

VERA MAURER

Vorhersagbarkeit konvektiver Niederschläge: Hochauflösende Ensemblesimulationen für Westafrika

Vera Maurer

**Vorhersagbarkeit konvektiver Niederschläge:
Hochauflösende Ensemblesimulationen für Westafrika**

**Wissenschaftliche Berichte des Instituts für Meteorologie und
Klimaforschung des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT)
Band 63**

Herausgeber: Prof. Dr. Ch. Kottmeier

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

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

Vorhersagbarkeit konvektiver Niederschläge: Hochauflösende Ensemblesimulationen für Westafrika

von
Vera Maurer

Dissertation, Karlsruher Institut für Technologie (KIT)
Fakultät für Physik, 2014
Referenten: Prof. Dr. Christoph Kottmeier, Prof. Dr. Sarah Jones

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 – is licensed under the
Creative Commons Attribution-Share Alike 3.0 DE License
(CC BY-SA 3.0 DE): <http://creativecommons.org/licenses/by-sa/3.0/de/>*



*The cover page is licensed under the Creative Commons
Attribution-No Derivatives 3.0 DE License (CC BY-ND 3.0 DE):
<http://creativecommons.org/licenses/by-nd/3.0/de/>*

Print on Demand 2014

ISSN 0179-5619

ISBN 978-3-7315-0189-3

DOI: 10.5445/KSP/1000039449

Vorhersagbarkeit konvektiver Niederschläge: Hochauflösende Ensemblesimulationen für Westafrika

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. Vera Maurer
aus Erlenbach a. Main

Tag der mündlichen Prüfung: 10. Januar 2014

Referent: Prof. Dr. Ch. Kottmeier

Korreferentin: Prof. Dr. S. Jones

Kurzfassung

In der Sahel-Region ist das Auftreten weniger konvektiver Systeme Ende Juli und im August kritisch für fast die gesamte Jahresniederschlagsmenge. Das Ziel dieser Arbeit ist die Untersuchung der Vorhersagbarkeit der konvektiven Systeme und der von diesen erzeugten Niederschläge. Da Wechselwirkungen zwischen Landoberfläche und Atmosphäre in vegetationsarmen Regionen wie dem Sahel einen großen Einfluss auf die Vorhersagbarkeit konvektiver Systeme haben, werden ihre Auswirkungen mit Hilfe von hochauflösenden Ensemblesimulationen genauer untersucht. Im ersten Schritt werden verschiedene Möglichkeiten zur Erzeugung der Ensemblesimulationen definiert und miteinander verglichen. Ein weiteres Ziel ist die Analyse der in den Ensemblesimulationen wiedergegebenen konvektiven Systeme und ihrer Sensitivitäten bezüglich des Einflusses der Landoberfläche einerseits und bezüglich atmosphärischer Einflüsse andererseits. Für den Aufbau des Ensembles werden daher verschiedene atmosphärische Anfangs- und Randbedingungen für das Consortium for Small-scale Modeling (COSMO)-Modell mit Störungen kombiniert, die sich über die Landoberfläche auf die Atmosphäre auswirken (Bodenstörungen). Die Anfangs- und Randbedingungen werden zum einen von drei verschiedenen Analysen, zum anderen von 12 bzw. 16 Mitgliedern eines Globelensemblevorhersagesystems bezogen. Die vier speziell entwickelten Bodenstörungen setzen sich aus verschiedenen Anfangsbodenfeuchtefeldern zusammen, kombiniert mit zwei Bodenartenverteilungen und zwei Arten zur Bestimmung der Bodenwärmeleitfähigkeit.

Die Verifikation der Niederschlagsvorhersage sowie der synthetischen Satellitenbilder belegt, dass das Analysen-Ensemble mit demjenigen vergleichbar ist, für das 12 Ensemblemitglieder des Vorhersagesystems des europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF) die Anfangs- und Randbedingungen liefern. Eine dritte Ensembleversion wird mit einer neueren Version des COSMO-Modells und leicht angepassten Einstellungen unter Verwendung von 16 mittels Clusteranalyse ausgewählten ECMWF-Ensemblemitgliedern erstellt. Die probabilistischen Gütemaße dieser dritten Version zeigen gegenüber den anderen beiden eine leicht verbesserte Niederschlagsvorhersage. Die Fläche unter der ROC-Kurve beispielsweise steigt von 0,65 auf 0,69. Für das ECMWF-Globalensemble selbst sind die probabilistischen Gütemaße ähnlich. Die Globalvorhersagen unterschätzen allerdings die Niederschlagssummen. Dies gilt vor allem für den Sahel, d.h. den mittleren und nördlichen Teil des Untersuchungsgebiets, wo die Globalensemblemitglieder nach 10 Tagen im Gebietsmittel um bis zu 30 mm zu wenig Niederschlag vorhersagen. Die Verifikation der räumlichen Niederschlagsverteilung gibt an, dass im COSMO-Ensemble alle Mitglieder gleichwertig sind. Die verwendeten Störungen zur Erzeugung der Variabilität des konvektiven Niederschlags im Ensemble müssen daher alle etwa gleich realistisch sein.

Die einzelnen COSMO-Simulationen geben die Verlagerung der Niederschlagsgebiete Richtung Westen mit einer Zuggeschwindigkeit von etwa 15 ms^{-1} sowie das Auftreten konvektiver Niederschläge meist korrekt wieder. Dies ist bei den Globalvorhersagen nur teilweise gegeben. Die Bodenstörungen haben in den COSMO-Simulationen auf die 10-Tages-Niederschlagssummen einen größeren Einfluss als die atmosphärischen Anfangs- und Randbedingungen: Differenzen der Gebietsmittelwerte in der Sahel-Region betragen zwischen Ensemblemitgliedern mit verschiedenen atmo-

sphärischen Störungen nach 10 Tagen maximal 9 mm, zwischen Ensemblemitgliedern mit verschiedenen Bodenstörungen bis zu 30 mm. Die Bodenstörungen beeinflussen aber weniger das Auftreten konvektiver Systeme an einzelnen Tagen. Die synoptische Variabilität z.B. der Windkomponenten in 600 hPa, die innerhalb der betrachteten 10 Tage durch die Anfangs- und Randbedingungen vorgegeben wird, ist größer als die Variabilität innerhalb des Ensembles an einem Tag (für manche Gebietsmittel bis zu 12 m s^{-1} gegenüber 3 m s^{-1}). Das bedeutet, dass die Analysen, die die Anfangs- und Randbedingungen liefern, sich bezüglich der synoptischen Situation ähnlich sind. Prozessstudien zeigen, dass für das Auftreten und die Weiterentwicklung von Konvektion im Ensemble Unterschiede des großräumigen meridionalen Temperaturgradienten genauso wichtig sind wie Unterschiede des meridionalen Feuchtetransports. Erste konvektive Zellen entstehen oft über der Stelle mit dem höchsten fühlbaren Wärmestrom. Häufig sind Kaltluftausflüsse vorderseitig von bereits aktiven konvektiven Systemen ein entscheidendes Kriterium für die Entstehung weiterer Systeme. Kaltluftausflüsse tragen zur Entstehung markanter Konvergenzzonen bei, in denen gleichzeitig eine sehr niedrige CIN vorherrscht.

Anhand der Ensemblevorhersagen ist damit ersichtlich, dass die Vorhersagbarkeit konvektiver Systeme in Ausschnittsmodellen stark von den Anfangs- und Randbedingungen abhängt. Ebenfalls ausschlaggebend ist eine möglichst realistische Wiedergabe von Landoberflächenprozessen, insbesondere in vegetationsarmen Regionen wie dem Sahel, da diese erstens die absolute Niederschlagsmenge beeinflussen und zweitens den Ort, an dem erste Konvektionszellen entstehen. Landoberflächenprozesse können dabei sowohl bei der Entstehung lokaler Konvektion als auch unter zusätzlicher Beeinflussung durch Kaltluftausflüsse über den Ort der Konvektionsauslösung entscheiden.

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung	i
1 Motivation und Zielsetzung	1
2 Das westafrikanische Monsunsystem	9
2.1 Synoptische Systeme und Konvektion in Westafrika	10
2.1.1 Monsunfront und Hitzetief: Kontrolle der Monsunströmung	10
2.1.2 Niederschlagsvariabilität während einer Monsunsaison .	13
2.1.3 Vertikaler Aufbau mit AEJ und dessen Wellenstörungen	15
2.1.4 Konvektive Systeme	18
2.1.5 Tagesgänge	27
2.2 Wechselwirkungen zwischen Landoberfläche und Atmosphäre .	30
2.2.1 Turbulente Flüsse und Grenzschichtwachstum	30
2.2.2 Mesoskalige Zirkulationen	34
2.3 Modellierung konvektiver Systeme im Rahmen von AMMA	39
2.4 Übersicht über wichtige Datensätze	43
2.4.1 MSG-Satellitenbilder zur Modell-Evaluierung	43
2.4.2 Die Niederschlagsanalyse TMPA	46
3 Ensemblevorhersagen mit dem Modellsystem COSMO:	
Grundlagen	49
3.1 Das COSMO-Modell	49
3.1.1 Grundgleichungen des Modells	50

3.1.2	Numerisches Lösungsverfahren	54
3.1.3	Anfangs- und Randbedingungen	57
3.1.4	Die physikalischen Parametrisierungen	58
3.1.5	Synthetische Satellitenbilder	67
3.2	Ensemblevorhersagen mit Global- und Ausschnittsmodellen	68
3.2.1	Das globale Ensemblevorhersagesystem des ECMWF	70
3.2.2	Regionale Ensemblevorhersagen	73
3.2.3	Hochauflösende Ensemblevorhersagen: COSMO-DE-EPS	75
3.2.4	Weitere Ensemblevorhersagen für die Kurzfrist	76
4	Erstellung der Ensemblevorhersagen	81
4.1	Aufstellung des Ensemblesystems: Anfangs- und Randbedingungen	82
4.1.1	ANA-Ensemble	82
4.1.2	EC-Ensemble für 2011 und Clusteranalyse	83
4.1.3	EC-Ensemble für 2006	87
4.2	Bodenstörungen	89
4.2.1	Bodenfeuchte aus Satellitenmessungen	91
4.2.2	ECMWF-Bodenfeuchte und -Bodenartenverteilung	100
4.2.3	Bodenwärmeleitfähigkeit	103
4.3	Durchführung der Ensemblesimulationen	105
4.3.1	Übersicht über die durchgeführten Simulationen	105
4.3.2	Zeitlicher Ablauf der Modellsimulationen	109
4.3.3	Modellgebiet und wichtige Modelleinstellungen	112
5	Verifikation der Niederschlagsvorhersage	117
5.1	Kurze Übersicht über den Datensatz	119
5.1.1	Ensemblemittelwerte für die Auswerteperioden	119
5.1.2	Häufigkeitsverteilungen	123

5.2	Ensemblestatistik - klassische Gütemaße	129
5.2.1	Ensemblevarianz und mittlerer Fehler	130
5.2.2	Rang-Histogramme: Dispersion des Ensembles	136
5.2.3	Kontingenztabellen	146
5.2.4	ROC-Diagramme: Fehlalarm- und Trefferrate	147
5.2.5	Reliability-Diagramme: Konsistenz der Wahrscheinlichkeiten	152
5.3	Verifikation der räumlichen Verteilung	161
5.3.1	SAL-Index	162
5.3.2	Fractions-Skill-Score	170
5.4	Fazit der statistischen Betrachtungen	179

6 Analyse der Einflussfaktoren auf die Niederschlagsverteilungen 185

6.1	Synoptische Übersicht über die zwei Zeiträume	186
6.2	Niederschlagsmittelwerte und Fehleranalyse	191
6.2.1	Gebietsmittel	192
6.2.2	Hovmöller-Diagramme	200
6.2.3	Tagesgänge	205
6.2.4	Erweiterung des Vorhersagezeitraums für 2011	212
6.3	Auswirkungen und Entwicklung der verschiedenen Störungen	214
6.3.1	Räumliche Korrelationen	216
6.3.2	Zeitliche Entwicklung der Ensemblestandardabweichung	220
6.4	Konvektionsauslösung	226
6.4.1	Konvektionsrelevante Parameter in drei Teilgebieten	227
6.4.2	Auslösegebiete	231
6.4.3	Auslösung und Wechselwirkungen zwischen Systemen	242
6.5	Kurze Zusammenfassung	248
6.5.1	Auswirkungen der Bodenstörungen	248

6.5.2	Atmosphärische Störungen und weitere Einflüsse . . .	250
7	Diskussion und Bewertung	255
8	Zusammenfassung	267
A	Anhang	281
A.1	Bodenarten	281
A.2	Übersicht: Modellversionen und -einstellungen	283
A.3	Technische Details zur Erzeugung der Bodenstörungen	284
A.4	Liste der durchgeführten Modellsimulationen	287
B	Literaturverzeichnis	295

1. Motivation und Zielsetzung

Auf der Erde existieren mehrere große Monsunsysteme. Am bekanntesten ist sicherlich der asiatische Monsun, der unter anderem das Klima Indiens dominiert. Der allergrößte Teil des Jahresniederschlags fällt dort während des Sommermonsuns in den Monaten Juni bis September. Wichtig für die Existenz des Sommermonsuns mit vorherrschender südwestlicher Windrichtung sind die ungleiche Erwärmung der Luftmassen über dem Ozean und über Land sowie die jahreszeitliche Verlagerung der innertropischen Konvergenzzone (z.B. Gadgil, 2003). Eine bedeutende Rolle spielt dabei der Himalaya bzw. das tibetanische Plateau, über dem sich ein Tiefdrucksystem ausbildet und die Atmosphäre sich bis in die mittlere und obere Troposphäre erwärmt (Hahn und Manabe, 1975). Weniger allgemein bekannt ist das westafrikanische Monsunsystem. Lafore et al. (2012) beschreiben in einer Spezialausgabe der Zeitschrift der französischen meteorologischen Gesellschaft, dass noch gegen Ende des 20. Jahrhunderts der westafrikanische Monsun eines der am schlechtesten dokumentierten Monsunsysteme war. Dank eines größeren Messexperiments im Jahr 1974 (siehe z.B. Aspliden et al., 1976; Reed et al., 1977) ist bekannt, dass in Westafrika zur Monsunaison die Wellenstörungen des östlichen Strahlstroms in der mittleren Troposphäre eine wichtige synoptisch-skalige Variabilität erzeugen. Seitdem wurden bei einigen kleineren Experimenten neue Erkenntnisse über einzelne Komponenten des westafrikanischen Monsuns gewonnen, aber erst das Projekt „Afrikanischer Monsun Multidisziplinäre Analysen“ (AMMA, engl. „African Monsoon Multidisciplinary Analyses“, Redelsperger et al.,

2006) hat dazu beigetragen, dass dem westafrikanischen Monsun auch international und umfassender mehr Aufmerksamkeit geschenkt wurde.

Eine vergleichbare Rolle wie der Himalaya übernimmt im westafrikanischen Monsunsystem die Sahara. Dort existieren keine Erhebungen wie das tibetanische Plateau mit einer durchschnittlichen Höhe von 4500 m, aber Nordafrika ist auf der Erde die größte Landmasse im Bereich der Tropen und Subtropen. Aufgrund dieser geographischen Gegebenheit ist die Sahara die größte Wüste der Erde und zwischen ihr und dem Golf von Guinea existiert ein großer meridionaler Gradient der Temperatur und der Feuchte. Im Sommer, wenn sich die Sahara aufgrund des Sonnenstands am stärksten erhitzt, sind die meridionalen Unterschiede extrem. Dies hat einen Einfluss auf die Dynamik des Monsunsystems und bewirkt, dass ab Mitte Juli und im August die Monsunniederschläge in Westafrika sehr weit nach Norden reichen können. Die Region in Westafrika, in der nur während dieser anderthalb Monate mit größeren Niederschlagsmengen zu rechnen ist, ist der Sahel. Da im Sahel seit 1968 der mittlere Jahresniederschlag fast durchgehend geringer als in den 30 Jahren zuvor ist (Nicholson und Grist, 2001), ist er seit längerer Zeit aus klimatologischer Sicht von Interesse (z.B. Charney, 1975; Lamb, 1983). Diese Dürreperiode hat weitreichende sozioökonomische Auswirkungen auf ganz Westafrika (z.B. Mortimore, 1989). Deshalb ist eine verlässliche Niederschlagsvorhersage für diese Region von großer Bedeutung. Le Barbé und Lebel (1997) und Nicholson (2000) fanden, dass in trockenen Jahren im Sahel vor allem die Anzahl der besonders intensiven konvektiven Systeme geringer ist. Es ist daher die Frage, welche Faktoren die Entstehung konvektiver Zellen und das Anwachsen einzelner Zellen zu großen Systemen beeinflussen.

In den letzten Jahren, auch im Zuge der technischen Entwicklung und der stetig ansteigenden Rechenkapazitäten, nahm die Bedeutung hochauflösen-

der Modellsimulationen zu. Bei diesen ist die horizontale Gitterweite klein genug, dass sie hochreichende Konvektion explizit wiedergeben können und diese nicht parametrisiert werden muss. Beim englischen Wetterdienst zum Beispiel wird das operationelle Wettervorhersagemodell für die Kurzfrist seit April 2005 mit einer Gitterweite von 4 km betrieben (Lean et al., 2008), beim deutschen Wetterdienst (DWD) seit April 2007 mit 2,8 km (Baldauf et al., 2010) oder in Frankreich seit Ende 2008 mit 2,5 km (Seity et al., 2011). Mit solchen Modellen ist es möglich, gezielt einzelne konvektive Systeme bzw. ihre Auslösung zu untersuchen.

Im Zusammenhang mit der Konvektionsauslösung in Westafrika, insbesondere im Sahel, haben sich Landoberflächeninhomogenitäten als wichtiger Einflussfaktor erwiesen (Taylor et al., 2011a). Mesoskalige Sekundärzirkulationen über Inhomogenitäten der Landoberfläche wie z.B. der Vegetation, der Bodenfeuchte oder der Albedo können an Strahlungstagen über den Ort entscheiden, an dem Konvektionszellen entstehen. Im Sahel ist die Vegetation sehr spärlich. Auch südlich davon ist sie zu Beginn der Monsunaison nicht sehr dicht (z.B. Kohler et al., 2010). Deshalb spielt dort die Bodenfeuchte die größte Rolle bei der Erzeugung von Landoberflächeninhomogenitäten.

Im Zusammenhang mit der Rückkopplung zwischen Niederschlag und Bodenfeuchte sind mehrere Aspekte ausschlaggebend. Der Niederschlag konvektiver Systeme vom Vortag kann zum einen die nachfolgende Konvektionsaktivität beeinflussen, wenn sich über den erzeugten Bodefeuchteinhomogenitäten Sekundärzirkulationen ausbilden. Zum anderen hat der Durchzug von großen konvektiven Systemen durch die starke Durchmischung der Atmosphäre einen wesentlichen Einfluss auf das Potenzial für weitere Konvektion während der folgenden ein bis zwei Tage (Schwendike et al., 2010). Durch Niederschlag erzeugte Bodenfeuchteinhomogenitäten müssen des-

wegen, um einen Einfluss auf eventuelle weitere Konvektionsauslösung zu haben, über eine längere Zeit hinweg existieren als die Atmosphäre benötigt, um wieder genügend Konvektionspotenzial aufzubauen. Außerdem ist die Konvektionsauslösung über feuchten Böden meist erschwert, da dort die Grenzschicht kühler und niedriger ist. Deshalb findet Konvektionsauslösung bevorzugt über den trockeneren Böden statt.

Die Entstehung bzw. die Modifikation einzelner konvektiver Systeme aufgrund von Bodenfeuchteinhomogenitäten und den damit verbundenen thermischen Zirkulationen wurde intensiv untersucht (z.B. Gantner und Kalthoff, 2010; Gaertner et al., 2010; Taylor et al., 2010; Adler et al., 2011a). Die Zahl der Studien, die sich mit dem Einfluss der Bodenfeuchte beschäftigen, gleichzeitig aber auch rein atmosphärische, z.B. dynamische Prozesse untersuchen, ist hingegen deutlich geringer. Taylor et al. (2011a) führen eine Statistik an, nach der eines von acht konvektiven Systemen über mäßig starken ($< -3,2 \text{ K}/100 \text{ km}$), bodenfeuchtebedingten Gradienten der Landoberflächentemperatur entsteht. Dieser Prozentsatz ist nicht besonders hoch und zeigt, dass auch im Sahel zusätzlich andere Faktoren die Konvektionsauslösung beeinflussen. Dies sind zum einen Kaltluftausflüsse bzw. Dichteströmungen (Klüpfel et al., 2012) und Schwerewellen, die von konvektiven Systemen ausgehen und weitere Systeme auslösen können (z.B. Houze, 1977; Birch et al., 2012). Zum anderen ist dies der dynamische Antrieb durch Wellenstörungen in der mittleren Troposphäre (z.B. Reed et al., 1977; Barthe et al., 2010). Außerdem spielt die Orographie eine wichtige Rolle (z.B. Tetzlaff und Peters, 1988; Laing et al., 2008), auch wenn die Erhebungen in Westafrika im Vergleich zum äthiopischen Hochland oder dem Kilimandscharo in Ostafrika eher gering sind.

Hier soll nun die Vorhersagbarkeit konvektiver Systeme und konvektiver Niederschläge in Westafrika untersucht werden. Bei der Durchführung von

hochauflösenden Modellvorhersagen müssen die Bodenfeuchte und die atmosphärischen Anfangs- und Randbedingungen gleichermaßen möglichst genau bekannt sein. Vor allem die Bodenfeuchte ist aber mit sehr großen Unsicherheiten behaftet (Gantner und Kalthoff, 2010; Klüpfel et al., 2011). Diese beruhen auf einer sehr geringen Datendichte bzw. nicht berücksichtigten Messungen, der Abhängigkeit der Bodenfeuchte von modellspezifischen Parametern sowie nicht exakten Niederschlagsvorhersagen.

Zur Untersuchung der Vorhersagbarkeit sollen hier deshalb Ensemblevorhersagen durchgeführt werden, bei denen die Unsicherheiten der Bodenfeuchte berücksichtigt werden können, gleichzeitig aber auch der atmosphärische Einfluss auf die Konvektionsaktivität. Das übergeordnete Ziel ist, dass die Ensemblevorhersagen eine Variabilität in der Konvektionsvorhersage bzw. in der Vorhersage konvektiver Niederschläge aufweisen, die die tatsächliche Vorhersagbarkeit widerspiegelt. Diese Variabilität im Ensemble soll Rückschlüsse darauf zulassen, welche Bedingungen in welchen Situationen für die Vorhersagbarkeit konvektiver Niederschläge in Westafrika wichtig sind. Daraus lassen sich die folgenden Teilziele ableiten:

- Ein Teilziel ist, zu untersuchen, wie hoch die Güte der probabilistischen Vorhersage konvektiver Niederschläge ist und wie gut die Vorhersagen mit der Beobachtung übereinstimmen. Wie konsistent ist die Niederschlagsvorhersage? Sind die Ensemblemitglieder alle gleichwertig?
- Eine weitere Zielsetzung ist die Beantwortung der Frage, welche Art der Unsicherheiten, d.h. der Bodenfeuchte oder der Atmosphäre, den größeren Einfluss auf die Vorhersagbarkeit hat. In welchem Maß können die Simulationen beeinflusst werden, d.h. bis zu welchem Grad können die Auslösung, die Lage und die Niederschlagssumme von konvektiven Systemen innerhalb des Ensembles variieren?

- Auch die Analyse, wie sich die Unsicherheiten in der Bodenfeuchte bzw. die atmosphärischen Unterschiede zwischen den Simulationen bemerkbar machen, d.h. welche Prozesse dabei die entscheidenden sind, ist ein wichtiges Teilziel.

Beim Aufbau des Ensemblesystems stellen sich die folgenden Fragen: Wie lassen sich die Unsicherheiten der Bodenfeuchte realistisch wiedergeben? Wie könnte der Aufbau eines solchen Ensembles hochauflösender numerischer Wettervorhersagen aussehen? Was ist die beste Wahl der Anfangs- und Randbedingungen für die Modellsimulationen?

Die konkrete Vorgehensweise ist daher

- die Bestimmung geeigneter, sich stärker oder weniger stark unterscheidender atmosphärischer Anfangs- und Randbedingungen für das Consortium for Small-scale Modeling (COSMO)-Modell und die Aufstellung des Ensembles;
- die möglichst realistische Berücksichtigung der Unsicherheit der Bodenfeuchte durch zusätzliche Bodenstörungen sowie ihre Optimierung;
- die Durchführung verschiedener Ensemblesimulationen mit dem Modellsystem COSMO;
- die Verifikation der Ensemblesimulationen und der Vergleich verschiedener Versionen und Auswerteziträume. Wie „gut“ sind die Ensemblevorhersagen, d.h. geben sie die von konvektiven Systemen erzeugten, beobachteten Niederschläge wieder?
- der Vergleich der hochauflösenden mit globalen Ensemblesimulationen: Wo liegen die Unterschiede in der Niederschlagsvorhersage? Hat

die Verwendung der Konvektionsparametrisierung im Globalmodell bzw. der Verzicht auf diese im hochauflösenden Modell große Auswirkungen?

- die Untersuchung der Variabilität, die in den Vorhersagen durch die verschiedenen Arten der Störungen erzeugt werden kann. Wie groß ist tatsächlich der Einfluss der Bodenstörungen? Welche Parameter der atmosphärischen Störungen sind die wichtigsten? Bewegt sich die Varianz der Ensemblevorhersagen in einem physikalisch sinnvollen Rahmen, d.h. befinden sich die Ensemblemitglieder alle im gleichen „synoptischen“ Regime?
- die detailliertere Analyse einzelner Ensemblemitglieder bzw. des gesamten Ensembles in verschiedenen Dimensionen (Ort, Zeit, Ensemble) sowie die Identifikation und Untersuchung wichtiger Prozesse im Zusammenhang mit konvektiven Systemen in Westafrika.

Die Arbeit ist in zwei Kapitel mit Literaturübersicht und Grundlagen (Kapitel 2 und 3), ein methodisches Kapitel (Kapitel 4) und zwei Kapitel mit der Analyse der Ergebnisse (Kapitel 5 und 6) gegliedert.

Kapitel 2 enthält eine genauere Beschreibung des westafrikanischen Monsunsystems. Es fasst die Ergebnisse aktueller Studien zusammen und nennt die wichtigsten Bereiche und Schwerpunkte im Zusammenhang mit Konvektion in Westafrika.

Kapitel 3 beschreibt die Grundlagen des verwendeten Modellsystems und gibt einen Einblick in existierende Ensemblevorhersagesysteme und die verschiedenen Möglichkeiten, nach denen sie aufgebaut sind.

Im Kapitel 4 folgt die Beschreibung und Diskussion der Methoden, mit der die vorliegenden Ensemblesimulationen erzeugt werden sowie eine Übersicht über die Daten, die dafür ausgewählt werden.

Die Verifikation der Wahrscheinlichkeitsvorhersagen wird in Kapitel 5 erklärt und auf die erstellten Ensembleversionen sowie die dafür verwendeten Globalensemblevorhersagen angewandt. Als Referenzgröße wird ein satellitenbasiertes Niederschlagsprodukt ausgewählt sowie die Infrarot-Strahlungstemperatur von Satellitenmessungen zum Vergleich mit der Strahlungstemperatur, die aus den Simulationen abgeleitet wird (sogenannte synthetische Satellitenbilder). Desweiteren enthält das Kapitel 5 eine Übersicht über zwei Methoden zur räumlichen Verifikation der simulierten Niederschlagsverteilungen.

Anschließend werden die Ensemblevorhersagen in Kapitel 6 detaillierter untersucht, indem z.B. einzelne Ensemblemitglieder betrachtet werden. Dabei werden verschiedene Ensembleversionen und die Globalvorhersagen verglichen. Der zweite Abschnitt des Kapitels 6 behandelt den Vergleich der Auswirkungen der verschiedenen Störungen auf die Variabilität der Vorhersagen. Im dritten Abschnitt werden wichtige Prozesse, über die die Störungen die Variabilität der Konvektionsvorhersage erzeugen, identifiziert und analysiert.

In Kapitel 7 werden die Methoden und die Ergebnisse diskutiert und bewertet. Die Zusammenfassung (Kapitel 8) bildet den Abschluss der Arbeit.

2. Das westafrikanische Monsunsystem

In diesem Kapitel soll auf das westafrikanische Monsunsystem im Allgemeinen, auf die Monsunsaision 2006 sowie auf die für 2006 bereits betrachteten konvektiven Perioden im Speziellen eingegangen werden. Dazu wird zu Beginn ein allgemeinerer Überblick über den Stand der Forschung gegeben, anschließend ein Einblick in Studien, die sich mit dem Phänomen der Land-Atmosphäre-Wechselwirkungen in Westafrika beschäftigen und in solche, die konvektive Systeme in der Sahel-Region anhand von Modellsimulationen untersuchen. Abschließend werden die für diese Arbeit verwendeten Daten näher beschrieben.

Als Westafrika soll hier allgemein der nordwestliche Teil des afrikanischen Kontinentes, ohne die an das Mittelmeer angrenzenden Staaten, bezeichnet werden (Abb. 2.1). Dieser kann in meridionaler Richtung weiter unterteilt werden, nämlich in die Regionen i) der Guineaküste (jeweils südlicher

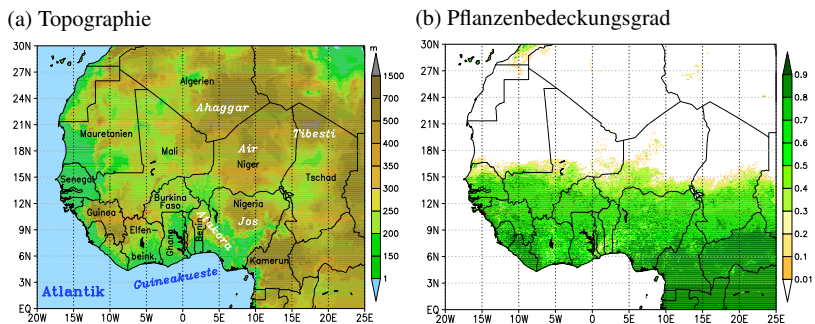


Abb. 2.1.: a) Topographie Westafrikas mit Ländernamen (schwarz) und den wichtigsten Gebirgszügen (weiß) und b) Pflanzenbedeckungsgrad für Juli.

Teil der Elfenbeinküste, von Ghana, Togo, Benin und Nigeria), ii) der Sudanzone, nördlich an den Bereich der Guineaküste anschließend und noch großflächig von Savannenlandschaft geprägt, iii) der Sahelzone, dem Übergangsbereich zur vegetationslosen Sahara (Abb. 2.1b) und iv) der Sahara selbst. In einigen Arbeiten (z.B. Janicot et al., 2008; Lebel und Ali, 2009) werden Sudanzone und Sahel auch grob als „Sahel“ zusammengefasst. Hier soll jedoch die etwas genauere Unterteilung in die zwei Bereiche der Sudanzone (nach Fink et al., 2006, 9-12°N) und des Sahel, je nach Definition (z.B. Fink, 2006; Lafore et al., 2011; Nicholson, 2013) etwa 13-17°N, verwendet werden.

2.1. Synoptische Systeme und Konvektion in Westafrika

2.1.1. Monsunfront und Hitzetief: Kontrolle der Monsunströmung

Der Artikel von Hamilton et al. (1945) ist vermutlich eine der ersten Veröffentlichungen über das westafrikanische Monsunsystem. Hamilton et al. (1945) werteten Daten von Bodenstationen und Ballonaufstiegen in Nigeria aus, wobei Windmessungen mittels optischer Peilung der Ballons gewonnen wurden, und beschrieben den allgemeinen Kenntnisstand zu diesem Zeitpunkt. Den Monsun definieren Hamilton et al. (1945) über die südwestliche Windrichtung, die durch die Ablenkung der Passate bei Überschreitung des Äquators in den Sommermonaten der Nordhalbkugel oder auch als immens große Seewindfront erklärt werden könne. Aufgrund ihres langen Weges übers Meer bringen diese Südwestwinde sehr feuchte Luft Richtung Norden. Die Winde mit nordöstlichen Komponenten werden als Harmattan bezeichnet und transportieren tagsüber heiße, trockene und oftmals staubbeladene Wüstenluft Richtung Süden. Die nordöstliche Windrichtung werde

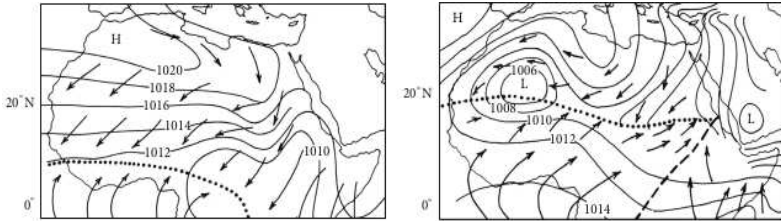


Abb. 2.2.: Schema der Bodendruckverteilung (Isolinien, in hPa) und der Bodenwinde über Westafrika im Januar (links) und während der Monsunsaison (rechts) aus Nicholson (2013). Die schwarz gepunktete Linie markiert die Lage der ITD.

durch die subtropischen Antizyklonen bestimmt. Die Grenze zwischen diesen beiden Luftmassen mit unterschiedlichen thermodynamischen Eigenschaften und Windrichtungen wird von Hamilton et al. (1945) als Monsunfront (ITF, „Inter-Tropical Front“) bezeichnet: Die südwestlichen Monsunwinde dringen über die Guineaküste ins Inland vor und treffen in der ITF auf Nordostwinde aus der Sahara. Sie liege in den Wintermonaten bei 8°N und zur westafrikanischen Monsunsaison bei 20°N . Auch im Schema von Nicholson (2013) entspricht das der Lage der ITF im Januar bzw. Juli / August (Abb. 2.2). Die ITF oder auch ITD („Inter-Tropical Discontinuity“) ist eines der offensichtlichsten Merkmale in Bodenkarten für Westafrika und wird standardmäßig analysiert, da ihre Überquerung für die Menschen in der jeweiligen Region den eigentlichen Beginn bzw. das endgültige Ende der jährlichen Monsunsaison markiert. Ihre saisonale Variabilität und die vorherrschende Windrichtung nördlich der ITD werden allerdings nicht nur vom Azorenhoch beeinflusst, so wie Hamilton et al. (1945) es vermutet hatten. Burpee (1972) beschreibt ein Hitzetief, das von großer meridionaler Erstreckung ist und in dem maximale Oberflächentemperaturen und Druckminima zusammenfallen. Es handelt sich dabei um das Sahara-Hitzetief, in der englischsprachigen Literatur oft als „Saharan Heat Low“ (SHL) oder „West African Heat Low“ (WAHL) bezeichnet. Es ist eine wichtige Kompo-

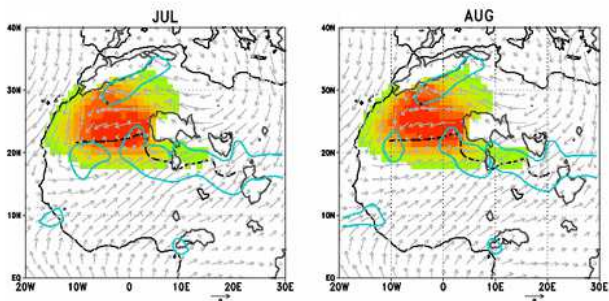


Abb. 2.3.: Mittlere Lage des Hitzetiefs (Farben) im Juli (links) und August (rechts), Windfeld in 925 hPa, $8 \cdot 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ -Isolinie der horizontalen Konvergenz (blaue Konturen), Lage der ITD (schwarz gestrichelt) und Orographie bzw. Küstenlinien (schwarze Konturen) aus Lavaysse et al. (2009).

nente des westafrikanischen Monsunsystems und hat einen großen Einfluss auf die Windsysteme und damit auch auf die Lage der ITD. Lavaysse et al. (2009) analysieren die Lage des Hitzetiefs anhand der Schichtdicke der unteren Troposphäre in Reanalyse-Daten (ERA-40) des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF, engl. „European Centre for Medium-Range Weather Forecasts“). Sie zeigen, dass in der Region des Hitzetiefs im langjährigen Mittel (1979 bis 2001) um 06 UTC großräumige positive Vertikalbewegung in den unteren Schichten zu beobachten ist, die mit meridionaler Zirkulation südlich des Hitzetiefs in Verbindung steht und teils durch die starke Erwärmung in bodennahen Luftschichten, teils durch Konvergenz im Bereich der ITD hervorgerufen wird. Die Regionen, in denen das Hitzetief in den betrachteten Jahren am häufigsten detektiert werden kann, liegen zwischen 8°N im Januar und Februar und 22°N im Juli und August (Abb. 2.3). Die stärkste Konvergenz ist im Bereich der ITD südwestlich des Ahaggar (Erhebung im Süden Algeriens, etwa $25^{\circ}\text{N} / 5^{\circ}\text{O}$) zu finden bzw. mit einem zweiten Maximum im Bereich Mali / Mauretanien. Dies zeigt, dass es möglich ist, die jahreszeitliche Verlagerung der ITD mit

der des Hitzetiefs zu erklären. Nach Lavaysse et al. (2010) liegt die mittlere Position der ITD direkt südlich der Region mit dem Temperaturmaximum, d.h. um 20°N westlich von 5°O und bei etwa 18°N weiter östlich. Mit idealisierten Simulationen zeigen Peyrillé und Lafore (2007), dass das Hitzetief die nordwärtige Verlagerung der Monsunströmung unter anderem durch eine Verstärkung der nördlichen Windkomponenten blockiert. Die Lage der ITD und die Stärke und Ausdehnung der Monsunströmung sind insgesamt eng miteinander verknüpft.

Insgesamt ist die Definition des Monsuns von Hamilton et al. (1945) als große Seewindfront mit südwestlicher Windrichtung dahingehend korrekt, als dass der thermische Unterschied zwischen Land und Meer und die südliche Advektion feuchter Luft aus dem Golf von Guinea eine große Rolle spielen. Entscheidend dafür, dass sich der Monsun in seiner gesamten Mächtigkeit entwickelt, sind aber auch die hohen Temperaturen in der Sahara in den Sommermonaten und die Dynamik im Bereich des Hitzetiefs.

2.1.2. Niederschlagsvariabilität während einer Monsunaison

In dieser Arbeit ist nun der Niederschlag, der südlich der ITD fällt, von Interesse. Die starken Niederschläge auch deutlich nördlich der Guineaküstenregion sind zusammen mit der hohen Luftfeuchtigkeit das prägnanteste Merkmal des Monsuns in Westafrika. Über die Zone mit hoher Luftfeuchtigkeit und hohen Niederschlägen ist die innertropische Konvergenzzone (ITC oder ITCZ von „inter-tropical convergence zone“) definiert. Die jahreszeitliche Verlagerung dieses Niederschlagsbandes, das Einsetzen der Monsunaison und auch langjährigere Schwankungen dieser Verlagerung waren und sind Gegenstand zahlreicher Untersuchungen. Sultan und Janicot (2003) untersuchen Niederschlagsmessungen von Bodenstationen für die Jahre 1968-90 (Abb. 2.4a): Das Niederschlagsband liegt demnach im

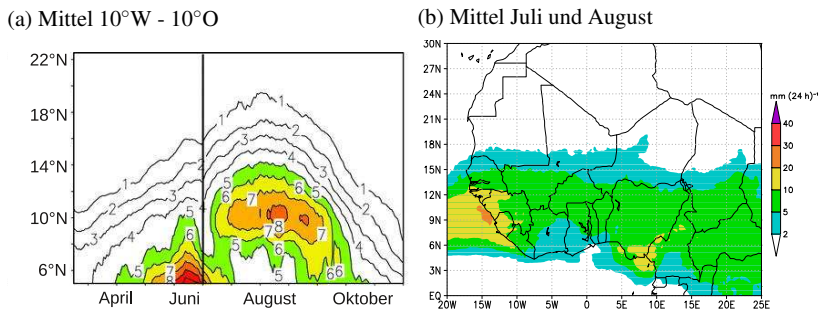


Abb. 2.4.: a) Zonal gemittelte Stationsniederschläge (in mm h^{-1} , Mittel $10^\circ\text{W} - 10^\circ\text{O}$), tiefpassgefiltert für Variabilitäten kleiner als 10 Tage und über die Jahre 1968-90 gemittelt, mit dem Datum des „Monsoon Onset“ als Referenz (vertikale schwarze Linie) aus Sultan und Janicot (2003), modifiziert; b) mittlerer Niederschlag für die Monate Juli und August 1998-2012 von einem satellitenbasierten Niederschlagsprodukt.

April und Anfang Mai zwischen dem Äquator und der Guineaküstenregion südlich von 10°N . In der zweiten Maihälfte und im Juni nehmen die Niederschläge über dem Land zu und reichen bis 12°N . Anfang Juli reicht die ITC noch weiter nach Norden (15°N), aber es treten auch noch Maxima entlang der Küste auf, die Ende Juli und im August aussetzen. Dieser Zustand, in dem die Niederschläge am weitesten nach Norden reichen, wird als „vollentwickelte Monsunsaison“ bezeichnet. In einer Klimatologie der letzten Jahre für Juli und August liegt das Maximum des Niederschlags auf der Länge des Nullmeridians zwischen 8°N und 14°N (Abb. 2.4b). Maxima weiter südlich treten in Gebieten mit höheren Gebirgen in Guinea und Kamerun auf. Niederschläge von mehr als $2\text{mm}(24\text{h})^{-1}$ (etwa $0,08\text{mm h}^{-1}$) reichen im mehrjährigen Mittel über Juli und August bis etwa 18°N .

Thorncroft et al. (2011) bezeichnen die Phase bis Mitte April als maritim, diejenige bis Ende Juni als Küstenphase („coastal phase“), Anfang Juli als Übergangsphase („transitional phase“) und die vollentwickelte Monsunsaison als Sahel-Phase („Sahelian Phase“). Neben der wichtigen Rolle des

Hitzetiefs in der jahreszeitlichen Entwicklung erläutern sie die Bedeutung der Ozeanoberflächentemperaturen des Atlantik im Bereich des Äquators. Als Besonderheit ist der Begriff des „monsoon onset“ (Sultan und Janicot, 2003) zu nennen: Er definiert die Verlagerung des Niederschlagsbandes gegen Ende Juni bzw. das Einsetzen der Niederschläge auch deutlich nördlich der Guineaküste, das als abrupt bezeichnet wird, da keine kontinuierliche Verschiebung Richtung Norden zu beobachten ist. In Hovmöller-Diagrammen für einzelne Jahre und auch im über mehrere Jahre kombinierten Hovmöller-Diagramm (Abb. 2.4a) ist ein Sprung des Niederschlagsbandes von etwa 5°N nach 10°N auffällig. Eine Übersicht über weitere Arbeiten bezüglich mehrjähriger und saisonaler Schwankungen und der komplexen (thermo-)dynamischen Mechanismen gibt Nicholson (2013).

2.1.3. Vertikaler Aufbau mit AEJ und dessen Wellenstörungen

Das horizontale Bild der zwei aufeinandertreffenden Strömungen des feuchten, kühleren Monsuns mit dem Niederschlagsband und des warmen, trockenen Harmattan muss natürlich durch den vertikalen Aufbau in der Troposphäre erweitert werden. Von Hamilton et al. (1945) wird bereits erklärt, dass sich oberhalb der Monsunschicht mit vorherrschenden Südwestwinden eine Schicht mit Ostwinden befindet. Burpee (1972) beschreibt, dass durch die Baroklinität am Boden und den inversen Temperaturgradienten in der mittleren Troposphäre das Maximum des Ostwindes zwischen diesen beiden Schichten bei etwa 600 hPa liege; dieses entwickle sich in den Monaten April bis November zu einem östlichen Strahlstrom. Parker et al. (2005a) führten zur näheren Untersuchung dieses Strahlstroms, des AEJ („African Easterly Jet“), im Jahr 2000 Flugzeugmessungen durch. Aus Interpolation von Dropsondendaten vom 28. August 2000 bestimmten sie meridionale Querschnitte durch die barokline Zone zwischen 8°N und 20°N.

Die thermodynamische Analyse ergab, dass sich eine neutral geschichtete Mischungsschicht bis in Höhen von etwa 950 hPa erstreckt (Abb. 2.5). Am Rande zur Sahara ist die potentielle Temperatur höhenkonstant bis mindestens 600 hPa und in diese Schicht hinein wächst eine interne Mischungsschicht. Richtung Süden nimmt die Schichtdicke der baroklinen Zone zu (von etwa 850 bis 700 hPa). Diese entspricht der Monsunsschicht. Darüber befindet sich wiederum eine Luftschicht von neutraler Schichtung, die sich in Höhen bis etwa 600 hPa erstreckt. Diese wird oft als Sahara-Luftschicht (SAL, „Saharan Air Layer“) bezeichnet (s.a. Messenger et al., 2009). In dieser Luftschicht herrschen östliche Windkomponenten vor mit einem Maximum von $21,3 \text{ m s}^{-1}$ in 650 hPa bei 10°N . Insgesamt bestätigen diese Beobachtungen, dass die barokline Zone die Höhe des AEJ bestimmt.

Abgesehen vom AEJ existiert auch ein östlicher Strahlstrom in 200 hPa, der TEJ („Tropical Easterly Jet“), dessen Kernregion aber eher im Bereich des asiatischen Monsunsystems liegt (Nicholson, 2013).

Die auf der saisonalen Zeitskala wichtigen Systeme beeinflussen in nicht unwesentlichem Maße die synoptische Skala von wenigen Tagen. Von zentraler Bedeutung für das westafrikanische Monsunsystem sind hier die Wellenstörungen des AEJ, die AEWs („African Easterly Waves“), die viel Aufmerksamkeit erfahren, da sie auch bei der Entstehung von tropischen Wirbelstürmen eine Rolle spielen. Burpee (1972) beschreibt, dass sie in der Regel bei $15\text{-}30^\circ\text{O}$ ausgelöst werden und als Schwankungen des Meridionalwinds in 700 hPa mit einer Periodendauer von drei bis fünf Tagen beobachtet werden können. Als energetische Voraussetzung gibt er horizontale und vertikale Windscherung an. Mit Hilfe von Beobachtungen während des „Global Atmospheric Research Program (GARP) Atlantic Tropical Experiment (GATE)“ erstellten Reed et al. (1977) eine kombinierte Analyse von acht Fallbeispielen von AEWs, für die sie eine mittlere Wellenlänge

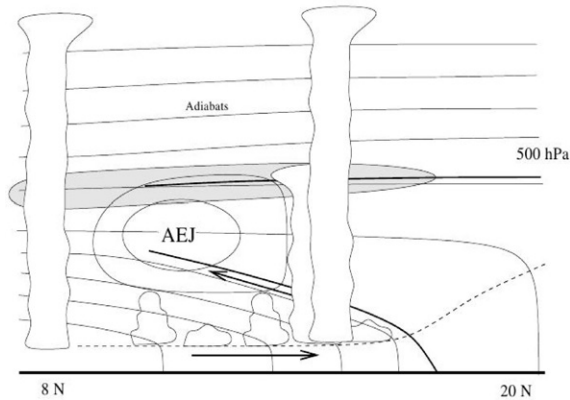


Abb. 2.5.: Idealisierter Nord-Süd Verlauf des vertikalen Aufbaus der Troposphäre über Westafrika mit Mischungsschicht (gestrichelt), Monsunschicht (= barokline Zone, untere dick durchgezogene Linie) und darüber liegender SAL (Begrenzung durch die fetten Adiabaten angedeutet), AEJ und Stratocumulusschicht (grauer Bereich) aus Parker et al. (2005a). Zusätzlich ist die meridionale Zirkulation angedeutet, die an diesem Tag beobachtet wurde (Pfeile).

von 2500 km und eine mittlere Periodendauer von 3,5 Tagen bestimmen. Die Phasengeschwindigkeit von AEWs beträgt damit etwa 8 m s^{-1} , was in etwa einer Verlagerung von 6° geographischer Breite pro Tag entspricht. Das hinreichende Kriterium der barotropen Instabilität zur Entstehung der Wellenstörung ist für alle Fälle erfüllt und vorderseitig (westlich) sowie im Zentrum der Störungen sind das Maximum an Konvergenz in bodennahen Schichten, maximale positive Vertikalbewegung sowie maximale Bewölkung und Niederschläge zu finden. Duvel (1990) und Diedhiou et al. (1999) beschreiben mögliche, aus Analysedaten abgeleitete Zugbahnen von AEWs und teilen sie in Gebiete ein, die durch Wellen nördlich und südlich des AEJ erklärt werden können. Pytharoulis und Thorncroft (1999) analysieren Modellanalysen des UK Met-Office und validieren sie zusätzlich mit Radiosondenaufstiegen. Sie identifizieren zwei Moden von Störungen des AEJ, die nördlich bzw. südlich des AEJ auftreten und aus einer Kombination von

barotropen und baroklinen Instabilitäten entstehen. Hall et al. (2006) zeigen mit theoretischen Ansätzen, dieses Kriterium sei nicht ausreichend, sondern eine zusätzliche Störung der Amplitude notwendig. In der darauf aufbauenden Untersuchung von Thorncroft et al. (2008) wird gezeigt, dass eine solche Störung eine Erwärmung in der unteren bis mittleren Troposphäre, z.B. durch Freisetzung von latenter Wärme, sein kann. Diedhiou et al. (1999) schließlich unterscheiden zwei Zeitskalen, in denen AEWs wiederkehren können: 3-5 bzw. 6-9 Tage. Nach Wu et al. (2013) lassen sich diese zwei Skalen in eine für barokline Wellenstörungen von 2,5-6 Tagen und in eine für AEWs, die hauptsächlich nördlich des AEJ auftreten, mit 6-9 Tagen, untergliedern.

2.1.4. Konvektive Systeme

In dieses Bild aus Monsunschicht, Hitzetief und AEJ fügt sich nun das der konvektiven Systeme, die im Mittelpunkt dieser Arbeit stehen und die in ihrer Gesamtheit das beschriebene Niederschlagsband erzeugen: Die südwestliche Monsunströmung sorgt mit ihrer hohen Luftfeuchtigkeit für eine ausreichende CAPE und für Feuchtenachschub. Der Temperaturgradient zwischen dieser feuchten Luft und der im Verhältnis dazu deutlich wärmeren Luftmassen in der Sahara sorgt durch die thermische Windbalance für einen Ostwind in darüber liegenden Schichten. Eine ausreichende vertikale Windscherung, die durch die über der Monsunschicht mit südwestlichen Windkomponenten liegende Schicht mit Ostwind gegeben ist, ist Voraussetzung für die Weiterentwicklung einzelner konvektiver Zellen in mesoskalige Systeme. Damit ist der Ostwind in der unteren bis mittleren Troposphäre auch entscheidend für die westliche Verlagerung der konvektiven Systeme. Konvergenzen im Bereich der ITD können sich ebenfalls günstig auf die Konvektionsentwicklung auswirken. Die Konvektionsaktivität in den Som-

mermonaten zeigt in Phasen eines starken Hitzetiefs außerdem eine deutliche positive Anomalie im zentralen Sahel (Lavaysse et al., 2010), was auf die dann verstärkte Monsunströmung zurückzuführen ist.

Die Wellenstörungen des Jets fungieren als dynamischer Antrieb von konvektiven Systemen. Sie stehen in komplexem Zusammenhang mit ihnen, der kontrovers diskutiert wird und nicht eindeutig geklärt ist. Fink und Reiner (2003) vergleichen mittels ECMWF-Reanalysedaten analysierte AEWs mit beobachteten konvektiven Systemen und urteilen, dass im Sahel etwa 42% aller konvektiven Systeme durch AEWs ausgelöst werden. Während GATE konnten Systeme beobachtet werden, die häufig in Regionen mit maximalem Nordwind, d.h. westlich eines AEW-Trogs, ausgelöst wurden, sich aber sehr viel schneller westwärts verlagerten als die AEWs selbst (Payne und McGarry, 1977). Maximale bodennahe Konvergenz und positive Vertikalbewegung mit konvektiver Bewölkung und Niederschlag sind in der kombinierten AEW von Reed et al. (1977) westlich und südlich der Wellenstörung zu finden, was z.B. Diedhiou et al. (1999), Mathon et al. (2002a) oder Nieto Ferreira et al. (2009) bestätigen. Diese Studien haben alle gemeinsam, dass sie die Lage von AEWs anhand des Meridionalwinds in 600-700 hPa in globalen Reanalysedatensätzen analysieren und mit konvektiver Bewölkung in IR-Satellitenmessungen vergleichen. Andere benutzten zur Identifikation von AEWs auch die Verteilung der relativen Vorticity (z.B. Hodges et al., 2003). Kiladis et al. (2006) benutzen ebenfalls Reanalysen und Satellitendaten, bestimmen Wellen aber anhand einer speziellen zeitlich-räumlichen Filterung der Satellitenbilder. Laut ihrer Analyse befindet sich Konvektion östlich des Null-Meridians trogvorderseitig, weiter westlich eher im Bereich des Trogs und noch weiter Richtung westlicher Atlantik-Küste sogar östlich des Trogs. Dies gilt aber nur für die südlichen Bahnen von AEWs; weiter nördlich, bei 15°N, tritt Konvektion während der kompletten Wanderung

von AEWs östlich des Trogs auf. In einer anschließenden theoretischen Betrachtung zeigen sie, dass für die südlichen Bahnen die Vorticity-Advektion von entscheidender Bedeutung für die Lage der Konvektion relativ zu den Wellen ist, für die nördlichen aber nicht. Mathon et al. (2002a) wiederum nehmen für ihre Studie Niederschlagsdaten von Stationen um Niamey (Niger) zu Hilfe und finden für diese Region ebenfalls die trogvorderseitige Position konvektiver Bewölkung, aber ein Niederschlagsmaximum rückseitig. Das Signal sei insgesamt auch sehr schwach und auf saisonaler Skala könne kein Zusammenhang zwischen AEWs und dem Auftreten großer konvektiver Systeme nachgewiesen werden. Der Einfluss von AEWs auf Konvektion ist weiterhin durchaus nicht einseitig, denn die von Thorncroft et al. (2008) vorgeschlagene Amplifizierung von AEWs durch vertikal differenzielle Erwärmung durch latente Wärmeübergänge wird natürlich in erster Linie von konvektiven Prozessen erzeugt. Insgesamt ist die vollständige Kette an Wechselwirkungen kompliziert und ungeklärt (Lafore et al., 2011).

Unabhängig von möglichen Wechselwirkungen oder Entstehungsmechanismen konvektiver Systeme im Monsunsystem beschäftigen sich einige Studien mit ihrer Klassifizierung und Häufigkeit. Dafür kann hier wieder der Artikel von Hamilton et al. (1945) zitiert werden, der die sogenannten „Disturbance Lines“ (DLs) beschreibt, die auch (heute gebräuchlicher) als „Squall Lines“ (SLs) bezeichnet werden, im Französischen als „lignes de grains“ bekannt sind und sich ins Deutsche am ehesten als Böenfronten übersetzen lassen. Sie beinhalten z.T. mehrere starke Gewitterzellen, verlagern sich mit einer Geschwindigkeit von etwa 14 m s^{-1} west-südwestwärts und sind mit sehr starken Böen verbunden. Das Niederschlagsgebiet erstreckt sich in der Regel über eine Zone von 50 km. Außerdem können sie sich auch scheinbar auflösen, wenige Zeit später neu entstehen und insgesamt über

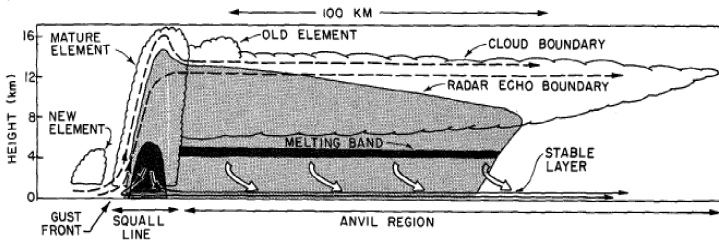


Abb. 2.6.: Schematischer Querschnitt durch ein tropisches konvektives System (Squall Line) aus Houze (1977): Im schwarzen Bereich fallen heftige Niederschläge, im grauen schwächere; gestrichelte Linien markieren die Aufwindschläuche, kleine Pfeile im Bereich der heftigen Niederschläge Abwindschläuche und breite Pfeile die großräumigeren Abwinde im Bereich des Amboss.

mehrere Tage hinweg bestehen. Hamilton et al. (1945) unterscheiden diese Systeme von Einzelzellen, die durch lokale Konvektion, bevorzugt über erhöhtem Gelände, entstehen und sich in der Regel nachts wieder auflösen. Houze und Betts (1981) unterscheiden Wolken-Cluster, die sich mit hoher Geschwindigkeit verlagern, von solchen, die langsamer sind und keine ausgeprägten Böenlinien aufweisen. Die großen Systeme bestehen aus mehreren kleineren konvektiven Zentren, die sie als „mesoskalige Niederschlagsmuster“ bezeichnen, die offensichtlich in „mesoskaligen Regionen“ oder durch bodennahe Konvergenzen entstanden sein müssen. Im ausgewachsenen Stadium fällt stratiformer Niederschlag aus dem Amboss, der zu einem großräumigen „downdraft“ führt, der die Grenzschicht mit Luftmassen von niedriger statischer Stabilität füllt (Abb. 2.6). Zusammen mit den kleineren, konvektiven Abwindschläuchen hat dieser Ausfluss relativ kühler, trockener Luft einen großen Einfluss auf die Entstehung weiterer Konvektion. Holton (2004) beschreibt allgemein größere Stürme als „Ensemble“ von Multizellen, die entstehen können, wenn die vertikale Windscherung ausreichend ist; wenn sie unterhalb von 4 km etwa $10\text{-}20\text{ m s}^{-1}$ beträgt, haben einzelne Zellen eine Lebensdauer von etwa 30 Minuten, der gesamte Sturm kann

aber auch deutlich länger existieren. Bei noch größerer Windscherung wird aber die Entwicklung durch die zu starke Neigung der Auf- und Abwind-schläuche verzögert.

