kunz, 2011b).

Eine weitere wichtige Eigenschaft des SB-Modells entsteht durch die Verwendung der Fourier-Transformation. Die Lösung der Gleichungen im Frequenzraum impliziert periodische Randbedingungen (Pielke, 2013). Eine Welle, die am rechten Rand aus dem Modellgebiet heraus läuft, kommt in unveränderter Form am linken Rand wieder hinein. Dies entspricht nicht der Realität. Um diesen Effekt zu verringern, wird das Modellfeld der Größe 2^n (vgl. Kap. 3.2.2) in ein Feld der Größe 2^{n+1} zentriert eingebettet. Die Orografie wird vom Rand des inneren Modellfeldes kontinuierlich zum Rand des äußeren Feldes auf Null reduziert. Damit wird ein Ausklingen der Wellen ermöglicht, die am gegenüberliegenden Rand gar nicht oder nur sehr stark gedämpft wieder eintreten (Kunz, 2003).

3.2.5 Anwendungen des SB-Modells

Das SB-Modell wurde bereits in einigen Studien für unterschiedliche Niederschlagsregime auf der Welt erfolgreich angewendet: Barstad und Smith (2005) verglichen das Modell mit Messungen in den Wasatch Mountains östlich des Großen Salzsees (Utah, USA) und am Lago Maggiore (Norditalien),

Smith et al. (2005) im Bundesstaat Oregon (USA), Crochet et al. (2007) in Island, Schuler et al. (2008), Caroletti und Barstad (2010), und Barstad und Caroletti (2013) in Norwegen und Kunz (2011b) für den Südwesten Deutschlands. Die Übereinstimmung des SB-Modells mit Beobachtungsdaten war in allen Fällen sehr hoch.

Bei der Anwendung haben sich aber auch einige Schwachstellen gezeigt. Barstad et al. (2007) und Kunz (2011b) fanden heraus, dass es zu einer starken Unterschätzung der Niederschlagsmengen im Lee der Gebirge kommt. Abfallendes Gelände induziert im SB-Modell immer Absinken und Verdunstung. In der Realität kommt es durch Leewellen und Wirbelbildung durchaus zu erneutem Aufsteigen und Kondensation und dadurch zur Niederschlagsbildung. Die verwendete Wellendynamik verursacht außerdem langsam abflauende Wellen, die sich weit vom Gebirgskamm entfernen können und somit auch in großer Entfernung zu Niederschlag führen.

Bei der Herleitung der Gleichungen wurde zusätzlich von einer zu jedem Zeitpunkt über die gesamte Höhe gesättigten Atmosphäre ausgegangen. Ebenso wurde angenommen, dass sich Hebungsmechanismen auf die gesamte Luftsäule auswirken. Beide Annahmen kommen in dieser Form in der Realität nicht vor. Die verwendete Modellformulierung erlaubt auch ein mehrmaliges Kondensieren der gleichen Wassermoleküle in Folge mehrmaligen Aufsteigens und Absinkens, was zu einer Überschätzung der Niederschlagsbildung führt (Smith, 2003b; Smith et al., 2003).

4 Datengrundlage und Untersuchungsgebiete

Im folgenden Kapitel werden die Datensätze vorgestellt, die für die Entwicklung, die Kalibrierung und die Evaluierung des stochastischen Modells verwendet werden. Dazu gehören Niederschlagsbeobachtungen auf Basis bodengebundener Messtationen oder Radardaten (Kap. 4.1), Radiosondendaten zur Beschreibung des atmosphärischen Zustandes (Kap. 4.2) und Daten zu Zugbahnen von Schergewittern (Kap. 4.3). Die im Rahmen dieser Arbeit betrachteten Untersuchungsgebiete mit den dazugehörigen Orografiedaten werden in Kapitel 4.4 charakterisiert. Dabei werden neben den markanten orografischen Strukturen auch die wichtigsten Flusseinzugsgebiete und die typischen Jahresniederschläge betrachtet.

4.1 Niederschlagsbeobachtungen

Niederschlagsmessungen werden punktuell an nicht gleichmäßig verteilten Messstationen durchgeführt. Für viele hydrometeorologische und hydrologische Fragestellung wie in dieser Arbeit (bzw. im Projekt FLORIS) sind aber flächendeckende Niederschlagsdaten notwendig. Der Deutsche Wetterdienst (DWD) bietet zwei unterschiedliche Niederschlags-Rasterdatensätze an, die im Folgenden kurz vorgestellt werden.

4.1.1 REGNIE

Um aus den punktuellen Messungen eine räumlich möglichst homogene und hoch aufgelöste Verteilung des Niederschlags zu bekommen, wurde vom

DWD die REGNIE-Methode (**REG**ionalisierung von **NIE**derschlagshöhen) entwickelt (DWD, 2013; Rauthe et al., 2013). Das REGNIE-Raster hat eine Gittergröße von 60 geografischen Sekunden längenparallel und 30 geografischen Sekunden breitenparallel (ungefähr 1 km×1 km) und umfasst einen Bereich von 971 Gitterpunkten zwischen 47,00° N und 55,08° N und 611 Gitterpunkten zwischen 5,83° O und 16,00° O. Damit ist das komplette Gebiet der Bundesrepublik Deutschland abgedeckt. Gitterpunkte außerhalb Deutschlands werden mit einem Ausfallwert belegt. Die Koordinaten der Rasterpunkte lassen sich mit folgenden Transformationsbeziehungen berechnen (DWD, 2013):

$$\lambda(m,n) = \left(6,0^\circ - 10 \cdot \frac{1}{60}^\circ\right) + (n-1) \cdot \frac{1}{60}^\circ, \quad (4.1a)$$

$$\phi(m,n) = \left(55,0^\circ + 10 \cdot \frac{1}{120}^\circ\right) + (m-1) \cdot \frac{1}{120}^\circ, \quad (4.1b)$$

λ wird in West-Ost-Richtung gezählt, wobei $n \in [1;611]$ und ϕ in Nord-Süd-Richtung mit $m \in [1;971]$ (DWD, 2013). Der so erzeugte Datensatz enthält tägliche Niederschlagsfelder seit 1951 (alte Bundesländer seit 1931), wird fortlaufend aktualisiert und ist über das Climate Data Center (CDC¹) des DWD frei verfügbar. Bezugszeitraum für die Berechnung der 24-Stunden-Niederschlagsmenge ist 06:00 UTC² am ausgegebenen Tag bis 06:00 UTC am Folgetag. Aktuelle Daten sind in der Regel ab circa 11:00 UTC des Folgetags verfügbar.

Datengrundlage des REGNIE-Verfahrens sind rund 2000 Niederschlagsmesstationen (Stand 2011) des DWD und der Landesämter. Diese Anzahl variiert von Jahr zu Jahr, sodass mal mehr, mal weniger Stationen in die Berechnungen einfließen. Die Daten durchlaufen als erstes eine Qualitätskontrolle. Dazu wird nach extremen Ausreißern und anderen Inhomogenitä-

¹ <ftp://ftp-cdc.dwd.de/pub/CDC/>

² Universal Time Coordinated: Mitteleuropäische Zeit MEZ = UTC + 1; Mitteleuropäische Sommerzeit MESZ = UTC + 2

ten und Inkonsistenzen gesucht. Unrealistische Extremwerte werden mit der Interquartil-Korrektur Methode identifiziert:

$$y_A > y_S = q_{50} + f \cdot (q_{75} - q_{25}), \quad (4.2)$$

wobei y_A der Wert des Ausreißers ist, der größer sein muss als der vorgegebene Schwellenwert y_S . Dieser ist über die Quartile q definiert, $(q_{75} - q_{25})$ ist der Interquartilsabstand und f ein empirisch bestimmter Parameter. Für Deutschland gilt $f = 15$ (DWD, 2013). Ein Abgleich mit benachbarten Stationen und anderen zur Verfügung stehenden Daten stellt sicher, dass nur echte Fehlmessungen entfernt werden und tatsächliche Extremwerte erhalten bleiben. In einem zweiten Schritt werden Inhomogenitäten gesucht, die nicht natürlichen Ursprungs sind. Dazu zählen vor allem geänderte Randbedingungen wie Standortwechsel oder Veränderungen in der Umgebung einer Station oder eine veränderte Instrumentierung. Wegen der hohen zeitlichen Variabilität werden diese Homogenitätstests mit Zeitreihen jährlicher Mittelwerte durchgeführt. Die anschließende Berechnung der Niederschlagsfelder erfolgt in zwei Teilschritten. Zunächst wird eine Klimatologie, das sogenannte Hintergrundfeld, erstellt. Dafür werden nur Stationen verwendet, die im Zeitraum 1961–1990 eine homogene Zeitreihe monatlicher Niederschlagswerte aufweisen. Für jede dieser Stationen und für jeden Kalendermonat wird eine multiple lineare Regression (MLR) angewendet, die die Charakteristika der Station und deren Einfluss auf die Niederschlagsbildung unterschiedlich stark gewichtet:

$$y_i = a_{i,0}x_{i,0} + a_{i,1}x_{i,1} + a_{i,2}x_{i,2} + a_{i,3}x_{i,3} + a_{i,4}x_{i,4} + a_{i,5}x_{i,5} + \varepsilon_i. \quad (4.3)$$

Die Größen $x_{i,k}$ mit $k = 1, \dots, 5$ und $x_{i,0} \equiv 1$ stellen dabei fünf berücksichtigte Einflussgrößen der Station i dar, die Koeffizienten $a_{i,k}$ die entsprechenden Gewichtungen der Einflussgröße und ε_i ein Residuumsterm. Die Zielgröße y_i ist der monatliche Bezugswert der Station i . Die fünf Einflussgrößen sind die geografische Länge und Breite, die Stationshöhe über Normalnull (NN) sowie

die Geländeexposition in Form der Hangneigung (Gradient der Orografie) und deren Ausrichtung gegenüber der Anströmrichtung. Für die Bestimmung der unbekanntenen Regressionskoeffizienten $a_{i,k}$ wird das REGNIE-Gebiet in klimatologische Cluster eingeteilt und ein Gleichungssystem für alle in dem jeweiligen Cluster befindlichen Stationen aufgestellt. Die Lösung dieses Gleichungssystems wird mit der Methode der kleinsten Quadrate bestimmt. Die Stationswerte (Regressionswerte y_i und Residuum ε_i) werden nun entfernungsgewichtet auf das REGNIE-Gitter interpoliert. Rasterzellen, in denen ein Stationswert vorliegt, bekommen Original-Residuum und Regressionswert zugewiesen, für nicht besetzte Zellen werden alle Stationen in einem Umkreis von 20 km für die Interpolation herangezogen. Der Radius wird auf 30 km erhöht, falls keine Station innerhalb von 20 km vorhanden ist. Die Interpolation erfolgt über

$$\tilde{z}_i = \frac{\sum_{k=1}^n \frac{z_k}{d_{k,i}^2}}{\sum_{k=1}^n \frac{1}{d_{k,i}^2}}, \quad (4.4)$$

wobei \tilde{z}_i der interpolierte Wert einer unbesetzten Zelle ist, z_k der Originalwert, $d_{k,i}$ der Abstand zwischen den Zellen k und i und n die Anzahl der berücksichtigten Stationen ist. Das Hintergrundfeld ergibt sich dann aus der Addition von Residuum und Regressionswert (original oder interpoliert). Für das eigentliche Niederschlagsfeld wird der Quotient aus dem Tageswert einer Station und dem entsprechenden Wert der Rasterzelle des Hintergrundfelds gebildet. Unbesetzte Zellen werden ebenfalls über eine entfernungsgewichtete Interpolation der vier nächstgelegenen besetzten Zellen befüllt. Die Niederschlagssumme einer Rasterzelle ergibt sich aus der Multiplikation der gewichteten Quotienten mit dem Wert des Hintergrundfelds. Ein Beispiel eines REGNIE-Felds zeigt Abbildung 4.1 für den 12. August 2002 mit der bisher maximalen in Deutschland aufgezeichneten Regenmenge von 312,0 mm (Zinnwald-Georgenfeld, Sachsen).

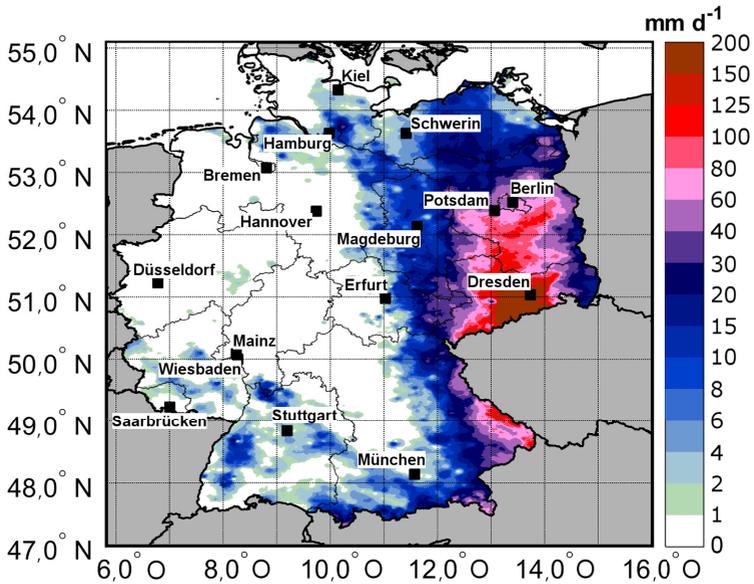


Abbildung 4.1: Mit der REGNIE-Methode bestimmte Niederschlagssumme zwischen 12. August, 06:00 UTC und 13. August 2002, 06:00 UTC.

Die REGNIE-Daten werden im Rahmen dieser Arbeit zum einen für die Kalibrierung und die Evaluation des Modells verwendet, zum anderen werden daraus einige notwendige Statistiken abgeleitet.

4.1.2 RADOLAN

Ein weiterer in dieser Arbeit verwendeter Datensatz des DWD ist der RADOLAN-Datensatz (**RAD**ar **OnLine AN**eichung), der seit 2004 verfügbar ist. Datengrundlage sind die fünfminütig durchgeführten Niederschlagsscans der derzeit 17 vom DWD operationell betriebenen C-Band Doppler-Radare mit einer Reichweite von 150 km (Abb. 4.2). Beim RADOLAN-Verfahren werden in Echtzeit die aus der Radarreflektivität abgeleiteten Niederschlagssummen mithilfe von Bodenmessungen angepasst (angeeicht).

Aktuelle Daten sind in der Regel etwa 30 Minuten nach einem Bezugszeitraum (neues Stundenintervall zur vollen Stunde) verfügbar. RADOLAN verbindet damit die Vorteile des Radars mit seiner hohen räumlichen Abdeckung und Auflösung mit den tatsächlich gemessenen Niederschlagswerten am Erdboden.

Ein Radar misst nicht die tatsächliche Niederschlagsrate R , sondern die Reflektivität Z . Diese ist gegeben als das Integral über das Tropfenspektrum $N(D)$ und dem Tropfendurchmesser D in der sechsten Potenz:

$$Z = \int N(D)D^6 dD. \quad (4.5)$$

Über die Z/R -Beziehung wird anschließend aus der Reflektivität die entsprechende Niederschlagsrate berechnet und zu stündlichen Werten zusammengefasst:

$$Z = a \cdot R^b. \quad (4.6)$$

In der Standardvariante dieser Gleichung gilt für die Parameter $a = 256$ und $b = 1,42$. Für das RADOLAN-Produkt verwendet der DWD eine am Observatorium Hohenpeißenberg empirisch bestimmte, verfeinerte Z/R -Beziehung, bei der die freien Parameter a und b für verschiedene Reflektivitätsstufen variiert werden. Hintergrund ist eine starke Abhängigkeit dieser Beziehung vom Tropfenspektrum $N(D)$, welche unter anderem bei starken konvektiven Ereignissen zu einer deutlichen Überschätzung des Niederschlags führen kann (Doelling et al., 1998; DWD, 2004). Wegen der Unsicherheit der Z/R -Beziehung und weiteren Effekten wie dem minimalen Elevationswinkels der Radare des DWD-Radarverbunds von $0,5^\circ$ oder durch Abschattung an Bergen oder Gebäuden kann der bodennahe Niederschlag nicht exakt bestimmt werden, sodass eine Angleichung mit Bodenmessungen sinnvoll ist (DWD, 2004; Weigl und Winterrath, 2009; Winterrath et al., 2012).

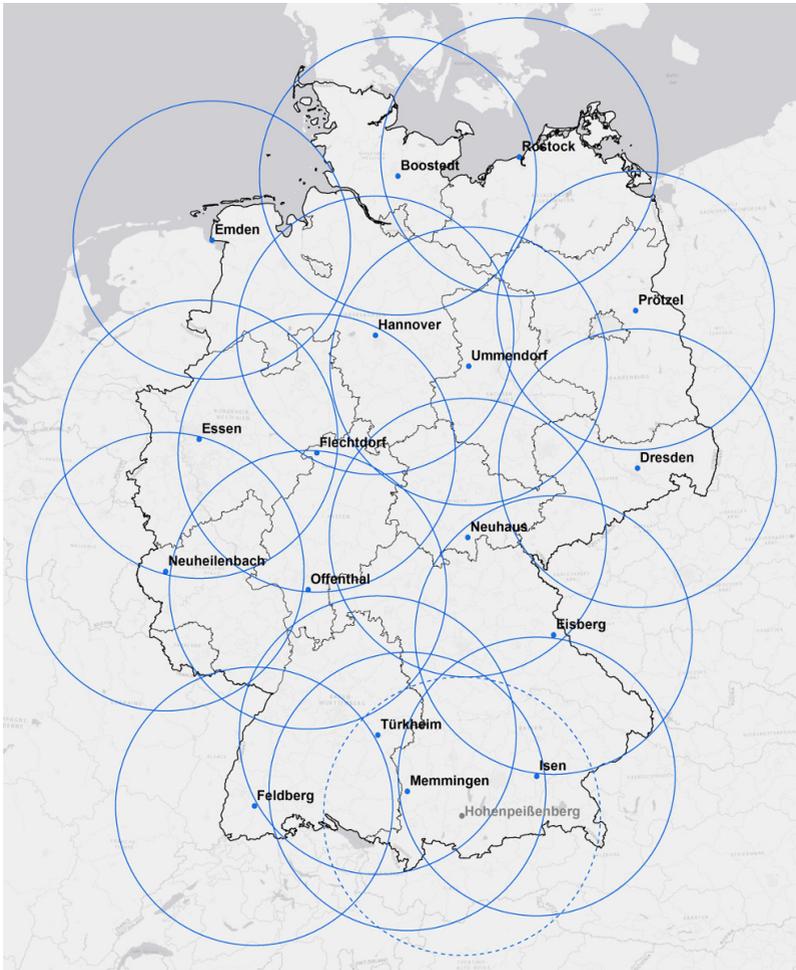


Abbildung 4.2: Radarverbund des DWD mit den 17 (Stand: 2015) operationell betriebenen Radaren (blau) und dem Forschungsradar Hohenpeißenberg (grau bzw. gestrichelt). Die Kreise kennzeichnen den 150 km Beobachtungsradius.³

³ https://www.dwd.de/DE/derdwd/messnetz/atmosphaerenbeobachtung/atmosphaerenbeobachtung_node.html

Das RADOLAN-Gitter umfasst 900×900 Gitterpunkte bei einer annähernd äquidistanten Auflösung von $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$. Damit ist ganz Deutschland abgedeckt. Als Koordinatensystem wird eine polarstereografische Projektion verwendet, deren Bezugspunkt (Koordinatenursprung) bei $\phi_M = 51,0^\circ \text{ N}$ und $\lambda_M = 9,0^\circ \text{ O}$ liegt (Abb. 4.3). Die Projektionsebene liegt parallel zu $\lambda_0 = 10,0^\circ \text{ O}$ und schneidet die Erdkugel bei $\phi_0 = 60,0^\circ \text{ N}$ (DWD, 2016). Die Umrechnung von geografischen Koordinaten (ϕ, λ) in die kartesischen Koordinaten der stereografischen Projektion erfolgt mit den Transformationsbeziehungen

$$x = R \cdot M(\phi) \cdot \cos(\phi) \sin(\lambda - \lambda_0), \quad (4.7a)$$

$$y = -R \cdot M(\phi) \cdot \cos(\phi) \cos(\lambda - \lambda_0), \quad (4.7b)$$

$$M(\phi) = \frac{1 + \sin(\phi_0)}{1 + \sin(\phi)}. \quad (4.7c)$$

Dabei ist $R = 6370,04 \text{ km}$ der Erdradius, (x, y) spannen den Abstandsvektor zum Nordpol in kartesischen Koordinaten auf und $M(\phi)$ ist ein stereografischer Skalierungsfaktor.

In einem ersten Arbeitsschritt durchlaufen die Rohdaten eine umfassende Qualitätsprüfung. Die radarbasierten stündlichen Niederschlagssummen werden anschließend mit den stündlich verfügbaren Werten der Bodenstationen verglichen (Ombrometer-Messnetz AMDA I–III, ca. 1200 Stationen, Stand: November 2015) und mit Hilfe einer Kombination unterschiedlicher Verfahren entsprechend angeeicht.

Beim Differenzenverfahren wird die Differenz D_R zwischen der Niederschlagsmenge aus Radardaten R_R und der aus Bodenmessungen R_B gebildet und die Radardaten entsprechen additiv verschoben:

$$R_B = R_R + D_R. \quad (4.8)$$

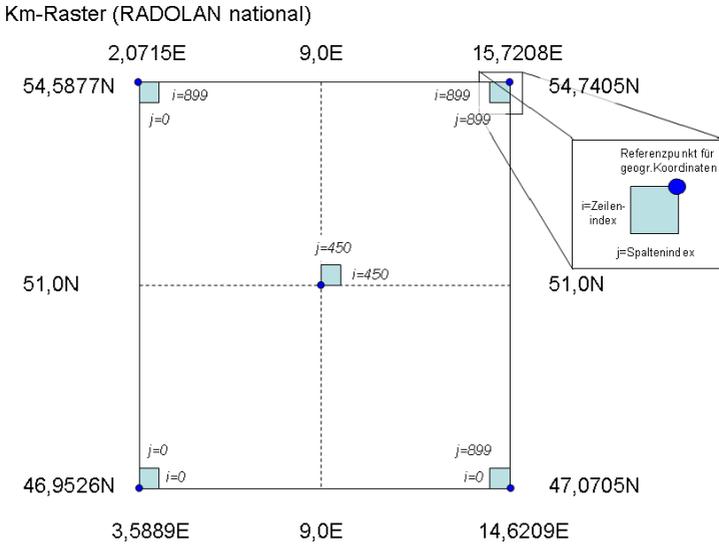


Abbildung 4.3: Schema des vom DWD verwendeten Koordinatensystems für RADOLAN und andere Radarprodukte (DWD, 2016).

Beim Faktorenverfahren wird das Bodenniederschlagsfeld R_B über einen Gewichtungsfaktor A bestimmt:

$$R_B = A \cdot R_R . \quad (4.9)$$

Für A gilt:

$$A = \frac{e^{ad}}{1 - e^{ad}} \quad \text{mit} \quad a = \frac{\ln(0.5) \cdot 20}{r} , \quad (4.10)$$

dem Abstand zur Station d und dem Suchradius r .

Ein weiteres Verfahren zur Anpassung der Radardaten an die Stationsmessungen ist das Merging-Verfahren. Dabei werden die Stationen zunächst in ein regelmäßiges Gitter eingebettet (Stationsgitter). Anschließend werden die Stationsdaten auf das Radargitter und umgekehrt die Radardaten auf das Stationsgitter interpoliert. Zusätzlich wird das original Radarfeld verwendet. Über

eine Regressionsrechnung werden die drei Datenfelder miteinander kombiniert und unterschiedlich stark gewichtet. Dieses Verfahren hat den Vorteil, auch bei fehlenden Radardaten (z. B. Ausfall) oder bei Werten nahe der unteren Messgrenze anwendbar zu sein (DWD, 2004). Eine Kombination aus allen Verfahren ergibt das bestmögliche Ergebnis für das Niederschlagsfeld R_{ij} am Gitterpunkt (i, j) :

$$R_{ij} = \frac{F_{ij} + D_{ij} + M_{ij}}{g(F_{ij}) + g(D_{ij}) + g(M_{ij})}. \quad (4.11)$$

Dabei ist F_{ij} das Ergebnis des Faktorenverfahrens, D_{ij} das des Differenzenverfahrens und M_{ij} das des Merging-Verfahrens, die mit den entsprechenden Werten g gewichtet werden. Mit Hilfe der stündlichen RADOLAN-Daten werden die 24-stündigen Niederschlagsfelder des Modells auf die für hydrologische Zwecke notwendige stündliche Auflösung gebracht (Kap. 6.3).

4.2 Radiosondenaufstiege

Der DWD betreibt in Deutschland mehrere Radiosonden-Stationen (Aerologisches Messnetz⁴, Abb. 4.4). Im Rahmen dieser Arbeit werden Daten der Stationen Stuttgart-Schnarrenberg (Baden-Württemberg, 314 m ü. NN.), Idar-Oberstein (Rheinland-Pfalz, 376 m ü. NN., für Hessen) und Meiningen (Thüringen, 450 m ü. NN.) verwendet. Radiosondenaufstiege werden in der Regel zu den synoptischen Hauptterminen 00:00 und 12:00 UTC, vereinzelt auch um 06:00 und 18:00 UTC, durchgeführt. Eine Radiosonde besteht aus Messsensoren für Temperatur, Taupunkt beziehungsweise relative Feuchte und Luftdruck. Aus der Drift werden per GPS (engl. **G**lobal **P**ositioning **S**ystem) Windgeschwindigkeit und Windrichtung ermittelt. Die Höhe wird aus dem Luftdruck umgerechnet. Archiviert werden Daten auf den Hauptdruckflächen (ICAO-Standard⁵) und auf Niveaus mit signifikanter Änderung einer der Messgrößen. Weiterführende Verarbeitungsprozesse seitens des DWD zur Qualitäts-

⁴ http://www.dwd.de/DE/derdwd/messnetz/messnetz_node.html

⁵ International Civil Aviation Organization: 1000 hPa, 925 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa, 300 hPa und 200 hPa

prüfung und -sicherung sowie Formatierung gewährleisten den internationalen Standard für Radiosondendaten. Die in dieser Arbeit verwendeten Daten werden für spätere Analysen und Arbeitsschritte mittels linearer Interpolation auf äquidistante Höhenschritte gebracht:

$$x_m = \frac{x_2 - x_1}{y_2 - y_1} \cdot (y_m - y_1), \quad (4.12)$$

wobei x_1 und x_2 die Stützstellen der gesuchten Variable auf den Höhen y_1 und y_2 sind und x_m der Wert auf Interpolationshöhe y_m ist (Mohr und Kunz, 2013). Für y kann entweder direkt die Höhe (hier mit $\Delta y = 10\text{m}$) oder der Luftdruck verwendet werden. Die hier verwendeten Daten stammen aus der Datenbank weltweiter, qualitätsgeprüfter Radiosondendaten des Integrated Global Radiosonde Archive (IGRA)⁶ des National Climate Data Center (NCDC) (u. a. Durre et al., 2006; Durre und Yin, 2008). Für die Station Stuttgart sind Daten seit 1957, für Meiningen seit 1969 und für Idar-Oberstein seit 1980 verfügbar.

Aus den Radiosondendaten werden die im Modell für die Berechnung der Niederschlagsfelder notwendigen atmosphärischen Größen bestimmt und daraus verschiedene Statistiken erstellt (vgl. Kap. 3 und 5.2). Dafür werden nur die unteren 5 km der Atmosphäre betrachtet, da diese Schicht für die Strömung und die Stabilität im Zusammenhang mit dem orografischen Niederschlag am bedeutendsten ist. Um den abnehmenden Einfluss höherer Luftschichten auf die Vorgänge in unteren Höhen zu berücksichtigen, werden analog zu Kunz und Wassermann (2011) alle betrachteten Größen Λ mit einer speziellen Gewichtung vertikal vom Erdboden $z = 0$ bis $z_t = 5000\text{m}$ integriert (Gl. 4.13). Als Gewichtungsgröße dient dabei die Wasserdampfdichte $\rho_d r_v$:

$$\tilde{\Lambda} = \frac{\int_{z=0}^{z_t} \Lambda(z) \rho_d(z) r_v(z) dz}{\int_{z=0}^{z_t} \rho_d(z) r_v(z) dz}. \quad (4.13)$$

⁶ <https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/weather-balloon/integrated-global-radiosonde-archive>

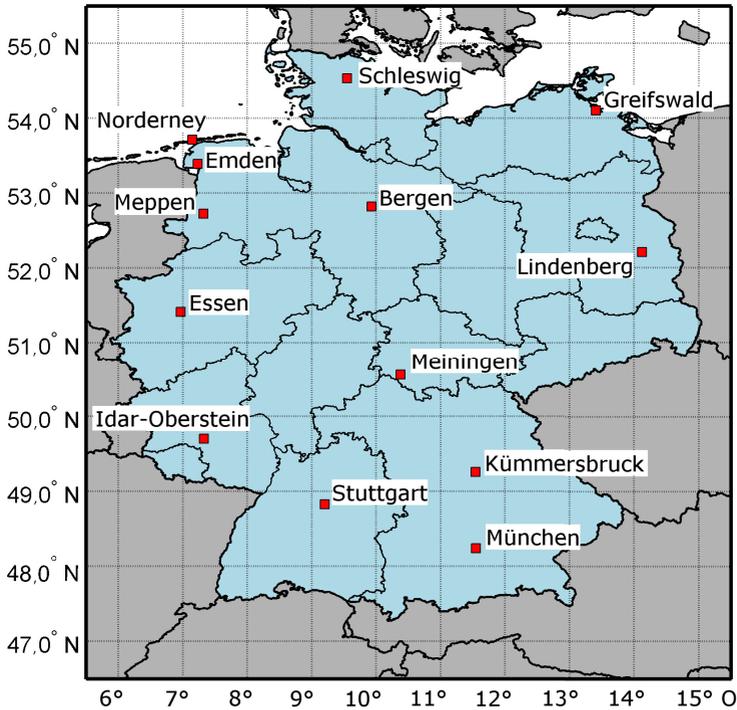


Abbildung 4.4: Aerologisches Messnetz des DWD.

4.3 Zugbahnen schwerer Gewitter

Bei der Formulierung des stochastischen Modells (Kap. 6) wird unter anderem ein zusätzlicher konvektiver Niederschlagsanteil eingeführt, für den Informationen über Länge und Breite von konvektiven Zellen benötigt werden. Zu diesem Zweck wird ein Datensatz mit Zugbahnen schwerer Gewitter und deren Eigenschaften verwendet, den Fluck (2017) zur Analyse von Hagelereignissen erstellt hat. Datengrundlage dafür waren zweidimensionale Radardaten des Radarverbunds des DWD der Jahre 2005 bis 2014

(RX-Produkt). Dabei wurde aus den dreidimensionalen Daten die maximale Radarreflektivität Z auf die unterste Ebene projiziert (sogenanntes maxCAPPI, engl. maximum constant altitude plan position indicator). Gemäß Puskeiler et al. (2016) fand zunächst eine Aufbereitung der Daten statt, um Radarfehler und Artefakte zu eliminieren. Analysen ergaben, dass einzelne Radarpixel deutlich höhere Werte gegenüber ihrer Umgebung aufweisen. Für Werte von $Z \geq 45 \text{ dBZ}^7$ wurde daher als Kriterium eingeführt, dass die Differenz zu den umliegenden Pixeln innerhalb eines 2 km Radius $\Delta Z \leq 5 \text{ dBZ}$ nicht überschreiten darf. Ist dies der Fall, wird der Wert durch den Mittelwert dieser Gitterpunkte ersetzt. Die aufbereiteten Radardaten wurden nach Ereignissen gefiltert, bei denen die maximale Reflektivität $Z \geq 55 \text{ dBZ}$ überschritten wurde. Dies entspricht dem Kriterium für Hagel nach Mason (1971). In einem nächsten Schritt wurden die Daten mit Hilfe von Blitzdaten gefiltert. Da Hagel in der Regel nur in Verbindung mit organisierter Konvektion auftritt, kann angenommen werden, dass sich in einem definierten Umfeld zu Hagel auch Blitze detektieren lassen (Puskeiler et al., 2016). Ein Radius von maximal 10 km ist nach Fluck (2017) für diese Filterung am besten geeignet. Kleinere Suchradien führten den Analysen zufolge zu Unterbrechungen der Zugbahnen. Die Bestimmung der Zugbahnen erfolgte mit Hilfe des Zellverfolgungsalgorithmus TRACE3D (Handwerker, 2002) und einer Methode zur Advektionskorrektur (Puskeiler, 2013). TRACE3D wurde ursprünglich für dreidimensionale Radardaten eines einzelnen Radars (IMK-Radar, KIT Campus Nord) in sphärischen Koordinaten entwickelt. Puskeiler et al. (2016) hat den Algorithmus für kartesische Koordinaten, wie die Daten des DWD-Radarverbands vorliegen, angepasst. Fluck (2017) hat daraus den Middle European Tracking Algorithm (META) abgeleitet, der anstelle von 3D-Daten nur 2D-Daten (CAPPI) berücksichtigt.

In einem ersten Schritt identifiziert TRACE3D/META Gebiete intensiven Niederschlags (engl. regions of intensive precipitation, ROIP) mit $Z \geq 55 \text{ dBZ}$.

⁷ dBZ = Dezibel der Reflektivität Z (logarithmische Einheit der Radarreflektivität)

Für jedes dieser Gebiete wird die maximale Reflektivität $Z_{\max, \text{ROIP}}$ bestimmt. Zur Abgrenzung wird eine untere Grenze mit $Z_{\max, \text{ROIP}} - 6 \text{ dBZ}$ festgelegt. Damit können innerhalb eines ROIPs mehrere Zellen beziehungsweise Reflektivitätskerne bestimmt werden (Abb. 4.5). Dies wird für jeden Zeitschritt wiederholt, für den Radardaten verfügbar sind.

In einem zweiten Schritt sucht TRACE3D nach einer zeitlichen Verknüpfung der einzelnen Reflektivitätskerne. Dazu wird je nach Situation ein entsprechender Verlagerungsvektor \vec{v}_T bestimmt:

- Wurde ein Reflektivitätskern bereits zweimal zuvor detektiert, so ist \vec{v}_T aus der Differenz der beiden Zeitschritte definiert und die neue Position kann abgeschätzt werden.
- Ist ein Reflektivitätskern bereits mehr als zweimal detektiert worden, entspricht \vec{v}_T dem gewichteten Mittel aus den vorhergehenden Verlagerungsvektoren.
- Wurde ein Reflektivitätskerne neu detektiert, wird \vec{v}_T aus dem Mittel aller Vektoren des vorhergehenden Zeitschritts bestimmt.

Von der abgeschätzten neuen Position ausgehend wird anschließend innerhalb eines vorgegebenen Suchradius nach Reflektivitätskernen gesucht und diese miteinander verknüpft. Das Ergebnis ist eine Zugbahn in Form einer Linie mit Informationen zu Position, Verlagerungsrichtung und Geschwindigkeit zu jedem Zeitschritt.

Die Zugbahn mit den Radarreflektivitäten zu jedem Zeitschritt wird anschließend räumlich interpoliert (Advektionskorrektur). Dieser Schritt ist notwendig, da eine Zugbahn vor allem bei schneller Verlagerung der Zellen ein nicht-kontinuierliches Streifenmuster mit Bereichen niedrigerer oder keiner Reflektivität aufweist. Legt eine Zelle innerhalb eines Messintervalls (5 Minuten) eine Distanz zurück, die größer ist als ihre horizontale Ausdehnung, entstehen Bereiche, über die die Zelle mit hoher Intensität zwar hinwegzog, diese aber vom Radar nicht erfasst wurden.

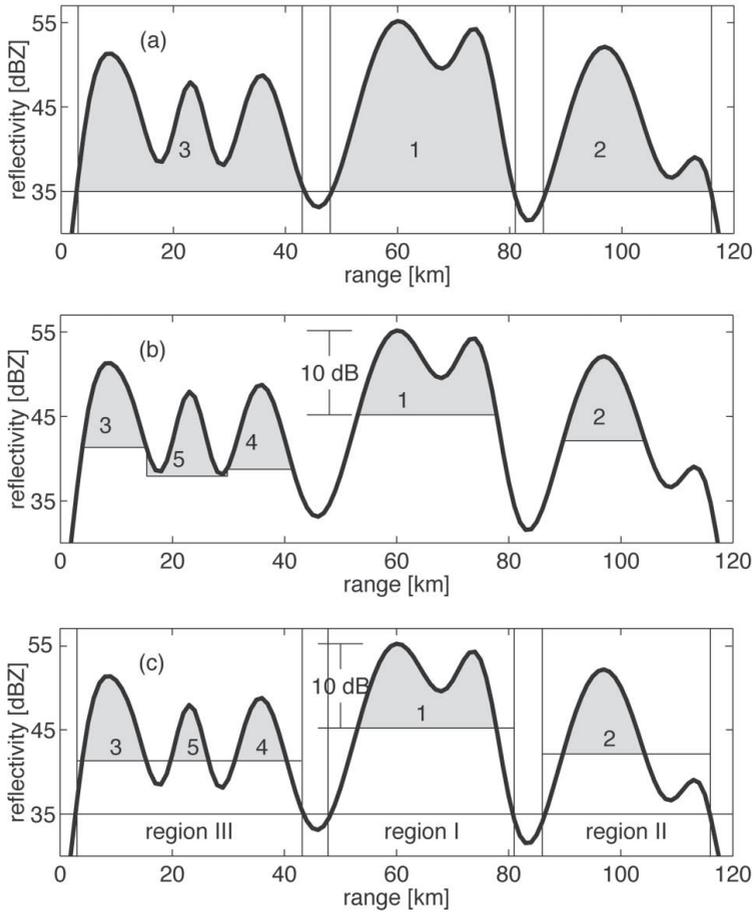


Abbildung 4.5: Funktionsprinzip von TRACE3D (Handwerker, 2002) und META (Fluck, 2017) mit Detektion von Gebieten hoher Intensität mit Schwellenwert 35 dBZ (a), Bestimmung der maximalen Reflektivität pro Gebiet (b) und Festlegung der Reflektivitätskerne mit maximaler Differenz von 10 dB zum lokalen Maximum (c).

Dieser Effekt wird eliminiert, indem die Zugbahnen (Linien) zunächst auf beiden Seiten vervielfältigt werden. Der maximale Abstand zur ursprünglichen Position wurde dabei auf 20 km festgelegt. Entlang der neuen Zugbahnen wird nach Maxima der Reflektivität gesucht. Wird ein Maximum erkannt, wird von dieser Position ausgehend in Zugrichtung nach den nächsten Maxima innerhalb eines Suchradius von 4 km gesucht. Die fehlende Reflektivität wird aus den Werten beider Maxima auf den gesamten Suchradius interpoliert.

Auf diese Weise konnten für Deutschland im Zeitraum 2005–2014 (Sommerhalbjahre) rund 7800 Zugbahnen schwerer Gewitter bestimmt werden (Abb.4.6). Die Länge einer solchen Zugbahn ist der maximale Abstand zwischen dem ersten und dem letzten Gitterpunkt, an dem der Schwellenwert $Z \geq 55$ dBZ erreicht wurde. Die Breite bestimmt sich aus der maximalen Breite, die zu irgendeinem Zeitschritt aufgetreten ist.

4.4 Orografiedaten und Untersuchungsgebiete

Für den Betrieb des Niederschlagmodells sind hoch aufgelöste Orografiedaten und ein quadratisches Feld mit einer Seitenlänge von 2^n Gitterpunkten notwendig. Für die stochastischen Simulationen wird daher ein Feld mit 512×512 Gitterpunkten mit einer Auflösung von $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ entsprechend der zur Verfügung stehenden Orografiedaten gewählt (siehe unten). Damit sind die untersuchten Bundesländer vollständig abgedeckt und an den Rändern ausreichend Platz vorhanden, damit die periodischen Randbedingungen abklingen können. In erster Näherung kann bei dieser Gebietsgröße auch von konstanten großräumigen synoptischen Bedingungen ausgegangen werden.

Ein Überblick über die Lage der drei gewählten Untersuchungsgebiete ist in Abbildung 4.7 zu sehen, die geografischen Koordinaten der Eckpunkte für Baden-Württemberg, Hessen und Thüringen sind in Tabelle 4.1 aufgelistet. Die spätere Evaluierung des Niederschlagmodells (Kap. 8.2) erfolgt zum einen auf der gesamten Fläche eines Bundeslands, zum anderen ist es im Rahmen des Projekts FLORIS auch notwendig, diese auf der Ebene größerer

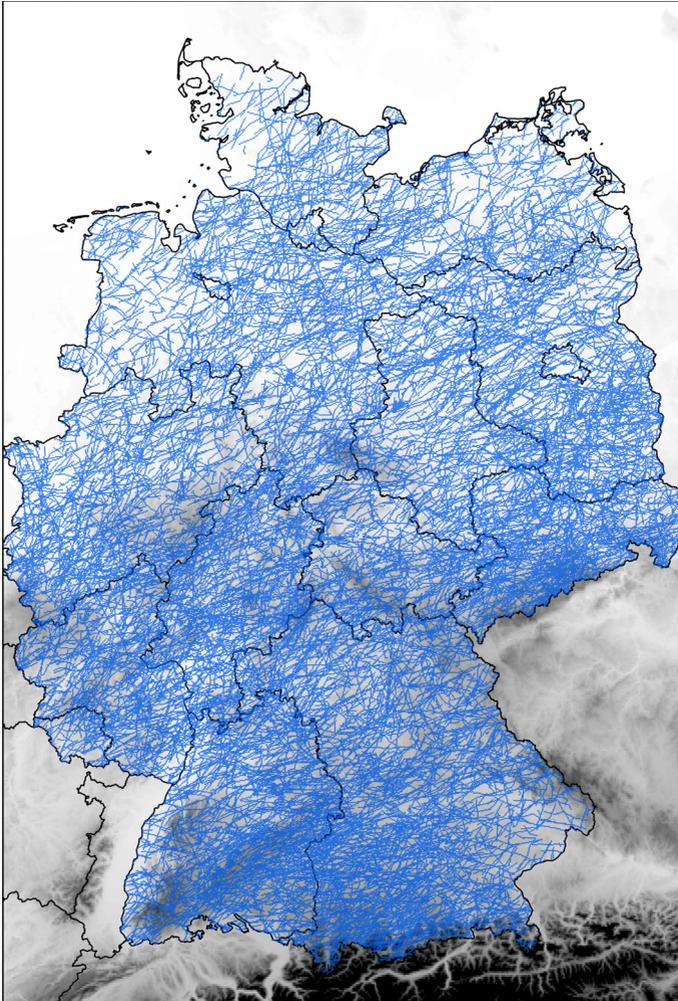


Abbildung 4.6: Übersicht über die räumliche Verteilung von Zugbahnen schwerer Gewitter in Deutschland (Fluck, 2017). Insgesamt wurden für den Zeitraum 2005-2014 (Sommerhalbjahre) rund 7800 Zugbahnen erfasst.

Tabelle 4.1: Geografische Koordinaten der Eckpunkte und verwendete Radiosondenstationen für die drei untersuchten Bundesländer Baden-Württemberg, Hessen und Thüringen. Die Größe des Gebiets beträgt jeweils 512×512 Gitterpunkte bei einem Abstand von $\Delta x = \Delta y = 1/60^\circ \approx 0,0167^\circ$.

Bundesland (Radiosondenstation)	min. / max. Breite	min. / max. Länge
Baden-Württemberg (Stuttgart)	46,5709° – 50,8208° N	6,8729° – 11,1229° O
Hessen (Idar-Oberstein)	48,4459° – 52,6958° N	6,7063° – 10,9562° O
Thüringen (Meiningen)	48,8459° – 53,0958° N	9,1896° – 14,4395° O

Flusseinzugsgebiete (EZG) durchzuführen. Im Folgenden werden daher neben den markanten orografischen Strukturen (Gebirge, Täler) auch die Lage der wichtigsten EZG innerhalb der Untersuchungsgebiete genauer betrachtet. Im Anschluss wird kurz auf die Klimatologie des Niederschlags in den jeweiligen Gebieten eingegangen.

4.4.1 Orografie

Die im Rahmen dieser Arbeit verwendeten Orografiedaten stammen von der Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) der National Aeronautics and Space Administration (NASA) und der Consultative Group for International Agricultural Research (CGIAR) des Consortium for Spatial Information (CGIAR-CSI)⁸. Im Rahmen einer Space Shuttle Mission im Jahr 2000 wurde mithilfe von Radargeräten nahezu die gesamte Erdoberfläche abgetastet und vermessen. Die ursprünglichen Daten haben eine Auflösung von einer

⁸ <http://srtm.csi.cgiar.org/>

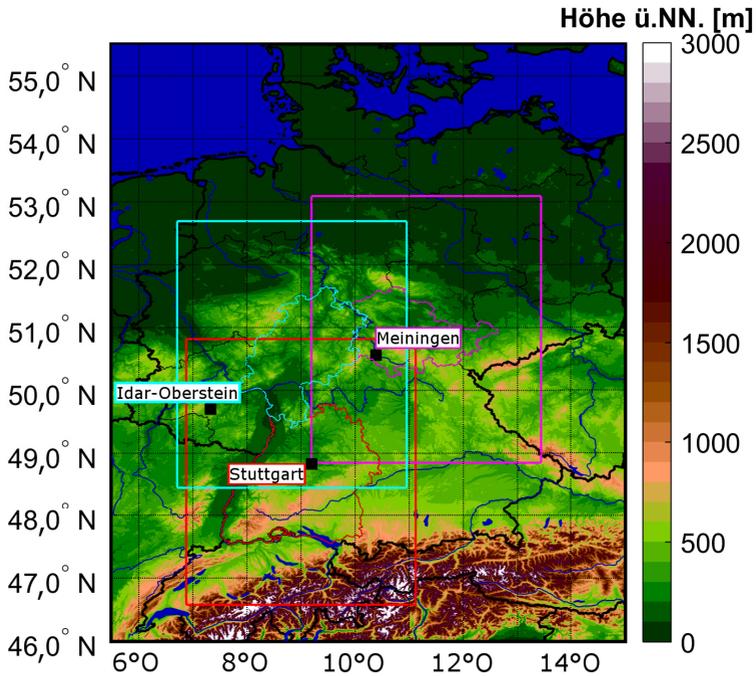


Abbildung 4.7: Orografie (Auflösung 1 km²) und Gewässer (blau) von Deutschland und angrenzenden Gebieten inklusive Staatsgrenzen (dicke schwarze Linien) und Grenzen der Bundesländer (dünne schwarze Linien). Farblich gekennzeichnet sind Landesgrenzen und Modellgebiete (Rahmen) von Baden-Württemberg (rot), Hessen (hellblau) und Thüringen (violett). Außerdem sind die jeweils verwendeten Radiosondenstationen eingezeichnet. Datenbasis der Orografie sind SRTM-Daten von NASA und CGIAR-CSI⁸.

Bogensekunde (ca. 30 m). Sie geben nicht direkt die reine Geländehöhe wieder, sondern beinhalten auch Bewuchs und Bebauung. Aufgrund der Flugbahn des Shuttles ist eine vollständige Abdeckung nicht gegeben. Außerdem kommt es vor allem über großen, glatten Wasser- und Eisflächen sowie im Gebirge zu fehlerhaften Messungen. Über glatten Flächen ist die Streuung des Radarstrahls zu den Seiten zu groß, um eine für die Messung ausreichende Rückstreuung zu bekommen. Im Gebirge kommt es bei starken

Gradienten der Orografie zu großen Reflexionen vom Radar weg. Diese Lücken wurden in einem weiteren Arbeitsschritt mittels Interpolation oder durch Verwendung von Daten aus anderen Quellen geschlossen (Reuter et al., 2007). Studien beispielsweise von Gamache (2004) in den Alpen zeigen eine hohe Genauigkeit der SRTM-Daten. Zur weiteren Fehlerreduktion wurden die Daten auf die gröbere Auflösung von 3 Bogensekunden (ca. 90 m) beziehungsweise in der letzten Version (Stand: Juli 2017) auch auf 250 m interpoliert. In dieser Arbeit werden die letztgenannten Daten für Deutschland und den angrenzenden Gebieten verwendet und auf die Auflösung der REGNIE- und RADOLAN-Daten von 1 km interpoliert (Abb. 4.7).

In Baden-Württemberg sind vor allem drei markante orografische Strukturen zu nennen (Abb. 4.8a, links, S. 109). Der Schwarzwald ist das höchste deutsche Mittelgebirge. Höchster Berg ist der Feldberg im Südschwarzwald mit einer Höhe von 1493 m. ü. NN. (Meter über Normalnull). Im Nordschwarzwald ist die Hornisgrinde mit 1164 m. ü. NN. der höchste Berg. Im Westen des Schwarzwalds schließt sich die Oberrheinische Tiefebene (Oberrheingraben) zwischen Basel (ca. 250 m. ü. NN.) und Mannheim (ca. 100 m. ü. NN.) an. Damit besteht ein großer Höhenunterschied (Gradient) zwischen Rheinebene und Schwarzwald, der für das Modell entscheidend ist. Im Osten des Schwarzwalds folgt die Schwäbische Alb. Höchster Berg ist der Lemberg mit 1015 m. ü. NN. Parallel zur Schwäbischen Alb fließt an ihrem Südrand die Donau von Südwesten nach Nordosten. Nördlich und nordöstlich von Stuttgart schließen sich mit Kraichgau und Hohenlohe zwei sanfte Hügellandschaften an, im Nordosten liegt noch ein Teil des Odenwalds innerhalb des Lands. Der Südosten Baden-Württembergs reicht noch in das Alpenvorland (Allgäu und Bodensee) hinein.

In Hessen ist die Orografie nicht so stark gegliedert wie in Baden-Württemberg (Abb. 4.8b, links, S. 109). Die höchste Erhebung ist die Wasserkuppe in der Rhön mit 950 m. ü. NN. im Osten des Lands. Weitere wichtige Mittelgebirge sind der Taunus im Westen (höchster Berg: Großer Feldberg, 879 m. ü. NN.) und der Vogelsberg, der recht zentral in der Mitte Hessens liegt (höchster

Berg: Taufstein, 773 m. ü. NN.). Abgesehen von der Ebene des Rhein-Main-Gebiets mit einer Höhe von 100–200 m. ü. NN., ist die Orografie Hessens von hügeligem Gelände mit Höhen von 400–600 m. ü. NN. geprägt. Große Gradienten oder Höhenunterschiede wie zwischen Oberrheingraben und Schwarzwald gibt es in Hessen nicht.

Die Orografie Thüringens lässt sich grob in zwei Bereiche einteilen (Abb. 4.8c, links, S. 109): das Thüringer Becken im Norden und Osten und das Bergland im Süden und Westen des Lands. Dieses besteht hauptsächlich aus dem Thüringer Wald mit dem Großen Beerberg (983 m. ü. NN.) als höchste Erhebung. Im Grenzgebiet zu Hessen schließt sich noch ein Teil der Rhön an. Im Nordwesten liegt der Südharz noch zu einem kleinen Teil in Thüringen. Die Orografie hat somit ein Gefälle von Südwest nach Nordost, dem auch die wichtigsten Flüsse wie Saale oder Gera folgen. Auch in Thüringen gibt es keine so starken Gradienten der Orografie wie in Baden-Württemberg.

4.4.2 Einzugsgebiete und Jahresniederschläge

Man unterscheidet Einzugsgebiete auf der Ebene der großen Flüsse wie Rhein, Donau oder Elbe und auf kleineren Ebenen der Teileinzugsgebiete innerhalb dieser Hauptflusssysteme. Im Rahmen dieser Arbeit beziehungsweise des Projekts wird nur die erste Unterebene betrachtet, da der Fokus auf großen Hochwasserereignissen liegt, die mehrere Einzugsgebiete gleichzeitig betreffen.

Hydrologisch ist Baden-Württemberg in zwei große Einzugsgebiete unterteilt (Abb. 4.8a), den Rhein (ca. 74% der Landesfläche) und die Donau (ca. 26% der Fläche). Wichtigstes Teileinzugsgebiet des Rheins innerhalb Baden-Württembergs ist das des Neckars, das ungefähr 50% des Rheineinzugsgebiets und etwa 38% der Fläche Baden-Württembergs einnimmt. Die anderen Teileinzugsgebiete des Rheins sind Oberrhein (28%), Hochrhein (7%), Bodensee (10%) und Main (5%).

Hessen kann in die Einzugsgebiete des Rheins (57% der Fläche) und der Weser (43%) unterteilt werden (Abb. 4.8b). Wichtigste Teileinzugsgebiete des

Rheins sind das des Mains mit 42% der Fläche des Rheineinzugsgebiets und das des Mittelrheins mit 44%. Im Süden des Lands liegen noch Teile der Einzugsgebiete des Oberrheins und des Neckars mit zusammen etwa 8%. Das größte Teileinzugsgebiet der Weser ist das der Fulda (83%) mit ihren Nebenflüssen Eder und Diemel gefolgt vom Einzugsgebiet der Werra mit 15%. Thüringen kann in drei Haupteinzugsgebiete unterteilt werden (Abb. 4.8c). Den größten Anteil hat das Einzugsgebiet der Elbe mit 67% der Landesfläche gefolgt von dem der Weser mit 28% und einem kleinen Teil des Maininzugsgebiets mit 5%, der zum Einzugsgebiet des Rheins gehört. Das Wesergebiet kann unterteilt werden in das Einzugsgebiet der Werra (90% des Wesergebiets) und das der Leine (10%). Das Einzugsgebiet der Elbe besteht innerhalb Thüringens fast ausschließlich aus dem der Saale mit 99%, der Rest fließt über die Schwarze Elster ab.

Der mittlere Jahresniederschlag liegt in Baden-Württemberg bei rund 960 mm (Abb. 4.8a). Die höchsten Werte mit bis zu 2000 mm werden im Schwarzwald erreicht, die niedrigsten Werte werden im Raum Mannheim mit 570 mm und im Raum Stuttgart mit circa 650 mm gemessen. Weitere lokale Maxima liegen auf der Schwäbischen Alb und im Odenwald sowie in Hohenlohe mit Werten von 1000–1200 mm pro Jahr. Entlang der großen Flüsse (Donau, Neckar, Oberrhein) beträgt der mittlere Jahresniederschlag 600–700 mm.

In Hessen beträgt der mittlere Jahresniederschlag ungefähr 770 mm (Abb. 4.8b). Die maximalen Niederschlagssummen werden im Odenwald, in der Rhön und am Vogelberg mit circa 1200 mm erreicht. Der geringste Jahresniederschlag fällt im Rhein-Main-Gebiet mit 450–500 mm. Die Unterschiede zwischen den Mittelgebirgen und den flacheren Regionen sind nicht so deutlich ausgeprägt wie in Baden-Württemberg.

Der mittlere Jahresniederschlag in Thüringen beträgt ungefähr 700 mm (Abb. 4.8c). Die höchsten Werte liegen im Bereich des Thüringer Walds mit 1300–1400 mm. Am trockensten ist es im Thüringer Becken nordöstlich von Erfurt mit Werten um 400 mm pro Jahr.

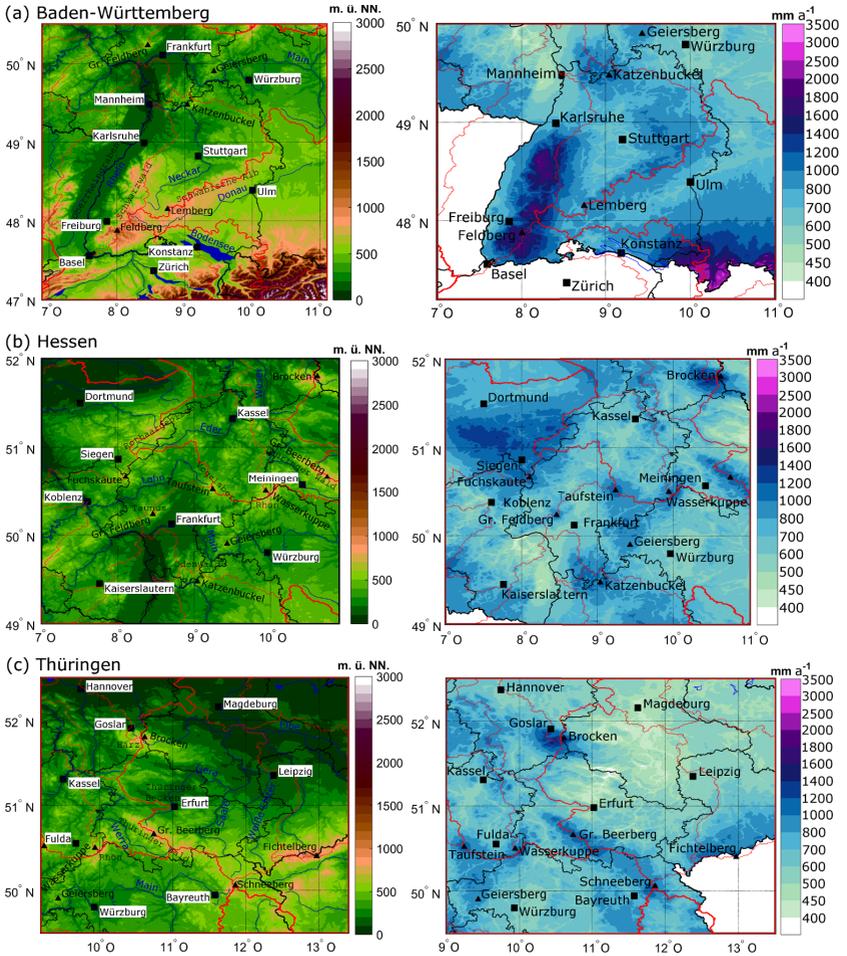


Abbildung 4.8: Gegenüberstellung von Orografie (links) und mittlerem Jahresniederschlag (rechts) für Baden-Württemberg (a), Hessen (b) und Thüringen (c). Eingezeichnet sind Ländergrenzen (schwarz) wichtige Städte, Flüsse, Gebirge (höchster Berg mit schwarzem Dreieck markiert) und Flusseinzugsgebiete (rot).

5 Methoden

Dieses Kapitel widmet sich den statistischen Methoden, die für die Entwicklung und die Anwendung des stochastischen Niederschlagsmodells benötigt werden. Da in dieser Arbeit Starkniederschläge im Vordergrund stehen, müssen aus den gegebenen Datensätzen zuerst geeignete historische Ereignisse herausgefiltert werden (Kap. 5.1). An diesen reduzierten Datensatz werden anschließend verschiedene Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen angepasst und mit Hilfe einiger Fehlerkenngrößen evaluiert (Kap. 5.2). Die identifizierten Starkniederschlagsereignisse dienen später auch zur Kalibrierung des Modells (Kap. 5.3 bzw. 7.2).

5.1 Charakterisierung historischer Ereignisse

Aus den in Kapitel 4 beschriebenen Datensätzen werden als Erstes die für die Betrachtung und spätere Simulation von Hochwasserereignissen relevanten Daten extrahiert. Dazu ist es notwendig, Kenngrößen einzuführen, mit denen die vorherrschenden meteorologischen Bedingungen während großer Hochwasser- und Niederschlagsereignisse charakterisiert werden können. Bei Betrachtung größerer Flusssysteme mit entsprechenden Einzugsgebieten ist es nicht sinnvoll, Hochwasserereignisse nur anhand einzelner Pegeldata festzumachen. Gerade bei größeren Einzugsgebieten kommt es zu erheblichen zeitlichen Verschiebungen des Hochwasserscheitels durch den verzögerten Abfluss des Niederschlags in die Vorfluter und durch Transportzeiten im Gewässer (Duckstein et al., 1993; Uhlemann et al., 2010; Schröter et al., 2015). Eine mögliche Alternative ist die Charakterisierung von Hochwasserereignissen über Gebietsniederschläge während einer längeren Zeitskala, denn die

Grundvoraussetzung für Hochwasser ist immer die Verfügbarkeit einer großen Wassermenge. Schröter et al. (2015) beispielsweise haben in ihrer Arbeit über 70 große Hochwasserereignisse in Deutschland zwischen 1960 und 2009 untersucht und konnten dabei zeigen, dass neben den Flächenmittelwerten des Hochwasser-auslösenden Niederschlags (aus REGNIE) auch die Vorbedingungen in Form des Vorfeuchte-Indexes (engl. Antecedent Precipitation Index, API) in der Variante nach Köhler und Linsley (1951) entscheidend zur Stärke eines Hochwassers beiträgt. Dieser Index ist ein Maß für die hydrometeorologische Vorbelastung des Bodens und steht in enger Verbindung zu der Bodenfeuchte (Blanchard et al., 1981; Teng et al., 1993). Berechnet wird der API für jeden Gitterpunkt (x, y) als gewichtete Summe der 24-Stunden-Regensummen $R_{24h}(x, y, t)$ vom Vortag des Ereignisses ($t = 1$) bis zu einer vorgegebenen Zeitspanne, beispielsweise einem Monat ($t = 30$), vor dem Ereignis. Je weiter das Ereignis vom Zeitpunkt $t = 1$ entfernt ist, desto geringer wird die Gewichtung des jeweiligen Tagesniederschlags über einen Vorfaktor k^t . Es gilt:

$$API(x, y) = \sum_{t=1}^{30} k^t \cdot R_{24h}(x, y, t). \quad (5.1)$$

Analog zu Schröter et al. (2015) wird im Rahmen dieser Arbeit der Gewichtungsfaktor in Gleichung (5.1) auf $k = 0,9$ gesetzt.

Nach Schröter et al. (2015) gibt es prinzipiell zwei Möglichkeiten, wie es zu großen Überschwemmungen kommen kann. Die erste Möglichkeit besteht aus der Kombination von hohem Gebietsniederschlag aber relativ geringer Vorfeuchte. Ein Beispiel dafür ist das Hochwasser von 1954 an Elbe und Donau. Im zweiten Fall fällt der eigentliche Ereignisniederschlag nicht so hoch aus, dafür ist die Vorfeuchte relativ hoch. Dies bedeutet, dass bei annähernd gesättigten Böden durch lang anhaltende hohe Niederschlagssummen schon geringe zusätzliche Regenmengen ausreichen, um große Hochwasser auszulösen. Das Hochwasser von 2013 (ebenfalls an Elbe und Donau) ist für diese Variante ein gutes Beispiel. Die Kombination aus hoher Vorfeuchte und hohem

Ereignisniederschlag wurde bisher noch nicht beobachtet. Der API kann durch ein einzelnes starkes Niederschlagsereignis dominiert werden, sofern es nicht zu lange vor dem betrachteten Ereignis eintrat. Der API wird im stochastischen Modell als zusätzliche charakteristische Größe für jedes simulierte Ereignis bestimmt.

Die relevanten historischen Ereignisse in dieser Arbeit werden aus den zweihundert stärksten flächengemittelten 24-Stunden-Niederschlagssummen für das jeweilige Bundesland aus den REGNIE-Daten bestimmt. Diese Datensätze werden im Folgenden als top200 bezeichnet. Für jeden dieser top200-Werte wird das entsprechende Ereignis definiert. Als Ereignis gilt dabei eine Periode von einem oder mehreren aufeinanderfolgenden Tagen, an denen ein definierter Schwellenwert R_G der flächengemittelten Tagessumme überschritten wird, und die einen oder mehrere der top200-Werte beinhaltet. Die oben geschilderten zeitlichen Verschiebungen bei großen Flusseinzugsgebieten und das Auftreten von mehrtägigen Starkregenereignissen machen eine Ausweitung der relevanten Zeitspanne notwendig. R_G bestimmt sich aus der Zeitreihe der Gebietsniederschläge (flächengemittelte Tagessummen) \bar{R} beginnend am 01. Januar 1951 bis einschließlich 31. Dezember 2016. Dabei wurden nur nasse Tage mit $\bar{R} \geq 0,1$ berücksichtigt. Nach mehreren Tests mit unterschiedlichen Werten wurde das 75%-Perzentil dieser Zeitreihe als Schwellenwert festgelegt. Dieser Wert entspricht zwar keinem Extrem, höhere Schwellenwerte führen aber vermehrt zu eintägigen und nur wenigen mehrtägigen Ereignissen. Außerdem können auch lang anhaltende moderate Niederschlagsmengen Hochwasser auslösen.

Der erste Tag, an dem R_G überschritten wird, markiert den Beginn eines Ereignisses t_a . Für diesen Tag wird der API gemäß Gleichung (5.1) bestimmt. Anschließend wird die Anzahl der darauf folgenden Tage gezählt, an denen die Bedingung ebenfalls erfüllt ist, indem die Zeitreihe auf die binären Informationen Überschreitung „Ja“ (1) und „Nein“ (0) reduziert wird (Wanner et al., 1997; Petrow et al., 2009). Sobald R_G an mindestens drei aufeinanderfolgenden Tagen unterschritten wird, ist das Ereignis beendet.

Damit wird die statistische Unabhängigkeit der Ereignisse gewährleistet, wie es Palutikov et al. (1999) im Fall von Winterstürmen gezeigt haben. Der letzte Tag mit $\bar{R} \geq R_G$ definiert das Ende des Ereignisses t_e . Damit ist die Ereignisdauer $D_{E,\text{tot}}$ definiert als

$$D_{E,\text{tot}} = t_e - t_a. \quad (5.2)$$

Diese Methode beinhaltet das Auftreten von Tagen mit $\bar{R} < R_G$ innerhalb eines Ereignisses, obwohl die größerskaligen meteorologischen Voraussetzungen weiter gegeben sind. Analog zu Piper et al. (2016) werden daher nur die Regentage N_R mit $\bar{R} \geq R_G$ innerhalb eines Ereignisses gezählt, was der effektiven Ereignisdauer $D_E \equiv N_R$ entspricht. Auf diese Weise wird auch die Gefahr einer Überinterpretation von längeren Andauern reduziert.

Im Jahresverlauf ändert sich die Niederschlagsverteilung von eher stratiformen Ereignissen im Winter zu häufig konvektiven im Sommer. Aus diesem Grund wird innerhalb eines top200 Datensatzes zusätzlich eine Unterteilung in die vier meteorologischen Jahreszeiten Frühling (März/April/Mai, abgekürzt: MAM), Sommer (Juni/Juli/August, JJA), Herbst (September/Oktober/November, SON) und Winter (Dezember/Januar/Februar, DJF) vorgenommen. Bezugspunkt ist dabei der Starttag eines Ereignisses. In Fällen, in denen ein Ereignis in zwei Jahreszeiten liegt (z. B. 29. November – 5. Dezember), wird das Ereignis der Jahreszeit zugeordnet, in der mehr als 50% der Ereignistage liegen. Bei gleicher Anzahl gilt das Startdatum.

5.2 Statistische Methoden

Die Grundlage des stochastischen Modells bilden Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen (PDF). Es werden verschiedene PDF-Typen getestet, von denen die wichtigsten in folgenden Abschnitt genauer beschrieben sind. Die Bestimmung der Qualität, wie gut eine Verteilungsfunktionen zu den Daten paßt, erfolgt

über das Verfahren der kleinsten Rangsumme auf Grundlage verschiedener Gütemaße (vgl. Kap. 2.4.2). Anschließend werden Methoden zur Validierung des Modells vorgestellt.

5.2.1 Getestete Wahrscheinlichkeitsverteilungen

Verwendet wird das Programm MATLAB in der Version R2016b (MATLAB, 2016). Die darin enthaltene Statistik-Toolbox ermöglicht die Anpassung von insgesamt 20 kontinuierlichen PDFs (Tabelle 5.1) mit Hilfe der Funktion `fitdist`¹. Gumbel- und Weibull-Verteilungen sind Spezialfälle der generalisierten Extremwertverteilung (GEV), werden aber eigenständig betrachtet (siehe weiter unten). Zusätzlich wird für die Windgeschwindigkeit die zyklische von-Mises-Verteilung getestet (Mardia und Zemroch, 1975). Dabei muss auch der jeweils gültige Wertebereich der Funktion berücksichtigt werden. Nicht jede der in Tabelle 5.1 aufgeführten PDF kann auf alle Datensätze angewendet werden. Die Bestimmung der Parameter erfolgt in MATLAB über die Maximum-Likelihood-Methode (vgl. Kap. 2.4).

Im Folgenden werden einige der in Tabelle 5.1 genannten und in dieser Arbeit getesteten PDF beschrieben. Weitere, aber nur selten verwendete PDFs aus Tabelle 5.1 werden im Anhang A beschrieben.

Eine der wichtigen Verteilungsfunktionen ist die Gaußsche Normalverteilung:

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} \exp\left[-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}\right]; \quad -\infty < x < \infty, \quad (5.3)$$

mit den zwei freien Parametern Mittelwert $\mu = \bar{x}$ und Standardabweichung σ der Stichprobe x (Wilks, 1995). Die Normalverteilung ist achsensymmetrisch um $x = \mu$. Die Verteilung einer Variablen x kann oftmals mit Hilfe von mathematischen Operationen in die Form einer Normalverteilung gebracht werden.

¹ <https://de.mathworks.com/help/stats/fitdist.html>

Tabelle 5.1: Liste der berücksichtigten und getesteten Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen, die in der „MATLAB Statistik-Toolbox“ enthalten sind (MATLAB, 2016). Die zyklische von-Mises Verteilung wurde zusätzlich für die Windrichtung berücksichtigt (Mardia und Zemroch, 1975). Die Nummerierung in Spalte 1 dient zur weiteren Orientierung und stellt keine Klassifizierung dar. Die PDF besitzen unterschiedlich viele freie Parameter und sind für verschiedene Wertebereiche definiert.

Nummer	Name	Anzahl Parameter	Wertebereich
1	Birnbaum-Saunders	2	$0 < x$
2	Exponential	1	$0 \leq x$
3	Gumbel	2	$x \in \mathbb{R}$
4	Gamma	2	$0 < x$
5	GEV	3	$1 + \frac{\kappa(x-\xi)}{\beta} > 0$
6	Inverse Gauß	2	$0 < x$
7	Logistisch	2	$x \in \mathbb{R}$
8	Log-Logistisch	2	$0 \leq x$
9	Log-Normal	2	$0 < x$
10	Nakagami	2	$0 < x$
11	Normal	2	$x \in \mathbb{R}$
12	Poisson	1	$x \in \mathbb{N}$
13	Rayleigh	1	$0 \leq x$
14	Rician	2	$0 \leq x$
15	Student's t	3	$x \in \mathbb{R}$
16	Weibull	2	$0 \leq x$
17	Stabil	4	$x \in \mathbb{R}$
18	Halb-Normal	2	$0 \leq x$
19	Generalisierte Pareto	3	$x_0 \leq x ; x_0 \in \mathbb{R}$
20	Burr	3	$0 < x$
21	von-Mises	2	$0 \leq x < 2\pi$

Ein Spezialfall ist dabei die logarithmische Normalverteilung (Log-Normal), bei der der Logarithmus der Variablen normal verteilt ist (Limpert et al., 2001):

$$f(x) = \begin{cases} \frac{1}{x\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left[\frac{-(\ln(x)-\mu)^2}{2\sigma^2}\right] & ; x > 0 \\ 0 & ; x \leq 0. \end{cases} \quad (5.4)$$

Ein anderer Spezialfall ist die gefaltete Normalverteilung für einen normal verteilten Betrag der untersuchten Variablen:

$$f(x) = \begin{cases} \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma^2} \cdot \left(\exp\left[\frac{-(x-\mu)^2}{2\sigma^2}\right] + \exp\left[\frac{-(x+\mu)^2}{2\sigma^2}\right] \right) & ; x \geq 0 \\ 0 & ; x < 0. \end{cases} \quad (5.5)$$

Diese Verteilung kommt beispielsweise dann zur Anwendung, wenn der Wert einer Variablen, aber nicht deren Vorzeichen bekannt ist (Elandt, 1961; Leone et al., 1961). Die Halb-Normalverteilung ist ein Spezialfall der gefalteten Normalverteilung und durch $\mu = 0$ definiert (MATLAB, 2016). Eine vierte Variante ist die inverse Gaußverteilung, die auch als Wald-Verteilung bezeichnet wird (MATLAB, 2016):

$$f(x) = \begin{cases} \left(\frac{\lambda}{\sqrt{2\pi x^3}}\right)^{0,5} \cdot \exp\left[\frac{-\lambda(x-\mu)^2}{2\mu^2 x}\right] & ; x > 0 \\ 0 & ; x \leq 0. \end{cases} \quad (5.6)$$

Anstelle der Standardabweichung σ wird hier die Ereignisrate λ eingeführt, die über $\sigma^2 = \mu^3 \cdot \lambda^{-1}$ miteinander verknüpft sind.

Die logistische Verteilung ähnelt in ihrer Form der Normalverteilung, besitzt aber eine stärkere Kurtosis (Wölbung) als diese (MATLAB, 2016):

$$f(x) = \frac{\exp\left[\frac{-(x-\alpha)}{\beta}\right]}{\beta \left(1 + \exp\left[\frac{-(x-\alpha)}{\beta}\right]\right)^2}; \quad -\infty < x < \infty. \quad (5.7)$$

Die logistische Verteilung ist symmetrisch um $x = \alpha$. Für den zweiten freien Parameter gilt $\beta > 0$. Gegenüber der Normalverteilung hat die logistische Verteilung längere Randbereiche. Eine Abwandlung davon ist die logarithmisch-logistische Verteilung (Log-Logistisch):

$$f(x) = \frac{\exp\left[\frac{-(\log(x)-\alpha)}{\beta}\right]}{\beta x \left(1 + \exp\left[\frac{-(\log(x)-\alpha)}{\beta}\right]\right)^2}; \quad x \geq 0. \quad (5.8)$$

Die Log-Logistische Verteilung ist nur für $x \geq 0$ definiert (MATLAB, 2016). Viele atmosphärische Größen sind asymmetrisch verteilt, weil sie ein physikalisches Limit besitzen. Der Niederschlag oder die Windgeschwindigkeit beispielsweise können nicht negativ werden. Es ist mathematisch möglich, an solche Daten auch Normalverteilungen anzupassen, die Ergebnisse sind aber nicht sehr gut (Wilks, 1995). Eine häufig verwendete PDF mit einer unterer Definitionsgrenze bei $x = 0$ ist die Gamma-Verteilung:

$$f(x) = \begin{cases} \frac{b^p}{\Gamma(p)} x^{p-1} e^{-bx} & ; x > 0 \\ 0 & ; x \leq 0. \end{cases} \quad (5.9)$$

Dabei sind $b > 0$ und $p > 0$ die beiden freien Parameter und $\Gamma(p)$ die Gamma-Funktion, die über das Integral

$$\Gamma(x) = \int_0^{\infty} e^{-t} t^{x-1} dt \quad (5.10)$$

definiert ist (Wilks, 1995; MATLAB, 2016). Über den Parameter p kann die Gamma-Verteilung eine Vielzahl an unterschiedlichen Formen annehmen. Für $p < 1$ hat die Funktion eine exponentielle Form mit $f(x) \rightarrow \infty$ für $x \rightarrow 0$. Die Exponential-Verteilung ist ein Spezialfall der Gamma-Verteilung für $p = 1$, für die $f(x=0) = b$ gilt (Wilks, 1995). Für $p > 1$ beginnt die Funktion bei $f(0) = 0$ und besitzt eine Schiefe zur rechten Seite. Je größer p wird, desto mehr nähert sich die Gamma-Verteilung einer Normalverteilung an. Wegen der

großen Vielfalt an Erscheinungsformen wird die Gamma-Verteilung häufig zur statistischen Beschreibung von Niederschlagsdaten verwendet (Wilks, 1995). Die Nakagami-Verteilung steht in Verbindung zur Gamma-Verteilung und ist gegeben durch (MATLAB, 2016):

$$f(x) = 2 \left(\frac{\mu}{\omega} \right)^\mu \frac{1}{\Gamma(\mu)} x^{2\mu-1} \exp \left[-\frac{\mu x^2}{\omega} \right], \quad (5.11)$$

mit den beiden freien Parametern μ und $\omega > 0$. Die Nakagami-Verteilung ist nur für $x > 0$ definiert. Folgt eine Größe x der Nakagami-Verteilung, dann folgt x^2 der Gamma-Verteilung und die freien Parameter sind durch $p = \mu$ und $b = \mu \omega^{-1}$ miteinander verknüpft (MATLAB, 2016).

Die Student's t -Verteilung verwendet ebenfalls die Gamma-Funktion (MATLAB, 2016):

$$f(x) = \frac{\Gamma(\frac{v+1}{2})}{\sigma \sqrt{v\pi} \Gamma(\frac{v}{2})} \left[1 + \frac{1}{v} \left(\frac{x-\mu}{\sigma} \right)^2 \right]^{-\frac{v+1}{2}}. \quad (5.12)$$

Für die freien Parameter gilt $v > 0$, $\sigma > 0$ und $\mu \in \mathbb{R}$. Die Student's t -Verteilung ist symmetrisch und nähert sich für $v \rightarrow \infty$ der Normalverteilung an. Gegenüber der Normalverteilung sind die Wahrscheinlichkeiten an den Rändern erhöht, wodurch sie besser an Daten mit Ausreißern angepasst werden kann (MATLAB, 2016).

Eine weitere wichtige Gattung der Verteilungsfunktionen sind die Extremwertverteilungen. Sie sind bei der Betrachtung von Extremwerten nützlich, da sie gezielt für die Ränder der Verteilungen angepasst sind (Wilks, 1995). Da im Rahmen dieser Arbeit nur die stärksten Niederschlagsereignisse betrachtet werden (top200), ist davon auszugehen, dass die GEV für eine große Zahl der betrachteten Fälle die beste Realisierung darstellt. Die allgemeine Form stellt die Generalisierte Extremwertverteilung (GEV) dar:

$$f(x) = \frac{1}{\beta} \left[1 + \frac{\kappa(x - \zeta)}{\beta} \right]^{1 - \frac{1}{\kappa}} \cdot \exp \left[- \left(1 + \frac{\kappa(x - \zeta)}{\beta} \right)^{-\frac{1}{\kappa}} \right]; \quad (5.13)$$

$$1 + \frac{\kappa(x - \zeta)}{\beta} > 0.$$

Sie besitzt die drei freien Parameter κ , ζ und β . Über den Wert des Formparameters κ werden drei Spezialfälle unterschieden. Für $\kappa = 0$ erhält man die Gumbel-Verteilung:

$$f(x) = \frac{1}{\beta} \exp \left[- \exp \left(- \frac{x - \zeta}{\beta} \right) - \frac{x - \zeta}{\beta} \right]. \quad (5.14)$$

Die Gumbelverteilung besitzt eine leichte Schiefe zur rechten Seite und ein Maximum bei $x = \zeta$. Die Gumbelverteilung wird später auch für die Berechnung von Wiederkehrperioden verwendet.

Der zweite Spezialfall ist für $\kappa < 0$ die Weibull-Verteilung:

$$f(x) = \frac{\alpha}{\beta} \left(\frac{x}{\beta} \right)^{\alpha - 1} \cdot \exp \left[- \left(\frac{x}{\beta} \right)^{\alpha} \right]. \quad (5.15)$$

Normalerweise wird bei Weibull-Verteilungen $\zeta = 0$ gesetzt und dafür ein zusätzlicher Formparameter α eingeführt. Die Form der Weibull-Verteilung ähnelt der einer Gamma-Verteilung für $\alpha < 1$, für $\alpha = 1$ nimmt sie die Gestalt einer Exponential-Verteilung an und für $\alpha \approx 3,6$ nähert sie sich der Normalverteilung an. Ein Spezialfall der Weibull-Verteilung ist die Rayleigh-Verteilung:

$$f(x) = \frac{x}{b^2} \exp \left[- \left(\frac{x^2}{2b^2} \right) \right]. \quad (5.16)$$

Dazu wurde in Gleichung (5.15) $\alpha = 2$ gesetzt und in $\beta = \sqrt{2}b$ der Rayleigh-Parameter b eingeführt. Dieser ist definiert als:

$$b = \sqrt{\frac{1}{2n} \sum_{i=1}^n x_i^2}, \quad (5.17)$$

mit der Anzahl an Werten n .

Der dritte Spezialfall der GEV ist die Frechet-Verteilung für $\kappa > 0$. Diese erhält man aus der Weibull-Verteilung durch Multiplikation der Exponenten mit -1 . Eine entscheidende Eigenschaft der Frechet-Verteilung ist die langsamere Abnahme der Wahrscheinlichkeiten für sehr große Werte (sogenannter heavy tail) gegenüber anderen Verteilungen. Der Nachteil sind mögliche nicht begrenzte Momente der Verteilung oder sehr große Perzentilwerte (Wilks, 1995). Anders als die Gumbel- und Weibullverteilung wird die Frechet-Verteilung nicht separat behandelt, sondern über den Wert von κ in der GEV (Gl. 5.13) berücksichtigt.

In der Extremwerttheorie wird angenommen, dass der zu untersuchende Datensatz aus unabhängigen und identisch verteilten Ereignissen besteht, für die alle die gleichen physikalischen Gesetzmäßigkeiten gelten (Wilks, 1995). Dies ist in vielen Fällen aber nicht gegeben. Werden, wie beispielsweise in dieser Arbeit, die maximalen 24-Stunden-Niederschläge pro Jahr betrachtet, können darin sowohl stratiforme als auch konvektive Niederschlagsereignisse enthalten sein. Es liegen also unterschiedliche atmosphärische Bedingungen und Prozesse vor (z. B. Walshaw, 2000). Werden hingegen alle Ereignisse über einem Schwellenwert betrachtet, können aufeinanderfolgende Ereignisse enthalten sein, die die statistische Unabhängigkeit nicht gewährleisten. Bei Vergleichen mit anderen Verteilungen hat sich die GEV auch in diesen kritischen Fällen als zuverlässig erwiesen (Wilks, 1993; Madsen et al., 1997).

5.2.2 Verfahren der kleinsten Rangsumme

Um die PDF mit der besten Repräsentation der Stichprobe zu bestimmen, wird das Verfahren der kleinsten Rangsumme angewendet. Im ersten Schritt werden für jede PDF die Abweichungen bezüglich der Histogramm-Klassen in Form von *BIAS* (Gl. 2.77) und *RMSE* (Gl. 2.78) berechnet. Zusätzlich wird jeweils ein Chi-Quadrat Test (χ^2) durchgeführt. Die Testgröße χ^2 berechnet sich aus:

$$\chi^2 = \sum_{k=1}^{N_h} \frac{(n_k - N \cdot p_k)^2}{N \cdot p_k}. \quad (5.18)$$

Hier ist N die Gesamtzahl an Beobachtungen, N_h die Anzahl der Histogramm-Klassen, n_k die beobachtete Häufigkeit der Klasse k und p_k die berechnete Häufigkeit der Klasse k . Eine gut passende Verteilungsfunktion hat demnach einen kleinen χ^2 -Wert, eine schlechte einen hohen χ^2 -Wert. Dieser Anpassungstest beschreibt nicht nur die absoluten Abweichungen wie *BIAS* oder *RMSE*, sondern ist ein Maß dafür, ob die Beobachtung tatsächlich einer bestimmten Verteilung folgen (Wilks, 1995).

Für jedes der drei Gütemaße *BIAS*, *RMSE* und χ^2 werden die jeweiligen Werte absteigend sortiert und der dazugehörigen PDF ein entsprechender Rangwert zugewiesen. Die jeweils am besten passende Funktion mit dem kleinsten Wert des Qualitätsmaßes steht damit an erster Stelle und bekommt den Rang $rg = 1$ zugeteilt. Die am wenigsten passende Funktion mit dem höchsten Wert des Qualitätsmaßes hat demnach den höchsten Rangwert. Anschließend werden die drei Rangwerte pro PDF aufsummiert:

$$RS_p = \sum_{q=1}^3 rg_{p,q}, \quad p = 1, \dots, 21. \quad (5.19)$$

Der Laufindex q steht für die Gütemaße, p für die getestete PDF. Die Rangsumme RS wird anschließend erneut absteigend sortiert. Die am besten geeignete PDF hat die kleinste Rangsumme und passt damit nicht nur mit

ihrer Form optimal zu den Beobachtungen, sondern besitzt auch die geringsten absoluten Fehler. Dieses Prinzip wird später auch bei der Kalibrierung des Modells angewendet, um die Parameterwerte mit der besten Repräsentation der gewählten Beobachtungen zu finden (vgl. Kap. 7.2).

5.3 Validierung des Modells

Eine im Rahmen dieser Arbeit angewendete Methode zur Validierung von Modellen ist die Verwendung von Differenzmaßen wie *RMSE*, *BIAS* und ähnlichen Größen (u. a. Nash und Sutcliffe, 1970; Willmott, 1982; Willmott et al., 1985; Legates und McCabe, 1999; Kunz, 2011b). Allerdings stößt diese Methode schnell an ihre Grenzen. Vor allem mit zunehmender Anzahl eingehender Werte (z. B. mehr Gitterpunkte durch größere oder höher aufgelöste Modellfelder) oder bei hoher Variabilität der untersuchten Größen verlieren die Differenzmaße schnell an Aussagekraft (Willmott und Matsuura, 2005, 2006; Willmott et al., 2009). Die Differenzmaße werden deshalb auch oft zu neuen Qualitätsmaßen (engl. skill score) verknüpft (z. B. Murphy, 1988; Murphy und Epstein, 1989; Watterson, 1996; Watterson et al., 1999). Die Verwendung der Differenzmaße und die Verknüpfung zu Skill-Scores werden beide bei der Validierung des Modells angewendet und miteinander verglichen (Kap. 7.2.2).

Eine weitere Möglichkeit der Validierung von Modellen stellt das von Taylor (2001) eingeführte gleichnamige Diagramm dar (Abb. 5.1, links), das ebenfalls in dieser Arbeit verwendet wird. Es verknüpft auf graphische Weise den Pearson-Korrelationskoeffizienten r_P mit der Standardabweichung von Modell σ_M und der Beobachtungen σ_B und dem *RMSD* (vgl. Kap. 5.2).

Die mathematische Grundlage der Konstruktion des Diagramms bildet der Kosinussatz:

$$c^2 = a^2 + b^2 - 2ab \cdot \cos(\phi) \quad \text{bzw.} \quad (5.20a)$$

$$RMSD^2 = \sigma_M^2 + \sigma_B^2 - 2\sigma_M\sigma_B r. \quad (5.20b)$$

Daraus ergibt sich das Dreieck aus den Größen a , b und c sowie dem eingeschlossenen Winkel ϕ (Abb. 5.1, rechts). Das Taylor-Diagramm ist demnach ein kreisförmig aufgebautes Diagramm. Auf den radialen Achsen a und b werden σ_M und σ_B aufgetragen, die nach außen hin jeweils zunehmen. Den Azimuthwinkel ϕ bildet r_P mit $r_P = 0$ bei $\phi = 0^\circ$ (senkrecht nach oben), $r_P = 1$ bei $\phi = 90^\circ$ (horizontal nach rechts) beziehungsweise $r_P = -1$ bei $\phi = -90^\circ$ (horizontal nach links). Der $RMSD$ wird als konzentrische Kreise um die Werte der Referenzgröße (Beobachtungen) mit $RMSD = 0$, $r_P = 1$ und σ_B eingezeichnet. Das Taylor-Diagramm wird heutzutage vor allem zur Evaluation von Klimamodellen verwendet (z. B. IPCC, 2001).

Da das Taylor-Diagramm eine grafische Aufbereitung verschiedener Gütemaße darstellt, kann es bei relativ ähnlichen Fällen schwierig sein, die tatsächlich beste Variante herauszulesen. Aus diesem Grund hat Taylor (2001) einen neuen Skill-Score S eingeführt, der die graphische Information auf einen numerischen Wert reduziert und so die Vergleichbarkeit erhöht:

$$S = \frac{4(1+r)}{\left(\hat{\sigma}_f + \frac{1}{\hat{\sigma}_f}\right)^2 \cdot (1+r_0)} \quad (5.21)$$

mit der normierten Standardabweichung $\hat{\sigma}_f = \sigma_M \cdot \sigma_B^{-1}$ und einem maximal erreichbaren Korrelationskoeffizienten r_0 . Dabei hat auch Taylor (2001) die Problematik erkannt, dass eine Reduktion des $RMSE$ nicht zwangsläufig eine höhere Güte bedeutet und S unabhängig von $RMSE$ definiert. Die Bestimmung von r_0 erfolgt empirisch und ist nicht reglementiert. Für den Fall, dass sich der Korrelationskoeffizient an das Maximum annähert ($r \rightarrow r_0$) und sich die

Standardabweichungen von Modell und Beobachtungen angleichen ($\hat{\sigma}_f \rightarrow 1$), wird die höchste Güte mit $S \rightarrow 1$ erreicht, die schlechteste bei $S = 0$. Im Rahmen dieser Arbeit wird der Skill-Score S später zur Bestimmung der Modellparameter mit der besten Repräsentation der Beobachtungen verwendet (Kap. 7.2).

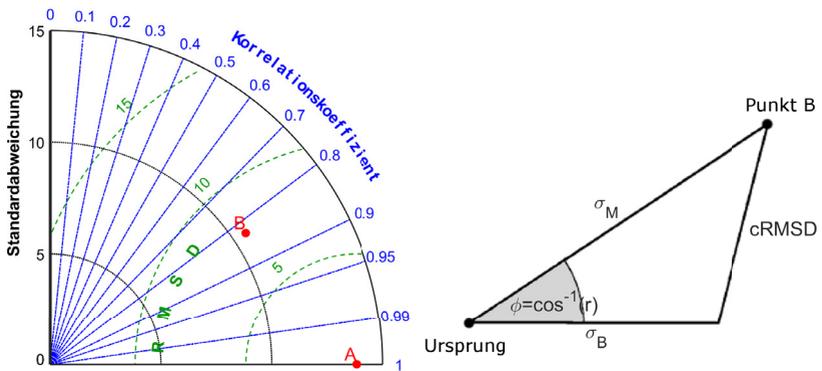


Abbildung 5.1: Beispiel eines Taylor-Diagramms (links). Auf der x- bzw. y-Achse sind die Standardabweichungen von Modell und Beobachtungen aufgetragen, die radial nach außen hin zunehmen (schwarz). Den Azimutwinkel bildet der Korrelationskoeffizient (blau). Die Isolinien gleicher RMSD bilden die grünen konzentrischen Kreise. Punkt „A“ repräsentiert eine Referenzgröße (z. B. Beobachtungen), Punkt „B“ eine Testgröße (z. B. Modell). Die rechte Seite zeigt das Konstruktionsschema des Taylor-Diagramms mit Hilfe des Kosinussatzes (nach Taylor, 2001).

6 Stochastische Niederschlagsmodellierung

Dieses Kapitel beschreibt das im Rahmen dieser Arbeit entwickelte und angewendete stochastische Niederschlagsmodell, das im Folgenden als SPM (engl. **S**tochastic **P**recipitation **M**odel) abgekürzt wird. Zuerst wird ein Überblick über das SPM gegeben (Kap. 6.1). Der Gesamtniederschlag setzt sich im SPM aus mehreren Teilen zusammen, die in Kapitel 6.2 beschrieben werden. Wichtigster Bestandteil ist der orografische Niederschlag nach der Theorie von Smith und Barstad (2004), wie er aus Kapitel 3 bekannt ist. Neu eingeführt werden Niederschlagsanteile für Fronten und eingelagerte Konvektion. Für spätere hydrologische Simulationen (nicht Bestandteil dieser Arbeit) werden die Niederschlagsfelder auf eine höher aufgelöste Zeitskala disaggregiert (Kap. 6.3). Außerdem erfolgt auf Grundlage vorhergehender Studien eine Anpassung der relevanten Gleichungen.

6.1 Modellkomponenten

Bevor die eigentliche Berechnung der Niederschlagsfelder beschrieben wird, sei an dieser Stelle kurz der Aufbau und das allgemeine Funktionsprinzip des SPM erklärt (Abb. 6.1). Das SPM ist als ereignisbasiertes Modell konzipiert. Es wird keine kontinuierliche Zeitreihe wie beispielsweise bei Wettervorhersagemodellen simuliert, sondern einzelne diskrete Ereignisse unterschiedlicher Dauer. Diese Ereignisse müssen in den historischen Kontext passen. Dafür wird mit Hilfe von Messdaten für jede notwendige Variable

eine saisonabhängige statistische Verteilungsfunktion generiert, welche die Grundlage des Modells bilden.

Im ersten Teil des Modells werden allgemeine Einstellungen festgelegt. Dazu gehören die Auswahl von einem der drei beschriebenen Modellgebiete sowie die Anzahl der zu simulierenden Ereignisse n_E . Fronten und Konvektion können separat ein- und ausgeschaltet werden, ebenso die Disaggregation von Tageswerten auf Stundenwerte. Die Feinabstimmung und die Empfindlichkeit des Modells gegenüber bestimmten Parametern und Gebieten kann mithilfe der Tuning-Parameter vorgenommen werden, die ebenfalls im ersten Teil des Modells definiert werden. Außerdem kann eingestellt werden, ob direkt bei der Berechnung der einzelnen Ereignisse einige statistische Größen wie Flächenmittelwerte, Perzentile oder Jährlichkeiten bestimmt werden sollen. Damit kann auf eine Archivierung der Niederschlagsfelder verzichtet und Speicherplatz eingespart werden, was zusätzlich die Rechenzeit minimiert. Nachdem alle Einstellungen getroffen wurden, werden alle notwendigen Daten eingelesen.

Im zweiten Teil des Modells werden die für eine Zahl n_E an Ereignissen notwendigen Variablenwerte generiert. Dazu werden als erstes die Ereignischarakteristika Saison, Dauer (in Tagen) und Vorbedingungen in Form des Vorfeuchteindex (API, Gl. 5.1) generiert. Pro Saison wird die Summe über die jeweiligen Ereignisdauern gebildet. In Anlehnung an die zweimal am Tag durchgeführten Radiosondenaufstiege, die den Statistiken zugrunde liegen, werden pro Tag zwei Werte jeder Variablen benötigt. Daraus ergibt sich die Anzahl der restlichen Variablen pro Saison, die im Anschluss generiert werden. Dabei wird davon ausgegangen, dass zwischen den einzelnen Variablen keine signifikanten Abhängigkeiten bestehen und diese somit unabhängig voneinander bestimmbar sind. Das Ergebnis einer Korrelationsanalyse aller Parameter wird in Kapitel 7.1.5 behandelt. Im vierten und letzten Teil werden die Daten abgespeichert, Grafiken erstellt und weitere Analysen durchgeführt, je nachdem, welche Einstellungen im ersten Teil getroffen wurden.

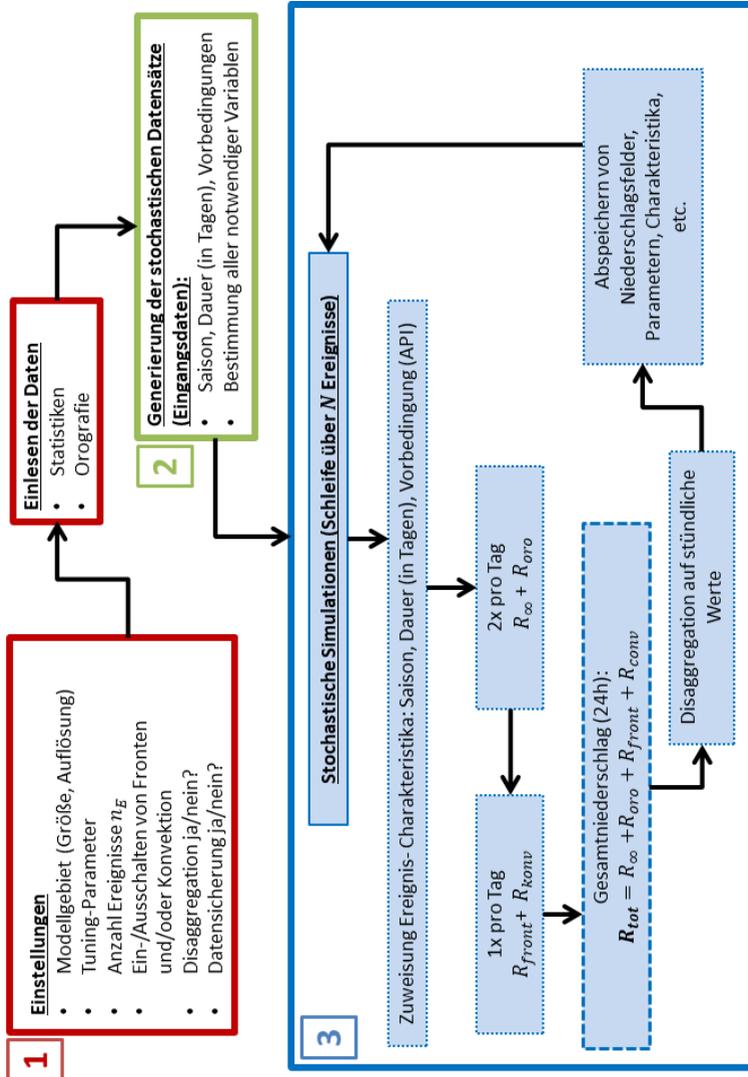


Abbildung 6.1: Schematische Darstellung des Funktionsprinzips des SPM mit den einzelnen Modellkomponenten (Details siehe Text).

Die Niederschlagsfelder der einzelnen Ereignisse (Kap. 6.2) werden anschließend im dritten Teil des Modells berechnet. Dabei wird unterschieden zwischen 24-stündigen und 12-stündigen Feldern. Fronten, Konvektion und Hintergrundniederschlag werden aufgrund der Datenbasis 24-stündig berechnet, der orografische Niederschlag 12-stündig. Zwei orografische Niederschlagsfelder ergeben wieder ein 24-stündiges Niederschlagsfeld. Die so gewonnenen Niederschlagssummen werden anschließend für hydrologische Simulationen auf stündliche Werte disaggregiert (Kap. 6.3).

6.2 Berechnung der Niederschlagsfelder

Der Ausgangspunkt für die Berechnung der Niederschlagsfelder ist die Annahme, dass sich der Gesamtniederschlag R_{tot} an einem Ort (x, y) zum Zeitpunkt t aus mehreren Komponenten zusammensetzt, die sich linear aufaddieren. Die Grundlage dafür ist Gleichung (3.3) der linearen Theorie nach Smith und Barstad (2004), nach der sich der Gesamtniederschlag $R_{\text{tot,SB}}$ aus einem synoptischen Hintergrundterm (R_{∞}) und einem orografische Anteil (R_{oro}) zusammensetzt: $R_{\text{tot,SB}} = R_{\infty} + R_{\text{oro}}$. Für das SPM wird der Niederschlag nach dieser Theorie $R_{\text{tot,SB}}$ um Niederschlagsanteile in Zusammenhang mit Fronten (R_{front}) und eingelagerter Konvektion (R_{konv}) ergänzt:

$$R_{\text{tot}}(x, y, t) = R_{\infty}(t) + c_{\text{oro}} \cdot R_{\text{oro}}(x, y, t) + R_{\text{front}}(x, y, t) + R_{\text{konv}}(x, y, t). \quad (6.1)$$

Der synoptische Hintergrundterm R_{∞} und der orografische Niederschlag R_{oro} sind analog zu Kapitel 3 definiert. Der Hintergrundniederschlag ist weiterhin räumlich konstant und wird für jeden 24-Stunden-Zeitschritt t neu bestimmt. Alle anderen Anteile und der Gesamtniederschlag sind abhängig von Ort (x, y) und Zeit t . Gegenüber dem SB-Modell wurden hier einige Anpassungen vorgenommen. Es hat sich gezeigt, dass die lineare Theorie den Niederschlag im Allgemeinen tendenziell überschätzt, Situationen mit geringeren Intensitäten aber oft unterschätzt (u. a. Kunz und Wassermann,

2011). Aus diesem Grund wird R_{oro} mit Hilfe von drei Skalierungsfaktoren modifiziert. Unter anderem wird ein Vorfaktor c_{oro} in Gleichung (6.1) eingeführt, weitere Modifikationen werden in Kapitel 6.2.2 näher erläutert. Zusätzlich kompensiert der frontale Niederschlag R_{front} (Kap. 6.2.3) ebenfalls teilweise die Über- beziehungsweise Unterschätzung durch das SB-Modell. Oftmals kommt es in großräumigen stratiformen Niederschlagsgebieten zu eingelagerter Konvektion, die einen nicht unwichtigen Anteil am Gesamtniederschlag haben kann (u. a. Fuhrer und Schär, 2005; Kirshbaum und Smith, 2008). Dieser Anteil wird mit R_{konv} beschrieben (Kap. 6.2.4). Im Folgenden werden die verschiedenen Niederschlagsanteile näher erläutert.