Rowell und Milford (1993) definieren Böenfronten, wie sie anhand von Satellitenbildern detektiert werden können: Notwendig sind ein Gebiet mit Oberflächentemperaturen von unter 213 K, eine scharfe Front, die sich fortbewegt, und eine Lebensdauer von mehr als 2,5 Stunden. Anhand dieser Kriterien analysieren sie Meteosat IR-Bilder für August 1985 und fanden 157 Böenfronten für ein Gebiet, das Niger sowie Teile von Mali, Nigeria und Burkina Faso umfasst. Davon haben 64 eine Lebensdauer von weniger als vier Stunden; die maximale Lebensdauer liegt bei 26 Stunden und die mittlere für alle Systeme außer denen von kurzer Lebensdauer beträgt 9,8 Stunden. Dabei existieren Wolkencluster um die Systeme selbst herum deutlich länger und auch solche, die durch die begrenzte Größe des Untersuchungsgebietes ausgeschlossen wurden, können eine noch längere Lebensdauer haben. Mathon und Laurent (2001) untersuchen konvektive Systeme in einem etwas größeren Meteosat-Datensatz von acht Jahren für jeweils Mitte Juni bis Mitte September. Sie definieren anhand der IR-Strahlungstemperaturen Wolkencluster als mesoskalige konvektive Systeme (MCSs), wenn das Gebiet mit Temperaturen $< 213\text{ K}$, $< 233\text{ K}$ bzw. $< 253\text{ K}$ mehr als 5000 km^2 umfasst. Maximale Lebensdauern für die verschiedenen Schwellenwerte betragen 50,5 / 88,5 / 133 Stunden und die Häufigkeit der Systeme nimmt für alle Schwellen mit der Lebensdauer stetig ab. Von der gesamten Fläche, die von MCSs bedeckt wird, erzeugen 50% solche Systeme, die eine Lebensdauer von mehr als 14 / 24 / 35 Stunden haben. Die Verlagerungsgeschwindigkeit Richtung Westen beträgt $6\text{--}10\text{ ms}^{-1}$ und bis zu 16 ms^{-1} für Systeme einer Lebensdauer von mehr als 15 Stunden. Die mittlere Größe der Systeme nimmt ebenfalls mit der Le-

bensdauer zu, der mittlere Radius von 24 Stunden existierenden Systemen beträgt etwa 150 km (Fläche von etwa 70 000 km²). Bennartz und Schroeder (2012) vereinheitlichten Satellitendaten von verschiedenen Generationen des Meteosat, um einen konsistenten Datensatz von 20 Jahren zu erzeugen. In der anschließenden Analyse der Zugbahnen zeigen sie, dass in der Region zwischen 15°W und 10°O im Mittel die meisten Systeme bei 10°N auftreten, die niedrigsten Strahlungstemperaturen (etwa 190 K) aber bei 16°N liegen (Abb. 2.7). Dort sind auch die mittlere Zuggeschwindigkeit (bis zu 16 ms⁻¹) und die Lebensdauer (bis 15 h) maximal. Der AEJ liegt nach Bennartz und Schroeder (2012) im klimatologischen Mittel bei 12°N. In feuchteren Jahren, definiert anhand der Niederschlagsdaten des Global Precipitation Climatology Center (GPCC), sind Systeme nördlich des AEJ im Mittel schneller, langlebiger und hochreichender als die Systeme südlich davon. In einer weiteren Untersuchung ziehen Mathon et al. (2002b) Niederschlagsdaten von Bodenstationen hinzu, die eine Region von 1,5° × 1° um Niamey herum abdecken. Im betrachteten Datensatz werden 90% des Gesamtniederschlags von nur 12% der analysierten Systeme erzeugt. Diese organisierten Systemen (OCSs, „Organized Convective Systems“) haben gemeinsam, dass ihre Wolkencluster, definiert über die 213 K-Schwelle (ebenfalls für Systeme > 5000 km²), mindestens während drei Stunden fortbestehen und sich mit einer Geschwindigkeit von mehr als 12 ms⁻¹ nach Westen verlagern. Im Mittel produziert ein OCS eine Niederschlagsmenge von 14,7 mm. Die Statistiken für konvektive Systeme, die unabhängig voneinander aus Niederschlagsdaten und aus Strahlungstemperaturen erstellt werden, stimmen insgesamt gut überein. Entscheidend für die Jahressumme des Niederschlags ist die Anzahl an OCSs, weniger ihre Intensität. Fink et al. (2006) führten eine ähnliche Studie wie Mathon et al. (2002b) für ein Gebiet weiter südlich, im Norden Benins, durch, nach der entsprechende

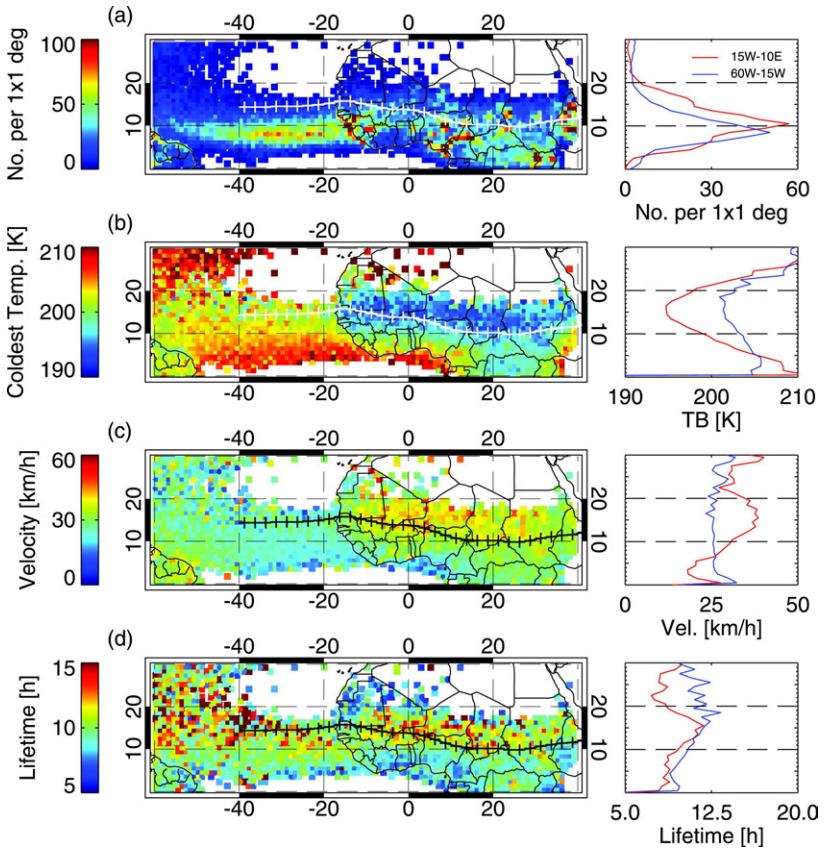


Abb. 2.7.: Mittelwerte verschiedener Eigenschaften konvektiver Systeme, abgeleitet von Zugbahnen, die anhand eines 20-jährigen Satellitendatensatzes analysiert wurden: Gesamtanzahl der detektierten Systeme pro $1^\circ \times 1^\circ$ Gitterbox, mittlere minimale Temperatur jedes Systems, mittlere Zuggeschwindigkeit und mittlere Lebensdauer. Die schwarze Linie markiert jeweils die klimatologische Lage des AEJ; in der rechten Spalte sind zonale Mittelwerte der jeweiligen Größen angegeben, für zwei Regionen ($60^\circ\text{W} - 15^\circ\text{W}$ und $15^\circ\text{W} - 10^\circ\text{O}$); aus Bennartz und Schroeder (2012).

Systeme nur zu 56% des Jahresniederschlags beitragen. Die sogenannten OCSs bilden demnach zusammen mit den MCSs, die sich entweder langsamer fortbewegen als die OCSs oder nur kurze Zeit groß genug sind, zwei Untergruppen.

Damit gibt es verschiedene Klassen von konvektiven Systemen, die meist aus mehreren Einzelzellen bestehen, eine Lebensdauer von mehreren Tagen haben können und sich in Westafrika mit einer Zuggeschwindigkeit von $6-16\text{ms}^{-1}$ westwärts verlagern. Größere Systeme produzieren in der Regel mehr Niederschlag als kleinere und ihr Beitrag zum Jahresniederschlag ist sehr wichtig. Die meisten Statistiken beruhen auf der Auswertung von Satellitendaten mit der häufig verwendeten Schwelle von 213 K für die Strahlungstemperatur. Bodendaten und Niederschlagsmessungen decken meist nur kleinere Gebiete ab, sind aber dennoch sehr wichtig für die Validierung der von größeren satellitenbasierten Datensätzen abgeleiteten Ergebnisse.

Eine etwas andere Perspektive auf die Konvektionsaktivität im Sahel, als durch die Bestimmung von Zugbahnen einzelner Systeme entsteht, geben Laing et al. (2008): Mit Hilfe von zonalen Hovmöller-Diagrammen (Zeit über geographischer Länge) zeigen sie, dass sich einzelne Perioden mit stärkerer konvektiver Aktivität im Zwei- bis Drei-Tagesrhythmus mit Perioden schwächerer Aktivität abwechseln. Laing et al. (2008) bezeichnen diese Episoden als „cloud streaks“, d.h. als Wolkenbänder, da sie in den Hovmöller-Diagrammen aus MSG IR-Bildern als zusammenhängende, von Osten nach Westen propagierende Zonen hochreichender Konvektion zu erkennen sind. Sie sind nicht unbedingt mit AEWs verbunden bzw. der Zusammenhang ist nicht eindeutig geklärt, wie im Vergleich zu NCEP-Analysen gezeigt wird: 35% der Wolkenbänder traten rückseitig von AEWs auf, 24% vorderseitig, 10% im Wellentrog und 19% konnten keiner speziellen AEW zugeordnet werden. Die Phasengeschwindigkeit liegt für die

AEWs bei $5\text{-}12\text{ m s}^{-1}$, für Wolkenbänder bei $8\text{-}18\text{ m s}^{-1}$. Die Startpunkte der Wolkenbänder sind in guter Näherung zwischen 15°W und 40°O gleichverteilt, mit höheren Zahlen über den topographischen Erhebungen in Äthiopien (35°O) und Darfur (25°O). AEWs hingegen beginnen nach der Analyse von Laing et al. (2008) verstärkt im Bereich $10\text{-}15^{\circ}\text{O}$. Nach Schwendike et al. (2010) dauert es nach Durchzug von konvektiven Systemen etwa zwei bis drei Tage, bis sich die Grenzschichteigenschaften wieder auf den vorherigen Zustand eingependelt haben. Dies stimmt mit der Wiederkehrperiode der Wolkenbänder überein. Ein wichtiger Faktor bei letzteren ist auch die Entstehung weiterer Systeme im Laufe des Zerfallens von vorherigen.

Die Topographie Westafrikas spielt, unabhängig von der Bestimmung einzelner konvektiver Systeme oder größerer zusammenhängender konvektiver Episoden, eine nicht unwesentliche Rolle: Tetzlaff und Peters (1988) nennen das Jos Plateau, das Kamerun-Gebirge und das Darfur-Gebirge als bevorzugte Auslöseregionen konvektiver Systeme, genauso wie Hodges und Thorncroft (1997) und Bennartz und Schroeder (2012). Rowell und Milford (1993) zitieren frühere Arbeiten, in denen auch die Ausläufer des Ahaggar im Nordosten Malis, die Oberläufe der Flüsse Niger, Gambia und Senegal sowie der Teil des Niger zwischen $5\text{-}10^{\circ}\text{W}$ mit Konvektionsentstehung in Verbindung gebracht werden. Durch Bestimmung der Zugbahnen konnten Mathon und Laurent (2001) Auslöseregionen von Systemen mit Lebensdauern von weniger und mehr als 24 Stunden bestimmen. Letztere haben einen sehr geringen Anteil an der gesamten Anzahl von Auslösungen und zeigen eine recht homogene Verteilung, mit leichten Maxima über dem Jos Plateau und Aïr, aber auch am Nullmeridian bei $15\text{-}17^{\circ}\text{N}$. Für die kurzlebigeren Systeme sind klare Maxima im Bereich aller topographischen Erhebungen zu erkennen. Insgesamt entstehen aber nur 55% aller Systeme oberhalb von

400 m. Mohr und Thorncroft (2006) untersuchten den orographischen Einfluss auf die Lage von intensiven konvektiven Systemen für drei Jahre und fanden, dass die Wahrscheinlichkeit, dass diese mehr als 2° von einer Erhebung über 500 m entfernt sind, bei nur 23% liegt.

2.1.5. Tagesgänge

Nachdem nun die saisonale Skala mit der großräumigeren Zirkulation sowie die synoptische Skala mit den Wellenstörungen und konvektiven Systemen näher beschrieben wurden, soll noch näher auf den Tagesgang eingegangen werden.

Zum einen beeinflusst die Strahlungsbilanz am Boden über die turbulenten Flüsse die Temperatur und die Feuchte in der Grenzschicht sowie die Grenzschichthöhe. Gounou et al. (2012) werteten Daten von Bodenstationen und Radiosondenaufstiegen zwischen 6°N und 17°N für Ende Juni und Anfang August aus, d.h. in der Zeit vor und nach dem „Monsun-Onset“. Sie weisen auf meridionale Unterschiede hin, die anhand der Tagesgänge an den Stationen an der Guineaküste, im nördlichen Benin (Sudanzone), in Niamey (Sahel) und in Mali (nördlicher Sahel) beobachtet werden können: Im nördlichen Sahel steigt die bodennahe Temperatur Ende Juni unter wolkenfreien Bedingungen am Morgen rasch an und nachmittags, wenn die Grenzschicht sehr hochreichend ist, nur noch langsam. Das Maximum wird um 15 UTC erreicht. In Niamey ist die Erwärmung eher konstant und länger andauernd mit einem Temperaturmaximum um 18 UTC, das an der Guineaküste schon gegen Mittag erreicht wird. Die Strahlungsbilanz ist nachts im Sahel stärker negativ als weiter südlich und Gounou et al. (2012) vermuten, dass sich eine starke abendliche Abkühlung in Niamey im Gegensatz zu einer konstanten im Norden durch den Einfluss der Monsunströmung erklären lässt. Die spezifische Feuchte zeigt, stimmig mit dem Grenzschicht-

wachstum, im Sahel tagsüber ein Minimum, das weiter im Süden weniger klar zu erkennen ist. Insgesamt sind weiter nördlich, wo die Grenzschicht im Mittel wärmer und trockener sowie der fühlbare Wärmestrom höher ist, die Amplituden des Tagesgangs von bodennaher Temperatur und Feuchte größer als im Süden. Ende Juni wächst die gut durchmischte Grenzschicht (CBL, „convective boundary layer“) im nördlichen Sahel bis in Höhen von 5000 m, in Niamey bis 3000 m, im Norden Benins bis 1500 m und an der Guineaküste nur bis 500 m. Das Maximum wird jeweils zwischen 15 UTC und 17 UTC erreicht. Anfang August ist das Grenzschichtwachstum vor allem im nördlichen Sahel schwächer: Die maximale Höhe beträgt dort nur noch 2000 m, die meridionalen Unterschiede im Tagesgang nehmen ab. In Niamey erreicht die CBL Höhen von maximal 1500 m. Die von Parker et al. (2005a) angegebene Höhe der CBL von 950 hPa (etwa 500 m) ist daher, außer für die Guineaküste, eher an der Untergrenze der Höhen, auf die die CBL an verschiedenen Tagen anwachsen kann.

Der bodennahe Wind hat im Mittel eine südwestliche Komponente, wobei die westliche nachts zunimmt und die Windgeschwindigkeit tagsüber minimal ist. Das nächtliche Maximum kann an einigen Tagen mit der Ausbildung eines nächtlichen Strahlstroms (NLLJ von „Nocturnal Low-Level Jet“) verbunden sein (Abdou et al., 2010). Einen kombinierten Datensatz aus Messungen, die bei verschiedenen Experimenten gewonnen wurden, und Reanalysen evaluierten Parker et al. (2005b). Sie beschreiben ein Zusammenspiel des Hitzetiefs und der Grenzschichtdurchmischung, das zu einem Zirkulationsmuster mit stärkerem Wind innerhalb der Monsunschicht nachts und schwächerem am Tag, mit Minimum am Nachmittag, führt. Die Advektion von Feuchte ist deshalb nachts am stärksten. Lothon et al. (2008) zeigen anhand von Windprofiler-Messungen, dass die Windgeschwindigkeit um etwa 05 UTC und in 400 m Höhe maximal ist. Die Windrichtung

während der Monsunsaison ist Süd oder West, abhängig von der Position der ITD. Die in der Nacht advehierte Feuchte wird tagsüber während der starken Durchmischung der Grenzschicht vertikal umverteilt. Sie vermuten, dass die Grenzschicht auch einen Einfluss auf die Position der ITD haben kann.

Zum anderen weist die Konvektion bzw. der konvektive Niederschlag selbst einen Tagesgang auf, der z.B. von Rowell und Milford (1993) in einer Übersicht über bis zu diesem Zeitpunkt veröffentlichten Studien beschrieben wird: Ein Maximum der Auslösung tritt nachmittags auf, da dann die Energie (CIN von „Convective INhibition), die ein Luftpaket überwinden muss, bis es das Niveau der freien Konvektion oder das Kumuluskondensationsniveau erreicht, am geringsten ist. Die Überwindung der CIN ist beispielsweise durch Erwärmung in Bodennähe, durch orographische Einflüsse oder durch Konvergenz in den unteren Schichten möglich. Für die von Rowell und Milford (1993) selbst analysierten Systeme mit Lebensdauer von mehr als vier Stunden liegt die häufigste Auslösung zwischen 15 und 18 UTC und für die langlebigeren zwischen 12 und 15 UTC. Die Wahrscheinlichkeit für die Auflösung der Systeme ist über fast die kompletten 24 Stunden gleichverteilt, nur zwischen 12 UTC und 15 UTC deutlich geringer. Mathon und Laurent (2001) bestätigen dies im Großen und Ganzen. Fink et al. (2006) beschreiben ein zweites Niederschlagsmaximum, das nach Mitternacht im Norden Benins auftritt. Es wird durch Systeme erzeugt, die in das Gebiet hinein wandern und meist über dem Jos-Plateau entstehen. Auch Laing et al. (2008) untersuchen den Grund für ein nächtliches, zweites Maximum an konvektiver Bewölkung und erklären es mit dem Durchzug von konvektiven Systemen, die in bestimmten Regionen weiter östlich entstanden sind.

2.2. Wechselwirkungen zwischen Landoberfläche und Atmosphäre

Ein Punkt, der bis jetzt im Zusammenhang mit der konvektiven Aktivität über Westafrika noch außen vorgelassen wurde, ist der Einfluss der Landoberfläche. Da dieser von zentraler Bedeutung in der vorliegenden Arbeit ist, soll ihm ein eigener Abschnitt gewidmet werden.

In ihrem Übersichtsartikel schreibt Nicholson (2013), dass dieses Thema in den Blickpunkt rückte, nachdem Charney (1975) die schwere Dürre der 1970er Jahre mit Albedo-Effekten in Verbindung brachte. Auf der mehrjährigen Zeitskala fungieren Wassergehalt des Bodens, Vegetation und Landnutzung als „Gedächtnis“ einer gesamten Regensaison.

2.2.1. Turbulente Flüsse und Grenzschichtwachstum

Eine wichtige Rolle spielt bei solchen Betrachtungen grundsätzlich die Energiebilanz der Erdoberfläche:

$$Q = H_0 + L_0 + B. \quad [2.1]$$

Die Strahlungsbilanz der Erdoberfläche Q , die sich aus der Summe der kurzwelligen und der langwelligen Strahlungsbilanz (Q_K bzw. Q_L) ergibt, teilt sich in die turbulenten Flüsse der fühlbaren (H_0) und latenten Wärme (L_0) sowie den Bodenwärmestrom B an der Erdoberfläche auf. Die Terme in Glg. 2.1 sind abhängig vom Wassergehalt des Bodens, der Bodenfeuchte: Einerseits gilt $Q_K = (1 - \alpha)G$, mit der Globalstrahlung G und der kurzwelligen, von der Bodenfeuchte abhängigen Albedo der Erdoberfläche α . Über feuchteren Böden ist α , d.h. Reflektion der Globalstrahlung, kleiner und damit Q_K größer. Da feuchtere Böden auch kühler sind, ist dort die thermische Ausstrahlung geringer und Q_L größer. Der kurz- und der langwellige

Anteil der Strahlungsbilanz sind daher beide über feuchten Böden höher als über trockenen. Andererseits hängt der Bodenwärmestrom B von der Bodenfeuchte ab, da die Wärmeleitfähigkeit im Boden von dessen Wassergehalt beeinflusst wird: Bei höherer Bodenfeuchte ist sie größer und auch B ist dann größer. Die Verfügbarkeit der Bodenfeuchte ist außerdem auch entscheidend darüber, welcher Teil von $Q - B$ durch L_0 umgesetzt wird. Dies reduziert über feuchten Böden den Teil, der für H_0 verbleibt. In der vegetationsarmen Sahel-Region hat die Bodenfeuchte damit einen großen Einfluss auf das Bowen-Verhältnis

$$\beta = \frac{H_0}{L_0}. \quad [2.2]$$

Anhand von Daten von Energiebilanzstationen in Burkina Faso finden Kohler et al. (2010), dass das Bowen-Verhältnis in einer Periode mit niedriger Vegetation zwischen 0.2 und 1.6 variiert, mit niedrigeren Werten bei hoher Bodenfeuchte (maximal etwa 25% $_V$) und höheren bei niedriger Bodenfeuchte (minimal etwa 15% $_V$). Die Albedo nimmt für den gleichen Wertebereich der Bodenfeuchte Werte zwischen 0.15 und 0.23 an.

Die Aufteilung der turbulenten Flüsse ist wichtig, da diese die Temperatur- und die Feuchtebilanz in der Grenzschicht sowie die Durchmischung der Grenzschicht und damit das Grenzschichtwachstum beeinflussen. Dies umfasst wichtige Prozesse wie Entrainment und die Ausbildung von Thermik, die in der konvektiven Grenzschicht an Strahlungstagen über Landoberflächen ablaufen. Kohler et al. (2010) zeigen, dass an der betrachteten Station die Höhe der konvektiven Grenzschicht mit der Tagessumme von H_0 zunimmt und dadurch zwischen 500 m (950 hPa) oder knapp 2500 m (750 hPa) variieren kann. Für eine Station in Gourma, Mali, finden Guichard et al. (2009) eine starke Abhängigkeit der Mischungsschichthöhe von Q_L , was prinzipiell gleichbeutend ist mit einer Abhängigkeit von der Bodenfeuchte,

da die Oberflächentemperatur feuchter Böden niedriger ist und damit auch Q_L . Dies ist gleichbedeutend mit einem niedrigeren H_0 , was dann zu einer geringeren Höhe der Mischungsschicht führt. Desweiteren ist über feuchten Böden die äquivalent-potentielle Temperatur θ_e höher, da durch ein kleineres H_0 die turbulente Durchmischung und das Grenzschichtwachstum, das einen negativen Einfluss auf θ_e hat, geringer sind. θ_e ist in Westafrika in guter Näherung proportional zur konvektiv verfügbaren Energie (CAPE, „convective available potential energy“), wie z.B. Parker (2002) oder Kohler et al. (2010) zeigen.

Die Bodenfeuchte beeinflusst damit den Zustand der Grenzschicht, was vielfältige Auswirkungen auf die Konvektionsaktivität haben kann:

Gantner und Kalthoff (2010) stellen fest, dass die Konvektionsauslösung in einer hochauflösenden Modellsimulation unterdrückt wird, wenn die Bodenfeuchte zu hoch ist; durch Reduzieren der Bodenfeuchte im Modell können sie in einer zweiten Simulation mit einer wärmeren Landoberfläche eine höheren Niederschlagsmenge erzielen. Adler et al. (2011a) führen für diese Simulationen eine Analyse der Budgetterme durch und können zeigen, dass in der ersten Simulation durch die höhere Bodenfeuchte die Grenzschichthöhe geringer und deshalb die CIN höher ist. CAPE und θ_e haben dabei keinen bedeutenden Einfluss. Im weiteren Verlauf der zweiten Simulation nähert sich das konvektive System einer Region mit hoher Bodenfeuchte, über der die CIN wieder höher ist, und schwächt sich ab (Adler et al., 2011b). Der Einfluss der Region auf das ausgewachsene System, in der die Bodenfeuchte für zwei Sensitivitätsstudien jeweils stark erhöht bzw. erniedrigt wird, ist aber noch weitreichender: Bis zu 100 km östlich davon wird das sich annähernde System beeinflusst. Östlich der trockenen Anomalie wird der Niederschlag unterdrückt, östlich der feuchten verstärkt. Dies hängt mit der Advektion von trockener, wärmerer Luft am Oberrand

der Mischungsschicht aus dem trockenen Bereich heraus Richtung Osten zusammen, durch die die CIN weiter östlich zunimmt. Inverses gilt für den Bereich östlich des feuchten Bandes. Auch Gaertner et al. (2010) beschreiben die Modifikation eines konvektiven Systems in einer Simulation über einer feuchten Anomalie, über der die Atmosphäre kühler und feuchter ist. Bodennah ist in dieser Region Divergenz zu beobachten und die Niederschlagsmenge ist dort geringer als in einer Simulation mit niedrigerer Bodenfeuchte an derselben Stelle.

Den Nachweis, dass die Bodenfeuchte und damit die Aufteilung der verfügbaren Energie auf H_0 und L_0 in der vegetationsärmeren Region des vom Monsun beeinflussten Westafrika einen Einfluss auf Konvektionsauslösung hat, erbrachten Taylor et al. (2011a): Sie identifizieren anhand von Infrarot (IR)-Satellitendaten Auslösepunkte von konvektiven Systemen (Kriterium: zu einem Zeitpunkt erreicht ihre Fläche mehr als 5000 km^2) für fünf aufeinanderfolgende Jahre und finden für die Region zwischen der dichter bewachsenen Guineaküste und der Sahara ($10\text{-}20^\circ\text{N}$) knapp 4000 Fälle. Im Mittel über alle diese Fälle zeigt die räumliche Verteilung der Landoberflächentemperaturanomalie (LSTA, „land surface temperature anomaly“, ebenfalls von Satellitenmessungen abgeleitet) ein positives Maximum in nächster Nähe der Auslösepunkte, gleichbedeutend mit einem Minimum der Bodenfeuchte. Die Größenordnung der horizontalen Ausdehnung der Landoberflächenvariabilität beträgt $20\text{-}75 \text{ km}$. Im Schnitt wird eines von acht detektierten konvektiven Systemen über Gradienten der LSTA von mehr als $3.2 \text{ K} / 100 \text{ km}$ ausgelöst.

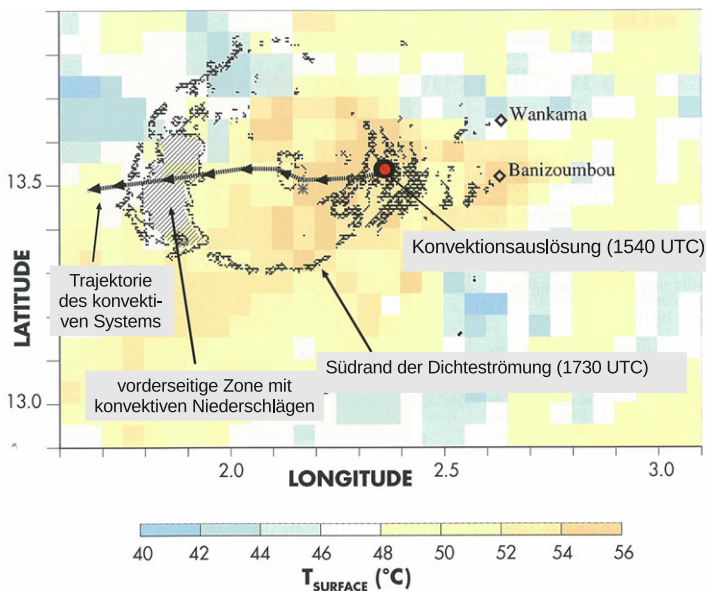


Abb. 2.8.: Landoberflächentemperaturen von Satellitenmessungen am 10.07.2006 und Zonen höherer Radarreflektivität um 1720 UTC (Punkte für $Z > 10$ dBz) bei Niamey mit Auslösung, Dichteströmung und Zugbahn einer konvektiven Zelle, abgeleitet aus Messungen eines Doppler-Radars; aus Guichard et al. (2012), modifiziert.

2.2.2. Mesoskalige Zirkulationen

Anhand der Daten von Taylor et al. (2011a) kann keine genaue Analyse von Auslösemechanismus durchgeführt werden, aber die bevorzugte Auslösung über wärmeren Punkten im Vergleich zur Umgebung lässt vermuten, dass auf dieser Längenskala von weniger als 100 km mesoskalige Zirkulationen eine wichtige Rolle spielen, die durch Landoberflächeninhomogenitäten induziert werden. Lothon et al. (2011) zeigen ein Beispiel für eine Auslösung der im Vergleich zur Umgebung wärmsten Landoberfläche, die von einem Radar in Niamey beobachtet wurde. Während der zwei Tage hatte es

in der Umgebung bereits geregnet, wodurch die Inhomogenitäten entstanden waren. Eine erste kleinere Zelle tritt am Nachmittag auf und etwa eine Stunde später ist eine ringförmige Dichteströmung mit einem Durchmesser von etwa 50 km zu beobachten, in deren westlichem Teil Niederschläge beobachtet werden (Abb. 2.8). Couvreur et al. (2012) können diese Zelle mit Large-Eddy-Simulationen abbilden. In ihrer Studie identifizieren sie den fühlbaren Wärmestroms und einen mesoskaligen Aufwindschlauch als wichtige Auslösemechanismen für hochreichende Konvektion. Dione et al. (2013) finden in einer systematischen Analyse, dass die von Lothon et al. (2011) beobachtete lokale Konvektionsauslösung in Niamey im Juli sehr häufig ist.

Der Einfluss von mesoskaligen, horizontalen Inhomogenitäten der Bodenfeuchte auf die Ausbildung von mesoskaligen Zirkulationen, auch Sekundärzirkulationen genannt, ist viel untersucht worden. Segal und Arritt (1992) zählen diese zur Kategorie von NCMCs („Non-Classical Mesoscale Circulations“), die in der Theorie durch sehr ähnliche Prozesse entstehen wie Land-Seewind-Systeme. In idealisierten Simulationen finden sie über starken horizontalen Gradienten der Bodenfeuchte Zirkulationen, die die Intensität einer Land-Seewind-Front annehmen. Dixon et al. (2013) untersuchen Flugzeugmessungen im Sahel und vergleichen Windkomponenten mit Inhomogenitäten der Landoberflächentemperatur T_{sfc} . Sie finden Kohärenz auf einer Skala von 16-33 km in 8 von 9 Fällen (Abb. 2.9). Durch die Überlagerung mit der Grundströmung tritt eine leichte Phasenverschiebung zwischen v und T_{sfc} bzw. θ_v auf. Aus den Windkomponenten schätzen sie eine Vertikalgeschwindigkeit von 0.25 m s^{-1} für eine Zirkulation von 25 km horizontaler Erstreckung ab. Taylor et al. (2007) beschreiben einen dieser Flüge (01.08.2006), der über eine Stelle mit erhöhter Bodenfeuchte im Vergleich zur Umgebung führte, genauer. Am Vortag hatte es dort geregnet. Die

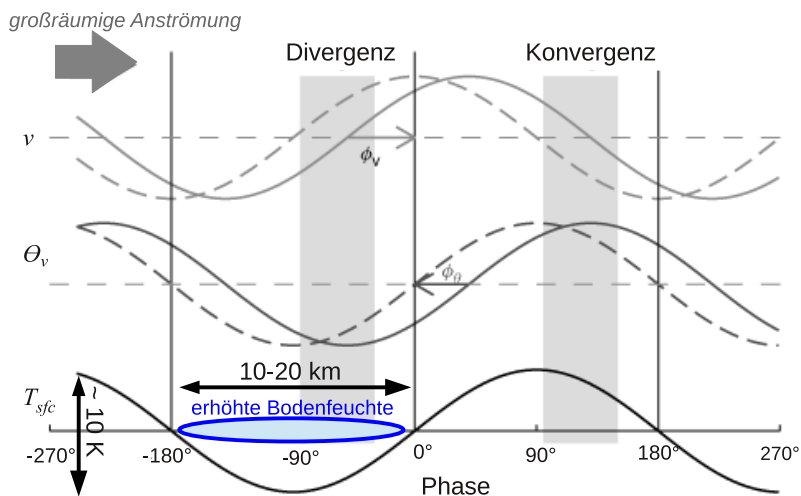


Abb. 2.9.: Schema zur Kohärenz zwischen Variationen der Oberflächentemperatur T_{sfc} , virtueller potentieller Temperatur θ_v und Windgeschwindigkeit v in der Grenzschicht unter Berücksichtigung einer Phasenverschiebung durch das großräumige Windfeld nach Dixon et al. (2013), modifiziert; die Variationen von T_{sfc} können durch die Bodenfeuchte verursacht sein.

Messung der Oberflächentemperatur vom Flugzeug aus ist gut mit der LSTA korreliert. Auch H_0 und LSTA sind positiv korreliert. Die Grenzschicht ist über feuchterem Boden etwa 3 K kühler sowie $3-4 \text{ g kg}^{-1}$ feuchter als über trockenem. Zonen mit horizontaler Divergenz konnten in guter Näherung über den feuchten Stellen sowie mit Konvergenz über den trockenen gefunden werden. Die Höhe der Mischungsschicht konnte aus Dropsondenmessungen auf 910 hPa im feuchteren und auf 820 hPa im trockeneren Bereich bestimmt werden. Die horizontale Skala, auf der Kohärenz zwischen Oberflächentemperatur und Windgeschwindigkeit auftreten, beträgt dabei etwa 20 km. In einer daran anschließenden Studie untersuchen Taylor et al. (2010) den Einfluss einer Sekundärzirkulation auf die Auslösung des konvektiven Systems vom Vortag (31.07.2006). Die genaue Analyse von LSTA- und IR-Satellitendaten ergibt, dass erste konvektive Zellen über der wärmsten Oberfläche entstehen. Für eine tiefergehende Untersuchung waren allerdings nicht ausreichend in-situ-Daten vorhanden. Im Vergleich von Modellsimulationen mit verschiedenen realistischen Bodenfeuchteinitialisierungen zeigen Klüpfel et al. (2011), dass die Bodenfeuchte einen großen Einfluss darauf hat, ob und wie das von Taylor et al. (2010) beschriebene konvektive System im Modell entsteht. In der Simulation mit der realistischsten Repräsentation des Systems entstehen am Mittag kleinere Zellen, die in der Region mit Bodenfeuchteinhomogenitäten Niederschlag erzeugen, aber nicht zu einem konvektiven System anwachsen, da der Feuchtenachschub fehlt (Klüpfel et al., 2012). Erst gegen Abend, wenn in der Simulation in Verbindung mit einem größeren konvektiven System weiter im Süden Feuchtigkeit nach Norden transportiert wird, entwickelt sich auch dort ein größeres System. Es wurde ebenfalls festgestellt, dass in dieser Simulation die Bodenartenverteilung einen großen Einfluss auf die turbulenten Flüsse und die Grenzschichtfeuchte hat. Über einem Gebiet mit niedri-

ger Bodenfeuchte sind im Allgemeinen niedrige latente und hohe fühlbare Wärmeflüsse zu erwarten. Es kann aber auch genau umgekehrt sein: Nach Niederschlag nimmt die Bodenfeuchte zu; die Abnahme ist dann besonders über Bodenarten mit einer hohen hydraulischen Leitfähigkeit stark, da dort die Evaporation sehr hoch sein kann. Dies führt nach einiger Zeit zu der Beobachtung, dass über trockenen Böden im Vergleich zur Umgebung die latenten Wärmeflüsse am höchsten sind. Die Aufteilung der turbulenten Flüsse hängt daher nicht unbedingt vom Absolutbetrag der Bodenfeuchte, sondern auch von ihrer zeitlichen Änderung ab. In Modellen sind die Eigenschaften des Bodens für verschiedene Bodenarten ein ebenso wichtiger Faktor wie die Bodenfeuchte selbst.

Damit kann die Bodenfeuchte sowohl durch ihre Rolle im Zusammenhang mit der Energiebilanz, d.h. durch ihren Einfluss auf die turbulenten Flüsse, auf die Grenzschicht, die CIN und auf θ_e als auch durch die Erzeugung horizontalen Inhomogenitäten, über denen sich Sekundärzirkulationen mit Konvergenzen ausbilden können, Auswirkungen auf Konvektionsauslösung haben. Auch auf bereits bestehende konvektive Systeme hat sie einen Einfluss, bei dem unter anderem die CIN eine wichtige Rolle spielt.

Eine Übersicht über verschiedene Arbeiten, die sich mit dem Vorzeichen der Bodenfeuchte-Rückkopplung und auch mit der Rolle von Sekundärzirkulationen in Westafrika beschäftigen, geben auch Taylor et al. (2011b).

Die Vegetation hat ebenfalls einen großen Einfluss im Hinblick auf Landoberfläche-Atmosphäre-Wechselwirkungen. Zum einen liefert die Pflanzentranspiration einen Beitrag zur Evapotranspiration und damit zum Feuchtehaushalt der Grenzschicht. Durch den Zugang von Pflanzen zur Feuchtigkeit in tieferen Schichten des Bodens, abhängig von der Wurzeltiefe, hängt

die Transpiration weniger von der oberflächennahen Bodenfeuchte ab als die reine Evaporation. Zusätzlich beeinflusst die Pflanzenbedeckung, die im Jahresgang variiert, die Albedo und damit Q_K . Die korrekte Repräsentation der Vegetation in Modellen, wie z.B. im Übergangsbereich von Gebieten mit dichter zu solchen mit wenig Vegetation, wie es im Sahel der Fall ist, ist daher eine wichtige Voraussetzung, um den Einfluss der Bodenfeuchte auf die Energiebilanz des Erdbodens korrekt wiedergeben zu können.

2.3. Modellierung konvektiver Systeme im Rahmen von AMMA

Ein wichtiges internationales Projekt, das sich allgemein mit dem afrikanischen Monsun beschäftigt hat, ist AMMA (Redelsperger et al., 2006). Einige der hier bereits zitierten Arbeiten entstanden im Anschluss an Messungen und Simulationen im Rahmen von AMMA. Eine Übersicht über die Messkampagnen, von langfristigeren, die klimatologische oder hydrologische Beobachtungen zum Ziel hatten, bis zu den IOPs (engl. „intensive observation periods“) im Jahr 2006, geben Lebel et al. (2010). Parker et al. (2008) beschreiben den Ausbau des Radiosonden-Netzes während des Jahres 2006, der teilweise auch zur längerfristigen Verbesserung der Anzahl an Aufstiegen beitrug. Agustí-Panareda et al. (2009) führten die Korrektur des Feuchtebias einiger während der Kampagne verwendeten Radiosonden durch. Das ECMWF leistete durch die Erstellung einer speziellen AMMA-Re-Analyse für Mai bis September 2006 einen großen Beitrag (Agustí-Panareda und Beljaars, 2008; Agustí-Panareda et al., 2010). In dieser konnte zusätzlich zu den operationell assimilierten Daten ein großer Teil der AMMA-Beobachtungsdaten integriert werden, nämlich alle bias-korrigierten Radiosondenaufstiege, Dropsondenmessungen und Windprofile von Ballonaufstiegen. Außerdem konnte eine neuere Modell-Version des ECMWF-Globalmodells für die Erstellung der Re-Analysen verwendet

werden als diejenige, die im Jahr 2006 operationell war. In der neueren Version ist insbesondere eine Änderung des Bodenmodells enthalten, bei der nicht mehr nur ein Bodentyp, sondern mehrere berücksichtigt werden (Balsamo et al., 2009).

Janicot et al. (2008) geben eine allgemeine Übersicht über die atmosphärische Zirkulation und die synoptischen Systeme während der Monsunsaison 2006: Die Niederschlagssumme der Monate Mai bis September ist nördlich von 15°N höher als im Mittel über die fünf vorherigen Jahre. Dies entspricht im Schnitt einer Zunahme der Niederschlagssummen im nördlichen Sahel in der letzten Dekade gegenüber der negativen Anomalien der 30 Jahre zuvor (Olsson et al., 2005; Nicholson, 2013). Insgesamt bezeichnen sie den saisonalen Verlauf der konvektiven Aktivität als normal im Vergleich zu anderen Jahren, mit dem saisonalen Einsetzen der Niederschlagsaktivität im Sahel ab Anfang Juli und einem vergleichsweise starken AEJ während Juni bis August.

Verschiedene Studien mit hochauflösenden Modellen (2-5 km) existieren, die sich teils mit Prozessen zur Entstehung einzelner konvektiver Systeme innerhalb der Monsunsaison 2006 beschäftigen oder auch die konvektive Aktivität während längerer Zeiträume von fünf bis 30 Tagen untersuchen. Barthe et al. (2010) beschreiben zwei aufeinanderfolgende Tage mit konvektiven Systemen über Niamey, die vom französischen Modell Meso-NH (Auflösung von 5 km, ohne Konvektionsparametrisierung) ausreichend gut wiedergegeben werden. Sie beschreiben die Lage der Systeme in Bezug auf einen AEW-Trog, der an diesen Tagen über Niamey beobachtet wurde. Sie erzielten deutlich bessere Simulationsergebnisse durch die Verwendung der AMMA-Re-Analysen gegenüber anderer Analysen. Klüpfel et al. (2012) führen für einen Tag mit Konvektion Ende Juli 2006 eine Simula-

tion mit dem COSMO-Modell („Consortium for Small-scale Modeling“, Auflösung von 2,8 km) durch, in der der Effekt der Abkühlung durch die Verdunstung von Niederschlag ausgeschaltet ist. Im Vergleich zur Originalsimulation können sie zeigen, dass dieser sogenannte „cold-pool“-Effekt einen großen Einfluss auf das starke Ausströmen vorderseitig eines größeren konvektiven Systems hat, was zum Feuchtetransport nach Norden und zur Auslösung eines weiteren Systems beiträgt. Birch et al. (2012) zeigen den Einfluss desselben Systems auf die Auslösung des zweiten Systems durch Schwerewellen im Unified Model des britischen Wetterdienstes Met Office (MetUM). Die Bedeutung von durch Konvektion ausgelöste Schwerewellen war vorher von Taylor et al. (2010) vorgeschlagen worden.

Für das Projekt Cascade wurden Simulationen ebenfalls mit MetUM durchgeführt. Sie umfassen eine große Region (äußerstes Gebiet 25°W-25°O, 5°S-35°N) und verschiedene Modellläufe mit 12 km, 4 km und 1,5 km Auflösung für eine Zeitspanne von jeweils 10 Tagen Ende Juli / Anfang August 2006 (Pearson et al., 2013). Im Vergleich zum Tagesgang der Konvektion aus Satellitenmessungen zeigen die Simulationen ohne Konvektionsparametrisierung die besten Ergebnisse, unabhängig von der horizontalen Auflösung. In der höheren Auflösung produzieren die Modelle dabei deutlich zu viel Bewölkung und auch zu viele kleine Systeme. Auch Marsham et al. (2013) kommen zu dem Ergebnis, dass die Verwendung einer Konvektionsparametrisierung einen größeren Einfluss auf die Vorhersagegüte hat als die Auflösung der Modellsimulation selbst. In der 12 km-Simulation mit Konvektionsparametrisierung liegt das Maximum des Niederschlags bei etwa 12 UTC, d.h. etwa sechs Stunden früher als in der Beobachtung und in den Simulationen ohne Parametrisierung. Da der Tagesgang der Konvektion einen Einfluss auf den großräumigen meridionalen Temperaturgradienten hat (Konvektion im Sahel zu früh, tagsüber geringere Einstrahlung am

Erdboden), wird dadurch auch der Tagesgang der Monsunzirkulation beeinflusst: Ohne den Einfluss der hochreichenden Konvektion ist der Meridionalwind mittags minimal (Parker et al., 2005a). In der Simulation mit Parametrisierung wird der Meridionalwind mittags zusätzlich abgeschwächt, wodurch insgesamt der Einfluss des Monsuns abnimmt. Kaltluftausflüsse („cold pools“) werden außerdem nur in der Simulation ohne Parametrisierung korrekt wiedergegeben sowie in der 4 km-Simulation besser als in der 12 km-Simulation. Sie sind ein Faktor dafür, dass das Maximum der Abkühlung um 21 UTC auftritt. Der Einfluss der Kaltluftausflüsse hat auch eine große Bedeutung für Globalvorhersagen, die in der Regel mit Konvektionsparametrisierung betrieben werden: Garcia-Carreras et al. (2013) schätzen, dass der im Globalmodell MetUM festgestellte positive Bias der Temperatur und der negative der Feuchte in der Hitzetiefregion drei- bis fünfmal stärker sind, wenn in der Realität Kaltluftausflüsse auftreten, die das Modell nicht zufriedenstellend wiedergibt. Beobachtungen deuten darauf hin, dass Kaltluftausflüsse für 29% des Feuchtetransports nach Norden verantwortlich sind. Da in der Regel eine Konvektionsparametrisierung die Gitterboxen einer Modellsimulation horizontal getrennt betrachtet, ist die Behandlung von Kaltluftausflüssen, die horizontal meist eine größere Skala haben, in Globalmodellen besonders schwierig. Die Konvektionsparametrisierung beeinflusst damit durch den verschobenen Tagesgang der Konvektion sowie durch die nicht ausreichende Darstellung von Kaltluftausflüssen stark die Fähigkeit von Modellen, den westafrikanischen Monsun korrekt wiederzugeben.

Beucher et al. (2013) verwenden das Modell AROME, das für Frankreich mit einer horizontalen Auflösung von 2,5 km operationell betrieben wird, um einen Zeitraum von fünf Tagen zu untersuchen. Durch die Assimilation zusätzlicher Satellitenmessungen der atmosphärischen Feuchtevertei-

lung in den Analysen, die die Anfangs- und Randbedingungen für die 5 km-Simulation für Westafrika liefern, wird die Niederschlags-Vorhersage im Modell AROME wesentlich verbessert. Die AROME-Vorhersage gibt konvektive Systeme verschiedener Lebensdauern insgesamt gut wieder, überschätzt absolut gesehen aber die Niederschlagsmenge.

Alle in diesem Abschnitt genannten Modellstudien, die die Simulation von Konvektion mit und ohne Konvektionsparametrisierung untersuchen, beschäftigen sich mit dem Zeitraum Ende Juli / Anfang August 2006. Dieser ist damit sehr gut analysiert und enthält konvektive Systeme, die von Simulationen wiedergeben können. Für einige Systeme ist der Einfluss von AEWs gegeben, für andere die Bedeutung der Landoberfläche sowie von Wechselwirkungen mit anderen Systemen, die als Schwerewellen und Kaltluftausflüsse identifiziert wurden. Dieser Zeitraum ist daher gut geeignet, um ihn mit dem in dieser Arbeit angestrebten Ensembleansatz und den daraus abgeleiteten Fragestellungen zu untersuchen.

2.4. Übersicht über wichtige Datensätze

2.4.1. MSG-Satellitenbilder zur Modell-Evaluierung

Zahlreiche in den bisherigen Abschnitten aufgeführte Studien verwenden Satellitenbilder des Meteosat oder Meteosat Second Generation (MSG), die die IR-Strahlungstemperatur, gemessen durch das Instrument Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI), wiedergeben. Da diese Daten auch für einen Teil der Auswertung in dieser Arbeit verwendet werden, sollen sie kurz näher beschrieben werden: Die zweite Generation der Meteosat-Satelliten, der MSG („Meteosat Second Generation“), ist momentan der operationelle geostationäre Wettersatellit über dem Nullmeridian (Schmetz et al., 2002). Er liefert Bilder mit einer zeitlichen Auflösung von

15 Minuten und einer räumlichen von 3 km. Der IR-Kanal im Wellenlängenbereich von $9,8 \mu\text{m}$ - $11,8 \mu\text{m}$ (zentrale Wellenlänge $10,8 \mu\text{m}$) misst im atmosphärischen Fenster, d.h. er misst die thermische Ausstrahlung der Erdoberfläche bzw. der darüber liegenden Wolken. Aus der direkten Messung der digitalen Zählrate berechnet SEVIRI über eine empirischen Beziehung die Strahldichte, aus der mittels einer speziellen Form des Planck'schen Gesetzes unter Benutzung von empirischen Korrekturfaktoren für den gegebenen zentralen Wellenlängenbereich die eigentliche Strahlungstemperatur T_B folgt.

Ein Vorteil der MSG-Daten ist die hohe räumliche und zeitliche Auflösung und die Tatsache, dass der Meteosat als geostationärer Satellit über dem Äquator auf Höhe des Null-Meridians komplett Afrika sehr gut abbildet.

In einigen Studien über tropische Konvektion werden MSG-Bilder zur Evaluation von Modellsimulationen verwendet: Chevallier und Kelly (2002) vergleichen Meteosat-Bilder mit solchen, die vom IFS-Modell simuliert werden. Sie werden aus Modellprofilen der Temperatur, der spezifischen Feuchte, der Wolkenbedeckung, Wolkenwasser und Wolkeneis und mit Hilfe der Oberflächentemperatur und Bodenfeuchte im Modell berechnet. Insgesamt stimmen simulierte und reale Meteosat-Bilder gut überein. In der ITC-Region über Land, im Dezember speziell über dem südlichen Teil Afrikas, wird die Strahlungstemperatur in der ITC allerdings stark über- und damit die Wolkenhöhe unterschätzt. Dies bedeutet, dass im ECWMF-Modell Konvektion über Land zu dieser Zeit nicht ausreichend simuliert wurde. Außerdem ist die zeitliche Standardabweichung im Modell deutlich zu niedrig, was ebenfalls auf ein Defizit in der Wiedergabe von Wolken hindeutet. Chevallier und Kelly (2002) vermuten, eine Ursache dafür könnte eine Unterschätzung von Wolkeneis sein. Söhne et al. (2008) vergleichen vom Modell Meso-NH berechnete Strahlungstemperaturen mit MSG-Daten für West-

afrika. Die Simulationen mit einer horizontalen Auflösung von 32 km umfassen einen Monat (Mitte Juli bis Mitte August 2006) und wurden täglich für einen Vorhersagezeitraum von 48 Stunden neu gestartet. Dabei wurde eine Konvektionsparametrisierung nach Bechtold et al. (2001) verwendet. Die Simulationen zeigen ebenfalls eine Unterschätzung von hohen Wolken im Modell: Gitterpunkte mit $T_B < 230$ K sind in den Vorhersagen sehr viel seltener als in den MSG-Beobachtungen.

Einen der ersten Vergleiche von Meteosat IR-Strahlungstemperaturen und Stations-Niederschlagsmessungen in Westafrika stellten Jobard und Desbois (1992) an. Sie zeigen, dass Vergleiche zwischen Stationen und einzelnen entsprechenden Pixeln kaum Korrelationen ergeben. Ein großes Problem stellt dabei die hohe räumliche Variabilität der Niederschlagsmuster dar. Höchste Korrelationen von räumlichen Mittelwerten der Stationsniederschläge ergeben sich für Gebietsanteile mit Strahlungstemperaturen von weniger als 213 K auf einer Skala von 150 km.

Satellitenbeobachtungen von hochreichenden Wolken können daher durchaus zur Modellevaluierung herangezogen werden, solange vom Modell entsprechende Produkte, sogenannte synthetische Satellitenbilder vorliegen. Ein direkter Vergleich zwischen Strahlungstemperaturen und Niederschlägen ist weniger sinnvoll, da vor allem Cirrus-Schirme nicht direkt mit den Niederschlagsgebieten übereinstimmen müssen, wie z.B. Rickenbach et al. (2009) zeigen. Im COSMO-Modell können ebenfalls Defizite in der Repräsentation von hohen Wolken auftreten. In dieser Arbeit werden die Meteosat-Bilder in erster Linie dafür genutzt, überhaupt die Lage von hochreichender Konvektion zu untersuchen. Dafür werden, ähnlich wie in Chevallier und Kelly (2002) oder Söhne et al. (2008), vom Modell synthetische Satellitenbilder erzeugt.

2.4.2. Die Niederschlagsanalyse TMPA

Ein Produkt, für das der Zusammenhang zwischen hochreichender Konvektion und Niederschlag genutzt wird, ist die TMPA („TRMM Multisatellite Precipitation Analysis“, Huffman et al., 2007). Sie ist eine auf verschiedenen Satellitenmessungen basierte kombinierte Niederschlagsanalyse, für die neben IR-Messungen auch Satellitenmessungen im Mikrowellenbereich (MW) miteinbezogen werden. Der TRMM-Satellit („Tropical Rainfall Measuring Mission“) wurde speziell zur Beobachtung von Niederschlägen in den Tropen und Subtropen konzipiert. Die Messungen des TRMM Microwave Imagers werden mit Messungen von anderen Instrumenten auf weiteren Satelliten (DMSP-Satelliten, Aqua und NOAA-Satelliten) kombiniert, um die eher niedrige räumliche und zeitliche Abdeckung der einzelnen Satelliten durch ihre Kombination zu erhöhen. Von den MW-Messungen werden mit verschiedenen, auf die einzelnen Sensoren angepassten Algorithmen Niederschlagsschätzungen abgeleitet. Das Niederschlagsradar auf dem TRMM-Satelliten dient dafür soweit als möglich zur Kalibrierung. Für die geostationären Satelliten werden zuerst die IR-Messungen kombiniert (Janowiak et al., 2001) und dann, ausgehend von diesem kombinierten Produkt, der Niederschlag geschätzt: Mit Hilfe der MW-Niederschlagsschätzung wird über Koeffizienten von dem kombinierten IR-Produkt eine dreistündig gemittelte Niederschlagsrate auf einem Gitter von $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ abgeleitet. Diese IR-Niederschlagsschätzung wird dafür verwendet, Lücken in der MW-Schätzung zu ergänzen. Im letzten Schritt werden mit monatlichen Niederschlagssummen von Bodenstationen die dreistündigen Regenraten jeweils für einen gesamten Monat skaliert. Auf diese Weise wird das Produkt TMPA 3B42 erzeugt (Huffman et al., 2007). Im Jahr 2012 erschien die Version 7, die gegenüber der von (Huffman et al., 2007) beschriebenen Version 6 noch weitere Satellitendaten, eine erweiterte, Breitengradabhän-

gige Kalibrierung sowie einen einheitlicheren Stationsdatensatz berücksichtigt (Huffman et al., 2010).

Eine Validierung der TRMM-Produkte mit speziell für das Jahr 1998 gesammelten Niederschlagsdaten für Westafrika zeigt auf der monatlichen bis zur saisonalen Zeitskala sehr gute Ergebnisse für die TMPA 3B42 (Nicholson et al., 2003). Roca et al. (2010) führen eine Validierung mit den während AMMA gewonnenen Stationsdaten für kleinere Zeitskalen von 10-Tages-Mitteln, Tagesmitteln und auch mittleren 3-stündigen Werten durch. Auf der 10-Tages-Skala zeigt die TMPA eine gute Korrelation mit den Stationsdaten und im Mittel einen leichten negativen Bias von $-0,03 \text{ mm h}^{-1}$. Hohe Niederschlagsintensitäten überschätzt sie leicht. Auch für Tagessummen sind die Korrelationskoeffizienten hoch und der Bias leicht negativ ($-0,04 \text{ mm h}^{-1}$ bis $-0,08 \text{ mm h}^{-1}$ für verschiedene Stationen). Im mittleren Tagesgang stimmt die TMPA auch mit den Stationen überein, allerdings ist die Unsicherheit sehr groß. Dabei zeigt die TMPA ein besseres Verhalten als die anderen betrachteten Satellitenprodukte Estimation of Precipitation by Satellites - Second Generation (EPSAT-SG) und Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMAP). EPSAT-SG hat eine räumliche und zeitliche ebenso hohe Auflösung wie die MSG-Produkte, wurde aber speziell für die Jahre 2000 und 2004-2006 erstellt und existiert nicht für eine längere Zeitdauer (Bergès et al., 2010). GSMAP beruht, ähnlich wie die TMPA, auf einer Kombination verschiedener satellitenbasierter Produkte, schneidet aber im Vergleich von Roca et al. (2010) vor allem für höhere Zeitskalen schlechter ab als die TMPA. Jobard et al. (2011) vergleichen weitere Niederschlagsprodukte für Westafrika auf einer Zeitskala von 10 Tagen. Sie stellen fest, dass die meisten Echtzeitprodukte schlechter mit den Daten von Bodenstationen übereinstimmen als die anderen Produkte wie das des GPCC, GSMAP oder die TMPA, die auf aufwendigeren Algorithmen auf-

bauen. Von diesen ist die TMPA ein Produkt mit guter Korrelation zu den Bodenstationen und gleichzeitig höherer räumlicher und zeitlicher Auflösung als das des GPCC.

Tompkins und Adebisi (2012) vergleichen die TMPA und zwei weitere satellitengebundene Niederschlagsprodukte mit dem Wolkenwassergehalt und dem Wolkeneis, das ein Wolkenradar auf dem CloudSat-Satelliten misst. Sie verwenden wegen der zeitlich niedriger aufgelösten Daten des Wolkenradars (begrenzt durch die Zahl der Überflüge des CloudSat) monatliche Werte von 2006 bis 2010 für Westafrika. Dabei stellen sie fest, dass konvektive Systeme nördlich von 10°N deutlich mehr Wolkeneis aufweisen als solche weiter im Süden, teilweise auch durch Advektion von Cirren aus Süden bedingt. Dies hat Folgen für Niederschlagsprodukte, die von MW-Satellitenprodukten abhängen, da diese über Land die Niederschlagsmenge hauptsächlich über Hydrometeore in der Eisphase ableiten: Sie tendieren im nördlichen Sahel zu einer Überschätzung der Niederschlagssummen. Auf der anderen Seite sind Produkte wie die TMPA, die außer den MW-Niederschlagsschätzungen weitere Quellen berücksichtigen, weniger sensitiv bezüglich Eiswolken und neigen eher zu einer Unterschätzung des Niederschlags in dieser Region. Die Unsicherheit der Niederschlagsprodukte ist daher besonders in der Sahel-Region groß. Gerade deshalb ist es wichtig, sich nicht allein auf die Auswertung von Niederschlagsdaten zu stützen, sondern auch Satellitenmessungen im atmosphärischen Fenster im direkten Vergleich mit Wolkenprodukten aus der Modellsimulation zu nutzen.

3. Ensemblevorhersagen mit dem Modellsystem COSMO: Grundlagen

Dieses Kapitel besteht aus zwei Teilen: Zum einen aus der Beschreibung der Grundgleichungen und der wichtigsten Bestandteile des COSMO-Modells selbst und zum anderen aus den Grundlagen zur Durchführung von Ensemblevorhersagen mit dem COSMO-Modell, mit einer kurzen Übersicht über das Ensemblevorhersagesystem des ECMWF und über aktuelle Arbeiten zu Kurzfrist-Ensemblevorhersagen.

3.1. Das COSMO-Modell

Das numerische Wettervorhersagemodell COSMO ging aus dem am Deutschen Wetterdienst (DWD) entwickelten Lokal Modell (LM) hervor (Steppler et al., 2002, 2003; Baldauf et al., 2010; Doms, 2011) und wird seit einigen Jahren international weiterentwickelt. Es ist ein nicht-hydrostatisches, kompressibles Ausschnittsmodell und wird am DWD mit den horizontalen Auflösungen von 7 km (COSMO-EU) und 2,8 km (COSMO-DE) operationell betrieben. Anfangs- und Randwerte liefert dabei das Globalmodell GME. Dem COSMO-Konsortium sind meteorologische Einrichtungen in der Schweiz, in Italien, Griechenland, Polen, Rumänien und Russland beigetreten. Der schweizer Wetterdienst MeteoSwiss beispielsweise betreibt COSMO in den Auflösungen von 6,6 km und 2,2 km und bezieht die Daten für Anfangs- und Randwerte vom ECMWF.