6.2.1 Hintergrundniederschlag

Die bestimmenden synoptischen Systeme in der Atmosphäre wie Hoch- und Tiefdruckgebiete haben eine räumliche Ausdehnung von mehreren hundert Kilometern. Die dafür verantwortlichen Systeme in höheren Atmosphärenschichten wie Rossby-Wellen (Trog und Rücken z. B. in 500 hPa) und Jetstream besitzen meist Längen von über 1000 km (vgl. Kap. 2.2.4). Ist das Modellgebiet, wie hier, ausreichend klein gewählt, kann der durch die großräumige Synoptik bedingte Hintergrundniederschlag $R_{\infty}(t)$ in erster Näherung als räumlich konstant und über das gesamte Modellgebiet homogen verteilt angenommen werden.

Der Hintergrundniederschlag für das SPM wird aus REGNIE-Daten abgeleitet (vgl. Kap. 4.1.1 und Kap. 5.2) mit einer zeitlichen Auflösung von $\Delta t = 24$ Stunden. Verwendet werden dabei Gebietsmittelwerte der stärksten zweihundert 24-Stunden-Ereignisse aus dem Zeitraum 1951 bis 2016 (top200) pro Bundesland. Die Auswahl des Gebiets, in dem R_{∞} bestimmt wird, erfolgt über die Wahrscheinlichkeit der Überschreitung eines Schwellenwertes von 50 mm in 24 Stunden. Dieser Wert entspricht dem Schwellenwert des DWD für eine Wetterwarnung vor Dauerregen. Zur Bestimmung dieser

Wahrscheinlichkeit wurde pro Gitterpunkt die Anzahl an Überschreitungen aufsummiert und anschließend durch den Messzeitraum (66 Jahre) geteilt. Für Baden-Württemberg wird ein Gebiet ausgewählt, das einen Großteil der Landesfläche erfasst (Abb. 6.2), aber die markanten orografischen Bereiche des Schwarzwalds und des Allgäus ausblendet. Innerhalb dieses Gebiets ist die Wahrscheinlichkeit für ein Starkregenereignis mit mehr als 50 mm in 24 Stunden relativ homogen verteilt und auf einem niedrigen Niveau (Wahrscheinlichkeit $p = 0,2-0,4 a^{-1}$). Das Gebiet ist außerdem groß genug gewählt, um auch Ereignisse zu berücksichtigen, die sich aufgrund des Messzeitraums der REGNIE-Daten (06:00 – 06:00 UTC) beispielsweise an zwei aufeinanderfolgenden Tagen jeweils nur über einen Teilbereich von Baden-Württemberg erstrecken oder auch innerhalb dieses Zeitraums nur ein Teil von Baden-Württemberg betroffen ist.

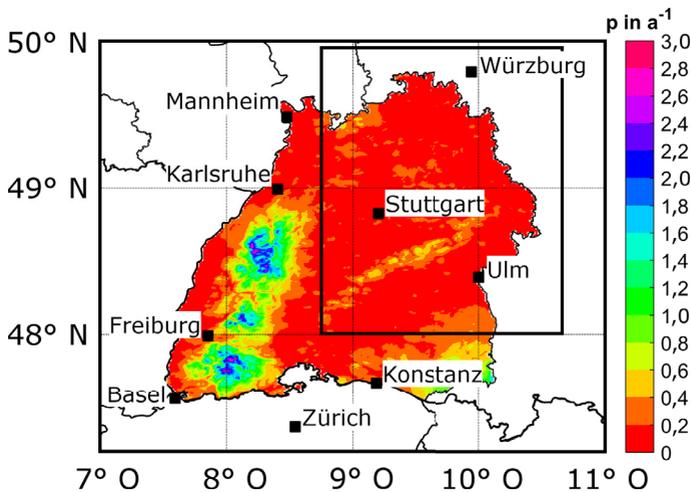


Abbildung 6.2: Durchschnittliche Wahrscheinlichkeit p pro Jahr für ein Niederschlagsereignis von 50 mm d^{-1} aus REGNIE-Daten (1951-2016) für Baden-Württemberg und Gebiet zur Bestimmung des Hintergrundniederschlags (schwarzer Kasten).

Für Hessen und Thüringen wird zur Bestimmung des Hintergrundniederschlags das räumliche Mittel über das gesamte Bundesland genommen, da hier die Orografie weniger stark gegliedert ist als in Baden-Württemberg und auch die Wahrscheinlichkeit für Starkregen mit mehr als 50 mm am Tag homogen verteilt und auf einem niedrigen Niveau ist (Abb. 6.3).

6.2.2 Orografischer Niederschlag

Wie bereits erwähnt, wird der orographische Niederschlagsanteil R_{oro} der linearen Theorie nach Smith und Barstad (2004) für das SPM mithilfe von drei Skalierungsfaktoren c_{oro} , f_{dry} und f_{C_w} modifiziert:

$$\begin{aligned} R_{\text{oro}}(x,y) &= f_{\text{dry}}(x,y) \cdot R_{\text{oro}}^*(x,y) \\ &= f_{\text{dry}}(x,y) \cdot \left[\iint \hat{R}^*(k,l) e^{i(kx+ly)} dkdl \right], \end{aligned} \quad (6.2)$$

mit der Transferfunktion \hat{R}^* im Frequenzraum. Der Term $R_{\text{oro}}^*(x,y)$ entspricht dem orografischen Niederschlag des SB-Modells. Der Faktor c_{oro} ist bereits in Gleichung (6.1) eingeführt worden.

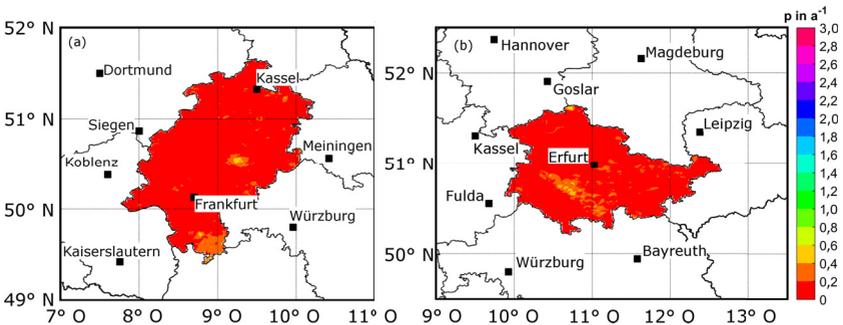


Abbildung 6.3: Durchschnittliche Wahrscheinlichkeit p pro Jahr für ein Niederschlagsereignis von 50 mm d^{-1} aus REGNIE-Daten (1951-2016) für Hessen (a) und Thüringen (b).

Die neue Funktion \hat{R}^* wird gegenüber der ursprünglichen Funktion \hat{R} (Gl. 3.21a) durch den Skalierungsfaktor f_{C_w} modifiziert:

$$\hat{R}^*(k, l) = f_{C_w} \cdot \hat{R}(k, l) = \frac{f_{C_w} \cdot C_w \cdot i\sigma\hat{h}(k, l)}{(1 - imH_w)(1 + i\sigma\tau_c)(1 + i\sigma\tau_f)}. \quad (6.3)$$

Die Hebungssensitivität C_w bestimmt zusammen mit den Zeitkonstanten τ die räumliche Niederschlagsverteilung und wie stark diese geglättet wird (vgl. Kap. 2.2.2). Lange Zeitskalen und geringe Sensitivitäten führen zu einer starken Glättung der Felder und reduzieren die orografisch bedingten Strukturen. Umgekehrt kann es zu einer Überschätzung des orografischen Einflusses kommen (Smith, 2003b). Aus diesem Grund wird f_{C_w} eingeführt, dessen Wert während der Kalibrierung des Modells bestimmt wird.

Wie in Kapitel 3.2.4 gezeigt, kann R_{oro} beispielsweise im Lee großer Gebirge negative Werte annehmen und somit den Gesamtniederschlag signifikant reduzieren oder sogar unterdrücken. Dies führt zu einer Unterschätzung der Niederschlagsmengen in diesen Gebieten (z. B. Kunz, 2011b). Um diesen negativen Effekt zu reduzieren, wird der Faktor f_{dry} in Gleichung (6.2) eingeführt. Er reduziert den orografischen Niederschlag an allen Gitterpunkten, an denen dieser negative Werte aufweist, um einen definierten Prozentsatz, während alle Gitterpunkte mit positiven Werten unverändert bleiben:

$$f_{dry}(x, y) \begin{cases} = 1 & ; \text{für } R_{oro}^*(x, y) \geq 0 \\ < 1 & ; \text{für } R_{oro}^*(x, y) < 0 \end{cases} \quad (6.4)$$

Der optimale Wert von f_{dry} wird ebenfalls während der Kalibrierung des Modells bestimmt.

Bei der Formulierung der Gleichungen wurde von einer vollständig gesättigten Atmosphäre zu jedem Zeitpunkt und in jeder Höhe ausgegangen. Hebungsvorgänge, die zu Niederschlagsbildung führen, wirken ebenfalls auf die gesamte Luftsäule. In der Realität ist die Atmosphäre nur zum Teil gesättigt und die Hebung erstreckt sich nicht über die gesamte Höhe, sodass es in diesem Zusam-

menhang ebenfalls zu einer Überschätzung der Niederschlagsmengen durch das SB-Modell kommt. Dieser Effekt wird durch die Reduktion des orografischen Anteils am Gesamtniederschlag mittels c_{oro} in Gleichung (6.1) korrigiert. Es gilt $0 < c_{\text{oro}} \leq 1$. Während sich der Vorfaktor c_{oro} in Gleichung (6.1) auf alle Gitterpunkte auswirkt, beeinflussen die anderen beiden Faktoren also nur bestimmte Teile von R_{oro} . Zur Verdeutlichung der Wirkung der einzelnen Faktoren ist in Abbildung 6.4 ein Beispiel eines Vertikalschnitts durch das Untersuchungsgebiet Baden-Württemberg gegeben und darin die entsprechenden Niederschlagskurven nach Einführung der jeweiligen Faktoren eingezeichnet. Für das Beispiel wurden die Faktoren auf $f_{C_w} = 0,8$, $f_{\text{dry}} = 0,5$ und $c_{\text{oro}} = 0,7$ festgesetzt. Für die Zeitkonstanten wurde $\tau = 1000$ s verwendet. Gut zu erkennen ist eine Zunahme des Niederschlags von Westen her bis zu den höchsten Gipfeln der Vogesen und die anschließende starke Abnahme im Oberrheingraben zu hohen negativen Werten. Mit ansteigender Orografie im Schwarzwald wird auch der orografische Niederschlag wieder positiv. Der Skalierungsfaktor f_{dry} bewirkt eine Reduzierung der negativen Werte im Oberrheingraben und im Bereich zwischen 9° O und 10° O, alle anderen Werte bleiben dagegen unverändert. Wird zusätzlich der Faktor f_{C_w} eingeführt, reduzieren sich die Werte vor allem dort, wo die Orografie lokale Maxima aufweist. c_{oro} schließlich reduziert alle Werte gleichermaßen um den entsprechenden Faktor.

Zusammen mit den Definitionen für die vertikale Wellenzahl m (Gl. 3.25), der Hebungssensitivität C_w (Gl. 3.17) und der intrinsischen Frequenz $\sigma = uk + vl$ ergibt sich eine Abhängigkeit des orografischen Niederschlags von der Geländehöhe h und den insgesamt sieben atmosphärischen Variablen: Windrichtung und Windgeschwindigkeit in Form der horizontalen Windkomponenten u und v , Stabilität in Form der Brunt-Väisälä Frequenz im gesättigten Zustand N_m , vertikaler Temperaturgradient bei Sättigung Γ_m , aktueller Temperaturgradient γ sowie Luftfeuchtigkeit mit dem Sättigungsmischungsverhältnis r_{vs} und der Halbwertshöhe des vertikalen Wasserdampfgehalts H_w . Für jede dieser sieben Größen wird mit Hilfe von Radiosondendaten eine saisonabhängige Verteilungsfunktion generiert.

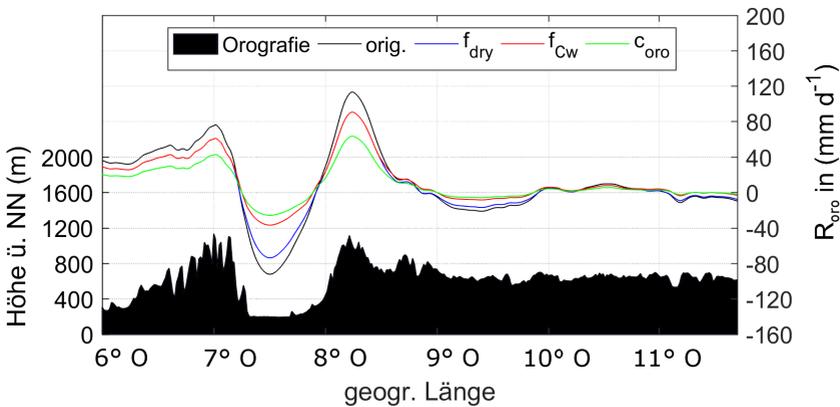


Abbildung 6.4: Beispiel eines Vertikalschnitts durch das Untersuchungsgebiet Baden-Württemberg: Eingezeichnet sind die Niederschlagsverteilung des unveränderten SB-Modells (schwarz), die entsprechende Kurve nach Einführung des Faktors $f_{dry} = 0,5$ (blau), das Ergebnis mit zusätzlich $f_{Cw} = 0,8$ (rot) und der resultierende orografische Niederschlag aus den vorangegangenen Kurven und $c_{oro} = 0,7$ (grün). Es gilt $\tau = 1000$ s.

Auch hier werden nur die zweihundert stärksten 24-Stunden-Ereignisse gemäß REGNIE-Gebietsmittel betrachtet (top200).

Bei der Kalkulation der Niederschlagsfelder wird von unkorrelierten Einflussgrößen ausgegangen (vgl. Kap. 7.1.5). In Anlehnung an die in der Regel zweimal am Tag durchgeführten aerologischen Messungen wird der orografische Niederschlagsanteil des Modells zweimal pro 24-Stunden-Intervall berechnet und zu einer 24-Stunden-Summe zusammengefasst. Damit wird die Variabilität innerhalb eines 24-Stunden-Zeitraums abgedeckt.

6.2.3 Fronten

Die Einführung eines durch Fronten geprägten Niederschlagsanteils stellt ebenfalls eine notwendige Erweiterung der Methode von Smith und Barstad (2004) dar. Im Bereich von Fronten kommt es zu einer lokalen Verstärkung der Hebung aufgrund der hohen Gradienten der Temperatur und durch

Querzirkulationen (vgl. Kap. 2.1 und 2.2.4). Da die einzelnen Anteile aus Gleichung (6.1) in der Realität nicht voneinander zu trennen sind, wird der Anteil durch Fronten den beiden Anteilen des SB-Modells aufgeprägt:

$$R_{\text{front}} = (c_{\text{front}} - 1) \cdot (R_{\text{oro}} + R_{\infty}). \quad (6.5)$$

Der theoretische Wertebereich ist $c_{\text{front}} \in [0; \zeta)$, wobei ζ ein empirisch bestimmter oberer Grenzwert ist. Im SPM wird $\zeta = 3$ gesetzt, damit maximal eine Verdoppelung des Niederschlagsanteils des modifizierten SB-Modells möglich ist. Für $c_{\text{front}} < 1$ ist $R_{\text{front}} < 0$, das heißt, dass der Niederschlagsanteil des SB-Modells reduziert wird. Damit können ganz allgemein horizontale Gradienten im Niederschlagsfeld berücksichtigt werden. Ist $R_{\text{front}} > 0$, entspricht der Aufschlag zum SB-Modell der lokalen Verstärkung durch Fronten, im Fall von $R_{\text{front}} < 0$ werden Fälle berücksichtigt, in denen die meteorologischen Bedingungen nicht horizontal homogen verteilt sind und beispielsweise nur über einem Teil der Fläche eines Bundeslands Niederschlag fällt. Im Rahmen dieser Arbeit (bzw. des Projekts FLORIS) sind die genannten Fälle mit $R_{\text{front}} < 0$ zwar weniger von Bedeutung, zusätzlich zu den beschriebenen Modifikationen des orografischen Anteils kann damit aber ebenfalls die beschriebene Tendenz einer Überschätzung des Niederschlags durch das SB-Modell kompensiert werden.

Zur Berechnung des Frontfaktors werden mit dem modifizierten SB-Modell reale, historische Ereignisse nachsimuliert (top200). Die dafür notwendige Antriebsgrößen des Modells werden aus Radiosondenaufstiegen bestimmt. Anschließend wird für jedes Ereignis das Flächenmittel über das ganze Bundesland sowohl für die REGNIE-Daten als auch für die Modellsimulationen berechnet. Das Verhältnis dieser beiden Flächenmittel ergibt den Frontfaktor

$$c_{\text{front},E} = \frac{O_E}{P_E}, \quad (6.6)$$

mit dem für Ereignis E beobachteten Flächenmittel O_E und dem simulierten Flächenmittel P_E . Damit ergibt sich eine zeitlich Auflösung von $\Delta t = 24$ Stunden. Analog zu R_∞ und den für R_{oro} benötigten Größen werden für den Frontfaktor saisonal differenzierte statistische Verteilungsfunktionen erstellt (vgl. Kap. 7.3.1).

Da eine Front oder Frontalzone keine unendliche Ausdehnung hat, wird als weitere Größe die Breite der Zone b_F festgelegt, in der der zusätzliche Niederschlagsanteil R_{front} aufaddiert wird. In den Studien von Bergeron (1937) oder Godske et al. (1957) wurden Frontalzone intensiv untersucht. Die Niederschlagsbänder einer typischen Front haben diesen Arbeiten zufolge eine Breite von durchschnittlich 200–300 km. Auf Grundlage dessen wird für die stochastisch generierten Ereignisse eine Normalverteilung mit einem Mittelwert von $\mu_F = 200$ km und eine Standardabweichung von $\sigma_F = 20$ km angenommen. Damit ergibt sich ein Wertebereich von 120 – 280 km, in dem über 99,99 % aller Werte liegen (4σ -Bereich). Für jedes simulierte 24-Stunden-Ereignis wird daraus ein Wert mit einem Zufallsgenerator ermittelt.

Die Implementierung des frontalen Niederschlags im SPM erfolgt in mehreren Schritten. Die Ausrichtung der Frontalzone entlang ihrer Längsachse (Länge $L_F \rightarrow \infty$) wird parallel zur Windrichtung gesetzt und entspricht gleichzeitig ihrer Zugrichtung. Damit ist der Spezialfall einer sogenannten schleifenden Front berücksichtigt. Gerade in diesen Fällen kommt es zu signifikanten Niederschlagsmengen, da der Bereich mit verstärkter Hebung und erhöhter Niederschlagsrate länger über einem Ort verweilt. Stehen die Zugrichtung der Front und ihre Längsausrichtung senkrecht zueinander, ist diese Zeitspanne am kürzesten und der zusätzliche Niederschlagsanteil geringer. Aus diesem Grund wird nur der Maximalfall betrachtet. Die Position der Mittelachse der Frontalzone (maximales c_{front}) wird mittels Zufallsgenerator am linken oder unteren Rand des Modellgebiets mit einem Mindestabstand von 10 km zu den Eckpunkten festgelegt. Damit an den Rändern keine Diskontinuitäten entstehen, wird innerhalb der Frontalzone eine Normalverteilung des Frontfaktors c_{front} mit der vorher bestimmten Breite b_F

angenommen, die an den Rändern auf $c_{\text{front}} = 1$ abfällt oder ansteigt (Abb. 6.5, links). Das bedeutet, dass an den Rändern $R_{\text{front}} = 0$ ist. Auf diese Weise können sowohl sehr breite Fronten, die das ganze Modellgebiet erfassen, als auch schmale Fronten, die nur einen Teil betreffen, realisiert werden.

6.2.4 Eingelagerte Konvektion

Konvektion im Allgemeinen beinhaltet eine Vielzahl an komplexen Prozessen, die die Simulation schwierig machen. Das SPM wurde für die Betrachtung großskaliger Niederschlagsfelder im Hinblick auf Extremereignisse des Flächenniederschlags konzipiert. Aus diesem Grund werden konvektive Einlagerungen auf ähnlich abstrahierte Art und Weise behandelt wie Fronten. Der Niederschlagsanteil R_{konv} berücksichtigt konvektive Einlagerungen in großskalige Niederschlagsgebiete und im Bereich von Fronten, die zu einer lokalen Zunahme der Niederschlagssummen führen können (siehe Kap. 2.2.4). Wie oben bereits erwähnt, können die einzelnen Anteile aus Gleichung 6.1 in der Realität nicht voneinander getrennt werden. Analog zum frontalen Anteil wird R_{konv} deshalb ebenfalls in Abhängigkeit vom Niederschlagsanteil des SB-Modells bestimmt, da eingelagerte Konvektion zum Teil auch orografisch bedingt ist:

$$R_{\text{konv}} = c_{\text{konv}} \cdot (R_{\infty} + R_{\text{oro}}). \quad (6.7)$$

Der konvektive Aufschlag wird durch den Faktor c_{konv} bestimmt. Der Wertebereich wird auf $c_{\text{konv}} \in [0; 1]$ festgelegt. Damit ist maximal eine Verdoppelung des Niederschlags des SB-Modells möglich.

Anstelle eines einzelnen breiten Bands wie im Fall von Fronten wird für jedes 24-stündige Niederschlagsereignis eine Anzahl n_{K} kleinerer konvektiver Zellen simuliert (Abb. 6.5, rechts). Jede Zelle bekommt eine eigene Länge L_i und Breite B_i ($i \in [1; n_{\text{K}}]$) zugewiesen, wobei die Länge deutlich größer sein muss als die Breite ($L \gg B$). Außerdem wird eine maximale Länge $L_{\text{max}} = 300 \text{ km}$ festgesetzt. Datengrundlage für die Länge und die Breite der konvektiven Zellen sind die Zugbahnen schwerer Gewitter (Kap. 4.3).

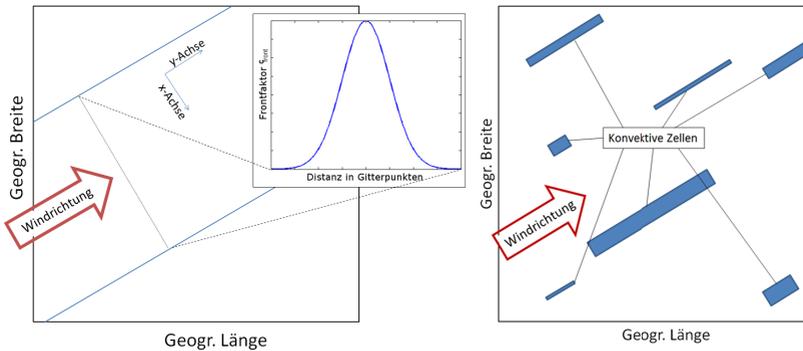


Abbildung 6.5: Schematische Darstellung der Implementierung von Fronten (links) und Konvektion (rechts) im SPM.

Eine genauere Betrachtung der Verteilungen erfolgt in Kapitel 7.3.2. Ursprünglich wurden diese Daten verwendet, um Bereiche, in denen Hagel auftritt, zu bestimmen. Da konvektive Niederschlagsbereiche breiter sind als die Hagelzüge, wird die Breite B der Zugbahnen im Modell verdoppelt ($B_i^* = 2B_i$). Die Ausrichtung entlang der Längsachse orientiert sich analog zu R_{front} an der vorgegebenen Windrichtung. Über einen Zufallsgenerator werden für jede Zelle $n_i = L_i \cdot B_i^*$ Werte für c_{konv} erzeugt und zufällig innerhalb der Zelle verteilt. Die n_K Zellen werden dann zufällig über das gesamte Modellgebiet verteilt. Das konvektive Niederschlagsfeld R_{konv} ergibt sich aus der Summe aller konvektiven Zellen. Dies ermöglicht mehrere Zellen an einem Gitterpunkt pro Niederschlagsereignis. Damit es nicht zu scharfen Kanten oder großen Gradienten im Randbereich der Zellen kommt, wird R_{konv} mit Hilfe eines gleitenden Mittels über 10 Gitterpunkte (≈ 10 km) geglättet.

6.3 Disaggregation der Niederschlagsfelder

Für weiterführende Studien, wie zum Beispiel die hydrologischen Simulationen im Rahmen des Projekts FLORIS, sind häufig zeitlich höher aufgelöste Niederschlagsdaten als die vom SPM bisher berechneten Tageswerte erforderlich. Dazu ist im SPM ein Disaggregationsschema eingebaut. Dieses beruht auf Analysen der RADOLAN-Daten (Kap. 4.1.2), aus denen ein saisonal differenzierter typischer Tagesgang der Niederschlagsverteilung abgeleitet wird. Wegen des kurzen Zeitraums, für den RADOLAN-Daten verfügbar sind, werden die typischen Tagesgänge nicht allein aus den stärksten Ereignissen bestimmt, sondern aus der Gesamtheit der Daten. Für die Disaggregation wird zwischen eintägigen und mehrtägigen Ereignissen unterschieden.

Für jeden Zeitschritt h (mit $\Delta h = 1$ Stunde) wird aus RADOLAN die gesamte Niederschlagsmenge V_h innerhalb eines Untersuchungsgebiets (Baden-Württemberg, Hessen oder Thüringen) bestimmt, indem nur Gitterpunkte mit $R > 0$ (Anzahl n_h) aufsummiert werden:

$$V_h = \sum_{x,y} R_h(x,y) \quad ; \forall(x,y) \text{ mit } R_h(x,y) > 0, \quad (6.8)$$

mit dem Niederschlag $R_h(x,y)$ am Gitterpunkt (x,y) zum Zeitschritt h . Um Konformität zu den bisher verwendeten REGNIE- und Radiosondendaten herzustellen, werden als nächstes Tageswerte V_d von 06:00 – 06:00 UTC gebildet (Gl. 6.9a) und die entsprechenden relativen Anteile w_h der einzelnen Stundenwerte bestimmt (Gl. 6.9b):

$$V_d = \sum_{h=1}^{24} V_h, \quad (6.9a)$$

$$w_h = \frac{V_h}{V_d}. \quad (6.9b)$$

Aus den Medianen der Stundenwerte w_h wird dann für jede Saison ein typischer Tagesgang erstellt.

Im Fall von eintägigen Ereignissen wird der typische Tagesgang zunächst mit Hilfe eines Zufallsgenerators um $\pm 25\%$ variiert, damit nicht jedes Ereignis die gleiche stündliche Verteilung erhält (Abb. 6.6, links). Im Anschluss erfolgt eine Glättung durch ein gleitendes Mittel über 3 Stunden und eine Normierung, damit die ursprüngliche Tagessumme erhalten bleibt. Sollten dabei negative Werte von w_h auftreten, werden diese auf Null gesetzt. Die 24-Stunden-Summe des SPM wird dann mit Hilfe der so generierten relativen Stundenanteile disaggregiert.

Bei Ereignissen der Dauer $t_E > 1$ erfolgt eine Aneinanderreihung des typischen Tagesgangs (Abb. 6.6, rechts). Für jeden 24-Stunden-Zeitraum wird der Tagesgang wie bei eintägigen Ereignissen zunächst um $\pm 25\%$ variiert. Für die anschließende Glättung werden zwei Fälle unterschieden: An Tagen, an denen das SPM auf weniger als 30% der Fläche eines Bundeslands Niederschlagswerte von $R_{\text{tot}} > 30$ mm aufweist, wird ein gleitendes Mittel über 18 Stunden angewendet. Damit werden Situationen abgedeckt, in denen die Niederschlagsintensität an mehreren aufeinanderfolgenden Tagen jeweils einmal pro Tag deutlich erhöht ist (z. B. mehrere schnelle Frontpassagen). An Tagen, an denen im SPM Werte von $R > 30$ mm auf mehr als 30% der Fläche simuliert werden, wird ein gleitendes Mittel über 24 Stunden verwendet. Großräumige Niederschlagsereignisse zeichnen sich in der Regel durch langanhaltende, gleichmäßige und moderate Niederschlagsintensitäten aus (Kunz, 2003). Mit dieser zweiten, stärkeren Glättung werden derartige Situationen beschrieben.

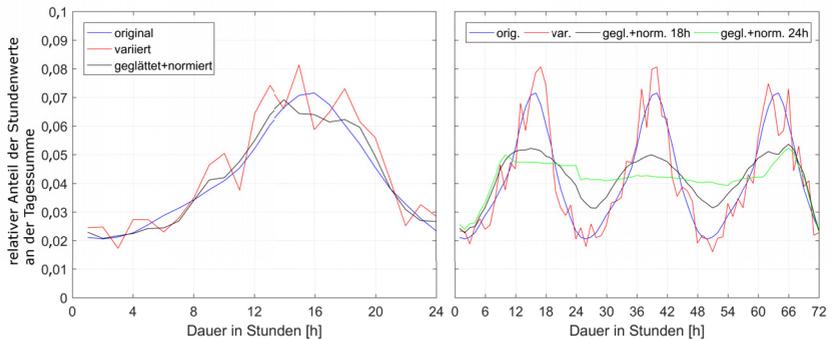


Abbildung 6.6: Beispiel für das Disaggregationsverfahren des SPM für ein eintägiges Ereignis (links) und ein dreitägiges Ereignis (rechts). Die blauen Kurven zeigen den unveränderten Tagesgang (hier: Frühling), die roten den um $\pm 25\%$ variierten Tagesgang. Die schwarzen Kurven repräsentieren den endgültigen Tagesgang nach Glättung (links 3h, rechts 18h) und Normierung, die grüne Kurve rechts zeigt die Variante mit einem gleitendem Mittel über 24 Stunden.

7 Niederschlagscharakteristika und Kalibrierung des Modells

Die in diesem Kapitel beschriebenen Niederschlagsanalysen wurden für die drei Bundesländer Baden-Württemberg (BW), Hessen (HE) und Thüringen (TH) im Zeitraum 1951–2016 durchgeführt. Zunächst werden historische Starkniederschlagsereignisse betrachtet (Kap. 7.1), die die Grundlage für die freien Parameter des SPM bilden (top200). Dabei wird das Auswahlkriterium beschrieben und die Ereignisse anhand einiger Kenngrößen charakterisiert. Mit Hilfe des top200 Datensatzes wird das Modell über die freien Parameter dann kalibriert (Kap. 7.2). Aus den Differenzen zwischen Modell und Beobachtungen ergeben sich die notwendigen Größen sowohl für den frontalen als auch für den konvektiven Niederschlagsanteil (Kap. 7.3).

7.1 Auswahl und Analyse relevanter Starkniederschlagsereignisse

Die Auswahl der für diese Arbeit relevanten Niederschlagsereignisse erfolgt auf Grundlage räumlich gemittelter Gebietsniederschläge über 24-Stunden (REGNIE). Für jedes Bundesland wird dafür ein Schwellenwert R_S definiert. Alle Tage mit einem Gebietsniederschlag $\bar{R} \geq R_S$ werden für die Analysen berücksichtigt. Dazu werden die Gebietsniederschläge absteigend sortiert und der Wert an der 200. Stelle bestimmt (Rangwert). Für den Schwellenwert R_S wird dieser Wert auf die nächst kleinere ganze Zahl abgerundet. Der höchste Rang mit $\bar{R} = R_S$ entspricht der Anzahl zu betrachtender Tage n_d . Die Schwellenwerte, Rangwerte und die daraus resultierende Anzahl an

Tagen für jedes Bundesland sind in Tabelle 7.1 aufgelistet. Es ist davon auszugehen, dass in den REGNIE-Daten Messfehler und Fehler durch die Interpolationsmethode enthalten sind. Je größer die Fläche, über die gemittelt wird, desto weniger ist eine Angabe in 1/10 mm sinnvoll. Außerdem handelt es sich um Tagesniederschläge und nicht um Niederschlagsereignisse. Innerhalb eines Ereignisses können mehrere der größten Tageswerte auftreten (siehe weiter unten), was die Anzahl an Ereignissen n_{top} verringert und somit die Ausweitung der Analysen auf mehr als 200 Tageswerte rechtfertigt.

Um aus den größten Tageswerten die tatsächlichen Niederschlagsereignisse zu bekommen, wird die Zeitreihe der Tageswerte betrachtet. Ein Ereignis wird gemäß Kapitel 5.1 über einen Schwellenwert R_G definiert. Im Gegensatz zum Schwellenwert R_S , mit dem ein Tageswert als Extremwert eingestuft wird, wird mit Hilfe von R_G definiert, ob ein Tag ein Niederschlagstag ($\bar{R} \geq R_G$) oder ein Trockentag ($\bar{R} < R_G$) ist. Innerhalb eines Niederschlagsereignisses können also mehrere Extremwerte und auch Trockentage auftreten. Zwei Niederschlagsereignisse müssen durch mindestens drei aufeinanderfolgende Trockentage getrennt sein. Die Anzahl der Niederschlagsereignisse n_{top} für das jeweilige Bundesland ist ebenfalls in Tabelle 7.1 aufgelistet. Die größte Differenz zwischen n_d und n_{top} ergibt sich dabei für Thüringen von $-18,75\%$

Tabelle 7.1: Gebietsniederschläge (24 h-Summen aus REGNIE) an 200. Position der sortierten Datenreihe R_{200} und damit festgelegte Schwellenwerte R_S für die Datenfilterung und resultierende Anzahl Tage n_d für Baden-Württemberg, Hessen und Thüringen. Nach einem weiteren Arbeitsschritt (siehe Text) ergibt sich daraus die Anzahl an Niederschlagsereignissen n_{top} .

	Baden-Württemberg	Hessen	Thüringen
R_{200}	19,8 mm	17,3 mm	16,8 mm
R_S	19,0 mm	17,0 mm	16,0 mm
n_d	245	215	224
n_{top}	215	201	182

gefolgt von Baden-Württemberg mit $-12,24\%$ und Hessen mit $-6,5\%$. Das bedeutet, dass in Thüringen am häufigsten mehrere der stärksten 24 h-Werte innerhalb eines Ereignisses auftreten, während diese in Hessen weniger häufig gebündelt auftreten. Damit ist der top200-Datensatz definiert. Obwohl die Anzahl der betrachteten Tage n_{top} nicht exakt Zweihundert beträgt, wird im Folgenden die Bezeichnung top200 beibehalten, da als Ausgangspunkt der Betrachtung die zweihundert stärksten Tageswerte standen.

7.1.1 Saisonale Verteilung

Zunächst wird die Häufigkeit der top200-Ereignisse hinsichtlich der meteorologischen Jahreszeiten betrachtet. Insgesamt ähneln sich die saisonalen Verteilungen der einzelnen Bundesländer (Abb. 7.1). Die Ereignisse haben in allen Bundesländern ihr Maximum in den Sommermonaten. Eine mögliche Ursache können konvektive Einlagerungen in stratiformen Niederschlagsgebieten sein, die wegen der thermischen Schichtung der Atmosphäre vermehrt im Sommer auftreten. Andererseits kann der Gebietsmittelwert in REGNIE auch durch konvektive Zellen dominiert werden, wenn an einem Tag beispielsweise sehr viele einzelne Zellen über das gesamte Untersuchungsgebiet verteilt auftreten. Den deutlichsten Unterschied gegenüber den anderen Bundesländern zeigt die Verteilung von Hessen vor allem im Sommer und im Winter. Während die Häufigkeiten der Ereignisse in den beiden Jahreszeiten in Baden-Württemberg und Thüringen mit jeweils circa 30% nahezu identisch sind, treten Sommerereignisse in Hessen mit einer Häufigkeit von etwa 43% auf. Im Winter ist die Verteilung gegenläufig mit rund 24% (BW), 21% (TH) und 14% (HE). Die Unterschiede im Frühling sind sehr gering (20–21%). Auch im Herbst liegen die Häufigkeiten mit Werten zwischen 22% und 27% näher zusammen. Diese Werte gehen als Auftrittswahrscheinlichkeit direkt in das SPM ein.

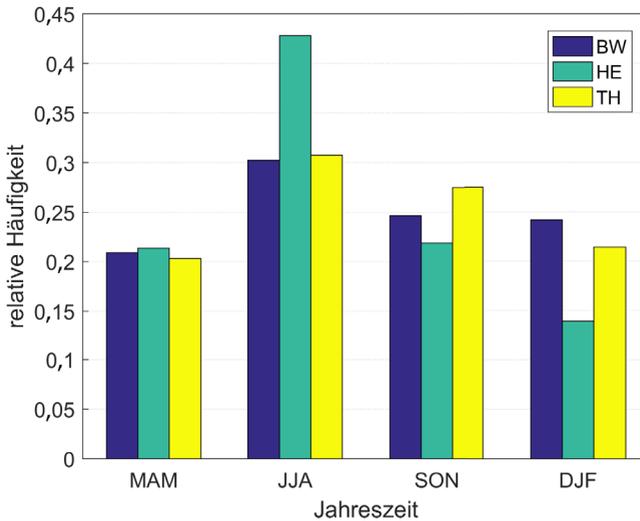


Abbildung 7.1: Saisonale Verteilung der top200 Niederschlagsereignisse (aus REGNIE gefiltert) für Baden-Württemberg (BW), Hessen (HE) und Thüringen (TH). Dargestellt ist die relative Häufigkeit pro Saison bezüglich der Gesamtzahl pro Bundesland.

7.1.2 Ereignisdauer

Für die Bestimmung der effektiven Ereignisdauer werden nur die Regentage mit $\bar{R} \geq R_G$ gezählt (vgl. Kap. 5.1), wobei für R_G das 75%-Perzentil der REGNIE-Werte mit $\bar{R} > 0$ verwendet wird. Kleinere Werte führen zu einer Überinterpretation von langen Ereignissen, bei größeren Werten hingegen werden mehrtägige Ereignisse fast vollständig unterdrückt. Die so bestimmten Schwellenwerte der Gebietsniederschläge sind 5,4 mm für Baden-Württemberg, 3,8 mm für Hessen und 4,2 mm für Thüringen.

Die Gesamtzahl der top200 Ereignisse (ohne saisonale Differenzierung) zeigt die maximale Häufigkeit bei 2 Regentagen pro Ereignis in Baden-Württemberg und Hessen und 3 Regentagen in Thüringen (Abb. 7.2). Die Verteilungen der Bundesländer sind erneut relativ ähnlich mit einem Anstieg der Häufigkeit von eintägigen Ereignissen bis zum Maximum und einem langsamen Abfall zu

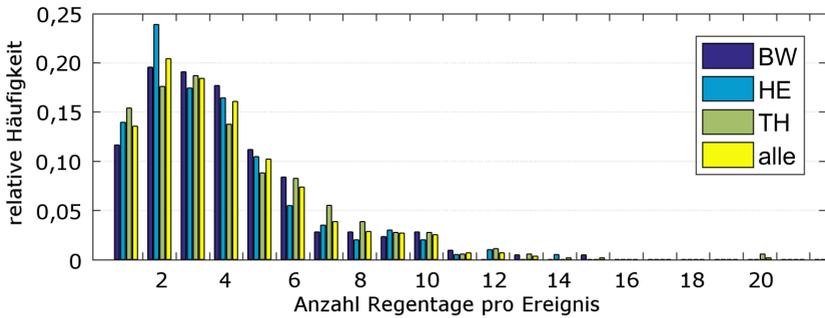


Abbildung 7.2: Relative Häufigkeit der Anzahl Regentage pro Ereignis und Bundesland. Dargestellt ist die Gesamtzahl der top200 Ereignisse ohne saisonale Differenzierung.

größerer Ereignisdauer. Ereignisse mit 10 oder mehr Regentagen kommen sehr selten und nicht in allen Bundesländern vor, während mehr als 15 Regentage, von einer Ausnahme in Thüringen abgesehen, nicht mehr verzeichnet werden. In Hessen gibt es deutlich mehr Ereignisse mit 2 Regentagen, in Thüringen ist die Häufigkeit von 7–8 Regentagen höher als in den anderen Ländern, in denen die Häufigkeit von 7–10 Regentagen nahezu konstant ist. In allen Bundesländern gibt es einen größeren Einschnitt nach 10 Regentagen.

Die saisonalen Verteilungen der relativen Häufigkeit zeigen größere Unterschiede sowohl zwischen den Bundesländern als auch den Jahreszeiten (Abb. B.1). Eine Gemeinsamkeit ist jedoch die Tendenz zu längeren Ereignissen (mehr Regentage) im Winter (DJF). Ein Grund kann die höhere Persistenz von relevanten Wetterlagen im Winter sein (Gerstengarbe et al., 1999). In Baden-Württemberg verschiebt sich das Maximum von 4 Regentagen im Frühling zu 2 Tagen im Sommer und 1 Regentag im Herbst (Abb. B.1, oben). Die Verteilung im Winter zeigt zwei Maxima bei 2–3 Tagen sowie 6 Tagen. Ereignisse mit 10 oder mehr Regentagen treten im Frühling nicht auf, dafür ist die Verteilung für 2–6 Tage symmetrisch. Zwischen 6 und 7 Tagen ist ein größerer Einschnitt in allen Jahreszeiten zu sehen. Werte über 10 gibt es nur im Sommer und im Winter. In Hessen liegt das Maximum für Frühling,

Sommer und Herbst bei 2–3 Tagen, im Winter bei 2 und 4 Tagen (Abb. B.1, Mitte). Im Frühling nimmt ab 5 Regentagen die Häufigkeit stark ab und bleibt anschließend auf etwa gleichem Niveau. Alle anderen Jahreszeiten zeigen eine eher kontinuierliche Abnahme. Werte über 10 treten in Hessen hauptsächlich im Frühjahr und Sommer auf. In Thüringen treten Ereignisse mit 2 Regentagen im Frühling und Herbst, 3 Regentagen im Sommer und 4 Tagen im Winter am häufigsten auf (Abb. B.1, unten). Werte größer 12 gibt es hier nur im Winter. Die Häufigkeit von 5–10 Regentagen bleibt im Frühjahr konstant.

Die Deutung der Ergebnisse ist schwierig, da aufgrund des Auswahlverfahrens nur eine relativ kleine Stichprobe von durchschnittlich 40–50 Ereignissen pro Saison und Bundesland zur Verfügung steht. Kleinere Unterschiede und Schwankungen sollten deswegen auch nicht überinterpretiert werden. Einige Tendenzen haben sich dennoch herauskristallisiert. In allen Fällen kann eine Verschiebung zu längeren Ereignissen im Winter beobachtet werden. Außerdem ist die Häufigkeit ab circa 6–7 Regentagen pro Ereignis gegenüber kleineren Werte deutlich reduziert. Dies deckt sich mit den Ergebnissen von Gerstengarbe et al. (1999), die bei ihren Analysen der Großwetterlagen nach Hess und Brezowsky (1969) herausfanden, dass für alle Wetterlagen die maximale Häufigkeit der Persistenz bei 3 Tagen liegt und die Häufigkeit ab 5–7 Tagen deutlich abnimmt.

7.1.3 Ereignisniederschlag und Vorbedingungen

Nachdem über die Ereignisdauer Anfangs- und Enddatum der Ereignisse definiert sind, können diese bezüglich Niederschlagsmengen und Vorbedingungen untersucht werden. Für die Vorbedingungen wird der Vorfeuchteindex (API, Kap. 5.1, Gl. 5.1) verwendet. Dieser berechnet sich hier aus der gewichteten Summe der Niederschläge der 30 Tage vor dem ersten Ereignistag. Das Maximum der Verteilung liegt bei 20–25 mm für Hessen und 15–20 mm für Baden-Württemberg und Thüringen (Abb. 7.3). Sehr trockene (API < 5 mm) und sehr nasse Perioden (API > 40 mm) kommen selten vor.

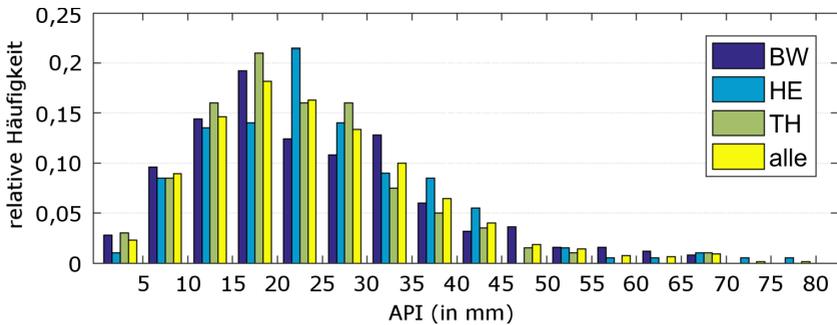


Abbildung 7.3: Relative Häufigkeit des Vorgeuchteindex (API) pro Bundesland und alle Ereignisse. Dargestellt ist jeweils die Gesamtzahl der top200 Ereignisse ohne saisonale Differenzierung.

Insgesamt ähneln sich die Verteilungen der Bundesländer. Auffallend ist ein Rückgang der Häufigkeit der Werte des API in Baden-Württemberg zwischen 20 mm und 30 mm und ein erneuter Anstieg bei 30–35 mm. Dies kann an der analysierten Datenmenge (wenige Extremereignisse) liegen.

Die saisonale Differenzierung zeigt für Baden-Württemberg im Winter ein entsprechendes Signal (Abb. B.2, oben). Die Häufigkeit nimmt bis 20 mm zu und geht dann in genanntem Bereich stark zurück, bevor das absolute Maximum bei 30–35 mm erreicht wird. Auch die Verteilung im Frühling zeigt diese Bimodalität, wenn auch in stark abgeschwächter Ausprägung. Werte größer 50 mm treten im Winter quasi nicht auf. In Hessen treten überproportional viele Werte des API von 5–10 mm im Frühling auf, während Werte größer 50 mm in dieser Jahreszeit sehr selten beobachtet wurden (Abb. B.2, Mitte). Generell nimmt der API in Hessen größere Werte gegenüber den anderen Bundesländern an, was sich sowohl durch ein nach oben verschobenes Maximum als auch durch das Auftreten höherer Werte bemerkbar macht. Am seltensten werden API-Werte über 45 mm in Thüringen verzeichnet (Abb. B.2, unten). Dort zeigen die Verteilungen einen Einschnitt nach 20 mm. Mit Ausnahme des Frühlings ist in allen Jahreszeiten eine leichte

Bimodalität bei 20–30 mm zu erkennen, die in der Gesamtzahl (Abb. 7.3) aber nicht so deutlich hervortritt.

Für die Bestimmung des Ereignisniederschlags als Gebietsmittel werden nur die Regentage ($\bar{R} \geq R_G$) verwendet und daraus der Mittelwert bestimmt. Am häufigsten treten Ereignisse mit 10–14 mm mittlerem Niederschlag auf, ab 20 mm nimmt die Häufigkeit stark ab (Abb. 7.4). Dies gilt sowohl für die Gesamtzahl betrachteter Ereignisse als auch für jedes Bundesland separat. Aufgrund der gewählten Schwellenwerte kommen Ereignisniederschläge unter 8 mm nicht vor. Bei der saisonalen Unterscheidung zeigen sich in allen Bundesländern die größten Unterschiede vor allem zwischen Winter und den anderen Jahreszeiten (Abb. B.3). Während im Winter in allen Bundesländern die Verteilung auf Werte zwischen 8 und circa 22–24 mm begrenzt ist, treten größere Werte nur in den anderen Jahreszeiten auf. Dafür sind die Maxima im unteren Bereich von 10–14 mm im Winter tendenziell zu leicht höheren Werten verschoben (außer BW). Eine Ursache dafür kann das unterschiedliche Niederschlagsregime mit eher kurzen konvektiven Ereignissen im Sommer und eher länger anhaltenden stratiformen Ereignissen im Winter sein. So hat Mühr (1996) in seiner Arbeit gezeigt, dass hohe Niederschlagssummen in Baden-Württemberg vermehrt im Zusammenhang mit sommerlicher Konvektion auftreten, während im Winter nur im Schwarzwald Niederschlagssummen von mehr als 50 mm am Tag erreicht werden.

Besonders ausgeprägt sind die Maxima im Frühling und Sommer in Hessen (Abb. B.3, Mitte), die sich deutlich vom Rest der Verteilung abheben. In Thüringen kann eine bimodale Verteilung vor allem im Herbst und Winter beobachtet werden (Abb. B.3, unten). Die Maxima liegen dabei bei 12–14 mm beziehungsweise 18–20 mm. Im Frühling ist diese nicht so stark ausgeprägt und um 2 Klassen nach unten verschoben.

Bei dieser Betrachtung wurde die Ereignisdauer zunächst nicht explizit betrachtet. Da der Mittelwert von der Anzahl der Werte ($\hat{=}$ Tage) abhängt, sollte daher noch ein Bezug zur Ereignisdauer hergestellt werden. Eine Gesamtübersicht über die Charakteristika API, Dauer, Saison und Ereignis-

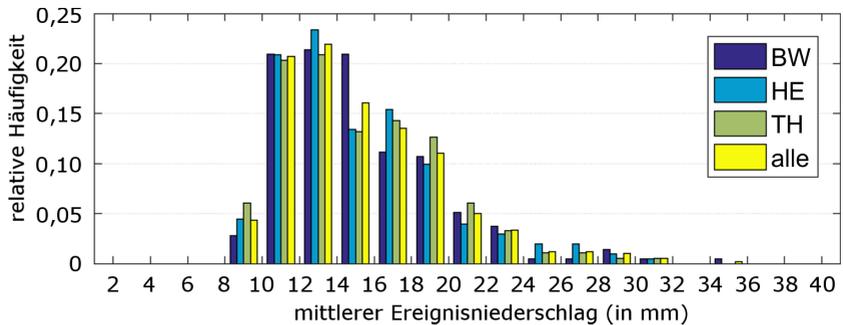


Abbildung 7.4: Relative Häufigkeit des mittleren Ereignisniederschlags als Gebietsmittel bestimmt aus der Anzahl Regentage. Dargestellt ist jeweils die Gesamtzahl der top200 Ereignisse ohne saisonale Differenzierung.

niederschlag zeigt Abbildung 7.5. Dazu wurden für jedes Ereignis die vier Größen miteinander verknüpft. Wie sich schon in den Abbildungen 7.2–7.4 gezeigt hat, häufen sich die Ereignisse bei API-Werten von 10–20 mm, einer Andauer von 2–6 Tagen und Ereignisniederschlägen von 10–15 mm. Darüber hinaus wird ersichtlich, dass hohe Niederschlagswerte mit kurzen Zeitskalen verbunden sind, die im Winter nicht auftreten. Je länger das Ereignis andauert, desto geringer wird der mittlere Niederschlag. Die Verknüpfung von API und Ereignisniederschlag ergibt sowohl Fälle mit geringem API und hohem Niederschlag als auch hohem API und geringem Niederschlag. Eine Kombination aus hohem API und hohem Niederschlag (rechte, obere Ecke) wurde bisher nicht beobachtet. Eine solche Kombination birgt das größte Potenzial für ein starkes Hochwasser, da es aufgrund der bereits annähernd oder vollständig gesättigten Böden zu vermehrtem Oberflächenabfluss kommt und zusätzlich hohe Niederschlagsmengen direkt in die Flusssysteme eingebracht werden. Diese Beobachtung gilt für alle Bundesländer, wobei die Streuung in Thüringen am geringsten ist. Das Ergebnis deckt sich mit den Analysen von Schröter et al. (2015), die Hochwasserereignisse auf ähnliche Art untersucht haben.

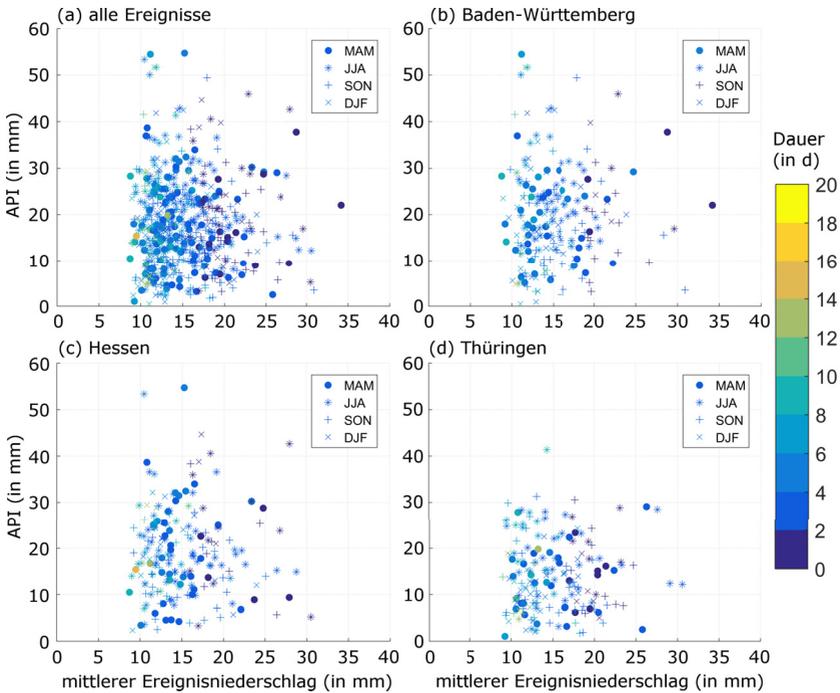


Abbildung 7.5: Kombination von Vorfeuchte (API) und Ereignisniederschlag (aus Regentagen) der einzelnen Ereignisse für alle Werte (a), Baden-Württemberg (b), Hessen (c) und Thüringen (d). Die farbliche Abstufung gibt die Dauer (Anzahl der Regentage) an, die unterschiedlichen Symbole die Jahreszeiten.

7.1.4 Atmosphärische Bedingungen

Nachdem im vorangegangenen Kapitel die Niederschlagsereignisse über Jahreszeit, Dauer oder Ereignisniederschlag charakterisiert wurden, wird im folgenden Kapitel der dabei vorherrschende atmosphärische Zustand untersucht. Betrachtet werden acht Größen, die gemäß Kapitel 3 und 6 für das SPM benötigt werden. Diese werden, mit Ausnahme des Hintergrundniederschlags, aus Radiosondendaten bestimmt (Kap. 4.2), wobei für jeden Tag zwei Datensätze (00:00 UTC und 12:00 UTC) verfügbar sind. Der

Hintergrundniederschlag R_∞ errechnet sich aus den 24-stündigen REGNIE-Daten (Kap. 4.1.1), wobei für Hessen und Thüringen das komplette Flächenmittel und für Baden-Württemberg der Bereich ohne Schwarzwald und Allgäu betrachtet wird (Kap. 6.2.1). Analysiert wird der Zustand für die n_d -Tage mit den größten 24-stündigen Niederschlagsmengen, die in den top200 Ereignissen enthalten sind (Tabelle 7.1).

Für Baden-Württemberg werden Daten der Station Stuttgart-Schnarrenberg im Zeitraum 1957–2016 verwendet. Die Berechnung der integralen Größen erfolgt, wie in Abschnitt 4.2 dargestellt, für die unteren 5 km unter Einbeziehung einer Wasserdampfgewichtung. Für einzelne Niederschlagsereignisse ergeben sich die Parameter aus dem arithmetischen Mittel der Werte aus allen Radiosondenaufstiegen zwischen Ereignisanfang und -ende. Im Fall der gesättigten Brunt-Väisälä-Frequenz N_m^2 wird das Quadrat betrachtet. Eine Übersicht über alle Variablen in Abhängigkeit von der Jahreszeit zeigt Abbildung 7.6. Die Größe N_m^2 besitzt eine ähnliche Verteilung im Frühling und Herbst. Die 25%-Perzentile liegen in beiden Fällen im positiven, stabilen Bereich, wobei im Herbst stabilere Werte erreicht werden. Deutlich unterscheiden sich, wie zu erwarten war, die Verteilungen von Sommer und Winter. Im Sommer sind die Werte zu negativeren, labileren Werten hin verschoben. Das 75%-Perzentil im Sommer liegt ungefähr im Bereich des 25%-Perzentils im Winter. Im Winter liegt der Median aller Werte über dem 75%-Perzentil der anderen Jahreszeiten.

Die Windrichtung wr_0 zeigt einen relativ breiten Interquartilsabstand (25–75%-Perzentil) im Frühling und Sommer und einen schmalen im Herbst und Winter. Das bedeutet, dass im Frühling und Sommer ein breites Spektrum verschiedener Anströmungen vorkommt, während im Herbst eine Windrichtung von 240–270° (Südwest bis West) dominiert. Diese Strömungsrichtung ist ideal für große Niederschlagssummen im Schwarzwald, der in diesem Fall nahezu senkrecht angeströmt wird.

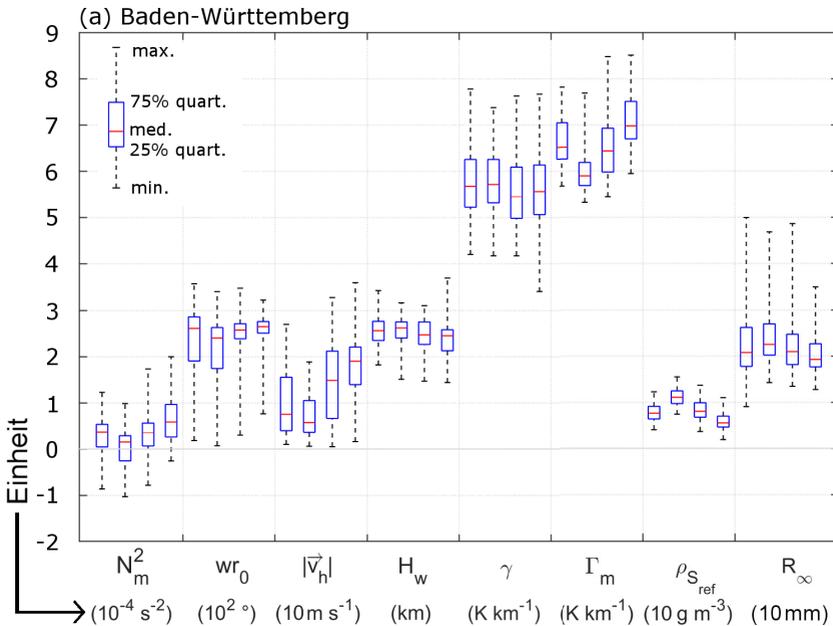


Abbildung 7.6: Wertebereich der für das SPM benötigten atmosphärischen Größen in Box-Whisker-Darstellung für Baden-Württemberg. Pro Variable sind 4 Box-Whiskers (Bezeichnung siehe links oben) für die 4 Jahreszeiten abgebildet (von links: Frühling, Sommer, Herbst, Winter). Die jeweilige Einheit ist unterhalb der Variablenbezeichnung (siehe Text) notiert.

Zusätzlich ist der maximale Niederschlag vom Wasserdampfdruck abhängig, der proportional zur Windgeschwindigkeit ist (z. B. Abb. 13 in Kunz 2011b):

$$v \propto F_{wv} = \int \rho_d q_v u(z) dz. \tag{7.1}$$

Außerdem gilt gemäß Kapitel 3.2.3 (Gl. 3.21a) $w \propto v \propto R_{oro}$.

Die mittlere Windgeschwindigkeit $|\bar{v}_h|$ ist im Sommer tendenziell kleiner als im Rest des Jahres. Im Winter ist die Verteilung deutlich zu höheren Werten hin verschoben. Ein top200-Ereignis im Winter ist demnach überwiegend durch eine kräftige südwestliche bis westliche Anströmung und stabiler Schichtung

gekennzeichnet. Dies wird noch deutlicher, wenn man wr_0 und $|\vec{v}_h|$ in Form von Windrosen darstellt (Abb. 7.7). Damit können beide Größen auch miteinander in Beziehung gesetzt werden. Die höchsten Windgeschwindigkeiten treten in Kombination mit der häufigsten Windrichtung auf. In allen Jahreszeiten dominiert ein Richtungsbereich, aber nur im Winter treten außerhalb dieses Maximums quasi keine Werte auf (Abb. 7.7d). Die vorherrschende Windrichtung in allen Jahreszeiten liegt bei $240\text{--}300^\circ$, was mit der häufigsten Zugrichtung von Tiefdruckgebieten in Verbindung mit Extremniederschlägen übereinstimmt (Jacobeit et al., 2003, 2006, 2009). Gut erkennbar ist auch die Abnahme der Windgeschwindigkeiten im Sommer.

Die Halbwertshöhe des Wasserdampfs H_w , die ein Maß für die Dicke der feuchten Luftschicht und somit für die Menge an verfügbarem Wasser ist, zeigt nur wenige Schwankungen. Median und Interquartilsabstand liegen ungefähr im gleichen Bereich von 2–3 km. Die Verteilung im Winter ist leicht zu kleineren Werten hin verschoben, besitzt aber die größte Bandbreite. Ein ähnliches Bild zeigt die Verteilung des gemessenen vertikalen Temperaturgradienten γ in den unteren 5 km. In allen Jahreszeiten liegt der Median bei 0,55–0,57 K pro 100 m, der Interquartilsbereich bei 0,5–0,62 K pro 100 m. Den größten Wertebereich mit 0,32–0,78 K pro 100 m besitzt die Verteilung im Winter. Der Median des sättigungs-adiabatischen Temperaturgradienten Γ_m liegt im Frühling und Herbst sehr nahe dem Wert der ICAO¹-Standardatmosphäre von 0,65 K pro 100 m. Unterschiede zeigen sich vor allem im Sommer (ca. 0,6 K pro 100 m) und Winter (ca. 0,7 K pro 100 m). Das entsprechend gegenläufige Verhalten ist die Folge der Wasserdampfdichte bei Sättigung $\rho_{v,s_{\text{ref}}}$, die im Sommer höhere und im Winter niedrigere Werte annimmt. Sowohl Γ_m als auch $\rho_{v,s_{\text{ref}}}$ sind vom Sättigungsmischungsverhältnis r_{vs} anhängig, der eine exponentielle Temperaturabhängigkeit aufweist ($r_{vs} \propto \exp(T)$). Im Frühling und im Winter sind die Verteilungen ähnlich und liegen zwischen der Sommer- und Winterverteilung.

¹ International Civil Aviation Organization

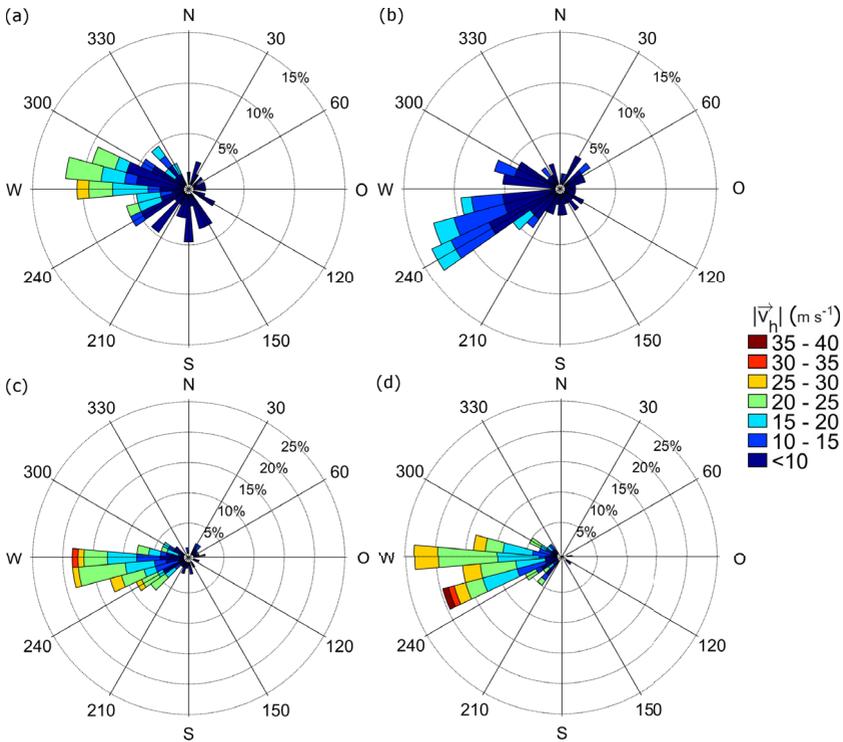


Abbildung 7.7: Windrose der top200 Ereignisse für Baden-Württemberg im Frühling (a), Sommer (b), Herbst (c) und Winter (d). Die Windrichtung ist auf dem Azimutwinkel aufgetragen, die Häufigkeit nimmt radial nach außen hin zu. Die farbliche Abstufung gibt die entsprechenden Geschwindigkeitsbereiche an.

Der Hintergrundniederschlag R_∞ bestimmt sich aus den REGNIE-Daten. Die Mediane zu allen Jahreszeiten liegen bei 20–22 mm in 24 h. Die meisten Werte beschränken sich auf einen Bereich von 18–28 mm, wobei die Bandbreite im Winter am geringsten und im Frühling am größten ist.

Die Verteilungen für die Radiosondenstationen Idar-Oberstein und Meinigen (Hessen und Thüringen) zeigen ähnliche Verläufe wie die für Baden-Württemberg, mit teilweise größeren, teils schwächeren Magnituden. Die

entsprechenden Abbildungen sind dem Anhang zu entnehmen (Box-Whisker-Diagramm: Abb. B.4; Windrosen: Abb. B.5–B.6). Hier sollen nur einige markante Unterschiede erwähnt werden. Während N_m^2 in Baden-Württemberg und Thüringen Werte bis $2 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-2}$ erreicht, treten in Hessen keine Werte größer als $1,5 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-2}$ auf. Außerdem kommen negative (labile) Werte im Winter in Hessen nicht vor. Der Hintergrundniederschlag R_∞ liegt in beiden Bundesländern auf einem niedrigeren Niveau von 18–20 mm und maximal circa 40 mm in 24 h. Die gemessenen vertikalen Temperaturgradienten γ liegen im Mittel ungefähr im gleichem Bereich wie die von Baden-Württemberg, in Thüringen ist die Bandbreite aber deutlich größer. Im Winter werden dort sogar minimale Wert bis 0,2 K pro 100 m erreicht. Auch die Windgeschwindigkeit ist im Winter höher als in Baden-Württemberg.

Durch die höheren Temperaturunterschiede zwischen Nordpol und Tropen im Winter verstärkt sich die Polarfront und die daran angegliederten Jetstreams und Strumtiefs. Außerdem ist die Polarfront im Winter gegenüber dem Sommer nach Süden verschoben. Hessen und Thüringen liegen demnach etwas näher an der Polarfront als Baden-Württemberg. Die Windrichtung konzentriert sich ebenfalls auf einen Bereich zwischen $240\text{--}300^\circ$, wobei die Beschränkung auf diesen Bereich in Hessen vor allem im Winter noch markanter ausfällt als in den anderen Bundesländern. In Thüringen gibt es einen weiteren Häufungspunkt bei nördlichen bis nordöstlichen Anströmungen im Frühling und Herbst, sowie südöstlichen Richtungen im Frühling. Eine mögliche Erklärung hierfür ist der Zusammenhang zu den Vb-Zugbahnen von Tiefdruckgebieten, deren Einfluss überwiegend in den östlichen Bundesländern und damit auch in Thüringen erkennbar ist (Brazdil und Stekl, 1987; Wibig, 1999; Mudelsee et al., 2004).

7.1.5 Überprüfung der Eingangsparameter auf gegenseitige Abhängigkeiten

Bei der Herleitung der Modellgleichungen und der Kalkulation der Variablen im SPM wurde die Annahme getroffen, dass die verwendeten Einflussgrößen Windgeschwindigkeit $|\vec{v}_h|$, Windrichtung wr_0 , Brunt-Väisälä-Frequenz N_m^2 , Halbwertshöhe des Wasserdampfs H_w , aktueller Temperaturgradient γ , sättigungs-adiabatischer Temperaturgradient Γ_m und Wasserdampfdichte bei Sättigung $\rho_{vs,ref}$ unkorreliert sind. Dies soll im folgenden Kapitel kurz überprüft werden. Die sieben Einflussgrößen werden aus Radiosondendaten bestimmt. Zusätzlich wird noch der Hintergrundniederschlag R_∞ aus REGNIE betrachtet und mögliche Korrelationen zu den anderen Größen untersucht. Dabei wird der Rangkorrelationskoeffizient nach Spearman (1904) verwendet (Gl. 2.81) und eine saisonal differenzierte Betrachtung vorgenommen.

Für Baden-Württemberg zeigt sich in fast allen Fällen eine geringe Korrelation der verschiedenen Parameter mit Werten zwischen $\pm 0,5$ (Abb. 7.8). Nur in maximal 6 von 28 Fällen ist die Korrelation beziehungsweise Antikorrelation höher. In diesen Fällen sind meist Größen beteiligt, in denen die Luftfeuchtigkeit eingeht (z.B. H_w und Γ_m). Es besteht hier auch eine Antikorrelation, während leicht höhere positive Korrelationen in Verbindung mit der Windgeschwindigkeit auftreten. Mit Ausnahme der Korrelation zwischen Γ_m und $\rho_{vs,ref}$ im Herbst ($r_S = -0,8634$) beziehungsweise γ und N_m^2 ($r_S = -0,8715$) im Winter liegen die Korrelation auch innerhalb eines moderaten Wertebereichs von $\pm 0,7$.

Die Analysen für Hessen und Thüringen ergeben ein ähnliches Ergebnis (Abb. B.7 bzw. B.8). Auch hier wird in maximal 6 Fällen eine Korrelation oder Antikorrelation von mehr als $\pm 0,5$ erreicht, wovon die meisten Kombinationen eine Antikorrelation zeigen. Die höchsten Antikorrelationen in Hessen besteht zwischen Γ_m und $\rho_{vs,ref}$ im Frühling ($r_S = -0,8007$) und im Herbst ($r_S = -0,8366$) und in Thüringen zwischen γ und N_m^2 im Herbst ($r_S = -0,8346$) und im Winter ($r_S = -0,8268$).

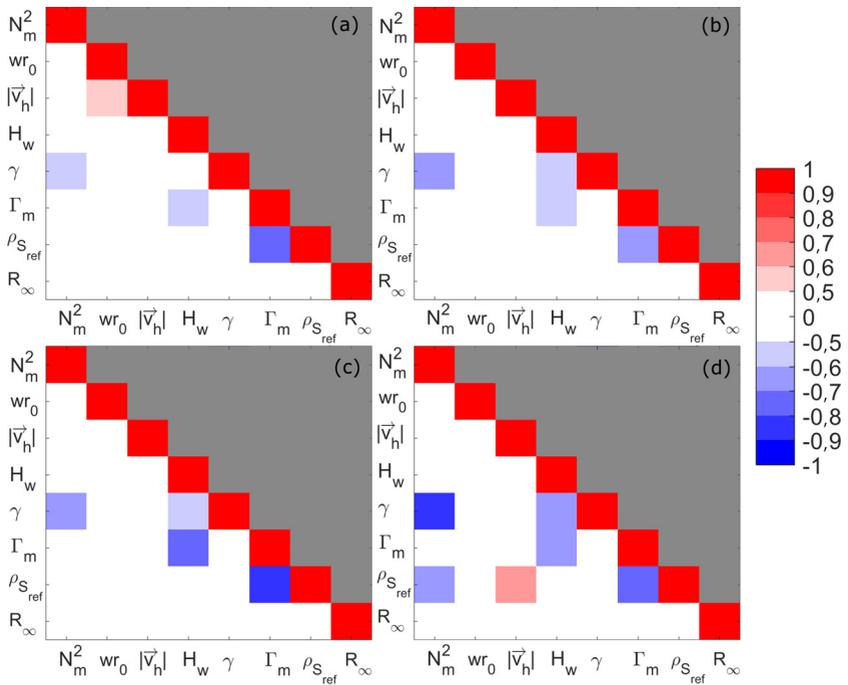


Abbildung 7.8: Korrelationen (Spearman Rang-Korrelationskoeffizient) zwischen den sieben Antriebsgrößen des Modells sowie dem Hintergrundniederschlag R_∞ für Baden-Württemberg im Fröling (a), Sommer (b), Herbst (c) und Winter (d).

Insgesamt zeigen die statistischen Analysen, dass zwischen den Antriebsgrößen des SPM in einzelnen Fällen durchaus Korrelationen bestehen, wovon die meisten negativ sind. In den meisten Fällen liegen die Werte aber in einem niedrigen Wertebereich von $\pm 0,5$ und somit außerhalb des Bereichs, in dem eine Berücksichtigung von Korrelationen notwendig wäre. Ein Signifikanztest mit Hilfe der Nullhypothese ergab auf dem 95%-Niveau zum einen signifikante Fälle mit Korrelationen von $r_S > 0,5$ beziehungsweise Antikorrelationen mit $r_S < -0,5$ und zum anderen signifikante Fälle von Nicht-Korrelationen mit $-0,5 < r_S < 0,5$ (o. Abb.). Damit können die getroffenen Annahmen über

eine weitgehende Unabhängigkeit der Einflussgrößen für das SPM weiter verwendet werden.

7.2 Kalibrierung des Modells

In den vorangegangenen Kapiteln wurden einige Anpassungsparameter und mögliche Stellschrauben vorgestellt, die nun zur Validierung und Kalibrierung des Modells herangezogen werden. Da die neu eingeführten Niederschlagsanteile R_{front} und R_{konv} auf rein stochastischer Basis berechnet werden, werden zur Kalibrierung nur die 24-Stunden-Felder des angepassten SB-Modells $R_{\infty} + R_{\text{oro}}$ verwendet, das im Folgenden als reduziertes SPM (redSPM) bezeichnet wird. Die vorhandenen oder eingeführten Tuning-Parameter wirken sich ebenfalls nur auf den orografischen Niederschlagsanteil als Hauptbestandteil des Modells aus, was diese Einschränkung unterstützt. Die Kalibrierung erfolgt mit Hilfe der REGNIE-Daten, wobei die top200 Ereignisse n_{top200} des jeweiligen Bundeslands simuliert werden. Die simulierten Niederschlagsfelder werden anschließend mit den beobachteten REGNIE-Feldern validiert.

7.2.1 Verfahren

Um das Modell bestmöglich anzupassen, werden die top200 Ereignisse mit verschiedenen Kombinationen der Tuning-Parameter simuliert (Tabelle 7.2) und mithilfe einiger Kenngrößen die am besten geeignete Kombination bestimmt. Die beiden Zeitkonstanten werden gleichgesetzt zu $\tau^* \equiv \tau_c = \tau_f$ (vgl. Kap. 3.2.4). Aus den gewählten Wertebereichen ergeben sich 8 Werte für τ^* , 6 Werte für f_{C_w} , 7 Werte für f_{dry} und 6 Werte für c_{oro} und somit eine Gesamtzahl von $n_K = 2016$ möglichen Parameterkombinationen.

Für die Simulationen mit dem redSPM sind pro Tag zwei vollständige Radiosondenaufstiege notwendig. Das heißt, alle Daten (Wind, Feuchte, Temperatur) müssen mindestens in den unteren 5 km verfügbar sein.

Tabelle 7.2: Übersicht über die Tuning-Parameter der redSPM. Angegeben sind die bei der Kalibrierung verwendeten Minimal- und Maximalwerte, die Schrittweite und die Auswirkung der Parameter auf das Modellverhalten. Es gilt $\tau^* \equiv \tau_c = \tau_f$.

Parameter	Minimum	Maximum	Schrittweite	Wirkung bei Erhöhung der Werte
τ^*	800 s	1500 s	100 s	Verzögerung des Ausregnens, dadurch Verdriften der Niederschlagsgebiete und Glättung der Felder (R_{oro})
f_{C_w}	0,5	1,0	0,1	Verringerung der Hebungssensitivität C_w , dadurch Reduktion von R_{oro} und Glättung der Felder
f_{dry}	0,4	1,0	0,1	Verringerung von negativen Werten von R_{oro} aufgrund von Absinken (z. B. im Lee von Gebirgen)
C_{oro}	0,5	1,0	0,1	Reduzierung des orografischen Anteils (R_{oro}) am Gesamtniederschlag pro Gitterpunkt

Da dies nicht immer gegeben ist, reduziert sich die Anzahl der top200 Tage (n_d , Tabelle 7.1) auf die Anzahl n_{RaSo} (Tabelle 7.3). Aus n_K und n_{RaSo} ergibt sich die Anzahl der Simulationstage n_S (Tabelle 7.3).

In einem ersten Schritt werden sowohl die Modellfelder als auch die REGNIE-Felder mit Hilfe eines gleitenden Mittels von 5×5 Gitterpunkten geglättet. Trotz der hohen Auflösung von $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ sind aufgrund der begrenzten Zahl von Beobachtungsstationen auch bei den REGNIE-Daten räumliche Unsicherheiten zu erwarten. Vor allem im Bereich der höchsten Erhebungen beispielsweise im Schwarzwald existieren nur wenige oder gar keine Messstationen. Die Glättung beider Felder minimiert den Einfluss dieser Unsicherheiten. Barstad und Smith (2005) zeigten ebenfalls, dass mit geglätteten Daten robustere Ergebnisse bei der Validierung erzielt werden können. Eine Glättung der Niederschlagsfelder kann auch über die Tuning-Parameter des redSPM erreicht werden, indem τ^* erhöht und f_{C_w} reduziert wird. Es sollte aber beachtet werden, dass eine solche Parameterkombination einen stärkeren Eingriff in die Modellphysik bedeutet und nicht zwangsläufig die besseren Ergebnisse liefert.

Für jeden der n_S Simulationstage werden im nächsten Schritt die Simulationen des redSPM gegenüber REGNIE-Feldern validiert, indem die Gütemaße $RMSD$, $RMSE$, $BIAS$, die Korrelationskoeffizienten r_P und r_S , die Standardabweichung der Modelldaten σ_M und die Standardabweichung der Beobachtungen σ_B bestimmt werden. In einem ersten Validierungsprozess wird mithilfe dieser Qualitätsgrößen über das Verfahren der kleinsten Rangsumme die optimale Parameterkombination ermittelt. Dabei zeigt sich, dass dieses Verfahren die Kombinationen mit der größten Glättung der Niederschlagsfelder bevorzugt, was ein Effekt der bereits genannten Schwachstellen der dabei verwendeten Gütemaße ist. Aus diesem Grund wird in einem zweiten Validierungsprozess der Qualitätsindex (skill-score) S nach Taylor (2001) berechnet (vgl. Kap. 5.3, Gl. 5.21), mit dem bereits robustere Ergebnisse erzielt wurden (vgl. Kap. 5.3).

Tabelle 7.3: Anzahl der top200 Tage aus REGNIE-Daten n_d und daraus resultierend die Anzahl an Tagen mit vollständigen Radiosondenaufstiegen n_{RaSo} und die Zahl der mit dem redSPM simulierten Tage n_S bei $n_K = 2016$ möglichen Parameterkombinationen für die betrachteten Bundesländer.

Anzahl	Baden-Württemberg	Hessen	Thüringen
n_d	245	215	224
n_{RaSo}	193	121	166
n_S	389.088	243.936	334.656

Der dabei verwendete maximal erreichbare Korrelationskoeffizient r_0 wird empirisch bestimmt, wofür Taylor (2001) keine Rechenvorschrift angibt. Im Rahmen dieser Arbeit wird r_0 über das Maximum der berechneten Korrelationskoeffizienten r_{max} bestimmt:

$$r_0 = 1,1 \cdot r_{\text{max}}, \quad (7.2)$$

wobei r_{max} um den Faktor 1,1 erhöht wird und die Bedingung $r_0 \leq 1$ erfüllt sein muss. Eine Erhöhung von r_{max} ist sinnvoll, da innerhalb der top200-Ereignisse nicht zwangsläufig die Fälle mit den höchsten Korrelation enthalten sind. Andererseits ist davon auszugehen, dass durch Mess- und Modellfehler immer kleine Unterschiede zwischen Modell und Beobachtungen bestehen und somit eine perfekte Korrelation mit $r_0 = 1$ nicht erreicht werden kann. Bei durchgeführten Sensitivitätstests erzielte ein Erhöhungsfaktor von 1,1 die robustesten Ergebnisse. Für Baden-Württemberg ergibt sich daraus ein Wert von $r_0 = 0,9245$, für Hessen $r_0 = 0,9278$ und für Thüringen $r_0 = 0,9542$. Für jedes Qualitätsmaß resultiert somit eine $n_K \times n_{\text{top}}$ -Matrix. Um daraus die beste Parameterkombination zu bestimmen, wird der Median über die n_{top} Ereignisse pro Kombination gebildet, damit das SPM die komplette Bandbreite an Ereignissen optimal wiedergeben kann.

7.2.2 Optimale Parameterkombination

Es hat sich gezeigt, dass das Verfahren der kleinsten Rangsumme bei der Kalibrierung des Modells (Kap. 5.2.2) Schwächen hat, indem Parameterkombinationen bevorzugt werden, die eine starke Glättung der Modellfelder bewirken (hohe τ und kleine C_W). Dies liegt an den verwendeten Gütemaßen (z. B. *RMSE*), die bei hoch aufgelösten Felder nicht robust genug sind. Die optimalen Werte der Tuning-Parameter werden deshalb nach dem Skill-Score S nach Taylor (2001) bestimmt, der deutlich stabilere Ergebnisse liefert. Dazu wird für jede der n_K Parameterkombinationen der Median über die simulierten n_{RaSo} Tage gebildet. Für die stochastischen Simulationen ist es nicht entscheidend, dass Einzelereignisse gut abgebildet werden, sondern dass das komplette Spektrum möglicher Realisierungen angemessen repräsentiert wird. Damit ist die am besten geeignete Parameterkombination diejenige mit dem höchsten Median von S .

Die aus den Kalibrierungsläufen resultierenden Werte der Tuning-Parameter sind in Tabelle 7.4 aufgelistet. Die Zeitkonstanten τ^* liegen mit 1100–1400 s in einem Bereich, der unter anderem auch bei Smith und Barstad (2004) oder Kunz (2011b) als optimal gilt. Die Hebungssensitivität C_W bleibt entweder unverändert (BW, TH) oder wird minimal reduziert (HE). Die Austrocknung im Lee von Gebirgen spielt nur in Baden-Württemberg eine Rolle. Im Gegensatz zu den anderen Bundesländern müssen negative Werte von R_{oro} in Baden-Württemberg um 60% reduziert werden, damit ein optimales Ergebnis erzielt wird. Dies liegt vor allem an der markanten Orografie mit Schwarzwald und Oberrheingraben. Bei überwiegend westlichen oder südwestlichen Anströmungen kommt es zu einem starken Hebungsantrieb aufgrund der großen Höhengradienten zwischen Oberrhein und Schwarzwald, was aufgrund der Wellendynamik auf der Leeseite zu stärkeren Absinkbewegungen führt. In Hessen und Thüringen gibt es keine derart ausgeprägten Strukturen. Die höchste Erhebung der Rhön in Hessen und des Thüringer Walds liegen bei knapp unter 1000 m. Vor allem aber sind die Gradienten speziell in

Hessen nicht so groß wie im Fall der Westseite des Schwarzwalds und der Nordflanke der Schwäbischen Alb. Auf ähnliche Art lässt sich die Reduktion des orografischen Niederschlags auf 50% in Hessen begründen. Durch die geringeren Erhebungen ist deren Einfluss auf die Niederschlagssummen geringer und die Niederschlagsfelder mehr durch großräumige Dynamiken und Prozesse bestimmt. In Baden-Württemberg und Thüringen hingegen haben die genannten orografischen Strukturen durchaus Einfluss auf die Niederschlagsverteilung.

Alle betrachteten Gütemaße und Fehlergrößen zeigen auch bei Verwendung der optimalen Parameterkombination eine relativ große Bandbreite an Werten (Tabelle 7.5). Die statistischen Werte von *RMSD* und *RMSE* liegen fast immer nahe zusammen. Eine Ausnahme ist das absolute Maximum in Baden-Württemberg, wo der *RMSE* deutlich größer ist als die *RMSD*. Beim *BIAS* zeigt sich nicht nur eine starke Streuung der Werte, sondern auch unterschiedliche Tendenzen. Es gibt Fälle, in denen das redSPM die Beobachtungen unterschätzt ($BIAS < 0$), wie auch Ereignisse mit einer Überschätzung des tatsächlichen Niederschlags ($BIAS > 0$). Die Überschätzung ist dabei in Baden-Württemberg und Thüringen größer als die Unterschätzung, in Hessen ungefähr gleich groß. In Hessen und Thüringen liegt der Median des *BIAS* außerdem sehr nahe bei Null.

Tabelle 7.4: Ergebnis der Kalibrierungsläufe der top200 Ereignisse mit dem redSPM für die vier Tuning-Parameter τ^* , f_{C_w} , f_{dry} und c_{oro} (vgl. Kap. 6) in den drei untersuchten Bundesländern.

Parameter	Baden-Württemberg	Hessen	Thüringen
τ^*	1400 s	1100 s	1200 s
f_{C_w}	1,0	0,8	1,0
f_{dry}	0,4	1,0	1,0
c_{oro}	0,8	0,5	1,0

Die Standardabweichungen von redSPM- und REGNIE-Feld sind ebenfalls ähnlich und das Verhältnis aus beiden ungefähr bei $\hat{\sigma}_f = 1,0$.

Eine grafische Aufbereitung der Gütegrößen liefert das Taylor-Diagramm (Taylor, 2001). Um alle top200 Tage miteinander vergleichen zu können, werden die Modellwerte mit den entsprechenden beobachteten Werten normiert. Für Baden-Württemberg zeigt sich zum einen der erwähnte große Wertebereich der Gütemaße, zum anderen sieht man aber auch einen Häufungspunkt der Tage bei kleinen $RMSD$, kleinen $\hat{\sigma}_f$ und mittleren positiven Korrelationskoeffizienten, die damit relativ nahe am Referenzwert liegen (Abb. 7.9). Für Thüringen zeigt sich ein ähnliches Bild, auch wenn die Streuung der Werte etwas größer ist als in Baden-Württemberg (Abb. B.9, unten).

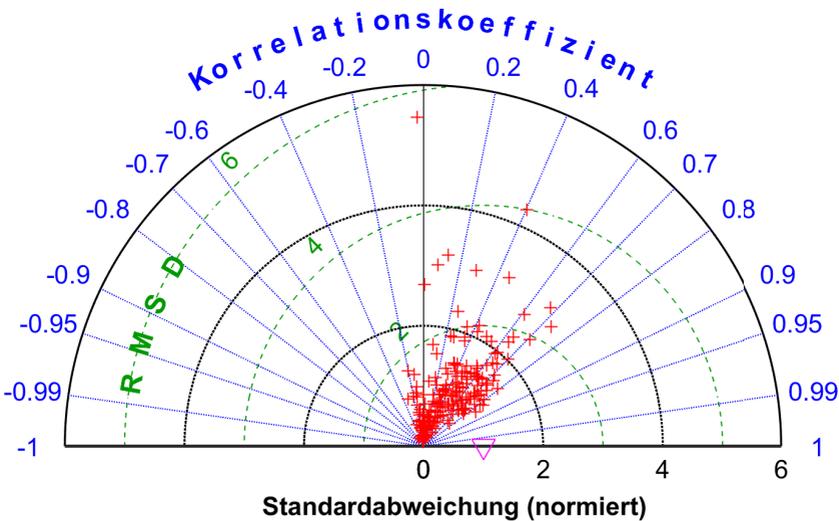


Abbildung 7.9: Taylor-Diagramm für die top200 Ereignisse Baden-Württembergs unter Verwendung der optimalen Parameterkombination des redSPM. Für jeden Tag wurden Standardabweichung und $RMSD$ des redSPM mit dem entsprechenden Wert der REGNIE-Daten normiert. Die Referenzen (REGNIE) sind durch das pinkle Dreieck symbolisiert.

Tabelle 7.5: Minimal-, Median- und Maximalwerte der Gütemaße $RMSE$, $RMSE$, $BIAS$, Korrelationskoeffizient nach Spearman r_S , Skill-Score S , Standardabweichungen σ_M , σ_B und $\hat{\sigma}_f$ für die optimale Parametrisierung der Tuning-Parameter der jeweiligen Bundesländer.

Parameter	Baden-Württemberg			Hessen			Thüringen		
	Min.	Med.	Max.	Min.	Med.	Max.	Min.	Med.	Max.
S	0,009	0,596	0,951	0,002	0,514	0,924	0,056	0,516	0,917
r_S	-0,479	0,393	0,833	-0,517	0,261	0,800	-0,519	0,235	0,844
$RMSE$ (mm)	5,3	13,4	30,8	3,5	8,5	18,4	3,5	11,1	27,7
$RMSE$ (mm)	5,6	14,8	41,3	3,6	8,5	18,4	3,9	11,5	27,8
$BIAS$ (mm)	-11,2	6,3	28,1	-3,5	0,3	3,5	-8,8	0,0	11,9
σ_M (mm)	0,7	11,6	30,3	0,3	6,1	13,4	0,7	9,1	22,1
σ_B (mm)	4,3	11,4	28,4	2,9	7,9	18,8	3,4	8,3	21,7
$\hat{\sigma}_f$	0,072	0,981	5,467	0,036	0,753	2,184	0,166	1,047	4,407

In Hessen ist der Wertebereich vor allem für $RMSD$ und $\hat{\sigma}_f$ zwar nicht so groß wie in den anderen Bundesländern, dafür lässt sich kein Häufungspunkt erkennen. Der Großteil der Tage weist mittlere positive Korrelationskoeffizienten auf, streut aber über den gesamten Bereich von $RMSD$ und $\hat{\sigma}_f$ (Abb. B.9, oben).

Der Skill-Score S fasst mehrere Gütegrößen zu einem Wert zusammen und ermöglicht so eine eindeutigere Aussage über die Qualität der Parameterkombination. Auch die Werte von S variieren innerhalb der top200 Ereignisse (Tabelle 7.5). Den höchsten Wert (Median und absolut) erreicht S in Baden-Württemberg. Der Wertebereich für die untersuchten Ereignisse reicht in allen Bundesländern von nahe Null bis zu Werten über $S = 0,9$. Da, wie bereits erwähnt, der Anspruch an das SPM nicht auf einer möglichst genauen Abbildung einzelner Ereignisse, sondern einer guten Repräsentierung einer Gesamtzahl an realistischen Realisierungen besteht, ist ein hoher Medianwert optimal. Die simulierten Ereignisse mit erreichten Werten von über $S = 0,5$ sind zufriedenstellend.

Die Abhängigkeit von S von jeweils zwei der vier verwendeten Tuning-Parametern zeigt beispielsweise Abbildung 7.10 für Baden-Württemberg, wobei die restlichen zwei Parameter auf den Wert der optimalen Kombination gesetzt wurden. In Abhängigkeit von τ und f_{C_w} (Abb. 7.10a) weist S eine Art Dipolstruktur auf. Die niedrigsten Werte werden bei kleinen Zeitskalen ($\tau = 800$) und hoher Hebungssensitivität $f_{C_w} = 1$ beziehungsweise im umgekehrten Fall bei $\tau = 1500$ und $f_{C_w} = 0,5$ erreicht. Im letzten Fall werden die Niederschlagsfelder zu stark geglättet, im ersten Fall reagiert das redSPM zu stark auf kleine Veränderungen der Orografie. Ein ähnliches Bild zeigt die Verknüpfung von S mit dem Skalierungsfaktor des orografischen Niederschlags c_{oro} (Abb. 7.10b). Anders sieht die Verteilung von S in Abhängigkeit von τ und f_{dry} aus (Abb. 7.10c). Die Werte von S steigen kontinuierlich von den geringsten Werten bei kurzen Zeitskalen und voller Austrocknungsrate zu den größten Werten bei langen Zeitskalen und geringer Austrocknung. Die stärkste Varianz besitzt S , wenn die Beziehung zu f_{C_w}

und c_{oro} hergestellt wird (Abb. 7.10d). Die geringsten Werte treten bei niedriger Sensitivität und kleinem Skalierungsfaktor auf. In diesem Fall werden die Felder ebenfalls zu stark geglättet. Die höchsten Werte werden bei fast vollem orografischem Niederschlagsanteil und mittlerer Sensitivität beziehungsweise moderatem Skalierungsfaktor und hoher Sensitivität erreicht. Bei der Gegenüberstellung von f_{dry} und c_{oro} (Abb. 7.10e) variiert S am wenigsten. Für mittlere c_{oro} scheint S unabhängig von f_{dry} zu sein. Bei vollem orografischem Anteil und stärkster Austrocknung sind die Werte am geringsten. In diesem Fall reagiert das Modell zu stark auf kleinere orografische Strukturen. Im Fall von konstantem τ und c_{oro} sollte f_{C_w} größer als 0,6 sein, da bei kleineren Werten die Güte der Simulationen deutlich abnimmt (Abb. 7.10f).

Die entsprechenden Analysen für Hessen zeigt in allen Fällen ein ähnliches Muster der Verteilung von S , allerdings auf einem etwas niedrigerem Niveau (Abb. B.10). Die größten Unterschiede zu Baden-Württemberg treten bei konstanten Werten von f_{C_w} und c_{oro} auf. Für Hessen zeigt sich auch in diesem Fall eine Dipolstruktur mit den höchsten Werten bei mittleren Zeiten und hoher Austrocknungsrate. Diese Struktur ist auch in Thüringen erkennbar (Abb. B.11). Die größten Unterschiede zu den anderen Bundesländern existieren in den Fällen (d) und (e). In Thüringen steigt die Güte mit größer werdenden Faktoren kontinuierlich an. Während in Baden-Württemberg die leeseitige Austrocknung aufgrund der großen Gradienten der Orografie stark reduziert werden muss, spielt dieser Effekt in Hessen und Thüringen keine große Rolle ($f_{\text{dry}} = 1$). Die Sensitivität des redSPM ist in allen drei Ländern ähnlichen, da C_w unabhängig von der Orografie ist. Der Anteil des orografischen Niederschlags kann in Hessen stark reduziert werden, da es hier keine dominanten Strukturen wie Schwarzwald oder Thüringer Wald gibt und somit der Gesamtniederschlag durch andere Prozesse wie Fronten bestimmt ist.

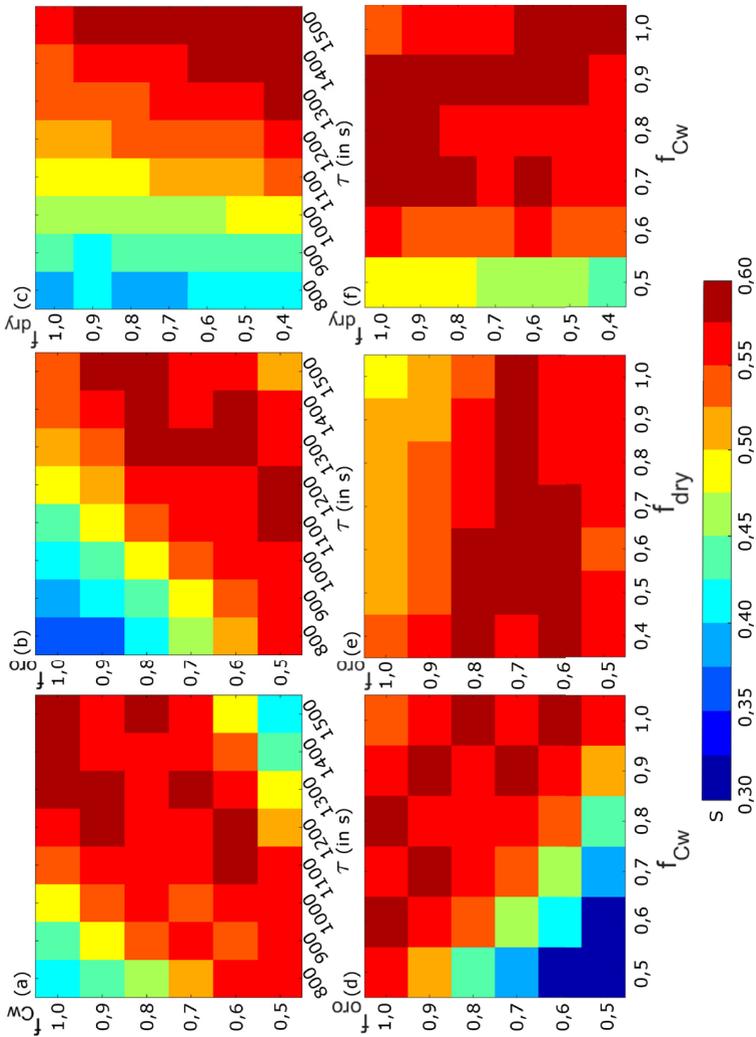


Abbildung 7.10: Skill-Score S in Abhängigkeit von der Zeitskala τ und dem Faktor f_{Cw} (a) bzw. c_{oro} (b) und f_{dry} (c), sowie der Kombination aus f_{Cw} und f_{dry} (d), f_{Cw} und c_{oro} (e) bzw. f_{dry} und c_{oro} (f). Die jeweils anderen Parameter wurden auf den Wert der besten Kombination gesetzt. Farblich dargestellt ist der Median von S über alle top200 Tage für Baden-Württemberg.

7.2.3 Fallbeispiele

Im folgenden Abschnitt werden für einige Fallbeispiele die Niederschlagsfelder des redSPM mit den entsprechenden REGNIE-Feldern separat für die drei Bundesländer Baden-Württemberg, Hessen und Thüringen verglichen. Alle drei betrachteten Ereignisse zählen zu den top200-Ereignissen in dem jeweiligen Bundesland. Als Auswahlkriterium dient der höchste beziehungsweise niedrigste Wert von S (Beispiele 1 und 2). Als drittes Beispiel wird ein Ereignis mit dem höchsten beobachteten Gebietsniederschlag betrachtet. Bei der Betrachtung der Fallbeispiele liegt der Fokus vor allem auf der räumlichen Verteilung der Niederschlagsfelder und der Lage und Intensität der Maxima. Außerdem werden Vertikalschnitte in West-Ost-Richtung (x - z -Ebene) beziehungsweise Süd-Nord-Richtung (y - z -Ebene) untersucht, um die Verknüpfung zwischen Niederschlag und Orografie besser zu verstehen. Zur Beschreibung der vorherrschenden Wetterlage wird das Wetterkartenarchiv von www.wetter3.de basierend auf Analysen des amerikanischen Wettervorhersagemodells GFS (Global Forecast System) verwendet.