3.1.1. Grundgleichungen des Modells

COSMO basiert auf den hydro-thermodynamischen prognostischen Grundgleichungen für die Windgeschwindigkeit $\vec{v} = (u \ v \ w)^T$, den Druck p , die Temperatur T , die spezifische Feuchte q^v und die Massenkonzentrationen von flüssigem und gefrorenem Wasser¹ q^l und q^f . Über die allgemeine Gasgleichung wird die Dichte feuchter Luft, ρ , diagnostisch berechnet. In der Grundform werden die Gleichungen im mit der Erde mitrotierenden kartesischen Koordinatensystem (x, y, z) formuliert, in dem die z -Achse der Rotationsachse der Erdkugel entspricht (Doms, 2011). Zur Anpassung an die Geometrie der Erde im Hinblick auf die anschließende Anwendung im Modellgitter werden drei Transformationen vorgenommen: Das Koordinatensystem wird zuerst rotiert, sodass der neue Nordpol die Koordinaten $P_N = (\lambda_g^N, \varphi_g^N)$ hat und die neue \tilde{z} -Achse vom Erdmittelpunkt durch P_N verläuft. Die nächste Transformation ist die vom $(\tilde{x}, \tilde{y}, \tilde{z})$ -System ins (λ, φ, r) -Kugelkoordinatensystem, mit der rotierten geographischen Länge und Breite λ bzw. φ sowie dem Abstand vom Erdmittelpunkt r . Wenn der rotierte Pol so gewählt wird, dass der rotierte Äquator durch das Modellgebiet verläuft, sind die Gleichungen dann für ein sehr kleines Gebiet identisch zu denen in einem kartesischen Koordinatensystem auf der Tangentialebene. Schließlich wird zur Vereinfachung der unteren Randbedingung eine geländefolgende generalisierte Vertikalkoordinate ζ eingeführt, die zeitunabhängig ist. Sie wird als hybrid bezeichnet, da die ζ -Flächen ab einer bestimmten Höhe wieder zu horizontalen Ebenen werden. Die Gleichungen im rotierten und hybriden, geländefolgenden $(\lambda, \varphi, \zeta)$ -Kugelkoordinatensystem, mit

¹Die hochgestellten Indizes v , l und f stehen für die englischen Bezeichnungen „vapour“, „liquid“ und „frozen“ der Aggregatzustände von Wasser.

der Abweichung $p' = p - p_0(z)$ vom Druck $p_0(z)$ der Referenzatmosphäre werden z.B. von (Stappeler et al., 2003) angegeben:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla u - \frac{uv}{a} \tan \varphi - fv = -\frac{1}{\rho a \cos \varphi} \left(\frac{\partial p'}{\partial \lambda} + \frac{J_\lambda}{\sqrt{G}} \frac{\partial p'}{\partial \zeta} \right) + M_u, \quad [3.1]$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla v + \frac{u^2}{a} \tan \varphi + fu = -\frac{1}{\rho a} \left(\frac{\partial p'}{\partial \varphi} + \frac{J_\varphi}{\sqrt{G}} \frac{\partial p'}{\partial \zeta} \right) + M_v, \quad [3.2]$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla w = \frac{1}{\rho \sqrt{G}} \frac{\partial p'}{\partial \zeta} + B + M_w, \quad [3.3]$$

$$\frac{\partial p'}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla p' - g\rho_0 w = -\left(\frac{c_{pd}}{c_{vd}} \right) pD, \quad [3.4]$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla T = -\frac{p}{\rho c_{vd}} D + Q_T, \quad [3.5]$$

$$\frac{\partial q^v}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla q^v = -(S_l + S_f) + M_{q^v}, \quad [3.6]$$

$$\frac{\partial q^{l,f}}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla q^{l,f} + \frac{1}{\rho \sqrt{G}} \frac{\partial P_{l,f}}{\partial \zeta} = -S_{l,f} + M_{q^{l,f}}, \quad [3.7]$$

$$\begin{aligned} \rho &= p / (R_d(1 + (R_v/R_d - 1)q^v - q^l - q^f) T) \\ &= p / (R_d(1 + \alpha) T). \end{aligned} \quad [3.8]$$

Die Definitionen der einzelnen Parameter sind in den Tabellen 3.1 und 3.2 gegeben. Die Referenzatmosphäre ist mit den verwendeten Modelleinstellungen (*irefatm=2*) über das Temperaturprofil

$$T_0(z) = T_{SL} - \Delta T + \Delta T e^{-z/h_{scal}} \quad [3.9]$$

mit der Skalenhöhe $h_{scal} = 10$ km, der Temperatur an der Oberfläche $T_{SL} = 288,15$ K und der Differenz $\Delta T = 75$ K zwischen T_{SL} und der Temperatur der Stratosphäre definiert. Ausgehend von Gleichung 3.9 wird über die hydrostatische Grundgleichung der Druck $p_0(z)$ der Referenzatmosphäre fest-

gelegt. Die geländefolgende Vertikalkoordinate ζ ist in der operationellen Version (COSMO-DE) als feste Höhe μ über der Orographie $h(\lambda, \varphi)$ definiert und geht in der Höhe $\mu_F = z_F$ in horizontale Ebenen über. Die oberste Fläche hat den Wert $\mu_T = z_T$. Angegeben wird die inverse Transformation von $\mu = m(\zeta)$ nach z :

$$z(\lambda, \varphi, \mu) = \begin{cases} \mu & \text{für } \mu_F \leq \mu \leq \mu_T \\ \mu + \frac{\mu_F - \mu}{\mu_F} h(\lambda, \varphi) & \text{für } 0 \leq \mu < \mu_F. \end{cases} \quad [3.10]$$

Dem Modell werden die Werte von μ vorgegeben, durch die die Modellflächen mit der diskreten Vertikalkoordinate ζ definiert sind, so dass durch λ , φ und ζ ein Koordinatensystem im physikalischen Raum aufgespannt wird, das als reguläres, rechtwinkliges Rechengitter angenähert werden kann. Der Konvention nach, die auf der häufigen Verwendung des p -Systems in meteorologischen Anwendungen beruht, handelt es sich dabei um ein linkshändiges Koordinatensystem.

Tab. 3.1.: Definition der Parameter der Gleichungen [3.1]-[3.8].

$u \equiv a \cos \phi \dot{\lambda}$	zonale Windgeschw. im rotierten Kugelkoordinatensystem	g	Gravitationskonstante
$v \equiv a \dot{\phi}$	meridionale Windgeschw. im rotierten Kugelkoordinatensystem	a	Erdradius
$w \equiv \dot{z} = \dot{r}$	vertikale Windgeschw. im rotierten Kugelkoordinatensystem	$M_{a,q,w}, M_{q^d,f}$	Beiträge durch Turbulenz, Konvektion und weitere zu parametrisierende Prozesse
$J_\varphi = \left(\frac{\partial z}{\partial \lambda} \right)_\zeta$	Komponenten J_ζ^z der Jacobi-Matrix J_ζ^z für die Transformation von z nach ζ	c_{pd}, c_{vd}	spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck bzw. Volumen
$J_\lambda = \left(\frac{\partial z}{\partial \phi} \right)_\zeta$		Q_T	diabatische Wärme durch zu parametrisierende Prozesse wie Verdunstung und Strahlung
$J_\zeta = \frac{\partial z}{\partial \zeta}$		S_f, S_j	Quellen und Senken der Feuchte durch Wolken- und Niederschlagsbildung
$\sqrt{G} = -J_\zeta = \frac{1}{\rho_0 g} \frac{\partial p_0}{\partial \zeta}$	Determinante von J^z	P_f, P_j	Niederschlagsflüsse (Regen, Schnee und Graupel)
$\rho_0 = \rho - \rho'$	Dichte der Referenzatmosphäre, abhängig von T_0 und p_0	R, R_d	Gaskonstanten für Wasserdampf und trockene Luft

Tab. 3.2.: Definition der Parameter der Gleichungen [3.1]-[3.8] (Fortsetzung).

$\vec{v} \cdot \nabla = \frac{1}{a \cos \varphi} \left(u \frac{\partial}{\partial \lambda} + v \cos \varphi \frac{\partial}{\partial \varphi} \right) + \zeta \frac{\partial}{\partial \zeta}$	Operator für die Advektion
$\dot{\zeta} = \frac{1}{\sqrt{G}} \left(\frac{J_\lambda}{a \cos \lambda} u + \frac{J_\varphi}{a} v - w \right)$	Vertikalgeschwindigkeit im ζ -System
$f = 2\Omega (\cos \varphi_g^N \cos \varphi \cos \lambda + \sin \varphi \sin \varphi_g^N)$	Coriolis-Parameter
$B = g \frac{\rho_0}{\rho} \left(\frac{T - T_0}{T} - \frac{p' T_0}{p_0 T} + \alpha \right)$	Auftriebsbeschleunigung
$D = \nabla \cdot \vec{v} = \frac{1}{a \cos \varphi} \left(\frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{J_\lambda}{\sqrt{G}} \frac{\partial u}{\partial \zeta} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (v \cos \varphi) + \cos \varphi \frac{J_\varphi}{\sqrt{G}} \frac{\partial v}{\partial \zeta} \right) - \frac{1}{\sqrt{G}} \frac{\partial w}{\partial \zeta}$	Divergenz von \vec{v}

3.1.2. Numerisches Lösungsverfahren

Für die numerische Lösung der partiellen Differentialgleichungen muss eine Diskretisierung vorgenommen werden. Für jeden Gitterpunkt (i, j, k) werden die Differentialoperatoren mit finiten Differenzen angenähert, so dass das Modellgitter aus $i_N \cdot j_N \cdot k_N$ Gitterboxen der Kantenlängen $\Delta\lambda$, $\Delta\phi$, $\Delta\zeta$ besteht und die Gleichungen mit dem Zeitschritt Δt zeitlich integriert werden können. Im sogenannten Arakawa-C/Lorenz-Gitter werden Skalare wie p' , T und q^v jeweils im Mittelpunkt der Gitterbox i, j, k und die drei Komponenten des Windvektors auf den Grenzflächen definiert. Die Vertikalwindgeschwindigkeit w z.B. ist auf den sogenannten „half-levels“, d.h. an den Punkten $i, j, k \pm \frac{1}{2}$ und die zonale an den Punkten $i \pm \frac{1}{2}, j, k$ definiert (Abb. 3.1). Die prognostischen Gleichungen werden für die Zeitintegration in zwei Teile aufgeteilt („time-Splitting“ nach Wicker und Skamarock, 2002): Im „langsamen“ Teil werden die Advektion, die Coriolis-Terme und die Tendenzen aus den physikalischen Prozessen behandelt. Für

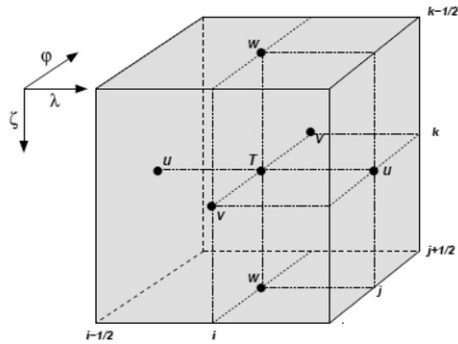


Abb. 3.1.: Gitterbox im Arakawa-C/Lorenz-Gitter, wie sie für die Diskretisierung der Differentialgleichungen im COSMO-Modell betrachtet wird (Doms, 2011).

die „schnellen“ zeitlichen Änderungen durch Schall- und Schwerewellen wird die Integration in weitere Unterschritte unterteilt. Im hier verwendeten „2-time-level“ Runge-Kutta-Schema dritter Ordnung RK3 (*irunge_kutta*= 1, *irk_order*= 3) werden Advektionsterme fünfter Ordnung miteinbezogen (*iadv_order*= 5), da dies auch noch mit vergleichsweise großen Zeitschritten zu stabilen Lösungen führt (Gaßmann, 2002). Wicker und Skamarock (2002) geben allgemein für die Advektion einer skalaren Größe q mit der Windgeschwindigkeit u folgenden Zusammenhang an:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = - \frac{\partial uq}{\partial x} \quad [3.11]$$

$$\frac{(q_i^{n+1} - q_i^n)}{\Delta t} = - \frac{(F_{i+1/2}^n - F_{i-1/2}^n)}{\Delta x}. \quad [3.12]$$

$F_{i+1/2}^n$ ist dabei der Fluss der Größe q durch die seitliche Fläche der betrachteten Gitterbox i zum Zeitschritt n . Im COSMO-Modell wird die Advekti-

on A_i nicht in der Fluss-Form betrachtet, sondern als $u \frac{\partial q}{\partial x}$. Die Advektion zweiter Ordnung $A_i^{(2)}$ hat dann die Form

$$A_i^{(2)} = \frac{\bar{u}_i}{2\Delta x}(q_{i+1} - q_{i-1}), \text{ mit } \bar{u}_i = \frac{1}{2}(u_{i-1/2} + u_{i+1/2}) \quad [3.13]$$

Die Operatoren höherer Ordnung ergeben sich aus der weiteren Entwicklung der Taylor-Reihe.

Die numerische Lösung einer Differentialgleichung der Form $\frac{dq}{dt} = f(q)$ mit RK3 besteht für einen „langsamen“ Zeitschritt Δt aus drei „schnellen“ Schritten (Baldauf, 2010), ausgehend vom Feld q^n zum Zeitpunkt n :

$$q^* = q^n + \frac{\Delta t}{3}f(q^n), \quad [3.14]$$

$$q^{**} = q^n + \frac{\Delta t}{2}f(q^*), \quad [3.15]$$

$$q^{n+1} = q^n + \Delta t f(q^{**}). \quad [3.16]$$

Die Größen q^* und q^{**} stehen dabei für die Werte, die q in den Zwischenschritten annimmt.

Für die Stabilität der numerischen Lösung muss das Courant-Friedrichs-Lewy (CFL)-Kriterium eingehalten werden: Für eine gewünschte horizontale Gitterweite Δx muss der Zeitschritt Δt so gewählt werden, dass die Courant-Zahl

$$c = \frac{u\Delta t}{\Delta x} \quad [3.17]$$

nicht viel größer als 1 ist. Wenn die Geschwindigkeit u bis 100 ms^{-1} beträgt und $c = 1$, ist das Kriterium bei $\Delta x = 2,8 \text{ km}$ für einen Zeitschritt von weniger als 28 s erfüllt. Wicker und Skamarock (2002) geben für ihr Verfahren an, dass die Stabilität der Lösung bis $c = 1,42$ gegeben ist.

Zusätzlich muss eine sogenannte numerische Diffusion implementiert werden, da durch die Betrachtung von diskreten Werten unrealistische horizontale Unterschiede zwischen Gitterboxen des Modellgebiets erzeugt werden können. Dies kann allerdings bei einer Anwendung auf die Temperatur über steilerem Gelände wegen der geländefolgenden Modellschichten wiederum zu unerwünschten Effekten führen, wie z.B. zu zu kühlen Tälern oder zu warmen unteren Luftschichten über Bergen. Deshalb wird für die Temperatur die Diffusion mit T' , der Differenz der Temperatur zum Referenzprofil, durchgeführt (*itype_hdiff* = 2). Außerdem wird ein Parameter eingeführt, der angibt, bis zu welcher Höhendifferenz zwischen zwei benachbarten Gitterboxen (in m) die Diffusion verschwinden muss (*hd_dhmax* = 250).

3.1.3. Anfangs- und Randbedingungen

Zur Lösung des Differentialgleichungssystems werden Anfangs- und Randbedingungen benötigt. Für den Anfangszustand müssen alle prognostischen Parameter auf allen Modellschichten gegeben sein. Dies sind zum einen die Parameter, für die die Grundgleichungen aufgestellt wurden: u , v , w , p' , T , q^v und $q^{l,f}$. Zum anderen müssen eindimensionale Parameter zur Initialisierung verschiedener Parametrisierungen wie z.B. des Bodenmodells (Bodenfeuchte etc.) und auch statische Parameter wie z.B. zur Behandlung der Landnutzung gegeben sein.

Die untere Randbedingung lautet $\dot{\zeta}_{k=k_N+1/2} = 0$, da in der Größenordnung der betrachteten Gitterboxen keine Massenflüsse am Unterrand der geländefolgenden untersten Modellschicht existieren dürfen.

Nach der oberen Randbedingung wird die oberste Modellschicht ebenfalls als undurchdringlich („rigid lid“) definiert: $\dot{\zeta}_{k=1/2} = 0$. Damit Schwerewellen nicht an dieser festen Fläche reflektiert werden, wird eine Dämpfungszone eingeführt (*lspubc* = *true*). Dafür werden zusätzliche Tendenzen

in den prognostischen Gleichungen berücksichtigt, durch die die Abweichungen von den Randwerten aus dem größeren Modell gedämpft werden („Rayleigh damping“). Die Dicke der Dämpfungsschicht sollte in etwa $1/3$ der Modellhöhe entsprechen. Vorgegeben wird zum Modellstart die Untergrenze dieser Schicht (hier: $rdheight = 18$ km, operationell 11 km).

Auch an den seitlichen Modellrändern müssen für die numerische Integration Werte vorgegeben werden. Diese müssen von einem größeren Modellgebiet kommen (z.B. aus einem Globalmodell), das meist eine gröbere horizontale Auflösung hat. Die Daten werden daher von einem Präprozessor auf die geeignete Auflösung interpoliert. Da sich das Gleichungssystem und damit auch die zeitliche Entwicklung der meteorologischen Variablen des größeren Modells in der Regel von denen innerhalb des COSMO-Modellgebiets unterscheidet, können an den Modellrändern unrealistische numerische Störungen entstehen. Dieses Problem soll durch eine Relaxationszone umgangen werden, in der die Parameter innerhalb des Modellgebiets zu den Rändern hin an die Parameter des größeren Modells angenähert werden. Letztere liegen in der Regel nicht zu jedem Zeitschritt vor. Deshalb müssen sie auch zeitlich linear interpoliert werden.

3.1.4. Die physikalischen Parametrisierungen

Wie bereits angedeutet enthält das Gleichungssystem, bestehend aus den Gleichungen 3.1 bis 3.8, weitere Beiträge: Die Größen $M_{u,v,w}$, $M_{q^{v,l,f}}$, Q_T , S_l , S_f , P_l und P_f müssen für die Lösung des Gleichungssystems bekannt sein. Sie werden in separaten Modulen des COSMO-Modells berechnet und beruhen auf detailliert behandelten physikalischen Prinzipien bzw. empirischen Beziehungen.

Die Einstellungen der physikalischen Parametrisierungen werden so gewählt, dass sie den am DWD operationellen Einstellungen für das COSMO-DE entsprechen, d.h. im Einzelnen:

- Eine Turbulenzparametrisierung mit der turbulenten kinetischen Energie e_t als prognostischem Parameter ($itype_turb = 3$) und einer standardmäßigen impliziten Behandlung der vertikalen Diffusion ($imode_turb = 1$) nach Mellor und Yamada (1982, Level-2.5-Schließung). Das Gleichungssystem wird dabei um die prognostische Gleichung für e_t erweitert.
- Eine TKE-basierte ($itype_tran = 2$), diagnostische Abhängigkeit ($imode_tran = 1$) zur Bestimmung der turbulenten Flüsse an der Erdoberfläche (auch als Transferschema bezeichnet, da hier die Transferkoeffizienten bestimmt werden), in der verwendeten Version an die TKE-Formulierung der vertikalen Diffusion angepasst.
- Die Wolken-Mikrophysik unter Berücksichtigung der prognostischen Variablen Wolkenwasser q^c und Wolkeneis q^i als Bestandteile der suspendierten Phasen sowie Graupel q^g , Regenwasser q^r und Schnee q^s (drei Kategorien; Behandlung von Massenflüssen für die Berücksichtigung der Niederschlagsbildung) im 1-Momenten-Schema ($itype_gscp = 4$). Eine kurze Übersicht geben z.B. Baldauf et al. (2011).
- Eine Konvektionsparametrisierung nach Tiedtke (1989), angepasst für die ausschließliche Behandlung flacher Konvektion durch die Definition der maximalen Wolkendicke von 250 hPa.
- Die Lösung der Strahlungsübertragungsgleichung (δ -Zweistrommethode) nach Ritter und Geleyn (1992), die sehr rechenzeitaufwändig

ist und daher auf einem größeren Gitter sowie viertelstündlich gerechnet wird.

- Das Bodenmodell mit acht Schichten (Heise, 2002), in dem der vertikale Transport von Wasser im Boden nach der Richardsongleichung berechnet wird und die Evaporation sowie Transpiration nach Dickinson (1984) im hydrologischen Teil. Im thermischen Teil muss die Temperatur in den einzelnen Schichten durch die iterative Lösung der Wärmeleitungsgleichung erfolgen.

Eine Übersicht über die wichtigsten Einstellungen und die verwendeten Modellversionen ist im Anhang A.2 gegeben.

Die Parametrisierungen werden nach Initialisierung des prognostischen Teils in der folgenden Reihenfolge aufgerufen: Strahlung, Turbulenzschema (erst Transferschema, dann turbulente Diffusion), Bodenmodell, Konvektionschema und schließlich die Mikrophysik. Die vom Bodenmodell benötigten Transferkoeffizienten für fühlbare und latente Wärme C_H und C_E werden vorher im Transferschema berechnet.

Das Bodenmodell: Bereitstellung der prognostischen Oberflächentemperatur- und feuchte

Die im Bodenmodell berechneten Oberflächenwerte von Temperatur von Feuchte sind in dieser Arbeit von großer Bedeutung, da durch sie die Störungen der Bodenfeuchte und weiterer Parameter über die turbulenten Flüsse einen Einfluss auf die Vorhersage haben. Im Abschnitt 2.2 wurde zugrunde gelegt, dass T_{sfc} und H_0 über feuchten Böden niedriger sind als über trockenen. Die Bodentemperatur selbst resultiert aber aus einem Gleichgewicht aus dem „Antrieb“ $Q - H_0 - L_0$ und der „Rückstellkraft“ durch

den Bodenwärmestrom, der die Temperatur in den oberflächennahen Bodenschichten wieder an die Temperatur in tieferen Schichten angleicht. Für die Berechnung der Bodentemperatur und auch der Oberflächentemperatur muss daher die Wärmeleitungsgleichung gelöst werden. Die Energiebilanzgleichung (Glg. 2.1) kann um einen Speicherterm erweitert werden, indem der Bodenwärmestrom B an der Oberfläche ersetzt wird:

$$Q = H_0 + L_0 + B_1 + \rho_s c_s \Delta z \frac{\partial T_S}{\partial t}. \quad [3.18]$$

Der Speicherterm $\rho_s c_s \Delta z \frac{\partial T_S}{\partial t}$ beschreibt die zeitliche Änderung der Bodentemperatur T_S in einer direkt an die Erdoberfläche angrenzenden Schicht der vertikalen Erstreckung Δz . B_1 entspricht dem Bodenwärmestrom am Unter rand dieser Schicht, ρ_s ist die Dichte und c_s die spezifische Wärmekapazität des Erdbodens. Eine ähnliche Form von Glg. 3.18 findet sich z.B. bei Garratt (1994, Glg 5.4). Die SI-Einheiten der einzelnen Terme entsprechen $\text{W m}^{-2} = \text{J (s m)}^{-2}$; es handelt sich um Energieflüsse, d.h. um den Transport von Energie pro Zeit- und Flächeneinheit.

Die turbulenten Flüsse in der Grenzschicht sind dem „Fluss-Gradient-Ansatz“ zufolge proportional zu den Gradienten der Temperatur bzw. der Feuchte und auch abhängig von Transferkoeffizienten. Dieser Ansatz gehört zur Gruppe „Schließung erster Ordnung“. Der Transferkoeffizient hängt in der Regel vom Wind- und Temperatur- bzw. Feuchteprofil in der Grenzschicht ab, meist in der Formulierung von sogenannten Profilfunktionen. Eine Übersicht darüber gibt z.B. Stull (1988). Die Flüsse H_0 und L_0 an der Erdoberfläche sind äquivalent zum Fluss-Gradient-Ansatz proportional zur mittleren

Differenz von Temperatur und Feuchte zwischen Erdoberfläche und bodennaher Luftschicht, in der Regel 10 m:

$$\frac{H_0}{\rho c_p} = (\overline{w'T'}) \Big|_0 = -C_H u (T - T_{sfc}) \quad [3.19]$$

$$\frac{L_0}{\lambda_v \rho} = \frac{E_0}{\rho} = (\overline{w'q'}) \Big|_0 = -C_E u (q - q_{sfc}). \quad [3.20]$$

u ist die mittlere Windgeschwindigkeit, $c_p \cong 1005,5 \text{ J (kg K)}^{-1}$ die spezifische Wärmekapazität und $\lambda_v \cong 2,45 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ die Verdampfungswärme bei 20°C und Normaldruck. $E_0 = \frac{L_0}{\lambda_v}$ entspricht dem Feuchtefluss, der sogenannten Evaporation. Die Widerstandskoeffizienten C_H und C_E sind analog zu den Transferkoeffizienten abhängig von Profilkfunktionen und werden im COSMO im Transferschema bestimmt. Die Unterscheidung von T_S und T_{sfc} gibt wieder, dass der Wärmefluss an der Oberfläche von der Oberflächen-temperatur abhängt, die nicht identisch mit der Temperatur der obersten Bodenschicht ist.

Für den Bodenwärmestrom kann $B_1 = \mu (T_S - \bar{T})$ angenommen werden, mit der mittleren Temperatur der tieferen Bodenschichten \bar{T} und dem Koeffizienten μ der Einheit $\text{W m}^{-2} \text{K}^{-1}$. μ hängt mit der Wärmeleitfähigkeit λ des Bodens in $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ zusammen, die wiederum abhängig ist vom Bodenwassergehalt. Ersetzt man in Gleichung 3.18 den Ausdruck für B_1 , erhält man

$$\rho_s c_s \Delta z \frac{\partial T_S}{\partial t} = Q - H_0 - L_0 - \mu (T_S - \bar{T}). \quad [3.21]$$

Die resultierende prognostische Gleichung wird auch als Modellgleichung für die „Force-Restore Method“ bezeichnet, da der Bodenwärmestrom dem Antrieb $Q - H_0 - L_0$ zur Änderung der oberflächennahen Bodentemperatur entgegenwirkt. Die Lösung dieser Gleichung ergibt in einem einfachen

Bodenmodell mit zwei vertikalen Schichten T_S , was meist näherungsweise mit T_{sfc} gleichgesetzt wird. Im Mehr-Schichten-Bodenmodell wird zusätzlich die vertikale Änderung des Bodenwärmestroms berücksichtigt und die Wärmeleitungsgleichung

$$\frac{\partial T_S}{\partial t} = \frac{1}{\rho_s c_s} \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T_S}{\partial z} \right) \quad [3.22]$$

muss gelöst werden. Dieser Ansatz ist auch im Bodenmodell des COSMO, im TERRA_ML, realisiert (Heise, 2002). Gleichung 3.21 stellt dabei die obere Randbedingung dar, wenn \bar{T} der Temperatur T_2 der zweitobersten Bodenschicht entspricht. Als untere Randbedingung wird eine klimatologische Bodenschicht in etwa 10 m Tiefe mit konstanter Temperatur vorgegeben. Damit kann die Wärmeleitungsgleichung implizit gelöst werden. Im TERRA_ML wird ebenfalls die Temperatur der obersten, meist als 1 cm dick gewählten Bodenschicht näherungsweise als Oberflächentemperatur genommen.

In der operationellen Einstellung ist die Bodenwärmeleitfähigkeit λ nur abhängig von der für den jeweiligen Gitterpunkt geltenden Bodenart, die dem Modell in einem statischen Datensatz vorgegeben wird. Eine Übersicht über die von den Bodenarten abhängigen Parametern wird in A.1 gegeben. Die Abhängigkeit von λ von der volumetrischen Bodenfeuchte w_{so} wird vernachlässigt. In einer alternativen Formulierung nach McCumber und Pielke

(1981) hängt λ von der Saugspannung ψ und damit auch von der Bodenfeuchte ab:

$$\lambda = \begin{cases} 418,68 \cdot \exp(-(\log_{10}(|\psi| + 2,7))) & \text{für } \log_{10}(|\psi|) \leq 5,1 \\ 0,172 & \text{sonst,} \end{cases} \quad [3.23]$$

mit $\psi = \psi_s \left(\frac{w_{SO}PV}{w_{SO}} \right)^b$ [3.24]

Die Größe ψ_s ist die Saugspannung bei Sättigung, $w_{SO}PV$ das Porenvolumen, das von der jeweiligen Bodenart abhängt, und b ein dimensionsloser Exponent.

Die Dichte des Bodens ρ_s in Gleichung 3.22, multipliziert mit der spezifischen Wärmekapazität des Bodens c_s , entspricht der volumetrischen Wärmekapazität für feuchten Boden $\rho_s c_s = \rho_0 c_0 + \rho_w c_w w_{SO}/100 + \rho_w c_{ice} w_{ice}$. Die Wärmekapazität für trockenen Boden $\rho_0 c_0$ ist abhängig von der Bodenart (zwischen $0,58-2,1 \cdot 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$). Für Wasser und für Eis ist sie fest vorgegeben ($\rho_w c_w = 4,18 \cdot 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$, $\rho_w c_{ice} = 2,10 \cdot 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$). Die Wärmekapazität für feuchteren Boden ist damit deutlich höher als für weniger feuchten Boden und die Abhängigkeit von w_{SO} wichtig. Die Bodenfeuchte wird im hydraulischen Teil von TERRA_ML bestimmt:

$$\rho_w \frac{\partial W_{l,k}}{\partial t} = F_{k,k+1} - (1 - \delta_{1,k}) F_{k-1,k} + Tr_k - R_k + S_k + \delta_{1,k} [E_b + I_{snow} + I_{perc} + (1 - \alpha) P_r - R_{infil}] \quad [3.25]$$

Die zeitliche Änderung des Bodenwassergehalts W_l (Einheit $\text{m} \hat{=} 10^3 \frac{\text{kg}}{\text{m}^2}$) in der Schicht k hängt damit vom gravitationsbedingten und kapillaren Transport F von Wasser aus der darüber- und darunterliegenden Schicht (für $k = 1$ nur letzteres, durch das Kronecker-Symbol $\delta_{1,k}$ gekennzeichnet) in die be-

trachtete Schicht, vom Wasserentzug durch Transpiration Tr_k von Pflanzen, deren Wurzeln bis in die Tiefe der Schicht k reichen, vom seitlichen Abfluss R_k und vom Auftauen S_k von Bodeneis ab. In der obersten Schicht beeinflussen weiterhin die Evaporation E_b über unbedecktem Boden („bare soil“), die Infiltration I (Versickerung aus Schneeschmelze und Perkolation), der versickernde Anteil des Niederschlags $(1 - \alpha)P_r$ (die sogenannte Infiltration, der Rest verbleibt für Interzeption, für die eine separate Haushaltsgleichung aufgestellt wird) und der Abfluss durch eine erniedrigte Infiltrationsrate R_{infil} die zeitliche Änderung Bodenfeuchte. ρ_w ist die Dichte von Wasser.

Die volumetrische Bodenfeuchte w_{so} mit der Einheit $\frac{\text{m}^3}{\text{m}^3} \cdot 100 = \%_V$ entspricht dem Volumen des Wasser V_w pro Einheitsvolumen $V_E = 1 \text{ m}^3$ in der Schicht k mit der Schichtdicke Δz_k . Wenn der Bodenwassergehalt wie in der Modellausgabe in $\frac{\text{kg}}{\text{m}^2}$ gegeben ist, gilt $W'_l = \frac{m}{A} = \frac{\rho_w V_w}{A}$. Dann ist

$$w_{so} = \frac{V_w}{V_E} \cdot 100 = \frac{V_w}{A \Delta z_k} \cdot 100 = \frac{1}{\rho_w \Delta z_k} \cdot W'_l \quad \text{bzw.} \quad [3.26]$$

$$W'_l = \rho_w \Delta z_k \cdot w_{so} / 100. \quad [3.27]$$

Hat W_l die Einheit m wie in Gleichung 3.25, ist $W_l = \frac{V_w}{A}$ und es gilt $w_{so} = \frac{W_l}{\Delta z_k} \cdot 100$. Die in der physikalischen Formulierung der zeitlichen Änderung der Bodenfeuchte (Glg. 3.25) enthaltene Größe des Bodenwassergehalts W_l ist damit im Bodenmodell von der Schichtdicke Δz_k abhängig.

Die Bestimmung der Evaporation und der Transpiration beruht dabei auf der potentiellen Evaporation E_{pot} nach Gleichung 3.20. Der Transferkoeffizient wurde vorher im Transferschema bestimmt. Die Oberflächenfeuchte q_{sfc} ist nicht messbar und daher eine virtuelle Größe. Sie wird als Sätti-

gungsfeuchte der aktuellen Oberflächentemperatur T_{sfc} bestimmt. Die Evaporation über blankem Boden kann nur so groß sein wie der maximal mögliche Feuchtefluss F_m . Dieser ist nach Dickinson (1984) abhängig von der hydraulischen Leitfähigkeit K_0 und vom Bodenwassergehalt im obersten Meter des Bodens, der mit dem Porenvolumen normiert wird:

$$F_m = \rho_w fct \left(K_0, \sum_{k=1}^{1m} W_{l,k}, w_{SO PV} \right) \frac{\sum_{k=1}^{1m} W_{l,k}}{w_{SO PV} \sum_{k=1}^{1m} z_k} \quad [3.28]$$

E_b entspricht dann für jeden Gitterpunkt dem Minimum von Feuchtefluss F_m und E_{pot} , multipliziert mit dem Flächenanteil, der nicht von Interzeptionswasser, Schnee oder Pflanzen bedeckt ist. An Strahlungstagen ist meist E_{pot} größer als F_m , sodass $E_b = c \cdot F_m$. Der Feuchtefluss F_m und damit auch E_b sind wegen Glg. 3.28 stark abhängig von der vorliegenden Bodenart, die den Wert von $w_{SO PV}$ vorgibt.

Die Transpiration Tr ist proportional zu E_{pot} . Dieses wird mit dem Flächenanteil, der von Pflanzen bedeckt ist, mit $(uC_E)^{-1}$ und mit dem Widerstandskoeffizienten der Stomata multipliziert. Die Wurzeltiefe entscheidet darüber, aus welchen Bodenschichten der Wassernachschub stammt. Bei Pflanzenbedeckung kann daher auch Verdunstung auftreten, wenn E_b über blankem Boden verschwindet, da Pflanzen oft Zugang zu tieferen Wasserreserven haben.

Zusammen mit der Evaporation des Interzeptionswassers ergibt sich aus E_b und Tr die gesamte Evapotranspiration ET . Ist E_{pot} negativ, gilt $E_b = 0$ und $Tr = 0$. Die Prozesse der Tau- und Reifbildung werden dann als Beitrag des InterzeptionsSpeichers berücksichtigt.

Die Überlegung, dass die Bodenfeuchte die Aufteilung der verfügbaren Energie $Q - B$ in die Flüsse H_0 und L_0 bestimmt (Abschn. 2.2), steckt damit explizit nur in der oberen Randbedingung zur Lösung der Wärmeleitungs-

gleichung (Glg. 3.21). Die potentielle Evaporation ist anfangs von den Profilfunktionen und von T_{sfc} abhängig. Ist T_{sfc} hoch, ist auch E_{pot} groß. Die Bodenfeuchte und der Interzeptionsspeicher haben dann einen beschränkenden Einfluss auf die tatsächliche Evapotranspiration: Bei niedriger Bodenfeuchte ist auch ET niedrig. Bei hoher Bodenfeuchte kann ET dagegen sehr hoch werden, besonders über den Bodenarten wie Sand mit sehr hoher hydraulischer Leitfähigkeit und niedrigem Porenvolumen. Die im hydrologischen Teil bestimmte Evapotranspiration wird in Gleichung 3.21 verwendet. D.h., je höher die Bodenfeuchte ist, desto geringer ist bei gleichbleibendem positivem Q der „Antrieb“ an der Bodenoberfläche, durch den ein Anstieg der Bodentemperatur T_S hervorgerufen wird. Dadurch sind letztendlich T_{sfc} und auch H_0 über feuchtem Boden niedriger als über trockenem. Eine weitere Schnittstelle zwischen hydrologischem und thermischem Teil des Bodenmodells ist durch die Abhängigkeit der volumetrischen Wärmekapazität von der Bodenfeuchte gegeben. Je höher die Bodenfeuchte, desto höher die Wärmekapazität und desto träger die zeitliche Änderung der Bodentemperatur.

3.1.5. Synthetische Satellitenbilder

Im COSMO gibt es die Möglichkeit, mit dem Modell *RTTOV* (engl.: „radiative transfer for TOVS“) nach Eyre (1991) und Saunders et al. (1999) zu arbeiten, das ein numerisches Verfahren zur Lösung der Strahlungsübertragungsgleichung darstellt. Es wurde am ECMWF entwickelt und stellt dort als sogenanntes „Vorwärtsmodell“ eine wichtige Komponente des Datenassimilationssystems dar. Es ist als optionale Komponente des COSMO Modells verwendbar (Keil et al., 2006) und wird hier benutzt, um die thermische Strahlung der Modellvorhersagen zu berechnen, die sogenannten „synthetischen Satellitenbilder“, die dann direkt mit Messungen

des Seviri-Instruments auf dem MSG-Satelliten vergleichbar sind (2006: MSG-1 bzw. Meteosat-8, 2011: MSG-2 bzw. Meteosat-9, vgl. Abschnitt 2.4.1). *RTTOV* benötigt Profile folgender Eingabeparameter von Seiten des COSMO-Modells: Temperatur, Feuchte, Wolkenwasser, Wolkeneis, Luftdruck, sowie die zweidimensionalen Felder des Bedeckungsgrades niedriger, mittelhoher und hoher Wolken, der Oberflächentemperatur, der 2 m-Temperatur und -Feuchte sowie die Land / Wasser-Anteile. Die Strahldichte (Einheit $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$) über wolkenfreien Gebieten hängt von der Erdoberflächentemperatur ab, aber auch stark vom Emissionskoeffizienten der Erdoberfläche, für den Standardwerte verwendet werden. Die Transmission der Atmosphäre, für die die Temperatur- und Feuchtprofile notwendig sind, wird ebenso in Betracht gezogen. Für Wolken wird die Temperatur an den Wolkenobergrenzen benötigt, um ihre Ausstrahlung zu berechnen. Mit Hilfe des Bedeckungsgrades kann schließlich aus diesen beiden Anteilen die gesamte Strahldichte in der betrachteten atmosphärischen Säule für die benötigten Wellenlängenbereiche und den entsprechenden Zenitdistanzwinkel abgeleitet werden, aus der auch die Strahlungstemperatur folgt.

3.2. Ensemblevorhersagen mit Global- und Ausschnittsmodellen

Nachdem das COSMO-Modell mit den in dieser Arbeit verwendeten Komponenten vorgestellt wurde, soll nun ein allgemeinerer Einblick in die Durchführung von Ensemblevorhersagen gegeben werden und auch ein kurzer Überblick über existierende Ensemblevorhersagesysteme mit Ausschnittsmodellen, unter anderem mit dem COSMO-Modell.

Die Idee hinter der Durchführung von Ensemblevorhersagen ist, dass eine einzelne, deterministische numerische Wettervorhersage in ihrer Genauigkeit begrenzt ist, aber dass mehrere, sich mehr oder weniger stark voneinan-

der unterscheidende Vorhersagen für denselben Ort und Zeitpunkt die Unsicherheit dieser Vorhersage wiedergeben können. Unterscheiden sie sich stark, ist die Vorhersagbarkeit dieser Situation gering. Dabei hängt die Variabilität zwischen diesen verschiedenen Vorhersagen, der sogenannten Ensemblevorhersage, stark davon ab, auf welche Art und Weise das Ensemble aufgebaut wird. Eine wichtige Überlegung ist deshalb, welche verschiedenen Ursachen die Ungenauigkeit einer deterministischen Vorhersage haben kann:

Zum einen kann das Modell selbst „ungenau“ sein, da in den Modellgleichungen Beiträge wie z.B. durch Turbulenz oder Konvektion enthalten sind, die auf empirischen Annahmen beruhen und nicht exakt bestimmt werden können. Desweiteren ist die numerische Lösung des Differentialgleichungssystems durch die Annäherung der Differentialoperatoren und die numerische Genauigkeit an sich nicht exakt.

Zum anderen ist die genaue Bestimmung des Anfangszustandes durch die Messungenauigkeit der meteorologischen Parameter und die räumliche Abdeckung beschränkt. Lorenz (1963) zeigte, dass bei der Lösung des hydrodynamischen nichtlinearen Differentialgleichungssystems bereits sehr kleine Änderungen der Anfangsbedingungen zu fundamental unterschiedlichen Lösungen führen können. Im Datenassimilationssystem wird der Anfangszustand bestimmt, indem die Messungen und die vorhergehende Modellvorhersage für den betrachteten Termin („first guess“) so aneinander angeglichen werden, dass eine Kostenfunktion minimiert wird. Dieser Anfangszustand ist unter den gegebenen Voraussetzungen der optimal mögliche, aber er wird dennoch nie der „Wahrheit“ entsprechen, da auch bei der Durchführung der Datenassimilation selbst implizit Modellfehler mit eingehen.

Diese zwei Hauptursachen der Vorhersageungenauigkeit können zur Erstellung von Ensemblevorhersagen genutzt werden, indem Störungen in

den Anfangsbedingungen bzw. verschiedene Modellformulierungen oder -einstellungen für verschiedene Vorhersagen definiert werden. Im Folgenden sollen verschiedene Ensemblevorhersagesysteme vorgestellt werden.

3.2.1. Das globale Ensemblevorhersagesystem des ECMWF

Am ECMWF werden Ensemblevorhersagen mit dem Globalmodell „Integrated Forecasting System“ (IFS) durchgeführt (Leutbecher und Palmer, 2008, und dort zitierte Arbeiten). Historisch werden die Störungen der Anfangsbedingungen, auf die Theorie von Edward Lorenz aufbauend, so gewählt, dass die Störungen in der Vorhersage maximal anwachsen. Im Laufe der Jahre wurden weitere Störungen dazu genommen, unter anderem zur Berücksichtigung von Modelldefiziten. Das EPS (engl.: „Ensemble Prediction System“) des ECMWF hat 51 Mitglieder, bestehend aus einer Vorhersage mit ungestörten Anfangsbedingungen in der horizontalen Auflösung des EPS, die niedriger ist als die der deterministischen Vorhersage, und 50 Mitgliedern, die durch verschiedene Störungen erzeugt werden. Die Ensemblevorhersagen werden zweimal täglich gestartet und für die ersten 10 Tage mit der Auflösung T639 (etwa $0,25^\circ$) und mit einer niedrigeren Auflösung (T319, etwa $0,5^\circ$) für weitere fünf Tage betrieben. Zusätzlich zur Störung der Anfangsbedingungen werden im ECMWF-EPS aber auch Modellunsicherheiten berücksichtigt. Insgesamt existieren damit vier verschiedene Methoden zur Erzeugung von Störungen:

- Stochastische Physik (SPPT3-Schema, „Stochastically Perturbed Parameterization Tendencies“, Shutts et al., 2011): Die Tendenzterme für die Windkomponenten, die Temperatur und die Feuchte werden mit Zufallsverteilungen multipliziert, die zeitlich und räumlich auf drei Skalen (Mesoskala, synoptische und globale Skala) variieren und

für jeden Gitterpunkt aus einer angepassten Normalverteilung gezogen werden.

- Stochastische Vorticity-Störungen (SKEB-Schema, „Stochastic Kinetic Energy Backscatter“): Durch die Aufteilung in im Modellgitter aufgelöste und parametrisierte Prozesse ist im Modell die Energiekaskade unterbrochen. Deshalb werden stochastisch zusätzliche, aus verschiedenen Modellkomponenten wie aus der Konvektionsparametrisierung abgeleitete Terme, multipliziert mit Zufallsverteilungen, als Beitrag zur Energiedissipation oder -produktion zur Vorticity-Gleichung addiert.
- Singuläre Vektoren (Buizza, 1994): Für das linearisierte Modell \mathbf{A} , multipliziert mit der adjungierten Matrix \mathbf{A}^* ($\mathbf{A}^* \mathbf{A}$), die am ECMWF dank des vierdimensionalen Datenassimilationsverfahrens bekannt ist (Leutbecher, 2011), wird eine Singulärwertzerlegung des Operators für die 6-Stunden-Vorhersage für den gesuchten Zeitpunkt vorgenommen. Singuläre Vektoren werden für verschiedene Gebiete berechnet (jeweils 50 Vektoren für die Extratropen auf der Süd- und Nordhalbkugel und jeweils 5 Vektoren für sechs Gebiete in den Tropen, die speziell für die Vorhersage tropischer Zyklonen definiert sind). Die 50 Störungen sind jeweils verschiedene Linearkombination aller 105 Vektoren. Dies sind die Störungen, die in der aktuellen Konfiguration innerhalb der ersten zwei Tage maximal anwachsen sollen.
- Ensemble-Datenassimilation (EDA, „Ensemble of Data Assimilations“, Isaksen et al., 2010; Bonavita und Isaksen, 2011): Dieses Verfahren ist seit Juni 2010 (Version Cy36r2) operationell. Das Daten-Assimilationssystem wird dafür zehnmal unabhängig voneinander mit verschiedenartig gestörten Beobachtungen und stochastischen Stö-

rungen der Modellphysik gestartet. Die sich so ergebenden 10 Störungen der Analysen werden zusätzlich zu den Kombinationen aus den singulären Vektoren zu der ungestörten Analyse addiert bzw. von ihr subtrahiert. Mitglied 1, 21 und 41 bzw. 2, 22 und 42 usw. haben dabei jeweils die gleiche EDA-Störung.

Damit werden im ECMWF-EPS in jedem Ensemblemitglied vier Arten von Störungen kombiniert. Für die Temperatur in 700 hPa z.B. betragen die einzelnen Anfangsstörungen im Maximum in der Regel maximal 1 K (Leutbecher, 2011). EDA-Störungen sind kleinskaliger als solche durch singuläre Vektoren, die eher auf bestimmte Gebiete lokalisiert sind. Wie durch ihre Erzeugung beabsichtigt wachsen letztere am stärksten an. Durch die Einführung der EDA werden im ECMWF-EPS damit nun global homogener verteilte Störungen benutzt. Die ist vor allem in den Tropen, d.h. auch in Westafrika, wichtig, da die singulären Vektoren dort definitionsgemäß räumlich nur sehr begrenzt Einfluss haben. Gütemaße für die Tropen sind seitdem besser (Isaksen et al., 2010). Shutts et al. (2011) beschreiben, dass in Tropen die Ensemblevarianz der Temperatur in 850 hPa gegenüber dem mittleren Fehler dennoch deutlich zu gering ist. Trotz der EDA wächst für die von Shutts et al. (2011) betrachteten operationellen Ensemblevorhersagen (Cy36r4) der mittlere Fehler in den Tropen schneller an als die Standardabweichung, was bedeutet, dass das Ensemble dort nicht optimal ist. Unter Einbeziehung des SKEB-Schemas verbessert sich diese Beziehung nicht wesentlich, aber mit dem SPPT3-Schema schon. Das ECMWF-EPS ist damit ein globales, optimiertes Ensemblevorhersagesystem, das auch für Westafrika verwendet werden kann.

3.2.2. Regionale Ensemblevorhersagen

Ausschnittsmodelle wie das COSMO benötigen für die zeitliche Integration neben Anfangsbedingungen auch Randbedingungen. Ensemblevorhersagen mit Ausschnittsmodellen hängen deshalb stark von der Wahl der Anfangs- und Randdaten ab.

Durch den Wetterdienst der Region Emilia-Romagna in Italien (ARPA-SIMC in Bologna) wurde das Ensemblevorhersagesystem COSMO-LEPS („Limited-area Ensemble Prediction System“) entwickelt, das jeweils 16 Modellintegrationen des COSMO-Modells mit einer horizontalen Auflösung von 7 km enthält (Marsigli et al., 2005; Montani et al., 2011). Das Modellgebiet enthält einen Großteil Europas und des Mittelmeers. Die Anfangs- und Randbedingungen liefern 16 mittels eines Algorithmus ausgewählte Ensemblemitglieder aus dem ECMWF-EPS. Die COSMO-Simulationen werden für eine Vorhersagedauer von 5,5 Tagen mit dem Ziel durchgeführt, probabilistische Vorhersagen speziell für den Vorhersagezeitraum von drei bis fünf Tagen bereitzustellen. Seit dem Jahr 2006 werden zusätzlich einzelne Parameter aus den Parametrisierungen der Turbulenz, Mikrophysik und aus dem Bodenmodell verändert und zwei verschiedene Konvektionsparametrisierungen (Kain-Fritsch und Tiedtke) verwendet, um Modellunsicherheiten zu berücksichtigen. Vorher war COSMO-LEPS eine reine „Verfeinerung“ des ECMWF-EPS. Für Niederschlagswahrscheinlichkeiten (12-stündig akkumuliert) sind die Gütemaße für Vorhersagezeiten von zwei bis vier Tagen ähnlich, nehmen mit höheren Schwellen ab und sind jahreszeitenabhängig. Seit dem Jahr 2002, seit dem die Vorhersagen zu Verfügung stehen, haben sie sich insgesamt verbessert. Die Verbesserung ist nicht sehr kontinuierlich, teilweise aufgrund von Schwankungen der Beobachtungen, teilweise durch verschieden große Auswirkungen von Verbesserungen des ECMWF-EPS selbst, des COSMO oder des Aufbaus von COSMO-LEPS. Mehr auf

die Kurzfrist angepasst ist das Ensemble COSMO-SREPS („Short-range Ensemble Prediction System“, z.B. Marsigli et al., 2013), das die gleichen Einstellungen verwendet wie LEPS, aber als Anfangs- und Randbedingungen deterministische Vorhersagen von verschiedenen Globalmodellen nutzt: Simulationen des IFS für sechs Mitglieder von SREPS, des GME für fünf Mitglieder und des operationellen amerikanischen Globalmodells GFS für weitere fünf Mitglieder. Für ein dichtes Niederschlags-Messnetz für Norditalien weist allerdings LEPS im Winterhalbjahr 2010/11 für fast alle Vorhersagezeiten zwischen sechs und 48 Stunden bessere Gütemaße des sechsstündig akkumulierten Niederschlags auf als SREPS. Für eine höhere Schwelle ist dies deutlicher als für eine niedrige. Eine Kombination aus beiden (12 Mitglieder von LEPS, 4 von SREPS) ergibt nochmal eine leichte Verbesserung. Bei einer Zerlegung des SREPS-Ensembles in verschiedene Untergruppen zeigt sich, dass die drei verwendeten Globalmodelle Unterschiede in der Vorhersagegüte erzeugen, dass aber eine Teilmenge von fünf Mitgliedern mit verschiedenen Globalmodellen als Anfangs- und Randbedingungen die besten Gütemaße erzielt, die fast an die für das volle SREPS heranreichen oder sie sogar übertreffen, je nach Beschaffenheit des betrachteten Gütemaßes. Dies heißt, dass die verschiedenen Anfangs- und Randbedingungen wichtiger sind als die Störungen durch verschiedene Modelleinstellungen (Parameterstörungen), was auch den Unterschied zu LEPS erklärt. Der stärkere Einfluss der verschiedenen Globalmodelle ist gegenüber den Parameterstörungen für sehr kurze Vorhersagezeiträume (bis 12 Stunden) noch deutlicher als für längere (bis 48 Stunden). In einem weiteren Test zeigen Marsigli et al. (2013), dass sich auch die Gütemaße von LEPS für größere Teilmengen gegenüber kleineren Teilmengen verbessern und ab einer Anzahl von etwa 13-14 Mitgliedern eine gleich hohe Vorhersagegüte angeben wie das volle Ensemble aus 16 Mitgliedern.

3.2.3. Hochauflösende Ensemblevorhersagen: COSMO-DE-EPS

Das Ensemblevorhersagesystem SREPS ist für die Kurzfrist gedacht, wird aber mit einer horizontalen Auflösung von 7 km betrieben, die voraussetzt, dass im COSMO eine Konvektionsparametrisierung verwendet wird. Wenn das COSMO in der operationellen Auflösung von 2,8 km betrieben wird, kann auf diese verzichtet werden. Dieser Ansatz wird am DWD verfolgt: Seit Mai 2012 betreibt er operationell das Kurzfrist-Ensemblevorhersagesystem COSMO-DE-EPS (Gebhardt et al., 2011; Theis und Gebhardt, 2011). Die sehr kurze Vorhersagezeit von 21 Stunden erfordert, dass die Störungen von Anfang an, d.h. auch für die sogenannte Kürzestfrist, groß sind. Deshalb werden, wie für das SREPS, Daten von verschiedenen Globalmodellen verwendet. Dies sind wie gehabt das GME, das IFS und das GFS sowie als viertes das japanische Globalmodell GSM. Mit diesen werden zuerst vier 7 km-Vorhersagen durchgeführt (das sogenannte „Boundary Condition Ensemble“ BCEPS), die als Randbedingungen für das COSMO-DE verwendet werden. Vier verschiedene Anfangsbedingungen werden für das COSMO-DE erzeugt, indem zu der COSMO-DE-Analyse die Differenzen zwischen den Anfangsfeldern des BCEPS und dem operationellen COSMO-EU addiert werden. Diese vier Anfangs- und Randstörungen werden, ähnlich wie bei SREPS, mit fünf Parameterstörungen kombiniert und auf diese Weise 20 Ensemblemitglieder erzeugt. Die Verifikation der Niederschlagsvorhersagen zeigt einen klaren Vorteil der Ensemblevorhersagen gegenüber der deterministischen, operationellen COSMO-DE-Vorhersage. Das Ensemble enthält meist die Beobachtung und für spätere Vorhersagezeitpunkte (ab Vorhersagestunde 13) ist die Wahrscheinlichkeitsvorhersage gleichverteilt, d.h. es existiert kein Bias und die Variabilität im Ensemble ist angemessen. Für andere Parameter wie z.B. die 2 m-Temperatur oder die Windkompo-

menten in 10 m sind die Verifikationsergebnisse noch weniger zufriedenstellend.

Keil et al. (2013) wenden für den Sommer 2009 eine Klassifizierung der Vorhersagen in Niederschlagsereignisse mit starkem und schwachem synoptischen Antrieb auf das COSMO-DE-EPS an. Die Standardabweichung des Niederschlags aller Ensemblemitglieder ist bei schwachem Antrieb größer und die Vorhersagbarkeit geringer als bei starkem Antrieb. Der Einfluss der Parameterstörungen ist bei schwachem Antrieb größer, während der Einfluss der Anfangsstörungen für beide Situationen innerhalb der ersten sechs Stunden größer ist als durch andere Störungen.

3.2.4. Weitere Ensemblevorhersagen für die Kurzfrist

Auch in Frankreich wird ein Ensemblevorhersagesystem mit dem dort operationellen Ausschnittmodell AROME mit einer horizontalen Auflösung von 2,5 km entwickelt. Vié et al. (2011) erstellen Ensemblevorhersagen, indem sie einmal Randstörungen aus dem Ensemble mit dem französischen Globalmodell ARPEGE für die Durchführung der AROME-Simulationen verwenden, einmal eine EDA mit dem Datenassimilationssystem von AROME durchführen. Für Starkniederschlagsereignisse in Südfrankreich haben die EDA-Anfangsstörungen hauptsächlich innerhalb der ersten 12 Vorhersagestunden Auswirkungen, danach sind Randstörungen wichtiger. Bei schwächerem synoptischem Antrieb und stärkerer Bedeutung von mesoskaligen Prozessen ist der Einfluss der Anfangsstörungen insgesamt höher als bei starkem synoptischem Antrieb. In einer weiterführenden Untersuchung zeigen Vié et al. (2012), dass eine Kombination von vorher getrennt verwendeten Anfangs- und Randstörungen eine klare Verbesserung ergibt, dass aber verschiedene Einstellungen in der Parametrisierung der mikrophysikalischen Prozesse keine deutlichen Auswirkungen haben.

Schumacher et al. (2013) untersuchen für zwei Tage konvektive Systeme in Texas mit Ensemblevorhersagen von 4 km horizontaler Auflösung mit verschiedenen Modellen: Dem „Weather Research and Forecasting Model“ (WRF, 19 Ensemblemitglieder), dem „Nonhydrostatic Mesoscale Model“ (NMM, 5 Mitglieder) und dem „Advanced Regional Prediction System“ (ARPS, 2 Mitglieder). Dabei werden verschiedene Methoden zur Erzeugung von Anfangs-, Rand- und Parameterstörungen verwendet. Die Vorhersagen waren dabei sehr unterschiedlich. Die korrekte Wiedergabe eines konvektiven Systems gleich zu Beginn der Vorhersagen war dabei ein wichtiger Faktor für die weitere korrekte Simulation von konvektiven Systemen in den einzelnen Vorhersagen. Die Anfangs- und Randbedingungen waren daher entscheidend.

Leoncini et al. (2013) zeigen in einer Fallstudie mit Ensemblevorhersagen mit MetUM (50 Mitglieder in 1 km horizontaler Auflösung), dass die Gesamtniederschlagsmenge für ein Flutereignis insgesamt nicht wiedergegeben werden kann, die Entwicklung des Sturms und räumliche Niederschlagsverteilung aber gut mit den Beobachtungen übereinstimmen. Die Unterschiede in den Simulationen zeigen dabei eine geringe Sensibilität bezüglich stochastischer Störungen und verschiedener Parametereinstellungen. Abweichungen in der Grenzschicht hatten eher einen Einfluss auf die Auslösung des Sturms und Parameterstörungen eher auf dessen weitere Entwicklung.

Damit existieren neben einzelnen Studien für spezielle Situationen mit starken Niederschlägen bereits operationelle, hochauflösende Ensemblevorhersagesysteme. Störungen durch verschiedene Anfangsbedingungen, Randbedingungen, Datenassimilationsverfahren und durch verschiedene Einstellungen für Parametrisierungen oder auch komplett unterschiedliche Para-

metrisierungen werden verwendet. Die optimale Wahl und Kombination der Störungen ist dabei nicht immer offensichtlich und oft auch durch technische Gegebenheiten eingeschränkt.

Im Gegensatz dazu wurden Ensemblevorhersagen mit Ausschnittsmodellen speziell für Westafrika außer von Torn (2010) bisher nicht durchgeführt. Globale Ensemblevorhersagesysteme schließen diese Region natürlich mit ein, haben aber nicht den Vorteil der hochauflösenden Vorhersagen, die auf eine Konvektionsparametrisierung verzichten können. Die häufig genannte Studie von Koster et al. (2004) beruht beispielsweise auf einem Ensemble verschiedener globaler Klimamodelle, die jeweils mit verschiedenen Bodenfeuchtedaten erstellt wurden und einmal mit gleichen, soweit das technisch möglich war. Mit einer statistischen Methode, beruhend auf Ensemblevarianzen, wurde die Sensitivität des Niederschlags im Ensemble für jeweils beide Versionen auf einer Zeitskala von sechs Tagen berechnet. Besonders groß waren die Unterschiede zwischen den jeweils zwei Versionen für die Great Plains in den USA, Äquatorialafrika und den Sahel. Damit zeigt sich, dass der Einfluss der Bodenfeuchte auf den Niederschlag in Globalmodellen im Sahel allgemein sehr groß. Die verschiedenen Modelle zeigen aber sehr unterschiedliche Entwicklungen, was eine große Unsicherheit bei der Repräsentation der physikalischen Prozesse widerspiegelt.

Bislang existieren kaum Studien, die mit Hilfe von regionalen oder gar hochauflösenden Ensemblevorhersagen die Modellierung konvektiver Systeme in Westafrika untersuchen. Torn (2010) erstellte mit Hilfe eines Ensemble-Kalman-Filters 96 WRF-Analysen für September und Oktober 2006 für den gesamten nordafrikanischen Kontinent. Für ausgewählte Termine mit ausgeprägten AEWs wurden 48-stündige Ensemblevorhersagen auf einem etwas kleineren Gebiet mit 4 km horizontaler Auflösung zwischen Atlantik und etwa 5°O gerechnet. Der Fokus bei der Auswertung lag auf der

Weiterentwicklung des jeweiligen betrachteten AEW-Trogs, auch im Hinblick auf den Einfluss von AEWs auf im weiteren Verlauf entstehende Hurrikans. Die Amplitude des Trogs in der Vorhersage war dabei sensitiv bezüglich der meridionalen Windkomponenten in der Analyse zwischen in 2-6 km Höhe sowie auf θ_e -Profile in der Trog-Region. Außerdem zeigten im 12 km-Ensemble eine Teilmenge aus Vorhersagen mit verschiedenen Konvektionsparametrisierungen eine ebenso große Variabilität wie das gesamte Ensemble.

4. Erstellung der Ensemblevorhersagen

Da Ensemblevorhersagen die Unsicherheit der Vorhersage wiedergeben sollen, müssen für ihre Erstellung die wichtigsten Ursachen dieser Unsicherheit berücksichtigt werden. In Westafrika ist die Dichte der Daten, die operationell an das „Global Telecommunication System“ (GTS) gemeldet und zur Assimilation verwendet werden können, sehr gering. Der Anfangszustand ist in dieser Region damit besonders unsicher und seine Variabilität muss im Ensembleaufbau miteinbezogen werden. Mit dem numerischen Wettervorhersagemodell COSMO in der operationellen horizontalen Auflösung von 2,8 km x 2,8 km, in der hochreichende Konvektion explizit wiedergegeben werden kann, wird ein Ausschnittsmodell verwendet. Wie im COSMO-DE-EPS müssen daher Randdaten als weitere Quelle von Unsicherheiten berücksichtigt werden. Hinzu kommt die Bedeutung der Landoberfläche-Atmosphäre-Wechselwirkungen in Westafrika und die Tatsache, dass der Zustand der Landoberfläche auch sehr unsicher ist. Deshalb sollen im Anfangszustand zusätzlich bestimmte Parameter wie die Bodenfeuchte gestört werden. Auf diese Art und Weise werden in erster Linie die besonders großen Unsicherheiten der Anfangs- und Randwerte berücksichtigt. Im Rahmen der Störungen des Anfangszustands der Bodenfeuchte werden dann auch Parameterstörungen miteinbezogen.