Beispiel 1: 04. Dezember 1988 (BW)

Die Großwetterlage am 04. Dezember 1988 war geprägt von einem markanten Trog über den Britischen Inseln mit dazugehörigem Bodentief und Frontensystem. Beide verlagern sich im Tageslauf Richtung Osten. Zusätzlich bilden sich kleinere Wellen am Rand des Trogs, die zusätzlich zu einer verstärkten Hebung führen. Baden-Württemberg liegt zunächst in einer kräftigen südwestlichen Strömung, die im Tagesverlauf auf West bis Nordwest dreht. Dadurch werden feuchte Luftmassen vom Atlantik her advehiert. Die Auswertung der Radiosondenaufstiege von Stuttgart-Schnarrenberg von 12:00 UTC und 00:00 UTC am 05. Dezember 1988 ergibt eine Windgeschwindigkeit von etwa 20 m s^{-1} aus $260\text{--}280^\circ$. Der vertikale Temperaturgradient γ beträgt circa $0,50 \text{ K pro } 100 \text{ m}$ und die Wasserdampfdichte bei $6,5\text{--}7,5 \text{ g m}^{-3}$. Das Quadrat der gesättigten Brunt-

Väisälä-Frequenz N_m^2 beträgt $6,7 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-2}$ beziehungsweise $1,3 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-2}$. Alle genannten Parameter liegen in einem Wertebereich, bei dem ein signifikanter Beitrag des orografischen Niederschlag zum Gesamtniederschlag zu erwarten ist.

Der Vergleich der redSPM-Simulation mit REGNIE-Daten zeigt den höchsten Skill-Score mit $S = 0,9513$ und die zweithöchste Korrelation ($r_s = 0,8334$) von allen Simulationen (inklusive Hessen und Thüringen). Die Niederschlagsverteilung (REGNIE) zeigt die maximalen Werte im Bereich des Schwarzwalds mit bis zu 100 mm in 24 Stunden und einen größeren Bereich mit 60–80 mm im Nordosten von Baden-Württemberg (Abb. 7.11a). Auffallend ist ein Niederschlagsminimum westlich von Freiburg mit Werten unter 5 mm. Die Ursache dafür ist die Austrocknung im Lee der Vogesen mit den höchsten Gradienten des Geländes auf der Ostflanke Richtung Rheintal. Die REGNIE-Daten liegen leider nur für Deutschland vor, sodass dies nicht überprüft werden kann. Die höchsten Werte des redSPM sind ebenfalls im Schwarzwald sowie im Nordosten zu finden und liegen ungefähr im gleichen Bereich wie die Beobachtungen (Abb. 7.11b). Die Fläche mit Werten über 40 mm ist im redSPM deutlich größer als in REGNIE. Vor allem in einem Streifen von Mannheim über Stuttgart nach Ulm simuliert das redSPM höhere Niederschlagsmengen, ebenso zwischen Ulm und Bodensee. Dementsprechend ist das Gebietsmittel im redSPM mit $\bar{R}_{\text{BW,redSPM}} = 39,6 \text{ mm}$ höher als in den REGNIE-Daten mit $\bar{R}_{\text{BW,REGNIE}} = 27,9 \text{ mm}$ (ca. 142%). Gut wiedergegeben sind auch das Minimum im Bereich von Freiburg, das im redSPM aber nicht so gering simuliert wird und weitere lokale Minima bei Mannheim und Ulm.

Um eine Verknüpfung zur Orografie herzustellen, werden beispielhaft zwei Schnitte in West-Ost-Richtung durch das Modellgebiet bei 48° N und 49° N betrachtet (Abb. 7.12). Dabei wird jeweils entlang des Breitengrads die Orografie als Aufriss dargestellt und die entsprechenden Werte aus REGNIE und redSPM darüber projiziert. Der südliche Schnitt beinhaltet einen Bereich mit großen Gradienten der Orografie zwischen Oberrheingraben und

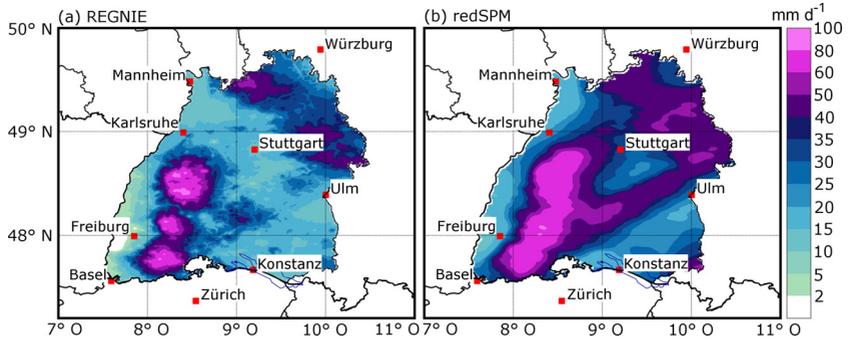


Abbildung 7.11: Vergleich der Niederschlagsfelder in Baden-Württemberg aus REGNIE (a) und redSPM (b) für den 04. Dezember 1988. Daten außerhalb der Landesgrenzen sind zur besseren Visualisierung ausgeblendet.

Südschwarzwald und Vogesen und östlich anschließend relativ homogenes Gelände. Im nördlichen Schnitt besteht die Orografie überwiegend aus flachem und leicht hügeligem Terrain. In beiden Fällen zeigt sich eine starke Abhängigkeit der REGNIE-Daten von der Orografie, die fast jeder kleineren Erhebung folgt, während das redSPM einen glatteren Verlauf simuliert. Da es mikrophysikalisch nicht begründbar ist, dass sich jede Erhebung im Niederschlag manifestiert, könnte dies ein Artefakt des Regionalisierungsverfahrens bei der Erstellung der REGNIE-Daten sein. Diese Abhängigkeit zeigt sich vor allem im nördlichen Schnitt. Vom redSPM gut wiedergegeben wird der Anstieg der Niederschlagsmenge vom Oberrheingraben zum Schwarzwald und die anschließende Abnahme im Lee. Die Kurve verläuft annähernd parallel zu den REGNIE-Daten, aber auf einem höheren Niveau. Es ist aber zu beachten, dass gerade im Schwarzwald die Dichte an Messstationen gering ist, auf denen REGNIE aufbaut. Die höchsten Niederschlagsmengen werden daher von den Messungen möglicherweise nicht richtig wiedergegeben, weshalb kleinere Unterschiede nicht überinterpretiert werden sollten.

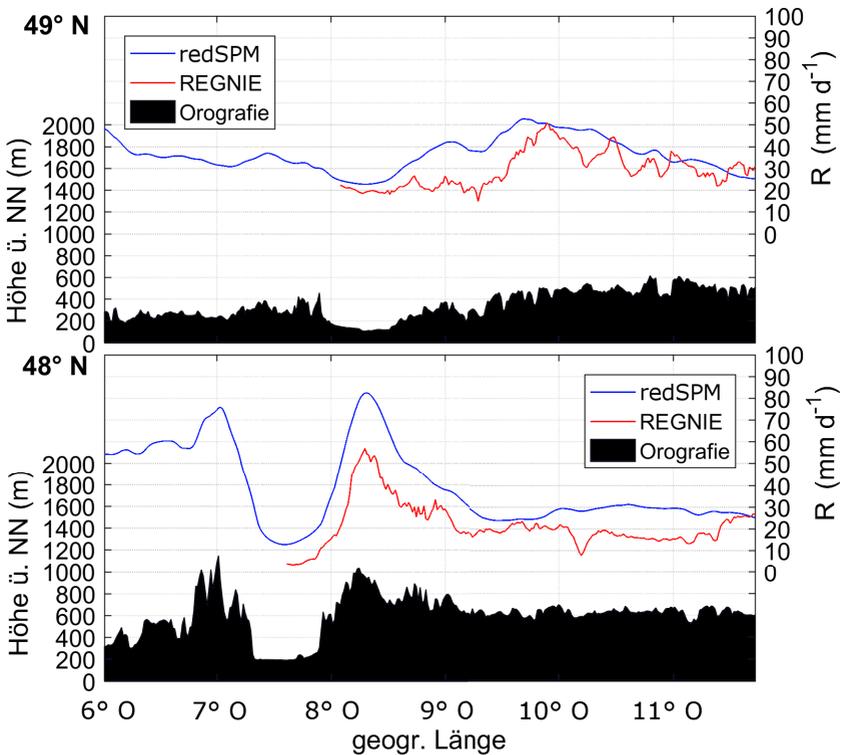


Abbildung 7.12: Vertikalschnitt durch die Orografie (schwarz) und zugehörige Niederschlagsverteilung aus REGNIE (rot) und redSPM (blau) in West-Ost-Richtung bei 49° N (oben) und 48° N (unten).

Weiter im Osten bleibt die Regenmenge in beiden Datensätzen ungefähr konstant, wobei auch hier das redSPM etwas mehr Niederschlag simuliert. Im nördlichen Vertikalschnitt liegen REGNIE und redSPM bei etwa 8° O nahe zusammen. Im redSPM steigt die Regenmenge bereits bei circa 8,5° O parallel zur Orografie früher an als in REGNIE (ca. 9,5° O). Eine Ursache dafür ist möglicherweise die Wellendynamik des Modells mit einer rückwärtig geneigten Phasenverschiebung der Wellen (vgl. Kap. 2.3), die für die

Niederschlagsbildung stromauf von Gebirgen mit verantwortlich ist. Ab etwa 10° O schwankt die REGNIE-Kurve mehr oder weniger um die redSPM-Kurve herum. Unter Berücksichtigung der genannten Schwächen des REGNIE-Datensatzes sind die Ergebnisse des redSPM schon als sehr gut einzuordnen. Unterschiede könnten weiterhin durch Fronten und eingelagerte Konvektion zustande kommen, die im redSPM noch nicht implementiert sind.

Beispiel 2: 28. Mai 2007 (HE)

Am 28. Mai 2007 erstreckt sich in 500 hPa ein Trog von den Britischen Inseln und Frankreich bis in den Mittelmeerraum. Stromab folgt ein Rücken über Skandinavien mit fast zonaler Achse. Deutschland beziehungsweise das hier betrachtete Hessen liegt zwischen Trog und Rücken in einem Bereich mit schwacher Hebung und schwachen Druckgradienten und wird im Tagesverlauf von einer Okklusionsfront langsam überquert. Durch den Trog bildet sich über Norditalien ein neues Tiefdruckgebiet, wodurch es zu einer Welle im Bodendruckfeld kommt. Dadurch zeigt der Radiosondenaufstieg von Idar-Oberstein, der für Hessen verwendet wird, zunächst eine fast südliche Anströmung (ca. 165°), die im Tagesverlauf auf eine Nordströmung (ca. 360°) dreht. Die Windgeschwindigkeit ist aufgrund des geringen Druckunterschieds klein (um 2 m s^{-1}). Die Wasserdampfdichte beträgt etwa $7,0 \text{ g m}^{-3}$, der vertikale Temperaturgradient γ liegt bei circa $0,50 \text{ K pro } 100 \text{ m}$. Das Quadrat der gesättigten Brunt-Väisälä-Frequenz N_m^2 beträgt $3,5 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-2}$ beziehungsweise $6,0 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-2}$.

Dieser Tag besitzt den niedrigsten Skill-Score mit $S = 0,0024$ und eine negative Korrelation von $r_s = -0,1066$. Die beobachteten Niederschlagsmengen zeigen ein Maximum von der Mitte bis in den Osten Hessens (Rhön) mit Werten bis 50 mm in 24 Stunden (Abb. 7.13a). Kleinere Maxima finden sich im Süden im Bereich des Odenwalds und im Taunus westlich von Frankfurt. Das Flächenmittel beträgt $\bar{R}_{\text{HE,REGNIE}} = 14,7 \text{ mm}$. Im Vergleich dazu sind im redSPM keine größeren Strukturen erkennbar.

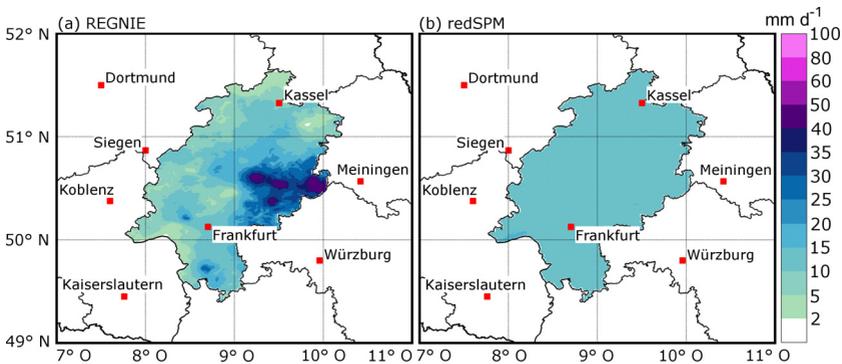


Abbildung 7.13: Vergleich der Niederschlagsfelder in Hessen aus REGNIE (a) und redSPM (b) für den 28. Mai 2007.

Das Niederschlagsfeld ist weitestgehend homogen mit Werten um 15 mm (Abb. 7.13b). Das Flächenmittel liegt bei $\bar{R}_{HE,redSPM} = 15,7$ mm und somit bei circa 107% der REGNIE-Daten. Es ist gut möglich, dass die gemessene Winddrehung um über 180° die orografischen Strukturen des Niederschlagsfeldes verwischt, die wegen der geringen Gliederung des Geländes in Hessen schon auf einem niedrigen Niveau sind. Die geringen Windgeschwindigkeiten führen außerdem nur zu geringen orografischen Niederschlagsmengen (Gl. 6.3) und zu einer geringen horizontalen Verdriftung des Niederschlags. Somit würden sich die Luv-Lee-Effekte zum ersten Simulationszeitpunkt (12:00 UTC) und diejenigen zum zweiten Zeitpunkt (00:00 UTC) gegenseitig aufheben. Die Werte aller Gitterpunkte sind außerdem ungefähr gleich dem Gebietsmittelwert aus REGNIE, der als Hintergrundterm in das redSPM einfließt und somit diese These stützt.

Aufgrund der herrschenden Windrichtung wird für dieses Beispiel ein Schnitt in Nord-Süd-Richtung gewählt und die geografische Länge auf $9,5^\circ$ O gesetzt. Damit verläuft er durch das Gebiet mit den maximalen beobachteten Niederschlagsmengen und den höchsten Erhebungen Hessens (Abb. 7.14).

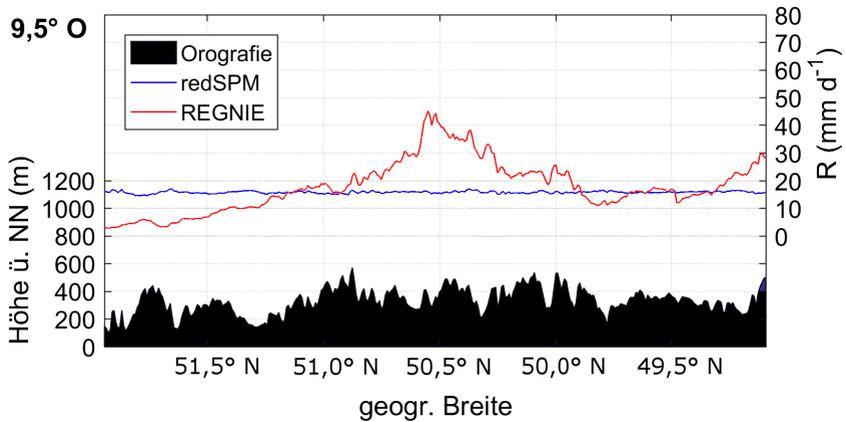


Abbildung 7.14: Vertikalschnitt durch die Orografie (schwarz) in Nord-Süd-Richtung und zugehörige Niederschlagsverteilung aus REGNIE (rot) und redSPM (blau) bei 9,5° O.

Wie bereits in Abbildung 7.13 zu erkennen war, simuliert das redSPM eine annähernd homogenen Verteilung des Niederschlags ohne erkennbares Signal der orografischen Strukturen. Die REGNIE-Daten zeigen einen kontinuierlichen Anstieg der Niederschlagssummen von Norden nach Süden bis etwa 50,5° N mit dem Maximum von bis zu 45 mm d⁻¹. Weiter südlich nimmt die Niederschlagssumme wieder ab. Es ist erneut ein starker Einfluss der Orografie auf die REGNIE-Daten zu erkennen, da die kleineren Schwankungen auf Berge und Täler zurückzuführen sind. Das breite Maximum zwischen 50 und 51° N ist vermutlich zu einem großen Anteil von der sich langsam bewegenden Okklusionsfront bestimmt.

Beispiel 3: 28. September 2007 (TH)

Das letzte Fallbeispiel ist aus den top200 Ereignissen Thüringens der 28. September 2007. Die Großwetterlage an diesem Tag ist geprägt durch ein abgeschlossenes Höhentief, dessen Zentrum sich im Tagesverlauf von der Schweiz nach Ostdeutschland verlagert (in 500 hPa). Ein damit verbundenes

Bodentief bewegt sich von Österreich aus nach Norden, dessen Kern am Abend über Norddeutschland liegt. Der Druckgradient ist schwach, die Windgeschwindigkeit dadurch gering. Mit Durchzug des Tiefs dreht der Wind (Radiosondenaufstiege aus Meiningen) im Tagesverlauf zyklonal von Nordost (ca. 35°) auf Nordwest (ca. 300°). Im Bereich des Höhentiefs kommt es am Mittag über der Mitte und dem Osten Deutschlands zu kräftiger Hebung und damit verbundenen Niederschlägen. Die mittlere Windgeschwindigkeit beträgt circa 10 m s^{-1} , der vertikale Temperaturgradient γ liegt bei etwa $0,57 \text{ K}$ pro 100 m und die Wasserdampfdichte bei $7,5\text{--}8,0 \text{ g m}^{-3}$. Das Quadrat der gesättigten Brunt-Väisälä-Frequenz N_m^2 beträgt $3,0 \cdot 10^{-5}$ bis $3,5 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-2}$. Alle Werte liegen somit in einem ähnlichen Bereich wie im Beispiel 1, sodass die Simulationen zu ähnlich robusten Ergebnissen führen.

Dieser Tag weist das größte gemessene Flächenmittel in Thüringen mit $\bar{R}_{\text{TH,REGNIE}} = 41,5 \text{ mm}$ in 24 Stunden auf. Der Skill-Score $S = 0,6808$ sowie der Korrelationskoeffizient $r_s = 0,4992$ liegen im oberen Mittelfeld der top200 Ereignisse. Die höchsten Niederschläge wurden mit Werten um 80 mm in 24 Stunden zum einen im Thüringer Wald (westlich Erfurt) und zum anderen im Osten Thüringens gemessen (Abb. 7.15a). Ein Großteil der Landesfläche weist Werte über 30 mm auf. Nur im Südwesten wurden Regenmengen unter 20 mm registriert. Dieses Gebiet liegt bei der vorherrschenden Windrichtung im Lee des Thüringer Walds. Im redSPM beträgt das Maximum etwa 70 mm im Bereich des Thüringer Walds (Abb. 7.15b). Gut wiedergegeben ist das Minimum im Lee sowie die großflächigen Niederschläge von mehr als 30 mm . Das Maximum im Osten Thüringens wird vom redSPM allerdings nicht simuliert. Die spezielle Großwetterlage (siehe unten) könnte dafür der Grund sein. Die niedrigeren Regenmengen im Norden werden dagegen vom redSPM gut abgebildet. Das Flächenmittel liegt mit $\bar{R}_{\text{TH,redSPM}} = 45,5 \text{ mm}$ bei circa 110% der Beobachtungen.

Der Schnitt bei 51° N (Abb. 7.16) verläuft nördlich des Thüringer Walds durch leicht hügeliges Terrain und kreuzt zwischen $11,5^\circ \text{ O}$ und 12° O das Gebiet mit den höchsten beobachteten Regenmengen (vgl. Abb. 7.15).

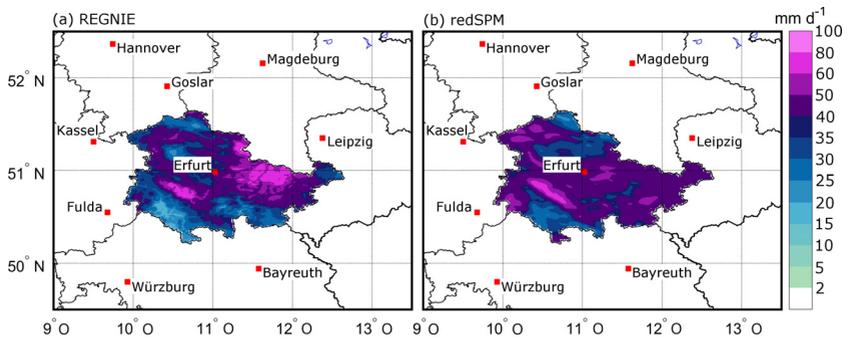


Abbildung 7.15: Vergleich der Niederschlagsfelder in Thüringen aus Beobachtungen (a) und redSPM (b) für den 28. September 2007.

Hier ist allerdings der Zusammenhang zwischen Orografie und Niederschlag weniger stark ausgeprägt als in Beispiel 1. Vor allem die maximale Niederschlagsmenge und der starke Rückgang weiter östlich in den REGNIE-Daten stehen in keinem Zusammenhang mit dem darunter liegenden Gelände. Der Grund hierfür ist, dass die Niederschlagsmengen weitestgehend durch die oben beschriebenen großräumigen Prozesse bestimmt sind. Die Abnahme der Niederschlagsmengen östlich von 12° O kann auf einen kleinen Bereich absinkender Luft zurückgeführt werden, der in den Analysekarten am Abend zu sehen ist. Die Niederschlagsverteilung des redSPM folgt im Gegensatz zu den Beobachtungen stärker der Orografie. Die verwendeten Daten der Radiosondenstation Meiningen liegen vermutlich außerhalb des Einflussbereichs des Höhentiefs, sodass dessen Einfluss im östlichen Modellgebiet nicht korrekt wiedergegeben wird. Der westliche Bereich wird dagegen sehr gut vom redSPM wiedergegeben. Dieses Beispiel verdeutlicht, dass relativ kurze Entfernungen in der Größenordnung von 100 km ausreichen, um entscheidende synoptische Strukturen nicht richtig zu erfassen.

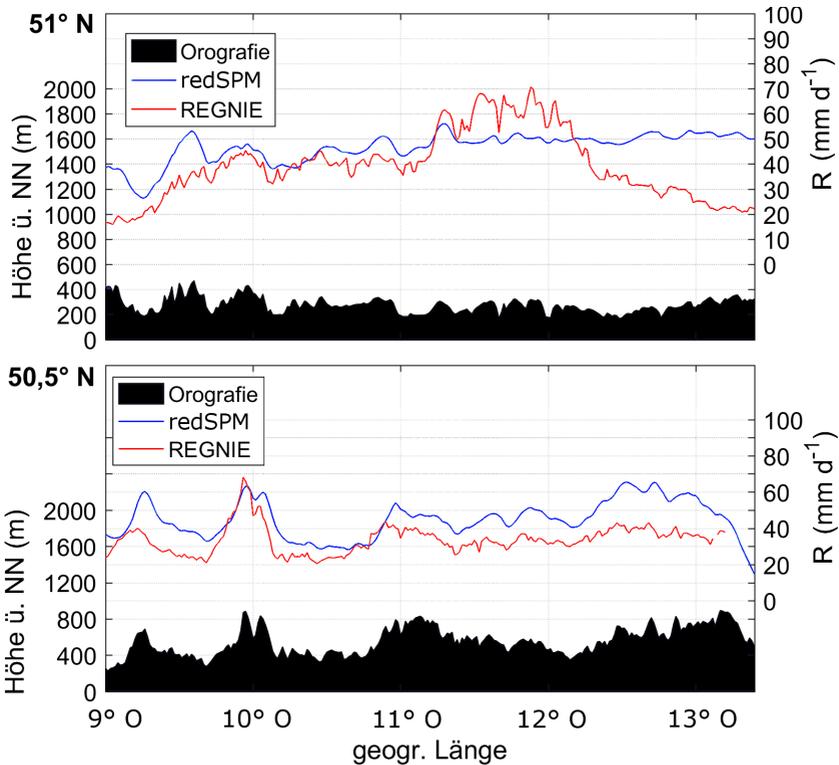


Abbildung 7.16: Vertikalschnitt durch die Orografie (schwarz) in West-Ost-Richtung und zugehörige Niederschlagsverteilung aus REGNIE (rot) und redSPM (blau) bei 51° N (oben) und 50,5° N (unten).

Auch der West-Ost-Schnitt bei 50,5° N zeigt in beiden Daten einen ähnlichen Verlauf, der dem Gelände folgt. Die Werte des redSPM liegen dabei fast immer über den beobachteten. Ausnahmen sind zwei lokale Maxima bei circa 10° O (Rhön) und 11° O (Thüringer Wald), wo das redSPM nur leicht geringere Werte simuliert. In diesen Bereichen sind die höchsten Gradienten des Geländes zu finden, was zu einer Überinterpretation der Niederschlagssummen durch das REGNIE-Verfahren geführt haben könnte.

7.3 Zusätzliche Niederschlagsanteile

Eine der Erweiterungen des SPM gegenüber dem SB-Modell ist die Einführung von zusätzlichen Niederschlagsanteilen durch Fronten und Konvektion. Wie in Kapitel 6.2.3 beschrieben, werden Fronten durch eine Zone dargestellt, in der der Niederschlag des redSPM um einen Faktor c_{front} angepasst wird. Dazu werden die top200 Ereignisse nochmals mit den in Kapitel 7.2.2 bestimmten optimalen Werten der freien Parameter des Modells simuliert. Die Konvektion wird ebenfalls durch kleine Zonen mit verstärktem Niederschlag implementiert (Kap. 6.2.4). Grundlage dazu sind die Daten der Schwergewitterzugbahnen (siehe Kap. 4.3) von Fluck (2017).

7.3.1 Fronten

Zur Bestimmung des Frontfaktors c_{front} werden im ersten Schritt die Modellfelder und die REGNIE-Felder geglättet, um den Einfluss von Mess- oder Interpolationsfehlern durch fehlende Daten im Fall von REGNIE zu minimieren. Dazu wird eine gleitende Box aus 5×5 Gitterpunkten verwendet und innerhalb dieser Box der Mittelwert gebildet. Nach erfolgter Glättung wird das Flächenmittel über das jeweilige Bundesland bestimmt. Der Frontfaktor c_{front} errechnet sich dann aus dem Verhältnis der Flächenmittel von Modell und Beobachtungen (vgl. Gl. 6.6), wobei dabei auch eine saisonale Differenzierung durchgeführt wird.

Der Vergleich aller Ereignisse (zunächst ohne Unterscheidung der Jahreszeiten) zeigt zum Teil deutliche Unterschiede zwischen den Bundesländern (Abb. 7.17). In Hessen scheint das modifizierte SB-Modell mit den gewählten Parametern schon relativ gute Ergebnisse zu liefern. Die Werte von c_{front} liegen fast ausschließlich zwischen 0,8 und 1,2 mit einem Maximum bei 0,9–1,1. Weil der orografische Anteil auf 50% reduziert wurde und c_{front} meist nahe 1,0 liegt, ist der Gesamtniederschlag in Hessen weniger stark von der Orografie bestimmt.

In Baden-Württemberg ist die Verteilung von c_{front} deutlich zu kleineren Werten verschoben. Am häufigsten treten Werte von 0,6–1,1 auf mit einer maximalen Häufigkeit bei 0,7–0,8. Es gibt aber auch Fälle mit Werten kleiner 0,6 und größer 1,2. Trotz der Reduzierung des orografischen Anteils auf 80% (Tabelle 7.4) scheint das redSPM zu viel Niederschlag zu simulieren, was die Mehrzahl an Werten von $c_{\text{front}} < 1,0$ erklärt. Die Untersuchungen von Baumstark (2011) haben ergeben, dass zumindest im Sommerhalbjahr die Anzahl an Kaltfronten von Süden nach Norden abnimmt. Die Analysen basieren auf Daten von Schemm et al. (2015), die ebenfalls einen abnehmende Gradienten der Anzahldichte von Fronten von Südwest nach Nordost festgestellt haben. Vor allem in Baden-Württemberg ist der Unterschied zwischen dem Norden und dem Süden des Lands groß. Die atmosphärischen Bedingungen (Eingangsgröße des redSPM) sind dadurch nicht homogen über ganz Baden-Württemberg verteilt. Das redSPM simuliert aber mit den bestimmten Eingangsgrößen die Niederschlagsfelder auf der gesamten Modelldomäne, sodass es Fälle gibt, in denen in den Beobachtungen noch kein Niederschlag gefallen ist, das Modell aber bereits aufgrund der Parameter Niederschlag simuliert. Daraus resultieren zu hohe Gebietsniederschläge, was zu kleineren Werten von c_{front} führt.

Die Verteilung von c_{front} in Thüringen ist im Vergleich zu den anderen Bundesländern sehr breit und reicht von 0,5 bis über 2,0. Am häufigsten sind aber auch hier Frontfaktoren um 1,0. Die Tendenz zu Werten von $c_{\text{front}} > 1,0$ deutet darauf hin, dass das redSPM in Thüringen eher zu einer Unterschätzung des Niederschlags neigt.

Die saisonale Betrachtung zeigt für Baden-Württemberg vor allem im Herbst eine Verschiebung der Verteilung zu Werten kleiner 0,8 (Abb. B.12, oben). Im Frühling ist die Häufigkeit zwischen 0,6 und 1,0 relativ konstant. Im Sommer und Winter liegt das Maximum bei 0,8–0,9, die Häufigkeit nimmt dann zu höheren Werten stark ab. Für Hessen ist die Verteilung im Frühling gegenüber der im Winter um eine Histogrammklasse zu kleineren Werten verschoben, im Herbst liegt sie quasi symmetrisch um $c_{\text{front}} = 1,0$ (Abb. B.12, Mitte).

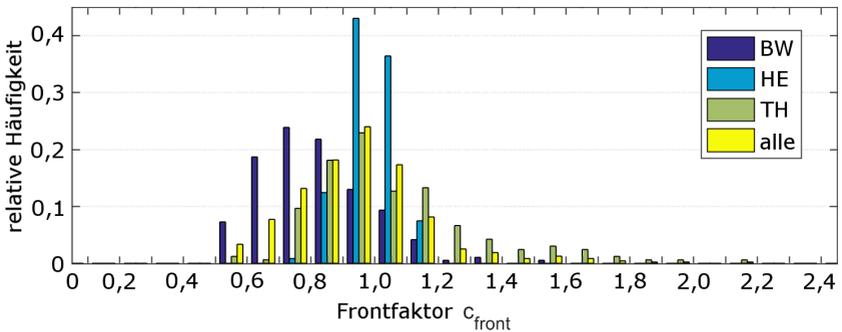


Abbildung 7.17: Relative Häufigkeit des Frontfaktors c_{front} pro Bundesland und alle Ereignisse. Dargestellt ist jeweils die Gesamtzahl der top200 Ereignisse ohne saisonale Differenzierung.

Das Modell neigt also eher zu einer Überschätzung der Beobachtungen im Frühling und zu einer Unterschätzung im Winter. In Thüringen treten die größten und kleinsten Werte vor allem im Sommer auf (Abb. B.12, unten). Das Maximum liegt bei 0,9–1,0. Im Frühling konzentrieren sich die Werte auf den Bereich 0,7–1,1 mit wenigen Fällen darüber oder darunter. Im Herbst und Winter liegt das Maximum ebenfalls bei 0,9–1,0. Auffallend ist ein starker Rückgang im Winter bei 0,8–0,9 sowie eine erneute Zunahme der Häufigkeit bei 1,5–1,6. Werte kleiner 0,7 kommen in beiden Jahreszeiten nicht vor. Eine moderate Überschätzung des simulierten Niederschlags von 10–20% kommt demnach eher selten vor, dafür unterschätzt das redSPM den Niederschlag häufiger um circa 50%. Eine Ursache für die Unterschätzung im Winter kann ein verstärkter Einfluss von Frontsystemen sein, da Thüringen im Gegensatz zu den anderen Bundesländern häufiger im Einflussbereich einer Vb-Wetterlage liegt, welche auch im Sommer häufig auftritt (Brazdil und Stekl, 1987; Wibig, 1999; Mudelsee et al., 2004). Nissen et al. (2013) haben für den Zeitraum 1957–2002 insgesamt 55 Vb-Wetterlagen detektiert, von denen 40% mit intensiven Niederschlagsereignissen verbunden waren. Am häufigsten traten Vb-Wetterlagen ihren Untersuchungen zufolge im Frühling (April und Mai) auf.

7.3.2 Konvektion

Die letzte neu in das SPM eingeführte Größe ist der konvektive Niederschlag in Form von eingelagerter Konvektion. Während der Aufschlag auf die Niederschlagsmenge des redSPM durch den Faktor c_{konv} über einen Zufallsgenerator bestimmt wird, werden Länge und Breite der konvektiven Zellen aus Statistiken der Zugbahnen schwerer Gewitter in Deutschland nach Fluck (2017) berechnet (vgl. Kap. 6.2.4). Die Zugbahnen wurden aus Radardaten für das Sommerhalbjahr (April–September) extrahiert (vgl. Kap. 4.3), werden hier aber für das ganze Jahr verwendet. Zusätzlich erfolgt keine Differenzierung der Statistiken in die vier Jahreszeiten, da sich die Strukturen und Prozesse nicht wesentlich zwischen Sommer und Winter unterscheiden und der zu erwartende Einfluss auf Flusshochwasser eher gering einzuschätzen ist.

Die Länge der Gewitterzugbahnen zeigt einen annähernd exponentiellen Abfall von vielen kurzen zu wenigen langen Zugbahnen (Abb. 7.18). Von den annähernd 8000 extrahierten Gewitterzügen haben 90% eine Länge von weniger als 70 km und 95% unter 100 km. Nur 1% der Zugbahnen sind länger als 170 km. Es wurden auch sieben sehr lange Gewitterzüge mit mehr als 300 km analysiert. Aufgrund der Unsicherheiten des von Fluck (2017) verwendeten Zellverfolgungs-Algorithmus und der sehr geringen Wahrscheinlichkeit wird die maximale Länge auf $L_{\text{max}} = 300$ km begrenzt.

Die Breite B der Zugbahnen zeigt eine eher symmetrische Verteilung um $B = 12$ km mit dem Schwerpunkt etwas mehr zu kleineren Werten hin (Abb. 7.18). Das gesamte Spektrum reicht von 4 bis 22 km, wobei 90% der Daten zwischen 7 und 16 km und 99% zwischen 5 und 18 km liegen. Im SPM wird diese Breite später verdoppelt, weil konvektive Niederschlagsbereiche als Ganzes breiter sind als die analysierten Bereiche mit einer hoher Radarreflektivität von über 55 dBZ. Zusätzlich gilt $L > B$.

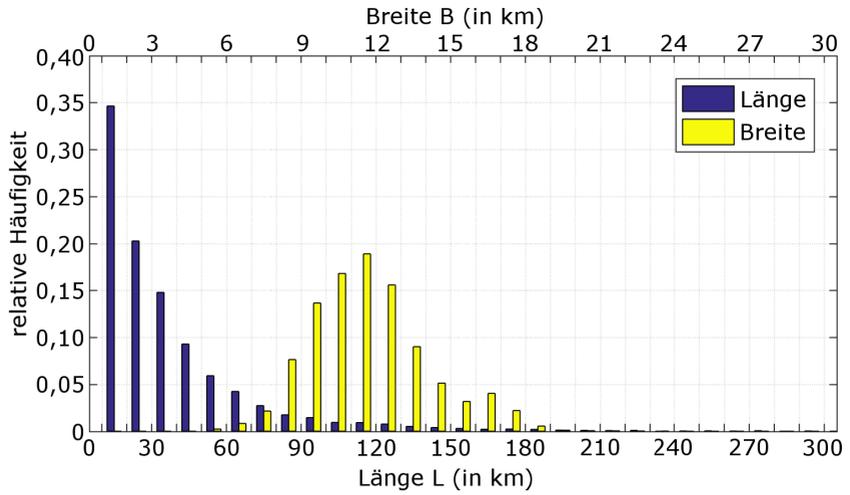


Abbildung 7.18: Relative Häufigkeit von Länge L (untere Skala) und Breite B (obere Skala) der Schergewitterzugbahnen nach Fluck (2017) für Radarreflektivitäten ab 55 dBZ. Zur besseren Darstellung wurde die Längenskala bei 300 km abgeschnitten (Weiteres siehe Text).

8 Stochastische Simulationen

Die in Kapitel 7.2.3 diskutierten Fallbeispiele haben gezeigt, dass das SPM in der Lage ist, realistische Niederschlagsverteilungen zu simulieren. Im folgenden Kapitel wird das SPM nun angewendet, um Niederschlagsereignisse stochastisch über einen Zeitraum von mehreren Tausend Jahren zu simulieren. Kapitel 8.1 gibt zunächst einen Überblick über die verwendeten Verteilungsfunktionen. Anschließend wird das vollständige stochastische Modell über statistische Größen und Wiederkehrperioden evaluiert (Kap. 8.2). Die Evaluierung erfolgt zum einen auf Basis der top200 Ereignisse des jeweiligen Bundeslands und zum anderen mithilfe von Wahrscheinlichkeiten, die aus der gesamten REGNIE-Messreihe bestimmt wurden.

8.1 Verwendete Verteilungsfunktionen

Mit den aufbereiteten Daten aus den vorangegangenen Kapiteln können die für das SPM notwendigen Verteilungsfunktionen erstellt werden. Wie in Kapitel 5.2.1 beschrieben, werden verschiedene PDFs getestet und an die Messdaten angepasst. Über das Verfahren der kleinsten Rangsumme (Kap. 5.2.2) wird die am besten passende PDF ermittelt. Insgesamt gilt es, pro Bundesland und Jahreszeit 11 PDFs zu finden, was einer Zahl von 44 PDFs pro Bundesland und 132 PDFs im Gesamten entspricht. Die 11 Eingangsgrößen des SPM sind die Ereignisdauer t_E , der Vorgeuchte-Index API , die Windrichtung wr_0 , die Windgeschwindigkeit $|\vec{v}_h|$, die Skalierungshöhe des Wasserdampfs H_w , die gesättigte Brunt-Väisälä-Frequenz N_m^2 , der sättigungsadiabatische Temperaturgradient Γ_m , der aktuelle Temperaturgradient γ , die Wasserdampfdichte $\rho_{s,ref}$, der Hintergrundniederschlag R_∞ und der Frontfaktor

c_{front} . Hinzu kommen 2 PDF für die Konvektionsparameter, die einmalig bestimmt werden und für alle Bundesländer und Jahreszeiten gültig sind.

Eine Übersicht, wie häufig welche PDF als die Optimale bestimmt wurde, zeigt Tabelle 8.1. In mehr als der Hälfte der Fälle (54,48%) ist eine Extremwertverteilung (GEV oder Spezialfälle Gumbel bzw. Weibull) die beste Lösung. Zusammen mit der inversen Gaußverteilung (11,94%) sind damit circa zwei Drittel (66,42%) abgedeckt. Am dritthäufigsten sind Gamma- und Normalverteilungen mit jeweils circa 5% gefolgt von Log-Normal- und Birnbaum-Saunders-Verteilungen mit je circa 4,5%. Die meisten anderen PDFs werden nur vereinzelt und nicht in allen Bundesländern bevorzugt. Vier Funktionstypen (Exponential, Generalisierte Pareto, Burr und von-Mises) wurden in keinem der Fälle als optimal evaluiert. In Baden-Württemberg und Hessen kommen jeweils 12 der 21 Funktionstypen zum Einsatz (57,14%), in Thüringen sind es 14 (66,67%). Der Schwerpunkt aller verwendeten Verteilungsfunktionen bei Extremwertverteilungen ist nicht unerwartet, da die Datengrundlage (top200) aus den stärksten Ereignissen gebildet wurde und somit auch die meteorologischen Größen durch Extremalverteilungen am besten reproduziert werden können.

8.2 Ergebnisse der stochastischen Simulationen

Für jedes Bundesland werden mit dem SPM 10.000 Niederschlagsereignisse simuliert, was einer Zeitperiode von mehreren Tausend Jahren entspricht (siehe weiter unten). Dazu werden zuerst für jedes Ereignis Saison, *API* und Ereignisdauer mithilfe der jeweiligen PDF simuliert. Anschließend werden alle anderen Variablen für die nun bekannte Anzahl an Simulationstagen ebenfalls aus den PDFs ermittelt. Nachdem der benötigte Variablensatz erstellt wurde, wird mit der Simulation der Niederschlagsfelder der einzelnen Ereignisse begonnen.

Für die Evaluierung der Ergebnisse werden zunächst die zweidimensionalen Niederschlagsfelder von REGNIE und SPM miteinander verglichen.

Tabelle 8.1: Häufigkeit der verwendeten Verteilungsfunktionen (PDF-Nummerierung siehe Tabelle 5.1) für Baden-Württemberg (BW), Hessen (HE) und Thüringen (TH), und für die Konvektionsparameter (KP) sowie die Gesamtzahl aus allen Bundesländern mit entsprechendem relativen Anteil. Gumbel- (Nr. 3) und Weibullverteilungen (Nr. 16) wurden der generalisierten Extremwertverteilung (GEV, Nr. 5) zugeschlagen, da beides Spezialfälle der GEV sind.

PDF-Nr.	BW	HE	TH	KP	Gesamt	Anteil
1	2	2	2	–	6	4,48%
2	–	–	–	–	–	–
3	siehe Nr. 5					
4	3	1	3	–	7	5,22%
5 (incl. 3+16)	26	27	19	1	73	54,48%
6	5	2	9	–	16	11,94%
7	1	1	–	–	2	1,49%
8	–	–	1	1	2	1,49%
9	2	2	2	–	6	4,48%
10	1	–	1	–	2	1,49%
11	1	4	2	–	7	5,22%
12	–	–	2	–	2	1,49%
13	–	2	–	–	2	1,49%
14	–	–	1	–	1	0,75%
15	–	–	1	–	1	0,75%
16	siehe Nr. 5					
17	1	2	1	–	4	2,99%
18	2	1	–	–	3	2,24%
19	–	–	–	–	–	–
20	–	–	–	–	–	–
21	–	–	–	–	–	–

Dafür werden für jeden Gitterpunkt innerhalb des jeweiligen Bundeslands Median und 84%-Perzentil über alle Ereignisse gebildet (top200 im Fall von REGNIE und 10.000 simulierte Ereignisse des SPM). Das 84. Perzentil entspricht in etwa der Größe der Standardabweichung bei Normalverteilung. Für Baden-Württemberg ergeben sich dabei große Übereinstimmungen der Niederschlagsfelder (Abb. 8.1). Die höchsten Werte liegen erwartungsgemäß im Schwarzwald und entlang der Schwäbischen Alb. Die räumliche Struktur wie auch die Größe der Werte wird vom SPM gut wiedergegeben. Im Fall des Medians beträgt das Flächenmittel der top200 Ereignisse $\bar{R}_{\text{BW,top200}} = 22,2$ mm, während das der SPM-Ereignisse mit $\bar{R}_{\text{BW,SPM}} = 23,3$ mm etwas größer ist (ca. 5%). Vor allem im Bereich nördlich und nordöstlich von Karlsruhe simuliert das SPM höhere Werte (Abb. 8.1 a+b). Dort liegt das Minimum der Beobachtungen bei $R_{\text{min,top200}} = 9,2$ mm. Auch die Maximalwerte liegen mit $R_{\text{max,top200}} = 46,6$ mm und $R_{\text{max,SPM}} = 50,2$ mm nahe zusammen (ca. 8% Differenz). Bei Betrachtung des 84%-Perzentils liegen die größten Unterschiede im Nordosten Baden-Württembergs (Abb. 8.1 c+d). Entlang der Schwäbischen Alb und im Allgäu sind die SPM-Werte etwas niedriger als die der top200 Ereignisse, dafür ist die Fläche mit $R > 60$ mm im Bereich des Südschwarzwalds im Modell größer. Dort liegt auch das Maximum mit $R_{\text{max,top200}} = 78,3$ mm und $R_{\text{max,SPM}} = 77,4$ mm (ca. 1% Differenz). Insgesamt beträgt das Flächenmittel $\bar{R}_{\text{BW,top200}} = 35,2$ mm und $\bar{R}_{\text{BW,SPM}} = 34,5$ mm, was einer Differenz von nur circa 2% entspricht, wobei das SPM die Beobachtungen unterschätzt.

Der Trend zu einer zunehmenden aber dennoch nur leichten Unterschätzung der simulierten Niederschlagssummen setzt sich mit steigendem Perzentilwert fort (Abb. 8.2a). Dies gilt sowohl für den mittleren Gebietsniederschlag des jeweiligen Perzentil-Felds, als auch für die Minimal- und Maximalwerte an einem Gitterpunkt dieser Felder. Der Wechsel von einer Überschätzung zu einer Unterschätzung liegt für die Maximal- und Mittelwerte zwischen dem 75% und 84% Perzentil, während im Fall der Minimas die Umkehrung erst zwischen dem 95% und 99% Perzentil erfolgt.

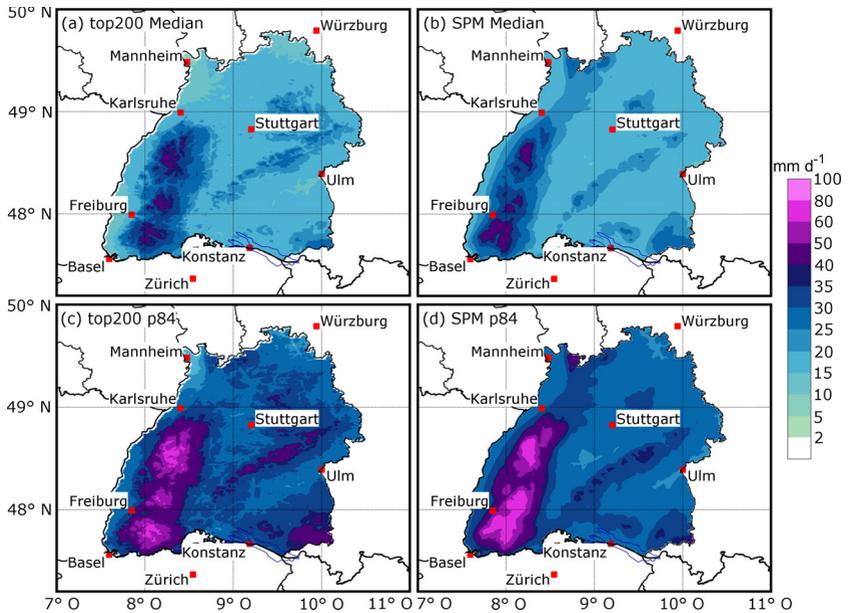


Abbildung 8.1: Vergleich der Niederschlagsfelder aus Beobachtungen (REGNIE top200) und stochastischem Modell (SPM) für Baden-Württemberg. Abgebildet sind Median (a+b) und das 84%-Perzentil (c+d) des jeweiligen Datensatzes.

In Abbildung 8.2b sind drei der verwendeten Qualitätsmaße für verschiedene Perzentilwerte aufgetragen. Der Korrelationskoeffizient r_S und der Skill-Score S haben ihre Maxima in etwa beim 84% Perzentil. Für höhere und niedrigere Werte nimmt die Güte wieder ab. Die Standardabweichungen von Modell und Beobachtungen erreichen zwischen dem 50% und 75% Perzentil den gleichen Wert ($\hat{\sigma}_f = 1$). Für höhere Perzentile ist die Standardabweichung des Modells größer als die der Beobachtungen. Damit streuen die Werte im Modell mehr beziehungsweise die beobachteten Felder sind homogener.

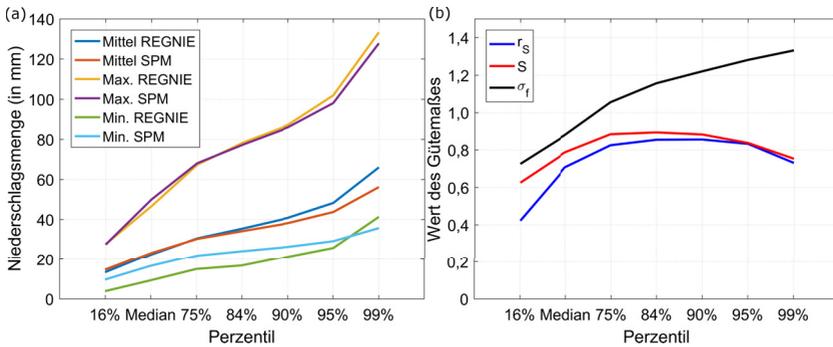


Abbildung 8.2: Vergleich von mittlerem Gebietsniederschlag sowie Maximal- und Minimalwert aller Gitterpunkte für verschiedene Perzentile von REGNIE und SPM (a) sowie Gütemaße Korrelationskoeffizient r_s , Skill-Score S und normierte Standardabweichung $\hat{\sigma}_r$ (b) für Baden-Württemberg.

Größere Unterschiede zeigen die Simulationen für Hessen (Abb. 8.3). Sowohl der Median als auch das 84% Perzentil werden vom SPM deutlich unterschätzt. In beiden Fällen simuliert das Modell nur etwas mehr als die Hälfte der Niederschlagsmenge aus REGNIE. Die maximalen Niederschlagswerte sind mit circa 75% ebenfalls deutlich zu gering. Die räumliche Verteilung der Niederschläge dagegen sieht ähnlich aus. Auffallend ist, dass das SPM für Hessen eine höhere räumliche Differenzierung der Niederschlagsfelder zeigt als die top200 REGNIE-Ereignisse. Datengrundlage für Hessen sind Radiosondendaten der Station Idar-Oberstein in Rheinland-Pfalz, da in Hessen keine Radiosondenstation vorhanden ist. Es ist möglich, dass durch diese größere Entfernung der atmosphärische Zustand nicht korrekt abgebildet wird, was sich in den Statistiken niederschlägt. Bei der vorwiegend westlichen Anströmung (vgl. Kap. 7.1.4) repräsentiert Idar-Oberstein unter Umständen nicht die tatsächlichen Bedingungen stromauf.

Die größeren Unterschiede zu den anderen Bundesländern sind auch im Vergleich der Perzentilwerte zu sehen (Abb. 8.4). Für alle betrachteten Größen liegt das SPM immer deutlich unter den Beobachtungen.