4.1. Aufstellung des Ensemblesystems: Anfangs- und Randbedingungen

Bevor im nächsten Abschnitt genauer auf die Landoberfläche eingegangen wird, sollen hier die verschiedenen Anfangs- und Randbedingungen vorgestellt, ihre Auswahl begründet und die Methodik erklärt werden. Mit der Wahl der Anfangs- und Randdaten ergeben sich auch die zwei Zeiträume, für die die Ensemblesimulationen durchgeführt werden.

4.1.1. ANA-Ensemble

Die AMMA-Re-Analyse, die von Agustí-Panareda et al. (2010) am ECMWF für die Zeit der AMMA-Messkampagne im Jahr 2006 erstellt wurde, stellt den besten für Simulationen mit dem COSMO-Modell verfügbaren Datensatz für Westafrika dar. Damit ist klar, dass diese auch Anfangs- und Randbedingungen für ein oder mehrere Ensemblemitglieder im aufzustellenden COSMO-Ensemble liefern sollte. Da sich bereits einige Modellstudien über konvektive Systeme (z.B. Barthe et al., 2010; Klüpfel et al., 2012; Birch et al., 2012; Marsham et al., 2013, Abschn. 2.3) mit dem Zeitraum Ende Juli 2006 beschäftigt haben, in dem auch konvektive Systeme beobachtet wurden, die im Sahel über Landoberflächeninhomogenitäten ausgelöst wurden (Taylor et al., 2010), liegt es nahe, diesen auch für die angestrebten Ensemblesimulationen zu wählen. Damit der Zeitraum eine ausreichend große Menge an konvektiven System enthält sowie Tage, an denen die Konvektionsaktivität niedrig ist, werden die 10 Tage vom 23. Juli bis 01. August 2006 ausgewählt. Es kann davon ausgegangen werden, dass dieser Zeitraum auch groß genug ist, um auch statistische Analysen durchzuführen. Bei der Interpretation der Gütemaße müssen jedoch im Zweifelsfall mögliche Einschränkungen beachtet werden. Dennoch bleiben die Analysen hier auf 10

Tage beschränkt, da für diesen Zeitraum auch gleichzeitig Detailuntersuchungen durchgeführt werden können.

Um ähnlich wie im COSMO-DE-EPS bereits in den Anfangsbedingungen große Unterschiede zu erzeugen, werden weitere Analysen ausgewählt. Aus technischer Sicht für die Durchführung von COSMO-Simulationen möglich und auch nach einiger Zeit in einer horizontalen Auflösung von mindestens $0,5^\circ$ noch frei verfügbar sind die operationellen Analysen und Vorhersagen des GME und des ECMWF. Um konsistent mit der Verwendung der AMMA-Re-Analysen für die Anfangs- und Randbedingungen zu bleiben, werden für alle Randbedingungen Analysen verwendet. Das so aufgestellte Ensemble soll daher als ANA-Ensemble bezeichnet werden.

Die operationellen ECMWF-Analysen von 2006 wurden mit der IFS-Version Cy30r1 erstellt, die unter anderem noch das Bodenmodell TESSEL statt des später implementierten HTESSEL beinhaltet (s.a. Klüpfel et al., 2011). Außerdem wurden deutlich weniger in-situ-Daten, vor allem Radio- und Dropsonden, als in der Re-Analyse assimiliert. Tompkins et al. (2005) zeigen mittels sogenannter Negationsexperimente im Assimilationsverfahren, dass der mittlere Fehler der Analysen gegenüber unabhängigen Dropsondenmessungen insbesondere durch die Assimilation von Radiosonden- und Pilotballondaten verringert werden kann. Die Unterschiede zwischen den operationellen Analysen aus dem Jahr 2006 und den speziellen AMMA-Re-Analysen sollten damit auch ausreichend groß sein.

4.1.2. EC-Ensemble für 2011 und Clusteranalyse

Der Ansatz zur Verwendung von Daten verschiedener Globalmodelle zur Erzeugung von Anfangs- und Randstörungen wird im COSMO-DE-EPS sowie im COSMO-SREPS verfolgt. Da allerdings das COSMO-LEPS, das eine größere Anzahl an verschiedenen Anfangs- und Randwerten verwen-

det, indem Mitglieder aus dem ECMWF-EPS ausgewählt werden, sogar gegenüber dem SREPS bessere Gütemaße zeigt (Marsigli et al., 2013, s.a. Abschn. 3.2.2), soll auch dieser Ansatz verfolgt werden. Im ECMWF-EPS sind seit Juni 2010 die EDA-Störungen enthalten, die sehr wichtig für die Tropen sind. Bei einer Auswahl von Mitgliedern aus dem ECMWF-EPS für Westafrika ist es daher unumgänglich, die operationellen Ensemblevorhersagen für einen Zeitraum ab frühestens Juni 2010 zu verwenden. Deshalb kann nicht der gleiche Zeitraum wie für das ANA-Ensemble betrachtet werden. Als neuer Zeitraum werden unter den verfügbaren Daten¹ 10 Tage ausgewählt, an denen die konvektive Aktivität im Sahel ausgeprägt ist. Die Wahl fällt dabei auf den 12. bis 21. Juli 2011.

Wie bei LEPS werden 16 Ensemblemitglieder des ECMWF mit einer sogenannten Clusteranalyse ausgewählt (Molteni et al., 2001). Dafür werden zuerst verschiedene Variablen für das Gebiet 0-30°N / 20°W-20°O ausgewählt, anhand derer die 51 Ensemblemitglieder in 16 Untergruppen, die sogenannten „Cluster“, unterteilt werden. Dies sind u , v , q^v und Φ auf den Druckflächen 925 hPa, 700 hPa und 500 hPa, jeweils für die 12 UTC-Simulationen vom Vortag und für die Vorhersagestunden 12, 36 und 48. Die Windkomponenten in 925 hPa und 700 hPa werden gewählt, da sie als dynamische Parameter die Monsunzirkulation und den AEJ mit seinen Wellenstörungen charakterisieren. Außerdem sind die Feuchte- und die Temperatur- bzw. Druckverteilung in der Grenzschicht (d.h. 925 hPa) Größen, die großräumige Gradienten und damit wichtige Unterschiede zwischen den Modellfeldern wiedergeben. In einer Bachelorarbeit (Lauer, 2011) wurde beispielhaft an einzelnen Tagen für die ECMWF-Ensemblevorhersagen eine Hauptkomponentenzerlegung (EOF-Analyse, engl.: „Empirical Orthogonal

¹Die operationellen Ensemblevorhersagen des ECMWF werden nur auf Druckniveaus archiviert. Zum Modellstart des COSMO können aus technischen Gründen nur Daten auf Modellschichten verwendet werden, die nicht archiviert sind und deshalb direkt nach ihrer Erstellung bezogen werden müssen. Hier wurde nur ein bestimmter Zeitraum an Daten gespeichert.

Functions“) durchgeführt. Demnach haben die beiden ersten Eigenvektoren bzw. EOFs für das Geopotential in 500 hPa unter den verschiedenen, einzeln getesteten Parametern den höchsten Anteil an der Gesamtvariabilität im Ensemble (53%), der Vertikalwind in 850 hPa die niedrigste. Für die spezifische Feuchte in 925 hPa liegt sie bei 30%, für die Windkomponenten in 700 hPa bei nur 20% bzw. 25%. Die hohe Variabilität im Geopotential zentriert sich im Bereich um 12°N, wo in etwa der AEJ liegt. Deshalb ist es wichtig, dass bei der Clusteranalyse verschiedene Parameter gleichzeitig berücksichtigt werden. Aus diesen wird für jedes Ensemblemitglied m ein einziger Vektor \mathbf{x}_m gebildet, indem die Vektoren der Felder normiert und aneinandergelagert werden (Wilks, 2011):

$$\mathbf{x}_m = \begin{pmatrix} w(u_{i,j}) u_{i,j}(975 \text{ hPa}, t_1) \\ w(u_{i,j}) u_{i,j}(700 \text{ hPa}, t_1) \\ w(u_{i,j}) u_{i,j}(500 \text{ hPa}, t_1) \\ w(u_{i,j}) u_{i,j}(975 \text{ hPa}, t_2) \\ \vdots \\ w(u_{i,j}) u_{i,j}(500 \text{ hPa}, t_3) \\ w(v_{i,j}) v_{i,j}(975 \text{ hPa}, t_1) \\ \vdots \\ w(T_{i,j}) T_{i,j}(975 \text{ hPa}, t_1) \\ \vdots \\ w(\Phi_{i,j}) \Phi_{i,j}(975 \text{ hPa}, t_1) \\ \vdots \end{pmatrix} \quad [4.1]$$

Dabei ist $u_{i,j}(975 \text{ hPa}, t_1) = (u_{11} \ u_{12} \ \dots \ u_{iN} \ u_{jN})^T$ ein Spaltenvektor für die jeweilige, ursprünglich zweidimensionale Variable, hier die zonale Windgeschwindigkeit auf der Druckfläche 975 hPa zum Zeitpunkt t_1 . Der Faktor

$w(y_{i,j}) = \left(\frac{1}{M} \sum (y_{m,ij} - \bar{y}_{ij})^2 \right)^{-1}$ ist die reziproke Varianz² über alle M Ensemblemitglieder der Variable y am Punkt (i, j) . Die Einteilung in Untergruppen ist ein Verfahren mit mehreren Schritten:

- Zuerst werden paarweise zwischen allen 51 Ensemblemitgliedern die Differenzen berechnet, wobei die Differenz zwischen zwei Vektoren \mathbf{x}_m als Norm des Differenzvektors definiert ist.
- Dann werden in der hierarchischen Clusteranalyse die zwei Mitglieder mit der kleinsten Differenz als Gruppe G definiert. Damit stehen für den nächsten Schritt 49 einzelne Mitglieder und G mit zwei Mitgliedern zur Verfügung.
- Im nächsten Schritt wird wiederum die Differenz paarweise zwischen allen Mitgliedern berechnet, wobei als Differenz d_G zu G die maximale Differenz zu einem der beiden Mitgliedern von G definiert wird. Diese Methode wird als „complete linkage“ bezeichnet (Wilks, 2011).
- Die zwei Mitglieder mit der kleinsten Differenz bilden eine neue Gruppe G_2 . Dabei ist aufgrund der Definition von d_G wahrscheinlich, dass G nicht in G_2 enthalten ist. Die Methode des „complete linkage“ soll daher bewirken, dass sich mehrere kleinere Gruppen mit jeweils etwa gleich vielen Mitgliedern finden.
- Sobald wie vorgegeben 16 Gruppen gefunden werden, wird die Einteilung abgebrochen.

Im nächsten Schritt wird für jede Gruppe ein repräsentatives Mitglied gewählt. Es ist definiert als das Mitglied mit dem kleinsten Verhältnis zwischen der mittleren Differenz zu allen anderen Mitgliedern in der gleichen

²Die Notation ist mathematisch nicht ganz korrekt: $w(y_{i,j})$ ist ein Skalar, der für jede Komponente von \mathbf{x}_m einen anderen Wert hat. Dennoch handelt es sich hier nicht um ein Skalarprodukt

Tab. 4.1.: Repräsentative Mitglieder der Clusteranalyse des ECMWF-EPS für 10 aufeinanderfolgende Tage, jeweils 12 UTC-Läufe.

11.07.2011	01, 16, 18, 20, 23, 24, 28, 30, 31, 34, 37, 39, 42, 45, 46, 49
12.07.2011	05, 06, 07, 09, 12, 18, 21, 22, 24, 28, 33, 34, 35, 39, 40, 50
13.07.2011	02, 04, 05, 06, 19, 28, 32, 33, 34, 38, 40, 41, 43, 47, 49, 50
14.07.2011	11, 13, 19, 20, 25, 27, 28, 30, 34, 36, 41, 42, 43, 44, 46, 49
15.07.2011	01, 03, 09, 10, 13, 24, 26, 27, 31, 34, 38, 39, 40, 42, 48, 50
16.07.2011	06, 07, 11, 12, 14, 18, 23, 24, 30, 36, 37, 39, 40, 41, 42, 45
17.07.2011	12, 20, 21, 24, 25, 28, 30, 31, 33, 37, 42, 43, 45, 46, 47, 49
18.07.2011	12, 14, 19, 20, 22, 25, 26, 27, 29, 30, 32, 33, 38, 41, 43, 44
19.07.2011	03, 05, 10, 12, 14, 17, 18, 24, 26, 27, 28, 29, 31, 35, 36, 42
20.07.2011	02, 03, 06, 11, 14, 15, 20, 22, 27, 29, 30, 32, 33, 37, 41, 44

Untergruppe und der mittleren Differenz zu allen anderen Mitgliedern (Molteni et al., 2001). Die 16 repräsentativen Mitglieder, die mit der Clusteranalyse für die 10 Tage ausgewählt werden, sind in Tabelle 4.1 aufgeführt³. Das COSMO-Ensemble, für das diese ausgewählten Mitglieder als Anfangs- und Randbedingungen verwendet werden, wird als EC-Ensemble bezeichnet - im Gegensatz zum ECMWF-Globalensemble. Die zusätzliche Verwendung von Bodenstörungen für die COSMO-Ensemblesimulationen ist im EC-Ensemble besonders wichtig, da das ECMWF-EPS selbst bis jetzt keinerlei Störungen der Landoberflächenparameter selbst berücksichtigt.

4.1.3. EC-Ensemble für 2006

Nachdem die EDA-Störungen für 2006 nicht verfügbar sind, ergab sich die Möglichkeit, Daten von Tests zu verwenden, die am ECMWF durch-

³Die Anpassung der von Andrea Montani zur Verfügung gestellten Software für Westafrika sowie die technische Realisierung wurde von Leonhard Gantner unter Nutzung der für das Special Project „Convection-permitting ensemble simulations for West Africa based on different soil moisture fields“ zur Verfügung stehenden Infrastruktur am ECMWF durchgeführt.

geführt wurden. Dafür wurde die EDA von 2012 auf das Jahr 2006 übertragen. Dies wird als „klimatologische EDA“ bezeichnet (Simon Lang, ECMWF, persönl. Mitteilung). Auf diese Weise stehen für die zehn ausgewählten Vorhersagetage für 2006 zehn Ensemblemitglieder des ECMWF-Tests zur Verfügung, zusammen mit der Kontrollvorhersage 11, die als Anfangs- und Randwerte für ein zweites COSMO-Ensemble für 2006 verwendet werden können. Dies hat den Vorteil, dass ein direkter Vergleich zwischen den beiden Arten der Zusammenstellung verschiedener Anfangs- und Randbedingungen möglich ist: Für das ANA-Ensemble stehen nur drei verschiedene Analysen zur Verfügung. Hier sind es 11 verschiedene Vorhersagen. Desweiteren muss im ANA-Ensemble davon ausgegangen werden, dass die COSMO-Simulationen, die die verschiedenen Analysen als Anfangs- und Randbedingung verwenden, nicht alle „gleichberechtigt“ sind, da die Re-Analyse als „beste“ mögliche Analyse angesehen wird und sich die beiden Analysen des ECMWF eventuell weniger stark voneinander unterscheiden als jeweils von den GME-Analysen. Das EC-Ensemble für 2006 ist daher für den Vergleich notwendig, um zu untersuchen, ob sich dies auf die Wahrscheinlichkeitsverteilungen des ANA-Ensembles auswirkt.

Damit stehen drei verschiedene Sätze von Anfangs- und Randbedingungen für die Aufstellung von COSMO-Simulationen zur Verfügung: Drei Analysen von zwei verschiedenen Globalmodellen für 2006 (ANA-Ensemble), 16 Vorhersagen des ECMWF, die jeweils mittels Clusteranalyse aus dem vollen, operationellen ECMWF-EPS für 2011 gewonnen werden (EC-Ensemble 2011), und die 11 Ensemblemitglieder einer Testvorhersage als Vergleichsbasis für 2006 (EC-Ensemble 2006).

Auch wenn das ANA-Ensemble streng genommen ein Ensemble aus sogenannten Hindcast-Simulationen darstellt, soll im Folgenden im Zusammenhang mit dem ANA-Ensemble nicht von einem Hindcast-Ensemble,

sondern vereinfacht auch von Ensemblevorhersagen gesprochen werden. Der Vorteil der EC-Ensemble-Versionen gegenüber dem ANA-Ensemble ist, dass auch die Vorhersagen des ECMWF selbst, die als Anfangs- und Randbedingungen dienen, zum Vergleich mit den Ergebnissen der hochauflösenden Ensembles herangezogen werden können.

4.2. Bodenstörungen

Die Definition der Art und Weise, wie geeignete Anfangsbedingungen des Bodens erstellt werden sollen, ist ein zentraler Punkt dieser Arbeit. Auf dem Ergebnis von Gantner und Kalthoff (2010) aufbauend, dass die Anfangsbodenfeuchte darüber entscheiden kann, ob ein konvektives System vom Modell wiedergegeben wird oder nicht, stellten Klüpfel et al. (2011) ein Ensemble mit fünf Mitgliedern auf, für die die Bodenfeuchte von verschiedenen verfügbaren Datensätzen verwendet wurde. Beim Vergleich der Bodenfeuchteverteilungen wurden sehr große Unterschiede in den Mustern, den Nord-Süd-Gradienten und in den absoluten Werten offensichtlich. Diese lassen sich durch Unterschiede zwischen den verschiedenen Bodenmodellen und den unterschiedlichen darin verwendeten Bodenartenverteilungen erklären. Außerdem ist die Bodenfeuchte bis jetzt in den meisten Wettervorhersagemodellen eine Größe, in die keinerlei Messungen mit einfließen, so dass sie zu Modellstart vom vorherigen Vorhersagezyklus übernommen werden muss. Oft dient sie zur Optimierung bodennaher atmosphärischer Parameter wie der 2 m-Temperatur oder der relativen Feuchte in 2 m (z.B. Hess, 2001; Drusch und Viterbo, 2007). Im COSMO-EU wird diese Optimierung als „Soil Moisture Assimilation“ (SMA) bezeichnet. Hess et al. (2008) beschreiben, dass dadurch ein positiver Rückkopplungsmechanismus unterbrochen werden kann: Zu wenig Niederschlag führt zu i) zu niedriger Bodenfeuchte, ii) zu geringer Evapotranspiration, iii) einer zu

trockenen und warmen Atmosphäre und iv) wiederum zu zu wenig Niederschlag und trockenem Boden. Durch die SMA wird bei zu hoher 2 m-Temperatur die Bodenfeuchte erhöht bzw. bei einer zu niedrigen 2 m-Temperatur verringert. Die Analyseinkremente steigen dabei z.B. für den Sommer 2003 auf bis zu 17 mm in der obersten Bodenschicht. Dies führt für die meisten dort betrachteten Fälle auch zu einer Verbesserung der Bodenfeuchte im Modell selbst, ist aber nur gerechtfertigt, wenn Fehler in der Temperaturvorhersage auch durch Fehler in der Niederschlags- und damit Bodenfeuchtesimulation hervorgerufen werden. Da für Westafrika jedoch weder ein operationelles COSMO-Vorhersagesystem noch ausreichend Bodenstationen zur Verfügung stehen, kann auch keine SMA durchgeführt werden. Dadurch ist die Unsicherheit in der Anfangsbedingung insbesondere in Bodennähe sehr groß. Bei einer ungenauen Niederschlagsvorhersage, wie dies unter konvektiven Bedingungen wie in Westafrika möglicherweise der Fall ist, wird dies noch verstärkt. Diese Unsicherheit in der Anfangsbedingung soll hier berücksichtigt werden. Deshalb werden im Ensemble verschiedene Bodenfeuchteverteilungen für die Anfangsbedingungen ausgewählt, die sich stark unterscheiden und gleichzeitig möglichst realitätsnah sind:

- Die Bodenfeuchteverteilung (für alle Schichten) der GME-Analysen, die am konsistentesten zum COSMO sein sollte, da das GME ebenfalls das TERRA_ML als Bodenmodell enthält und damit auch die gleichen Bodeneigenschaften;
- für 2006 die Bodenfeuchteverteilung zusammen mit der Bodenartenverteilung der AMMA-Re-Analysen, die an die TERRA_ML-Eigenschaften angepasst werden und gegenüber der operationellen Analyse, vor allem durch die neuere IFS-Modellversion, deutlich realistischer sind (Klüpfel et al., 2011); für 2011 die Anfangsbodenfeuchte-

verteilung der Ensemblevorhersagen selbst, da sie im Anfangszustand am konsistentesten mit der Atmosphäre ist;

- eine von Satellitenmessungen abgeleitete Bodenfeuchteverteilung, die speziell für Westafrika an das Bodenmodell TERRA_ML angepasst wird. Damit wird garantiert, dass die Bodenfeuchteverteilung auch Muster wiedergibt, die tatsächlich gefallene Niederschläge erzeugt haben.

Die Anpassungen, die für diese verschiedenen Verteilungen durchgeführt werden müssen, sollen nun im Einzelnen beschrieben werden.

4.2.1. Bodenfeuchte aus Satellitenmessungen

Beim Vergleich der für die Modellsimulationen verwendeten Bodenfeuchtedaten fanden Klüpfel et al. (2011), dass die von Messungen des AMSR-E („Advanced Microwave Sounding Radiometer - Earth Observing System“) abgeleitete oberflächennahe Bodenfeuchte (Level-3-Produkt des „National Snow and Ice Data Center“ (NSIDC), Njoku et al., 2003; Njoku, 2004) gegenüber allen modellbasierten Verteilungen (jeweils oberste Modellschicht) deutlich zu niedrig ist (Median von 11%_V gegenüber Medianwerten zwischen 22%_V und 26%_V). In verschiedenen Untersuchungen im Rahmen des AMMA Teilprojekts „Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique“ (CATCH, Lebel et al., 2009) wurden die AMSR-E-Daten für 2006 mit einzelnen Stationen verglichen. Bei dem Vergleich mit der Station Bira im Norden Benins (9,83°N / 1,72°O) zeigt die Bodenfeuchte von NSIDC-AMSR-E im Winterhalbjahr zu hohe Werte. Die Variabilität während der Monsunsaison wird jedoch gut wiedergegeben (Pellarin et al., 2009). Für die repräsentativen Stationen in Gourma, Mali (de Rosnay et al., 2009), sind die absoluten Werte der Bodenfeuchte für das Satellitenpro-

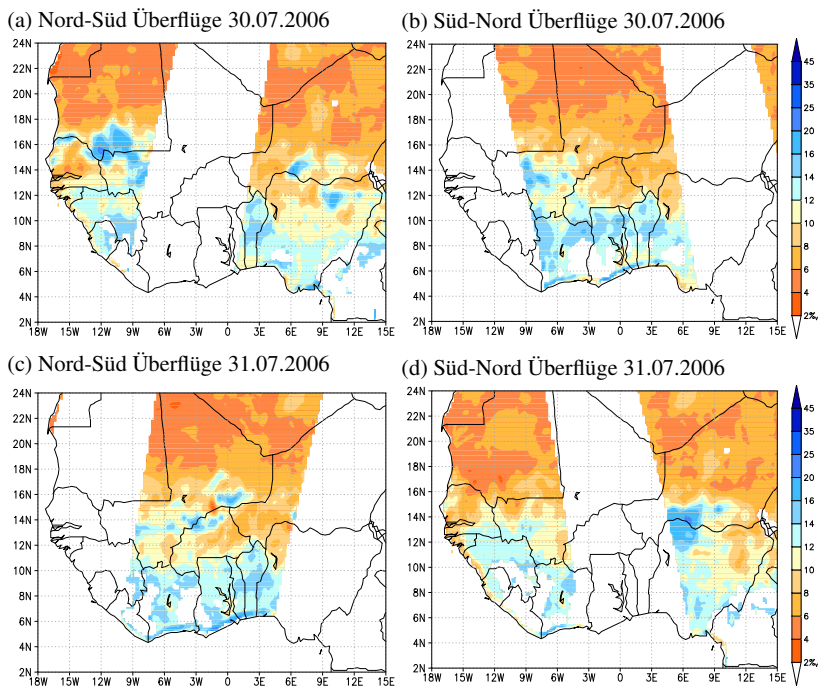


Abb. 4.1.: AMSR-E-Bodenfeuchte für Überflüge am 30. und 31. Juli 2006.

dukt ebenfalls nicht korrekt, aber die zeitliche Variabilität auf saisonalen wie konvektiven Skalen (Gruhier et al., 2008). Gruhier et al. (2010) werten für die Jahre 2005 und 2006 verschiedene satellitenbasierte Bodenfeuchteprodukte aus. Das NSIDC-Produkt zeigt dabei einen deutlich zu kleinen Wertebereich. Die besten Ergebnisse im Vergleich mit den Stationen in Gourma erzielt die Bodenfeuchte, die über einen anderen Algorithmus abgeleitet wird (in Kollaboration der Vrije Universiteit Amsterdam und der National Aeronautics and Space Science Administration entwickelt; Owe et al., 2008). Hier wird aber dennoch das „offizielle“ Produkt von NSIDC gewählt, da für dieses die Werte aus nächtlichen und mittäglichen Überflügen des Satelliten untereinander konsistenter sind und dadurch die Daten in

einer höheren zeitlichen Auflösung verfügbar sind: Durch die Umlaufbahn des polumlaufenden Satelliten EOS-AQUA, auf dem sich das Mikrowellenradiometer AMSR-E befindet, liegen die Daten täglich jeweils für nächtliche Nord-Süd-Überflüge („Descending pass“ zwischen 00 UTC und 02 UTC) und mittägliche Süd-Nord-Überflüge („Ascending pass“ für Westafrika zwischen 12 UTC und 14 UTC) vor. Die Gebiete, für die während der Überflüge Messdaten gewonnen werden können (engl.: „swaths“), sind 1445 km breit. In Westafrika, d.h. in Äquatornähe und nahe des Nullmeridians, wird jeder Punkt von den nächtlichen bzw. mittäglichen Überflügen etwa alle zwei Tage abgedeckt (Abb. 4.1). Wenn für jeden Tag ein Bodenfeuchtefeld für den Modellstart zur Verfügung stehen soll, müssen daher die nächtlichen und die mittäglichen Überflüge gemittelt werden.

Durch die im Modell starke Abhängigkeit der Bodenfeuchte von der Bodenartenverteilung bzw. von den bodenartenabhängigen Parametern und der gleichzeitigen Unsicherheit in den Absolutwerten ist ersichtlich, dass das Satellitenprodukt nicht direkt als Anfangsverteilung genommen werden kann, sondern angepasst werden muss. Desweiteren basiert die Satellitenmessung auf der passiven Messung der von der Erdoberfläche ausgehenden Strahlung und ist deshalb maximal für den obersten 1 cm unterhalb der Bodenoberfläche repräsentativ (Njoku et al., 2003). Die tatsächliche Tiefe ist dabei abhängig von der Dielektrizitätskonstante des emittierenden Mediums und deshalb auch von der Bodenfeuchte selbst.

Bias-Korrektur der AMSR-E-Bodenfeuchte

Die Methode der Anpassung der oberflächennahen Bodenfeuchte vom Satelliten liefert gleichzeitig einen Ansatz, wie die Bodenfeuchte für die tieferen Schichten des Bodenmodells bestimmt werden kann: Durch die Bestimmung von kumulativen Häufigkeitsverteilungen („Cumulative Distribution

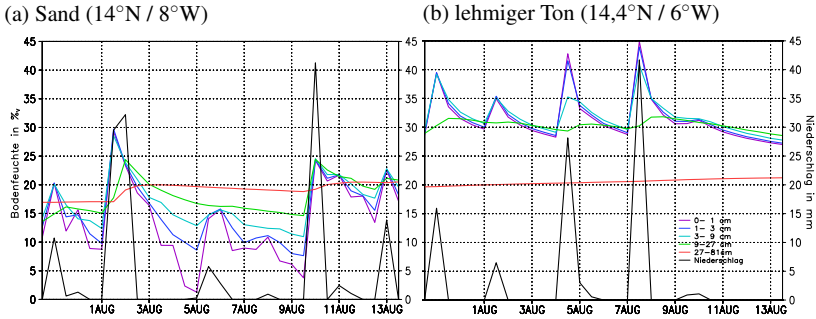


Abb. 4.2.: Zeitlicher Verlauf des Niederschlags und der Bodenfeuchte in den fünf obersten Bodenschichten des TERRA_ML für zwei Gitterpunkte mit verschiedenen Bodentypen (vgl. auch Anhang A.1).

Functions“, CDFs) der Bodenfeuchte im Modell (cdf_m) sowie für die Satellitenbodenfeuchte (cdf_s) können nach Reichle und Koster (2004) für gegebene Werte x der Verteilung cdf_s zugehörige Werte x' der Verteilung cdf_m gefunden werden:

$$cdf_m(x') = cdf_s(x). \tag{4.2}$$

Für tiefere Modellschichten i liegt entsprechend eine kumulative Häufigkeitsverteilung $cdf_{m,i}$ vor, so dass nach Gleichung 4.2 auch x'_i bestimmt werden kann. Die Zunahme der Bodenfeuchte nach Niederschlägen ist hauptsächlich in den obersten Bodenschichten von Bedeutung. Für Bodentypen mit größeren Korngrößen und hydraulischer Leitfähigkeit wie Sand (größter in TERRA_ML enthaltene Bodentyp) ist bis in die vierte Bodenschicht in 9-27 cm eine Reaktion der Bodenfeuchte auf den Niederschlag zu erkennen (Abb. 4.2a). Sie ist aber zum Teil etwas verzögert und für feinere Bodentypen wie z.B. lehmigen Ton (Abb. 4.2b) nur sehr schwach. Die fünfte Bodenschicht zeigt für Sand nur eine sehr geringe und für Ton keinerlei direkte Reaktion auf den Niederschlag. Deshalb werden mit dem CDF-

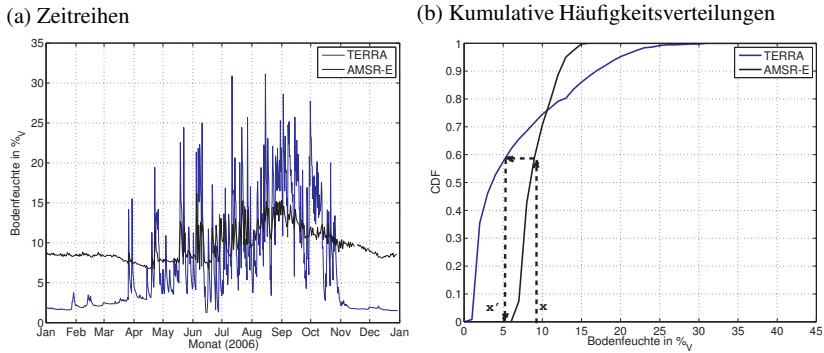


Abb. 4.3.: Zeitreihen und zugehörige CDFs der Bodenfeuchte von TERRA_ML-Simulationen und AMSR-E-Daten für $12^{\circ}\text{N} / 2,5^{\circ}\text{W}$. Die Pfeile geben graphisch die Bestimmung von x' , ausgehend von x , wieder.

Verfahren nur die drei obersten Bodenschichten angepasst. Für die tieferen Bodenschichten muss eine andere Lösung gefunden werden.

Um einen ausreichend großen Datensatz für die Bestimmung der CDFs zur Verfügung zu haben, werden mit einer vom COSMO selbst abgekoppelten Version des TERRA_ML Bodenfeuchtedaten für das gesamte Jahr 2006 erzeugt. Für den atmosphärischen Antrieb stand ein Datensatz zur Verfügung, der für das „AMMA Land Surface Model Intercomparison Project“ (ALMIP, Boone et al., 2009) erstellt worden war. Er besteht aus ECMWF-Vorhersagen für den Bodendruck, die 2-m-Temperatur und -Feuchte und die Windkomponenten in 10 m, aus Strahlungsflüssen der „Land Surface Analysis Satellite Application Facility“ (LSA SAF, Geiger et al., 2008) und Niederschlagsdaten der TMPA. Im operationellen COSMO wird die Pflanzenbedeckung über eine Sinusfunktion bestimmt, die zwischen einem Minimum und einem Maximum interpoliert, sodass sie im Januar minimal und im Juli maximal ist. In ALMIP werden Boden- und Vegetationsparameter aus der Ecoclimap-Datenbank (Masson et al., 2003) verwendet, die klimatologische 10-tägige oder monatliche Verteilungen liefert und auf Satel-

litenmessungen basiert. Darin werden Schwankungen des Pflanzenwachstums von Jahr zu Jahr nicht berücksichtigt, der jährliche Zyklus aber dennoch besser wiedergegeben als durch eine einfache Interpolation zwischen zwei Feldern. Der Pflanzenbedeckungsgrad zeigt z.B. nach den Ecoclimap-Verteilungen in Westafrika ein Maximum im September bis Oktober (je nach geographischer Breite), d.h. das klimatologische Maximum tritt deutlich später auf als Juli. Aus diesem Grund werden für die TERRA_ML-Simulationen die Verteilungen des Blattflächenindex (LAI, engl. „Leaf Area Index“) und des Pflanzenbedeckungsgrads aus der Ecoclimap-Datenbank verwendet. Der Anfangszustand für die TERRA_ML-Simulation ist ein vorgegebenes, horizontal homogenes Bodenfeuchteprofil. Nach einer ersten Simulation für das Jahr 2006 wird die Bodenfeuchteverteilung für den 1.1.2007 als Anfangswert für eine zweite Simulation für das Jahr 2006 verwendet. Die Einschwingzeit kann damit auf etwa ein Jahr abgeschätzt werden (s.a. Matt, 2011). Die endgültige TERRA_ML-Simulation wird daher bereits ein Jahr im Voraus gestartet, d.h. am 1.1.2005. Für die Erstellung der CDFs werden die Bodenfeuchteverteilungen für das Jahr 2006 verwendet.

Für die AMSR-E-Bodenfeuchte sollten die CDFs für den gleichen Zeitraum gebildet werden. Die Satellitendaten werden deshalb für das gesamte Jahr 2006 gespeichert, täglich gemittelt und auf die horizontale Auflösung der TERRA_ML-Simulation ($0,125^\circ \times 0,125^\circ$) interpoliert. Dann kann für jeden Gitterpunkt x mit Hilfe seiner Zeitreihe (Abb. 4.3a, Beispiel für einen Gitterpunkt) nach Gleichung 4.2 die Bodenfeuchte x' bestimmt werden (Abb. 4.3b: Für $x = 9\%_V$ folgt $x' = 5\%_V$). Für die AMSR-E-Daten für 2011 werden ebenfalls die Zuordnungen mit Hilfe der Zeitreihen für 2006 durchgeführt. Für die zweit- und drittoberste Modellschicht werden die $x'_{2/3}$ nach $cdf_{m,2/3}(x'_{2/3}) = cdf_s(x)$ abgeleitet. Für die tieferen Schichten werden klimatologische Verteilungen eingesetzt, d.h. für die zwei aus-

gewählten Zeiträume aus den Jahren 2006 und 2011 mittlere Verteilungen aus den TERRA_ML-Simulationen für den Monat Juli 2006.

Auf diese Art und Weise ist es möglich, Bodenfeuchteverteilungen zu erzeugen, die stark an die Modelleinstellungen des TERRA_ML angepasst sind, aber dennoch realistische, durch vorher gefallene Niederschläge erzeugte Muster enthalten. Für den 31.07.2006 beispielsweise sind in der AMSR-E-Bodenfeuchte (Abb. 4.4a) besonders in der Region um Burkina Faso Muster zu erkennen. Durch die Anpassung mittels CDF-Verfahren wird die Verteilung stark verändert (Abb. 4.4b). In der Differenz zu der mittleren Bodenfeuchte für Juli aus TERRA_ML-Simulationen (Abb. 4.4c) sind die Muster jedoch deutlich zu erkennen.

In der angepassten AMSR-E-Verteilung (Abb. 4.4b) fällt auf, dass nördlich von 16°N größere Gebiete mit $w_{SO} < 2\%_V$ und solche mit $w_{SO} > 16\%_V$ direkt nebeneinander liegen. Dies ist durch die TERRA_ML-Simulationen bedingt, die dort für Gebiete mit der Bodenart Lehm recht hohe Werte wiedergeben. Der Modellstart mit der angepassten AMSR-E-Bodenfeuchte führt in einigen Fällen zu numerischen Instabilitäten und auch technisch zum Abbruch der Modellrechnungen. Die latenten Wärmeflüsse zeigen zum Modellstart um 00 UTC im Norden aber in Gebieten, wo die Bodenfeuchte bereits sehr niedrig ist, sehr hohe Werte (Abb. 4.5a, Beispiel für den 31.07.2006, 00 UTC), die sogar höher sind als weiter im Süden, Richtung Guineaküste. Im Vergleich zu Simulationen mit anderen Anfangsbodenfeuchtefeldern fällt auf, dass letztere nördlich von 16°N fast ausschließlich latente Wärmeflüsse von weniger als 20 W m^{-2} wiedergeben. Dies erscheint für 00 UTC auch realistisch (Abb. 4.5b, Beispiel für eine Simulation mit Anfangsbodenfeuchte aus GME-Analysen), wohingegen große Regionen mit latenten Wärmeflüssen bis 100 W m^{-2} nachts eher unrealistisch sind. Die angepasste AMSR-E-Bodenfeuchte muss daher im Norden nochmals

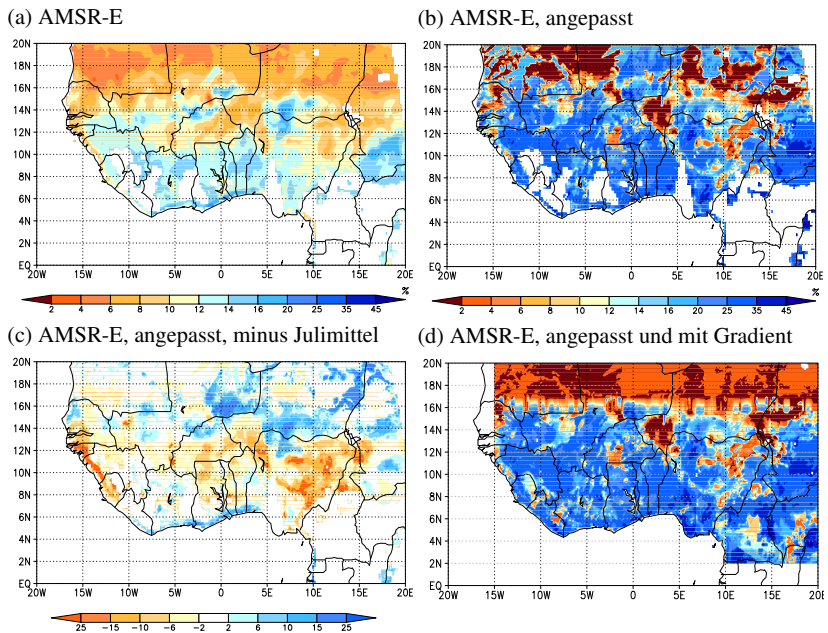


Abb. 4.4.: Bodenfeuchteverteilungen des AMSR-E am 31.07.2006 vor und nach den einzelnen Anpassungen sowie als Differenz zur mittleren Bodenfeuchte aus TERRA_ML-Simulationen für Juli.

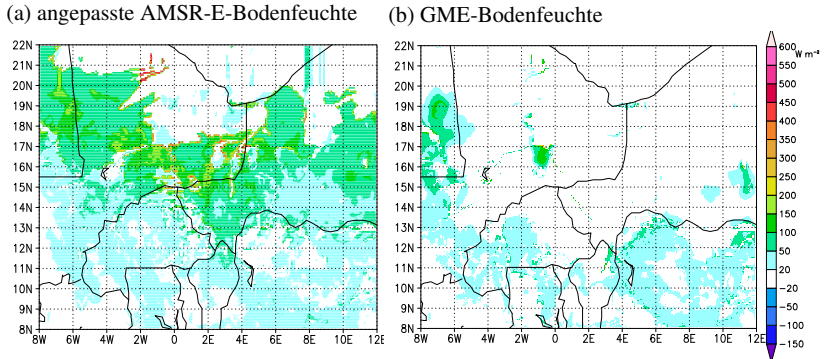


Abb. 4.5.: Latenter Wärmestrom zum Startzeitpunkt zweier Modellsimulationen mit unterschiedlicher Anfangsbodenfeuchte.

angepasst werden. Die Werte sind bereits sehr niedrig und die hohe Evaporation kann nur dadurch verursacht werden, dass die unteren Luftschichten dort besonders trocken sind, sodass die potentielle Evaporation positiv ist und dadurch auch bei sehr niedriger Bodenfeuchte Evaporation simuliert wird. Auch Tests, bei denen die Oberflächentemperatur angepasst wird, da E_{pot} auch eine Funktion von T_{sfc} ist, ergeben kaum realistischere Ergebnisse.

Im Modell ist eine Beschränkung für den maximalen Feuchtefluss (s. Glg. 3.28) implementiert: Wenn $w_{so} < w_{soADP}$, dann $E_b = 0$. Dabei ist w_{soADP} der sogenannte „air dryness point“, der für Sand (die vorherrschende Bodenart in der Region, wo L_0 unrealistisch hoch ist) sehr niedrig ist ($w_{soADP} = 1,2\%_V$). Die Bodenfeuchte wird nördlich von $16^\circ N$ für alle Bodenarten auf den entsprechenden Wert gesetzt. Um den dadurch entstehenden teilweise abrupten Übergang etwas zu glätten, wird zwischen $16^\circ N$ und $17^\circ N$ linear zwischen den neuen Werten nördlich und den „alten“ südlich interpoliert. Weiterhin existieren in den AMSR-E-Verteilungen Punkte mit nicht definierten Werten, teilweise in Gebieten mit zu dichter Vegetation, in denen vom Satelliten aus nicht die Strahlung der Erdoberfläche gemessen wer-

den kann, teilweise an Stellen, die an dem jeweiligen Tag von den Überflügen nicht abgedeckt wurden. An diesen wird näherungsweise die Bodenfeuchte des jeweils nächsten Punktes mit derselben Bodenart eingesetzt. Ein Beispiel für die angepasste AMSR-E-Bodenfeuchteverteilung, mit korrigierten Werten im Norden und interpolierten Werten für die Regionen mit Fehlwerten, ist in Abbildung 4.4d für den 31.07.2006 dargestellt. Für die COSMO-Ensemblesimulationen werden schließlich die auf diese Art und Weise angepassten Bodenfeuchteverteilungen für die drei obersten Schichten sowie die Juli-Mittelwerte aus den TERRA_ML-Simulationen für die unteren Schichten verwendet.

4.2.2. ECMWF-Bodenfeuchte und -Bodenartenverteilung

Durch die Verwendung der ECMWF-Bodenfeuchte als weitere Bodenstörung, die mit den für die übrigen Anfangs- und Randbedingungen benötigten Datensätzen bereits zur Verfügung steht, kann leicht ein zusätzliches Ensemblemitglied erzeugt werden. Die Bodenfeuchte hängt dabei stark von der Bodenartenverteilung ab. Die für das COSMO und im IFS verwendeten Bodenartenverteilungen werden beide von einer globalen Datenbank abgeleitet (Food and Agriculture Organization, 1974), indem die dort enthaltenen 106 verschiedenen Bodencharakterisierungen in Gruppen für gröbere und feinere Böden zusammengefasst werden. Diese Gruppierung wird für die Verteilungen für COSMO und IFS nicht anhand derselben Kriterien durchgeführt, weshalb sich unterschiedliche Bodenartenverteilungen ergeben. Es existieren zwar Ansätze zur Anpassung der Bodenfeuchteverteilungen des IFS an das COSMO-Modell, die durch COSMO-Präprozessor durchgeführt werden. Dennoch führt die Verwendung der Bodenfeuchte aus Modellen mit anderen Bodenarten beim Modellstart oft zu unrealistischen Mustern in den turbulenten Flüssen, die auch die Verteilung der

Feuchte in der Grenzschicht beeinflussen: In einem Gebiet mit besonders großen Unterschieden der Bodenartenverteilungen zwischen COSMO und IFS (Abb. 4.6a und b) ist in dem durch den Präprozessor angepassten, ursprünglich aus der Re-Analyse stammenden Bodenfeuchtefeld (Abb. 4.6c) deutlich das Muster der COSMO-Bodenarten zu erkennen. Wo die Bodenfeuchte über Sand (Bodentyp 3) hoch ist, da die IFS-Bodenart dort eine andere ist, wird sie durch den Präprozessor etwas verringert. Dennoch sind die latenten Wärmeflüsse mittags speziell über Sand besonders hoch (Abb. 4.6d), was auch die Verteilung der Feuchte in der Grenzschicht beeinflusst. Einerseits ist es realistisch, dass in Gebieten, in denen vorher Niederschlag gefallen ist, die Evaporation über bestimmten Bodentypen höher ist als über anderen; horizontale Differenzen von etwa 500 W m^{-2} auf einer Skala von 10 km sind allerdings weniger realistisch.

Um diese Effekte zu vermeiden, die bei der Initialisierung des COSMO-Modells mit der Bodenfeuchte anderer Modelle auftreten, wird für die Ensemblemitglieder mit der Anfangsbodenfeuchte der AMMA-Re-Analysen auch die Bodenartenverteilung des IFS verwendet. Diese muss dafür auch an die Parameter des COSMO-Bodenmodells angepasst werden. Da die Bodenarten nicht gleich definiert sind und auch die Parameter wie das Porenvolumen nicht identisch sind, müssen sie genau verglichen werden. Die Bodenart mit dem geringsten Porenvolumen im Bodenmodell des IFS entspricht z.B. etwa der Bodenart Sand mit dem geringsten Porenvolumen in TERRA_ML. Für die weiteren Bodenarten wird die Zuordnung auch nach Übereinstimmung des Porenvolumens, der Feldkapazität und des Welkepunkts durchgeführt, so dass sich schließlich zwei ähnliche Bodenartenverteilungen ergeben (Abb. 4.7). Für die Implementierung im COSMO-Modell müssen dabei aus technischer Sicht die Ziffern zur Zuordnung der Bodenarten angepasst werden (Details siehe Anhang A.3).

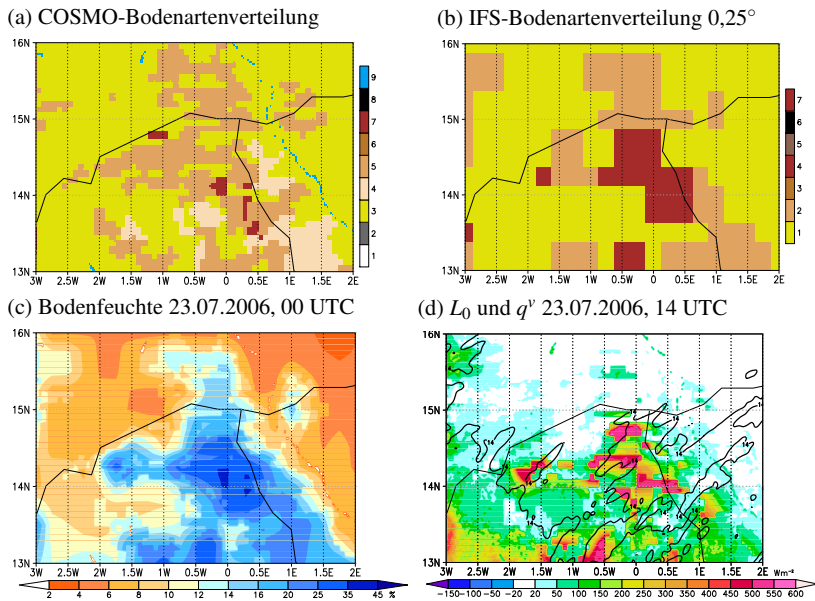


Abb. 4.6.: Bodenartenverteilungen für COSMO und IFS (a und b, Tabelle mit Bodenarten siehe Anhang A.1), Anfangsbodenfeuchtefeld nach Anpassung durch den Präprozessor (c) sowie latenter Wärmefluss mit spezifischer Feuchte in 925 hPa (14 g kg^{-1} -Isolinie in d) nach 14 Stunden Vorhersagezeit (d).

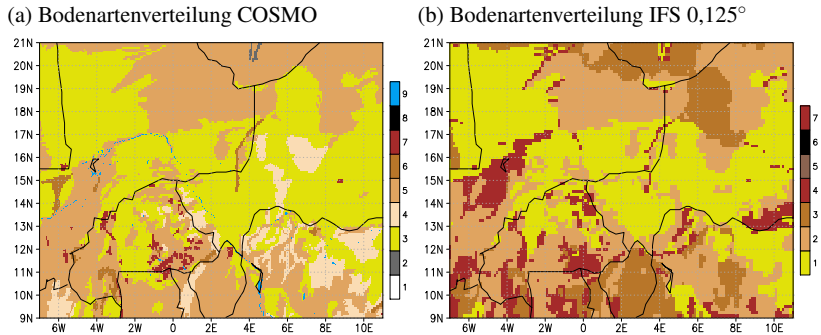


Abb. 4.7.: Bodenartenverteilungen, wie sie standardmäßig im COSMO- bzw. IFS-Modell vorgegeben werden. Die Farben sind so gewählt, dass die Bodenarten mit ähnlichen Eigenschaften (Porenvolumen, Feldkapazität und Welkepunkt) einander zugeordnet werden können.

Durch die Verwendung einer veränderten Bodenartenverteilung für die Ensemblemitglieder, die mit der ECMWF-Bodenfeuchte gestartet werden, wird eine Störung erzeugt, die nicht nur in den Anfangsbedingungen, sondern während der gesamten Simulationsdauer Auswirkungen haben kann. Es existiert aber auch eine Unsicherheit in der Definition der Bodenartenverteilung, da im Bodenmodell weniger Bodenarten berücksichtigt werden können, als tatsächlich existieren. Daher ist es auch sinnvoll, diese Unsicherheit mit einzubeziehen. Die auf diese Art und Weise erzeugten Ensemblemitglieder beinhalten damit außer der Anfangsstörung auch eine spezielle Art der Parameterstörung.

4.2.3. Bodenwärmeleitfähigkeit

Wie in Abschnitt 3.1.4 bereits erwähnt, existiert eine alternative, bodenfeuchteabhängige Formulierung der Bodenwärmeleitfähigkeit λ nach McCumber und Pielke (1981). Da im operationellen Modell die Bodenwärmeleitfähigkeit als zeitlich konstant angenommen wird, ist sie in trockenen Böden zu hoch und in feuchten zu niedrig (J.-P. Schulz, DWD / Institut für

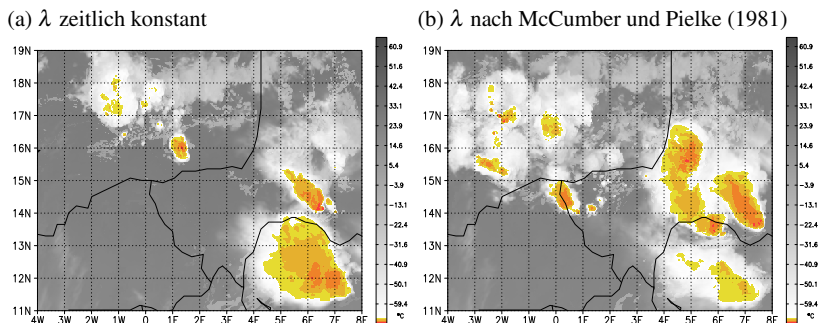


Abb. 4.8.: Synthetische Satellitenbilder für den 17.07.2011, 22 UTC (22-Stunden-Vorhersage) für zwei Modellsimulationen, die sich nur in der Formulierung der Bodenwärmeleitfähigkeit unterscheiden.

Atmosphäre und Umwelt, Universität Frankfurt, persönl. Mitteilung). Dieser Effekt ist besonders in subtropischen Klimazonen wie dem Sahel stark, da dort auch in eher trockenen Regionen starke konvektive Niederschläge auftreten und die Unterschiede in der Bodenfeuchte zeitlich wie räumlich sehr groß sein können. In Tests wird offensichtlich, dass die Differenzen der oberflächennahen Bodentemperatur zwischen Simulationen mit konstantem und bodenfeuchteabhängigem λ mittags bis zu 5 K betragen. Dies führt zu stark unterschiedlicher Konvektionsentwicklung in den verschiedenen Simulationen (Abb. 4.8). Die alternative Formulierung der Leitfähigkeit (bodenfeuchteabhängig mit *itype_heatcond* = 3 statt zeitlich konstant mit *itype_heatcond* = 1) soll daher als weitere Bodenstörung verwendet werden. Da die angepasste AMSR-E-Bodenfeuchte als Verteilung angesehen wird, in der die durch die gefallenen Niederschläge erzeugten Muster am besten wiedergegeben werden, wird sie als Anfangsbodenfeuchte ausgewählt, um sie mit den zwei verschiedenen Formulierungen der Bodenwärmeleitfähigkeit zu kombinieren. Dadurch wird ein weiteres Ensemblemitglied erzeugt, das nicht auf der reinen Anfangsstörung der Bodenfeuchte beruht, sondern eine Parameterstörung im Bodenmodell darstellt.

Damit stehen insgesamt vier verschiedene Bodenstörungen zur Verfügung: Störungen durch die drei verschiedenen Anfangsfelder der Bodenfeuchte, die verwendeten Bodenartenverteilungen und die zwei Formulierungen der Bodenwärmeleitfähigkeit. Es handelt sich dabei um kombinierte Anfangs- und Parameterstörungen, die alle gemeinsam haben, dass sie durch die Kopplung des Bodenmodells über die Oberflächentemperatur und -feuchte an das COSMO-Modell Störungen der turbulenten Flüsse erzeugen. Durch die unterschiedlichen Anfangs- und Randbedingungen von verschiedenen Globalmodellen bzw. aus dem ECMWF-EPS werden in erster Linie Störungen der atmosphärischen Parameter erzeugt. Deshalb sollen diese im Folgenden als atmosphärische Störungen bezeichnet werden, um sie von den Bodenstörungen zu unterscheiden.

4.3. Durchführung der Ensemblesimulationen

4.3.1. Übersicht über die durchgeführten Simulationen

Mit den drei zusammengestellten Datensätzen der atmosphärischen Störungen und den vier Bodenstörungen werden für die zwei Auswertperioden für die Jahre 2006 und 2011 drei Versionen von Ensemblevorhersagen erstellt: Das ANA-Ensemble und das EC-Ensemble für 2006 sowie das EC-Ensemble für 2011. In Tabelle 4.2 ist zur Übersicht nochmals zusammengestellt, welche Daten für welchen Zeitraum zur Verfügung stehen. Für das ANA-Ensemble werden außerdem die in Tabelle 4.3 aufgeführten Bezeichnungen eingeführt. Die Kürzel EC, GM, AG und AP gelten auch für die EC-Ensembleversionen. Die 12 Mitglieder des ANA-Ensembles werden durch die Kombination der drei atmosphärischen Störungen mit jeweils vier Bodenstörungen gebildet (Tab. 4.4a). Das EC-Ensemble 2006 besteht aus 11

4. Erstellung der Ensemblevorhersagen

Tab. 4.2.: Übersicht über verwendete Daten und Einstellungen für die COSMO-Ensemblesimulationen.

	23. Juli - 01. August 2006	12. - 21. Juli 2011
atmosphärische Störungen: Anfangs- und Randbedingungen	ANA-Ensemble: 3 verschiedene Analysen EC-Ensemble für 2011: ECMWF-Test-Ensemble (10 Mitglieder + ungestörte Vorhersage)	EC-Ensemble für 2006: Operationelle ECMWF-Ensemblevorhersagen, Auswahl 16 repräsentativer Mitglieder mittels Clusteranalyse
Bodenstörungen	4 Bodenstörungen (kombinierte Anfangs- und Parameterstörungen), für beide Zeiträume auf die gleiche Art erzeugt	
Ensemblegröße	12	16
Modellversion	4.18	4.26

Tab. 4.3.: Abkürzungen für das ANA-Ensemble.

atmosphärische Störungen		Bodenstörungen	
ECR	ECMWF AMMA-Re-Analysen	EC	ECMWF-Bodenfeuchte und Bodenartenverteilung
ECA	ECMWF-Analysen	GM	GME-Bodenfeuchte
GME	GME-Analysen	AG	AMSR-E-Bodenfeuchte mit Nord-Süd-Gradient
		AP	Wie AG, aber mit Bodenwärmeleitfähigkeit nach McCumber und Pielke (1981)

Tab. 4.4.: Kombination der Störungen zur Erzeugung von jeweils 12 bzw. 16 Ensemblemitgliedern.

	ECR	ECA	GME
EC	ECR-EC	ECA-EC	GME-EC
GM	ECR-GM	ECA-GM	GME-GM
AG	ECR-AG	ECA-AG	GME-AG
AP	ECR-AP	ECA-AP	GME-AP

(a) ANA-Ensemble

E00	E00-EC
E00	E00-GM
E01	E01-AG
E02	E02-AP
E03	E03-AP
E04	E04-GM
E05	E05-AG
E06	E06-EC
E07	E07-AP
E08	E08-GM
E09	E09-AG
E10	E10-EC

(b) EC-Ensemble für 2006

RM1	RM1-EC
RM2	RM2-GM
RM3	RM3-AG
RM4	RM4-AP
RM5	RM5-EC
RM6	RM6-GM
RM7	RM7-AG
RM8	RM8-AP
RM9	RM9-EC
RM10	RM10-GM
RM11	RM11-AG
RM12	RM12-AP
RM13	RM13-EC
RM14	RM14-GM
RM15	RM15-AG
RM16	RM16-AP

(c) EC-Ensemble für 2011

verschiedenen atmosphärischen Störungen, nämlich den 10 durch die klimatologische EDA erzeugten Mitgliedern (E01-E10) und der ungestörten Vorhersage (der „Kontrollvorhersage“, E00). Zur Vergleichbarkeit mit dem ANA-Ensemble sollte es ebenfalls 12 Mitglieder haben, weshalb die ungestörte Vorhersage doppelt verwendet wird. Die vier Bodenstörungen werden zufällig auf diese 11 + 1 atmosphärischen Störungen verteilt, aber so, dass jede jeweils dreimal vorkommt (beispielhaft in Tab. 4.4b, vollständige Übersicht in Anhang A.4). Auf die 16 repräsentativen Mitglieder (RM1-RM16) des EC-Ensembles für 2011 werden die vier Bodenstörungen ebenfalls zufällig verteilt, so dass jede jeweils viermal verwendet wird (Tab. 4.4c, s.a. Anhang A.4). Die in Tabelle 4.4b gezeigte Kombination der 11 atmosphärischen Störungen des EC-Ensembles für 2006 mit den vier Bodenstörungen ist die, wie sie sich für den Start der Ensemblesimulationen am 23.07.2006

ergibt. Für das EC-Ensemble 2011 sind die Bodenstörungen in einer bestimmten Reihenfolge mit den repräsentativen Mitgliedern kombiniert. Da die repräsentativen Mitglieder von Tag zu Tag andere sind, entspricht dies auch einer zufälligen Kombination.

Das ANA-Ensemble hat gegenüber den EC-Ensembleversionen den Vorteil, dass der Einfluss der Störungen separiert werden kann, da jeweils vier Mitglieder mit der gleichen atmosphärischen, aber verschiedenen Bodenstörungen bzw. jeweils drei Mitglieder mit der gleichen Bodenstörung, aber verschiedenen atmosphärischen Störungen existieren. Es kann daher im ANA-Ensemble leicht analysiert werden, welche Unterschiede in den Vorhersagen nur durch die atmosphärischen oder nur durch die Bodenstörungen erzeugt werden. Die EC-Ensembleversionen hingegen beinhalten zwar Gruppen von jeweils drei bzw. vier Mitgliedern mit gleichen Bodenstörungen, alle Mitglieder mit unterschiedlichen Bodenstörungen haben aber auch unterschiedliche atmosphärische Störungen. Daher kann anhand der EC-Ensembleversionen keine Aussage darüber getroffen werden, zu welchen Unterschieden unterschiedliche Bodenstörungen beitragen, da diese immer durch solche Unterschiede überlagert sein können, die die verschiedenen atmosphärischen Störungen hervorrufen. Es lässt sich aber untersuchen, ob Simulationen mit gleicher Bodenstörung trotz der Kombination mit verschiedenen atmosphärischen Störungen zu „ähnlichen“ Vorhersagen führen: Es könnten z.B. E00-GM, E04-GM und E08-GM (Tab. 4.4b) gleiche Gesamtniederschlagsmengen oder Konvektionsauslösung zu gleicher Zeit am etwa gleichen Ort wiedergeben, während sich alle anderen Ensemblemitglieder stärker von diesen drei Vorhersagen unterscheiden.

4.3.2. Zeitlicher Ablauf der Modellsimulationen

Das COSMO-Modell mit einer horizontalen Auflösung von 2,8 km, bei der auf eine Parametrisierung hochreichender Konvektion verzichtet werden kann, ist für Kurzfristvorhersagen angepasst (Baldauf et al., 2011). Außerdem ist es durch die Wahl der Bodenstörungen, die in erster Linie Anfangsstörungen sind, wichtig, dass die Vorhersagezeit nicht zu groß ist, da sich Anfangsstörungen in der Regel zu Vorhersagebeginn am stärksten auswirken. Nach Vié et al. (2011) sind sie schon nach den ersten 12 Stunden weniger wichtig als Randstörungen. Deshalb werden die Ensemblesimulationen täglich gestartet, mit den Bodenfeuchteverteilungen für den jeweiligen Tag. Der horizontale Gitterpunktabstand der Daten der Globalmodelle, die für die Anfangs- und Randbedingungen verwendet werden, beträgt $0,25^\circ$. Da die Differenz der horizontalen Auflösung zwischen diesen und den COSMO-Simulationen ($0,025^\circ$) nicht zu groß sein sollte, werden als Zwischenschritt COSMO-Simulationen durchgeführt, für die ein horizontaler Gitterpunktabstand von 14 km ($0,125^\circ$) gewählt wurde.

In den Modellsimulationen sollte der Tagesgang des Niederschlags und der konvektiven Aktivität berücksichtigt werden: Die Tageszeit des Modellstarts sollte nicht mit dem Niederschlagsmaximum zusammenfallen. Dieses ist in Westafrika eher nachmittags bis abends zu finden, das Minimum eher morgens bis mittags. Deshalb werden die 14 km-Simulationen um 12 UTC gestartet. Andererseits ist die Grenzschicht am ehesten nachts in einem Ruhezustand. Die 2,8 km-Simulationen werden daher erst um 00 UTC gestartet, so dass sie sich bis etwa 12 UTC in einem eingeschwungenen Zustand befinden. Die Auswerteperiode beträgt ab diesem Zeitpunkt genau einen Tag, d.h. jeweils 12 UTC + 24 Stunden.

Die Zeitpunkte zum Start der Vorhersagen sind damit Folgende (Abb. 4.9): Unter Verwendung der atmosphärischen und der Bodenstörungen werden

4. Erstellung der Ensemblevorhersagen

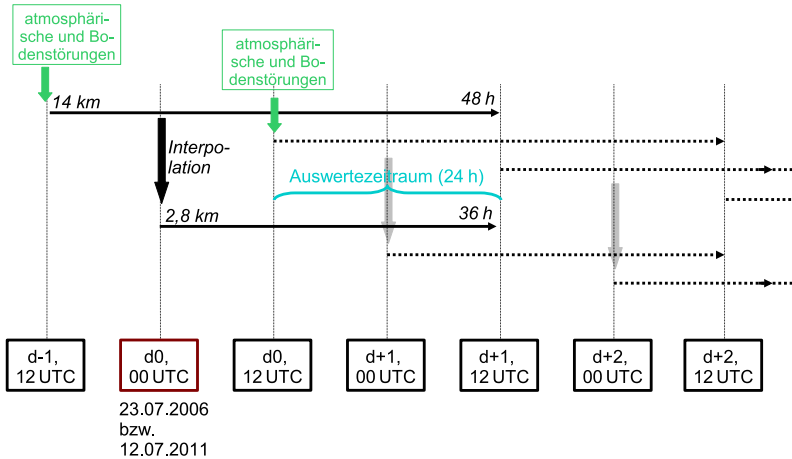


Abb. 4.9.: Zeitlicher Ablauf der Ensemblesimulationen mit 14 km und 2,8 km horizontaler Auflösung mit täglichem Neustart, beginnend am Tag d0.

12 bzw. 16 14 km-Simulationen um 12 UTC mit einer Vorhersagezeit von 48 Stunden gestartet. Da der erste auszuwertende Tag (d0) der 23.07.2006 bzw. der 12.07.2011 ist, werden die ersten Vorhersagen am 22.07.2006 bzw. am 11.07.2011 um 12 UTC gestartet. Für den Start der 2,8 km-Simulationen werden die 12-Stunden-Vorhersagen der 14 km-Vorhersagen verwendet. Die Vorhersagezeit der 2,8 km-Simulationen beträgt 36 Stunden. Zum Termin 12 Stunden später werden die nächsten 14 km-Simulationen gestartet. Dies wird täglich wiederholt, für alle 10 Vorhersagetage der gewählten Zeiträume.

Der Start der 14 km-Simulationen bereits 12 Stunden vorher hat den weiteren Vorteil, dass sich starke Differenzen zwischen der Oberflächen- und der 2 m-Temperatur, die sich aufgrund der Bodenstörungen ergeben haben und die zu Modellstart zu unrealistisch hohen turbulenten Flüssen führen können, bis zum Start der 2,8 km-Simulationen um jeweils 00 UTC ausgeglichen haben. So ist z.B. in Gebieten, in denen durch die Bodenstörung die

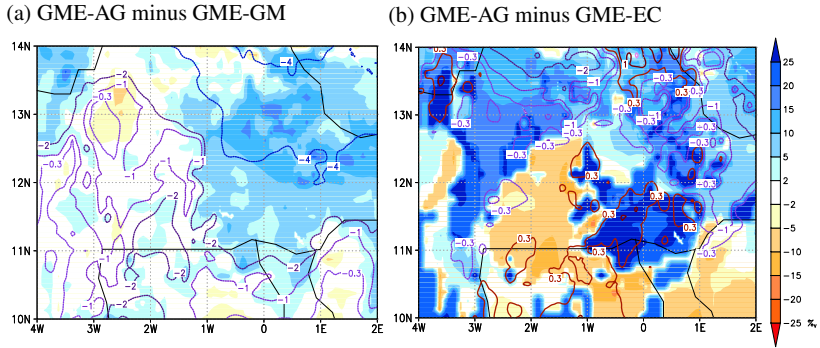


Abb. 4.10.: Differenzen der Bodenfeuchte und der 2 m-Temperatur (Isolinien in K) zum Startzeitpunkt der 2,8 km-Simulationen am 24.07.2006 um 00 UTC für jeweils zwei Ensemblemitglieder mit gleicher atmosphärischer Störung und unterschiedlichen Bodenstörungen.

Bodenfeuchte verringert wurde, nach 12 Stunden, d.h. zum Startzeitpunkt der 2,8 km-Simulationen, auch die 2 m-Temperatur niedriger. Im Beispiel in Abbildung 4.10a sind um 00 UTC im Ensemblemitglied GME-AG die Bodenfeuchte wie auch die 2 m-Temperatur im gezeigten Gebiet überwiegend niedriger als im Mitglied GME-GM. Im nordöstlichen Teil sind beide Differenzen besonders groß. Die Veränderung der bodennahen Temperatur durch die Anfangsbodenfeuchte hat damit hier einen ähnlichen Effekt wie die Anpassung der Bodenfeuchte im Rahmen einer SMA.

Für die Differenzen zwischen den Ensemblemitgliedern GME-AG und GME-EC ist diese Korrelation weniger eindeutig (Abb. 4.10b). Dies liegt vor allem daran, dass die EC-Ensemblemitglieder eine andere Bodenartenverteilungen verwenden als die AG- (sowie AP- und GM-) Mitglieder: Über feuchteren Böden ist die 2 m-Temperatur nach der 12-Stunden-Vorhersage der 14 km-Simulation nicht überall niedriger. Im Beispiel in Abbildung 4.10b ist sie sogar bis zu 0,3 K höher. Andersherum ist sie im Gebiet mit niedrigerer Bodenfeuchte nicht höher. Dies ist durchaus möglich, da die Differenzen in der Bodenfeuchte aufgrund der verschiedenen Bodenarten bereits bei der

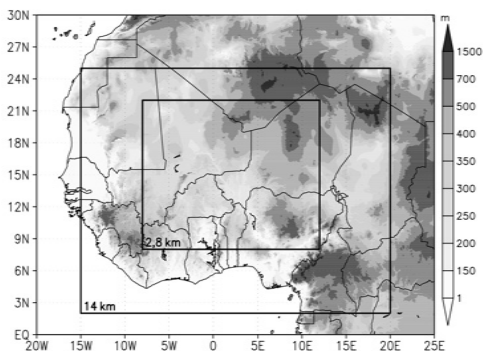


Abb. 4.11.: Orographie und Modellgebiete (schwarze Rechtecke).

Initialisierung der 14 km-Simulationen existieren und nach 12 Stunden noch verstärkt sind.

Insgesamt wird durch den zeitlichen Ablauf der Ensemblesimulationen sichergestellt, dass die Bodenstörungen in den 14 km-Simulationen nach 12 Stunden, d.h. zum Startzeitpunkt der 2,8 km-Simulationen, noch deutlich vorhanden sind, aber auch schon einen Einfluss auf die bodennahen atmosphärischen Parameter hatten. Dadurch soll eine realistische Variabilität in den turbulenten Flüssen gewährleistet werden, die mittags, zeitgleich mit der Strahlungsbilanz am Erdboden, maximal ist.

4.3.3. Modellgebiet und wichtige Modelleinstellungen

Einige Einstellungen, die zum Teil die Modellformulierung bzw. die Wahl der Parametrisierungen betreffen, wurden bereits in Kapitel 3 beschrieben. Für die 14 km-Simulationen ist das Modellgebiet $2\text{--}25^{\circ}\text{N} / 15^{\circ}\text{W} - 20^{\circ}\text{O}$ und für die 2,8 km-Simulationen $8\text{--}22^{\circ}\text{N} / 8^{\circ}\text{W} - 12^{\circ}\text{O}$ (Abb. 4.11). Die Anzahl der Gitterpunkte beträgt damit für die 2,8 km-Simulationen 801×561 . Das Auswerteggebiet ist in allen Richtungen 1° kleiner als das Modellgebiet, d.h. $9\text{--}21^{\circ}\text{N} / 7^{\circ}\text{W} - 11^{\circ}\text{O}$.

Für die Numerik ist die Wahl der Einstellungen identisch zum operationell betriebenen COSMO-DE, nur der Zeitschritt für die 2,8 km-Simulationen ist geringer (20 s statt 25 s). Für die 14 km-Simulationen liegt der Zeitschritt bei 80 s. Die Strahlungsroutine wird außerdem nur stündlich statt viertelstündlich aufgerufen. Die übrigen Einstellungen sind für die 14 km- und die 2,8 km-Simulationen identisch, bis auf die Verwendung der Parametrisierung hochreichender Konvektion, wie mit der COSMO-EU-Auflösung von 7 km üblich. Nachdem Marsham et al. (2013) und Garcia-Carreras et al. (2013) demonstrieren, dass Simulationen mit einer horizontalen Auflösung von 12 km ohne eine Konvektionsparametrisierung bessere Ergebnisse liefern (s.a. Abschn. 2.3), werden die 14 km-Simulationen für das EC-Ensemble 2011 ebenfalls ohne Konvektionsparametrisierung erstellt.

Vertikal hat das Modell 50 Schichten. Diese müssen angepasst werden: In der operationellen Version liegt die Obergrenze der obersten Modellschicht bei 22 km, mit $rdheight = 11$ km. Da diese Untergrenze der Dämpfungsschicht bei hochreichender tropischer Konvektion etwas zu niedrig sein kann, wird sie auf 18 km gesetzt. Deshalb muss auch die Höhe der obersten Modellschicht auf 28,5 km erhöht werden.

Für die Ensemblesimulationen für 2011 wurde eine neuere Modellversion verwendet als für 2006 (4.26 statt 4.18, s.a. Tab. 4.2), in der einige verbesserte Module verfügbar sind. Unter anderem wurde ab der Version 4.23 die Verwendung der statischen Daten, zu denen auch die Albedo α zählt, um eine Option ergänzt, die davor nur im Klima-Modus des Modells (CLM) verfügbar war. In der operationellen Version des COSMO (Standardeinstellung in der Version 4.26: $itype_albedo = 1$) wird die Albedo in Abhängigkeit von Vegetation, Bodenart und Bodenfeuchte bestimmt. Diese ist auch in den Ensembleversionen für 2006 enthalten. Die sich ergebenden Albedo-Werte sind vor allem im vegetationsarmen Bereich zu niedrig. Dies stellten

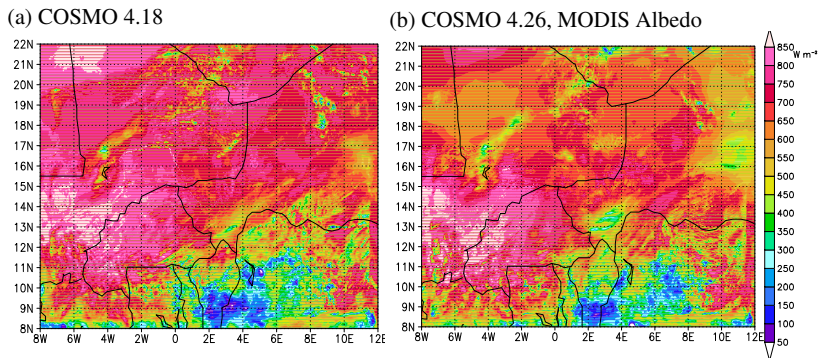


Abb. 4.12.: Kurzwellige Strahlungsbilanz für zwei Simulationen, die sich nur in der Modellversion und der Albedo unterscheiden.

auch Stanelle et al. (2010) fest. Daher ist in den vegetationsarmen Gebieten die kurzwellige Strahlungsbilanz zu hoch, wie im Vergleich zweier Simulationen, die sich nur in der Modellversion und Albedo unterscheiden, deutlich erkennbar ist (Abb. 4.12). Im Fall der Albedo nach der CLM-Option (*itype_albedo* = 2) wird α in Abhängigkeit der Bodenfeuchte linear zwischen zwei fest vorgegebenen Verteilungen für trockenen und gesättigten Boden interpoliert. Diese wurden von MODIS-Messungen abgeleitet und werden auf ähnliche Weise im Community Land Model verwendet (Lawrence und Chase, 2007). Nach der Interpolation zwischen den trockenen und gesättigten Werten unter Berücksichtigung des aktuellen Sättigungsgrads des Bodens wird, wie in der operationellen Version auch, mit Hilfe des vorgegebenen Pflanzenbedeckungsgrads die Vegetation berücksichtigt. Die wichtigsten Unterschiede zwischen dem EC-Ensemble für 2011 und dem ANA- bzw. EC-Ensemble für 2006 sind damit die Modellversion, die Art der Bestimmung der Albedo, die Anzahl der Ensemblemitglieder sowie die Verwendung bzw. Nichtverwendung der Konvektionsparametrisierung in den 14 km-Simulationen. Das EC-Ensemble für 2006 unterscheidet sich

von dem für 2011 in der Art der Auswahl der atmosphärischen Störungen aus dem ECMWF-EPS.

5. Verifikation der Niederschlagsvorhersage

In diesem Kapitel steht die statistische Auswertung der zwei Versionen der Ensemblesimulationen für 2006 sowie der Ensemblevorhersagen für 2011 im Vergleich zu denen des ECMWF-Globalensembles im Vordergrund. Zu Beginn soll ein kurzer Überblick über die mittleren Niederschlagsverteilungen sowie die Felder der vom Satelliten MSG aus gemessenen bzw. synthetischen IR-Strahlungstemperaturen T_B der zwei Zeiträume aus diesen zwei Jahren gegeben werden. Die anschließende statistische Auswertung soll sich im Wesentlichen auf Tagessummen des Niederschlags mit der TMPA als Referenz konzentrieren. Um die Belastbarkeit der Ergebnisse zu demonstrieren, werden als zweite, von der TMPA weitestgehend unabhängige Referenz, die MSG-Messungen zum Vergleich mit den synthetischen Satellitenbildern herangezogen.

Anschließend werden wichtige Methoden zur Verifikation von Ensemblevorhersagen erklärt und angewandt sowie zugehörige Gütemaße berechnet. Die Verifikation dient der objektiven Beurteilung und dem Vergleich der Wahrscheinlichkeitsvorhersagen der verschiedenen Ensembleversionen. Die Ergebnisse der Verifikation sollen zeigen, welche Ensembleversion die Beobachtungen am ehesten wiedergibt. Außerdem soll sie die Frage beantworten, ob und auf welche Weise die hochauflösenden Ensemblesimulationen bessere Ergebnisse bezüglich der Vorhersage konvektiver Systeme liefern als die Globalensemblevorhersagen.

Der Niederschlag wird für die Verifikation gewählt, da er eine Größe ist, die umfassend die Lage und Intensität von aufgetretenen konvektiven Sys-

temen wiedergibt. Es müssen für die reine Verifikation nicht alle Prozesse, die zur Konvektionsauslösung, -entwicklung und Niederschlagsbildung beitragen, im Einzelnen betrachtet werden. Da von vorneherein nicht alle einzelnen Systeme betrachtet werden, ist es ausreichend, den Niederschlag mit der zeitlichen Auflösung von 24 Stunden zu verifizieren. Wie in Kapitel 4 beschrieben, entspricht die Auswerteperiode einer Summe zwischen 12-12 UTC. Mit der TMPA steht ein Niederschlagsprodukt zur Verfügung, das für die Region ausreichend verifiziert wurde und das räumlich und zeitlich die Anforderungen für die gewählte Verifikation erfüllt. Die Daten existierender Stationsniederschläge sind nicht ausreichend, da die Stationen selbst während des Zeitraums aus dem Jahr 2006, der in die Zeit der AMMA-Messkampagne fällt, nicht gut über das gesamte Auswertgebiet verteilt waren und im Auswertzeitraum die Niederschläge lückenlos aufgezeichnet haben. Deshalb wird die TMPA im Folgenden auch als Beobachtung bezeichnet.

Was die Referenzgröße T_B betrifft, sollte das 24-Stunden-Minimum der Strahlungstemperatur ($T_{B,min}$) am ehesten die Lage der Konvektionszellen für jeden Tag wiedergeben. Diese Größe wird gewählt, da sie die Problematik der Mittelung über Gebiete mit hochreichender ($T_B < 233$ K), mittelhoher und tiefer ($233 \text{ K} < T_B < 290$ K) sowie ohne Bewölkung ($T_B > 290$ K) umgeht, die durch sehr unterschiedliche Oberflächentemperaturen charakterisiert sind. $T_{B,min}$ entspricht so am ehesten der Tagessumme des Niederschlags.

5.1. Kurze Übersicht über den Datensatz

5.1.1. Ensemblemittelwerte für die Auswerteperioden

Zur Übersicht werden hier die zwei mittleren Niederschlagsverteilungen der beiden Versionen der Ensemblesimulationen für 2006 mit dem 10-Tages-Mittel der TMPA-Niederschläge sowie mit den Niederschlägen der ECMWF-Globalensemblevorhersagen verglichen (Abb. 5.1). Das Auswertgebiet wird von Nord nach Süd in drei gleich große Teilgebiete unterteilt, die in etwa drei Zonen widerspiegeln: Ein nördliches Teilgebiet am Südrand der Sahara von 17-21°N, in der Mitte den Sahel von 13-17°N und im Süden die Sudanzone von 9-13°N (z.B. Abb. 5.1d). Diese Aufteilung spiegelt sich auch grob in der beobachteten Niederschlagsverteilung wider: Im Norden fällt kaum Niederschlag, in der Mitte in einigen Regionen viel, in anderen weniger, und im Süden am meisten. Die Verteilung der Niederschlagssumme südlich von 17°N ist recht inhomogen. Maxima von mehr als 10 mm (24h)^{-1} liegen neben Gebieten mit Summen von weniger als 2 mm (24h)^{-1} . Das südöstliche Niederschlagsmaximum, wo sogar mehr als 20 mm (24h)^{-1} auftreten, liegt im Bereich des Jos-Plateaus, einer Erhebung in Nigeria mit dem höchsten Punkt von über 2000 m. Ein anderes Maximum ist z.B. in Mali, nahe der Grenze zu Burkina-Faso, zu erkennen. In den Ensemblemittelwerten der beiden Versionen der COSMO-Ensemblevorhersagen liegt über dem Jos-Plateau ebenfalls ein starkes Maximum (Abb. 5.1a und c). Ansonsten unterscheiden sich beide Versionen aber von dem TMPA-Mittel mit mehr Niederschlag im Norden und weniger im Süden. Untereinander sind sie sich dabei ähnlich, auch wenn im EC-Ensemble mehr Werte kleiner als 5 mm (24h)^{-1} auftreten. Das Globalensemble zeigt einen deutlich anderen Mittelwert (Abb. 5.1b): Im Norden und auch in der Mitte (zwischen 13°N und 17°N) ist kaum Niederschlag von mehr als 2 mm (24h)^{-1} zu finden,

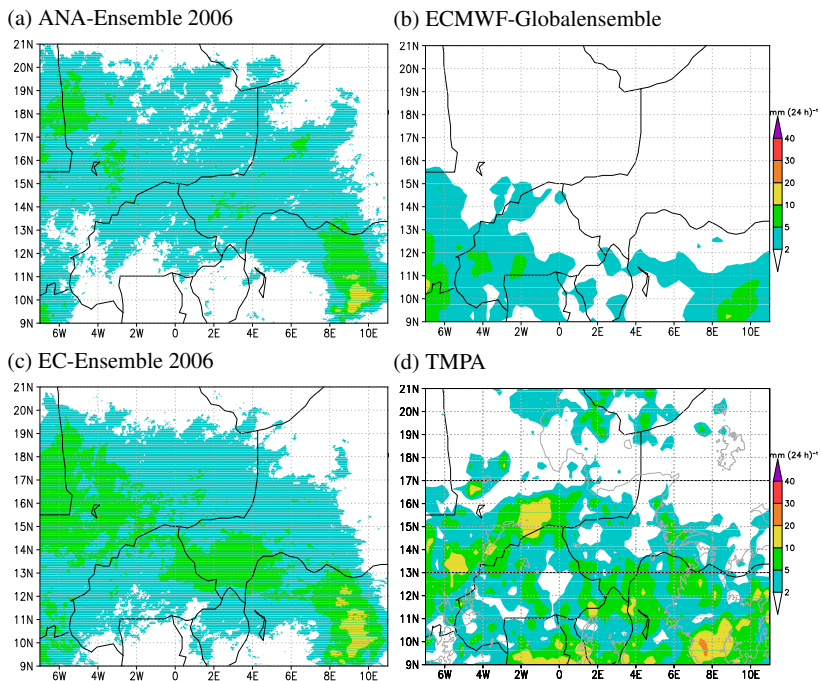


Abb. 5.1.: Mittlerer Niederschlag während der 10 Tage im Jahr 2006 für die Ensemblemittel der drei Ensembleversionen (a-c) sowie 10-Tages-Mittel der TMPA (d) mit meridionaler Unterteilung in drei Teilgebiete (schwarze horizontale Linien) und Orographie (graue Isolinien für 400 m und 1000 m).

während im Süden sehr großflächig Summen $> 2 \text{ mm} (24\text{h})^{-1}$ zu finden sind. Nur zwischen 0°O und 6°O befindet sich eine Lücke.

Das 10-Tages-Minimum der MSG Strahlungstemperatur $T_{B,min}$ (Abb. 5.2a) zeigt wie die TMPA auch, dass in dieser Zeitspanne in 2006 konvektive Systeme ($T_{B,min} < -70^\circ\text{C}$) hauptsächlich bis etwa 17°N auftraten. Niedrigste Temperaturen ($T_{B,min} < -80^\circ\text{C}$) liegen im Südosten, in Niger und entlang der südlichen Grenzlinie von Mali.

Das Minimum im kompletten ANA-Ensemble gibt fast im kompletten Auswertebereich Werte von $T_{B,min} < -70^\circ\text{C}$ wieder (Abb. 5.2b). Dies bedeutet, dass an fast allen Punkten in mindestens einem Ensemblemitglied und zu mindestens einem Zeitpunkt hochreichende Bewölkung auftritt. Bei einzelnen Ensemblemitgliedern sieht das anders aus (zwei Beispiele: Abb. 5.2c und d): In einigen tritt hochreichende Bewölkung bis in den nördlichsten Teil des Auswertebereichs auf, in anderen weniger. Alle zeigen im Süden Stellen, an denen $T_{B,min}$ während der 10 Tage nicht niedriger als -50°C ist (entspricht etwa einer Wolkenobergrenze von 250 hPa), in kleinen Bereichen sogar nicht niedriger als -10°C . Damit bestätigt der Vergleich der synthetischen Satellitenbilder mit MSG die Unterschätzung des Niederschlags in den COSMO-Ensemblevorhersagen südlich von 13°N , der gegenüber der 10-Tages-Summe der TMPA offensichtlich wurde (Abb. 5.1).

Diese Unterschätzung, die im 10-Tages-Mittel auffällt, muss hingegen nicht an allen Tagen gegeben sein. Die Verifikation bezieht sich auf einzelne Tage, die durchaus auch gute Übereinstimmung mit den TMPA-Verteilungen zeigen können. Für die Summe vom 30.07.2006, 12 UTC bis 31.07.2006, 12 UTC beispielsweise befinden sich in der TMPA zwei größere Niederschlagsgebiete im Auswertebereich, die durch hochreichende Konvektion erzeugt wurden, wie an $T_{B,min}$ zu erkennen (Abb. 5.3a). Einige Ensemblemitglieder geben die Lage und die Ausdehnung der zwei Niederschlagsgebiete

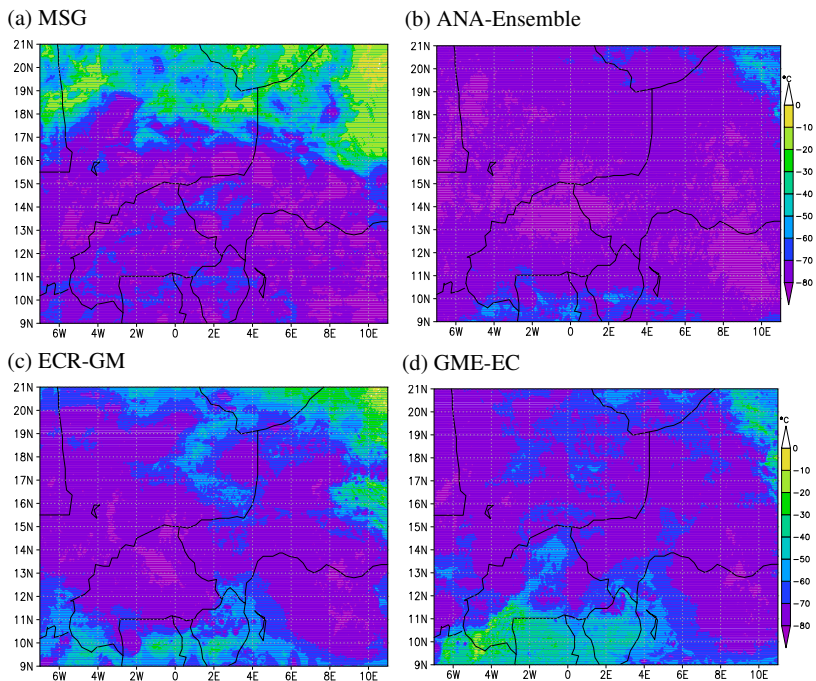


Abb. 5.2.: $T_{B,min}$ im 10-Tages-Zeitraum 2006 für a) MSG-Messungen, b) alle Ensemblemitglieder des ANA-Ensembles, c) und d) zwei beispielhaft ausgewählte Ensemblemitglieder.

gut wieder (Bsp. in Abb. 5.3b). Die Gebiete mit $T_{B,min} < 233$ K sind in ihrer Ausdehnung etwas größer als in der MSG-Beobachtung, aber ihre Lage gibt auch grob die zwei beobachteten Gebiete wieder. Auf weitere Details der räumlichen Unterschiede und deren Ursachen wird dann in Kapitel 6 eingegangen. Auch im Globalensemble ist ein Mitglied zu finden (Abb. 5.3c), das ein Niederschlagsgebiet im Südosten und ein kleineres eher in der Mitte des Auswertebiets wiedergibt. Hier ist festzuhalten, dass für die betrachteten Ensembleversionen des COSMO wie auch des ECMWF für 2006 im 10-Tages-Mittel Unterschiede zur TMPA zu erkennen sind, dass es aber auch durchaus Fälle gibt, in denen die beobachtete Niederschlagsverteilung wiedergegeben wird. Um herauszufinden, wie gut die Übereinstimmungen aller Ensemblemitglieder an allen Tagen sind, muss daher die Verifikation der Ensemblevorhersagen durchgeführt werden.

Für 2011 ergibt der Vergleich der 10-Tages-Summe der TMPA mit der Summe der Ensemblemittelwerte von EC- und Globalensemble insgesamt ähnliche Ergebnisse (Abb. 5.4): Das EC-Ensemble erzeugt im Süden weniger Niederschlag als in der Beobachtung zu sehen ist und das Globalensemble in der Mitte. Die TMPA-Summe stimmt gut mit der 10-tägigen $T_{B,min}$ des MSG überein. Die Verteilung ist etwas anders als für 2006, mit einer niedrigeren Summe in Mali bei 0° O und einer höheren im Süden von Burkinafaso. Ein weiterer Unterschied zu 2006 ist, dass die Niederschläge im EC-Ensemblemittel weniger weit nach Norden reichen.

5.1.2. Häufigkeitsverteilungen

Bevor im folgenden Abschnitt verschiedene Gütemaße betrachtet werden, soll noch überprüft werden, wie gut die Größenverteilung der Niederschläge in den Ensemblevorhersagen mit denen der TMPA übereinstimmt. Es

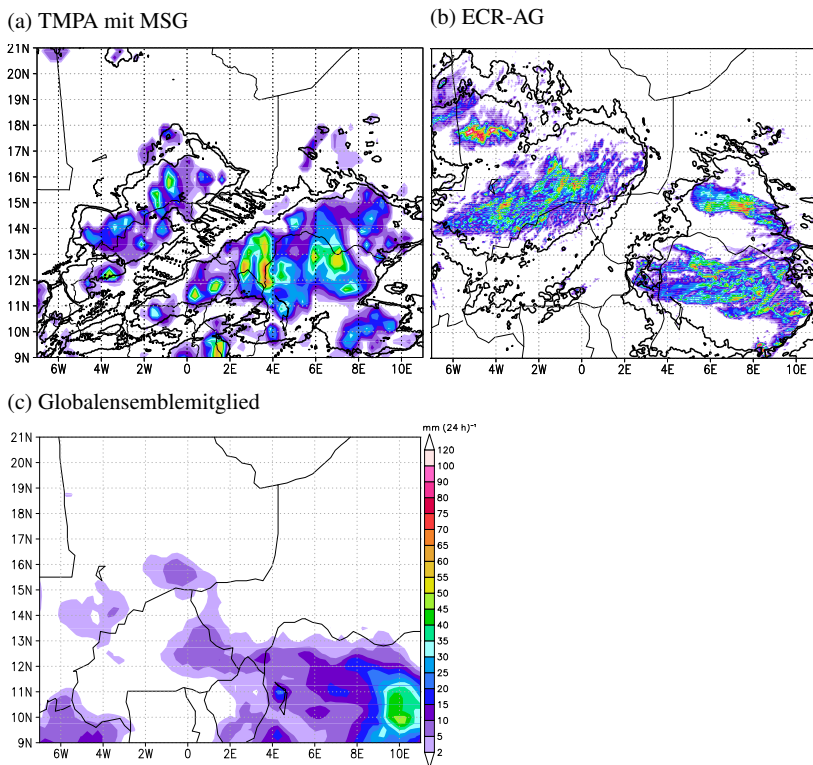


Abb. 5.3.: 24-Stunden-Niederschlagssumme für den 30.07.2006 mit Isolinien von $T_{B,min}$ (233 K und 213 K) für a) TMPA und MSG, b) ein Ensemblemitglied des ANA-Ensembles und c) ein Ensemblemitglied der Globalvorhersagen (ohne $T_{B,min}$).

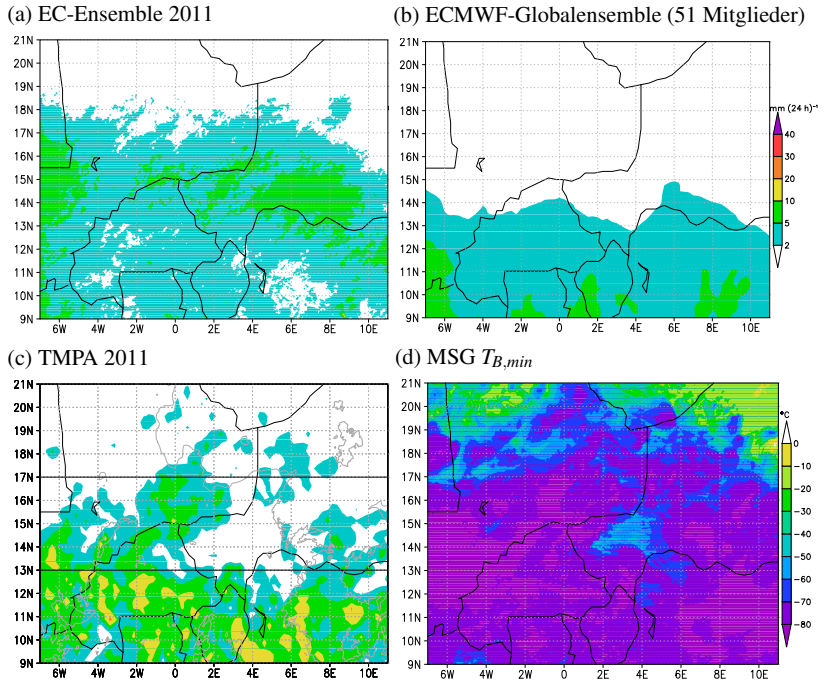


Abb. 5.4.: Mittelwerte des Niederschlags (a, b und c) wie in Abb. 5.1, aber für den Zeitraum aus dem Jahr 2011 und nur für eine COSMO-Ensembleversion sowie für die 10-tägige $T_{B,min}$ aus MSG-Messungen (d).

werden in diesem Kapitel in erster Linie 24-Stunden-Niederschlagssummen betrachtet. Da einige Maße gitterpunktsbasiert sind, müssen die berechneten 24-Stunden-Summen der verschiedenen Ensemblevorhersagen bzw. die TMPA-Summen auf dem gleichen Gitter vorliegen. Deshalb ist die Interpolation der COSMO-Niederschlagssummen auf das gröbere TMPA-Gitter ($28 \times 28 \text{ km}^2$) notwendig. Diese wird aber nicht durch Mittelwertbildung, sondern jeweils durch Heraussuchen des Maximalwerts in den zu mitteln den Gitterboxen durchgeführt, da so der Vorteil des hochauflösenden Modells genutzt wird, Extremwerte besser wiederzugeben als dies Modelle niedrigerer Auflösung können. Dieser Ansatz wird laut Theis et al. (2012) auch beim DWD zum „upscaling“ der COSMO-DE-EPS-Modellausgabe verfolgt. Die Globalvorhersagen liegen bereits auf einem Gitter gleicher Auflösung wie das der TMPA vor.

Bei den Verteilungen von $T_{B,min}$ ist dies anders, da die MSG-Daten deutlich höher aufgelöst und die Felder für die ECMWF-Globalvorhersagen nicht vorhanden sind. Daher werden zum Vergleich alle 24-stündigen $T_{B,min}$ -Verteilungen auf 0.05° (etwa 5,6 km) interpoliert.

Ein grundsätzliches Kriterium beim Vergleich von Datensätzen, das bei der Verifikation auf verschiedene Arten getestet wird, ist die Übereinstimmung der Häufigkeitsverteilungen (*pdfs*, „Probability Density Functions“) einer betrachteten Größe. Die *pdfs* der Niederschläge der TMPA und der Ensemblevorhersagen sollen nun für die 24-Stunden-Niederschlagssummen verglichen werden (Abb. 5.5). Diese hängen noch nicht von Vorhersagewahrscheinlichkeiten ab, sondern sollen zeigen, wie gut die Größenordnungen der Werte zueinander passen. Um die Beiträge verschiedener Niederschlagsintensitäten zum Gesamtniederschlag zu veranschaulichen, wird nicht die absolute Häufigkeit, sondern die Niederschlagssumme im entsprechenden Intervall betrachtet. Dies entspricht in etwa $x \cdot pdf(x)$, ist aber exakter. Die

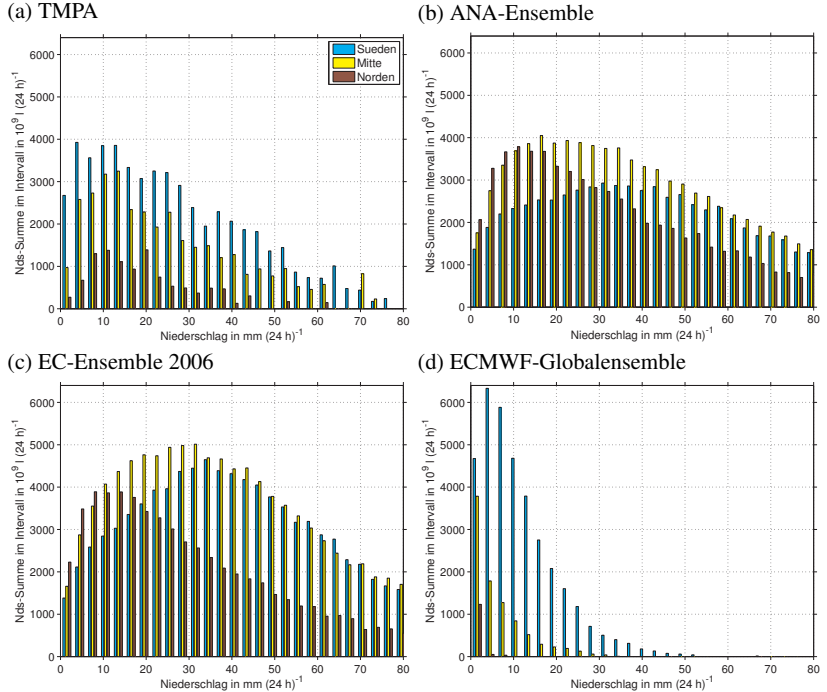


Abb. 5.5.: Häufigkeitsverteilungen der 24-Stunden-Niederschlagssummen, aufsummiert in den jeweiligen Intervallen für TMPA und verschiedene Ensembleversionen 2006; für letztere sind Summen für alle Ensemblemitglieder angegeben, mit der jeweiligen Anzahl der Ensemblemitglieder normiert.

Summen sind in l angegeben; $1000 \cdot 10^9$ l entsprechen dem räumlichen Mittelwert von 1 mm für die drei Teilgebiete mit einer Fläche von jeweils etwa 10^6 km². Das unterste Intervall beträgt $0\text{-}3\text{ mm}(24\text{ h})^{-1}$, das darauffolgende $3\text{-}6\text{ mm}(24\text{ h})^{-1}$ usw.

Die TMPA zeigt für 2006 die höchsten Summen im Süden (bis etwa $4000 \cdot 10^9$ l), niedrigere in der Mitte (etwa $3000 \cdot 10^9$ l) und die niedrigsten im Norden (etwa $1000 \cdot 10^9$ l; Abb. 5.5a). Die Analyse der 10-Tages-Summe zeigt dies auch (Abb. 5.1). Geringere Tagessummen liefern im Süden höhere Beiträge zum Gesamtniederschlag als hohe Tagessummen (außer solche $< 3\text{ mm}(24\text{ h})^{-1}$): Niederschläge von 3-6 mm ergeben zusammen knapp $4000 \cdot 10^9$ l, während 30-33 mm-Tagessummen insgesamt nur $2500 \cdot 10^9$ l ausmachen und 60-63 mm-Tagessummen keine $750 \cdot 10^9$ l. Dies ist in der Mitte etwas anders: Die höchste Summe ($3250 \cdot 10^9$ l) erzeugen die 12-15 mm-Tagessummen. Erst danach nehmen die Gesamtsummen wieder ab. Auch im Norden tragen eher mittelhohe 24-Stunden-Summen am stärksten zum Niederschlag bei: Die absolute Summe für die 9-12 mm-Tagessummen liegt bei $1380 \cdot 10^9$ l.

Im ANA-Ensemble sowie im EC-Ensemble deuten die Summen in den meisten Intervallen nicht auf Unterschiede der absoluten Niederschlagsmenge in den drei Teilgebieten hin (Abb. 5.5b und c). Das bedeutet, dass die Nord-Süd-Verteilung der Niederschlagssummen nicht zu der der TMPA passt. Vor allem in der Mitte und im Norden sind die Summen höher. Dies konnte bereits anhand der räumlichen Summe des 10-Tages-Mittels vermutet werden (Abschn. 5.1.1). Hier sind die Summen durch die Verwendung des Maximalwertes bei der Gittervergrößerung im Vergleich zur TMPA noch etwas höher. Die drei Teilgebiete unterscheiden sich aber in der Größenverteilung ihrer Niederschläge. Es fällt auf, dass im Süden die Verteilung ihr Maximum nicht bei den kleinsten Intervallen hat, wie es für die

TMPA der Fall ist, sondern im Bereich der 30 mm-Tagessummen. Das bedeutet, dass in der TMPA im Süden größere Niederschlagsgebiete von niedriger Intensität existieren und in den Ensemblevorhersagen mehr solche mit höheren Intensitäten. Für das mittlere Teilgebiet liegt die höchste Summe ebenfalls in einem höheren Intervall als das der TMPA, aber weniger deutlich als im Süden. Nur für das nördlichste Teilgebiet ähneln sich die Verteilungen in ihrer Form.

Die Globalvorhersagen geben im Süden eine starke Überschätzung der Niederschlagssummen für kleine Intervalle ($< 12 \text{ mm } (24\text{h})^{-1}$) und eine starke Unterschätzung für große Intervalle ($> 21 \text{ mm } (24\text{h})^{-1}$) wieder. In der Mitte sind die Niederschlagssummen insgesamt sehr niedrig und im Norden kaum mehr existent.

Damit zeigen Häufigkeitsverteilungen des Niederschlags der hochauflösenden Simulationen gegenüber denen der Globalvorhersagen ein konträres Verhalten beim Vergleich mit der TMPA: Für die COSMO-Ensemblevorhersagen werden die Beiträge der kleinen Intensitäten zur Niederschlagssumme unterschätzt, in den Globalvorhersagen überschätzt. Für die Beiträge der hohen Intensitäten ist es umgekehrt.

5.2. Ensemblestatistik - klassische Gütemaße

Eine häufig verwendete Möglichkeit, um objektiv zu überprüfen, ob die Ensemblemitglieder in derselben Wahrscheinlichkeitsverteilung enthalten sind wie die Beobachtungen, ist der Vergleich von mittlerem Fehler des Ensemblemittels und Standardabweichung im Ensemble. Die beiden Größen sollten gleich groß sein, was sich nach einigen Umrechnungen aus der Annahme ergibt, dass die Varianz aller Beobachtungen gleich der Varianz aller Vorhersagen eines Ensemblemitglieds und damit auch gleich der mittleren Varianz aller Ensemblemitglieder sein muss (Weigel, 2011). Ensembleva-

rianz und mittlerer Fehler werden in diesem Abschnitt zuerst betrachtet. Hamill et al. (2000) beschreiben, dass nach allgemeinem Konsens ein Minimum an Gütemaßen (engl. „skill scores“) und Diagrammen notwendig für die Auswertung von Ensemblesystemen seien: 1) Rang-Histogramme zur Untersuchung, ob die Beobachtungen in der Menge der Ensemblevorhersagen enthalten sind, 2) ROC-Diagramme zur Untersuchung von Fehlalarm- und Trefferrate, 3) Gütemaße wie z.B. der Brier Score, der überprüft, ob die Vorhersagewahrscheinlichkeiten von der Beobachtung abweichen und 4) Diagramme, die einzelne Komponenten des Brier Score darstellen (sogenannte Reliability-Diagramme). Diese vier Möglichkeiten zur statistischen Betrachtung der Ensemblevorhersagen, bei denen nach objektiven Kriterien die Wahrscheinlichkeitsvorhersage verifiziert werden kann, sollen anschließend auf die durchgeführten Vorhersagen sowie auf das ECMWF-Globalensemble angewandt werden.

5.2.1. Ensemblevarianz und mittlerer Fehler

Die Ensemblevarianz ist ein Maß für die Dispersion im Ensemble, das in der englischsprachigen Literatur zumeist als „Spread“ bezeichnet wird. Für die simulierten 10-Tages-Perioden stehen $N = N_x \cdot N_t$ Werte für N_x Gitterpunkte und N_t Vorhersagetermine von M Ensemblemitgliedern zur Verfügung. Daraus können nach Glg. 5.1 N Ensemblevarianzwerte $var(n_x, n_t)$ über M Ensemblemitglieder bestimmt werden. Die absolute Ensemblevarianz ist dann der Mittelwert var über die N Vorhersagen, wobei es von der aktuellen Fragestellung abhängt, ob über n_x und n_t oder nur über eine der beiden Dimensionen gemittelt wird; außerdem kann t unabhängig über den

Vorhersagezeitraum (im Setup für 2006 Vorhersagestunde 0-36) oder über den Vorhersagezeitraum variieren. Die Varianz ist dann nach Weigel (2011)

$$\text{var}(n_x, n_t) = \frac{1}{M-1} \sum_{m=1}^M (f_{m,n} - f_n)^2, \quad [5.1]$$

$$\text{var} = \frac{1}{N_x \cdot N_t} \sum_{n_x=1}^{N_x} \sum_{n_t=1}^{N_t} \text{var}(n_x, n_t). \quad [5.2]$$

Dabei ist $f_{n,m}$ die n -te Vorhersage des m -ten Ensemblemitglieds und f_n der Mittelwert über alle M Ensemblemitglieder.

Der mittlere quadratische Fehler MSE (aus dem englischen: „Mean Squared Error“) einer Ensemblevorhersage entspricht dem Mittelwert der quadratischen Abweichung des Ensemblemittels f_n von der Beobachtung o_n :

$$MSE = \sum_{n=1}^N (o_n - f_n)^2. \quad [5.3]$$

Wilks (2011) bezeichnet den mittleren Fehler auch als „Unconditional Bias“, im Gegensatz zum „Conditional Bias“, der durch das Maß der Konsistenz („Reliability“) beschrieben wird (Abschnitt 5.2.5). Laut Weigel (2011) ist auch schon der Vergleich von var und MSE ein Test der statistischen Konsistenz der Ensemblevorhersagen, dem die Überlegung zugrunde liegt, dass Vorhersagen wie Beobachtungen Teilmengen derselben Wahrscheinlichkeitsverteilung sind, die normalerweise unbekannt ist.

Oft werden statt var und MSE eher die Standardabweichung und der $RMSE = \sqrt{MSE}$ verglichen. Hier soll zuerst die mittlere Standardabweichung des simulierten Niederschlags in Abhängigkeit der Vorhersagezeit, d.h. $\sqrt{\text{var}(n_t)}$ nach Gleichung 5.1, im Mittel über alle Tage betrachtet werden. Diese wird mit dem Ensemblemittel sowie mit dem mittleren zeitlichen Verlauf der TMPA verglichen (Abb. 5.6). Im Wesentlichen ist sie proportional zum En-

(a) ANA-Ensemble, drei Teilgebiete

(b) EC-Ensemble, drei Teilgebiete

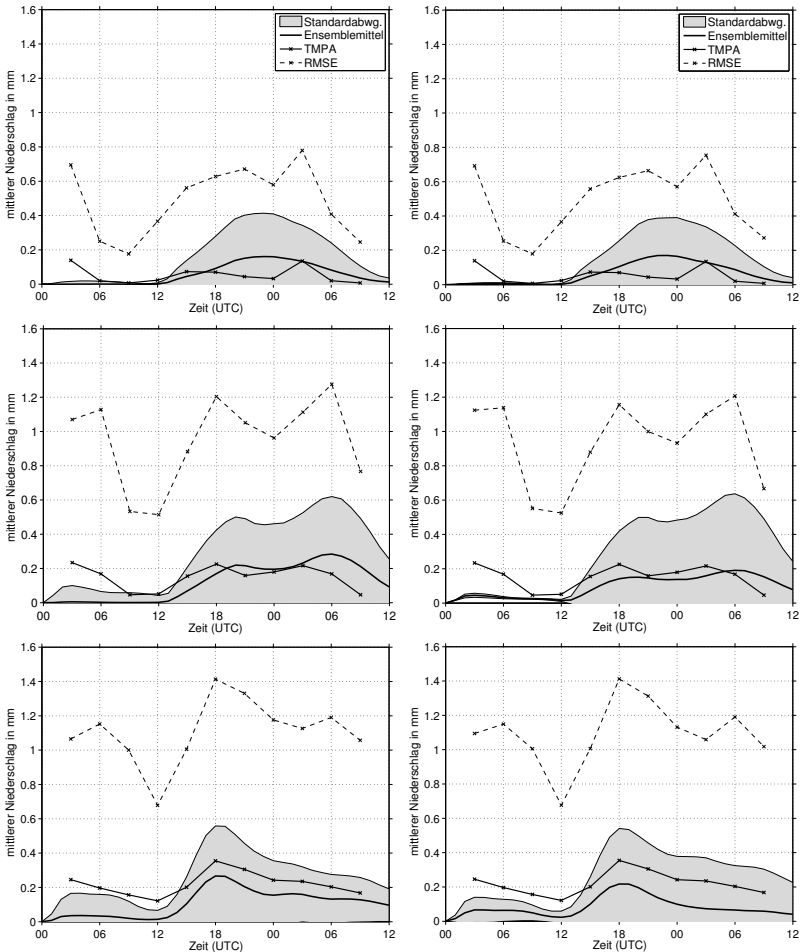


Abb. 5.6.: Ensemblemittelwerte im Verlauf der Vorhersagezeit für das Ensemble 2006 mit Standardabweichung und TMPA-Mittel sowie dem mittleren Fehler des Ensemblemittels (*RMSE*) für die zwei Ensembleversionen 2006, jeweils gemittelt über alle 10 Tage und über die drei Teilgebiete von Nord nach Süd (von oben nach unten).

semblemittel, d.h. zu den Zeitpunkten der Tagesmaxima des Niederschlags ist auch der „Spread“ im Ensemble maximal. Im mittleren und südlichen Teilgebiet sind Standardabweichung und Ensemblemittel im EC-Ensemble größer als im ANA-Ensemble. Die Differenz zwischen dem Mittelwert der TMPA und dem der Ensemblesimulationen ist für beide Ensembleversionen in allen Teilgebieten nach spätestens 15 Vorhersagestunden geringer als die Ensemblestandardabweichung. Bei den Mittelwerten handelt es sich allerdings um Gebietsmittel, d.h. anhand dieser kann nur die absolute Niederschlagssumme verglichen werden, da alle räumlichen Informationen in ihnen nicht mehr enthalten sind. Der *RMSE* zur Analyse der „Spread-Error“-Beziehung für den Niederschlag ist in Abbildung 5.6 zusätzlich dargestellt. Der mittlere Fehler des Ensemblemittels gegenüber der TMPA ist hier für das EC- wie für das ANA-Ensemble im Vergleich zur Standardabweichung deutlich zu groß. Außerdem unterscheidet er sich zwischen den beiden Ensembleversionen kaum. Dies bedeutet, dass entweder das Ensemblesystem einen systematischen Fehler aufweist und der mittlere Fehler dadurch sehr groß wird, oder dass die Varianz deutlich zu niedrig liegt. Zu dem großen *RMSE* könnte die Tatsache beitragen, dass Niederschlagsgebiete, die zwar in den Simulationen wiedergegeben werden, aber nicht die richtige Lage haben, einen doppelten Beitrag zum mittleren Fehler liefern, durch zu hohe Niederschläge an der einen und zu niedrige an der anderen Stelle. Niederschlagsgebiete, die fehlen, wirken sich nur „einfach“ aus. Aus diesem Grund ist diese Beziehung hier nur bedingt aussagekräftig.

Für 2011 werden Ensemble-Standardabweichung und -mittel mit denen der operationellen ECMWF-Ensemblevorhersagen für den Vorhersagezeitraum von 60 Stunden verglichen (Abb. 5.7). Abgesehen von den verschiedenen zeitlichen Verläufen ist der deutlich geringere „Spread“ im Globalensemble

5. Verifikation der Niederschlagsvorhersage

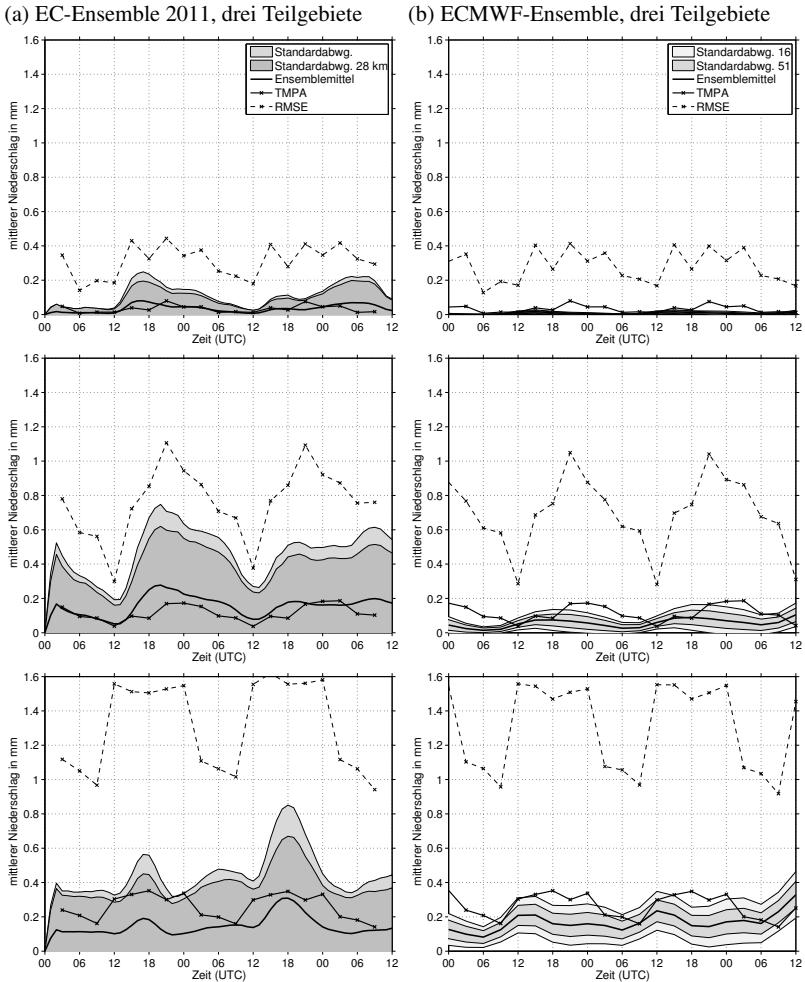


Abb. 5.7.: Wie Abb. 5.6, aber für das EC-Ensemble 2011 und das ECMWF-Globalensemble; zusätzlich ist in (a) die Standardabweichung für die interpolierten Niederschlagsverteilungen und in (b) die Standardabweichung für nur 16 statt 51 Ensemblemitglieder angegeben; Startzeitpunkte sind jeweils 00 UTC für das EC-Ensemble (a) und 12 UTC für das ECMWF-Ensemble (b), d.h. die Vorhersagezeiträume sind 0-60 h für (a) 12-72 h für (b).

auffällig. Am deutlichsten ist dies im mittleren Teilgebiet, wo die Standardabweichung im EC-Ensemble sehr hoch und im ECMWF-Globalensemble sehr gering ist. Dies ist weder durch die größere Anzahl an Ensemblemitgliedern (51 gegenüber 16) noch durch die horizontale Auflösung der Niederschlagsverteilungen erklärbar (unterschiedliche graue Schattierungen in Abb. 5.7). Für das Globalensemble sind auch die Tagesmaxima des Ensemblemittels im Vergleich zur TMPA in allen Teilgebieten zu niedrig. Der zeitliche Versatz der Maxima von sechs bis neun Stunden ist wie für viele Vorhersagen mit parametrisierter Konvektion ebenfalls recht groß.

Die deutlich höhere Ensemble-Standardabweichung im EC-Ensemble gegenüber dem Globalensemble kann durch größere räumliche Unterschiede in den Niederschlagsfeldern und durch größere Unterschiede der Niederschlagsmengen in den einzelnen Mitgliedern zustande kommen. In einem Beispiel der räumlichen Verteilung der Standardabweichung für einen kleineren Zeitraum (3-Stunden-Summe bis 18 UTC am 15.07.2011, Abb. 5.8) zeigt die Standardabweichung des EC-Ensembles deutlich mehr Struktur und höhere Maxima. Für das EC-Ensemble wurden die Niederschlagsverteilungen für die Berechnung der Standardabweichung vorher auf die gleiche horizontale Auflösung wie die der Globalvorhersagen gemittelt. Mehr Struktur kann daher nicht durch die höhere Auflösung der Niederschlagsverteilungen selbst zustande kommen. Die Ensemblemittelwerte (Isolinien in Abb. 5.8) sind im EC-Ensemble teilweise höher als im Globalensemble, was wieder für eine Proportionalität von Mittelwert und Standardabweichung spricht. Fast im gesamten Teil des Gebiets westlich von 2°W ist das Ensemblemittel der Globalvorhersagen aber ebenfalls hoch (Isolinien zeigen einen größeren Bereich mit einem Mittelwert $> 2\text{ mm}$). Die Standardabweichung ist dort dennoch nicht hoch (weniger als 1 mm, nur in einem kleinen Bereich mehr als 1 mm). Im EC-Ensemble ist hingegen die Stan-

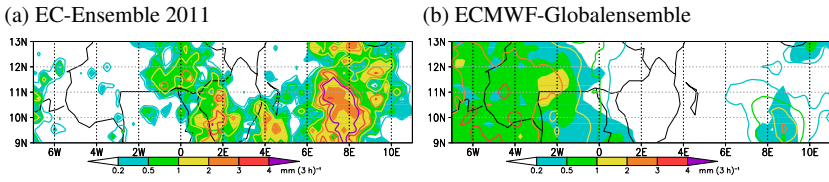


Abb. 5.8.: Ensemblestandardabweichung (Farbskala) und -mittel (Isolinien in gleichen Abständen) für die 3-Stunden-Summe von 15-18 UTC am 15.07.2011 (südliches Teilgebiet); für das EC-Ensemble (a) ist die Verteilung auf $28\text{ km} \times 28\text{ km}$ gemittelt und für das ECMWF-Globalensemble (b) wurde die Standardabweichung nur über die ersten 16 Mitglieder berechnet.

dardabweichung an vielen Stellen genauso hoch wie der Mittelwert und steigt öfter auf Werte $> 1\text{ mm}$, obwohl die Mittelwerte dort zum Teil auch nur $> 1\text{ mm}$ sind. Das bedeutet, dass die Mitglieder des Globalensembles auch dort, wo das Ensemblemittel hoch ist, eine geringe Variabilität aufweisen. Eine andere Frage ist, ob sich bei weiterer räumlicher Mittelung die deutlich größere Standardabweichung der COSMO-Ensemblevorhersagen an die der Globalensemblevorhersagen anpassen würde. Eine Methode, mit der die Niederschläge im zweiten Teil dieses Kapitels untersucht werden, baut auf diesem Prinzip der schrittweisen Gittervergrößerung auf.