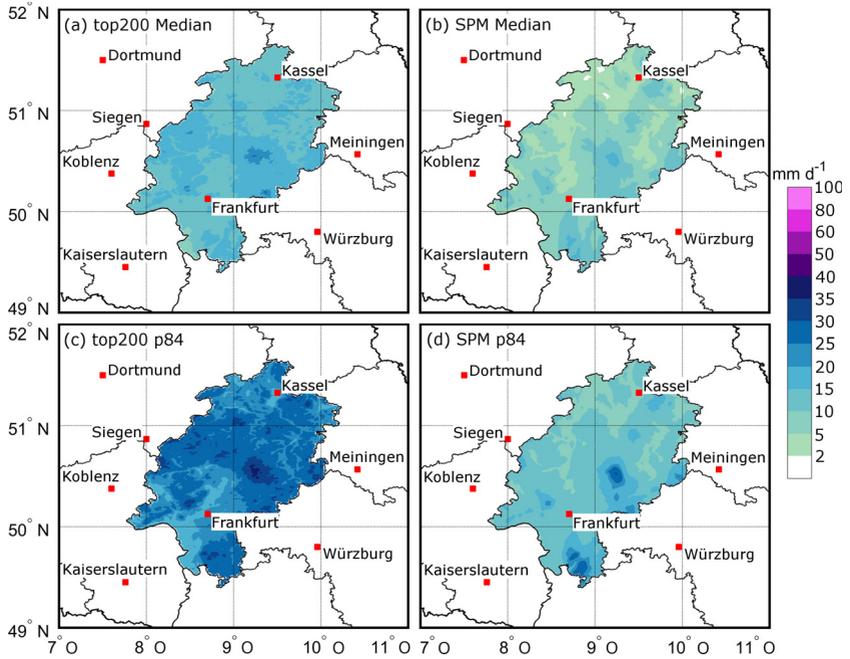


Abbildung 8.3: Wie Abbildung 8.1, aber für Hessen.

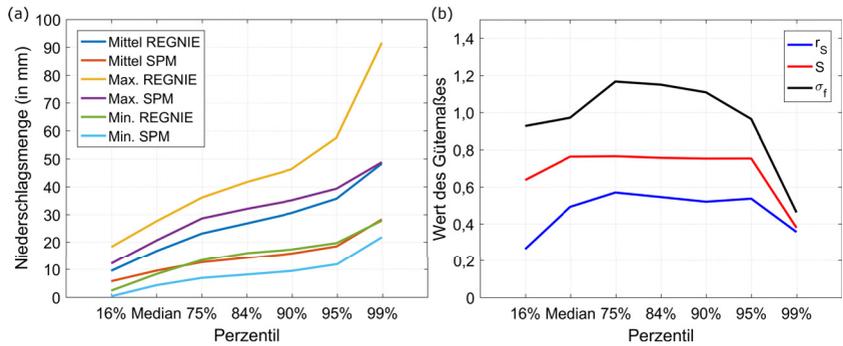


Abbildung 8.4: Wie Abbildung 8.2, aber für Hessen.

Außerdem wird die Differenz mit steigendem Perzentil größer. Bis zum 95. Perzentil zeigen die Qualitätsgrößen aber auch in Hessen einen ähnlichen Verlauf wie in Baden-Württemberg oder Thüringen. Die Korrelation und der Skill-Score sind auf dem niedrigsten Niveau der drei Länder. Für die höchsten Perzentile ist ein deutlicher Rückgang der Qualität zu erkennen.

Ein ähnliches Ergebnis wie für Baden-Württemberg ergeben die Auswertungen der Simulationen für Thüringen (Abb. 8.5). Die räumliche Verteilung zeigt in beiden Fällen die maximalen Niederschlagswerte im Thüringer Wald südwestlich von Erfurt und geringere Niederschläge im Norden und Osten. Das Flächenmittel des Medians im SPM beträgt 22,4 mm, was gegenüber den Beobachtungen mit 18,1 mm einer Überschätzung um 25% entspricht. Das absolute Maximum beziehungsweise das Minimum ist im Modell ebenfalls leicht erhöht. Die Differenz zwischen Modell und Beobachtungen nimmt mit steigendem Perzentil ebenfalls ab. Das Flächenmittel des 84%-Perzentils beträgt mit 28,4 mm etwa 95% des beobachteten Werts von 30,2 mm. Der maximale Niederschlagswert eines Gitterpunkts ist mit 46,7 mm im SPM und 46,9 mm in REGNIE fast identisch. Vor allem im Bereich südöstlich von Erfurt simuliert das SPM aber weniger Niederschlag als beobachtet.

Der Vergleich von Niederschlagsmengen und Gütemaße für verschiedene Perzentile für Thüringen weist ähnliche Strukturen auf wie in Baden-Württemberg (Abb. 8.6). Der Wechsel von Überschätzung zu Unterschätzung erfolgt in Thüringen erst zwischen dem 95% und 99% Perzentil. Die Minimalwerte sind im SPM immer höher als die von REGNIE. Die maximale Korrelation beziehungsweise der größte Skill-Score S wird zwischen dem 84% und 90% Perzentil erreicht und liegt auf einem niedrigeren Niveau als in Baden-Württemberg. Die normierte Standardabweichung bleibt bei Werten zwischen 1,0 und 1,2.

Analog zu Perzentilwerten können Niederschlagsfelder bestimmter Jährlichkeit oder Wiederkehrperiode miteinander verglichen werden. Dafür werden mit Hilfe der Gumbel-Verteilung (vgl. Kap. 5.2.1) die zur Jährlichkeit T gehörenden Niederschlagswerte $R(T)$ berechnet (Gl. 2.70 bzw. 5.14).

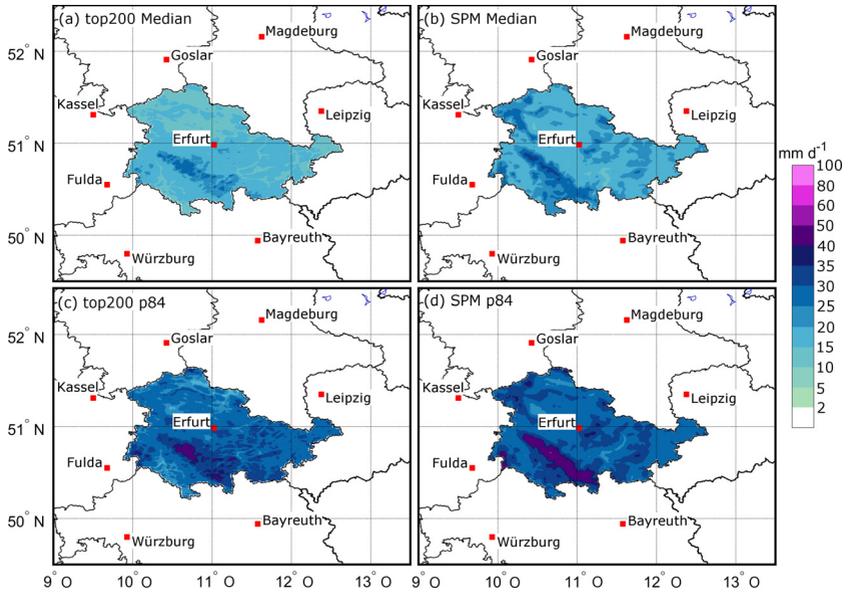


Abbildung 8.5: Wie Abbildung 8.1, aber für Thüringen.

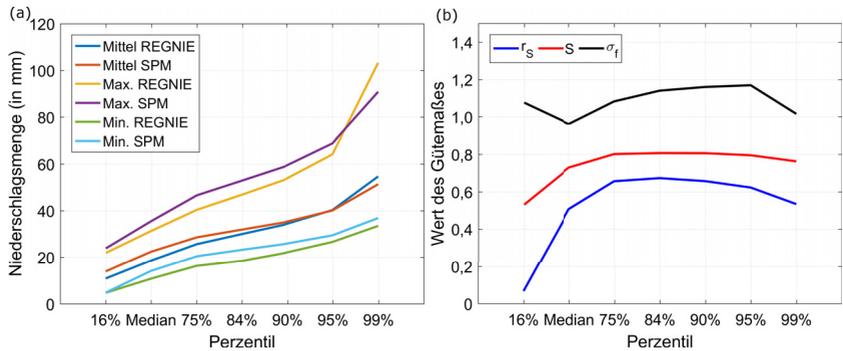


Abbildung 8.6: Wie Abbildung 8.2, aber für Thüringen.

Zur Bestimmung der Gumbel-Verteilung ist es notwendig, eine Serie jährlicher Maximalwerte zu generieren. Während dem REGNIE-Datensatz eine eindeutige Zeitperiode zuzuordnen ist (66 Jahre von 1951–2016) und damit auch die jährliche Serie extrahiert werden kann, ist dies für das SPM als ereignisbasiertes Modell nicht direkt möglich. Zu diesem Zweck wird für jeden Gitterpunkt aus den REGNIE-Daten die mittlere Wahrscheinlichkeit pro Jahr \bar{p}_{50} für die Überschreitung des Schwellenwerts von 50 mm in 24 Stunden ermittelt. Anschließend wird ebenfalls pro Gitterpunkt die Anzahl n_{50} an simulierten Tagen mit $R \geq 50$ mm bestimmt. Aus der Relation $T_{\max} = n_{50} \cdot \bar{p}_{50}^{-1}$ ergibt sich die entsprechende Zeitperiode des SPM. Damit kann eine neue Gumbel-Verteilung an die Modelldaten angepasst werden, mit deren Hilfe sich die Niederschlagswerte $R_{\text{SPM}}(T)$ ergeben. Aus der Differenz $R_{\text{SPM}}(T) - R_{\text{REGNIE}}(T)$ kann auf die Qualität des Modells geschlossen werden. Der bei den Perzentilen beobachtete Trend zeigt sich auch bei Betrachtung der Jährlichkeiten (Abb. 8.7). Für kurze Wiederkehrperioden (hier 10 Jahre) ergeben die Simulationen des SPM gegenüber REGNIE eine geringe Abweichung im Bereich von $\pm 10\%$ in weiten Teilen Baden-Württembergs. Das Flächenmittel der Differenz über ganz Baden-Württemberg beträgt nur 0,61%. Im Südschwarzwald überschätzt das Modell die Beobachtungen etwas stärker mit bis zu 38%, in einem kleinen Bereich südlich von Karlsruhe hingegen liegt eine stärkere Unterschätzung von bis zu -25% vor. Mit zunehmender Jährlichkeit verstärkt sich die Unterschätzung sowohl in der Fläche (-9%) als auch in der Amplitude (-39%), bleibt aber auf einem niedrigen und akzeptablen Niveau. Vor allem im Norden Baden-Württembergs und am Bodensee tritt die Unterschätzung vermehrt auf. Von diesem Trend ausgenommen bleibt der Südschwarzwald, wo eine Zunahme der Überschätzung auf bis zu 48% festzustellen ist.

Auch für Hessen sehen die Ergebnisse ähnlich positiv aus. Die mittlere Differenz zwischen SPM und REGNIE für $T = 10$ a beträgt in Hessen nur 2%, bei einem Wertebereich von minimal -25% im Spessart östlich von Frankfurt und maximal 33% in der nördlichen Rhön südlich von Kassel (Abb. 8.8).

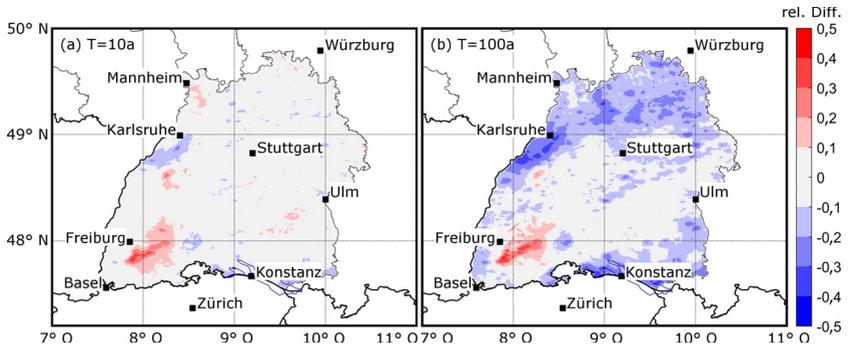


Abbildung 8.7: Differenz zwischen Modell und Beobachtungen für eine Wiederkehrperiode von 10 Jahren (a) bzw. 100 Jahren (b) für Baden-Württemberg. Dargestellt ist die relative Abweichung. Erläuterungen siehe Text.

Die dunkelblauen Bereiche in Abbildung 8.8 sind als Ausfallwerte zu interpretieren, da an diesen Gitterpunkten der gewählte Schwellenwert von 50 mm in 24 Stunden in REGNIE nie überschritten wurde und so der oben beschriebene Algorithmus zu fehlerhaften Ergebnissen führt. Die Tendenz zu einer stärkeren Unterschätzung mit zunehmender Jährlichkeit ist auch hier zu erkennen. Für $T = 100$ a liegt die mittlere Abweichung des SPM jedoch bei lediglich -10% , das Minimum bei -45% und das Maximum bei 17% . Vor allem im Bereich der Mittelgebirge wie Spessart, Rhön oder Westerwald ist die Unterschätzung am größten. Dies stützt die Vermutung, dass der größte Fehler durch den orografischen Niederschlagsterm hervorgerufen wird, da die atmosphärischen Bedingung über Hessen durch den Radiosondenaufstieg Idar-Oberstein nicht korrekt wiedergegeben werden.

Die Ergebnisse für Thüringen sind ungefähr gleich gut wie die für Baden-Württemberg und zeigen die gleiche Tendenz mit zunehmender Jährlichkeit. Die mittlere Differenz zwischen SPM und REGNIE beträgt für $T = 10$ a nur 5% und für $T = 100$ a nur -4% (Abb. 8.9). Die größte Unterschätzung beträgt für $T = 10$ a bis -30% im Norden des Lands am Fuß des Harzes und -37% für $T = 100$ a westlich von Erfurt im Lee des nördlichen Thüringer Walds.

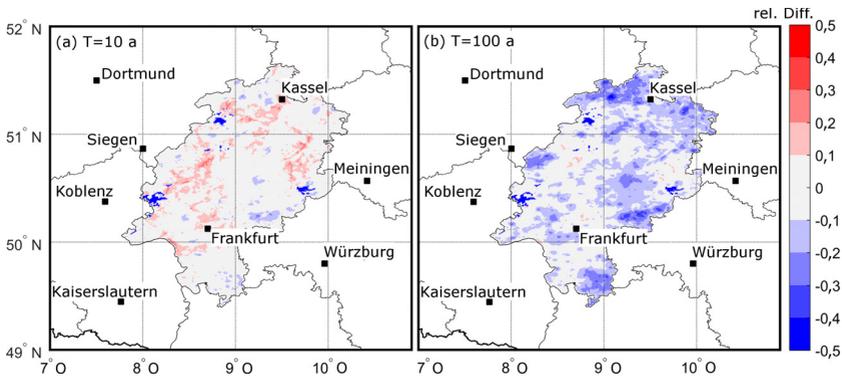


Abbildung 8.8: Wie Abbildung 8.7, aber für Hessen.

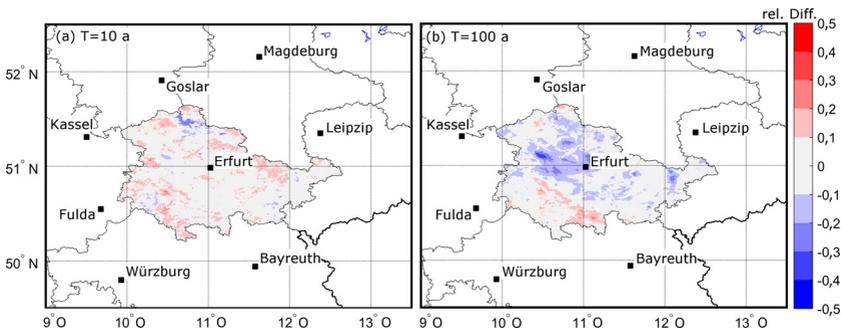


Abbildung 8.9: Wie Abbildung 8.7, aber für Thüringen.

Auffallend ist eine Zunahme der Überschätzung im südlichen Thüringer Wald ähnlich zu der im Südschwarzwald. Dies kann ebenso an den fehlenden Messstationen in diesem Bereich liegen, wodurch das tatsächliche Niederschlagsfeld nicht richtig abgebildet wird.

Da der Fokus des SPM auf großräumigen Niederschlags- und Hochwasserereignissen liegt, ist es neben der räumlichen Verteilung auch wichtig, dass die Flächenniederschläge gut mit der Statistik der Beobachtungen überein-

stimmen. Dazu wird wie oben beschrieben die maximale Wiederkehrperiode des SPM, T_{\max} , für Gebietsniederschläge bestimmt. Anstelle einer neuen Gumbel-Verteilung werden die Werte der Größe nach absteigend sortiert. Das stärkste Ereignis besitzt demnach die Jährlichkeit T_{\max} . Alle folgenden Ereignisse bekommen die Jährlichkeit $T_{rn} = T_{\max} \cdot rn^{-1}$ mit dem jeweiligen Rang $rn \in [2; T_{\max}]$ zugeordnet. Zusätzlich werden die Jährlichkeiten mit der Formel nach Cunnane (1978) angepasst:

$$T_{\text{neu},rn} = \frac{n + 0,2}{T_{rn} - 0,4}, \quad (8.1)$$

wobei n die Größe der Stichprobe ist. Dieses Verfahren wird auch auf die jährliche Serie der Beobachtungen angewendet. Das Ergebnis für Baden-Württemberg (Abb. 8.10) zeigt, dass die SPM-Werte durchgehend innerhalb des eingezeichneten Vertrauensbereichs (95%-Konfidenzintervall) liegen. Der Vertrauensbereich wurde mit der Formel nach Dyck (1980) bestimmt:

$$C(x) = \begin{cases} \alpha y + \beta \pm \frac{\alpha}{\sqrt{n}} \sqrt{1 + 0,609 \cdot (0,423 + y)^2} & ; y < 5 \\ \alpha y \left(1 \pm \frac{0,781}{\sqrt{n}} \right) + \beta \pm \frac{0,333\alpha}{\sqrt{n}} & ; y \geq 5 \\ y = \frac{x-\beta}{\alpha} = -\ln \left(\ln \left[\frac{T}{T-1} \right] \right) & . \end{cases} \quad (8.2)$$

Dabei sind α und β die beiden freien Parameter der Gumbel-Verteilung, x die Niederschlagswerte und T die Jährlichkeit. Mit \pm wird jeweils das obere beziehungsweise das untere Konfidenzintervall bestimmt. Ab circa $T = 5$ a werden die Beobachtungen leicht unterschätzen. Der Unterschied ist bis $T = 1000$ a aber gering. Für noch größere Wiederkehrperioden nimmt die Differenz zwar zu, es ist allerdings zu erwähnen, dass auch die Unsicherheiten in der beobachteten Verteilung zunehmen.

Die Auswertung der Daten auf Ebene der großen Flusseinzugsgebiete liefert ebenfalls eine hohe Übereinstimmung zwischen Modell und Beobachtungen.

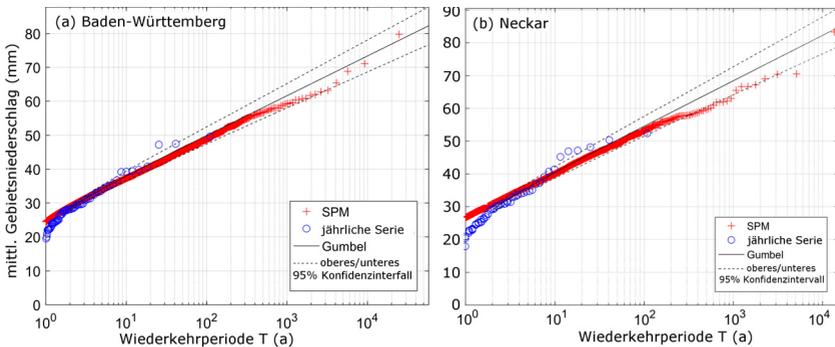


Abbildung 8.10: Mittlere Gebietsniederschläge mit zugehörigen Wiederkehrperioden für ganz Baden-Württemberg (a) und das Neckar-Einzugsgebiet (b). Dargestellt sind die Modellsimulationen (SPM, rote Kreuze), die jährlichen Maximalwerte der Beobachtungen (REGNIE, blaue Kreise) sowie die aus REGNIE bestimmte Gumbel-Verteilung mit den 95%-Konfidenzintervallen. Nähere Erläuterung siehe Text.

Beispielhaft ist hier der Neckar dargestellt (Abb. 8.10b), dessen Einzugsgebiet mit ungefähr 14.000 km² das größte in Baden-Württemberg ist (ca. 38% der Landesfläche) und welches fast vollständig (ca. 98%) innerhalb der Landesgrenzen liegt. Die SPM-Simulationen liegen durchgehend im Bereich des 95%-Konfidenzintervalls bei einer geringen Unterschätzung der Beobachtungen.

In Hessen unterschätzt das Modell die Beobachtungen für kleine Wiederkehrperioden leicht (Abb. 8.11a), während in einem Bereich von etwa $T = 5$ a bis $T = 200$ a eine deutliche Überschätzung zu erkennen ist. In diesem Bereich sind auch die top200 Ereignisse einzuordnen und damit machen sich die bereits erwähnten Ursachen im Fall von Hessen bemerkbar. Auch auf Ebene der Einzugsgebiete wie beispielsweise das der Fulda (Abb. 8.11b) ergeben die Analysen ein ähnliches Bild wie für ganz Hessen. Für mittlere Wiederkehrperioden von 10–100 Jahren überschätzt das SPM die Beobachtungen, für kleinere und größere Wiederkehrperioden unterschätzt das SPM die Beobachtungen. Die Überschätzung fällt dabei etwas weniger stark aus.

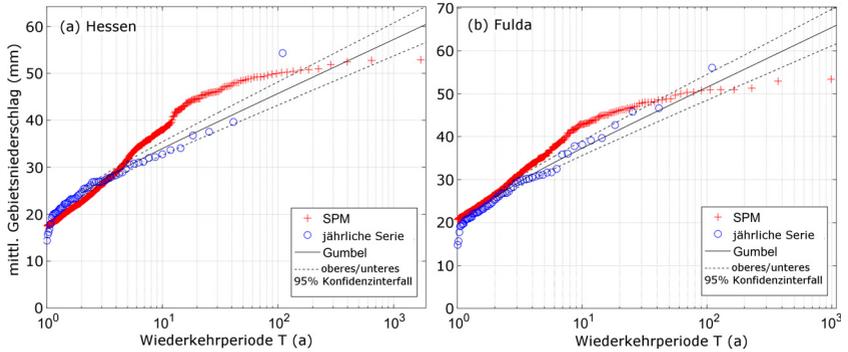


Abbildung 8.11: Wie Abbildung 8.10, aber für Hessen (a) und das Einzugsgebiet der Fulda (b).

Die entsprechenden Analysen für Thüringen ergeben ein ähnliches Bild wie für Baden-Württemberg (Abb. 8.12a). Die Werte des SPM liegen bis zu Jährlichkeiten von über 1000 Jahren innerhalb oder knapp außerhalb des 95% Vertrauensbereichs der Gumbel-Verteilung und dabei ab etwa $T = 5$ a unterhalb der Beobachtungen. Dieses Verhalten des SPM zeigt sich auch bei der Analyse im Einzugsgebiet der Saale (Abb. 8.12b).

Das SPM simuliert in Thüringen auch drei sehr extreme Ereignisse mit Gebietsniederschlägen von 100 mm oder darüber. Alle drei Fälle sind Winterereignisse. Im kleineren Einzugsgebiet der Saale fallen diese drei Ereignisse noch extremer im Vergleich zum Rest aus. Die Auswertung der Modellparameter ergibt eine Kombination aus drei Werten, die für die hohen Niederschlagsraten verantwortlich ist. In allen drei Fällen ist der vertikale Temperaturgradient γ mit Werten unter 0,05 K pro 100 m sehr klein, bei den zwei extremsten Ereignissen liegt er bei 0,01 K pro 100 m. Gleichzeitig ist die Stabilität in Form der Brunt-Väisälä-Frequenz ebenfalls niedrig ($N_m^2 < 0,0001 \text{ s}^{-2}$) und die Windgeschwindigkeit im mittleren Bereich von 10–25 m s^{-1} . Vor allem ein niedriger Wert von γ führt zu einer erhöhten Hebungssensitivität C_w . Der orografische Niederschlag ist gemäß Gleichung (3.21a) proportional zu C_w und über die intrinsische Frequenz σ proportional zur Windgeschwindigkeit.

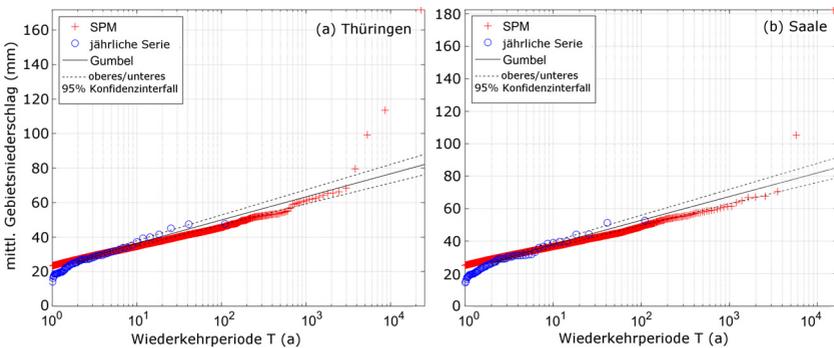


Abbildung 8.12: Wie Abbildung 8.10, aber für Thüringen (a) und das Einzugsgebiet der Saale (b).

Außerdem ist R_{oro} über die vertikale Wellenzahl m umgekehrt proportional zu N_m . Dies führt bei der beschriebenen Wertekombination der drei Größen zu den hohen Niederschlagsmengen. Werte von $\gamma < 0,05$ K pro 100 m kommen im SPM nur im Winter in Thüringen vor (insgesamt 9 mal), die genannte Kombination aber nur in den drei beschriebenen Fällen.

Zusammenfassend können auf Basis der vorgestellten Analysen folgende Ergebnisse und Erkenntnisse festgehalten werden:

1. Das SPM ist in der Lage, realistische Niederschlagsfelder zu simulieren. Dabei wird sowohl die räumliche Verteilung als auch die Intensität der Niederschlagsfelder sehr gut wiedergegeben.
2. Für mittlere Niederschlagssummen (Median) beziehungsweise moderate Wiederkehrperioden von beispielsweise 10 Jahren zeigt ein Vergleich von SPM und REGNIE nur sehr geringe Abweichungen von wenigen Prozent. Mit steigendem Perzentil oder zunehmender Wiederkehrperiode tendiert das Modell gegenüber den verwendeten Beobachtungsdaten zu einer leichten Unterschätzung, wobei zu beachten ist, dass für Zeitperioden von über 100 Jahren die Verlässlichkeit der Beobachtungsdaten auch abnimmt.

3. Die Einführung zusätzlicher Tuning-Parameter und Niederschlagsanteile führt zu einer deutlichen Optimierung der Simulationsergebnisse.
4. Die Ursachen der wenigen größeren Differenzen zwischen SPM und REGNIE können auf ungünstige Kombinationen der Eingangsgrößen oder räumliche Entfernungen zurückgeführt werden. Dies ist aber weniger ein Problem des SPM selbst, sondern vielmehr der teilweise nicht ausreichenden Datenverfügbarkeit, insbesondere der ungenügenden räumlichen Abdeckung durch entsprechende Messtationen geschuldet. Die etwas schlechteren Ergebnisse für Hessen sind überwiegend auf eine fehlende Radiosondenstation innerhalb des Bundeslandes zurückzuführen, wodurch auf Daten einer weiter entfernten Station zurückgegriffen werden musste.

9 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

In der vorliegenden Arbeit wurde ein analytisches Modell zur stochastischen Simulation von Niederschlagsfeldern entwickelt, evaluiert und angewendet. Dazu wurde angenommen, dass sich der Gesamtniederschlag aus mehreren additiven Anteilen zusammensetzt: einem Hintergrundterm, einem orografischen Anteil, einem durch Fronten verursachten Anteil und Konvektion. Den Kern bildet dabei der orografische Anteil. Mit Hilfe verschiedener statistischer Methoden wurden relevante historische Niederschlagsereignisse für die Analysen ausgewählt und auf Basis derer die für das Modell notwendigen Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen ermittelt. Der Schwerpunkt lag dabei auf den stärksten Gebietsniederschlägen, die im Zusammenhang mit großräumigen Flusshochwassern stehen und überwiegend stratiform geprägt sind. Konvektion wurde mit einem reduzierten und vereinfachten Ansatz berücksichtigt. Das Modell zeichnet sich durch eine hohe räumliche Auflösung von $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ aus, die zeitliche Auflösung betrug zunächst 24 Stunden. Die für hydrologische Simulationen notwendige höhere zeitliche Auflösung von 1 h wurde durch Implementierung eines vereinfachten Disaggregationsschemas erreicht. Aufgrund der Fokussierung auf Starkregenereignisse wurde das stochastische Niederschlagsmodell (SPM) nicht als zeitlich kontinuierliches Modell, wie beispielsweise ein Wettervorhersagemodell, sondern als ereignisbasiertes Modell konzipiert. Das bedeutet, dass nicht eine fortlaufende Zeitreihe simuliert wurde, sondern eine vorgegebene feste Anzahl einzelner Ereignisse unterschiedlicher Dauer. Jedem Ereignis wurden auch Vorbedingungen in Form des Vorfeuchte-Indexes (API) zugeordnet, da bei großen Hochwasser-

ereignissen auch die hydrologische Vorbelastung der Böden eine Rolle spielt (Schröter et al., 2015). Die Umgebungsbedingungen und damit auch die Niederschlagsregime variieren im Jahresverlauf, was eine saisonale Differenzierung aller betrachteten Größen notwendig machte.

Um eine geeignete Datengrundlage zu schaffen, wurden aus den verwendeten Niederschlagsbeobachtungen zunächst die für großräumige Flusshochwasser relevanten Ereignisse herausgefiltert. Verwendet wurden die auf ein regelmäßiges Gitter von $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ interpolierten Stationsmessungen (REGNIE, DWD) mit einer zeitlichen Auflösung von 24 Stunden. Das Untersuchungsgebiet umfasste dabei die Bundesländer Baden-Württemberg, Hessen und Thüringen, die jeweils separat betrachtet wurden. Aus den gemittelten 24-stündigen Flächenniederschlägen wurden die jeweils stärksten 200 Ereignisse ausgewählt (top200) und in einem nächsten Schritt die dazugehörigen Niederschlagsereignisse bestimmt. Ein Ereignis wurde dabei als eine Periode von einem oder mehreren aufeinanderfolgenden Tagen definiert, an denen der Gebietsniederschlag einen festgelegten Schwellenwert überschritt. Innerhalb eines Ereignisses konnten mehrere top200 Tage enthalten sein. Für die statistische Unabhängigkeit mussten zwei Ereignisse durch mindestens drei aufeinanderfolgende Tage mit einer Unterschreitung des Schwellenwerts getrennt sein (Palutikov et al., 1999). Es hatte sich herausgestellt, dass als Schwellenwert das 75%-Perzentil der Zeitreihe der 24-stündigen Flächenmittelwerte (nur Tage mit mehr als 0,1 mm) am besten geeignet ist. Kleinere Schwellenwerte führten zu einer Überrepräsentation langer Ereignisse, bei größeren Schwellenwerten wurden fast keine mehrtägigen Ereignisse detektiert.

Mithilfe dieses erweiterten top200-Datensatzes konnten als Erstes Statistiken zu Saisonalität, Ereignisdauer und API angefertigt werden. In allen Untersuchungsgebieten war die Häufigkeit der Ereignisse im Sommer gegenüber den anderen Jahreszeiten erhöht, dafür ergab sich eine Tendenz zu längeren Ereignissen im Winter. Für die effektive Ereignisdauer wurden innerhalb eines Ereignisses nur die Tage gezählt, an denen der Schwellenwert überschritten wurde (Regentage), um eine Überinterpretation langer Ereignisse zu verrin-

gern (Piper et al., 2016). Der Vergleich von API und Ereignisniederschlag (Mittelwert über die Regentage) ergab am häufigsten eine Kombination aus mittleren Intensitäten und mittlerem API. Es wurden aber auch Fälle mit hohem Ereignisniederschlag und geringem API sowie hohem API und geringem Ereignisniederschlag beobachtet, während eine Kombination mit hohen Werten beider Größen analog zu der Studie von Schröter et al. (2015) nicht auftrat.

Für die Berechnung der Niederschlagsfelder wurde der diagnostische Ansatz der linearen Theorie nach Smith und Barstad (2004) verwendet. Der Gesamtniederschlag dieses ursprünglichen Modells (SB-Modell) setzt sich dabei aus einem Hintergrundterm und einem orografisch erzeugten Niederschlagsanteil zusammen. Der Hintergrundterm beschreibt dabei den durch Hebungsprozesse im Bereich großskaliger synoptischer Strukturen (Trog/Rücken) gebildeten Niederschlag. Für ein nicht zu groß gewähltes Untersuchungsgebiet kann der Hintergrundterm als räumlich konstant angenommen werden. Er wurde im Rahmen dieser Arbeit mit Hilfe der REGNIE-Daten für die top200-Ereignisse bestimmt. Dazu wurden Gebiete ausgewählt, in denen die Wahrscheinlichkeit für Starkregen zum einen gering und zum anderen homogen verteilt ist. Der Schwellenwert wurde auf 50 mm d^{-1} festgelegt, was dem Schwellenwert des DWD für eine Dauerregenwarnung entspricht. Für Hessen und Thüringen konnte die gesamte Landesfläche zur Bestimmung des Hintergrundniederschlags verwendet werden, für Baden-Württemberg nur das Gebiet östlich des Schwarzwalds und nördlich des Allgäus.

Für den orografischen Anteil wurden die linearisierten Gleichungen mithilfe einer Fourier-Transformation in den Frequenzraum transformiert und durch einen FFT-Algorithmus gelöst. Dadurch sind periodische Randbedingungen an den Rändern der Modelldomäne implizit vorgegeben, die dazu führen, dass Störungen, die auf einer Seite hinauslaufen, auf der gegenüberliegenden Seite unverändert wieder eintreten. Das eigentliche Modellgebiet wurde deshalb in ein größeres Gebiet mit homogener Orografie eingebettet, um ein Abklingen der Störungen zu ermöglichen. Der orografische Niederschlagsanteil ist von der Geländehöhe und insgesamt sieben atmosphärischen Größen abhängig,

die den dynamischen (Windvektor) und thermischen (Stabilität) Aufbau der Atmosphäre sowie die Luftfeuchtigkeit beinhalten. Bei der Herleitung der Gleichungen wurde eine Sättigungsadjustierung vorgenommen und die Brunt-Väisälä-Frequenz N durch das gesättigte Äquivalent N_m ersetzt. Die sieben atmosphärischen Größen wurden aus Radiosondenaufstiegen bestimmt. Die Wolkenmikrophysik wurde mit zwei charakteristischen Zeitskalen τ_c für die Tropfenbildung und die Fallzeit τ_f von Hydrometeoren realisiert. Diese beiden Zeitskalen bewirken ein zeitverzögertes Ausregnen der Hydrometeore, die andernfalls gemäß der pseudo-adiabatischen Beschreibung der Prozesse instantan ausfallen würden. Durch die Verwendung von N_m^2 kann das SB-Modell nicht für labile Schichtungen angewendet werden, da die Gleichungen sonst nur imaginäre Lösungen enthalten würden. In solchen Fällen wurde N_m^2 auf einen fast-neutralen Wert gesetzt.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde das SB-Modell zunächst um drei Kalibrierungsparameter (Tuning-Parameter) ergänzt. Die verwendete Formulierung der Modellgleichungen erlaubt es einem virtuellen Luftpaket mehrmals innerhalb der Modelldomäne auf- und abzustiegen, ohne dabei eine Änderung des Wasserdampfgehalts zu erfahren. Tatsächlich fällt aber ein Teil des bei der Hebung kondensierten Wasserdampfs als Niederschlag aus, sodass bei einer erneuten Hebung weniger Wasserdampf zur Verfügung steht. Die im Modell enthaltene Hebungssensitivität C_w wurde deshalb mit Hilfe eines Vorfaktors f_{C_w} modifiziert. Des Weiteren hängt der orografische Niederschlagsanteil vom Gradienten der Geländehöhe ab. Dies führt zu negativen Werten bei steil abfallendem Gelände (Absinken des Luftpakets) und zu einer Reduzierung des Gesamtniederschlags in diesen Bereichen. Wie sich herausgestellt hat, überschätzt das SB-Modell diese Austrocknung, und im Extremfall fällt im Lee von Gebirgen kein Niederschlag. Um diesen Effekt zu verringern, wurde als Korrekturfaktor f_{dry} eingeführt. Dieser wirkt nur auf Gitterpunkte, an denen der orografische Anteil negativ ist und reduziert diesen Wert um einen entsprechenden Faktor. Die bei der Herleitung der Modellgleichungen verwendete Sättigungsadjustierung geht außerdem davon aus, dass sich die

Atmosphäre zu jeder Zeit, an jedem Ort und in jeder Höhe in einem gesättigten Zustand befindet. Da derartige Situationen nur für einen kleinen Bereich in der Atmosphäre gelten, wurde der dritte Kalibrierungsparameter c_{oro} eingeführt. Dieser reduziert den orografischen Anteil am Gesamtniederschlag an jedem Gitterpunkt um einen entsprechenden Faktor.

Die optimalen Werte der drei neu eingeführten Tuning-Parameter wurden zusammen mit denen der beiden Zeitkonstanten τ_c und τ_f bei der Kalibrierung des Modells ermittelt. Die Kalibrierung erfolgte ausschließlich mit dem angepassten linearen SB-Modell (reduziertes SPM, redSPM), da die später eingeführten weiteren Niederschlagsanteile für Fronten und Konvektion auf rein statistischer Basis berechnet wurden. Für jedes Untersuchungsgebiet wurden mit dem redSPM die jeweiligen top200-Ereignisse mehrmals unter Verwendung verschiedener Parameterkombinationen simuliert. Insgesamt wurden etwa 2000 Kombinationen getestet, was einer Anzahl von etwa 400.000 Simulationstagen pro Gebiet entspricht. Zur Bestimmung der Qualität der Simulationen wurde für jeden Simulationstag der Skill-Score S nach Taylor (2001) berechnet und daraus für jede Kombination der Median über die top200-Tage gebildet. Ziel war es dabei, eine möglichst hohe Repräsentanz aller Ereignisse zu erzielen, sodass als beste Parameterkombination diejenige mit dem höchsten Median ausgewählt wurde. Wie sich gezeigt hat, existieren zwischen den Untersuchungsgebieten deutliche Unterschiede in den Werten der Tuning-Parameter, die auf die unterschiedlich ausgeprägten orografischen Strukturen zurückgehen. Die zum Teil sehr markanten Gradienten im Bereich des Schwarzwalds führten zu deutlichen Unterschätzungen der Niederschlagsmengen im Lee, sodass der Faktor f_{dry} für Baden-Württemberg entsprechend reduziert wurde, während die anderen Parameter nicht in diesem Maße variiert werden mussten. In Hessen spielt der orografische Niederschlagsanteil eine geringere Rolle, sodass c_{oro} am stärksten variiert wurde. Für Thüringen hingegen ergab die Kalibrierung für alle Faktoren den optimalen Wert bei 1,0.

Bei der Simulation der top200-Ereignisse mit dem redSPM konnten zum Teil hohe Korrelationen zu Beobachtungsdaten sowohl räumlich als auch quantitativ erzielt werden. Anhand von Fallbeispielen wurden die redSPM-Simulationen mit REGNIE-Daten verglichen und mit der zugrunde liegenden Orografie und den großskaligen synoptischen Wetterlagen in Verbindung gesetzt. Wie sich dabei gezeigt hat, ist eine gute Erfassung des atmosphärischen Zustands mit Hilfe von Radiosondendaten entscheidend, aufgrund der Lage der Radiosondenstationen aber nicht immer gegeben. Im Fall des diskutierten Beispiels für Thüringen lag der Einflussbereich der bestimmenden synoptischen Situation überwiegend im Osten des Landes und wurde von der Radiosondenstation im Westen nicht komplett erfasst. Dadurch entstanden vor allem im Osten größere Differenzen zwischen redSPM und REGNIE. Im Fall von Hessen liegt die Radiosondenstation etwa 100 km südwestlich und außerhalb des Bundeslands. Dies wurde als eine mögliche Ursache für die in Hessen festgestellten größeren Abweichungen im Vergleich zu den anderen Untersuchungsgebieten ausgemacht.

Im Anschluss an die Kalibrierung wurde der Gesamtniederschlag des redSPM um einen Niederschlagsanteil, der durch Fronten bestimmt ist, und einen konvektiven Anteil erweitert. Für den frontalen Niederschlagsanteil wurde angenommen, dass er maßgeblich für die noch bestehende Differenz zwischen redSPM und REGNIE verantwortlich war und somit als relativer Anteil zum redSPM-Wert addiert werden kann. Dazu wurde für jeden top200-Tag der Faktor c_{front} aus dem Verhältnis der Gebietsmittelwerte aus redSPM (Simulation mit optimalen Parameterwerten) und REGNIE berechnet. Der effektive frontale Niederschlagsanteil errechnete sich aus der Multiplikation des redSPM-Niederschlags mit $(c_{\text{front}} - 1)$. Da eine Front eine begrenzte räumliche und zeitliche Ausdehnung hat, wurde der frontale Anteil nur in einem schmalen Bereich der Modelldomäne zum Gesamtniederschlag hinzu addiert. Die Ausrichtung dieses Bereichs orientierte sich an der Windrichtung, die Breite wurde mit Hilfe eines Zufallsgenerators aus einem Wertebereich bestimmt, der aus vorangegangenen Studien ermittelt wurde.

Um Diskontinuitäten der Niederschlagssummen an den Rändern zu vermeiden, wurde innerhalb des Frontbereichs eine Normalverteilung entlang der Breite angenommen. Wie sich herausgestellt hat, überschätzt das redSPM vor allem in Baden-Württemberg trotz der Einführung neuer Tuning-Parameter weiterhin den Niederschlag, während für Thüringen das redSPM die Beobachtungen unterschätzt. In Hessen konzentrierten sich die Werte um 1,0. Die Häufigkeit von Frontpassagen in den jeweiligen Gebieten kann eine Ursache dafür sein. Die Implementierung des konvektiven Anteils erfolgte mithilfe mehrerer kleiner Gewitterzellen, in denen der redSPM-Niederschlag um einen Faktor c_{konv} verstärkt wurde. Länge und Breite dieser konvektiven Zellen wurden mithilfe von realen Zugbahnen schwerer Gewitter in Deutschland nach Fluck (2017) bestimmt. Für jeden Zeitschritt wurde mit einem Zufallsgenerator eine Anzahl an Zellen bestimmt und jeder dieser Zellen eine Länge und eine Breite (mit $L > B$) sowie $L \cdot B$ Faktoren c_{konv} zugeteilt, da konvektiver Niederschlag räumlich stark variiert. Die Orientierung der Zellen richtete sich nach der Windrichtung, die Verteilung erfolgte zufällig über das gesamte Modellgebiet. Zur Vermeidung von Diskontinuitäten wurden auch hier die konvektiven Felder geglättet.

Um aus den 24-stündigen Niederschlagsfeldern die für hydrologische Zwecke notwendigen stündlichen Werte zu erhalten, wurde ein einfaches Disaggregationsschema implementiert. Dazu wurde ein saisonal differenzierter typischer Tagesgang der Niederschlagsmenge aus stündlich verfügbaren Niederschlagsbeobachtungen (RADOLAN, DWD) bestimmt und die Tageswerte damit disaggregiert. Um periodische Verteilungen bei mehrtägigen Ereignissen zu vermeiden, wurde jeder Tagesgang mit Hilfe eines Zufallsgenerators leicht variiert.

Der Übergang von den Simulationen historischer Ereignisse zu den stochastischen Simulationen erfolgte mithilfe von Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen (PDF), die für jede in das Modell einfließende Größe aus den top200-Ereignissen bestimmt wurden. Dabei wurde ebenfalls eine saisonale Differenzierung vorgenommen. Einzige Ausnahme war eingelagerte Konvektion, deren

Parameter aufgrund der Verfügbarkeit aus den Gesamtdaten ohne saisonale Differenzierung ermittelt wurden. Alle am besten geeignete PDFs wurden über das Verfahren der kleinsten Rangsumme ermittelt. Obwohl die Betrachtung der top200-Ereignisse nicht explizit einer Extremwertanalyse entspricht, lieferte in mehr als der Hälfte aller Fälle eine Generalisierte Extremwertverteilung die beste Übereinstimmung zur Verteilung der Messwerte. Von den 21 überprüften PDF wurden 17 mindestens einmal angewendet.

Mit dem SPM wurde eine Gesamtzahl von 30.000 stochastischen Ereignissen (10.000 pro Untersuchungsgebiet) simuliert. Die Auswertung erfolgte einerseits mittels Perzentilwerte, andererseits über die Bestimmung von Wiederkehrperioden. Die räumliche Verteilung der Niederschläge wurde in allen Fällen gut wiedergegeben. Dabei hat sich gezeigt, dass das SPM dazu tendiert, geringe Niederschlagsmengen zu überschätzen und hohe Niederschlagssummen leicht zu unterschätzen. Eine solche Tendenz war auch mit abnehmender Häufigkeit der Niederschlagssummen festzustellen. Dies zeigte sich vor allem bei der Betrachtung von Perzentilwerten der minimalen, mittleren und maximalen Niederschlagsmenge. Die Minimalwerte im SPM wichen deutlicher von den REGNIE-Daten ab als die mittleren und maximalen Werte. Mit abnehmender Wahrscheinlichkeit (höhere Perzentile) wechselte das Regime von einer Unterschätzung durch das SPM zu einer Überschätzung. Nur in Hessen unterschätzte das SPM durchgehend die Beobachtungen, was an der schlechteren Datengrundlage durch die Position der Radiosondenstation festzumachen war. Die höchste Übereinstimmung zeigte das SPM in einem Bereich zwischen dem 75. und 90. Perzentil mit den geringsten Differenzen zu REGNIE und den höchsten Qualitätsmaßen. Mit steigender Differenz nahmen auch die Qualitätsmaße wieder ab.

Ein entsprechendes Bild zeigte sich auch bei der Berechnung von Niederschlagsfeldern bestimmter Wiederkehrperioden. Für kurze Wiederkehrperioden lagen die simulierten Niederschlagsmengen in einem Bereich von $\pm 10\%$ zu den Beobachtungen, für längere Wiederkehrperioden tendierte das SPM zu einer Unterschätzung im Bereich 10–20% in weiten Teilen der Untersu-

chungsgebiete. Zwei Ausnahmen waren dabei der Südschwarzwald und der Thüringer Wald. Dort überschätzte das SPM die Beobachtungen, während die Überschätzung mit zunehmender Wiederkehrperiode erhalten blieb oder leicht zugenommen hat. Dabei musste allerdings beachtet werden, dass in diesen Bereich auch die Repräsentanz der REGNIE-Daten aufgrund weniger Messstationen geringer ist. Des Weiteren konnte die Kombination aus geringer Stabilität (kleine Werte für N_m^2), geringem vertikalen Temperaturgradient und mäßigen Windgeschwindigkeiten als Schwachstelle identifiziert werden. Dies führte in den Thüringen-Simulationen zu drei extremen Niederschlagsereignissen. In Einzelfällen lagen die Werte der drei Variablen ebenfalls in dem genannten Größenbereich, aber nur die Kombination von allen drei scheint ein solches Ergebnis hervorzubringen.

Eine wesentliche Neuerung des in dieser Arbeit vorgestellten SPM gegenüber bereits existierenden stochastischen Modellen ist die flächendeckende Simulation von Niederschlagsfeldern mit hoher räumlicher Auflösung. Andere Modelle beschränken sich bisher auf punktuelle Simulationen beispielsweise an Messstationen. Der beschriebene Ansatz bietet gegenüber komplexen numerischen Wettermodellen den Vorteil, nur von wenigen Variablen und freien Parametern abhängig zu sein. Die Verwendung eines FFT-Algorithmus zur Lösung der Gleichungen für den orografischen Niederschlag ermöglicht außerdem die Simulation vieler Ereignisse mit verhältnismäßig wenig Rechenzeit. Die vorliegenden Ergebnisse haben gezeigt, dass trotz der vereinfachten Beschreibung der physikalischen Prozesse realistische Niederschlagsfelder simuliert werden können, die teilweise eine hohe Übereinstimmung mit Beobachtungen aufweisen. Insbesondere bei der Betrachtung von Flächenniederschlägen, wie sie für große Flusshochwasser relevant sind, konnte eine hohe Repräsentanz erreicht werden. Bestehende Differenzen zwischen Modell und Beobachtungen sind gering und zum Teil auch den ungenauen Messdaten geschuldet. Die analysierten Differenzen zwischen SPM und Beobachtungen liegen bei wenigen Prozentpunkten.

Das SPM findet bereits im Rahmen des Projekts FLORIS Anwendung. Auf Grundlage der simulierten Niederschlagsfelder und ihren Wahrscheinlichkeiten werden mögliche Abflussmengen und Überflutungsflächen abgeschätzt und daraus das Risiko (Produkt aus Wahrscheinlichkeit, Vulnerabilität und Exposition) und mögliche Schadenssummen abgeleitet (PML200). Diese Informationen sind für die Versicherungswirtschaft von großer Bedeutung. Darüber hinaus können mithilfe des SPM Niederschlagsfelder einer bestimmten Wahrscheinlichkeit beziehungsweise Jährlichkeit berechnet werden und somit viele technische und wissenschaftliche Fragestellungen vor allem aus dem Bereich der Wasserwirtschaft, wie beispielsweise die Dimensionierung von wasserbaulichen Schutzanlagen (Rückhaltebecken, Deiche), bedient werden. Das SPM kann für ein beliebiges Untersuchungsgebiet angepasst werden, indem die entsprechende Orografie eingepflegt wird und die notwendigen Statistiken (PDF) erstellt werden. Unter Einbeziehung von Trendanalysen der einfließenden Größen sind auch klimatologische Studien für etwaige zukünftige Niederschlagsregime denkbar.