5.2.2. Rang-Histogramme: Dispersion des Ensembles

Rang-Histogramme nach Anderson (1996) oder Hamill und Colucci (1997) werden nach folgendem Prinzip erstellt: Die Ensemblevorhersagen werden für jede Vorhersage n der Größe nach sortiert werden. Für $f_{n,m} < o_n$ mit dem größtmöglichen m gilt $r_n = m + 1$, d.h. $r \in [1, M + 1]$. Dies wird für alle n , d.h. N -mal wiederholt und dann die Häufigkeitsverteilung über alle r_n bestimmt. Statistisch gesehen beruht ein Rang-Histogramm wie die Herleitung der „Spread-Error“-Beziehung auch auf der Annahme, dass die Vorhersagen und Beobachtungen einer gemeinsamen Wahrscheinlichkeitsverteilung angehören (Hamill, 2001). Deshalb muss die Beobachtung in ei-

ner ausreichend oft wiederholten Stichprobe jeden Rang etwa gleich häufig einnehmen. Das Rang-Histogramm ist daher nach der Verifikationstheorie auch ein Maß für die Konsistenz eines Ensemblevorhersagesystems oder genauer gesagt für die Konsistenz der durch die Ensemblemitglieder abgebildeten Wahrscheinlichkeitsverteilung. Nach Hamill (2001) ist dies allerdings allein noch kein ausreichendes Kriterium für die Konsistenz eines Ensemblesystems, da sich verschiedene Bias-Werte, die z.B. an verschiedenen Tagen oder in verschiedenen Regionen auftreten, in der Summe ausgleichen können. Im Gegensatz zum „Reliability-Diagramm“ beruht es aber nicht auf dem bedingten Eintreten eines bestimmten Ereignisses und ist auch nicht abhängig von gewählten Schwellenwerten.

Zur Erstellung der Rang-Histogramme werden die 24-Stunden-Summen des Niederschlags (jeweils 12 UTC + 24 h) aus den Simulationen sowie der TMPA verwendet, die bereits in Abschnitt 5.1.2 betrachtet wurden. Die Bestimmung des Rangs r der TMPA erfolgt pro Gitterpunkt, für 10 Tage (23.7. - 1.8.2006), wobei Werte mit einer 24-Stunden-Summe des Niederschlags $< 0,1$ mm vorher auf Null gesetzt werden. Eine allgemeine Schwierigkeit bei der Erstellung von Rang-Histogrammen ist der Fall $f_{n,m} = o_n$ für mindestens ein m . Wie ist r dann definiert? Nach Hamill und Colucci (1997) wird in solchen Fällen ein zufälliger Rang zwischen 1 und der Anzahl der der Beobachtung gleichen Ensemblemitglieder zugeordnet, d.h. $r \in [1, m + 1]$. Vor allem bei der Betrachtung von Niederschlagsfeldern tritt dieser Fall für $o_n = 0$ häufig auf, da es meist niederschlagsfreie Gebiete gibt. In konvektiven Situationen, wenn die Niederschlagsgebiete sehr lokal auftreten, können die niederschlagsfreien Gebiete auch besonders groß sein. Sloughter et al. (2007) beschreiben Niederschlagsverteilungen aus statistischer Sicht in zweierlei Hinsicht als außergewöhnlich: Erstens durch die positive Wahrscheinlichkeit der Gleichheit zu Null und zweitens durch die

Schiefe der Verteilung, da keine negativen Werte existieren. Aufgrund der Tatsache, dass dann $r \leq m + 1$, werden durch die Zufallsverteilung solche Verteilungen flacher aussehen, bei denen die Fälle mit $f_{n,m} = o_n = 0$ erstens häufig auftreten und dies zweitens für große m der Fall ist, wenn also in niederschlagsfreien Gebieten auch alle oder eine große Anzahl von Ensemblemitgliedern keinen Niederschlag vorhersagen. Benachteiligt werden dadurch Ensemblevorhersagen, in denen m in den Fällen mit $f_{n,m} = o_n = 0$ alle möglichen Werte mit gleicher Häufigkeit annimmt, da rein statistisch gesehen dann die unteren Ränge stärker besetzt werden. Im Extremfall ergäbe die Auswertung einer Ensemblevorhersage, bei der alle Mitglieder an allen Punkten immer den Wert Null vorhersagen ein gleichverteiltes Rang-Histogramm, bei dem nur der höchste Rang durch Fälle mit $o_n > 0$ eine höhere Häufigkeit hat. Die Bewertung der Niederschlagsvorhersage mittels Rang-Histogrammen ist daher teilweise kritisch zu sehen.

Unter Ausschluss der Punkte mit $f_{n,m} = o_n = 0$ für $1 \leq m < M$ werden deshalb zusätzliche Rang-Histogramme erstellt. Diese enthalten keine per Zufallsverteilung bestimmten Ränge und werden deshalb in Abbildung 5.9 als Histogramme „ohne Zufallsverteilung“ bezeichnet. Auf diese Weise werden alle niederschlagsfreien Gebiet ausgeschlossen, in denen bis zu $M - 1$ Ensemblemitglieder fälschlicherweise Niederschlag vorhersagen. Damit ändert sich die Wahrscheinlichkeitsverteilung erheblich, der Vergleich dieser zwei Versionen an Histogrammen ist aber nach obiger Überlegung gleichzeitig sehr informativ.

Die Rang-Histogramme für die verschiedenen COSMO-Ensemblevorhersagen für die 10-Tages-Periode für 2006 können mit dem Rang-Histogramm für die Globalvorhersagen des ECMWF verglichen werden (Abb. 5.9), die für das EC-Ensemble als Anfangs- und Randbedingungen genutzt werden. Die Globalvorhersagen ergeben das flachste Rang-Histogramm (Abb. 5.9e),

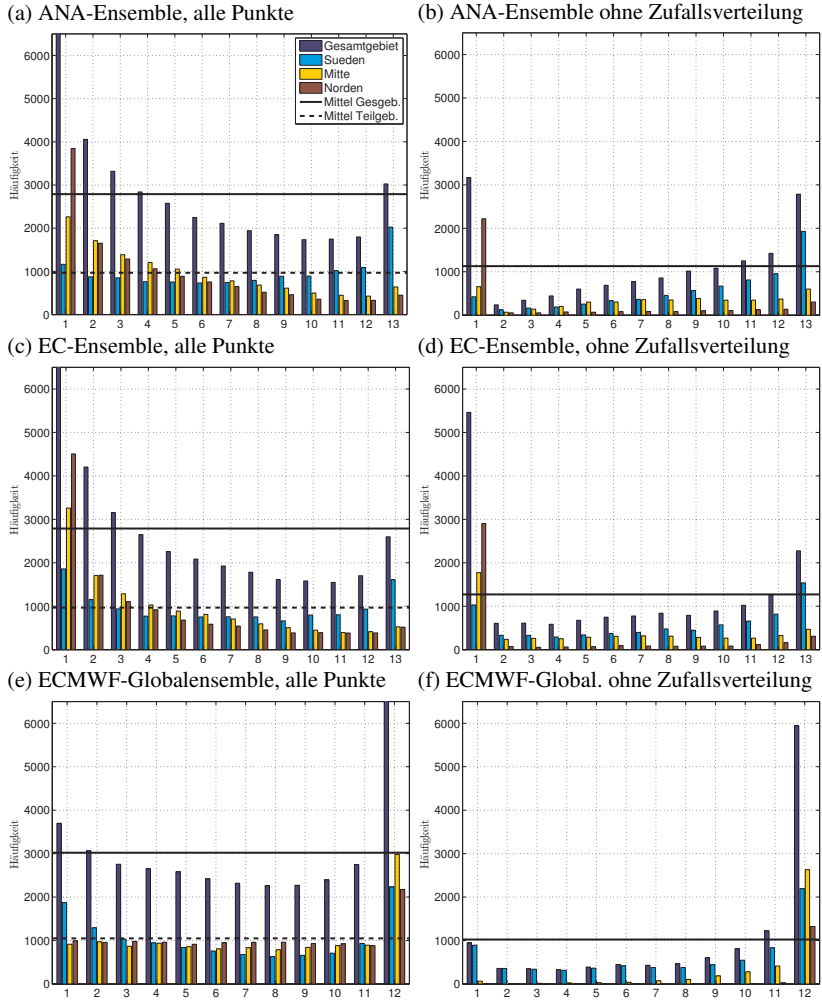


Abb. 5.9.: Rang-Histogramme der verschiedenen Ensemblevorhersagen für 24-Stunden-Summen des Niederschlags mit der TMPA als Referenz, für das Gesamtgebiet und drei gleich große Teilgebiete (Balken in vier Farben), jeweils für zwei Bestimmungsmethoden. Horizontale Linien geben den Mittelwert N/M wieder, einmal für das Gesamtgebiet (durchgezogene schwarze Linien) und für die drei gleich großen Teilgebiete (gestrichelte schwarze Linien, nur für a, c und e).

allerdings mit starker Überschätzung des höchsten Rangs, d.h. in vielen Fällen ist die 24-Stunden-Niederschlagssumme in allen Ensemblemitgliedern niedriger als die TMPA. Die U-Form des Histogramms deutet auf eine etwas zu geringe Ensemblevarianz hin. Auch die Varianz ist für die Globalvorhersagen niedrig (Abb. 5.6). Die auf die drei Teilgebiete aufgeteilten Verteilungen zeigen, dass diese Unterdispersität hauptsächlich im Süden auftritt. Für die zwei COSMO-Ensemblevorhersagen ist für das Gesamtgebiet auch eine leichte Unterdispersität festzustellen (Abb. 5.9a und c). Auffälliger ist aber die Schiefe (höhere Häufigkeiten der kleineren Ränge), die in der Regel auf einen positiven Bias (zu viel Niederschlag in der Vorhersage) hindeutet. Sie ist für beide Ensembleversionen im mittleren und nördlichen Teilgebiet wiederzufinden, während das südliche Teilgebiet wie auch für die Globalvorhersagen eher eine U-Form zeigt.

Ein vollständig anderes Bild ergibt sich, wenn die niederschlagsfreien Gebiete ausgeschlossen werden. Der Mittelwert sinkt auf etwa ein Drittel, was bedeutet, dass zwei Drittel der Gesamtmenge der betrachteten Fälle wegfallen. Da es auch von den Vorhersagen abhängt, wie viele Fälle ausgeschlossen werden, ist dieser Mittelwert nicht für alle Versionen identisch. Bei den Globalvorhersagen sind nun im mittleren und nördlichen Teilgebiet nur noch Fälle zu beobachten, in denen ein Großteil der Ensemblemitglieder weniger Niederschlag zeigt als die Beobachtung (Abb. 5.9f). Im Süden liegt nach wie vor Unterdispersität vor, was das Ergebnis für das Gesamtgebiet dominiert. Dies bedeutet, dass die zuerst beschriebene gute Gleichverteilung der Globalvorhersagen vor allem durch die Zufallsverteilung der nicht-definierten Ränge entsteht, insgesamt aber die Niederschlagsmenge deutlich unterschätzt wird. Die große Häufigkeit des höchsten Ranges zeigt auch, dass es viele Gebiete mit Niederschlag geben muss, wo kein Ensemblemitglied Niederschlag vorhersagt, am häufigsten in der Mitte.

Für die COSMO-Simulationen ist es umgekehrt (Abb. 5.9b und d): Durch die Zufallsverteilung der nicht-definierten Ränge wird die Statistik schlechter. Die Histogramme zeigen keine gute Gleichverteilung, aber der positive Bias ist nicht mehr erkennbar. Fälle, in denen alle Ensemblemitglieder zu viel Niederschlag vorhersagen (Rang 1), treten hauptsächlich im Norden auf. In der Mitte sind die Ränge am ehesten gleichverteilt. Im Süden dominiert, wie auch für die Globalvorhersagen, eine Unterschätzung des Niederschlags.

Damit zeigen die Rang-Histogramme, dass die beobachteten Niederschlagsmengen in den drei Teilgebieten nicht immer von den COSMO-Ensemblevorhersagen wiedergegeben werden. Im Norden ist eher ein positiver und im Süden ein systematischer negativer Bias festzustellen. Für das ANA-Ensemble ist die Statistik etwas besser als für das EC-Ensemble, denn die äußeren Ränge sind weniger stark besetzt. Die Zufallsverteilung der nicht-definierten Ränge hat den Effekt, dass die unteren stärker besetzt sind, d.h. dass meist weniger als $M - 1$ Mitglieder den gleichen Wert zeigen wie die Beobachtung. Dies ist ein Anzeichen dafür, dass die Lage der Niederschlagsgebiete zwischen den verschiedenen Ensemblemitgliedern variiert. Für die Globalvorhersagen gilt das eher nicht, dort wird in niederschlagsfreien Gebieten von einer großen Anzahl an Ensemblemitgliedern korrekterweise kein Niederschlag vorhergesagt. Es wird aber gleichzeitig in einem Großteil der Fälle fälschlicherweise kein Niederschlag vorhergesagt. Das bedeutet, dass insgesamt von einer starken Unterschätzung der Niederschlagsmengen in den Globalvorhersagen ausgegangen werden kann.

Ergänzend werden noch Rang-Histogramme für die 24-stündige $T_{B,min}$ betrachtet, um die Ergebnisse der TMPA-Statistik zu überprüfen (Abb. 5.10). Zur ihrer Erstellung wird der Wert von 233 K als Schwelle genommen, oberhalb derer die Oberflächentemperaturen nicht mehr evaluiert werden sollen,

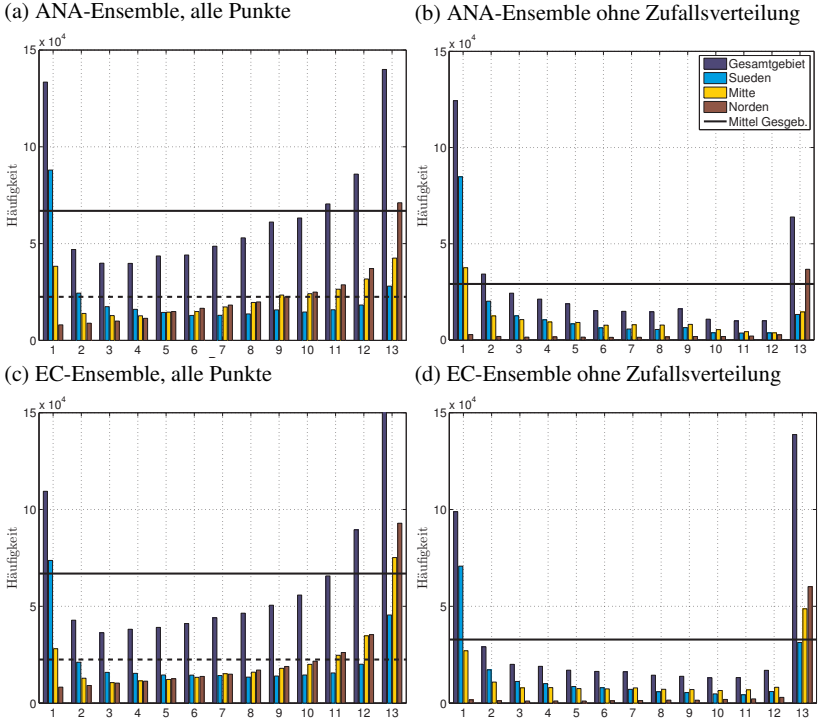


Abb. 5.10.: Rang-Histogramme der zwei COSMO-Ensembleversionen für die 24-Stunden-Minimums-Strahlungstemperaturen der synthetischen Satellitenbilder mit MSG-Messungen als Referenz, jeweils nach den zwei Bestimmungsmethoden.

da hier in erster Linie hochreichende Bewölkung von Interesse ist und nicht Grenzschichtbewölkung oder die Landoberflächentemperatur. Die Häufigkeitsverteilungen aller 24-stündigen $T_{B,min}$ -Werte für die zwei Ensembleversionen für 2006 sowie die MSG-Daten zeigen, dass alle Datensätze ein Maximum bei etwa 200 K haben und die Häufigkeit für höhere Temperaturen stetig fällt (Abb. 5.11). Allerdings ist die Häufigkeit sehr niedriger $T_{B,min}$ für die beiden Modelldatensätze wesentlich höher als für die MSG-Daten, was bedeutet, dass die Gebiete mit hochreichender Bewölkung in den Simulationen größer sind als in den Satellitenmessungen. Dies wird in den Rang-Histogrammen in allen drei Teilgebieten dadurch deutlich, dass Rang 13 häufig vorkommt, d.h. dass alle Ensemblemitglieder eine niedrigere Strahlungstemperatur voraussagen als die beobachtete. Dies ist im EC-Ensemble stärker als im ANA-Ensemble. Für die Niederschlags-Rang-Histogramme entspricht dies einer hohen Häufigkeit des Rangs 1, da viel Niederschlag äquivalent ist zu einer niedrigen Strahlungstemperatur (allerdings sind die beiden Größen nicht linear zueinander). Auch insgesamt ergibt die Sortierung der Ensemblevorhersagen nach Rängen der MSG $T_{B,min}$ -Werte sehr ähnliche Verteilung wie für die TMPA. Die wesentlichen Schlussfolgerungen sind somit stabil.

Die Niederschlags-Rang-Histogramme des EC-Ensembles für 2011 (Abb. 5.12a und b) sind im Vergleich zu denen für 2006 flacher, da vor allem die äußeren Ränge eine weniger hohe Häufigkeit haben. Dies bedeutet, dass die Beobachtung häufiger innerhalb des Ensembles liegt. Die systematische Unterschätzung der Niederschlagssummen im südlichen Teilgebiet ist dennoch weiterhin vorhanden. Im mittleren Teilgebiet sind Punkte, an denen alle Ensemblemitglieder zu viel Niederschlag vorhersagen (Rang 1), am häufigsten. Deutlich verbessert hat sich die Verteilung für den Norden.

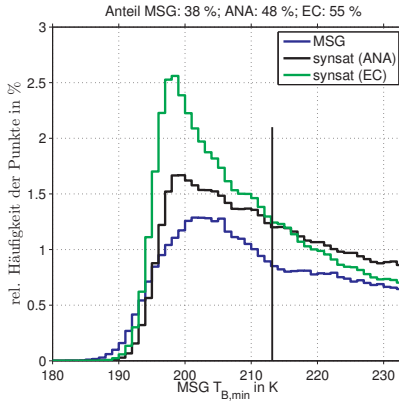
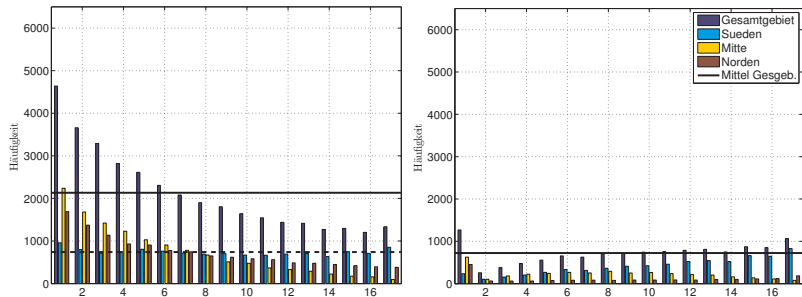


Abb. 5.11.: Häufigkeitsverteilungen der MSG IR-Strahlungstemperaturen (24-stündige $T_{B,min}$) und der Ensemblevorhersagen (beide Versionen) für die 10-Tages-Periode 2006; zusätzlich sind für die drei Datensätze die Anteile aller Punkte mit $T_{B,min} < 233$ K angegeben.

Für das ECMWF-Globalensemble wird das Rang-Histogramm für alle 51 Ensemblemitglieder bestimmt (Abb. 5.12c und d). In allen drei Teilgebieten gibt es einige Fälle, in denen wenige Ensemblemitglieder korrekterweise keinen Niederschlag voraussagen. Dies ist daran zu erkennen, dass die Häufigkeit der Ränge < 20 zunimmt. Dies war für 2006 weniger deutlich (Abb. 5.9e). Dies könnte dadurch bedingt sein, dass die Variabilität in der Lage der Niederschlagsgebiete größer ist. Unter Ausschluss dieser Punkte hat unter den niedrigen Rängen nur noch Rang 1 eine hohe Häufigkeit, und zwar hauptsächlich im südlichen Teilgebiet. Dort liegen häufig alle Ensemblemitglieder über der Beobachtung. Auch dies war für 2006 weniger auffallend. In allen Teilgebieten sind aber auch solche Fälle häufig, wo alle oder fast alle Mitglieder weniger Niederschlag vorhersagen als beobachtet wurde. Diese Fälle dominieren die Häufigkeitsverteilung im Gesamtgebiet. Anhand der Rang-Histogramme kann daher von einer besseren Verteilung der Vorhersagewahrscheinlichkeiten im EC-Ensemble für 2011 als in den

(a) COSMO Ensemblevorhersagen



(b) ECMWF Globalvorhersagen

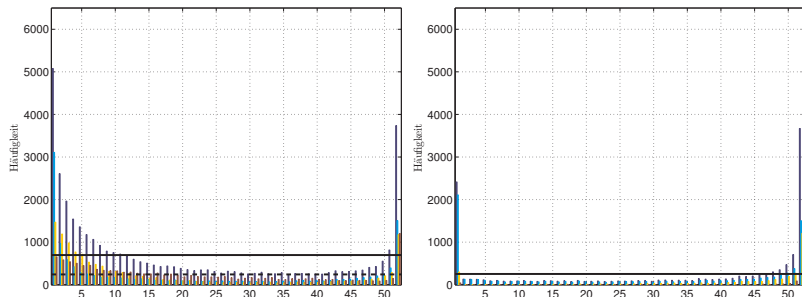


Abb. 5.12.: Wie Abb. 5.9, aber für 2011 für EC-Ensemble und ECMWF-Globalensemble.

COSMO-Ensemblevorhersagen für 2006 ausgegangen werden. Die Niederschlagsunterschätzung im Süden ist weniger deutlich und die Überschätzung im Norden kaum mehr gegeben. Für die ECMWF-Globalvorhersagen ist, trotz der größeren Zahl der betrachteten Ensemblemitglieder, keine Verbesserung gegenüber 2006 zu beobachten.

5.2.3. Kontingenztabelle

Viele Gütemaße zur statistischen Auswertung von Vorhersagen basieren auf Kontingenztabelle, in denen das Eintreffen eines bestimmten Ereignisses (wie z.B. das Überschreiten einer Tageshöchsttemperatur oder einer Niederschlagssumme in einem bestimmten Zeitraum) in der Realität mit seinem Eintreffen in der Vorhersage verglichen wird. Beobachtung und Vorhersage werden dafür im Folgenden als binäre Felder betrachtet ($\{o_n, f_{n,m}\} \in \{0, 1\}$). Es gibt für eine deterministische Vorhersage vier Fälle (Tab. 5.1a): a) Eintreffen in Realität und Vorhersage (Treffer, $o_n = f_n = 1$), b) kein Eintreffen in der Realität, aber in der Vorhersage (Fehlalarm durch die Vorhersage), c) Eintreffen in der Realität, aber nicht in der Vorhersage (Fehlwert aus der Sicht der Vorhersage) und d) kein Eintreffen in der Realität sowie in der Vorhersage (korrekte Negativwerte). Fall a) und d) sollten möglichst häufig, b) und c) möglichst selten auftreten. Der Quotient

$$H = \frac{a}{a + c}, \quad [5.4]$$

d.h. der Anteil der Treffer an allen beobachteten Fällen wird als Trefferrate bezeichnet; das Verhältnis

$$F = \frac{b}{b + d}, \quad [5.5]$$

		Beobachtung	
		ja	nein
Vorher- sage	ja	a	b
	nein	c	d

(a) Kontingenztafel

		Beobachtung	
		ja	nein
Vorhersage- wahr- schein- lichkeit P_i	> 90%	a1	b1
	> 80%	a2	b2

	> 10%	a9	b9
	> 0%	a10	b10
	≥ 0%	a11	b11

(b) Kontingenztabelle

Tab. 5.1.: Vier-Felder-Tafel oder Kontingenztabelle (a) und Erweiterung für probabilistische Vorhersagen (b).

d.h. der Anteil der Fehlalarme an allen nicht beobachteten Ereignissen, als Fehlalarmrate bezeichnet (engl.: „False alarm rate“, nicht zu verwechseln mit dem „False Alarm Ratio“ $FAR = \frac{b}{a+b}$).

5.2.4. ROC-Diagramme: Fehlalarm- und Trefferrate

Das ROC-Diagramm (engl.: „Relative Operating Characteristics“, Mason und Graham, 1999; Wilks, 2011, z.B.) korreliert die Trefferrate a_i/a_I mit der Fehlalarmrate b_i/b_I für verschiedene Vorhersagewahrscheinlichkeiten $P_i = \sum \frac{f_m}{M} \cdot 100$ und beruht daher auf einer Übertragung der Kontingenztabelle mit vier Feldern für eine deterministische Vorhersage auf probabilistische, d.h. Ensemblevorhersagen (Tab. 5.1b). Die Größen a_I und b_I entsprechen in Tabelle 5.1b a_{11} bzw. b_{11} , d.h. den Fällen, die mit einer Vorhersagewahrscheinlichkeit von mindestens 0% vorhergesagt werden. Dies sind natürlich alle Fälle, d.h a_{11} entspricht $a + c$ und $b_{11} \hat{=} b + d$. Die Punkte, die bei der Erstellung der Rang-Histogramme Probleme bereiten, entsprechen hier einem Fehlalarm mit dem Schwellenwert $0\text{mm}(24\text{h})^{-1}$ mit verschiedenen P_i . Im ROC-Diagramm wird für abnehmende Schwellen von P_i die Trefferrate über der Fehlalarmrate aufgetragen. Die Trefferrate sollte am Anfang, das heißt für große P_i , schnell zunehmen, die Fehlalarmrate langsam. Für mittlere Schwellen kann sich die Zunahme der Trefferrate verrin-

gern. Erst bei sehr niedrigen Schwellen, z.B. $P_i \geq 10\%$, sollte auch die Fehlalarmrate anwachsen, da bei einer niedrigen Vorhersagewahrscheinlichkeit auch Fehlalarmfälle auftreten dürfen (z.B. das Ereignis trat nicht ein und wurde auch nur von einem Ensemblemitglied vorhersagesagt). Da es sich um kumulierte Wahrscheinlichkeiten handelt, entspricht die Fehlalarmrate eines einzelnen Wahrscheinlichkeitsintervalls der Differenz der Punkte auf der Kurve. Wenn die Trefferrate zu Beginn nicht schnell anwächst, bedeutet dies außerdem, dass für hohe Vorhersagewahrscheinlichkeiten der Anteil der Fehlwerte, d.h. der beobachteten, aber nicht mit hohem P_i vorhergesagten Fälle, hoch ist. Für $P_i \geq 0\%$ liegen beide Raten bei 1, da diese definitionsgemäß alle Fälle beinhaltet. Die Differenz des vorletzten Wertes der Trefferrate zum Wert 1 entspricht dem Anteil an Fällen, mit dem alle Ensemblemitglieder Fehlwerte zeigen. Ein zugehöriges Gütemaß ist die Fläche A unter der Kurve: Bei $A = 0.5$ ist die Ensemblevorhersage wertlos, d.h. sie bringt keinen Mehrertrag gegenüber einer Zufallsvorhersage. Erst bei Werten > 0.5 wächst der Nutzen der Wahrscheinlichkeitsvorhersage. Zur Berechnung werden die Punkte mit dem Wert $(1, 0)$ verbunden und die Flächeninhalte der einzelnen Dreiecke aufaddiert. Die berechnete Fläche wird oft als Maß für die sogenannte „Discrimination“ angegeben, d.h. für die Unterscheidungsfähigkeit einer Vorhersage. Anschaulich kann sie auch so beschrieben werden, dass sie angibt, ob Ereignisse, die das Ensemble mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit vorhersagt, auch tatsächlich eintreten bzw. Ereignisse mit niedriger Vorhersagewahrscheinlichkeit nicht eintreten. Die Statistik ist hier, im Gegensatz zum Rang-Histogramm, an bestimmte Ereignisse bzw. Schwellenwerte gekoppelt. Das Rang-Histogramm gibt unabhängig von absoluten Werten bzw. Differenzen Auskunft über die Verteilung der Vorhersagewahrscheinlichkeit. Durch die starke Konditionierung auf Vorhersagewahrscheinlichkeiten und die Unabhängigkeit von absoluten

Werten in den Ensemblemitgliedern kann das ROC-Diagramm allerdings keine Auskunft über systematische Fehler der Vorhersagen geben (Wilks, 2011). Dafür wird auf die mögliche Differenzierung zwischen Vorhersagen von relativ niedriger Vorhersagequalität hingewiesen.

Im Fall von 12 Ensemblemitgliedern ist es nicht sinnvoll, Treffer- und Fehlalarmraten für mehr als $I = 100/M$ Intervalle P_i zu bestimmen, d.h. in diesem Fall $I = M + 1 = 13$. Es wird daher der Schritt von 10% gewählt und die ROC-Diagramme für den 24-Stunden-Niederschlag jeweils für Schwellenwerte von 2 / 5,5 / 10 und 15 mm (24h)⁻¹ für die drei Teilgebiete und das Gesamtgebiet bestimmt (Beispiel für 5,5 mm (24h)⁻¹ in Abb. 5.13). Die Summe der TMPA ist wieder der Referenzwert. Der Median der Größenverteilung der 24-Stunden-Summen der TMPA für das Gesamtgebiet und die betrachteten 10 Tage liegt bei 5,5 mm (24h)⁻¹. Unter Verwendung dieser Schwelle wird daher getestet, wie gut die Verteilung der Vorhersagewahrscheinlichkeiten für mittelhohe Niederschlagssummen ist.

Die ROC-Kurven zeigen für die zwei Versionen der COSMO-Ensemblevorhersagen für 2006 (Abb. 5.13a und b) keine wesentlichen Unterschiede: A ist mit 0,597 und 0,645 (Gesamtgebiet) beides Mal nicht sehr hoch, aber höher als 0,5. Dies bedeutet, dass die Vorhersagen zur Unterscheidbarkeit von Ereignissen beitragen. Die höchsten Gütemaße sind jeweils für die Sahara-Region mit wenigen Niederschlagspunkten zu finden. Für das EC-Ensemble ist A etwas höher als für das ANA-Ensemble. In beiden Versionen tritt in über 90% der Fällen, in denen $P_i > 0$ ist, das Ereignis ein (Trefferquote $> 0,9$ für $P_i > 0$), mit einer wesentlich geringeren Fehlalarmrate (etwa 0,6). Dies bedeutet, dass P_i auch meist gering ist, wenn ein Ereignis nicht beobachtet wird, aber nicht immer. Im mittleren Teilgebiet ist vor allem für hohe P_i die Trefferquote geringer als im nördlichen Teilgebiet. Für $P_i > 90\%$ liegt sie z.B. bei etwa 0,03, während sie für die gleiche Wahrscheinlichkeitsschwelle im

5. Verifikation der Niederschlagsvorhersage

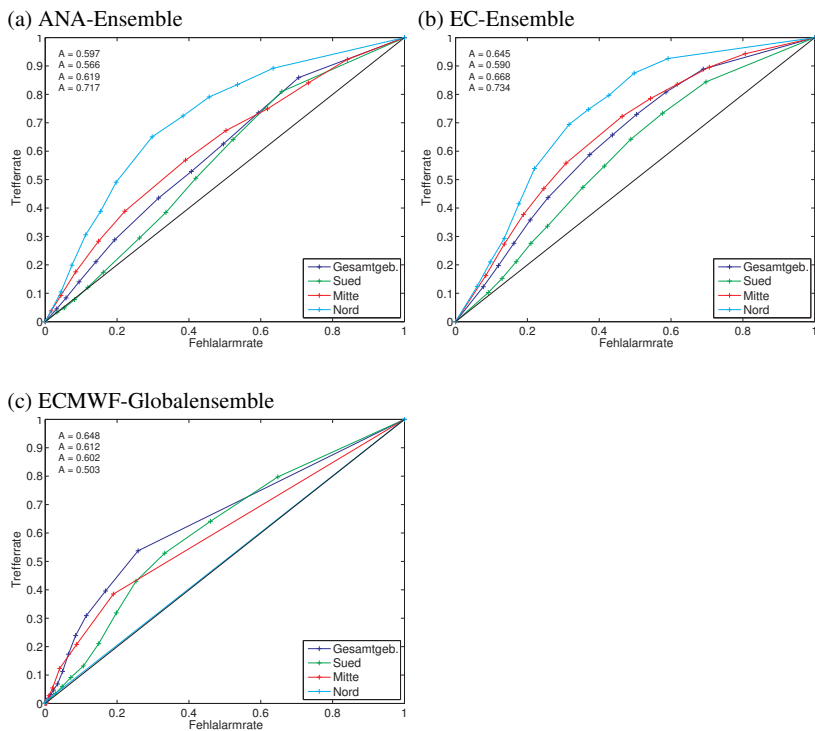


Abb. 5.13.: ROC-Diagramme der 24-Stunden-Summe des Niederschlags für verschiedene Ensemble-Versionen für 2006, jeweils für das Gesamtgebiet und die drei Teilgebiete mit Wahrscheinlichkeitsschwellen in 10%-Intervallen und einem Niederschlagsschwellenwert von $5,5 \text{ mm} (24)^{-1}$.

nördlichen Teilgebiet bei 0,11 liegt. Im Süden gibt es einen Anteil von etwa 20% an Ereignissen, die beobachtet wurden, aber mit $P_i = 0$, d.h. von keinem Ensemblemitglied, vorhergesagt werden. Die Zahl entspricht dem Anteil an Fehlwerten. Im ANA-Ensemble ist er höher als im EC-Ensemble. Für das Globalensemble ist dies für das Gesamtgebiet der Fall (Abb. 5.13c): Die Trefferrate liegt für $P_i > 0$ bei etwa 0,55. Die übrigen 45% aller Fälle, in denen das Ereignis beobachtet wurde, werden mit 0% Wahrscheinlichkeit vorhergesagt. Der Anteil der Fehlwerte ist damit sehr hoch. Dennoch ist A im Gesamtgebiet für das Globalensemble minimal höher als für das EC-Ensemble. Dies liegt daran, dass für hohe P_i die Fehlalarmrate niedriger ist. Vor allem im südlichen Teilgebiet ist dies der Fall, allerdings ist der Anteil der Fälle mit $P_i = 0$, wenn das Ereignis eingetreten ist, noch höher (fast 65%). Nur im mittleren Teilgebiet existieren mehr Fälle mit $P_i > 0$, allerdings ist dort die Fehlalarmrate für hohe P_i recht hoch. Im nördlichen Teilgebiet hingegen ist der Anteil der Fälle mit $P_i = 0$ bei annähernd 100%. Für den niedrigeren Schwellenwert von $2 \text{ mm } (24 \text{ h})^{-1}$ wird die Statistik für das Globalensemble besser (ohne Abbildung). Dieser Schwellenwert für die 24-Stunden-Niederschlagssumme entspricht eher dem Test, ob an einem bestimmten Ort überhaupt Niederschlag gefallen ist oder nicht, im Gegensatz zum Schwellenwert von $5,5 \text{ mm } (24 \text{ h})^{-1}$. Dies heißt daher, dass das Globalensemble eine gewisse Vorhersagegüte besitzt, was das Auftreten von Niederschlag an einem bestimmten Ort betrifft, die Vorhersage der Niederschlagsmenge aber weniger verlässlicher ist. Noch höhere Schwellen mit noch kleinerem A bestätigen diese Aussage.

Für 2011 sind die Werte besser als für 2006 (Abb. 5.14): Sowohl für das EC-Ensemble als auch für das Globalensemble ist A im Gesamtgebiet wie auch in allen drei Teilgebieten höher als für 2006. Das Globalensemble hat dabei im südlichen und im Gesamtgebiet ein höheres A als das EC-Ensemble. In

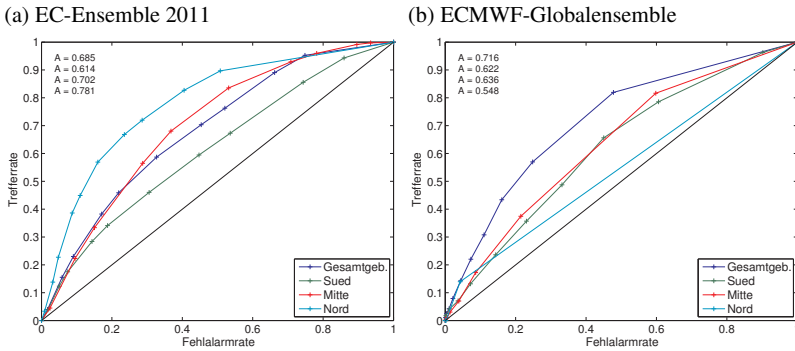


Abb. 5.14.: Wie Abb. 5.13, aber für 2011.

der Mitte und im Norden ist dies umgekehrt. Im Globalensemble treten im Norden und in der Mitte weniger Fehlwerte auf als für den Zeitraum im Jahr 2006, was maßgeblich zum größeren A beiträgt. Für das EC-Ensemble ist A hauptsächlich größer, da die Fehlalarmraten bei den hohen P_i niedriger sind, vor allem im Süden.

Vié et al. (2012) zeigen für konvektionsauflösende Ensemblevorhersagen mit dem Modell AROME für eine 16-Tages-Periode mit Starkniederschlägen in Südfrankreich ROC-Diagramme für Niederschlagsschwellenwerte von 0,5 und 10 mm (24h)⁻¹, bei denen die Kurven wesentlich höhere Treferraten zeigen. Die Fläche A wird allerdings nicht angegeben.

5.2.5. Reliability-Diagramme: Konsistenz der Wahrscheinlichkeiten

Im Reliability-Diagramm (Wilks, 2011) wird die relative Häufigkeit eines Ereignisses (z.B. Niederschlagssumme > 5 mm (24h)⁻¹) in der Beobachtung, hier als $pobs_i$ bezeichnet, mit der gleichzeitig vorhergesagten Wahrscheinlichkeit P_i verglichen. Dafür wird für die Gesamtmenge der vorliegenden Vorhersagen N für jedes Ereignis n die Anzahl der Ensemblemit-

glieder bestimmt, in denen das Ereignis eintritt und dann die Häufigkeitsverteilung der Vorhersagewahrscheinlichkeiten P_n berechnet. Aus der kontinuierlichen Wahrscheinlichkeitsdichteverteilung werden wie für das ROC Diagramm I Intervalle P_i mit der Häufigkeit n_i bestimmt und damit letztendlich die bedingte relative Häufigkeit der Beobachtung

$$pobs_i(o_n | P_i) = \frac{\sum_{n=1}^{n_i} o_n}{n_i}, \quad [5.6]$$

mit $o_n \in \{0, 1\}$. Zusätzlich werden noch der „klimatologische“ Wert $\bar{o} = \sum_{n=1}^N o_n / N$, d.h. die relative Häufigkeit der Beobachtung im gesamten betrachteten Datensatz, und die Verteilung von P_n eingezeichnet.

Statistisch gesehen ist das Reliability-Diagramm wie auch das Rang-Histogramm ein Hilfsmittel, anhand dessen eine Aussage über die Konsistenz der Vorhersagewahrscheinlichkeit getroffen werden kann. Die „Reliability“

$$REL = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^I n_i \cdot (P_i - pobs_i)^2, \quad [5.7]$$

entspricht der Fläche zwischen der sich ergebenden Kurve und der Winkelhalbierenden. Je kleiner REL ist, desto besser ist die „Reliability“ (Verlässlichkeit) des Systems, oder besser: Je kleiner REL , desto eher sind die P_i verlässlich. Die Fläche zwischen der Kurve und der Klimatologie ist außerdem ein Maß für die Unterscheidungsfähigkeit („Resolution“) eines Ensembles:

$$RES = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^I n_i \cdot (pobs_i - \bar{o})^2. \quad [5.8]$$

Sie ist mit der „Discrimination“, die durch das ROC-Diagramm angegeben wird, verwandt, hängt aber nicht direkt von der Korrektheit der Vorhersagewahrscheinlichkeiten ab, sondern von deren Unterschied zum „klimato-

logischen“ Mittel. Je größer der Zahlenwert, desto höher ist der positive Beitrag zur allgemeinen Vorhersagegüte. Nach Murphy (1973) kann durch diese drei Kriterien der sogenannte „Brier Score“

$$BS = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (P_n - o_n)^2. \quad [5.9]$$

beschrieben werden, was mit den allgemeinen Summationsregeln gezeigt werden kann. Die genaue Beziehung lautet $BS = REL - RES + UNC$, wobei $UNC = \bar{o}(1 - \bar{o})$ die sogenannte „Uncertainty“ ist, die für große oder kleine relative Häufigkeiten in der betrachteten Menge an Beobachtungen zu kleinen Werten tendiert und für mittlere Häufigkeiten zu großen, d.h. die Vorhersage für $\bar{o} \approx 0.5$ ist am unsichersten. UNC ist, wie an der mathematischen Formulierung zu sehen, nicht durch die Vorhersage beeinflussbar, sondern nur durch die Wahl der Stichprobe bzw. des betrachteten Auswertzeitraums und -gebiets. Bei einem perfekten Ensemblevorhersagesystem ist $BS = 0$. Das bedeutet, dass BS bessere Wahrscheinlichkeitsvorhersagen anzeigt, wenn REL klein, RES groß und UNC klein. Desweiteren gilt allgemein für Gütemaße (engl. „skill scores“):

$$\text{Gütema\ss} = \frac{\text{betrachtete Vorhersage} - \text{Referenzvorhersage}}{\text{perfekte Vorhersage} - \text{Referenzvorhersage}}. \quad [5.10]$$

Da der BS einer perfekten Vorhersage Null betragen muss und die Referenzvorhersage hier die Klimatologie ist, mit $BS_c = \bar{o} = UNC$, ergibt sich der „Brier Skill Score“ (BSS), das zum BS zugehörige Gütema\ss, aus

$$BSS = \frac{REL - RES + UNC - UNC}{-UNC} = \frac{RES - REL}{UNC}. \quad [5.11]$$

Im Gegensatz zum ROC-Diagramm, das die unterschiedlichen Vorhersagewahrscheinlichkeiten von vorneherein in die Kategorien „beobachtetes“

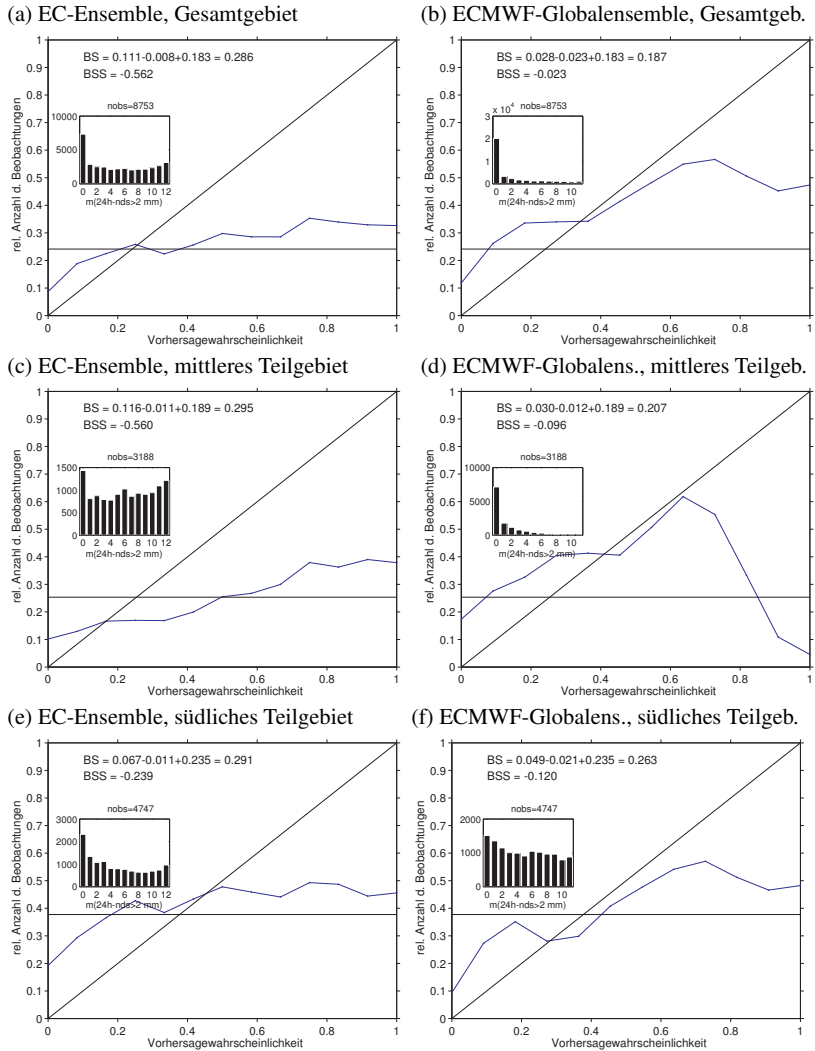


Abb. 5.15.: Reliability-Diagramme der 24-Stunden-Summe des Niederschlags für das Gesamtgebiet und zwei Teilgebiete für einen Niederschlagsschwellenwert von 2mm (24h)^{-1} , für das EC-Ensemble (a, c und e) und das ECMWF-Globalensemble (b, d und f) mit \bar{o} (horizontale Linie), der Zerlegung des BS (Zahlenwerte) und der Häufigkeitsverteilung von P_{ii} (kleines Histogramm).

und „nicht beobachtetes Ereignis“ einteilt, baut das Reliability-Diagramm auf den Vorhersagen selbst auf, d.h. hier wird die Frage beantwortet: Wie war die Beobachtung, wenn das Ereignis mit P_i vorhergesagt wurde? Deshalb ist es ratsam, die beiden Diagramme immer in Kombination zu verwenden (Wilks, 2011).

Die Reliability-Diagramme für das EC-Ensemble werden hier mit denen des ECMWF-Globalensembles verglichen (Abb. 5.15). Da sich für höhere Schwellenwerte Verteilungen ergeben, in denen hohe Vorhersagewahrscheinlichkeiten nicht vorkommen, werden die Diagramme hier für den Schwellenwert von $2\text{ mm}(24\text{ h})^{-1}$ gezeigt und nicht wie die ROC-Diagramme für $5,5\text{ mm}(24\text{ h})^{-1}$. Im nördlichen Teilgebiet sind auch 24-Stunden-Summen $> 2\text{ mm}(24\text{ h})^{-1}$ selten und damit treten dort sogar für diesen niedrigeren Schwellenwert keine hohen Vorhersagewahrscheinlichkeiten auf. Die Analyse der Diagramme beschränkt sich daher auf das südliche und mittlere Teilgebiet sowie das Gesamtgebiet.

Die Globalvorhersagen zeigen vor allem für das südliche Teilgebiet (Abb. 5.15f) eine bessere Übereinstimmung der Vorhersagewahrscheinlichkeit mit der tatsächlichen Wahrscheinlichkeit als das EC-Ensemble, wodurch auch die Statistik für das Gesamtgebiet gegenüber der Statistik des hochauflösenden Ensembles besser ist (Abb. 5.15b). Die Verteilung von P_i bzw. P_{η} ist allerdings für das Globalensemble nicht ideal, was besonders im mittleren Teilgebiet deutlich wird (kleines Histogramm in 5.15d): Die überwältigende Mehrheit der Fälle zeigt $P_i = 0\%$, was bedeutet, dass es sich hier um ein seltenes Ereignis in den Vorhersagen handelt, obwohl $\bar{o} = 0.24$. Für eine Interpretation des Reliability-Diagramms müsste daher ein deutlich größerer Zeitraum betrachtet werden. Die Eigenschaft eines Vorhersagesystems, extreme Wahrscheinlichkeiten zu enthalten, wird allgemein auch als „Sharpness“ bezeichnet. Wenn die P_i häufig nahe der Klimatologie liegen, hat

das System eine sehr geringe „Sharpness“. $pobs_i$ für $P_i = 0$ liegt für das Globalensemble im mittleren Teilgebiet bei knapp 20% (Abb. 5.15d) und für das hochauflösende bei 10% (Abb. 5.15c), d.h. die Verlässlichkeit, dass bei niedrigen P_i auch kein bzw. weniger als 2 mm Niederschlag am Tag beobachtet werden, ist für das hochauflösende Ensemble höher. Die Verlässlichkeit für mittlere P_i ist im Globalensemble in allen betrachteten Gebieten hoch; für hohe P_i wird sie wieder geringer, allerdings ist, wie bereits erwähnt, im Gesamtgebiet und im mittleren Teilgebiet die Anzahl der Fälle klein (für höhere Schwellenwerte beträgt sie im mittleren Teilgebiet Null) und damit ist dies wenig aussagekräftig. REL wird von diesen inkonsistenten P_i nicht beeinflusst und ist sehr klein (0,03), was für eine insgesamt gute Verlässlichkeit spricht. Dabei ist jedoch auch zu bedenken, dass bei der Erstellung einer Vorhersage die Extrema von P_i deutlich wichtiger sind. Vor allem bei der Vorhersage von konvektiven Niederschlägen, bei der es wichtig ist, dass auch seltene Ereignisse gut vorhergesagt werden (das Ereignis tritt im Gesamtgebiet in etwa 25% der betrachteten Fälle auf, wie in Abb. 5.15a an der horizontalen Linie zu erkennen), wären die Globalensemblevorhersagen in der vorliegenden Form wenig hilfreich. Der BSS ist negativ, was bedeutet, dass die Wahrscheinlichkeitsvorhersage nicht besser ist als die Persistenzvorhersage für diesen 10-Tageszeitraum. Unter Berücksichtigung der Verteilung der P_i ist das Reliability-Diagramm für das südliche Teilgebiet am aussagekräftigsten. Auch dort ist der BSS negativ, sogar stärker als für das mittlere und das Gesamtgebiet. Die mittleren P_i sind wieder die konsistentesten, hohe aber deutlich zu hoch (Für $P_i = 100\%$ ist $pobs_i < 0,5$).

Für das hochauflösende Ensemble ist die Anzahl der Fälle mit hohen P_i im mittleren Teilgebiet wie auch im Gesamtgebiet wesentlich höher. Dennoch ist der BSS nicht gut bzw. sogar deutlich schlechter als für das Globalensem-

ble, da *REL* sehr klein und *RES* deutlich zu niedrig ist. Der niedrige Werte von *RES* ist dadurch bedingt, dass die Unterscheidbarkeit der *pobs_i* gegenüber der mittleren Häufigkeit in der betrachteten Menge an Fällen nicht groß genug ist, in den Abbildungen 5.15a), (c) und (e) am kleinen Abstand der Kurve zur \bar{o} -Linie erkennbar. *REL* ist groß, da das Ereignis bei großen P_i im Mittel nicht häufig (in weniger als 50% der Fälle) auftritt. In den Fällen, in denen im mittleren Gebiet das Ereignis mit $P_i = 50\%$ vorausgesagt wird, tritt es z.B. nur zu 25% ein. Ensemblesysteme mit Reliability-Diagrammen mit einer zu niedrigen Steigung wie das EC-Ensemble nennt man daher auch oft „over-confident“, d.h. sehr kleine P_i deuten auf sicheres Nichteintreffen des betrachteten Ereignisses hin, das in einigen dieser Fälle aber doch eintritt. Umgekehrtes gilt für sehr große P_i . Für hohe P_i ist im EC-Ensemble aber dennoch die beobachtete Häufigkeit höher als für niedrige, was für eine insgesamt gegebene Verlässlichkeit spricht. Im Süden ist der *BSS* am höchsten. *REL* ist dort etwas geringer, vor allem da mittelhohe P_i konsistenter sind als im mittleren Teilgebiet. Außerdem ist *UNC* größer, wodurch der Betrag des *BSS* geringer wird.

Für das ANA-Ensemble ist *BSS* im mittleren Teilgebiet etwas höher ($-0,37$), da *REL* kleiner ist als im EC-Ensemble. Dafür ist die „Sharpness“ etwas weniger gut (ohne Abbildung). Im südlichen Teilgebiet ist der *BSS* ähnlich ($-0,24$) und im Gesamtgebiet bei geringerer „Sharpness“ wieder höher ($-0,459$) als im EC-Ensemble.

Für 2011 sind die Ergebnisse ähnlich wie für 2006. Für das südliche Teilgebiet sind die Gütemaße für das Globalensemble etwas besser als für 2006 (ohne Abbildung). Im Gesamtgebiet tritt das Ereignis in den Globalensemblevorhersagen jedoch sehr selten auf (Abb. 5.16). Für das mittlere Teilgebiet kann nicht einmal ein Wert für *REL* angegeben werden kann, da keine Punkte im Intervall $P_i = 100\%$ existieren. Die Menge der betrachteten Fälle

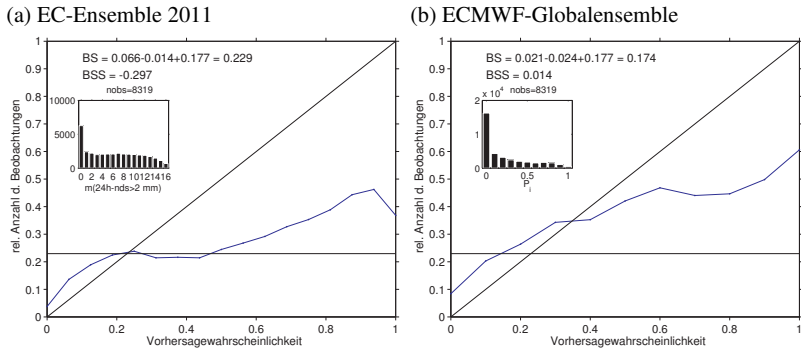


Abb. 5.16.: Wie Abb. 5.15, aber für 2011 und nur für das Gesamtgebiet.

ist daher wieder zu gering, um die tatsächliche Konsistenz der Wahrscheinlichkeitsvorhersagen im Globalensemble aussagekräftig zu überprüfen. Im Gesamtgebiet ist der *BSS* zwar für die Globalvorhersagen besser als für das EC-Ensemble, was teilweise wieder durch die höhere Konsistenz der mittelhohen P_i bedingt ist. Dem Wert darf aber dennoch keine große Bedeutung beigemessen werden. Für das EC-Ensemble ist *REL* etwas niedriger als für 2006, da höhere P_i konsistenter sind als für das EC-Ensemble 2006. Dafür ist die „Sharpness“ etwas geringer (kleines Histogramm in Abb. 5.16a). Die niedrigen Gütemaße zeigen, dass die Vorhersagen kalibriert werden müssten, wie es z.B. für das COSMO-DE-EPS getan wird (Gneiting et al., 2007; Ben Bouallègue, 2013). Vorhersagen mit positiver Steigung haben nach Wilks (2011) das Potenzial, durch Kalibrierung bessere Ergebnisse zu erzielen, im Fall von Vorhersagen mit geringerer Unterscheidbarkeit von der Klimatologie \bar{o} allerdings auf Kosten der „Sharpness“. Da es hier aber nicht das Ziel ist, ein operationelles Vorhersagesystem aufzubauen, sondern der Fokus auf der Untersuchung der Auswirkungen verschiedener Störungen liegt, soll in dieser Arbeit darauf verzichtet werden.

Tab. 5.2.: Übersicht über die in den Abschnitten 5.2.4-5.2.5 berechneten Gütemaße für jeweils die drei Teilgebiete und das Gesamtgebiet (S: südliches Teilgebiet, M: mittleres, N: nördliches, Ges.: Gesamtgebiet).

Gütemaß	A (ROC)				REL				BSS			
	S	M	N	Ges.	S	M	N	Ges.	S	M	N	Ges.
ANA-Ensemble	0,57	0,62	0,72	0,60	0,07	0,08		0,09	-0,24	-0,37		-0,46
EC 2006	0,59	0,69	0,73	0,65	0,07	0,12		0,11	-0,24	-0,56		-0,56
Global 2006	0,61	0,60	0,50	0,65	0,05	0,03		0,03	-0,12	-0,10		-0,02
EC 2011	0,61	0,70	0,61	0,69	0,03	0,14		0,07	-0,09	-0,73		-0,30
Global 2011	0,62	0,64	0,55	0,72	0,04			0,02	-0,11			0,01

Insgesamt ist anhand der klassischen Gütemaße zu sehen, dass die Niederschlagsvorhersage mit Hilfe von hochauflösenden Ensemblevorhersagen für die betrachteten Zeiträume aus den Jahren 2006 und 2011 immer noch nicht verlässlich ist. Im Süden zeigen die Rang-Histogramme einen negativen Bias, der in der Mitte weniger offensichtlich ist (Abb. 5.9 und 5.12). Im Norden, am Rande zur Sahara, ist allgemein wenig Niederschlag zu beobachten, wobei er von den COSMO-Ensemblevorhersagen für 2006 etwas überschätzt wird. Das Globalensemble zeigt für das südliche Teilgebiet statistisch gesehen eine bessere Vorhersage, aber dennoch zu wenig Niederschlag und zu wenig Varianz. In der Mitte wird im Gegensatz dazu fast kein Niederschlag vorhergesagt. In den wenigen Fällen ($< 8\%$), in denen dort mehr als ein Ensemblemitglied mehr als 2 mm (24h)^{-1} Niederschlag vorher sagt, ist die Vorhersagewahrscheinlichkeit dafür verlässlich (Abb. 5.15d). Dies ist aber wenig aussagekräftig, da es deutlich zu wenig Fälle sind - die Häufigkeit des Ereignisses liegt in der Stichprobe bei 25%. Der hohe Anteil der Fehlwerte wird auch in den ROC-Diagrammen deutlich. Ansonsten zeigen diese, dass insgesamt die Unterscheidungsfähigkeit zwischen Ereignis und Nichtereignis für alle betrachteten Ensemble-Versionen gegeben ist (Abb.

5.13 und 5.14). Die Werte aus den ROC- und Reliability-Diagrammen sind zur Übersicht nochmals in Tabelle 5.2 zusammengefasst.

Aufgrund der meisten hier durchgeführten statistischen Untersuchungen kann geschlussfolgert werden, dass die statistischen Gütemaße bessere Werte liefern, wenn eher zu wenig als zu viel Niederschlag simuliert wird.

5.3. Verifikation der räumlichen Verteilung

Die reine Gitterpunktsverifikation hat den Nachteil, dass simulierte Niederschlagsmuster mit wenig oder ohne räumliche Überschneidung mit realen Mustern grundsätzlich zu schlechten Gütemaßen führen. Es wird nicht berücksichtigt, ob in zwei oder mehreren Vorhersagen die Muster in unterschiedlicher mittlerer Entfernung zum realen Muster liegen oder wie genau diese Muster, trotz der nicht exakten räumlichen Übereinstimmung mit der Beobachtung, in ihrer Intensität oder Form mit letzterer übereinstimmen (z.B. Ahijevych et al., 2009). Außerdem wirkt sich die Verschiebung von Niederschlagsgebieten doppelt nachteilig auf Gütemaße, speziell auf den *RMSE*, aus: Zum einen durch Punkte, an denen ein Gebiet in der Vorhersage fehlt, und zum anderen durch Punkte, an denen es dann fälschlicherweise liegt. Dieser Effekt wird auch als „double penalty“ bezeichnet.

Gütemaße, die nicht auf reinen Gitterpunktsvergleichen beruhen, bedienen sich unterschiedlicher Ansätze. Zum einen ist es möglich, Niederschlagsgebiete als einzelne Objekte zu klassifizieren, deren Lage dann mit denen in der Beobachtung verglichen werden kann. Ein Beispiel hierfür ist der sogenannte SAL-Index nach Wernli et al. (2008). Andere Methoden beruhen auf unterschiedlichen Mittelungs- oder Analyseverfahren der Felder, wodurch auch eine Analyse der Skalen möglich wird, auf denen größere oder kleinere Übereinstimmungen mit Messwerten gegeben sind. Üblich sind hier beispielsweise sogenannte „fuzzy“-Verifikationsmethoden, bei denen eine

gewisse Unschärfe in der Vorhersage bzw. die künstliche Einteilung räumlicher Verteilungen in Modellgitter berücksichtigt werden kann. Wenn an einem bestimmten Gitterpunkt Beobachtung und Vorhersage nicht übereinstimmen, kann es durchaus sein, dass dies dennoch für den betrachteten Gitterpunkt in der Beobachtung und einen der benachbarten Gitterpunkte der Vorhersage der Fall ist. Zwei Gütemaße, die auf diesen zwei verschiedenen Ansätzen beruhen, sollen im Folgenden vorgestellt und auf die Ensemblesimulationen angewandt werden.

5.3.1. SAL-Index

Beim SAL-Index nach Wernli et al. (2008) werden zuerst zusammenhängende Niederschlagsgebiete bestimmt, in denen ein Schwellenwert überschritten wird, der 1/15 des 95%-Perzils aller Punkte der Niederschlagsverteilung entspricht. Die einzelnen Niederschlagsgebiete werden auch als Objekte bezeichnet. Die L -Komponente („Location“) ist ein Maß für die Übereinstimmung der Lage der Niederschlagsgebiete mit der Beobachtung und wird nach

$$L = \frac{|x(R_{mod}) - x(R_{obs})|}{d} + \frac{|r_{mod} - r_{obs}|}{d/2} \quad [5.12]$$

berechnet. x ist der Massenschwerpunkt der Niederschlagsverteilung R , d die Diagonale des Untersuchungsgebiets (größter möglicher Abstand) und r der mittlere Abstand der einzelnen Niederschlagsgebiete zum Massenschwerpunkt der gesamten Niederschlagsverteilung. Der erste Term von L beschreibt damit den absoluten normierten Abstand der Massenschwerpunkte zwischen der zu evaluierenden (R_{mod}) und der beobachteten Niederschlagsverteilung (R_{obs}). Der zweite Term soll berücksichtigen, dass mehrere und auch verschieden viele Gebiete in R_{mod} und R_{obs} verschieden ange-

ordnet sein und dennoch den gleichen Massenschwerpunkt haben können. L variiert durch die Normierung der zwei Anteile mit dem jeweils maximal möglichen Wert zwischen 0 und 2; je kleiner der Wert, desto besser stimmt die Lage der Niederschlagsgebiete in Simulation und Beobachtung überein. Wernli et al. (2008, 2009) betrachten noch zwei weitere Gütemaße (Struktur S und Amplitude A), die die absolute Niederschlagsmenge bzw. die Intensität der einzelnen Gebiete charakterisieren. S ist vor allem darauf ausgelegt, großräumigere stratiforme von lokaleren, konvektiven Niederschlagsgebieten zu unterscheiden. A ist eine von der Identifikation von Objekten unabhängige Größe:

$$A = \frac{D_{mod} - D_{obs}}{0.5(D_{mod} + D_{obs})}, \quad [5.13]$$

mit dem Gebietsmittel des Niederschlags D . Bei $A > 0$ bedeutet dies, dass die Gesamtniederschlagssumme vom Modell überschätzt bzw. bei $A < 0$ unterschätzt wird.

Die zwei Größen L und A werden für alle Ensemblemitglieder für die 24-Stunden-Niederschlagssummen mit den TMPA-Summen als Referenz berechnet. Als weitere Information wird das Gesamtniederschlagsvolumen in der Beobachtung berücksichtigt. Es ist als gewichtete mittlere Niederschlagssumme der beobachteten Objekte, jeweils normiert mit ihrem Maximum, definiert. Anhand dieser normierten Größe sollen Tage mit schwächerer von solchen mit stärkerer konvektiver Aktivität unterschieden werden. Sie ist ein Teil der S -Komponente. Die gesamte S -Komponente wird nicht ausgewertet, da es sich hier bei den Objekten in der Regel um lokale, konvektive Gebiete handelt. Die Lage und die absolute Summe der Niederschläge in den einzelnen Ensemblemitgliedern jeweils im Vergleich zur Beobachtung ist entscheidender. Beim Vergleich der L -Komponenten der einzelnen Ensemblemitglieder an verschiedenen Tagen ist Folgendes zu be-

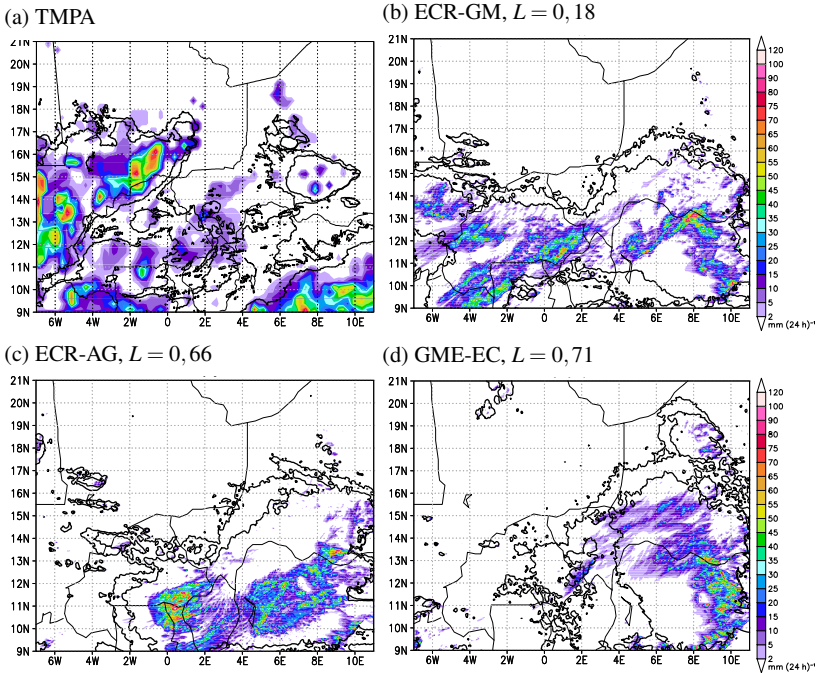
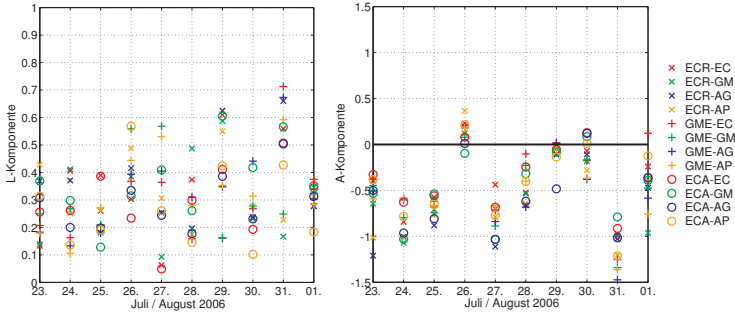
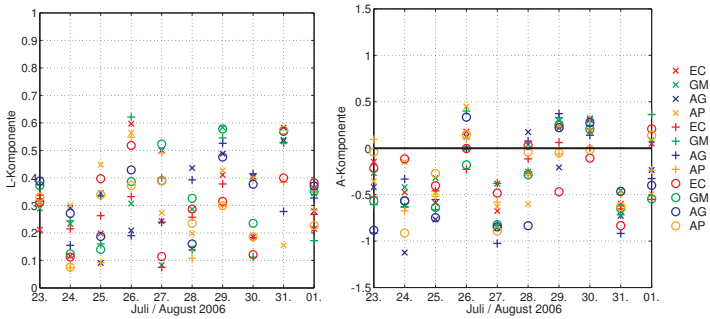


Abb. 5.17.: 24-Stunden-Niederschlagssummen mit 233 K- und 213 K-Isolinien von $T_{B,min}$ für den 31.07.2006 für TMPA und drei Ensemblemitglieder des ANA-Ensembles mit verschiedenen Werten von L .

(a) ANA-Ensemble



(b) EC-Ensemble



(c) ECMWF-Globalensemble

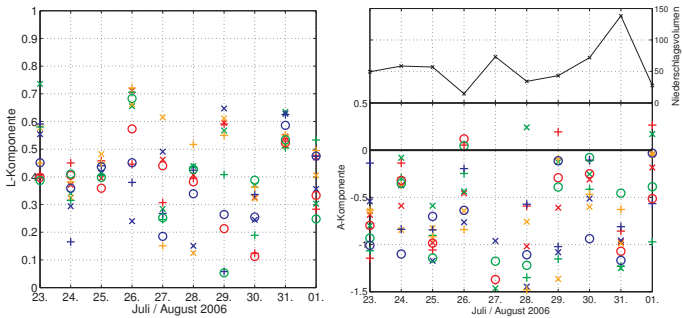


Abb. 5.18.: L- und A-Komponenten für das ANA- und das EC-Ensemble (a und b) sowie das ECMWF-Globalensemble (c) für 2006 mit normiertem Niederschlagsvolumen der TMPA in (c).

achten: An unterschiedlichen Tagen kann L allein durch die Beschaffenheit von R_{obs} verschiedene Werte annehmen. Zum einen können räumliche Unterschiede von mehreren kleineren Niederschlagsgebieten durch den größeren mittleren Abstand der einzelnen Objekte leichter zu größeren L -Werten führen als solche von wenigen größeren. Zum anderen können sich an Tagen, an denen das beobachtete Niederschlagsgebiet in der Mitte liegt, rein statistisch niedrigere Werte von L ergeben als an solchen, an denen es eher am Rand liegt. Außerdem kann es sein, dass der zweite Term von L nicht immer die Aussagekraft von L verbessert: Ein langgezogenes Niederschlagsgebiet ergibt beispielsweise $r_{mod} = 0$. Für ein anderes Ensemblemitglied könnte die Niederschlagsverteilung ähnlich aussehen, nur dass das Niederschlagsgebiet in der Mitte ein Minimum hat, so dass der Algorithmus zwei Niederschlagsobjekte findet. Dann wäre $r_{mod} > 0$. Diese zwei verschiedenen r_{mod} würden zu verschieden großen L führen, auch wenn beide Muster der Beobachtung gleich ähnlich sind. Unterschiedlich große L -Werte an verschiedenen Tagen sagen daher nicht unbedingt aus, dass die Ensemblemitglieder an einem Tag tatsächlich die Lage der Niederschlagsgebiete besser wiedergeben als an einem anderen. Für einzelne Tage ergibt der optische, subjektive Vergleich der Niederschlagsgebiete meist gleiche Ergebnisse wie der objektive anhand der L -Komponente. Am 31.07.2006 beispielsweise hat das Ensemblemitglied mit dem niedrigsten L (Abb. 5.17b) die größte Übereinstimmung mit dem TMPA-Niederschlag (Abb. 5.17a): Wie in der Beobachtung liegen zwei Niederschlagsgebiete im Westen und eines im Südosten des betrachteten Gebiets. Der Niederschlag des nördlicheren Gebiets im Westen ist allerdings zu gering, daher ist L nicht Null, sondern $L = 0,18$. Im Ensemblemitglied mit dem zweitgrößten L (Abb. 5.17c) ist im Westen kaum Niederschlag zu erkennen, sondern nur im Südosten. Deshalb ist $L = 0,66$. Ein noch größeres L von 0,71 ergibt sich für ein drittes Ensem-

blemitglied, wo im Osten Niederschlag vorhergesagt wird, der zu weit nach Norden reicht.

Folgende Aussagen können bei der Analyse der Gütemaße L und A aller Ensemblemitglieder in den verschiedenen Ensembleversionen für 2006 getroffen werden (Abb. 5.18):

- Die zwei Versionen der COSMO-Ensemblevorhersagen (Abb. 5.18a und b) zeigen keine generellen Unterschiede in der L -Komponente. Keine zeigt systematisch schlechtere oder bessere Werte als die andere, der Mittelwert beträgt für das ANA- wie für das EC-Ensemble 0,32. Meist ist $0,1 < L < 0,6$. Im ANA-Ensemble haben an zwei Tagen wenige Ensemblemitglieder ein $L > 0,6$, im EC-Ensemble nur an einem. Mitglieder mit $L < 0,1$ gibt es im EC-Ensemble etwas mehr, wobei der niedrigste Wert von L überhaupt, d.h. die beste räumliche Übereinstimmung mit der Beobachtung, am 27.07.2006 vom Ensemblemitglied ECA-EC des ANA-Ensembles erreicht wird.
- Die A -Komponente ist für das ANA-Ensemble wie für das EC-Ensemble eher negativ, d.h. der Gesamtniederschlag an den jeweiligen Tagen ist für die einzelnen Ensemblemitglieder eher zu gering. Im ANA-Ensemble zeigen an nur drei von 10 Tagen Ensemblemitglieder ein $A > 0$, im EC-Ensemble an sechs Tagen. In beiden Ensembleversionen ist an einigen Tagen für alle Mitglieder $A < 0$, im ANA-Ensemble allerdings häufiger. Im EC-Ensemble ist dies hauptsächlich an Tagen mit hohen beobachteten Niederschlagsintensitäten (siehe Niederschlagsvolumen in Abb. 5.18c) der Fall. An den Tagen, an denen $A > 0$ auftritt, gilt das hingegen nie für alle Ensemblemitglieder. Der Betrag des negativen Mittelwerts ist entsprechend für das ANA-Ensemble größer: Der Mittelwert liegt bei $-0,49$, für das EC-Ensemble bei $-0,28$.

- Im Globalensemble ist L an fünf Tagen $> 0,6$ (Abbildung 5.18c), d.h. es gibt mehr Mitglieder mit weniger guter Übereinstimmung mit der Lage der Niederschlagsgebiete in der Beobachtung als in den COSMO-Ensemblevorhersagen. Der Mittelwert ist auch höher, er beträgt $0,42$. $L < 0,1$ wird an nur einem Tag (29.07.) erreicht. Dies ist allerdings ein Tag mit einem kleinen beobachteten Niederschlagsvolumen, an dem die Konvektionsaktivität eher gering war. Die A -Komponente ist deutlich stärker negativ als bei den hochauflösenden Ensemblevorhersagen, d.h. die Niederschlagsmenge wird von einigen Ensemblemitgliedern stark unterschätzt (Mittelwert von $-0,71$).
- Im ANA-Ensemble ist in der L -Komponente weder eine generelle Gruppierung von Ensemblemitgliedern mit gleicher Atmosphäre (in Abb. 5.18a durch Marker gleicher Form gekennzeichnet) noch von solchen mit gleicher Bodenstörung (Marker gleicher Farbe) zu erkennen. Im EC-Ensemble zeigen Ensemblemitglieder mit gleicher Bodenstörung ebenfalls keine systematisch hohen oder niedrigen L -Werte. Es ist auch keine „Sortierung“ der Ensemblemitglieder auffällig, d.h. dass keine Ensemblemitglieder existieren, die an allen Tagen bessere oder schlechtere räumliche Übereinstimmungen mit der Beobachtung liefern als andere. Dies bedeutet, dass alle Ensemblemitglieder gleichwertig sind.

Für 2011 werden L und A ebenfalls für alle Mitglieder des EC-Ensembles an allen Tagen sowie für alle 51 Mitglieder des ECMWF-Globalensembles berechnet (Abb. 5.19). Die L -Werte der Globalensemblevorhersagen (Abb. 5.19a) liegen im Mittel im gleichen Bereich wie die der COSMO-Vorhersagen (Abb. 5.19b). Die Mittelwerte liegen bei $0,31$ (Globalensemble) bzw. $0,30$ (EC-Ensemble). Gegenüber 2006 zeigen die Globalensemblemitglieder aber an mehr Tagen Werte von $L < 0,1$ und an weniger Tagen Werte von

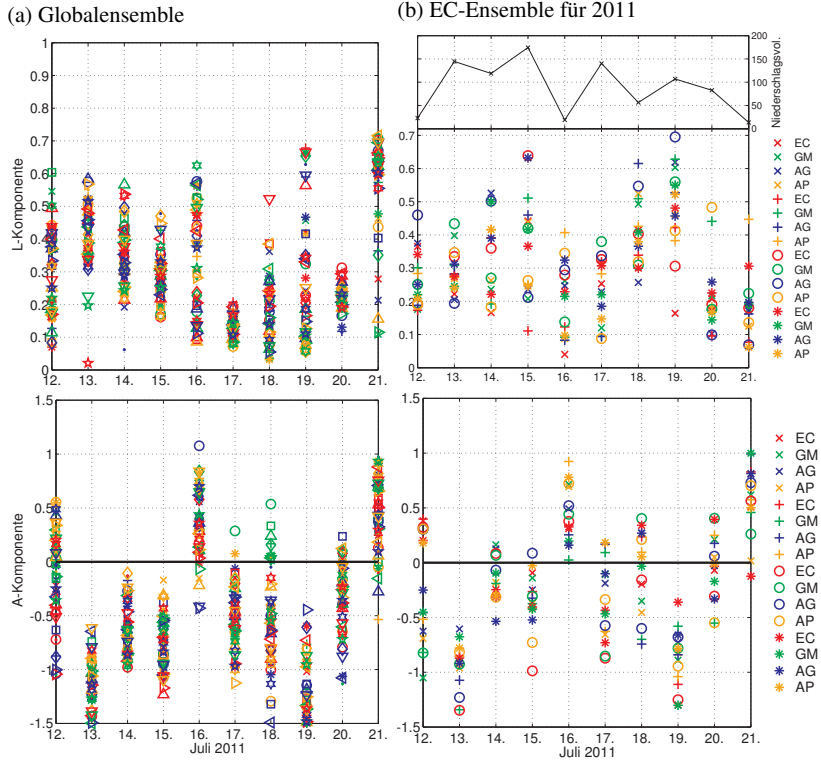


Abb. 5.19.: Wie Abb. 5.18, aber für das EC-Ensemble und das ECMWF-Globalensemble für den Zeitraum aus dem Jahr 2011. Der zeitliche Verlauf des beobachteten Niederschlagsvolumens ist im Diagramm für die L-Komponente in (b) enthalten.

$L > 0,6$, d.h. bessere Werte, was auch am Mittelwert deutlich wird. Dies gilt für das EC-Ensemble weniger, d.h. für 2006 und 2011 sind die L -Werte im Mittel ähnlich. Die mittlere A -Komponente ist für das Globalensemble wie für das EC-Ensemble indirekt proportional zur beobachteten konvektiven Aktivität: Ist die Niederschlagsintensität an einem Tag hoch, ist A für die meisten Ensemblemitglieder negativ. Bei niedriger Niederschlagsintensität sind die A -Werte eher positiv. Am Tag mit der höchsten beobachteten Niederschlagsintensität, dem 15.07.2011, sowie am 17.07.2011, zeigen wenigstens einzelne Ensemblemitglieder $A > 0$. Der Mittelwert ist wie für 2006 für das Globalensemble niedriger als für das EC-Ensemble ($-0,44$ im Globalensemble gegenüber $-0,20$ für das EC-Ensemble für 2011).

Insgesamt sind die Werte für 2006 für die zwei COSMO-Ensembleversionen etwas besser als für das Globalensemble und für das EC-Ensemble wiederum etwas besser als für das ANA-Ensemble. Für 2011 bewertet L das Global- und das EC-Ensemble mit etwa der gleichen Vorhersagegüte bezüglich der Lage der Niederschlagsgebiete. Das Globalensemble schneidet dabei für 2011 besser ab als für 2006, das EC-Ensemble nicht. Was die Niederschlagsmenge angeht, ist A im Globalensemble für 2006 wie für 2011 stärker negativ als für die COSMO-Ensembleversionen, d.h. die Niederschlagssummen sind dort deutlich zu niedrig.

Die Ensemblemitglieder, die in den COSMO-Ensemblevorhersagen durch die verschiedenen Störungen erzeugt werden, sind gleichwertig.

5.3.2. Fractions-Skill-Score

Eine weitere Verifikationsmethode ist der „Fractions Skill Score“ FSS nach Roberts und Lean (2008), bei der für verschieden große Einflussgebiete um

den betrachteten Punkt (i, j) herum der Anteil der Punkte mit Niederschlag oberhalb eines Schwellenwerts berechnet wird:

$$O_n(i, j) = \frac{1}{n^2} \sum_{\hat{i}=i-\frac{n-1}{2}}^{i+\frac{n-1}{2}} \sum_{\hat{j}=j-\frac{n-1}{2}}^{j+\frac{n-1}{2}} o(\hat{i}, \hat{j}), \quad [5.14]$$

$$F_n(i, j) = \frac{1}{n^2} \sum_{\hat{i}=i-\frac{n-1}{2}}^{i+\frac{n-1}{2}} \sum_{\hat{j}=j-\frac{n-1}{2}}^{j+\frac{n-1}{2}} f(\hat{i}, \hat{j}). \quad [5.15]$$

$O_n(i, j)$ und $F_n(i, j)$ sind die Verteilungen mit den Anteilen im Einflussgebiet („Fractions“; vgl. Formel (2) bei Roberts und Lean, 2008) für jeden Gitterpunkt der binären Verteilungen der Beobachtung $(o(i, j))$, vgl. Abschn. 5.2.3) bzw. Vorhersage $f(i, j)$. Die Größe des Einflussgebiets ist dabei abhängig von der Kantenlänge n . Diese entspricht der Anzahl der Gitterpunkte in x- sowie y-Richtung, über die zentriert um den betrachteten Punkt summiert wird. i und j sind die Indizes in x- bzw. y-Richtung. Die binären Verteilungen $o(i, j)$ und $f(i, j)$ hängen dabei vom gewählten Schwellenwert ab. Roberts (2008) diskutiert die Vorteile verschiedener Schwellenwerte, die entweder als feste Werte von beispielsweise $1 \text{ mm}(24\text{h})^{-1}$ oder aber auch als Perzentile der jeweiligen Verteilung gewählt werden können. Höhere Perzentile (z.B. $> 95\%$), die zu Verteilungen von $o(i, j)$ und $f(i, j)$ mit nur wenigen, kleineren Gebieten mit dem Wert 1 führen, zielen dabei eher auf die Evaluierung von lokalen Niederschlagsmaxima und niedrigere auf die Verteilung größerer Niederschlagsgebiete ab. Letzteres ist hier vorrangig von Interesse. Daher wird als Schwelle das 50%-Perzentil gewählt. Dadurch kann es sein, dass für $o(i, j)$ und $f(i, j)$ verschiedene Schwellen benutzt werden. Dies hat nach Roberts (2008) den Vorteil, dass leichte Unterschiede in den absoluten Niederschlagsmengen zwischen Modell und Beobachtung neutralisiert werden. Sie dürfen allerdings nicht zu groß sein, da

5. Verifikation der Niederschlagsvorhersage

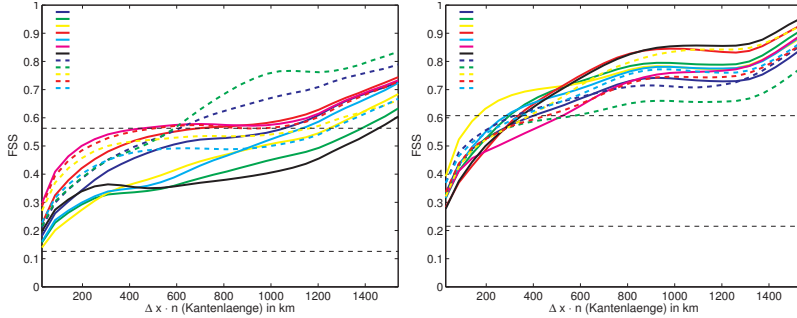


Abb. 5.20.: FSS in Abhängigkeit der Größe des Einflussgebiets (Kantenlänge) für alle Ensemblemitglieder des EC-Ensembles an zwei ausgewählten Tagen (23. und 31.07.2006, niedrige und hohe Variabilität im Ensemble) mit \bar{O} und FSS_{min} (untere bzw. obere schwarz gestrichelte Linie); Bestimmung der binären Niederschlagsverteilungen mittels 50%-Perzentil.

sonst daraus abgeleitete Ergebnisse nicht mehr belastbar sind.

Im nächsten Schritt wird der $MSE_n(O_n(i, j), F_n(i, j))$ für jeweils eine vorhergesagte Niederschlagsverteilung und die Beobachtung für die Anteile in Einflussgebieten verschiedener Kantenlänge n berechnet. Das Gütemaß FSS selbst (siehe auch Glg. 5.10) ergibt sich aus

$$FSS_n = 1 - \frac{MSE_n}{MSE_{n,ref}}, \quad [5.16]$$

$$\text{mit } MSE_{n,ref} = \overline{O_n(i, j)^2} + \overline{F_n(i, j)^2}. \quad [5.17]$$

Als Referenz $MSE_{n,ref}$ wird hier der größtmögliche MSE für die gegebenen Verteilungen angenommen. Daraus resultiert dann ein von n abhängiges Gütemaß, das für große n gegen 1 strebt. Je größer das Einflussgebiet wird, desto höher das Gütemaß.

Weiterhin wird ein n_{min} zum entsprechenden FSS_{min} bestimmt. FSS_{min} ist dabei der Wert, den eine Vorhersage laut Definition nach Roberts und Lean (2008) erreichen muss, um besser zu sein als der Mittelwert zwischen der

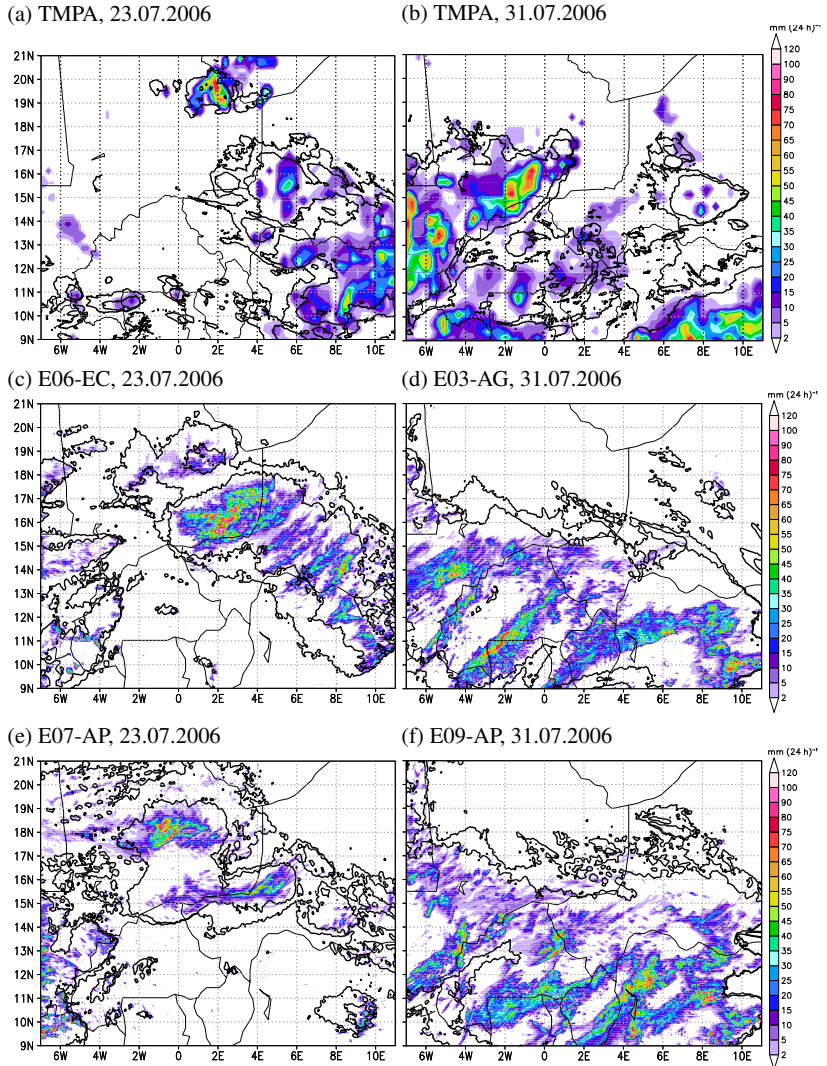


Abb. 5.21.: Wie Abb. 5.17, aber für zwei Tage sowie für die TMPA und je zwei Ensemblemitglieder des EC-Ensembles mit verschiedenen Werten von n_{min} (s. Tab. 5.3).

Tab. 5.3.: Medianwerte der in Abb. 5.21 gezeigten Niederschlagsverteilungen zur Bestimmung des Schwellenwerts, der für die Berechnung der binären Verteilungen $o(i, j)$ und $f(i, j)$ benötigt wird sowie das nach Glg. 5.19 bestimmte n_{min} , multipliziert mit $\Delta x = 2,8$ km.

	Median in $\text{mm} (24\text{h})^{-1}$	$\Delta x \cdot n_{min}$ in km
TMPA 23.07.2006	4,9	
E06-EC	4,7	500
E07-AP	3,3	1500
TMPA 31.07.2006	7,4	
E03-AG	9,8	150
E09-AP	9,2	600

„Zufallsvorhersage“ mit FSS_{rand} und einer perfekten Vorhersage ($FSS = 1$). Die „Zufallsvorhersage“ ist definiert als Vorhersage mit einer zufälligen Verteilung, deren FSS_{rand} dem Gebietsanteil der Punkte mit Niederschlag in der Beobachtung oberhalb des Schwellenwerts im Gesamtgebiet entspricht ($FSS_{rand} = \bar{O} = \frac{1}{N} \sum o(i, j)$). Damit gilt schließlich

$$FSS_{min} = \frac{FSS_{rand} + 1}{2} = \frac{\bar{O} + 1}{2} \quad \text{und} \quad [5.18]$$

$$n_{min} = n(FSS_{min}). \quad [5.19]$$

Je niedriger das n_{min} , desto kleiner ist das Einflussgebiet, bei dem bereits eine akzeptable Vorhersagegüte erreicht wird und umso besser die Vorhersage eines Ensemblemitglieds insgesamt. Für die hier untersuchten Tage liegen die FSS_{min} -Werte zwischen 0,55 und 0,6 (Bsp. in Abb. 5.20).

Als Schwellenwert wird hier das 50%-Perzentil der Niederschlags- bzw. $T_{B,min}$ -Verteilungen, d.h. der Median, gewählt. Anders als von Roberts (2008) vorgeschlagen wird der Median nicht für die komplette Verteilung, sondern nur für die Punkte mit Niederschlag ($> 0\text{mm} (24\text{h})^{-1}$) bestimmt, da konvektive Systeme eher lokale Niederschlagsgebiete erzeugen. Würde der

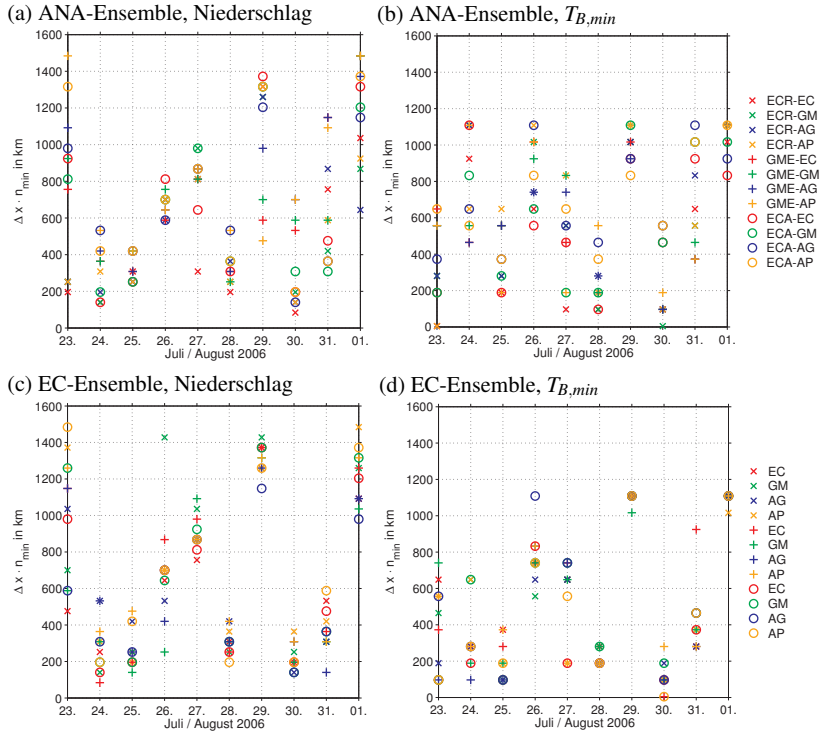


Abb. 5.22.: $\Delta x \cdot n_{min}$ für alle Ensemblemitglieder der zwei COSMO-Ensembleversionen für die 10 aufeinanderfolgenden Tage im Jahr 2006, jeweils für die 24-Stunden-Niederschlagssummen und $T_{B,min}$; Bestimmung der binären Verteilungen mittels 50%-Perzentil (Niederschlagsverteilungen) bzw. der Schwelle von 213 K ($T_{B,min}$).

Median über die komplette Verteilung bestimmt, läge er meist bei Null. Die 24-Stunden-Summen der TMPA-Niederschläge zeigen Medianwerte zwischen 2 mm und 12 mm, die der Modellfelder liegen zwischen 0,5 mm und 20 mm. Beispielhaft sind in Tab. 5.3 die Medianwerte zu den in Abb. 5.21 gezeigten Niederschlagsverteilungen angegeben.

Für zwei Tage wird die Abhängigkeit des FSS von n für die Ensemblemitglieder des EC-Ensembles für 2006 überprüft (Abb. 5.20). Am 23.07.2006 beispielsweise steigt der FSS für die meisten Ensemblemitglieder für Kantentlängen des Einflussgebietes zwischen 400 km und 1000 km kaum an. FSS_{min} liegt bei 0,57 und wird von den Ensemblemitgliedern für Werte von $\Delta x \cdot n_{min}$ zwischen 500 km und 1500 km erreicht. Am 31.07.2006 ist FSS_{min} mit 0,61 etwas höher als am 23.07.2006. Der FSS steigt für die meisten Ensemblemitglieder aber auch schneller an und die $\Delta x \cdot n_{min}$ -Werte liegen daher niedriger, d.h. zwischen 150 km und 600 km. Die entsprechenden Niederschlagsverteilungen der zwei Ensemblemitglieder des EC-Ensembles, die den FSS_{min} am schnellsten bzw. am langsamsten erreichen (vgl. Abb. 5.21c und e bzw. Tab. 5.3), zeigen für den 23.07.2006 auch subjektiv eine bessere bzw. schlechtere Übereinstimmung mit dem TMPA-Niederschlag (Abb. 5.21a). Für den 31.07.2006 ist subjektiv schwer zu entscheiden, welche Niederschlagsverteilung der TMPA ähnlicher ist (Abb. 5.21b, d und f). Die Anstiege des FSS mit $\Delta x \cdot n$ in Abbildung 5.20 unterscheiden sich auch weniger voneinander als für den 23.07.2006. Anhand der betrachteten Beispiele (Abb. 5.20 und 5.21) kann damit bestätigt werden, dass der Vergleich der verschiedenen $\Delta x \cdot n_{min}$ -Werte innerhalb des COSMO-Ensembles eine zuverlässige Auskunft darüber gibt, welche Ensemblemitglieder eine räumlich bessere Übereinstimmung mit der beobachteten Niederschlagsverteilung erlangen als andere.

Die Schlussfolgerungen, die anhand der L -Komponente des SAL im vorangegangenen Abschnitt gezogen wurden, können durch die Analyse von n_{min} bestätigt werden (Abb. 5.22a und c): Die Mitglieder des ANA- und des EC-Ensembles stimmen im Mittel ähnlich gut mit der Beobachtung überein. Am 27.07.2006 beispielsweise, einem Tag mit größerer konvektiver Aktivität, deuten niedrigere n_{min} -Werte für Mitglieder des ANA-Ensembles eine realistischere Niederschlagsverteilung an. Am 31.07.2006 dagegen sind die Werte für das EC-Ensemble besser. Die Variabilität des Ensemblemittels von L bzw. n_{min} zwischen den einzelnen Tagen ist ähnlich. Weniger gut passt die Verteilung der einzelnen Ensemblemitglieder an den verschiedenen Tagen zusammen; das Ensemblemitglied mit dem niedrigsten (höchsten) L ist meist nicht dasselbe wie das mit dem niedrigsten (höchsten) n_{min} . In den meisten Fällen ist aber die Tendenz die gleiche, d.h. Mitglieder mit eher niedrigen bzw. hohen L - und n_{min} -Werten gegenüber anderen Mitgliedern am selben Tag sind dieselben. Was für die Analyse der SAL-Komponenten nicht gilt, hier aber offensichtlich ist, ist die höhere Variabilität im ANA-Ensembles als im EC-Ensemble. Nur am 26.07.2006 ist sie im EC-Ensemble höher als im ANA-Ensemble. Dies ist allerdings ein Tag mit sehr wenig beobachtetem Niederschlag. Die höhere Variabilität im ANA-Ensemble kommt insgesamt nicht durch mehr höhere n_{min} -Werte in diesem als im EC-Ensemble zustande. Dies ist nur an zwei Tagen (30.07.2006) der Fall, während an anderen Tagen (27., 29.07, 01.08.2006) die Variabilität durch mehr niedrigere Werte im ANA-Ensemble erzeugt wird. Das heißt, dass die beiden Ensembleversionen im Mittel die gleiche Güte besitzen, was die Lage der Niederschlagsgebiete angeht. Nur die Ensemblevariabilität ist im ANA-Ensemble höher: Der absolute Mittelwert für $\Delta x \cdot n_{min}$ ist für das ANA-Ensemble 651 km und für das EC-Ensemble 657 km, d.h. die beiden sind fast identisch. Die mittlere Ensemblestandardabweichung von $\Delta x \cdot n_{min}$

(berechnet für jeden Tag und dann gemittelt über die 10 Tage) beträgt aber im ANA-Ensemble 217 km, im EC-Ensemble nur 145 km.

Für 2011 ist der mittlere Wert von $\Delta x \cdot n_{min}$ im EC-Ensemble mit 567 km (ohne Abbildung) etwas niedriger als im ANA- und im EC-Ensemble für 2006. Die mittlere Ensemblestandardabweichung ist höher und liegt bei 264 km. Das bedeutet, dass anhand der *FSS*-Methode für den Niederschlag diagnostiziert werden kann, dass das EC-Ensemble für 2011 unter den drei COSMO-Ensembleversionen die beste mittlere Lage der Niederschlagsgebiete vorhersagt. Dies zeigt auch die *L*-Komponente, wenn auch weniger deutlich. Gleichzeitig gibt das EC-Ensemble für 2011 unter den drei hier mit COSMO erstellten Ensembleversionen die größte Variabilität in der Lage der Niederschlagsgebiete wieder.

Zur Übersicht werden die Mittelwerte aus den Analysen des SAL und des *FSS* und die Standardabweichung im Ensemble σ nochmals zusammengestellt:

Mittelwerte	2006				2011			
	<i>L</i>	<i>A</i>	$\Delta x \cdot n_{min}$	$\sigma(\Delta x \cdot n_{min})$	<i>L</i>	<i>A</i>	$\Delta x \cdot n_{min}$	$\sigma(\Delta x \cdot n_{min})$
ANA-Ensemble	0,32	-0,49	651 km	217 km				
EC-Ensemble	0,32	-0,28	657 km	145 km	0,30	-0,20	567 km	264 km
Globalensemble	0,42	-0,71			0,31	-0,44		

Zusätzlich wird die Auswertung für n_{min} noch mit den 24-stündigen Minimumsstrahlungstemperaturen $T_{B,min}$, um die Aussagekraft der aus den Niederschlagsdaten abgeleiteten Ergebnisse zu überprüfen. Hier wird aber nicht ein Perzentil, sondern ein fester Wert von 213 K für die Bestimmung der binären Verteilungen festgelegt (vgl. Isolinien in Abb. 5.21).

Söhne et al. (2008) berechneten für Westafrika (Juli / August 2006) *FSS*-Werte von 3-stündig vorliegenden Satellitenmessungen und synthetischen Satellitenbildern für $T_B < 240 K$, da in ihren Simulationen mit Konvekti-

onsparametrisierung (Gitterweite 32 km) die Wolkenobergrenze nicht hoch genug ist. Für die größte betrachtete Kantenlänge von 224 km liegt der FSS zwischen 0,2 bis 0,7. FSS_{min} ist für die gesamte Periode etwa 0,55. Das heißt, dass bei Söhne et al. (2008) für die meisten Zeitpunkte n_{min} größer als 224 km sein muss.

Für die MSG-Daten hier liegt FSS_{min} zwischen 0,54 und 0,69. Die $\Delta x \cdot n_{min}$ -Werte (Abb. 5.22b und d) unterscheiden sich grundsätzlich nicht von denen für die Niederschlagsverteilungen. Insgesamt sind sie etwas niedriger und die Variabilität im Ensemble ist geringer. Die Ursache dafür ist, dass für die 213 K-Schwelle die Gebiete mit hochreichender Bewölkung etwas großflächiger sind als für den Niederschlag und daher der FSS bereits für kleine n etwas größer ist. Wie im Vergleich zur L -Komponente sind die Mitglieder mit den kleinsten und größten $\Delta x \cdot n_{min}$ -Werten der Niederschlags- und der $T_{B,min}$ -Verteilungen nicht identisch, aber an den meisten Tagen im gleichen Bereich angesiedelt. Unterschiede sind dann groß, wenn in Gebieten mit weniger hochreichender Bewölkung viel Niederschlag fällt. Insgesamt bestätigt die Analyse der $\Delta x \cdot n_{min}$ -Werte für $T_{B,min}$, was die Werte für den Niederschlag bereits ergeben haben: Die Unterschiede zwischen den Ensemblemitgliedern sind, was die räumliche Übereinstimmung der Gebiete mit hochreichender Konvektion mit der Beobachtung betrifft, im ANA-Ensemble größer als im EC-Ensemble.

5.4. Fazit der statistischen Betrachtungen

Die Verifikation der Ensemblevorhersagen anhand von klassischen Gütemaßen und die Auswertung der räumlichen Niederschlagsverteilungen wurde für die COSMO-Ensemblevorhersagen (Vorhersagestunden 12-36) für den 23.07.-01.08.2006 sowie für den 12.-21.07.2011 und für ECMWF-Globalvorhersagen (Vorhersagestunden 24-48) in den entsprechenden Zeiträumen

im Vergleich durchgeführt. Zum Abschluss sind folgende wichtige Ergebnisse festzuhalten:

- Die 10-Tages-Mittelwerte des Niederschlags der verschiedenen Ensembleversionen stimmen räumlich nur bedingt gut mit den TMPA-Verteilungen überein. Für die einzelnen Tage sind aber dennoch in den verschiedenen Ensemblemitgliedern ähnliche Niederschlagsgebiete wie in der TMPA zu finden.
- Der *RMSE* des Ensemblemittels des Niederschlags ist für alle Ensembleversionen sehr hoch. Für die COSMO-Versionen ist auch die Standardabweichung hoch, wenn auch geringer als der *RMSE*. Das bedeutet, dass entweder die Ensemblevarianz zu niedrig oder der mittlere Fehler zu hoch ist. Für die Globalvorhersagen ist der *RMSE* gleich wie im EC-Ensemble für 2011, aber die Standardabweichung ist deutlich niedriger. Dies wird durch geringere Unterschiede in Gebieten mit hohen Niederschlagssummen hervorgerufen. Der *RMSE* ist allerdings mit Vorsicht zu verwenden, da in den Differenzen räumliche Unterschiede in den Niederschlagsverteilungen doppelt berücksichtigt werden („double penalty“).
- Die Ergebnisse der Rang-Histogramme sind stark davon abhängig, ob Gebiete berücksichtigt werden, in denen bis zu $M - 1$ Ensemblemitglieder an der jeweiligen Stelle nicht beobachteten Niederschlag vorhersagen. Unter Ausschluss dieser Fälle liefern die COSMO-Ensemblevorhersagen eine höhere Verlässlichkeit der Wahrscheinlichkeitsvorhersagen als die Globalvorhersagen. Ansonsten ist es umgekehrt. Das Rang-Histogramm der EC-Ensemblevorhersagen zeigt für 2011 eine bessere Verteilung der Vorhersagewahrscheinlichkeiten als für

2006, was auf geringere systematische Fehler hinweist. In nur wenigen Fällen ist die Beobachtung nicht in der Ensemblevorhersage enthalten. Generell ist dies auch ein Anzeichen für eine größere Ensemblevarianz, hier aber eher nicht. Eine Verbesserung der Globalvorhersagen gegenüber 2006 ist hingegen nicht erkennbar. Insgesamt verdeutlichen die Rang-Histogramme, dass systematische Abweichungen der Niederschlagssummen in den drei Teilgebieten existieren, und zwar für das Globalensemble ein negativer Niederschlagsbias in allen drei Teilgebieten. Für die COSMO-Ensemblevorhersagen ist der Bias für 2006 nur im Süden negativ, im Norden eher positiv. Dadurch liegt im Gesamtgebiet die Beobachtung oft außerhalb der Ensemblevorhersagen. Dies ist aber weniger ein Anzeichen für zu niedrige Varianz ist, sondern kommt in erster Linie durch die Überlagerung der zwei verschiedenen systematischen Fehler zustande. Die gewählte Interpolationsmethode (Maximum der Gitterbox) von 2,8 km auf 28 km für die COSMO-Vorhersagen ist nicht identisch mit der absoluten Niederschlagssumme. Deshalb ist es wichtig, dass im anschließenden Kapitel noch die absoluten Summen verglichen werden.

- Die ROC-Diagramme demonstrieren mit einem mittelhohen Niederschlagsschwellenwert von $5,5 \text{ mm} (24 \text{ h})^{-1}$ eine höhere Güte in der Unterscheidungsfähigkeit der Globalensemblevorhersagen für das südliche Teilgebiet und das Gesamtgebiet, allerdings mit einem sehr hohen Anteil an Fehlern. Die COSMO-Simulationen zeigen für das mittlere und nördliche Teilgebiet bessere Werte als das Globalensemble (Tab. 5.2). Das EC-Ensemble hat in allen drei Teilgebieten etwas höhere Trefferraten als das ANA-Ensemble. Die Gütemaße für 2011 sind für das EC-Ensemble wie für das Globalensemble besser als für 2006.

- Anhand der Reliability-Diagramme lässt sich die Schlussfolgerung ziehen, dass die Konsistenz der Vorhersagewahrscheinlichkeiten im Globalensemble höher ist. Allerdings sind die Verteilungen der Vorhersagewahrscheinlichkeiten des Globalensembles kritisch zu bewerten, da vor allem im mittleren und nördlichen Teilgebiet die Fälle mit hohen Vorhersagewahrscheinlichkeiten zu selten sind. Die Konsistenz der Wahrscheinlichkeitsvorhersage leidet für die COSMO-Ensembleversionen vor allem darunter, dass die beobachtete Häufigkeit für Ereignisse, die mit hoher Wahrscheinlichkeit vorhergesagt werden, nicht hoch ist. Für 2006 ist der *BSS* für das ANA-Ensemble im mittleren Teilgebiet und im Gesamtgebiet höher als für das EC-Ensemble. Teilweise ist aber die Häufigkeit der Fälle, in denen das Ereignis mit sehr hoher oder sehr niedriger Wahrscheinlichkeit vorhergesagt wird („Sharpness“) geringer. Das gleiche gilt für das EC-Ensemble für 2011 im Vergleich zu dem für 2006. Der *BSS* ist fast immer negativ, was bedeutet, dass die Ensemblevorhersagen nicht besser sind als die Referenz. Diese ist die „Klimatologie“, d.h. die „Zufallsvorhersage“ mit der mittleren Häufigkeit der Beobachtung im betrachteten Zeitraum. Dennoch geben die Reliability-Diagramme an, dass das betrachtete Ereignis bei höheren Vorhersagewahrscheinlichkeiten häufiger beobachtet wird als für niedrige.
- Bei der Bestimmung der ROC- und Reliability-Diagramme fällt auf, dass die Vorhersagegüte im Globalensemble für höhere Schwellenwerte abnimmt. Zusammen mit der Tatsache, dass die Variabilität der hohen Niederschlagssummen zu klein ist, bedeutet dies, dass das Globalensemble zwar zufriedenstellende Verteilungen der Wahrscheinlichkeiten der Niederschlagsgebiete an sich zeigt, aber nicht in der Lage ist, das Auftreten höherer Summen zu prognostizieren. Dies

ist bei den COSMO-Ensemblevorhersagen anders und damit ein entscheidender Vorteil der hochauflösenden Vorhersagen.

- Die L - und die A -Komponente des SAL-Index zeigen für die Globalvorhersagen eine annähernd gleich große Varianz in der Lage und Intensität der Niederschlagsgebiete wie die hochauflösenden Ensemblevorhersagen. Dies scheint im Widerspruch zum gitterpunktbasierten Vergleich der Ensemblestandardabweichung zwischen den Ensemblevorhersagen zu stehen, da der $RMSE$ der Globalvorhersagen deutlich niedriger ist als der der COSMO-Ensembleversionen; dieser ist allerdings mit Vorsicht zu verwenden. Für 2006 ist die räumliche Übereinstimmung für die Mitglieder des EC-Ensembles minimal besser als für die des ANA-Ensembles. Das gleiche gilt für die Niederschlagsintensitäten. Für das Globalensemble sind die Werte zur Bewertung der räumlichen Übereinstimmung mit der Beobachtung sowie der Niederschlagsintensitäten etwas schlechter. Für 2011 zeigt das Globalensemble nur für die Intensität schlechtere Werte als das EC-Ensemble. Insgesamt ist beim Vergleich der Ensemblemitglieder untereinander erkennbar, dass die durch die verschiedenen Störungen erzeugten Vorhersagen gleichwertig sind und keine Arten von Störungen systematisch bessere oder schlechtere Ergebnisse in der Niederschlagsvorhersage erzeugen.
- Der FSS , der wie die L -Komponente des SAL-Index die räumliche Übereinstimmung der Niederschlagsgebiete in den einzelnen Ensemblemitgliedern mit der Beobachtung bewertet, zeigt die gleiche Variabilität von Tag zu Tag. Das heißt, dass FSS und L die Ensemblemitglieder insgesamt ähnlich bewerten. Beim Vergleich der COSMO-Ensembleversionen für 2006 fällt auf, dass die Variabilität im ANA-

Ensemble höher ist als im EC-Ensemble, während beide im Mittel die gleichen Werte zeigen. Für 2011 ist der Mittelwert aber besser als für 2006. Auch die Ensemblestandardabweichung ist höher.

- Der ergänzende Vergleich der synthetischen Satellitenbilder mit den MSG-Satellitenmessungen mittels Rang-Histogrammen und *FSS* bestätigt insgesamt die bisherigen Ergebnisse. Niederschlagsgebiete und Gebiete mit hochreichender Bewölkung stimmen gut überein. Dabei hängt es stark von der Definition der Schwellenwerte für T_B ab (meist 233 K oder 213 K), ob die Gebiete mit niedrigen T_B von der Fläche her genauso groß sind wie die Niederschlagsgebiete. Oft sind sie weiter ausgedehnt.

6. Analyse der Einflussfaktoren auf die Niederschlagsverteilungen

Nachdem im vorigen Kapitel die Verifikation der Tages-Niederschlagssummen und der objektive Vergleich der verschiedenen Ensembleversionen mittels verschiedener Gütemaße im Mittelpunkt standen, sollen nun anhand von detaillierteren Untersuchungen einzelne Prozesse näher betrachtet werden. Konkret sollen dabei folgende Fragestellungen bearbeitet werden:

- I) Wie groß ist der systematische Bias der Niederschlagssummen für die verschiedenen Ensembleversionen gegenüber der TMPA in den drei Teilgebieten?
- II) Wie gut stimmen die Niederschläge in einzelnen COSMO- bzw. IFS-Simulationen räumlich und zeitlich mit der Beobachtung überein, wo treten Unterschiede auf?
- III) Wie ist der in Frage I) quantifizierte Bias zu erklären?
- IV) Was sind die Auswirkungen der Bodenstörungen und wie groß ist ihr Einfluss auf die Niederschlagsvorhersage und weitere Parameter gegenüber dem der atmosphärischen Störungen?
- V) Was ist der Einfluss der atmosphärischen Störungen und wie groß sind diese im Vergleich zur großräumigen Variabilität?
- VI) Können die wichtigsten Parameter bzw. Prozesse identifiziert werden, durch die die Variabilität hervorgerufen wird? Sind steuernde Faktoren

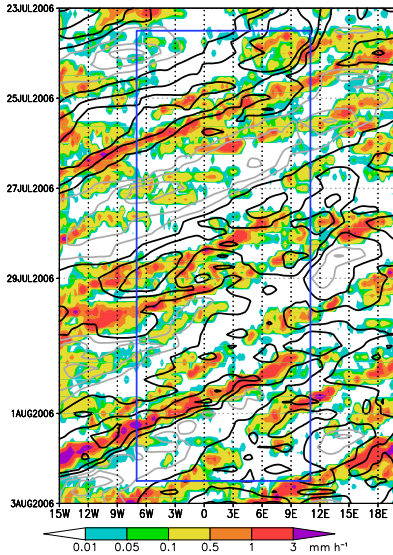
festzustellen oder ist eher eine Kombination mehrerer Randbedingungen festzustellen?

Daher werden zu Beginn räumliche und zeitliche Mittelwerte des beobachteten Niederschlags mit denen in den Simulationen verglichen und weitere Details der Niederschlagsvorhersagen diskutiert. Dabei wird auch der Niederschlagsbias quantifiziert. Anschließend sollen Ensemblestandardabweichungen für verschiedene wichtige Größen für verschiedene Ensembleversionen und Teilmengen dieser miteinander verglichen werden. Im letzten Teil des Kapitels wird anhand von Mittelwerten und Einzelbeispielen die Konvektionsauslösung näher untersucht.

6.1. Synoptische Übersicht über die zwei Zeiträume

Vor dem Vergleich von Simulation und Messung soll die synoptische Situation noch genauer beschrieben und eine kurze Analyse der Einflussfaktoren auf die beobachteten Niederschläge durchgeführt werden. In Kapitel 5 wurde zu Beginn ein Vergleich der absoluten Ensemble-Mittelwerte im 10-Tagesmittel mit den jeweiligen TMPA-Summen gegeben. Der zeitliche Verlauf der Niederschläge ist von konvektiven Systemen geprägt, die von Ost nach West über Westafrika hinweg ziehen. Dieser lässt sich gut anhand von zonalen Hovmöller-Plots wiedergeben, in denen die Niederschlagsverteilung über ausgewählte meridionale Bereiche gemittelt wird. Die Wellenstörungen des AEJ, die AEWs, werden als wichtiges synoptisches Signal oft (z.B. Barthe et al., 2010) durch das meridionale Mittel der Meridionalwindkomponente in 700 hPa oder 600 hPa dargestellt. Nördliche Komponenten ($v < 0$) herrschen trogvorderseitig, südliche ($v > 0$) trogrückseitig vor; die Achsen der AEWs liegen daher dort, wo v von negativen auf positive Werte wechselt. Die in den Abbildungen 6.1 bis 6.16 dargestellten mitt-

(a) 23. Juli bis 02. August 2006



(b) 12. bis 22. Juli 2011

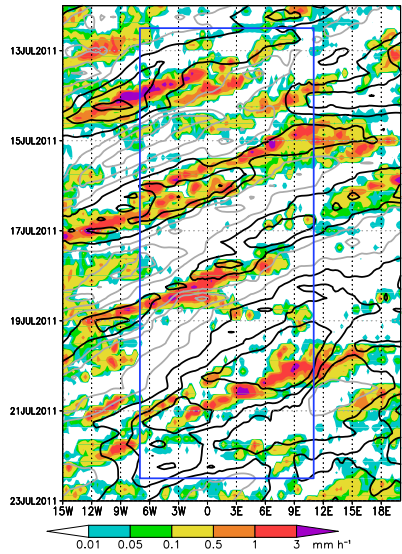


Abb. 6.1.: Zonale Hovmöller-Diagramme des TMPA-Niederschlags (Mittel über 9-17°N) und des Meridionalwinds v in 600 hPa (Mittel über 5-20°N; Isolinien für -5, -3, -1, 1, 3 und 5 m s^{-1} , negative Werte in schwarz, positive grau) aus ECMWF-(Re-)Analysen; die blauen Rechtecke markieren jeweils Auswertebereich und -zeitraum für 2006 bzw. 2011.

leren Windkomponenten werden von ECMWF-Analysen genommen bzw. für 2006 von den existierenden AMMA-Re-Analysen.

In der TMPA sind für 2006 drei und für 2011 vier Perioden mit starken Niederschlägen zu erkennen, die sich in etwa 3 Tagen von 15°O nach 10°W verlagern (Abb. 6.1). Die Zeitspanne, während der sie innerhalb des Auswertebereichs zu beobachten sind, beträgt etwa 1-1,5 Tage und die ungefähre Zuggeschwindigkeit von konvektiven Systemen, die diese Niederschlagsbänder erzeugen, etwa 15 m s^{-1} . Dies entspricht in etwa dem Wert, den Mathon und Laurent (2001) für langlebige Systeme angeben. Für einige konvektive Systeme ist eine Entstehung innerhalb des betrachteten Gebiets zu vermuten, wie z.B. am 27.07.2006 oder am 13.07.2011. Die meisten Niederschläge liegen in Zonen mit $v < 0$ in 600 hPa, auf die innerhalb von etwa zwei Tagen Zonen mit $v > 0$ folgen. In Bezug zu AEWs befinden sie sich also meist vorderseitig der Trogachsen. Für 2011 sind Perioden mit $v > 0$, in denen weniger Niederschlag auftritt als sonst, etwas ausgeprägter als für 2006. Wie viele konvektive Systeme im Einzelnen die Niederschlagsbänder erzeugen oder wie oft Systeme zerfallen und die Entstehung weiterer begünstigen, ist aufgrund der meridionalen Mittelung nicht bestimmbar.

Ergänzend werden noch die meridionalen Hovmöller-Diagramme des TMPA-Niederschlags gezeigt (Abb. 6.2), um die meridionale Lage der Niederschläge während der 10 Tage wiedergeben. Für die Erstellung dieser meridionalen Hovmöller-Diagramme wird über die Ost-West-Richtung gemittelt, in der sich die konvektiven Systeme verlagern. Deshalb können keine Niederschlagsbänder mit einer bestimmten Verlagerungsgeschwindigkeit definiert werden wie anhand der zonalen Hovmöller-Diagramme, jedoch sind auch mehrtägige Schwankungen der Niederschlagssumme zu erkennen. Am 26. und 27.07.2006 liegen die Niederschläge besonders weit im Norden. Ansonsten ist die konvektive Aktivität weiter im Süden maximal. Im südlichen

(a) 23. Juli bis 02. August 2006

(b) 12. bis 22. Juli 2011

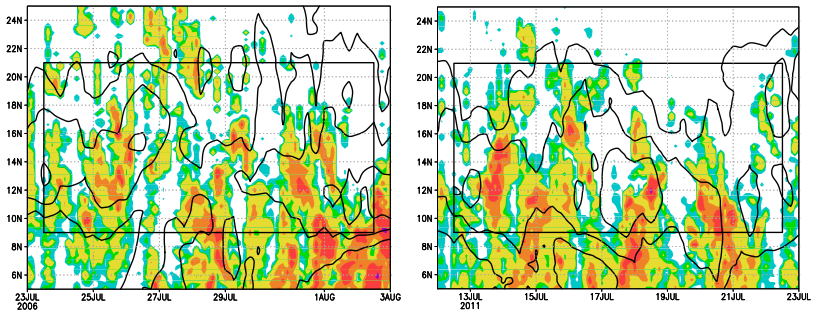


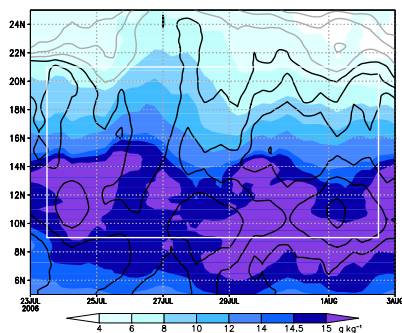
Abb. 6.2.: Meridionale Hovmöller-Diagramme des TMPA-Niederschlags -5 -10 und -15 m s^{-1} -Isolinien des Zonalwinds u in 600 hPa (jeweils Mittel über 7°W - 11°O); die schwarzen Rechtecke markieren jeweils Auswertebereich und -zeitraum für 2006 bzw. 2011.