A Ergänzungen zu Verteilungsfunktionen

In Kapitel 5.2.1 wurden schon einige der getesteten Verteilungsfunktionen aus Tabelle 5.1 beschrieben. Als Ergänzung dazu sind hier weitere PDF aufgelistet. Zu der Gattung von Pareto-Verteilungen gehört die Generalisierte Pareto-Verteilung (GPD; MATLAB 2016):

$$f(x) = \begin{cases} \frac{1}{\sigma} \left(1 + k \frac{(x-x_0)}{\sigma}\right)^{-1-\frac{1}{k}} & ; k \neq 0 \\ \frac{1}{\sigma} \exp\left[-\frac{(x-x_0)}{\sigma}\right] & ; k = 0. \end{cases} \quad (\text{A.1})$$

Die drei freien Parameter sind der Formparameter $k \in \mathbb{R}$, der Skalierungsfaktor $\sigma > 0$ und der Schwellenwert $x_0 \in \mathbb{R}$. Im ersten Fall in Gleichung (A.1) gilt für $k > 0$, dass $x \geq x_0$ und für $k < 0$, dass $x_0 \leq x \leq x_0 - \sigma k^{-1}$. Die GPD wird in der Regel verwendet, um die Randbereiche anderer Funktionen zu modellieren. Für PDFs mit exponentiell verlaufenden Rändern (z. B. Normalverteilung) wird $k = 0$ gesetzt, für Funktionen mit polynomischen Rändern ist $k > 0$ und für Funktionen mit endlichem Wertebereich ist $k < 0$ (MATLAB, 2016).

Eine zur GPD ähnliche Funktion ist die Burr-Verteilung (MATLAB, 2016):

$$f(x) = \frac{kc}{\alpha} \left(\frac{x}{\alpha}\right)^{c-1} \left[1 + \left(\frac{x}{\alpha}\right)^c\right]^{-k-1}, \quad (\text{A.2})$$

mit $x > 0$, dem Skalierungsfaktor $\alpha > 0$ und den beiden Formfaktoren $c > 0$ und $k > 0$. Für $c = 1$ kann die Burr-Verteilung in eine Pareto-Verteilung überführt werden. Die Burr-Verteilung kann aufgrund des

zweiten Formparameters ähnlich der Gamma-Verteilung eine Vielzahl unterschiedlicher Formen annehmen.

Die Birnbaum-Saunders-Verteilung (BSV) ist eine für positive x definierte Funktion (MATLAB, 2016):

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \left(\frac{\sqrt{\frac{x}{\beta}} + \sqrt{\frac{\beta}{x}}}{2\gamma x} \right) \exp \left[-\frac{\left(\sqrt{\frac{x}{\beta}} - \sqrt{\frac{\beta}{x}} \right)^2}{2\gamma^2} \right], \quad (\text{A.3})$$

mit den freien Parametern $\beta > 0$ und $\gamma > 0$. Die BSV wurde ursprünglich zur Beschreibung von Abnutzungsprojekten und Lebenszyklen von Materialien eingeführt.

Die Rician-Verteilung stammt aus den Kommunikationswissenschaften und wird zur Beschreibung von gestreuten Daten verwendet (MATLAB, 2016):

$$f(x) = I_0 \left(\frac{xs}{\sigma^2} \right) \frac{x}{\sigma^2} \exp \left[-\frac{x^2 + s^2}{2\sigma^2} \right], \quad (\text{A.4})$$

mit den Parametern $s \geq 0$ und $\sigma > 0$ für $x > 0$. $I_0(z)$ beschreibt die modifizierte Bessel-Funktion der ersten Gattung und nullten Ordnung (Bronstein et al., 2008):

$$I_0(z) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} e^{-z \cdot \cos(\alpha)} d\alpha. \quad (\text{A.5})$$

In Fall der Rician-Verteilung ist $z = xs\sigma^{-2}$.

Bei der Bestimmung der besten PDF für die Windgeschwindigkeit wurde zusätzlich die zyklische von-Mises-Verteilung getestet (Mardia und Zemroch, 1975):

$$f(x) = \int_0^\theta \frac{e^{k \cdot \cos(x-\mu)}}{2\pi I_0(k)}. \quad (\text{A.6})$$

Es gilt $0 < \theta \leq 2\pi$, $k > 0$ und $x_0 \in \mathbb{R}$. I_0 beschreibt erneut die modifizierte Bessel-Funktion (Gl. A.5). Die Parameter μ und k^{-1} verhalten sich analog zu denen der Normalverteilung. Die Werte von x konzentrieren sich um den Wert $x = \mu$, k^{-1} ist ein Maß für die Streuung (Standardabweichung). Je größer k ist, desto höher ist die Konzentration um den Wert $x = \mu$.

Die Poisson-Verteilung ist für Werte $x \in \mathbb{N}$ definiert (Wilks, 1995; MATLAB, 2016):

$$f(x) = \frac{\lambda^x}{x!} e^{-\lambda}, \quad (\text{A.7})$$

mit der durchschnittlichen Eintrittswahrscheinlichkeit $\lambda > 0$.

Die MATLAB-Version, die in dieser Arbeit verwendet wird, enthält zusätzlich die Klasse der stabilen Verteilungsfunktionen, die durch die Eigenschaft

$$x_1 + x_2 + \dots + x_n = c_n x + d_n \quad (\text{A.8})$$

definiert sind (Nolan, 2003; MATLAB, 2016). Sind die Zufallsvariablen x_1 , x_2 bis x_n unabhängig voneinander und identisch verteilt, so kann eine neue Zufallsgröße x als Linearkombination der Eingangsgrößen mit $c_n > 0$ und $d_n \in \mathbb{R}$ dargestellt werden. Nach Nolan (2003) sind vier Parameter notwendig, um eine stabile Verteilungsfunktion zu charakterisieren: zwei Formparameter α und β , ein Skalierungsparameter γ und ein Lageparameter δ . α wird auch als charakteristischer Exponent und β als Schiefeparameter bezeichnet. Für $\beta = 0$ ist die Verteilung symmetrisch, für $\beta < 0$ hat sie eine Schiefe nach links und für $\beta > 0$ nach rechts. Es gelten die Definitionsbereiche $\alpha \in (0, 2]$, $\beta \in [-1, 1]$, $\gamma > 0$ und $\delta \in \mathbb{R}$. Im Gegensatz zu anderen Verteilungsfunktionen kann für viele Mitglieder der stabilen Klasse keine explizite PDF angegeben werden. Stattdessen wird eine stabile Verteilung über die charakteristische Funktion E beschrieben (Nolan, 2003):

$$E(x) = \begin{cases} \exp \left[-\gamma^\alpha |x|^\alpha \left(1 - i\beta \tan \left(\frac{\pi\alpha}{2} \right) \text{sign}(x) \right) + i\delta x \right] & ; \alpha \neq 1 \\ \exp \left[-\gamma |x| \left(1 + i\beta \frac{2}{\pi} \log(|x|) \text{sign}(x) \right) + i\delta x \right] & ; \alpha = 1. \end{cases} \quad (\text{A.9})$$

Ein Spezialfall der stabilen Verteilung ist die Normalverteilung für $\alpha = 2$ und $\beta = 0$. Durch die Verwendung von vier Parametern können stabile Verteilungsfunktionen viele verschiedene Formen annehmen und so an die unterschiedlichsten Daten angepasst werden.

B Abbildungen

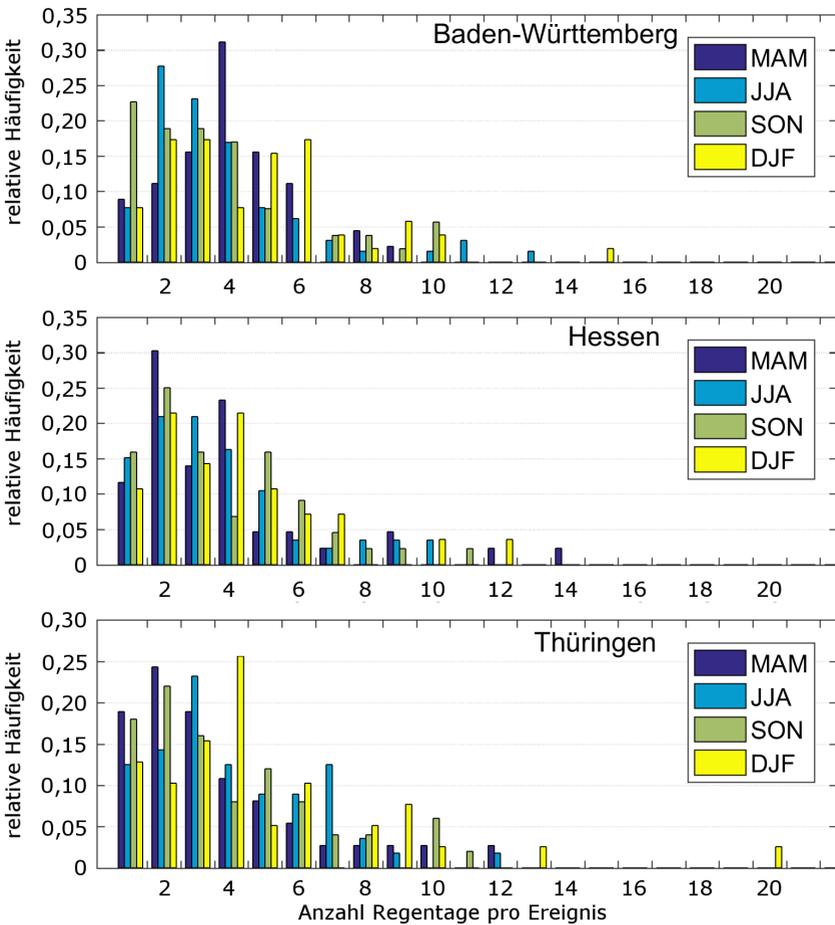


Abbildung B.1: Saisonale Verteilung der Anzahl Regentage pro Ereignis für Baden-Württemberg (oben), Hessen (Mitte) und Thüringen (unten), angegeben in relativer Häufigkeit zur Gesamtzahl pro Jahreszeit und Bundesland.

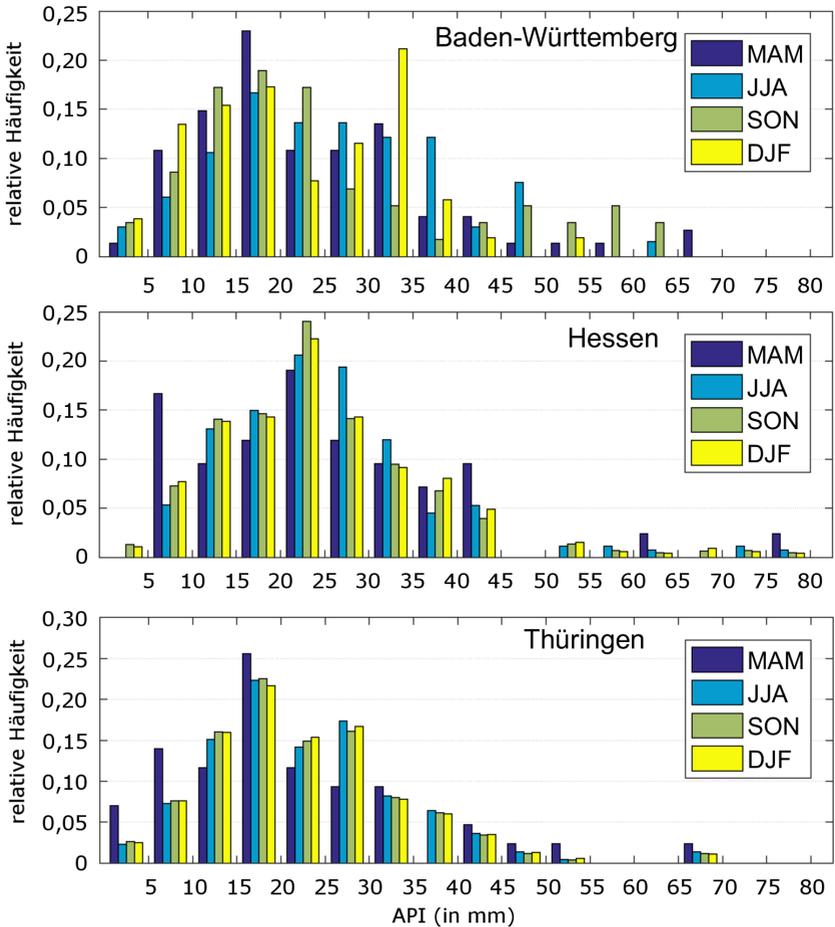


Abbildung B.2: Saisonale Verteilung des Vorfeuchteindex (API) für Baden-Württemberg (oben), Hessen (Mitte) und Thüringen (unten), angegeben in relativer Häufigkeit zur Gesamtzahl pro Jahreszeit und Bundesland.

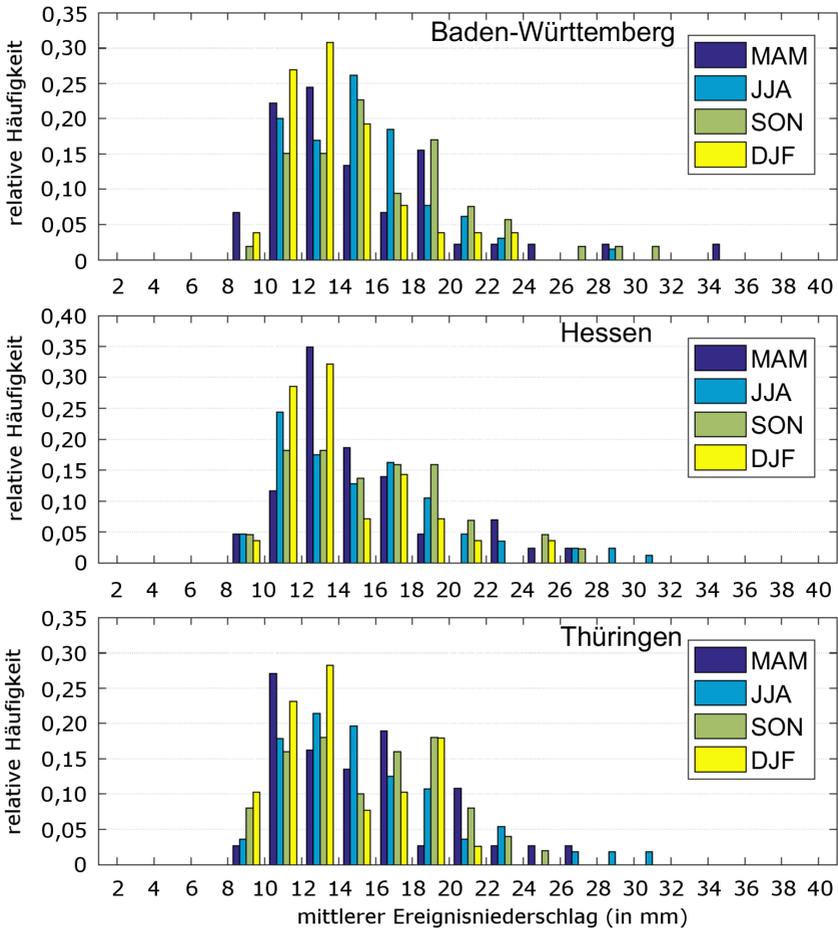


Abbildung B.3: Saisonale Verteilung des mittleren Ereignisniederschlags (nur Regentage) für Baden-Württemberg (oben), Hessen (Mitte) und Thüringen (unten), angegeben in relativer Häufigkeit zur Gesamtzahl pro Jahreszeit und Bundesland.

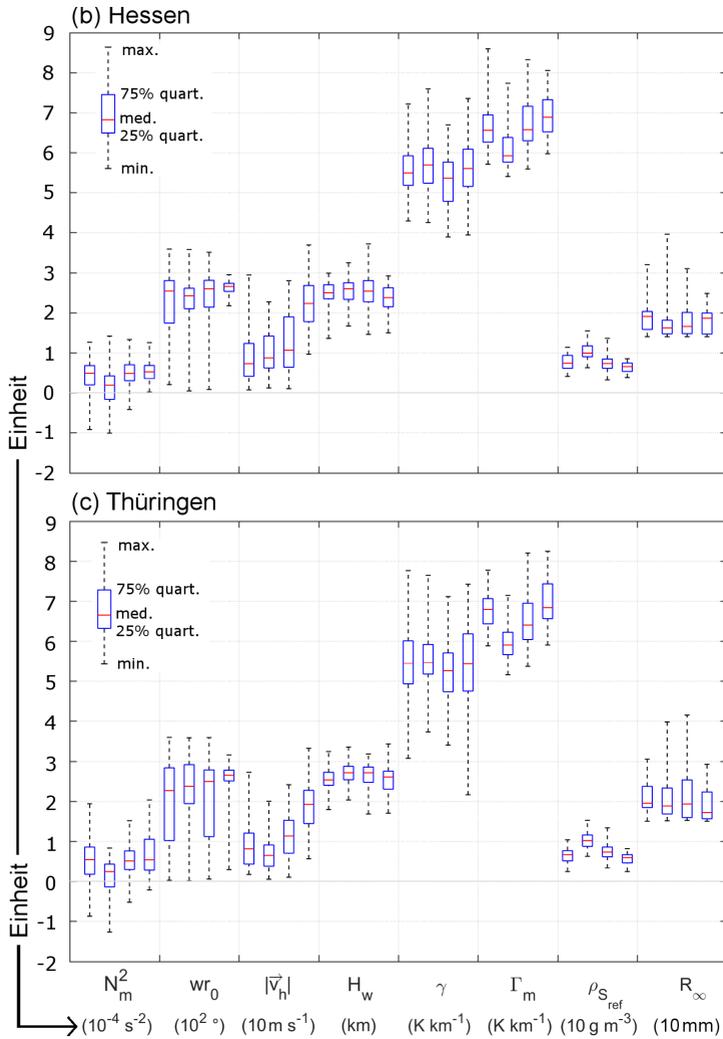


Abbildung B.4: Wertebereich der für das SPM relevanten atmosphärischen Größen in Box-Whisker-Darstellung für HE (b) und TH (c). Pro Variable sind 4 Box-Whiskers (Bezeichnung siehe links oben) für die 4 Jahreszeiten abgebildet (von links: Frühling, Sommer, Herbst, Winter). Die jeweilige Einheit ist unterhalb der Variablenbezeichnung (siehe Text Kap. 7.1.4) notiert.

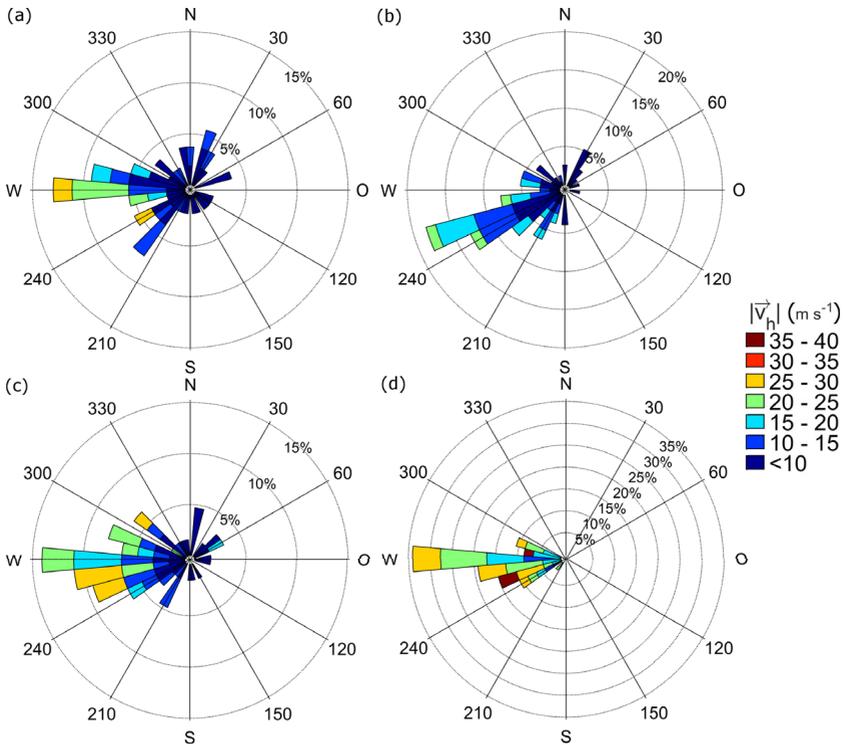


Abbildung B.5: Windrose der top200 Ereignisse für Hessen im Frühling (a), Sommer (b), Herbst (c) und Winter (d). Die Windrichtung ist auf dem Azimutwinkel aufgetragen, die Häufigkeit nimmt radial nach außen hin zu. Die farbliche Abstufung gibt die entsprechenden Geschwindigkeitsbereiche an.

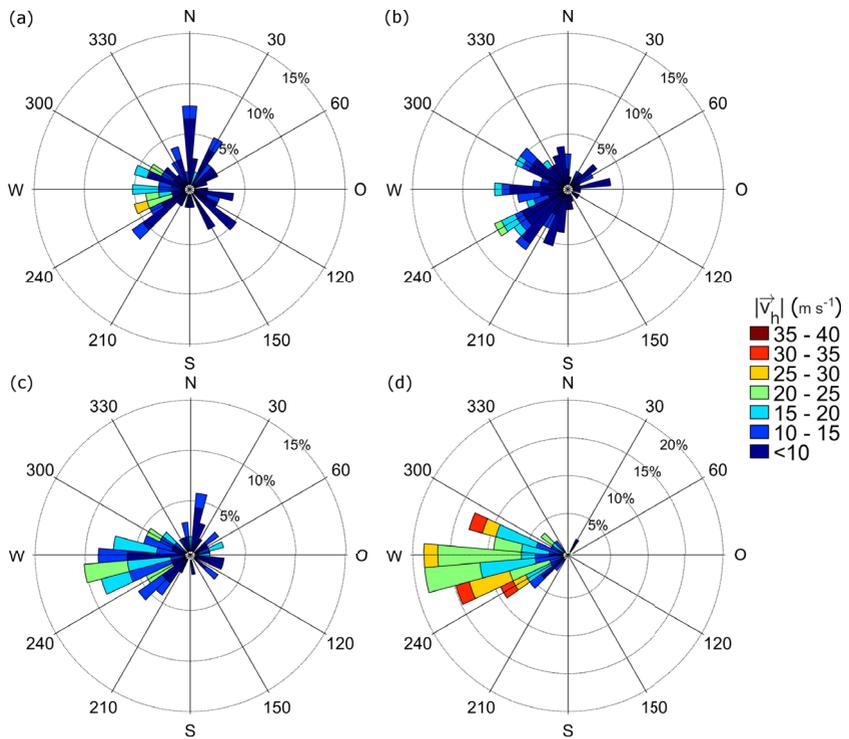


Abbildung B.6: Windrose der top200 Ereignisse für Thüringen im Frühling (a), Sommer (b), Herbst (c) und Winter (d). Die Windrichtung ist auf dem Azimutwinkel aufgetragen, die Häufigkeit nimmt radial nach außen hin zu. Die farbliche Abstufung gibt die entsprechenden Geschwindigkeitsbereiche an.

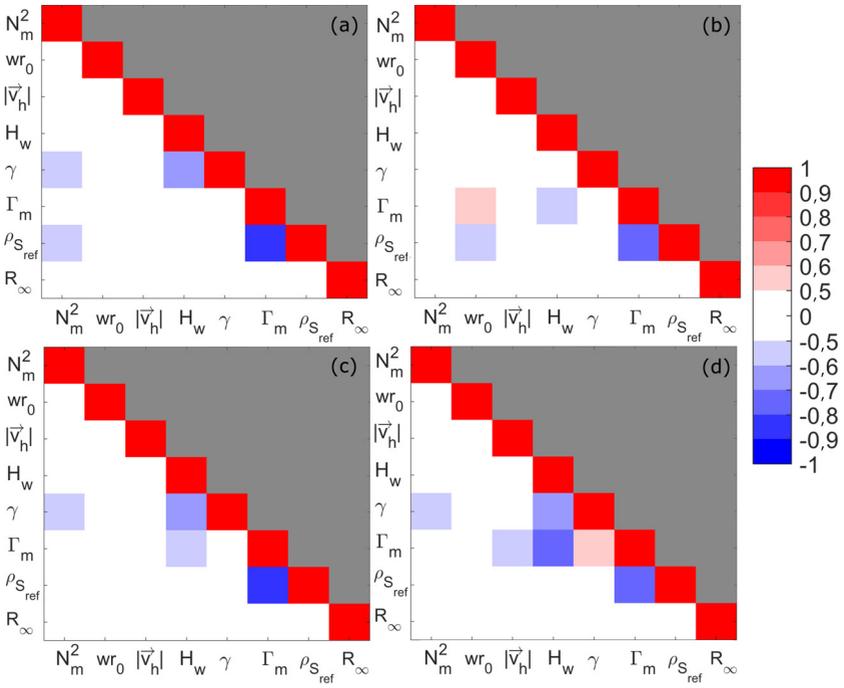


Abbildung B.7: Korrelationen zwischen den sieben Antriebsgrößen des Modells aus Radiosondendaten und dem Hintergrundniederschlag R_∞ aus REGNIE für Hessen im Frühling (a), Sommer (b), Herbst (c) und Winter (d).

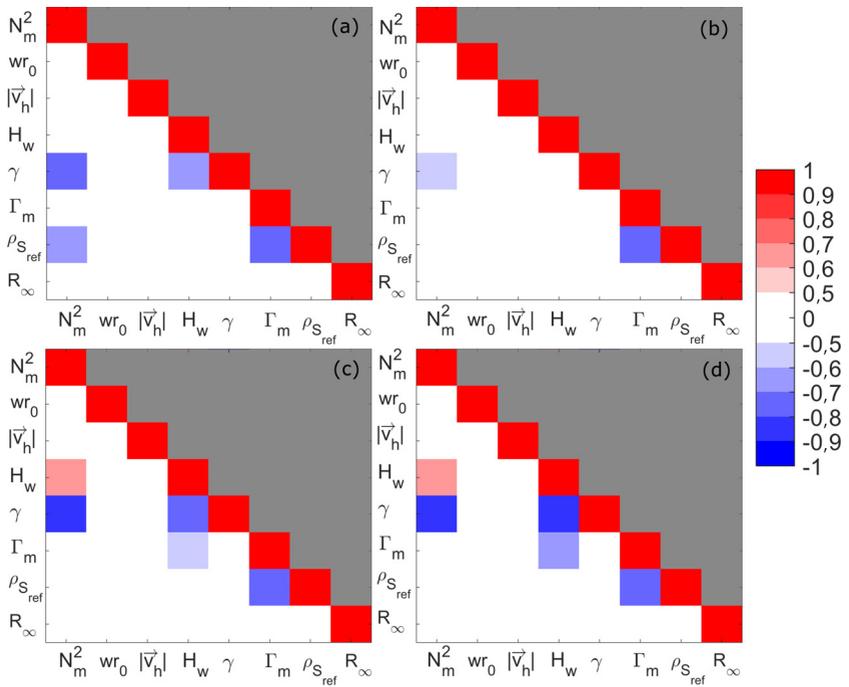


Abbildung B.8: Korrelationen zwischen den sieben Antriebsgrößen des Modells aus Radiosonden-daten und dem Hintergrundniederschlag R_∞ aus REGNIE für Thüringen im Frühling (a), Sommer (b), Herbst (c) und Winter (d).

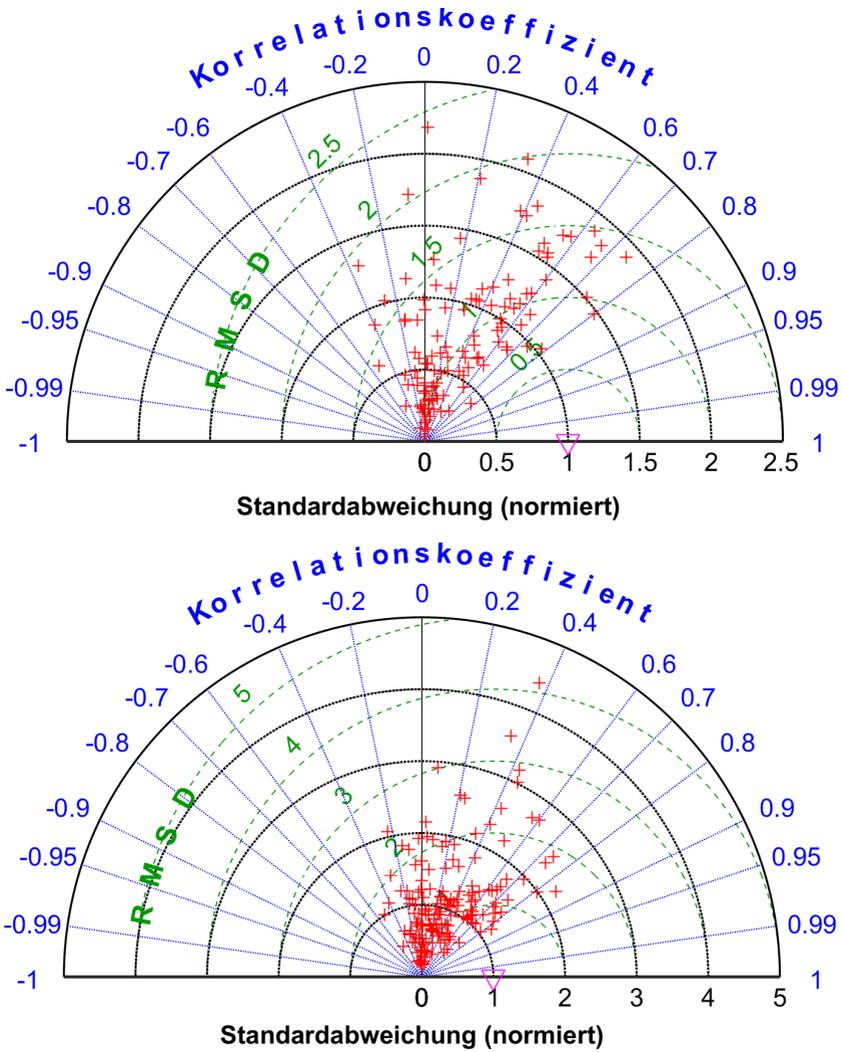


Abbildung B.9: Taylor-Diagramm für die top200 Ereignisse Hessens (oben) und Thüringens (unten), unter Verwendung der jeweils optimalen Parametrisierung des redSPM. Für jeden Tag wurden Standardabweichung und *RMSD* des redSPM mit dem entsprechenden Wert der REGNIE-Daten normiert. Die Referenzen (REGNIE) sind durch das pinke Dreieck symbolisiert.

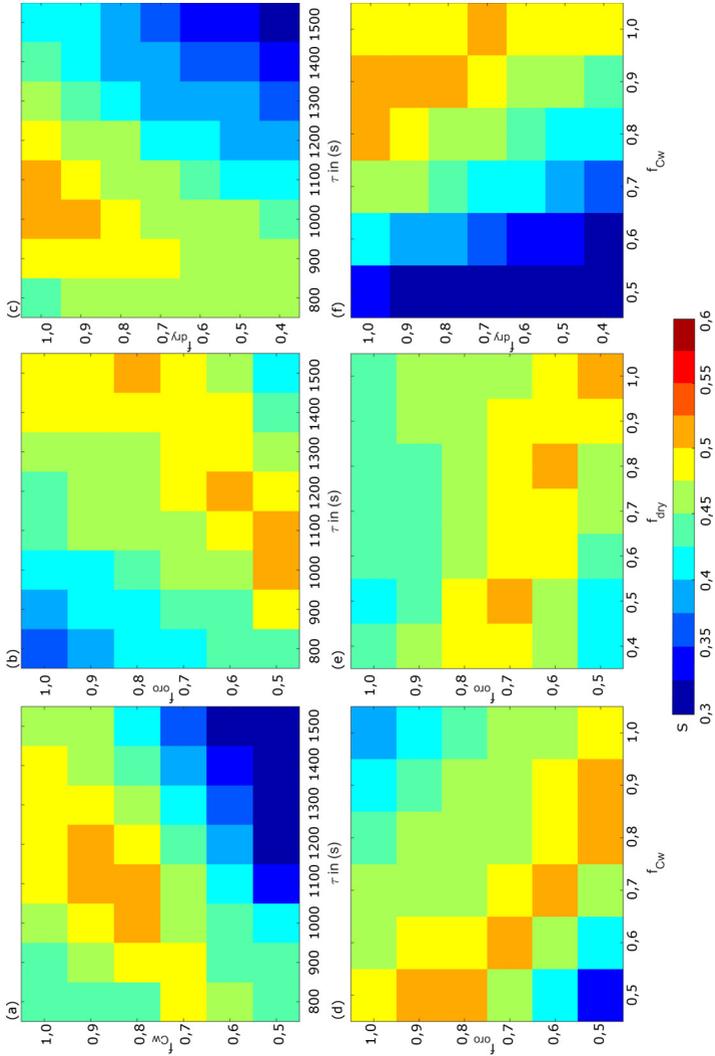


Abbildung B.10: Skill-Score S in Abhängigkeit der Zeitskala τ und Faktor f_{C_w} (a) bzw. f_{oro} (b) und f_{dry} (c), sowie die Kombination aus f_{C_w} und f_{dry} (d), f_{C_w} und f_{oro} (e) bzw. f_{dry} und f_{oro} (f). Die jeweils anderen Kalibrierungsparameter wurde auf den Wert der besten Kombination gesetzt. Farblich dargestellt ist der Median von S über alle top200 Tage für Hessen.

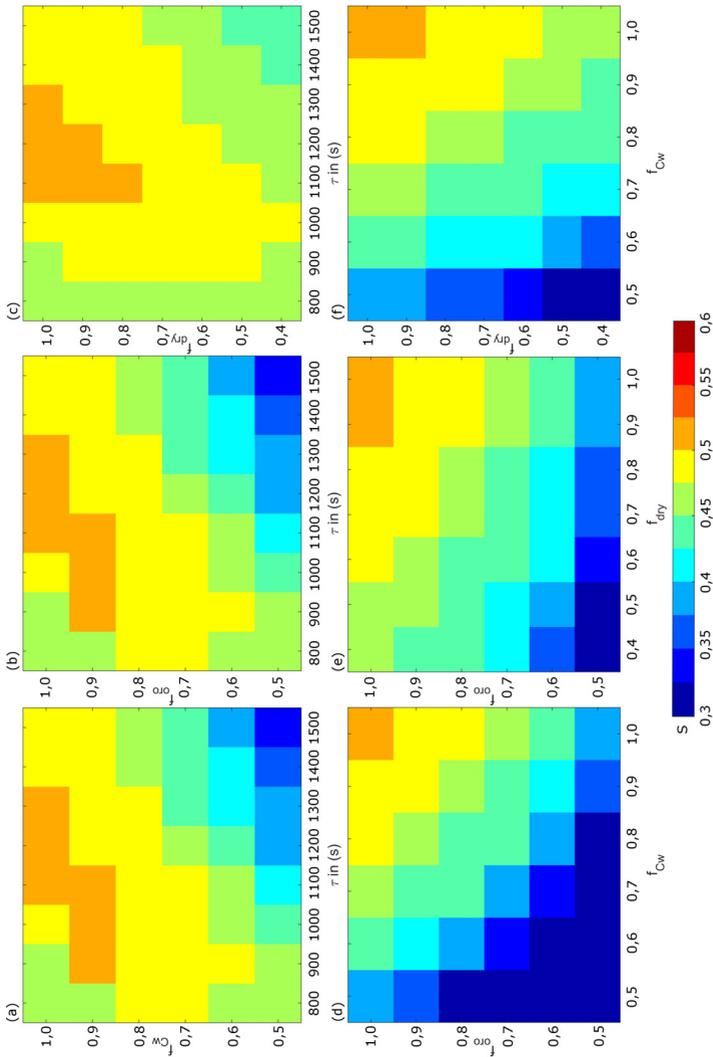


Abbildung B.11: Skill-Score S in Abhängigkeit der Zeitskala τ und Faktor f_{cw} (a) bzw. f_{oro} (b) und f_{dry} (c), sowie die Kombination aus f_{cw} und f_{dry} (d), f_{cw} und f_{oro} (e) bzw. f_{dry} und f_{oro} (f). Die jeweils anderen Kalibrierungsparameter wurde auf den Wert der besten Kombination gesetzt. Farblich dargestellt ist der Median von S über alle top200 Tage für Thüringen.

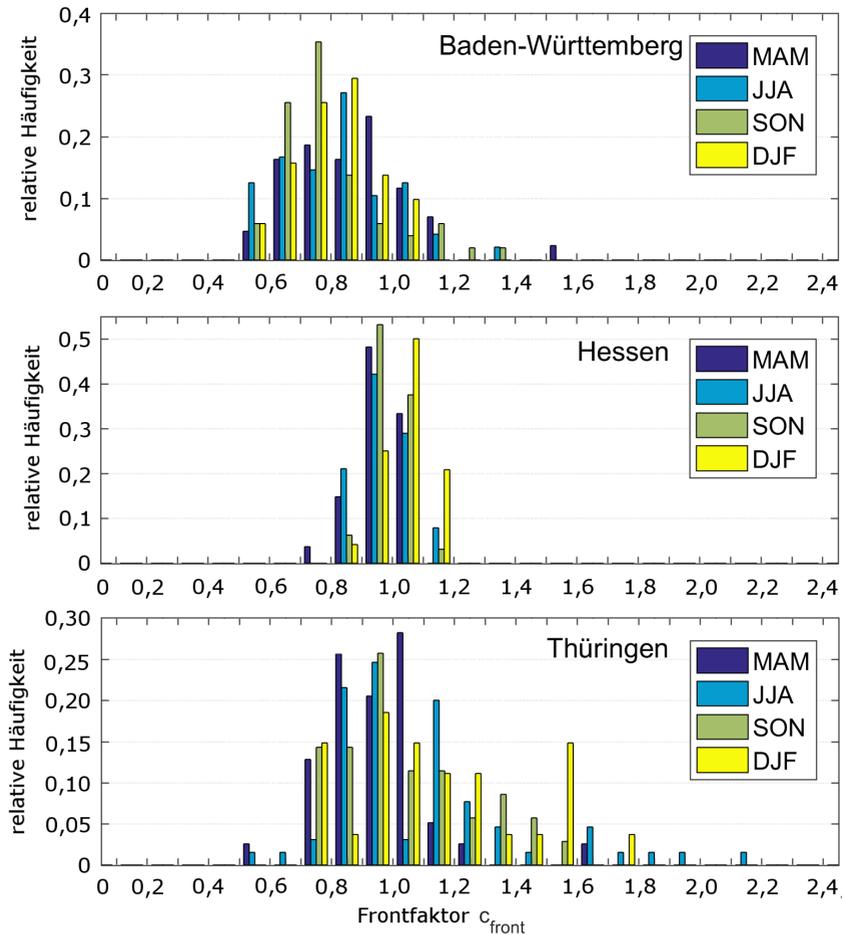


Abbildung B.12: Saisonale Verteilung des Frontfaktors c_{front} für Baden-Württemberg (oben), Hessen (Mitte) und Thüringen (unten), angegeben in relativer Häufigkeit zur Gesamtzahl pro Jahreszeit und Bundesland.

Abkürzungsverzeichnis

API	Vorfeuchte-Index (<i>antecedent precipitation index</i>)
BSV	Birnbaum-Saunders-Verteilung
BW	Baden-Württemberg
CCN	Wolkenkondensationskeim (<i>cloud condensation nuclei</i>)
CGIAR	<i>Consultative Group for International Agricultural Research</i>
CSC	<i>Climate Data Center</i>
CSI	<i>Consortium for Spatial Information</i>
DFT	Diskrete Fourier-Transformation
DJF	Dezember, Januar, Februar
DWD	Deutscher Wetterdienst
EZG	Flusseinzugsgebiet
FFT	<i>Fast Fourier-Transform Algorithmus</i>
FLORIS	Flood Risk (Projektname)
GEV	Generalisierte Extremwertverteilung
GFS	<i>Global Forecast System</i>
GPD	Generalisierte Pareto-Verteilung
GPS	<i>Global Positioning System</i>
HE	Hessen
ICAO	<i>International Civil Aviation Organization</i>
IGRA	<i>Integrated Global Radiosonde Archive</i>
IMK	Institut für Meteorologie und Klimaforschung

IN	Eiskeim (<i>ice-forming nuclei</i>)
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
JJA	Juni, Juli, August
KLA	Kaltluft-Advektion
KP	Konvektionsparameter
MAM	März, April, Mai
maxCAPPI	<i>maximum constant altitude plan position indicator</i>
MESZ	Mitteuropäische Sommerzeit
META	<i>Middle European Tracking Algorithm</i>
MEZ	Mitteuropäische Zeit
MLE	<i>maximum likelihood estimation</i>
MLR	Multiple lineare Regression
Mrd.	Milliarden
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCDC	<i>National Climate Data Center</i>
NFK	Niveau der freien Konvektion
NVA	negative Vorticity-Advektion
PDF	Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (<i>probability density function</i>)
PML	wahrscheinlicher Höchstschaden (<i>probable maximum loss</i>)
PMP	maximal möglicher Niederschlag (<i>maximum probable precipitation</i>)
PVA	positive Vorticity-Advektion
RADOLAN	Radar Online Aneichung
redSPM	reduziertes stochastisches Niederschlagsmodell
REGNIE	Regionalisierung von Niederschlagshöhen
RMSD	Wurzel aus der zentrierten mittleren quadratischen Differenz (<i>centered root mean square difference</i>)

RMSE	Wurzel des mittleren quadratischen Fehlers <i>(root mean square error)</i>
ROIP	<i>regions of intensive precipitation</i>
RS	Rangsumme
SB-Modell	lineares orografisches Niederschlagsmodell nach Smith und Barstad (2004)
SON	September, Oktober, November
SPM	Stochastisches Niederschlagsmodell <i>(stochastic precipitation model)</i>
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
TH	Thüringen
top200	Datensatz der stärksten 200 Ereignisse
TRACE3D	Zellverfolgungsalgorithmus nach Handwerker (2002)
UTC	<i>Universal Time Coordinated</i>
WLA	Warmluft-Advektion
WMO	<i>World Meteorological Organization</i>

Literaturverzeichnis

- Alpert, P., 1986: Mesoscale indexing of the distribution of orographic precipitation over high mountains. *J. Climate Appl. Meteor.*, **25** (4), 532–545.
- Anderson, B. R., 1975: *Weather in the West: From the Midcontinent to the Pacific*. American West Publishing Company: Palo Alto, Kalifornien, USA, 223 S.
- Bader, M. J. und W. T. Roach, 1977: Orographic rainfall in warm sectors of depressions. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **103**, 269–280.
- Bardossy, A. und E. J. Plate, 1991: Modeling daily rainfall using a semi-markov representation of circulation pattern occurrence. *J. Hydrol.*, **122** (1–4), 33–47.
- Bardossy, A. und E. J. Plate, 1992: Space-time model for daily rainfall using atmospheric circulation patterns. *Water Resour. Res.*, **28** (5), 1247–1259.
- Barros, A. P. und D. P. Lettenmaier, 1994: Dynamic modeling of orographically induced precipitation. *Rev. Geophys.*, **32** (3), 265–284.
- Barstad, I. und G. N. Caroletti, 2013: Orographic precipitation across an island in southern Norway: model evaluation of time-step precipitation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **139** (675), 1555–1565.
- Barstad, I., W. W. Grabowski, und P. K. Smolarkiewicz, 2007: Characteristics of large-scale orographic precipitation: Evaluation of linear model in idealized problems. *J. Hydrol.*, **340**, 78–90.

- Barstad, I. und R. B. Smith, 2005: Evaluation of an Orographic Precipitation Model. *J. Hydrometeorol.*, **6**, 85–99.
- Basist, A., G. D. Bell, und V. Meentemeyer, 1994: Statistical relationships between topography and precipitation patterns. *J. Climate*, **7** (9), 1305–1315.
- Baumstark, S., 2011: Analyse des Zusammenhangs zwischen Hagelereignissen und Frontalsystemen in Westeuropa. Masterarbeit, *Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK), Karlsruher Institut für Technologie (KIT)*, Karlsruhe, Deutschland.
- Beard, K. V., 1976: Terminal velocity and shape of cloud and precipitation drops aloft. *J. Atmos. Sci.*, **33** (5), 851–864.
- Beard, K. V. und H. R. Pruppacher, 1969: A determination of the terminal velocity and drag of small water drops by means of a wind tunnel. *J. Atmos. Sci.*, **26** (5), 1066–1072.
- Becker, A., et al., 2014: *Forschungsfeld Naturgefahren*. Offenbach: DWD, GFZ, 108 S.
- Beheng, K. D. und G. Doms, 1986: A general formulation of collection rates of cloud and raindrops using the kinetic equation and comparison with parameterizations. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **59** (1), 66–84.
- Beheng, K. D. und G. Doms, 1990: The time evolution of a drop spectrum due to collision/coalescence: A numerical case study on the effects of selfcollection, autoconversion and accretion. *Meteorol. Rundsch.*, **42** (2), 52–61.
- Bennetts, D. A. und B. J. Hoskins, 1979: Conditional symmetric instability – a possible explanation for frontal rainbands. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **105** (446), 945–962.
- Bergeron, T., 1928: Über die dreidimensional verknüpfende Wetteranalyse. *Geophys. Publ.*, **5**, 1–111.

- Bergeron, T., 1935: On the physics of cloud precipitation. In: *Proceedings of the 5th Assembly*, U.G.G.I., Lisbon., Vol. 2, 156 S.
- Bergeron, T., 1937: On the physics of fronts. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **18**, 265–275.
- Bergeron, T., 1949: The problem of artificial control of rainfall on the Globe
I. General effects of ice-nuclei in clouds. *Tellus*, **1** (1), 32–43.
- Blanchard, B. J., M. J. McFarland, T. J. Schmutge, und E. Rhoades, 1981:
Estimation of soil moisture with api algorithms and microwave emission.
J. Am. Water Resour. Assoc., **17** (5), 767–774.
- Bott, A., 2012: *Synoptische Meteorologie: Methoden der Wetteranalyse und -prognose*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- Brazdil, R. und J. Stekl, 1987: Correlation between precipitation on the territory of the GDR and circulatory processes at the isobaric level of 500 hPa. *Z. Meteorol.*, **37** (2), 92–97.
- Bretherton, F. P., 1966: The propagation of groups of internal gravity waves in a shear flow. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **92** (394), 466–480.
- Brigham, E. O. und R. E. Morrow, 1967: The fast Fourier transform. *IEEE Spectr.*, **4** (12), 63–70.
- Bronstein, I. N., K. A. Semendjajew, G. Musiol, und H. Mühlig, 2008: *Taschenbuch der Mathematik*, Vol. 7., vollständig überarbeitete und ergänzte Auflage. Wissenschaftlicher Verlag Harri Deutsch GmbH, Frankfurt am Main.
- Browning, K. A., F. F. Hill, und C. W. Pardoe, 1974: Structure and mechanism of precipitation and the effect of orography in a wintertime warm sector. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **100** (425), 309–330.

- Browning, K. A. und G. A. Monk, 1982: A simple model for the synoptic analysis of cold fronts. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **108 (456)**, 435–452.
- Browning, K. A., C. W. Pardoe, und F. F. Hill, 1975: The nature of orographic rain at wintertime cold fronts. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **101**, 333–352.
- Brunt, D., 1933: The adiabatic lapse-rate for dry and saturated air. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **59 (252)**, 351–360.
- Cannon, D. J., D. J. Kirshbaum, und S. L. Gray, 2012: Under what conditions does embedded convection enhance orographic precipitation? *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **138 (663)**, 391–406.
- Caroletti, G. N. und I. Barstad, 2010: An assessment of future extreme precipitation in western Norway using a linear model. *Hydrol. Earth. Syst. Sci.*, **14**, 2329–2341.
- Carruthers, D. J. und T. W. Choullarton, 1983: A model of the feeder–seeder mechanism of orographic rain including stratification and wind-drift effects. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **109 (461)**, 575–588.
- Choullarton, T. W. und S. J. Perry, 1986: A model of the orographic enhancement of snowfall by the seeder-feeder mechanism. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **112 (472)**, 335–345.
- Chromow, S. P., 1942: *Einführung in die synoptische Wetteranalyse*. Springer.
- Chu, C.-M. und Y.-L. Lin, 2000: Effects of Orography on the Generation and Propagation of Mesoscale Convective Systems in a Two-Dimensional Conditionally Unstable Flow. *J. Atmos. Sci.*, **57 (23)**, 3817–3837.
- Cochran, W. T., et al., 1967: What is the fast Fourier transform? *Proc. IEEE*, **55 (10)**, 1664–1674.

- Collier, C. G., 1975: A representation of the effects of topography on surface rainfall within moving baroclinic disturbances. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **101 (429)**, 407–422.
- Colton, D. E., 1976: Numerical simulation of the orographically induced precipitation distribution for use in hydrologic analysis. *J. Appl. Meteorol.*, **15 (12)**, 1241–1251.
- Cooley, J. W. und J. W. Tukey, 1965: An algorithm for the machine calculation of complex fourier series. *Math. Comput.*, **19 (90)**, 297–301.
- Crochet, P., T. Jóhannesson, T. Jónsson, O. Sigurðsson, H. Björnsson, F. Pálsson, und I. Barstad, 2007: Estimating the spatial distribution of precipitation in Iceland using a linear model of orographic precipitation. *J. Hydrometeorol.*, **8 (6)**, 1285–1306.
- Cross, D., C. Onof, H. Winter, und P. Bernardara, 2017: Censored rainfall modelling for estimation of fine-scale extremes. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*
- Cunnane, C., 1978: Unbiased plotting positions – a review. *J. Hydrol.*, **37 (3-4)**, 205–222.
- Demtröder, W., 2015: *Experimentalphysik I: Mechanik und Wärme*. Springer-Verlag.
- Doelling, I. G., J. Joss, und J. Riedl, 1998: Systematic variations of Z-R-relationships from drop size distributions measured in northern Germany during seven years. *Atmos. Res.*, **47-48**, 635 – 649.
- Dore, A. und T. Choulaton, 1992: A Three-Dimensional Model of Airflow and Orographic Rainfall Enhancement. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **118 (508)**, 1041–1056.

- Drogue, G., J. Humbert, J. Deraisme, N. Mahr, und N. Freslon, 2002: A statistical-topographic model using an omnidirectional parameterization of the relief for mapping orographic rainfall. *Int. J. Climatol.*, **22**, 599–613.
- Duckstein, L., A. Bárdossy, und I. Bogárdi, 1993: Linkage between the occurrence of daily atmospheric circulation patterns and floods: an Arizona case study. *J. Hydrol.*, **143** (3-4), 413–428.
- Durrán, D. R., 1990: Mountain waves and downslope winds. *Atmospheric processes over complex terrain*, Springer, 59–81.
- Durrán, D. R., 2003: Lee waves and mountain waves. *Encyclopedia of atmospheric sciences*, Academic Press, 1161–1170.
- Durrán, D. R. und J. B. Klemp, 1982a: The effects of moisture on trapped mountain lee waves. *J. Atmos. Sci.*, **39** (11), 2490–2506.
- Durrán, D. R. und J. B. Klemp, 1982b: On the effects of moisture on the Brunt-Väisälä frequency. *J. Atmos. Sci.*, **39** (10), 2152–2158.
- Durre, I., R. S. Vose, und D. B. Wuertz, 2006: Overview of the integrated global radiosonde archive. *J. Climate*, **1151**, 53–68.
- Durre, I. und X. Yin, 2008: Enhanced radiosonde data for studies of vertical structure. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **89**, 1257–1262.
- DWD, 2004: *Projekt RADOLAN - Routineverfahren zur Online-Aneicherung der Radarniederschlagsdaten mit Hilfe von automatischen Bodenniederschlagsstationen (Ombrometer)*. Abteilung Hydrometeorologie, Abschlussbericht des DWD, Offenbach 2004, http://www.dwd.de/DE/fachnutzer/wasserwirtschaft/radarniederschlag/_node.html, letzter Zugriff: 30. Januar 2017.

- DWD, 2013: *REGNIE (REGionalisierte NIEderschläge): Verfahrensbeschreibung und Nutzeranleitung*. Abteilung Hydrometeorologie, Interner Bericht im DWD, Offenbach 2013, http://www.dwd.de/DE/fachnutzer/wasserwirtschaft/hydrometrasterwerte/_node.html, letzter Zugriff: 30. Januar 2017.
- DWD, 2016: *RADOLAN/RADVOR - Beschreibung des Kopositverfahrens Version 2.4*. Abteilung Hydrometeorologie, Offenbach 2016, http://www.dwd.de/DE/fachnutzer/wasserwirtschaft/radarniederschlag/_node.html, letzter Zugriff: 30. Januar 2017.
- Dyck, S., 1980: *Angewandte Hydrologie, Teil 1: Berechnung und Regelung des Durchflusses der Flüsse*. 2. ed., Verlag W. Ernst & Sohn, Berlin.
- Elandt, R. C., 1961: The folded normal distribution: two methods of estimating parameters from moments. *Technometrics*, **3** (4), 551–562.
- Elias, S. und R. Shakarchi, 2003: *Fourier Analysis: An introduction*. Princeton University Press, 308 S.
- Eliassen, A., 1962: On the vertical circulation in frontal zones. *Geophys. Publ.*, **24** (4), 147–160.
- Findeisen, W., 1938: Die kolloidmeteorologischen Vorgänge bei der Niederschlagsbildung. *Meteorol. Z.*, **55**, 121–133.
- Findeisen, W., 1939: Zur Frage der Regentropfenbildung in reinen Wasserwolken. *Meteorol. Z.*, **56**, 365–368.
- Fluck, E., 2017: Hail statistics for European countries. Doktorarbeit, *Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK), Karlsruher Institut für Technologie (KIT)*, Karlsruhe, Deutschland.
- Foote, G. B. und P. S. Du Toit, 1969: Terminal velocity of raindrops aloft. *J. Appl. Meteorol.*, **8** (2), 249–253.

- Fraser, A. B., R. C. Easter, und P. V. Hobbs, 1973: A theoretical study of the flow of air and fallout of solid precipitation over mountainous terrain: Part I. Airflow model. *J. Atmos. Sci.*, **30** (5), 801–812.
- Freedman, D. und P. Diaconis, 1981: On the histogram as a density estimator: L_2 theory. *Z. Wahrscheinlichkeit.*, **57** (4), 453–476.
- Frei, C. und C. Schär, 1998: A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *Int. J. Climatol.*, **18** (8), 873–900.
- Fuhrer, O. und C. Schär, 2005: Embedded cellular convection in moist flow past topography. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 2810–2828.
- Furrer, E. M. und R. W. Katz, 2007: Generalized linear modeling approach to stochastic weather generators. *Clim. Res.*, **34**, 129–144.
- Gamache, M., 2004: Free and low cost datasets for international mountain cartography. *4th ICA Mountain Cartography Workshop*, Vol. 26.
- Gerstengarbe, F.-W., P. C. Werner, und U. Rüge, 1999: *Katalog der Großwetterlagen Europas:(1881-1998) nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky*. Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung; Deutscher Wetterdienst, Offenbach.
- Godske, C. L., T. Bergeron, J. Bjerknes, und R. C. Bundgaard, 1957: *Dynamic meteorology and weather forecasting*, Vol. 605. American Meteorological Society Boston, Mass.
- Goovaerts, P., 2000: Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *J. Hydrol.*, **228** (1), 113–129.
- Günther, T. und H. Matthäus, 2004: Langzeitverhalten der Schneedecke in Baden-Württemberg und Bayern. *KLIWA-Berichte, Herausgeber Arbeitskreis KLIWA, KLIWA-Heft Nr. 6*.

- Handwerker, J., 2002: Cell tracking with TRACE3D - a new algorithm. *Atmos. Res.*, **61**, 15–34.
- Hess, P. und H. Brezowsky, 1969: Katalog der grosswetterlagen Europas, Berichte des Deutschen Wetterdienstes. *Selbstverlag des Deutscher Wetterdienstes, Offenbach a. Main*, **15 (113)**.
- Heyer, E., 1988: *Witterung und Klima: Eine allgemeine Klimatologie*. 8th ed., B. G. Teubner Verlagsgesellschaft, Leipzig, 344 S.
- Heymsfield, A. J. und R. M. Sabin, 1989: Cirrus crystal nucleation by homogeneous freezing of solution droplets. *J. Atmos. Sci.*, **46 (14)**, 2252–2264.
- Hill, F. F., K. A. Browning, und M. J. Bader, 1981: Radar and raingauge observations of orographic rain over south Wales. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **107 (453)**, 643–670.
- Hobbs, P. V., R. C. Easter, und A. B. Fraser, 1973: A theoretical study of the flow of air and fallout of solid precipitation over mountainous terrain: Part II. Microphysics. *J. Atmos. Sci.*, **30 (5)**, 813–823.
- Hobbs, P. V., T. J. Matejka, P. H. Herzegh, J. D. Locatelli, und R. A. Houze, 1980: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. I: A case study of a cold front. *J. Atmos. Sci.*, **37 (3)**, 568–596.
- Holton, J. R., 2004: *An introduction to dynamic meteorology*, Vol. 88. 4. ed., Academic press, 535 S.
- Horn, D., 1942: A correction for the effect of tied ranks on the value of the rank difference correlation coefficient. *J. Educ. Psychol.*, **33 (9)**, 686.
- Hoskins, B. J., 1974: The role of potential vorticity in symmetric stability and instability. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **100 (425)**, 480–482.

- Houze, R. A., 1981: Structures of atmospheric precipitation systems: A global survey. *Radio Sci.*, **16** (05), 671–689.
- Houze, R. A., 2014: *Cloud dynamics*, Vol. 104. 2. ed., Academic press, 433 S.
- Houze, R. A. und P. V. Hobbs, 1982: Organization and Structure of Precipitation cloud systems. *Adv. Geophys.*, **24**, 225–315.
- Houze, R. A., C. N. James, und S. Medina, 2001: Radar observations of precipitation and airflow on the Mediterranean side of the Alps: Autumn 1998 and 1999. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **127** (578), 2537–2558.
- Houze, R. A., S. A. Rutledge, T. J. Matejka, und P. V. Hobbs, 1981: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. III: Air motions and precipitation growth in a warm-frontal rainband. *J. Atmos. Sci.*, **38** (3), 639–649.
- Hunt, J. C. R., K. J. Richards, und P. W. M. Brighton, 1988: Stably stratified shear flow over low hills. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **114** (482), 859–886.
- IPCC, 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 S.
- Iribarne, J. V. und W. L. Godson, 1981: *Atmospheric thermodynamics*. 2. ed., D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland.
- Jacobeit, J., R. Glaser, J. Luterbacher, und H. Wanner, 2003: Links between flood events in central Europe since AD 1500 and large-scale atmospheric circulation modes. *Geophys. Res. Lett.*, **30** (4), 1172.
- Jacobeit, J., A. Philipp, und M. Nonnenmacher, 2006: Atmospheric circulation dynamics linked with prominent discharge events in Central Europe. *Hydrol. Sci. J.*, **51** (5), 946–965.

- Jacobeit, J., J. Rathmann, A. Philipp, und P. D. Jones, 2009: Central European precipitation and temperature extremes in relation to large-scale atmospheric circulation types. *Meteorol. Z.*, **18** (4), 397–410.
- Jacobson, M. Z., 2005: *Fundamentals of Atmospheric Modeling*. Cambridge University Press.
- Jiang, Q., 2003: Moist dynamics and orographic precipitation. *Tellus Ser. A*, **55** (4), 301–316.
- Jiang, Q. und R. B. Smith, 2003: Cloud timescales and orographic precipitation. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 1543–1559.
- Kajikawa, M., 1971: A model experimental study on the falling velocity of ice crystals. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **49** (5), 367–375.
- Kendall, M. G., 1948: *Rank correlation methods*. Charles Griffin and Co, London (GB).
- Kendall, M. G. und A. Stuart, 1968: *The advanced theory of statistics*, Vol. 3. Charles Griffin and Co, London (GB).
- Kessler, E., 1969: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. *On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations*, Springer, 1–84.
- Kienzler, S., I. Pech, H. Kreibich, M. Müller, und A. H. Thielen, 2015: After the extreme flood in 2002: changes in preparedness, response and recovery of flood-affected residents in Germany between 2005 and 2011. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **15** (3), 505–526.
- King, W. D., 1984: Seeding stratiform clouds: The effects of cloud parameters on aiming. *J. Climate Appl. Meteor.*, **23** (9), 1265–1272.
- Kirshbaum, D. J. und D. R. Durran, 2004: Factors governing cellular convection in orographic precipitation. *J. Atmos. Sci.*, **61** (6), 682–698.

- Kirshbaum, D. J. und D. R. Durran, 2005a: Atmospheric factors governing banded orographic convection. *J. Atmos. Sci.*, **62 (10)**, 3758–3774.
- Kirshbaum, D. J. und D. R. Durran, 2005b: Observations and modeling of banded orographic convection. *J. Atmos. Sci.*, **62 (5)**, 1463–1479.
- Kirshbaum, D. J. und R. B. Smith, 2008: Temperature and moist-stability effects on midlatitude orographic precipitation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **134**, 1183–1199.
- Klemes, V., 1990: The modelling of mountain hydrology: The ultimate challenge. *IAHS Publ.*, **190**, 29–43.
- Klemp, J. B. und D. R. Lilly, 1975: The dynamics of wave-induced downslope winds. *J. Atmos. Sci.*, **32 (2)**, 320–339.
- Köhler, M. A. und R. K. J. Linsley, 1951: *Predicting the runoff from storm rainfall*, Vol. 30. US Department of Commerce, Weather Bureau, Washington D.C., USA.
- Köppen, W. und R. Geiger, 1930: *Handbuch der Klimatologie: Band 1, Teil C: Das geographische System der Klimate*. Gebrüder Borntraeger Berlin, Germany.
- Koutsoyiannis, D., D. Kozonis, und A. Manetas, 1998: A mathematical framework for studying rainfall intensity-duration-frequency relationships. *J. Hydrol.*, **206 (1-2)**, 118–135.
- Kraus, H., 2004: *Die Atmosphäre der Erde: Eine Einführung in die Meteorologie*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, Deutschland.
- Kunz, M., 2003: *Simulation von Starkniederschlägen mit langer Andauer über Mittelgebirgen*. Wiss. Berichte d. Instituts für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe, Nr. 31, 170 S.

- Kunz, M., 2011a: Amplification of Atmospheric Processes Over Low Mountain Ranges and Their Relevance for Severe Weather Events. *Habilitationschrift an der Fakultät für Physik am Karlsruher Institut für Technologie (KIT)*, Karlsruhe, Deutschland.
- Kunz, M., 2011b: Characteristics of Large-Scale Orographic Precipitation in a Linear Perspective. *J. Hydrometeorol.*, **12**, 27–44.
- Kunz, M., 2012: Meteorologische Naturgefahren. Skript zur Vorlesung Sommersemester 2012, *Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK), Karlsruher Institut für Technologie (KIT), Karlsruhe, Deutschland*, 138 S.
- Kunz, M. und M. Puskeiler, 2010: High-resolution assessment of the hail hazard over complex terrain from radar and insurance data. *Meteorol. Z.*, **19** (5), 427–439.
- Kunz, M. und S. Wassermann, 2011: Moist dynamics and sensitivity of orographic precipitation to changing ambient conditions in an idealised perspective. *Meteorol. Z.*, **20**, 199–215.
- Kurz, M., 1990: Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst, Nr. 8: Synoptische Meteorologie. *Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main*.
- Lalas, D. P. und F. Einaudi, 1973: On the stability of a moist atmosphere in the presence of a background wind. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 795–800.
- Lalas, D. P. und F. Einaudi, 1974: On the correct use of the wet adiabatic lapse rate in stability criteria of a saturated atmosphere. *J. Appl. Meteorol.*, **13** (3), 318–324.
- Laprise, R. und W. R. Peltier, 1989: The linear stability of nonlinear mountain waves: Implications for the understanding of severe downslope windstorms. *J. Atmos. Sci.*, **46** (4), 545–564.

- Legates, D. R. und G. J. McCabe, 1999: Evaluating the use of “goodness-of-fit” measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resour. Res.*, **35** (1), 233–241.
- Leone, F. C., L. S. Nelson, und R. B. Nottingham, 1961: The folded normal distribution. *Technometrics*, **3** (4), 543–550.
- Limpert, E., W. A. Stahel, und M. Abbt, 2001: Log-normal Distributions across the Sciences: Keys and Clues. *BioScience*, **51** (5), 341–352.
- Locatelli, J. D., J. E. Martin, und P. V. Hobbs, 1994: A wide cold-frontal rainband and its relationship to frontal topography. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **120** (516), 259–275.
- Lyra, G., 1943: Theorie der stationären Leewellenströmung in freier Atmosphäre. *Z. Angew. Math. Mech.*, **23** (1), 1–28.
- Madsen, H., P. F. Rasmussen, und D. Rosbjerg, 1997: Comparison of annual maximum series and partial duration series methods for modeling extreme hydrologic events: 1. At-site modeling. *Water Resour. Res.*, **33** (4), 747–757.
- Mardia, K. V. und P. J. Zemroch, 1975: Algorithm AS 86: The Von Mises Distribution Function. *J. R. Stat. Soc. Ser. C*, **24** (2), 268–272.
- Markowski, P. und Y. Richardson, 2010: *Mesoscale meteorology in midlatitudes*. 2. ed., John Wiley & Sons, Ltd., 407 S.
- Mason, B., 1971: *The physics of clouds*. Oxford University Press, 671 S.
- Mass, C., 1981: Topographically forced convergence in western Washington State. *Mon. Weather. Rev.*, **109** (6), 1335–1347.
- Matejka, T. J., R. A. Houze, und P. V. Hobbs, 1980: Microphysics and dynamics of clouds associated with mesoscale rainbands in extratropical cyclones. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **106** (447), 29–56.

- MATLAB, 2016: *MATLAB and Statistics Toolbox Release 2016b, (version 9.1)*. The MathWork Inc., Natick, Massachusetts, USA, <http://de.mathworks.com/help/>, letzter Zugriff: 17. Juli 2017.
- Medina, S. und R. A. Houze, 2003: Air motions and precipitation growth in Alpine storms. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129** (588), 345–371.
- Mitchell, D. L., 1996: Use of mass-and area-dimensional power laws for determining precipitation particle terminal velocities. *J. Atmos. Sci.*, **53** (12), 1710–1723.
- Mohr, S. und M. Kunz, 2013: Recent trends and variabilities of convective parameters relevant for hail events in Germany and Europe. *Atmos. Res.*, **123**, 211–228.
- Mudelsee, M., M. Börngen, G. Tetzlaff, und U. Grünewald, 2004: Extreme floods in central Europe over the past 500 years: Role of cyclone pathway “Zugstrasse Vb“. *J. Geophys. Res.*, **109** (D23).
- Mühr, B., 1996: Einfluß der Topographie auf die Niederschlagsverteilung in Baden-Württemberg. Diplomarbeit, *Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK), Universität Karlsruhe (TH)*, Deutschland.
- MunichRe, 2017: Natcatservice. <http://natcatservice.munichre.com/>, letzter Zugriff: 08. November 2017.
- Murphy, A. H., 1988: Skill scores based on the mean square error and their relationships to the correlation coefficient. *Mon. Weather. Rev.*, **116** (12), 2417–2424.
- Murphy, A. H. und E. S. Epstein, 1989: Skill scores and correlation coefficients in model verification. *Mon. Weather. Rev.*, **117** (3), 572–582.
- Nakaya, U., 1954: *Snow crystals: natural and artificial*. Harvard University Press.

- Nash, J. E. und J. V. Sutcliffe, 1970: River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *J. Hydrol.*, **10** (3), 282–290.
- Neykov, N. M., P. N. Neytchev, und W. Zucchini, 2014: Stochastic daily precipitation model with a heavy-tailed component. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **14**, 2321–2335.
- Nissen, K. M., U. Ulbrich, und G. C. Leckebusch, 2013: Vb cyclones and associated rainfall extremes over Central Europe under present day and climate change conditions. *Meteorol. Z.*, **22** (6), 649–660.
- Nolan, J., 2003: *Stable distributions: models for heavy-tailed data*. Birkhauser New York.
- Normand, C. W. B., 1938: On instability from water vapour. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **64** (273), 47–70.
- Ogura, Y. und N. A. Phillips, 1962: Scale analysis of deep and shallow convection in the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **19** (2), 173–179.
- Palutikov, J. P., B. Brabson, D. H. Lister, und S. T. Adcock, 1999: A review of methods to calculate extreme wind speeds. *Meteorol. Appl.*, **6**, 119–132.
- Päsler, M., 1975: *Phänomenologische Thermodynamik*. Walter de Gruyter, Berlin.
- Pedgley, D. E., 1971: Some weather patterns in Snowdonia. *Weather*, **26** (10), 412–444.
- Petrow, T., J. Zimmer, und B. Merz, 2009: Changes in the flood hazard in Germany through changing frequency and persistence of circulation patterns. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **9** (4), 1409.
- Pichler, H., 1997: *Dynamik der Atmosphäre*. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, Berlin, Oxford.

- Pielke, S. R. A., 2013: *Mesoscale meteorological modeling*, Vol. 98. 3. ed., Academic press, 726 S.
- Piper, D., M. Kunz, F. Ehmele, S. Mohr, B. Mühr, A. Kron, und J. Daniell, 2016: Exceptional sequence of severe thunderstorms and related flash floods in May and June 2016 in Germany – Part I: Meteorological background. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **16 (12)**, 2835.
- Pruppacher, H. R. und J. D. Klett, 2010: *Microphysics of clouds and precipitation*. 2. ed., Springer Netherlands.
- Puskeiler, M., 2013: Radarbasierte Analyse der Hagelgefährdung in Deutschland. Doktorarbeit, *Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK), Karlsruher Institut für Technologie (KIT)*, Karlsruhe, Deutschland.
- Puskeiler, M., M. Kunz, und M. Schmidberger, 2016: Hail statistics for Germany derived from single-polarization radar data. *Atmos. Res.*, **178-179**, 459–470.
- Queney, P., 1947: *Theory of perturbations in stratified currents with applications to air flow over mountain barriers*. Dept. of Meteorology, Univ. of Chicago Press, Miscellaneous Rep. 23, 81 S.
- Queney, P., 1948: The problem of air flow over mountains: A summary of theoretical studies. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **29**, 16–26.
- Rauber, R. M., 1992: Microphysical structure and evolution of a central Sierra Nevada orographic cloud system. *J. Appl. Meteorol.*, **31 (1)**, 3–24.
- Rauthe, M., H. Steiner, U. Riediger, M. A., und A. Gratzki, 2013: A Central European precipitation climatology - Part I: Generation and validation of an high-resolution gridded daily data set (HYRAS). *Meteorol. Z.*, **22**, 235–256.
- Reuter, H. I., A. Nelson, und A. Jarvis, 2007: An evaluation of void-filling interpolation methods for SRTM data. *Int. J. Geogr. Inf. Sci.*, **21 (9)**, 983–1008.

- Rhea, J. O., 1978: *Orographic precipitation model for hydrometeorological use*. Atmospheric Science Paper, Nr. 287, Colorado State University, Dept. of Atmospheric Science, 221 S.
- Richardson, C. W., 1981: Stochastic simulation of daily precipitation, temperature, and solar radiation. *Water Resour. Res.*, **17** (1), 182–190.
- Robichaud, A. J. und G. L. Austin, 1988: On the modelling of warm orographic rain by the seeder-feeder mechanism. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **114** (482), 967–988.
- Roe, G. H., 2005: Orographic precipitation. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **33**, 645–671.
- Roedel, W. und T. Wagner, 2011: *Physik unserer Umwelt: Die Atmosphäre*. 4. ed., Springer-Verlag, Berlin.
- Rossby, C.-G., 1932: *Thermodynamics applied to air mass analysis*. Massachusetts Institute of Technology, Meteorological Papers Vol. 1, Nr. 3, Cambridge, Massachusetts, USA.
- Rudolf, B. und J. Rapp, 2003: Das Jahrhunderthochwasser der Elbe: Synoptische Wetterentwicklung und klimatologische Aspekte. *DWD Klimastatusbericht, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach, KLIWA-Heft Nr. 6*, 172–187.
- Sarker, R. P., 1966: A dynamical model of orographic rainfall. *Mon. Weather Rev.*, **94**, 555–572.
- Saucier, W. J., 1989: *Principles of meteorological analysis*. Courier Corporation.
- Sawyer, J. S., 1960: Numerical calculation of the displacements of a stratified airstream crossing a ridge of small height. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **86** (369), 326–345.

- Sawyer, J. S., 1962: Gravity waves in the atmosphere as a three-dimensional problem. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **88** (378), 412–425.
- Schaefer, V. S., 1962: Condensed Water in the Free Atmosphere in Air Colder than –40C. *J. Appl. Meteorol.*, **1** (4), 481–488.
- Schemm, S., I. Rudeva, und I. Simmonds, 2015: Extratropical fronts in the lower troposphere—global perspectives obtained from two automated methods. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **141** (690), 1686–1698.
- Schiesser, H. H., R. A. Houze, und H. Huntrieser, 1995: The mesoscale structure of severe precipitation systems in Switzerland. *Mon. Weather. Rev.*, **123** (7), 2070–2097.
- Schmidt, T., 1997: *Maximierte Gebietsniederschlagshöhen für Deutschland*. Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau (DVWK), Mitteilung Heft 29, Bonn.
- Schönwiese, C.-D., 2013: *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. 5. ed., Gebr. Borntraeger Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Schröter, K., M. Kunz, F. Elmer, B. Mühr, und B. Merz, 2015: What made the June 2013 flood in Germany an exceptional event? A hydro-meteorological evaluation. *Hydrol. Earth. Syst. Sci.*, **19**, 309–327.
- Schuler, T. V., P. Crochet, R. Hock, M. Jackson, I. Barstad, und T. Johannesson, 2008: Distribution of snow accumulation on the svartisen ice cap, Norway, assessed by a model of orographic precipitation. *Hydrol. Process.*, **22** (19), 3998–4008.
- Schultz, D. M., P. N. Schumacher, und C. A. Doswell III, 2000: The intricacies of instabilities. *Mon. Weather. Rev.*, **128** (12), 4143–4148.
- Scorer, R. S., 1949: Theory of waves in the lee of mountains. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **75** (323), 41–56.

- Sinclair, M. R., 1994: A diagnostic model for estimating orographic precipitation. *J. Appl. Meteorol.*, **33** (10), 1163–1175.
- Sinclair, M. R., D. S. Wratt, R. D. Henderson, und W. R. Gray, 1997: Factors affecting the distribution and spillover of precipitation in the Southern Alps of New Zealand—A case study. *J. Appl. Meteorol.*, **36** (5), 428–442.
- Smith, R. B., 1979: The influence of mountains on the atmosphere. *Adv. Geophys.*, **21**, 87–230.
- Smith, R. B., 1980: Linear theory of stratified hydrostatic flow past an isolated mountain. *Tellus*, **32** (4), 348–364.
- Smith, R. B., 1989: Hydrostatic airflow over mountains. *Adv. Geophys.*, **31**, 1–41.
- Smith, R. B., 2002: Stratified Flow Over Topography. *Environmental Stratified Flows*, R. Grimshaw, Hrsg., Kluwer, Vol. 3, *Topics in Environmental Fluid Mechanics*, 119–159.
- Smith, R. B., 2003a: Advection, diffusion and deposition from distributed sources. *Bound.-Layer Meteor.*, **107**, 273–287.
- Smith, R. B., 2003b: A linear upslope-time-delay model for orographic precipitation. *J. Hydrol.*, **282**, 2–9.
- Smith, R. B. und I. Barstad, 2004: A Linear Theory of Orographic Precipitation. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 1377–1391.
- Smith, R. B., I. Barstad, und L. Bonneau, 2005: Orographic precipitation and Oregon's climate transition. *J. Atmos. Sci.*, **62** (1), 177–191.
- Smith, R. B., Q. Jiang, M. G. Fearon, P. Tabary, M. Dorninger, J. D. Doyle, und R. Benoit, 2003: Orographic precipitation and air mass transformation: An Alpine example. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129** (588), 433–454.

- Sneddon, I. N., 1951: *Fourier Transforms*. McGraw-Hill, New York, 542 S.
- Spearman, C., 1904: The proof and measurement of association between two things. *Am. J. Psychol.*, **15** (1), 72–101.
- Steiner, M., O. Bousquet, R. A. Houze, B. F. Smull, und M. Mancini, 2003: Airflow within major Alpine river valleys under heavy rainfall. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129** (588), 411–431.
- Stoelinga, M. T., J. D. Locatelli, und P. V. Hobbs, 2002: Warm occlusions, cold occlusions, and forward-tilting cold fronts. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **83** (5), 709–721.
- Taylor, K. E., 2001: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.*, **106** (D7), 7183–7192.
- Teng, W. L., J. R. Wang, und P. C. Doraiswamy, 1993: Relationship between satellite microwave radiometric data, antecedent precipitation index, and regional soil moisture. *Int. J. Remote Sens.*, **14** (13), 2483–2500.
- Trapp, R. J., 2013: *Mesoscale-convective Processes in the Atmosphere*. Cambridge University Press, New York, USA.
- Tripoli, G. J. und W. R. Cotton, 1989: Numerical Study of an Observed Orographic Mesoscale Convective System. Part 2: Analysis of Governing Dynamics. *Mon. Weather. Rev.*, **117** (2), 305–328.
- Uhlemann, S., A. H. Thielen, und B. Merz, 2010: A consistent set of trans-basin floods in Germany between 1952–2002. *Hydrol. Earth. Syst. Sci.*, **14**(7), 1277–1295.
- Wallace, J. M. und P. V. Hobbs, 2006: *Atmospheric science: an introductory survey*. 2. ed., Academic press.
- Walshaw, D., 2000: Modelling extreme wind speeds in regions prone to hurricanes. *J. Appl. Stat.*, **49** (1), 51–62.

- Wanner, H., R. Rickli, E. Salvisberg, C. Schmutz, und M. Schüepp, 1997: Global climate change and variability and its influence on alpine climate-concepts and observations. *Theor. Appl. Climatol.*, **58** (3), 221–243.
- Watterson, I. G., 1996: Non-dimensional measures of climate model performance. *Int. J. Climatol.*, **16** (4), 379–391.
- Watterson, I. G., M. R. Dix, und R. A. Colman, 1999: A comparison of present and doubled CO₂ climates and feedbacks simulated by three general circulation models. *J. Geophys. Res.*, **104** (D2), 1943–1956.
- Weigl, E. und T. Winterrath, 2009: Radargestützte Niederschlagsanalyse und -vorhersage (RADOLAN, RADVOR-OP). *Promet "Moderne Verfahren und Instrumente der Wettervorhersage im Deutschen Wetterdienst", Fortbildungszeitschrift des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach, Germany*, **35**, 78–86.
- Wibig, J., 1999: Precipitation in Europe in relation to circulation patterns at the 500 hPa level. *Int. J. Climatol.*, **19** (3), 253–269.
- Wiesner, C. J., 1970: *Hydrometeorology*. Chapman and Hall London.
- Wilks, D. S., 1993: Comparison of three-parameter probability distributions for representing annual extreme and partial duration precipitation series. *Water Resour. Res.*, **29** (10), 3543–3549.
- Wilks, D. S., 1995: *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences: An Introduction*. Academic Press, San Diego, California, USA, 486 S.
- Willmott, C. J., 1982: Some comments on the evaluation of model performance. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **63** (11), 1309–1313.
- Willmott, C. J., S. G. Ackleson, R. E. Davis, J. J. Feddema, K. M. Klink, D. R. Legates, J. O'Donnell, und C. M. Rowe, 1985: Statistics for the evaluation and comparison of models. *J. Geophys. Res.*, **90** (C5), 8995–9005.

- Willmott, C. J. und K. Matsuura, 2005: Advantages of the mean absolute error (MAE) over the root mean square error (RMSE) in assessing average model performance. *Clim. Res.*, **30** (1), 79–82.
- Willmott, C. J. und K. Matsuura, 2006: On the use of dimensioned measures of error to evaluate the performance of spatial interpolators. *Int. J. Geogr. Inf. Sci.*, **20** (1), 89–102.
- Willmott, C. J., K. Matsuura, und S. M. Robeson, 2009: Ambiguities inherent in sums-of-squares-based error statistics. *Atmos. Environ.*, **43** (3), 749–752.
- Winterrath, T., W. Rosenow, und E. Weigl, 2012: On the DWD quantitative precipitation analysis and nowcasting system for real-time application in German flood risk management. *IAHS-AISH publication*, 323–329, Publisher: International Association of Hydrological Sciences.
- WMO, 1986: *Manual for Estimation of Probable Maximum Precipitation, Operational Hydrology*, Vol. Report 332. World Meteorological Organization, Genf, Schweiz.
- WMO, 2009: *Manual for Estimation of Probable Maximum Precipitation*, Vol. WMO-Nr. 1045. World Meteorological Organization, Genf, Schweiz.
- WMO, 2017: *International Cloud Atlas, Manual on the Observation of Clouds and Other Meteors*, Vol. I+II (1987), WMO-Nr. 407. World Meteorological Organization, Genf, Schweiz, <https://www.wmocloudatlas.org/>, letzter Zugriff: 16. Mai 2017.
- Woodcock, A. H., 1975: Anomalous orographic rains of Hawaii. *Mon. Weather Rev.*, **103** (4), 334–343.
- Wurtele, M., R. Sharman, und A. Datta, 1996: Atmospheric lee waves. *Annu. Rev. Fluid. Mech.*, **28** (1), 429–476.
- Wurtele, M. G., 1957: The three-dimensional lee wave. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **29**, 242–252.

Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde am Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK-TRO) am Karlsruher Institut für Technologie (KIT) im Rahmen des Projekts FLORIS durchgeführt. Mein Dank geht daher zunächst an die Versicherung, für die Initiierung und die Finanzierung des Projekts und den Projektpartnern für die gute und intensive Zusammenarbeit und den Gewinn bringenden wissenschaftlichen Austausch bei den regelmäßig stattfindenden Treffen.

Besonderer Dank geht an meinen Doktorvater Prof. Dr. Michael Kunz für die engagierte Betreuung meiner Arbeit. Die Kombination aus konstruktiven Anregungen und Ideen und eigenem wissenschaftlichen Freiraum haben maßgeblich zum Erfolg dieser Arbeit beigetragen. Der regelmäßige Austausch von Ergebnissen und die dazugehörigen Diskussionen während den Arbeitsgruppensitzungen haben immer neue Impulse gegeben und halfen bei der Strukturierung der Arbeit.

Vielen Dank auch an Herrn Prof. Dr. Christoph Kottmeier für die Übernahme des Korreferats. Die teilweise kritischen Nachfragen bei den Seminarvorträgen haben ebenfalls neue Impulse und Denkanstöße gegeben.

Ebenso möchte ich mich bei meinen Kollegen der Arbeitsgruppe Atmosphärische Risiken – Bernhard, Manuel, Sanna, Heinz-Jürgen und Elody – für die angenehme und freundliche Atmosphäre bedanken und vor allem auch für die konstruktiven wissenschaftlichen Diskussionen während den Arbeitsgruppensitzungen und darüber hinaus. Insbesondere möchte ich mich bei David für die Zeit in unserem gemeinsamen Büro und die vielen Gespräche rund

um unsere Arbeiten und das aktuelle Wettergeschehen bedanken, wodurch ein angenehmes Arbeitsklima geschaffen wurde.

Sehr gefreut habe ich mich über die großartige Unterstützung, die ich in vielen Bereichen erfahren habe. An dieser Stelle seien zunächst Gabi Klink und Gerhard Brückel genannt, die für eine reibungslose Administration der Rechner- und Serverinfrastruktur gesorgt haben. Sanna und Manuel danke ich für die wertvollen Tipps zur Programmierung in Matlab, Fortran und Latex und die fachlichen Anregungen und Denkanstöße. Simon, Andreas und James danke ich für die gute Zusammenarbeit im Projekt. Die ausgiebigen Diskussionen zwischen den Projektpartnern haben die Arbeit in die richtige Richtung gelenkt. Für Rat und Tat in allen administrativen Fragen möchte ich herzlich Rosalba Gräbner danken. Ich danke auch allen andern Kollegen am Institut, mit denen ich in irgendeiner Art und Weise zu tun hatte.

Ich danke dem Deutsche Wetterdienst für die Bereitstellung der REGNIE-, RADOLAN- und Radiosondendaten sowie James Daniell für die Beschaffung weiterer Geoinformationsdatensätze.

Mein abschließender Dank geht zum einen an meine Freunde, die mich in dieser Zeit begleitet haben und vor allem danke ich Anca, Marc, Matze, Adrian und Ines, die sich die Zeit für das Korrekturlesen der Arbeit genommen haben. Zum anderen danke ich meinen Eltern, die mich die ganze Zeit während meines Studiums und der Promotion unterstützt haben.

Danke!

Karlsruhe, im Dezember 2017

Florian Ehmele

Wissenschaftliche Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung des Karlsruher Instituts für Technologie (0179-5619)

Bisher erschienen:

- Nr. 1:** *Fiedler, F. / Prenosil, T.*
Das MESOKLIP-Experiment. (Mesoskaliges Klimaprogramm
im Oberrheintal). August 1980
- Nr. 2:** *Tangermann-Dlugi, G.*
Numerische Simulationen atmosphärischer Grenzschicht-
strömungen über langgestreckten mesoskaligen Hügel-
ketten bei neutraler thermischer Schichtung. August 1982
- Nr. 3:** *Witte, N.*
Ein numerisches Modell des Wärmehaushalts fließender
Gewässer unter Berücksichtigung thermischer Eingriffe.
Dezember 1982
- Nr. 4:** *Fiedler, F. / Höschele, K. (Hrsg.)*
Prof. Dr. Max Diem zum 70. Geburtstag.
Februar 1983 (vergriffen)
- Nr. 5:** *Adrian, G.*
Ein Initialisierungsverfahren für numerische
mesoskalige Strömungsmodelle. Juli 1985
- Nr. 6:** *Dorwarth, G.*
Numerische Berechnung des Druckkiderstandes
typischer Geländeformen. Januar 1986
- Nr. 7:** *Vogel, B.; Adrian, G. / Fiedler, F.*
MESOKLIP-Analysen der meteorologischen Beobachtungen
von mesoskaligen Phänomenen im Oberrheingraben.
November 1987
- Nr. 8:** *Hugelmann, C.-P.*
Differenzenverfahren zur Behandlung der Advektion.
Februar 1988

- Nr. 9:** *Hafner, T.*
Experimentelle Untersuchung zum Druckwiderstand
der Alpen. April 1988
- Nr. 10:** *Corsmeier, U.*
Analyse turbulenter Bewegungsvorgänge in der maritimen
atmosphärischen Grenzschicht. Mai 1988
- Nr. 11:** *Walk, O. / Wieringa, J. (eds)*
Tsumeb Studies of the Tropical Boundary-Layer Climate.
Juli 1988
- Nr. 12:** *Degrazia, G. A.*
Anwendung von Ähnlichkeitsverfahren auf die turbulente
Diffusion in der konvektiven und stabilen Grenzschicht.
Januar 1989
- Nr. 13:** *Schädler, G.*
Numerische Simulationen zur Wechselwirkung zwischen
Landoberflächen und atmosphärischer Grenzschicht.
November 1990
- Nr. 14:** *Heldt, K.*
Untersuchungen zur Überströmung eines mikroskaligen
Hindernisses in der Atmosphäre. Juli 1991
- Nr. 15:** *Vogel, H.*
Verteilungen reaktiver Luftbeimengungen im Lee einer
Stadt – Numerische Untersuchungen der relevanten Prozesse.
Juli 1991
- Nr. 16:** *Höschele, K. (ed.)*
Planning Applications of Urban and Building Climatology –
Proceedings of the IFHP / CIB-Symposium Berlin,
October 14-15, 1991. März 1992
- Nr. 17:** *Frank, H. P.*
Grenzschichtstruktur in Fronten. März 1992
- Nr. 18:** *Müller, A.*
Parallelisierung numerischer Verfahren zur Beschreibung
von Ausbreitungs- und chemischen Umwandlungsprozessen
in der atmosphärischen Grenzschicht. Februar 1996
- Nr. 19:** *Lenz, C.-J.*
Energieumsetzungen an der Erdoberfläche in gegliedertem
Gelände. Juni 1996

- Nr. 20:** *Schwartz, A.*
Numerische Simulationen zur Massenbilanz chemisch reaktiver Substanzen im mesoskaligen Bereich. November 1996
- Nr. 21:** *Beheng, K. D.*
Professor Dr. Franz Fiedler zum 60. Geburtstag. Januar 1998
- Nr. 22:** *Niemann, V.*
Numerische Simulation turbulenter Scherströmungen mit einem Kaskadenmodell. April 1998
- Nr. 23:** *Koßmann, M.*
Einfluß orographisch induzierter Transportprozesse auf die Struktur der atmosphärischen Grenzschicht und die Verteilung von Spurengasen. April 1998
- Nr. 24:** *Baldauf, M.*
Die effektive Rauigkeit über komplexem Gelände – Ein Störungstheoretischer Ansatz. Juni 1998
- Nr. 25:** *Noppel, H.*
Untersuchung des vertikalen Wärmetransports durch die Hangwindzirkulation auf regionaler Skala. Dezember 1999
- Nr. 26:** *Kuntze, K.*
Vertikaler Austausch und chemische Umwandlung von Spurenstoffen über topographisch gegliedertem Gelände. Oktober 2001
- Nr. 27:** *Wilms-Grabe, W.*
Vierdimensionale Datenassimilation als Methode zur Kopplung zweier verschiedenskaliger meteorologischer Modellsysteme. Oktober 2001
- Nr. 28:** *Grabe, F.*
Simulation der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre, Vegetation und Erdoberfläche bei Verwendung unterschiedlicher Parametrisierungsansätze. Januar 2002
- Nr. 29:** *Riemer, N.*
Numerische Simulationen zur Wirkung des Aerosols auf die troposphärische Chemie und die Sichtweite. Mai 2002

- Nr. 30:** *Braun, F. J.*
Mesoskalige Modellierung der Bodenhydrologie.
Dezember 2002
- Nr. 31:** *Kunz, M.*
Simulation von Starkniederschlägen mit langer Andauer
über Mittelgebirgen. März 2003
- Nr. 32:** *Bäumer, D.*
Transport und chemische Umwandlung von Luftschadstoffen
im Nahbereich von Autobahnen – numerische Simulationen.
Juni 2003
- Nr. 33:** *Barthlott, C.*
Kohärente Wirbelstrukturen in der atmosphärischen
Grenzschicht. Juni 2003
- Nr. 34:** *Wieser, A.*
Messung turbulenter Spurengasflüsse vom Flugzeug aus.
Januar 2005
- Nr. 35:** *Blahak, U.*
Analyse des Extinktionseffektes bei Niederschlagsmessungen
mit einem C-Band Radar anhand von Simulation und Messung.
Februar 2005
- Nr. 36:** *Bertram, I.*
Bestimmung der Wasser- und Eismasse hochreichender
konvektiver Wolken anhand von Radardaten, Modell-
ergebnissen und konzeptioneller Betrachtungen. Mai 2005
- Nr. 37:** *Schmoeckel, J.*
Orographischer Einfluss auf die Strömung abgeleitet
aus Sturmschäden im Schwarzwald während des
Orkans „Lothar“. Mai 2006
- Nr. 38:** *Schmitt, C.*
Interannual Variability in Antarctic Sea Ice Motion:
Interannuelle Variabilität antarktischer Meereis-Drift.
Mai 2006
- Nr. 39:** *Hasel, M.*
Strukturmerkmale und Modelldarstellung der Konvektion
über Mittelgebirgen. Juli 2006

Ab Band 40 erscheinen die Wissenschaftlichen Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung bei KIT Scientific Publishing (ISSN 0179-5619). Die Bände sind unter www.ksp.kit.edu als PDF frei verfügbar oder als Druckausgabe bestellbar.

- Nr. 40:** *Lux, R.*
Modellsimulationen zur Strömungsverstärkung von orographischen Grundstrukturen bei Sturmsituationen
ISBN 978-3-86644-140-8
- Nr. 41:** *Straub, W.*
Der Einfluss von Gebirgswellen auf die Initiierung und Entwicklung konvektiver Wolken
ISBN 978-3-86644-226-9
- Nr. 42:** *Meißner, C.*
High-resolution sensitivity studies with the regional climate model COSMO-CLM
ISBN 978-3-86644-228-3
- Nr. 43:** *Höpfner, M.*
Charakterisierung polarer stratosphärischer Wolken mittels hochauflösender Infrarotspektroskopie
ISBN 978-3-86644-294-8
- Nr. 44:** *Rings, J.*
Monitoring the water content evolution of dikes
ISBN 978-3-86644-321-1
- Nr. 45:** *Riemer, M.*
Außertropische Umwandlung tropischer Wirbelstürme: Einfluss auf das Strömungsmuster in den mittleren Breiten
ISBN 978-3-86644-766-0
- Nr. 46:** Nicht erschienen.
- Nr. 47:** Nicht erschienen.
- Nr. 48:** Nicht erschienen.

- Nr. 49:** *Peters, T.*
Ableitung einer Beziehung zwischen der Radarreflektivität, der Niederschlagsrate und weiteren aus Radardaten abgeleiteten Parametern unter Verwendung von Methoden der multivariaten Statistik
ISBN 978-3-86644-323-5
- Nr. 50:** *Khodayar Pardo, S.*
High-resolution analysis of the initiation of deep convection forced by boundary-layer processes
ISBN 978-3-86644-770-7
- Nr. 51:** *Träumner, K.*
Einmischprozesse am Oberrand der konvektiven atmosphärischen Grenzschicht
ISBN 978-3-86644-771-4
- Nr. 52:** Nicht erschienen.
- Nr. 53:** *Lundgren, K.*
Direct Radiative Effects of Sea Salt on the Regional Scale
ISBN 978-3-86644-773-8
- Nr. 54:** *Sasse, R.*
Analyse des regionalen atmosphärischen Wasserhaushalts unter Verwendung von COSMO-Simulationen und GPS-Beobachtungen
ISBN 978-3-86644-774-5
- Nr. 55:** *Grenzhäuser, J.*
Entwicklung neuartiger Mess- und Auswertungsstrategien für ein scannendes Wolkenradar und deren Anwendungsbereiche
ISBN 978-3-86644-775-2
- Nr. 56:** *Grams, C.*
Quantification of the downstream impact of extratropical transition for Typhoon Jangmi and other case studies
ISBN 978-3-86644-776-9
- Nr. 57:** *Keller, J.*
Diagnosing the Downstream Impact of Extratropical Transition Using Multimodel Operational Ensemble Prediction Systems
ISBN 978-3-86644-984-8

- Nr. 58:** *Mohr, S.*
Änderung des Gewitter- und Hagelpotentials im Klimawandel
ISBN 978-3-86644-994-7
- Nr. 59:** *Puskeiler, M.*
Radarbasierte Analyse der Hagelgefährdung in Deutschland
ISBN 978-3-7315-0028-5
- Nr. 60:** *Zeng, Y.*
Efficient Radar Forward Operator for Operational
Data Assimilation within the COSMO-model
ISBN 978-3-7315-0128-2
- Nr. 61:** Nicht erschienen.
- Nr. 62:** *Jerger, D.*
Radar Forward Operator for Verification of Cloud
Resolving Simulations within the COSMO Model
ISBN 978-3-7315-0172-5
- Nr. 63:** *Maurer, V.*
Vorhersagbarkeit konvektiver Niederschläge :
Hochauflösende Ensemblesimulationen für Westafrika
ISBN 978-3-7315-0189-3
- Nr. 64:** *Stawiarski, C.*
Optimizing Dual-Doppler Lidar Measurements of Surface
Layer Coherent Structures with Large-Eddy Simulations
ISBN 978-3-7315-0197-8
- Nr. 65:** *Mahlke, H.*
Mechanismen der Auslösung hochreichender Konvektion
im südwestdeutschen Mittelgebirgsraum
ISBN 978-3-7315-0203-6
- Nr. 66:** *Fosser, G.*
Precipitation statistics from regional climate model
at resolutions relevant for soil erosion
ISBN 978-3-7315-0227-2
- Nr. 67:** *Adler, B.*
Boundary-Layer Processes Producing Mesoscale
Water-Vapour Variability over a Mountainous Island
ISBN 978-3-7315-0247-0

- Nr. 68:** *Kraut, I.*
Separating the Aerosol Effect in Case of a „Medicane“
ISBN 978-3-7315-0405-4
- Nr. 69:** *Breil, M.*
Einfluss der Boden-Vegetation-Atmosphären Wechsel-
wirkungen auf die dekadische Vorhersagbarkeit des
Westafrikanischen Monsuns
ISBN 978-3-7315-0420-7
- Nr. 70:** *Lott, F. F.*
Wind Systems in the Dead Sea and Footprints
in Seismic Records
ISBN 978-3-7315-0596-9
- Nr. 71:** *Rieger, D.*
Der Einfluss von natürlichem Aerosol auf Wolken
über Mitteleuropa
ISBN 978-3-7315-0672-0
- Nr. 72:** *Loewe, K.*
Arctic mixed-phase clouds. Macro- and
microphysical insights with a numerical model
ISBN 978-3-7315-0686-7
- Nr. 73:** *Piper, D. A.*
Untersuchung der Gewitteraktivität und der
relevanten großräumigen Steuerungsmechanismen
über Mittel- und Westeuropa
ISBN 978-3-7315-0701-7
- Nr. 74:** *Metzger, J.*
Wind Systems and Energy Balance in the Dead Sea Valley
ISBN 978-3-7315-0699-7
- Nr. 75:** *Deetz, K.*
Assessing the Aerosol Impact on Southern West
African Clouds and Atmospheric Dynamics
ISBN 978-3-7315-0744-4
- Nr. 76:** *Ehmele, F. T.*
Stochastische Simulation großflächiger, hochwasser-
relevanter Niederschlagsereignisse.
ISBN 978-3-7315-0761-1

**Stochastische Simulation großflächiger,
hochwasserrelevanter Niederschlagsereignisse**

In der vorliegenden Arbeit wird ein räumlich hoch aufgelöstes, analytisches Modell zur stochastischen Simulation von Starkniederschlägen, die in Verbindung mit großräumigen Flusshochwassern stehen, entwickelt, evaluiert und angewendet. Die Bestimmung von Wahrscheinlichkeiten für Niederschlagsereignisse mit hoher Wiederkehrperiode ist wegen der kurzen Zeitspanne, in der Messdaten verfügbar sind, schwierig. Auch eine homogene Abdeckung durch Messstationen insbesondere in Gebirgen ist nur schwer realisierbar. Testrechnungen mit dem Modell zeigten, dass eine saisonal differenzierte Betrachtung aller Eingangsgrößen aufgrund der verschiedenen Niederschlagsregime im Sommer und im Winter sinnvoll ist. Das in dieser Arbeit entwickelte Modell wird im Rahmen des Projekts FLORIS angewendet, um Niederschlagsereignisse in einem Zeitraum von mehreren Tausend Jahren stochastisch zu simulieren. Der Vergleich der Modellsimulationen mit Messdaten zeigt dabei eine hohe Übereinstimmung mit Beobachtungen.