Teil des Auswertebereiches sind damit die höchsten Niederschlagssummen zu erwarten. Das Maximum des Ostwinds in 600 hPa deutet die Lage des AEJ an (Isolinien in Abb. 6.2). Er befindet sich für den Zeitraum in 2006 bei etwa 14°N und Mitte Juli 2011 etwas weiter südlich bei etwa 12°N .

Abgesehen von AEWs wird die Niederschlagsaktivität auch von südlicher Feuchteadvektion aus dem Golf von Guinea innerhalb der Monsunströmung beeinflusst. Dies lässt sich durch zonale Mittelung der spezifischen Feuchte in der Grenzschicht zeigen und in Form eines meridionalen Hovmöller-Diagramms (geographische Breite über Zeit) von q visualisieren (Abb. 6.3). Zusätzlich ist noch u in 925 hPa dargestellt, da anhand der Grenze zwischen westlichen und östlichen Windkomponenten die Lage der ITD abgeschätzt werden kann (Janicot et al., 2008). Die Größen q und u werden wieder von ECMWF-Analysen bzw. Re-Analysen genommen.

Für beide Zeiträume erstrecken sich Luftmassen mit $q > 14 \text{ g kg}^{-1}$ bis etwa 14°N und die ITD liegt zu Beginn beider Zeiträume bei etwa 21°N . Für den 25.-27.07.2006 ist ein nordwärts gerichteter Vorstoß der Feuchte und

(a) 23. Juli bis 02. August 2006



(b) 12. bis 22. Juli 2011

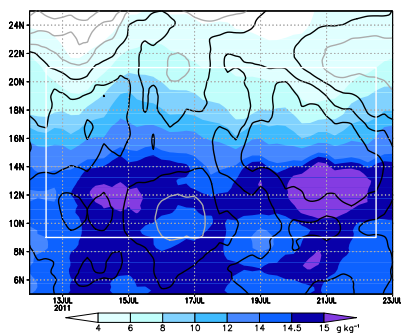


Abb. 6.3.: Meridionale Hovmöller-Diagramme der spezifischen Feuchte q in 925 hPa und des Zonalwinds u in 925 hPa (Isolinien wie für v in Abb. 6.1, aber negative Werte in grau), jeweils gleitende 24-Stunden-Mittelwerte und Mittel über $7^{\circ}\text{W}-11^{\circ}\text{O}$ aus ECMWF-(Re-)Analysen; weiße Rechtecke markieren jeweils Auswertebereich und -zeitraum für 2006 bzw. 2011.

der Lage der ITD zu beobachten, der von Barthe et al. (2010); Cuesta et al. (2010) detaillierter beschrieben wird und die sehr weit nach Norden reichende konvektive Aktivität in diesem Zeitraum erklärt. Ab dem 15.07.2011 wandert die ITD ebenfalls weiter Richtung Norden und befindet sich bis zum Ende des Zeitraums deutlich nördlich des Auswertebereichs. Die Grenzschicht ist südlich von 14°N aber im Auswertezentrum für 2006 feuchter als Mitte Juli 2011 und Gebiete mit $q > 15 \text{ g kg}^{-1}$ sind deutlich ausgedehnter.

Insgesamt herrschen damit während der zwei 10-Tages-Perioden vergleichbare großräumige Bedingungen. Sie liegen gemäß Sultan und Janicot (2003) beide in der Phase nach dem „Monsun-Onset“, d.h. in dem Abschnitt der Monsunzeit, in dem das Niederschlagsband und die ITD die nördlichste Position erreichen. Dennoch sind kleinere Unterschiede in der meridionalen Lage des AEJ und der Intensität der Monsunzirkulation zu erkennen.

6.2. Niederschlagsmittelwerte und Fehleranalyse

Die synoptische Analyse könnte nun direkt auf die Simulationen übertragen werden. Allerdings ist hier die fünfte Dimension, die Ensembledimension, zu berücksichtigen, weshalb verschiedene Reduktionen der Dimensionen vorgenommen werden müssen, um die Ergebnisse im Detail zu untersuchen.

Zuerst werden Gebietsmittel betrachtet (Abschn. 6.2.1). Damit ist ein quantitativer Vergleich der Tagesniederschlagssummen (bei zusätzlicher Mittelung über die Vorhersagezeit) möglich. Anhand der Gebietsmittelwerte des Niederschlags kann auch der absolute Bias der Niederschlagsvorhersage im Hinblick auf Frage I) quantifiziert werden. Dies erfolgt im Vergleich für die verschiedenen erstellten Versionen der Ensemblevorhersagen sowie für die Globalensemblevorhersagen.

Anschließend soll die Analyse der Niederschlagsverteilungen im mehrdimensionalen Raum ($f(x, y, t, e)$, die Vertikalkoordinate fällt hier weg) vertieft werden (Abschn. 6.2.2). Bei der Statistik wurden x , y und t zusammengefasst und damit eine Menge an Ereignissen, die „Stichprobe“, gewonnen. Die Zeit t variierte dabei ausschließlich über die einzelnen Vorhersagetage, die Dimension der Vorhersagezeit wurde bisher vernachlässigt, da Tagessummen analysiert wurden. Bei der Mittelung über t (Vorhersagezeit und -tag) können rein räumliche Unterschiede der Niederschlagsverteilungen der einzelnen Ensemblemitglieder miteinander verglichen werden (Abschn. 5.1.1, Abb. 5.1 und 5.4). Desweiteren bietet sich die Mittelung über y oder x an, woraus sich dann Hovmöller-Diagramme wie in Abschnitt 6.1 ergeben. Diese können jeweils mit TMPA-Niederschlägen verglichen werden, für das gesamte Modellgebiet oder die drei Teilgebiete (Frage II).

Die Analyse von Tagesgängen (Mittelung über die Vorhersagetage, nicht aber über die Vorhersagezeit) folgt im Abschnitt 6.2.3. Mögliche Ursachen

für größere systematische Fehler (Frage III) werden dort wie in Abschnitt 6.2.2 angegeben. Eine Verbesserungsmöglichkeit wird schließlich in Abschnitt 6.2.4 diskutiert.

6.2.1. Gebietsmittel

Für die Gebietsmittel wird das Simulationsgebiet wieder von Süd nach Nord in drei gleich große Teilgebiete unterteilt ($9-13^{\circ}\text{N}$ / $13-17^{\circ}\text{N}$ / $17-21^{\circ}\text{N}$). Für diese Teilgebiete wird für jeden Tag und jedes Ensemblemitglied die 24-Stunden-Niederschlagssumme berechnet. Anhand der Akkumulation über alle Tage ist zu erkennen, ob es Ensemblemitglieder gibt, die insgesamt mehr Niederschlag simulieren als andere. Bei der Betrachtung der Zeitreihen (Niederschlags-Gebietsmittel pro Tag) ist eher sichtbar, ob die Differenzen des Gebietsniederschlags zwischen den Ensemblemitgliedern an bestimmten Tagen größer sind als an anderen, wie bereits mit Hilfe der A-Komponente des SAL angedeutet (z.B. Abb. 5.18). Wie in Abschnitt 5.2.1 ist es auch hier möglich, die Ensemblevarianz mit dem mittleren Fehler zu vergleichen. In Abschnitt 5.2.1 wurden die entsprechenden Größen für die Felder der 24-Stunden-Summen berechnet, hier geht es um den Vergleich der absoluten Niederschlagssummen. Dabei geht ein Teil der räumlichen Information verloren; dennoch werden die meridionalen Unterschiede in der Niederschlagsverteilung durch die Aufteilung in die drei Teilgebiete berücksichtigt.

Die Summen für 2006 (Abb. 6.4a und 6.5a) bestätigen, was anhand der Niederschlagsverteilung der 10-Tages-Summe schon ersichtlich war (Abb. 5.1) und sich in der anschließenden statistischen Auswertung in Kap. 5 als Bias manifestiert: Im Norden wird der Niederschlag leicht über- und im Süden deutlich unterschätzt. Die Gebietsmittel der TMPA sind im Süden allgemein höher als im Norden, was von den Simulationen nicht wiedergegeben

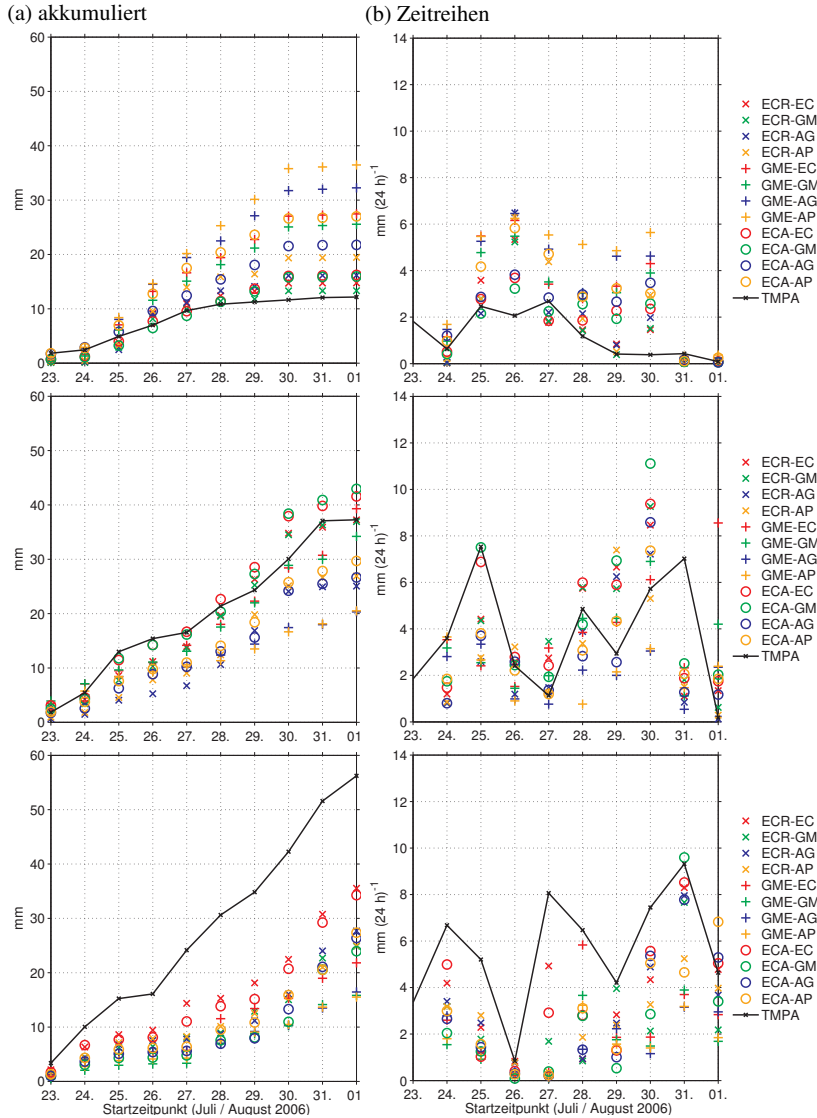


Abb. 6.4.: Gebietsmittel der 24-Stunden-Niederschlagssummen aller Ensemblemitglieder des ANA-Ensembles sowie der TMPA, akkumuliert über 10 Tage (a) bzw. als Zeitreihen (b), jeweils für die drei Teilgebiete von Nord (oben) nach Süd (unten).

wird. Die höchsten Summen sind dort im mittleren Gebiet zu finden. Für das ANA-Ensemble sind Unter- bzw. Überschätzung im Süden bzw. Norden stärker als für das EC-Ensemble. Die Differenz des Ensemblemittels zur 10-Tages-TMPA-Summe beträgt für das ANA-Ensemble etwa 30 mm im Süden (Ensemblemittel niedriger als TMPA) und 15 mm im Norden (Ensemblemittel höher). Für das EC-Ensemble sind es etwa 20 mm bzw. 8 mm. Außerdem sind die absoluten 10-Tages-Summen für einige Mitglieder des ANA-Ensembles im Norden höher als im Süden, was für das EC-Ensemble nicht der Fall ist. Für das mittlere Teilgebiet liegt die TMPA-Summe jeweils innerhalb des von den beiden Ensembleversionen aufgespannten Bereiches, daher sind die mittleren Differenzen der Ensemblemittelwerte klein (etwa 5 mm). Bei näherer Analyse fällt allerdings auf, dass die höheren Summen im Süden im EC-Ensemble hauptsächlich von zwei Tagen (30./31.07.) herühren.

Was die Varianz der 10-Tages-Summen innerhalb des Ensembles betrifft, zeigen die zwei Ensembleversionen ein ähnliches, aber nicht gleiches Verhalten: Die Differenzen zwischen dem Mitglied mit der niedrigsten und dem mit der höchsten Summe betragen für das ANA-Ensemble 20 / 25 / 28 mm (Süd / Mitte / Nord), für das EC-Ensemble 15 / 30 / 15 mm. Die reinen Differenzen innerhalb des Ensembles sind damit nicht wesentlich geringer als die „Fehler“ der Ensemblemittelwerte im Süden; deutlich größer waren sie zwischen Ensemblestandardabweichung und RMSE in Abschnitt 5.2.1. Dies ist auf den Unterschied der Berechnungsmethoden zwischen den zwei Betrachtungsweisen zurückzuführen: In Abschnitt 5.2.1 wurde erst für alle Punkte die Varianz berechnet und dann über das Gebiet gemittelt, hier wurden erst Gebietsmittel des Niederschlags bestimmt, die dann miteinander verglichen werden. Dabei entspricht die reine Differenz zwischen den zwei Extremwerten im Ensemble nicht direkt der Ensemblevarianz, sondern

stellt ein qualitatives Maß zum Vergleich derselben in verschiedenen Teilgebieten bzw. Ensembleversionen dar.

Auffällig beim ANA-Ensemble ist, dass im Süden (Abb. 6.4a unten) zwei Läufe mit EC-Bodenfeuchte die höchsten Niederschläge simulieren. Im mittleren Gebiet (Abb. 6.4a Mitte) liefern Mitglieder mit EC- und GM-Bodenfeuchte die höchsten Niederschläge; die Modellläufe mit AG-Bodenfeuchte liegen hier alle deutlich niedriger. Im Norden ist es genau umgekehrt: AG-Simulationen zeigen höhere 10-Tages-Summen des Gesamtniederschlags als GM- und EC-Simulationen. Die Trennung ist allerdings nicht so deutlich wie im mittleren Gebiet. Im mittleren Gebiet ist dadurch die Spanne der Gesamtniederschlagssumme zwischen Simulationen mit gleichen atmosphärischen Randbedingungen und unterschiedlichen Bodenstörungen höher als zwischen solchen mit unterschiedlichen Randbedingungen. Die maximale Differenz zwischen zwei Ensemblemitgliedern mit gleicher Bodenstörung, aber verschiedenen atmosphärischen Störungen beträgt 9 mm (AP-Mitglieder); zwischen Mitgliedern mit gleichen atmosphärischen Störungen, aber verschiedenen Bodenstörungen beträgt sie 19 mm (GME-Mitglieder). Dies ist anhand der einzelnen Vorhersagetage nicht ersichtlich (Abb. 6.4b), sondern erst an der Summe über mehrere Tage. Das bedeutet, dass sich Bodenstörungen in der absoluten Niederschlagssumme über mehrere Tage hinweg deutlich bemerkbar machen. Der Verlauf der Niederschlagssummen von Tag zu Tag (Abb. 6.4b) zeigt insgesamt, dass die Unterschätzung im Süden nicht an allen Tagen gleich groß ist. Am 31.07.2006 z.B. erreichen einige Ensemblemitglieder die TMPA-Summe, am 01.08. liegen sogar Mitglieder darüber. Im mittleren Teilgebiet sind die Summen teils höher, teils niedriger als in der TMPA, auch wenn es einige Tage gibt, an denen die meisten Mitglieder die Summe über- oder unterschätzen (z.B. 30. oder 31.07.2006). Insgesamt garantieren damit hohe bzw. niedrige Nie-

derschlagssummen in allen Mitgliedern in den drei Teilgebieten nicht, dass dies auch in der Realität so eintrifft. Es ist dabei zu berücksichtigen, dass es sich um Gebietsmittel handelt und die Vorhersagegüte der räumlichen Verteilung bereits in Kapitel 5 analysiert wurde.

Die gleiche Untersuchung wie für das ANA-Ensemble kann auch für das EC-Ensemble durchgeführt werden. Durch den anderen Aufbau ist das Ergebnis allerdings nicht direkt vergleichbar: Es gibt außer für den Kontrolllauf keine Ensemblemitglieder, die sich nur in der Bodenstörung unterscheiden; sie lassen sich daher nicht in Mitglieder mit jeweils gleichen atmosphärischen Anfangs- und Randwerten einerseits und gleichen Bodenstörungen andererseits gruppieren. Um dennoch die Ensemblevarianz, die durch die Bodenstörungen beeinflusst wird, mit der von den atmosphärischen Störungen abhängigen Varianz zu vergleichen, wird der 24-Stunden-Niederschlag über Mitglieder mit gleichen Bodenstörungen aufsummiert. Dabei ist zu erwarten, dass die Varianz zwischen Mitgliedern verschiedener Bodenstörungen höher als im ANA-Ensemble wird, da sie zusätzlich verschiedene atmosphärische Anfangs- und Randbedingungen haben. Dies ist für das mittlere Teilgebiet auch tatsächlich der Fall (Abb. 6.5a Mitte): Die größtmögliche Differenz zwischen zwei Ensemblemitgliedern entspricht 30 mm, und diese zwei Mitglieder haben verschiedene Bodenstörungen. Mitglieder mit gleichen Bodenstörungen weisen maximal Differenzen von 9 mm auf. Wie im ANA-Ensemble bewirken die Bodenstörungen, dass die AG-Läufe im Norden höhere und in der Mitte niedrigere 10-Tages-Summen liefern als alle EC- und GM-Mitglieder. Dies ist wiederum der Grund, warum die Bodenstörungen solch große Differenzen in den mittleren Gebietsniederschlägen erzeugen.

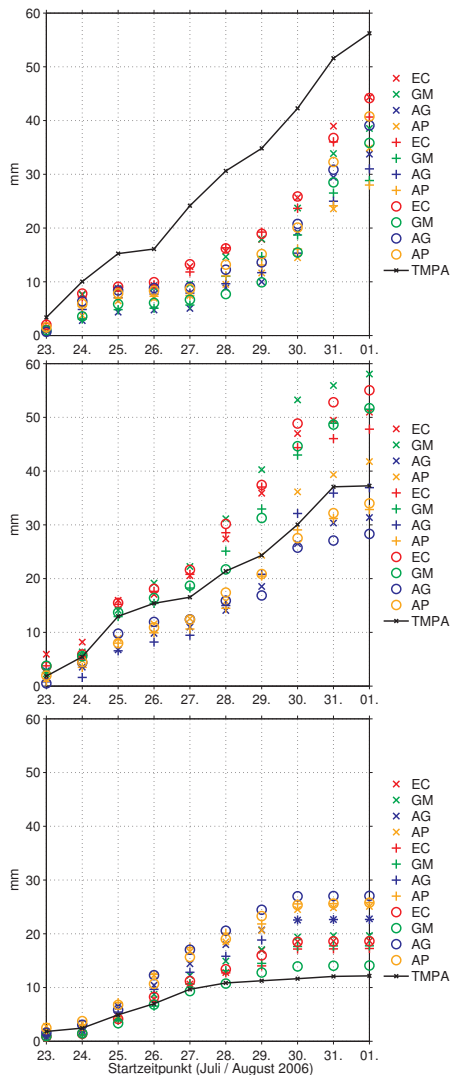
Die Niederschlagssummen des EC-Ensembles können weiterhin mit denen des ECMWF-Globalensembles verglichen werden (Abb. 6.5b): Diese zei-

gen die höchsten Summen im Süden, wie auch schon an der räumlichen Verteilung der 10-Tages-Summen erkennbar war (Abb. 5.1b). Die Summen sind aber für alle Ensemblemitglieder im mittleren Teilgebiet viel zu niedrig, sie liegen zwischen 8 mm und 12 mm gegenüber der TMPA-Summe von 38 mm. Die Differenz beträgt damit etwa 30 mm. Im nördlichen Teilgebiet ist die Unterschätzung durch das ECMWF-Globalensemble ebenfalls deutlich, dort liegen die Summen bei kaum 1 mm, obwohl die TMPA-Summe 12 mm beträgt. Die Globalvorhersagen geben damit insgesamt zwar einen Nord-Süd-Gradienten wieder, unterschätzen aber die Summen im Süden leicht und in der Mitte sowie im Norden stark.

Auch für 2011 werden Summen des mittleren Gebietsniederschlags der 16 Ensemblemitglieder mit den TMPA-Summen verglichen (Abb. 6.6a). Die 10-Tages-Summen sind in der TMPA im Süden etwas höher und in der Mitte etwas niedriger als für 2006. Die Unterschätzung im Süden ist ähnlich groß wie für das ANA-Ensemble 2006 und die Differenz des Ensembledmittels zur TMPA-Summe beträgt etwa 30 mm. Im mittleren Teilgebiet sind die Summen etwas zu hoch und die Differenz zwischen Ensembledmittel und TMPA liegt bei 15 mm. Im Norden überschätzt das Ensemble, im Gegensatz zu 2006, die Niederschlagssumme nicht. Eine Gruppierung in Ensemblemitglieder mit gleichen Bodenstörungen zeigt sich im mittleren Teilgebiet, im Gegensatz zum EC-Ensemble für 2006, nicht. Die ECMWF-Globalensemblevorhersagen zeigen wieder eine systematische Unterschätzung der Niederschlagssummen (Abb. 6.6b). Die Varianzen im Ensemble sind außerdem kaum höher als für 2006, obwohl das ECMWF-Ensemble für 2011 alle 51 Mitglieder und das für 2006 nur 11 Mitglieder umfasst. Die Varianzen erreichen etwa 28 / 13 / 2 mm im Vergleich 25 / 5 / 1 mm im Jahr 2006.

6. Analyse der Einflussfaktoren auf die Niederschlagsverteilungen

(a) EC-Ensemble für 2006



(b) ECMWF-Globalensemble 2006

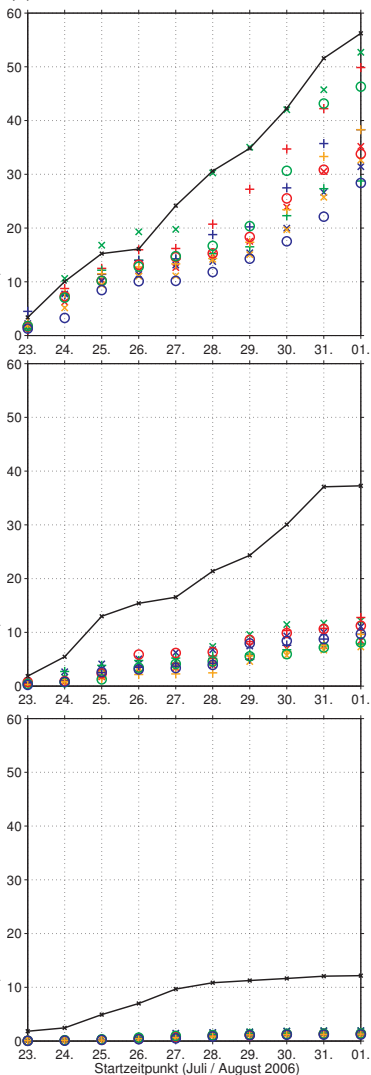


Abb. 6.5.: Akkumulierte Niederschlagsmittelwerte wie in Abb. 6.4, für das EC-Ensemble 2006 (a; gleiche Symbole für Mitglieder mit gleichen Bodenstörungen) sowie für das ECMWF-Globalensemble (b), jeweils für die drei Teilgebiete von Nord (oben) nach Süd (unten).

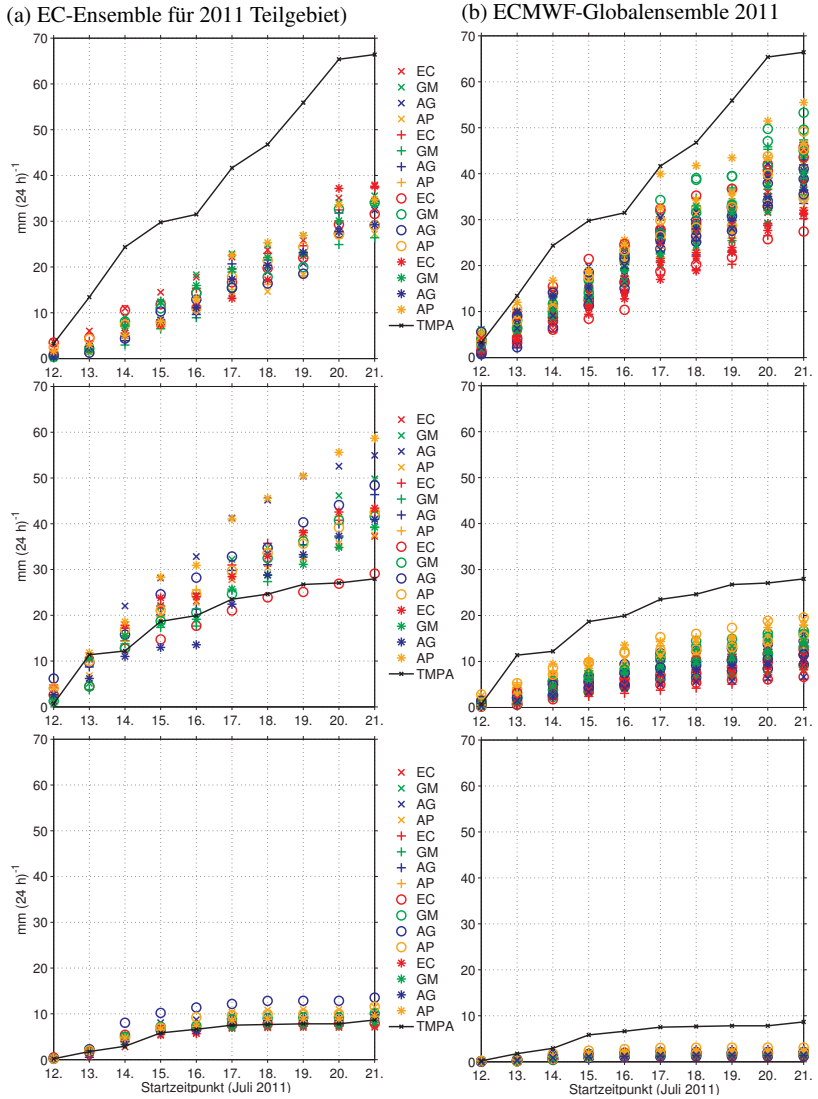


Abb. 6.6.: Wie Abb. 6.5, aber für 2011.

Damit wurden für die drei Teilgebiete die Differenzen der Niederschlagssummen zur TMPA diskutiert und dadurch der Bias quantifiziert (Frage I). Für alle Ensembleversionen zeigt sich eine systematische Unterschätzung der Niederschlagssummen im südlichen Teilgebiet, die für die COSMO-Simulationen stärker ist als für die ECMWF-Globalvorhersagen. Für das EC-Ensemble 2006 ist sie noch am geringsten. Bei beiden COSMO-Ensemble-Versionen 2006 ist für das mittlere Teilgebiet eine größere Varianz der akkumulierten Tagessummen für Ensemblemitglieder mit verschiedenen Bodenstörungen als für solche mit (nur) verschiedenen atmosphärischen Störungen zu beobachten. Die Globalvorhersagen unterschätzen generell die Summen in der Mitte und im Norden.

6.2.2. Hovmöller-Diagramme

Im vorigen Abschnitt wurden die Gebietsmittel für alle Ensemblemitglieder und alle Ensembleversionen verglichen und ein negativer Bias im südlichen Teilgebiet festgestellt. Zu wenig Niederschlag in der Simulation kann durch fehlende konvektive Systeme oder durch zu schwache Systeme verursacht sein. Deshalb werden für alle Ensemblemitglieder Hovmöller-Plots erstellt, bei denen die 24-stündigen Auswerteperioden aller Vorhersagetage aneinandergelagert werden. Für das südliche Teilgebiet wird ein Ensemblemitglied des ANA-Ensembles 2006 sowie eines für 2011 gewählt und der meridional gemittelte Niederschlag mit der TMPA verglichen (Abb. 6.7a und b bzw. d und e). Die beiden Ensemblemitglieder sind jeweils solche, deren Hovmöller-Diagramme rein subjektiv eine gute Übereinstimmung mit den TMPA-Niederschlägen zeigen. Die subjektive Auswahl ist möglich, da der Niederschlag im Süden in allen Ensemblemitgliedern zu niedrig ist. Der Vergleich der Hovmöller-Diagramme einzelner Ensemblemitglieder mit der TMPA bezieht sich daher gleichermaßen auf die Fragen II) und III).

Einige optische Unterschiede ergeben sich allein durch die unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Auflösungen von Simulation und TMPA. An einigen Tagen sind im ANA-Ensemblemitglied zwischen 12 UTC und 18 UTC kleinere, stationäre Niederschläge zu erkennen. Dies sind schwächere, lokale Niederschläge und damit ein Beispiel für Niederschlagsstrukturen, die vermutlich aufgrund der dafür zu geringen Auflösung der TMPA dort nicht sichtbar sind. Die größeren Niederschlagsbänder stimmen in dem Ensemblemitglied meist gut mit denen in der TMPA überein. Für die Tage vom 30.07.-01.08.2006 zeigt die Simulation die Niederschlagsbänder zeitlich etwas verspätet. Insgesamt liegen in dieser Darstellung die Summen in der gleichen Größenordnung wie die der TMPA mit Maxima von über 3 mm h^{-1} im meridionalen Mittel. Auffällig ist aber, dass durch den täglichen Neustart der Vorhersagen die Niederschlagsperioden teilweise abgebrochen werden, wie z.B. am 25.07. oder am 28.07.2006. Dies bedeutet, dass in der Simulation am darauffolgenden Tag die großen Systeme, die bereits in der Initialisierung enthalten sein müssten, nicht entstehen. Mögliche Ursachen dafür sind, dass Systeme in den Globalsimulationen erst gar nicht enthalten sind oder dass sie sich in der hochauflösenden Simulation nicht weiterentwickeln. Das gewählte Modellsetup berücksichtigt eigentlich durch den vorgezogenen Start der 14 km-Simulationen bereits 24 Stunden Vorlaufzeit. Dies ist aber offensichtlich nicht ausreichend, um Systeme, die am Vortag von Osten in das Modellgebiet hinein ziehen, am nächsten Tag innerhalb des Modellgebietes „fortzusetzen“. Von konvektiven Systemen ausgehende Dichteströmungen sind ein entscheidender Prozess für die Fortbewegung der Systeme oder die Auslösung weiterer Zellen. Fehlen nun beim Modellstart Systeme, die sich bereits am Vortag gebildet haben, ist es sehr schwierig, weitere Systeme vorderseitig davon überhaupt im Modell wiederzugeben. Dies erklärt zum Teil die systematische Unterschät-

zung der Niederschlagsmengen im südlichen Teilgebiet. Eine weitere Frage ist allerdings, warum nur im Süden und nicht auch im mittleren Teilgebiet die Niederschlagssumme unterschätzt wird, wo durch Modellneustart ebenfalls vorhandene Systeme abgebrochen werden könnten. Liegt dies daran, dass im Sahel, in der vegetationsärmeren und wärmeren Zone, lokale Systeme leichter ausgelöst werden können als weiter im Süden, wo die durch das gesamte Gebiet ziehenden größeren Systeme den Hauptbeitrag zum Niederschlag liefern? Ein weiteres Kriterium könnte auch die Südkomponente der mittleren Verlagerung konvektiver Systeme in Westafrika sein, die z.B. Mathon und Laurent (2001) anhand von Statistiken von Zugbahnen nachweisen: Wenn Systeme über den Modellrand von Nordosten nach Südwesten durch das Modellgebiet ziehen, ist es möglich, dass sie bei einer zu kurzen Simulationsdauer nicht den Südwesten erreichen.

Eine Möglichkeit, der Frage nachzugehen wie groß der Einfluss des täglichen Modellneustarts ist, ist der Vergleich mit einer Simulation, die über mehrere Tage läuft. Diese wird außerdem für ein größeres Modellgebiet gerechnet, da dann auch der Einfluss der Ränder Modellränder ausgeschlossen werden kann. Für eine solche Modellsimulation über fünf Tage, die am 23.07.2006 um 00 UTC gestartet wird und für die direkt die AMMA-Re-Analysen als Anfangs- und Randwerte dienen, werden ebenfalls Hovmöller-Diagramme für das südliche Teilgebiet erstellt (Abb. 6.7c). Für einige Tage sind stationäre Niederschläge mit einem sehr starken Tagesgang erkennbar. Die erste Niederschlagsperiode (25./26.07.2006) wird von der Simulation kaum reproduziert. Die zweite vom 28./29.07. ist klarer, allerdings ist die Niederschlagsmenge etwas zu gering. Damit sind in dieser Simulation mit längerer Vorhersagedauer tatsächlich auch langlebigere Systeme vorhanden. Desweiteren kann davon ausgegangen werden, dass Randeffekte im südlichen Teilgebiet nicht die Ursache für den negativen Nie-

erschlagsbias sind, da die Niederschlagssumme in der Testsimulation dort auch nicht höher ist. Der Vergleich der Hovmöller-Diagramme von Simulation und TMPA für 2011 ergibt gegenüber dem Vergleich für 2006 keine wesentlichen neuen Erkenntnisse: Niederschlagsbänder mit ähnlicher Ausrichtung in den beiden Hovmöller-Diagrammen belegen, dass die konvektiven Systeme, die die Niederschläge erzeugen, in der Simulation eine reale Verlagerungsgeschwindigkeit haben. Die Niederschlagsbänder und die niederschlagsarmen Episoden wechseln sich in der Simulation wie auch in der TMPA im 2–3-Tages-Rhythmus ab, wobei im betrachteten Ensemblemitglied (E18-GM) das erste in der TMPA erkennbare Niederschlagsband vom 13./14.07.2011 nicht klar wiederzufinden ist. Es ist allerdings zu berücksichtigen, dass im EC-Ensemble für 2011 an verschiedenen Tagen verschiedene ECMWF-Globalensemblemitglieder die Anfangs- und Randbedingungen liefern, was für die Hovmöller-Diagramme bedeutet, dass die Niederschläge der aneinandergehängten Tage nicht immer gut zusammenpassen. Das EC-Ensemblemitglied wird noch mit dem Hovmöller-Diagramm eines ECMWF-Globalensemble-Mitglieds verglichen (Abb. 6.7d und f). Das Globalensemble zeigt im Mittel im südlichen Teilgebiet eine etwas höhere Niederschlagssumme als das COSMO-Ensemble für den Zeitraum aus dem Jahr 2011. Dennoch erreicht keines der Globalensemblemitglieder eine ebenso hohe 10-Tages-Summe wie die TMPA. Die Maxima der Niederschläge sind in dem Globalensemblemitglied etwas geringer. Dafür erscheinen die Niederschläge etwas großflächiger, was im Hovmöller-Diagramm bedeutet, dass sie auch zeitlich länger andauern. Eine Verlagerung ist für einige Systeme erkennbar, aber die meisten Niederschläge treten eher zu wenigen, aufeinanderfolgenden Zeitpunkten im ganzen Gebiet auf und ver-

6. Analyse der Einflussfaktoren auf die Niederschlagsverteilungen

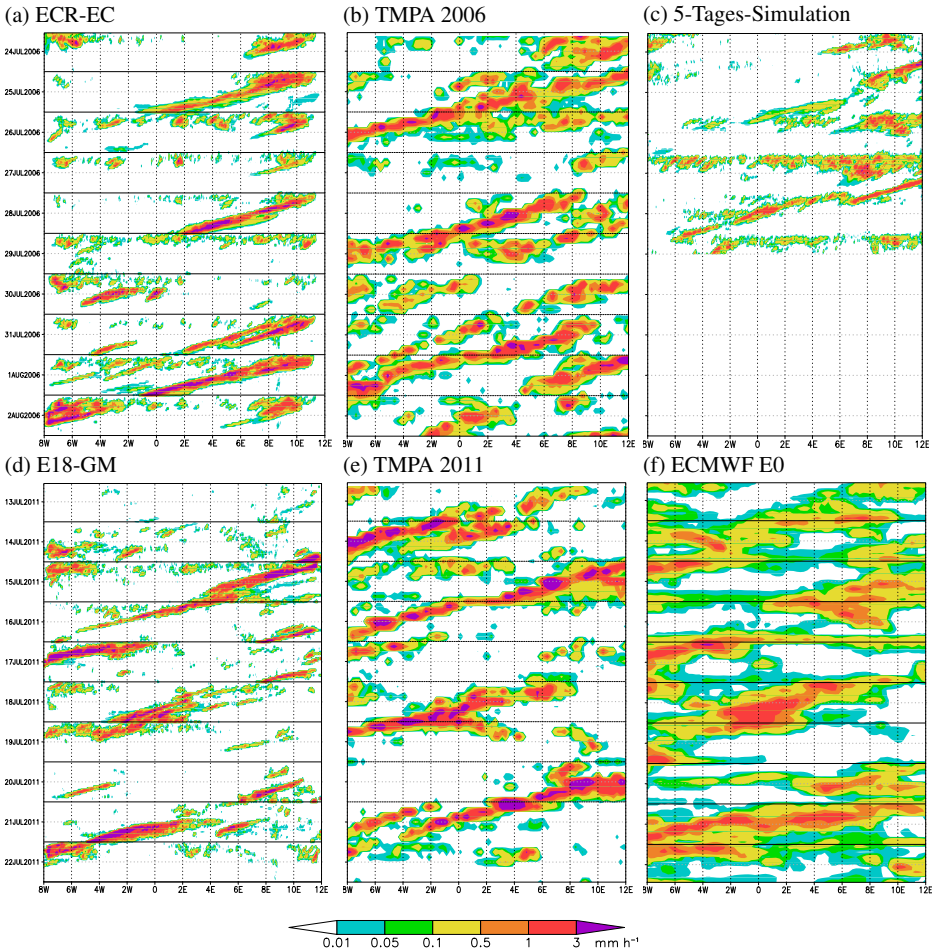


Abb. 6.7.: Hovmöller-Plots für das meridionale Mittel von 9-13°N für jeweils ein COSMO-Ensemblemitglied (a und d) und die TMPA (b und e) sowie eine 5-Tages-Simulation (c) und ein Ensemblemitglied des ECMWF-Globalensembles (f) für den Zeitraum 23.07.2006, 12 UTC bis 02.08.2006, 12 UTC (a, b, und c) bzw. für den 12.07.2011, 12 UTC bis zum 22.07.2011, 12 UTC (d, e und f); Zeitpunkte, an denen die Auswerteperiode der Simulation des nächsten Tages beginnt (jeweils 12 UTC), sind jeweils mit horizontalen schwarzen Linien markiert (c ausgenommen).

schwinden zu einem späteren Zeitpunkt wieder. Es ist auch schwer, mehrere Niederschlagsperioden zu definieren.

Anhand der Hovmöller-Diagramme wird folgendes klar: Die COSMO-Simulationen sind in der Lage, am richtigen Tag und am richtigen Ort konvektive Systeme wiederzugeben, die sich mit einer realistischen Verlagerungsgeschwindigkeit von etwa 15 ms^{-1} nach Westen bewegen. Systeme, die sich beim Modellstart innerhalb des Modellgebiets befinden, fehlen in einigen Fällen. Zur Beantwortung von Frage II) ist somit zu sagen, dass die räumliche und zeitliche Übereinstimmung des Niederschlags bei zentraler Mittelung in einzelnen COSMO-Ensemblemitgliedern gegeben ist. Für die IFS-Simulationen ist die räumliche und zeitliche Übereinstimmung mit der TMPA geringer. Der tägliche Modellneustart der COSMO-Simulationen verhindert zum Teil das Fortbestehen konvektiver Systeme über mehrere Tage hinweg. Dies ist eine Ursache dafür, weshalb die Niederschlagssummen in den Simulationen im Süden zu niedrig sind (siehe Frage III).

6.2.3. Tagesgänge

Schließlich sollen die betrachteten Tagessummen des Niederschlags noch weiter aufgelöst werden. Der Tagesgang des Niederschlags, vor allem wenn er wie hier konvektiv geprägt ist, ist eine wichtige Eigenschaft, da er verschiedenste Prozesse widerspiegelt. Daher kann eine Analyse des mittleren Tagesgangs ebenfalls Hinweise auf systematische Defizite in Modellsimulationen geben, die eventuell weiter dazu beitragen, die Unterschätzung des Niederschlags im Süden zu erklären (Frage III). Bis jetzt wurde der Tagesgang nicht berücksichtigt, um ihn als weitere Quelle für Unsicherheiten auszuschließen und die Zahl der betrachteten Dimensionen zu reduzieren. Nun

soll er hier für die hochauflösenden Simulationen näher untersucht werden. In den drei Teilgebieten ist der Tagesgang im Mittel über die 10 Tage in der TMPA unterschiedlich (Abb. 6.8): Im nördlichen Teilgebiet ist, wie bereits beschrieben, der geringste Niederschlag zu beobachten. Das Maximum um 03 UTC kommt durch einzelne morgendliche Maxima an drei Tagen (26.-28.07.2006) zustande, an denen sich um das Ahaggar herum in Verbindung mit starkem nordwärts gerichtetem Transport feuchter Luftmassen Konvektionszellen bilden (Cuesta et al., 2010). Diese können als selten auftretende Ereignisse bezeichnet werden. Im mittleren Teilgebiet, dem Sahel, sind zwei Maxima zu erkennen: Eines um 18 UTC, im Anschluss an das Tagesmaximum der stärksten Erwärmung, und wieder eines nachts, um 03 UTC, das höher ist als das erste (knapp 0.3 mm h^{-1} gegenüber 0.25 mm h^{-1}). Die höchsten Niederschlagssummen im Tagesverlauf liegen wie auch bei den 24-Stunden-Summen im südlichen Teilgebiet, der Sudanzone. Das nachmittägliche Maximum um 18 UTC beträgt 0.37 mm h^{-1} .

Die Ensemblemitglieder als Ganzes bilden die Tagesgänge realistisch ab. Abgesehen von der Überschätzung im nördlichen und der Unterschätzung im südlichen Teilgebiet, die im EC-Ensemble geringer ist, werden die Maxima im Sahel und in der Sudanzone von beiden Ensembleversionen für 2006 zeitlich annähernd korrekt wiedergegeben. Im Sahel reproduzieren einige Ensemblemitglieder nur das erste, andere nur das zweite Maximum und wenige auch beide. Im Süden ist das nachmittägliche Maximum in allen Mitgliedern erkennbar, in einigen auch ein sehr schwaches zweites. Die zeitliche Variabilität ist im ANA-Ensemble für das 18 UTC-Maximum im Sahel höher als im EC-Ensemble. Der größte zeitliche Unterschied zwischen der TMPA und den Simulationen ergibt sich für das zweite Maximum im Sahel: Dieses zeigen alle Ensemblemitglieder zu spät, statt um 03 UTC erst zwischen 05 UTC und 06 UTC, wenigen Mitgliedern sogar noch später.

Die bimodale Niederschlagsverteilung im Tagesgang im Sahel, die für die mittlere Region in TMPA und in den Simulationen auftritt, finden z.B. auch von Mohr (2004) oder Frappart et al. (2009). Sie erklären sie durch die zwei Phasen der nachmittäglichen, aktiven Konvektionsauslösung einerseits und der Entwicklung größerer organisierter Systeme andererseits. Auch Fink et al. (2006) ordnen ein zweites, nächtliches Maximum größeren „advektiven“ Systemen zu, die weiter östlich über Gebirgen entstehen und daher bevorzugt zu einer bestimmten Zeit im Untersuchungsgebiet für Niederschlag sorgen.

Bedeutet die bimodale Verteilung im Sahel im Gegensatz zu der unimodalen weiter südlich, dass im betrachteten Zeitraum der Beitrag der advektiven Systeme im Sahel überwiegt, in der Sudanzone aber nicht? Möglich wäre auch, dass sich die Beiträge durch den lokalen Tagesgang der Konvektion und der advektiven Systeme so überlagern, dass nur noch ein Maximum erkennbar ist. Da die gezeigte Verteilung ein Mittelwert über mehrere Tage ist, kann diese Frage nur beantwortet werden, wenn die gesamte Zeitreihe analysiert wird. Diese wird direkt mit den Hovmöller-Diagrammen des Niederschlags für die zwei Teilgebiete verglichen (Abb. 6.9).

In den Zeitreihen der TMPA (Abb. 6.9a) sind die drei Niederschlagsbänder wiederzuerkennen, die bereits in den Abschnitten 6.1 und 6.2.2 beschrieben wurden: Sie erzeugen im südlichen Teilgebiet drei Episoden mit höheren Niederschlagssummen über einen Zeitraum von jeweils etwa 1,5-2 Tagen. Innerhalb dieser Episoden befinden sich jeweils gegen 18 UTC und teilweise auch nach 00 UTC kleinere Nebenmaxima. Die Tage, an denen keine großen Systeme durch das Gebiet ziehen, haben einen Tagesgang mit maximalem Niederschlag jeweils am Nachmittag, wie z.B. am 26.07. oder am 29.07.2006. Daraus kann abgeleitet werden, dass die großen Systeme insgesamt hohe Niederschläge erzeugen und im Mittel keinen ausgeprägten Ta-

6. Analyse der Einflussfaktoren auf die Niederschlagsverteilungen

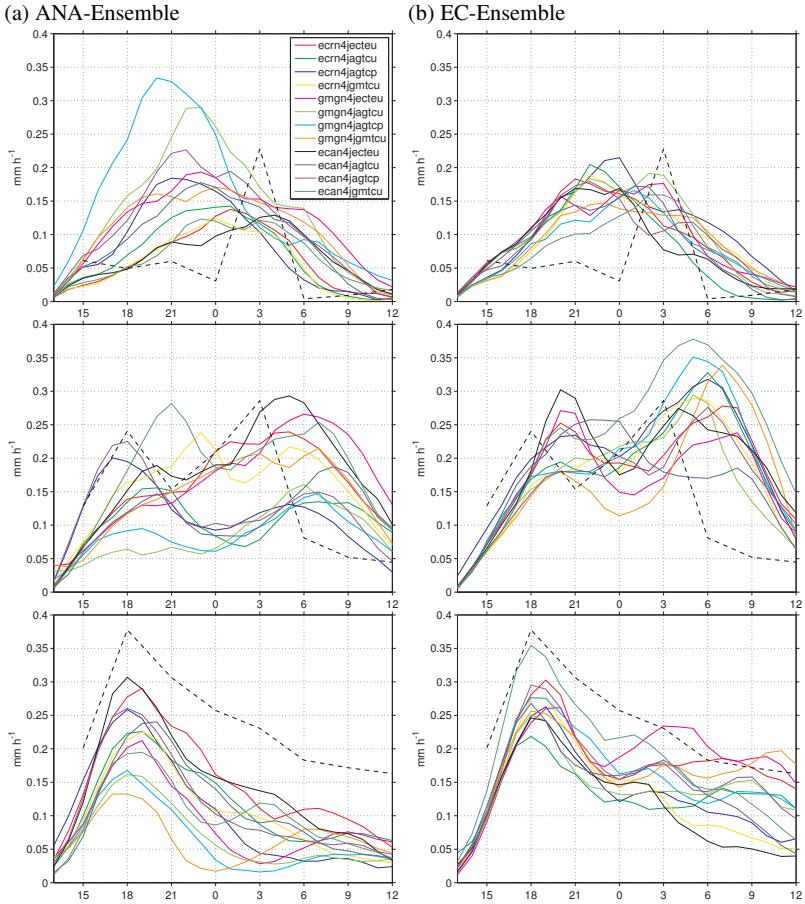


Abb. 6.8.: Tagesgang des Niederschlags für alle Ensemblemitglieder im Mittel über 10 Tage (jeweils 12-12 UTC), für die drei Teilgebiete von Nord (oben) nach Süd (unten); die gestrichelte schwarze Linie ist der mittlere Tagesgang der TMPA.

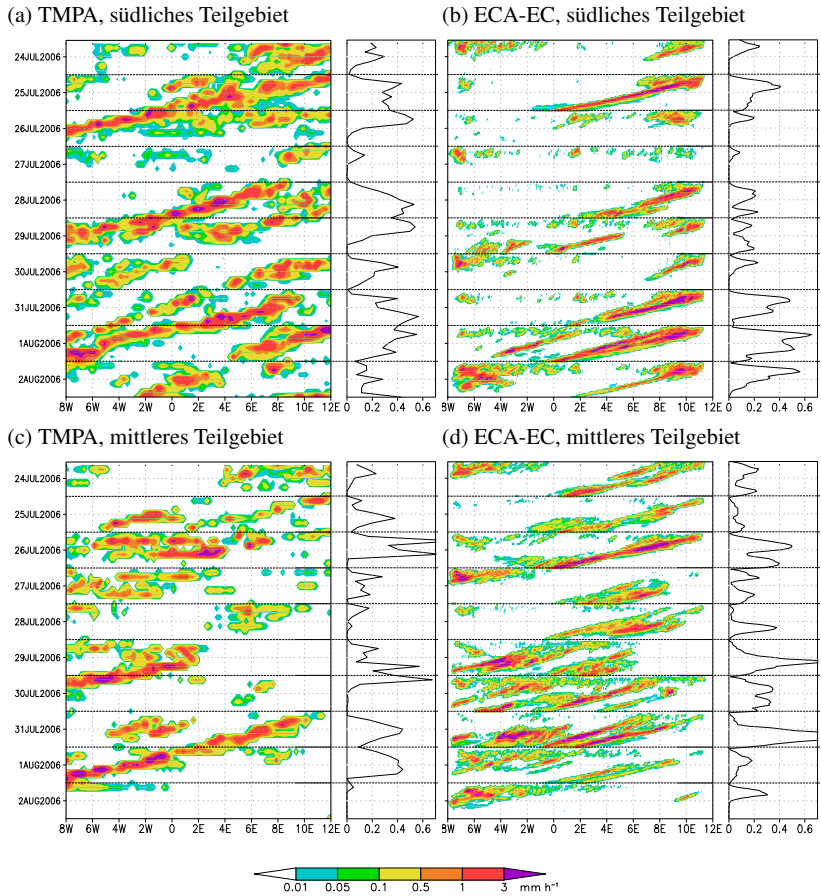


Abb. 6.9.: Hovmöller-Diagramme des Niederschlags für das südliche und das mittlere Teilgebiet mit Zeitreihen des Gebietsmittels in mm h^{-1} im jeweiligen Bereich.

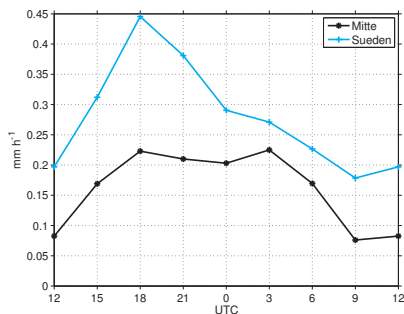


Abb. 6.10.: Mittlerer Tagesgang des TMPA-Niederschlags für Juli und August 2006 (12-12 UTC).

gang aufweisen. Dieser wird von lokalen nachmittäglichen Niederschlägen so überlagert, dass sich insgesamt das Maximum um 18 UTC ergibt. Dies deutet darauf hin, dass im Süden einige advective Systeme auftreten. Im Ensemblemitglied ECA-EC sind die drei Niederschlagsperioden in der Zeitreihe ebenfalls zu erkennen, auch wenn sie etwas zu schwach ausgeprägt und etwas kürzer sind (Abb. 6.9b). Vor allem die zweite Periode (27. / 28.07.) wird stark unterschätzt. Dagegen trägt die lokal ausgelöste Konvektion mit dem nachmittäglichen Maximum stärker zur Tagessumme bei und auch an Tagen mit größeren Systemen tritt immer ein Maximum zwischen 12 UTC und 00 UTC auf. Dies wird daher auch im 10-Tages-Mittel deutlich.

Im mittleren Teilgebiet (Abb. 6.9c) sind die Niederschlagsbänder, wie schon an den Tagessummen (Abb. 6.4) zu erkennen war, in der TMPA schwächer ausgeprägt als im Süden. Es sind im Großen und Ganzen auch drei Perioden, die zeitlich meist etwas versetzt zu denen im Süden auftreten. Sie zeigen Maxima zu verschiedenen Zeiten, aber oft in der ersten Nachthälfte (25., 26., 29. und 31.07. sowie 01.08.). Der Hauptunterschied zum südlichen Teilgebiet in den Zeitreihen der TMPA ist damit, dass die Niederschlagspe-

riden kürzer andauern, nämlich meist etwa 24 Stunden. Deswegen ist auch das Minimum um 12 UTC deutlicher ausgeprägt als im Süden. Die Zeitreihe des Ensemblemitglieds ECA-EC (Abb. 6.9d) gibt die der TMPA gut wieder. Nur an einem Tag (30.07.) sind zusätzliche Systeme in der Simulation, die die TMPA nicht zeigt.

Zur Überprüfung der Repräsentativität des Tagesgangs der 10 ausgewählten Tage wird noch der mittlere Tagesgang der TMPA im mittleren und südlichen Teilgebiet für einen längeren Zeitraum berechnet (Abb. 6.10). Die Verläufe sind sehr ähnlich zu denen der 10 Tage, nur das Minimum zwischen den zwei Maxima um 18 UTC und 03 UTC im mittleren Teilgebiet ist im 2-Monats-Mittel schwächer ausgebildet. Im direkten Vergleich der mittleren Tagesgänge in den zwei Teilgebieten ist auch offensichtlich, dass im mittleren Gebiet um 03 UTC zwar ein zweites Maximum auftritt, das auf einen stärkeren Tagesgang der advektiven Systeme hinweist. Dieses ist aber kleiner als das im Süden. Das heißt, dass der lokale Tagesgang im Süden und in der Mitte etwa gleich stark ist, während die advektiven Systeme im Süden mehr Niederschlag bringen und in der Mitte ein leichtes Maximum um 03 UTC zeigen. Da dies im 10-Tageszeitraum Ende Juli stärker ausgeprägt ist als im 2-Monats-Mittel, sind offensichtlich in dieser Zeit einige größere Systeme dort aufgetreten. Der zeitliche Versatz dieses Maximums in den Simulationen könnte daher bedeuten, dass diese großen Systeme in den Simulationen etwas zu langsam anwachsen.

Die mittleren Tagesgänge des Niederschlags für 2006 geben damit einen guten Einblick in die zeitliche Entwicklung. Die Simulationen reproduzieren die Tagesgänge auch für die einzelnen Teilgebiete. Zur weiteren Klärung des Niederschlagsbias im Süden kann gesagt werden, dass in dem gezeigten Beispiel (Abb. 6.9) wie bei dem in Abschnitt 6.2.2 erstens größere Systeme enthalten sind, die nach dem Modellneustart nicht wieder auftauchen

und dass es zweitens auch solche gibt, die von Anfang an zu wenig Niederschlag liefern.

6.2.4. Erweiterung des Vorhersagezeitraums für 2011

Da die Unterschätzung der Niederschläge im südlichen Teilgebiet teilweise darauf zurückzuführen ist, dass die Systeme durch den täglichen Modellneustart in ihrem Lebenszyklus unterbrochen werden und sich in der darauffolgenden Simulation nicht mehr schnell genug entwickeln können (Abschn. 6.2.2), werden die Simulationen für 2011 für einen längeren Simulationszeitraum von 60 Stunden durchgeführt. Dadurch kann außer den ersten 24 Stunden auch ein zweiter Vorhersagezeitraum von 24 Stunden (Vorhersagestunden 36-60) für die Auswertung verwendet werden. Die verlängerte Vorhersagezeit hat einen signifikanten Einfluss auf die 10-Tages-Niederschlagssummen (Abb. 6.11, vgl. Abb. 6.6). Sie sind im mittleren Teilgebiet für die Vorhersagestunden 36-60 etwas niedriger als für die Vorhersagestunden 12-36 und im südlichen bei einigen Ensemblemitgliedern deutlich höher. Die 10-Tages-Summen aller Mitglieder liegen im südlichen Teilgebiet bei 27 mm bis 39 mm für die Vorhersagestunden 12-36 und zwischen 20 mm und knapp 70 mm für die Vorhersagestunden 36-60. Damit übertrifft für letztere das Mitglied mit der höchsten Summe sogar die TMPA-Summe von etwa 64 mm, während es für die 12-36-Stunden-Vorhersagen deutlich darunter liegt. Das Ensemblemitglied mit der niedrigsten Summe ist dagegen für die 36-60-Stunden-Vorhersagen niedriger, was die großen Unterschiede zwischen den Mitgliedern verdeutlicht. Dabei ist in den Summen wiederum eine Gruppierung nach Mitgliedern mit gleicher Bodenstörung zu erkennen, was bedeutet, dass verschiedene Bodenstörungen sehr unterschiedliche Gesamtsummen des Niederschlags erzeugen. Dies wird durch die Verlängerung der Vorhersagezeit deutlich und war zuvor für 2011 weni-

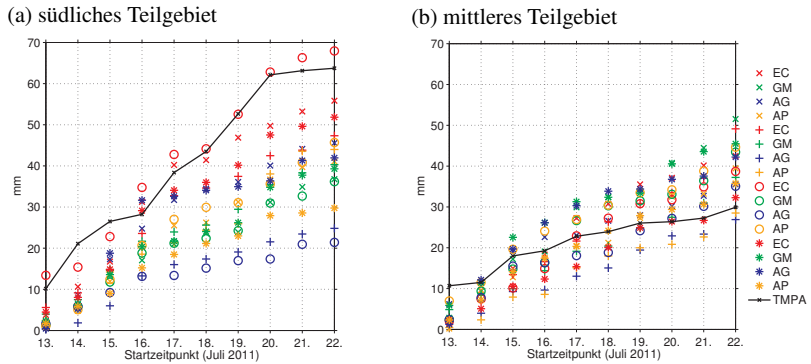


Abb. 6.11.: Gebietsmittel der 24-Stunden-Niederschlagssummen für alle Ensemblemitglieder für jeweils gleiche Bodenstörungen, akkumuliert über die 10 Tage des Zeitraums aus dem Jahr 2011.

ger zu erkennen als für 2006. Die Mitglieder mit EC-Bodenfeuchte zeigen alle vier eine höhere Summe als die 12 anderen. Aus der Detailuntersuchung wird ersichtlich, dass viele der Systeme, die die großen Niederschlagsmengen im südlichen Teilgebiet produzieren, über den östlichen Rand in das Modellgebiet hinein wandern. Als Ursache für die Unterschiede zwischen den Mitgliedern müssen daher auch die 14 km-Simulationen, die die Randwerte liefern und ebenfalls auf die Bodenstörungen reagieren, gesehen werden.

Für die Niederschlagssummen der entsprechenden Globalvorhersagen ist dagegen kaum ein Unterschied zwischen dem ersten und dem zweiten Vorhersagetag zu erkennen (ohne Abbildung).

Der geringere negative Bias im Süden für die 36-60-Stunden-Vorhersagen macht sich auch im Rang-Histogramm bemerkbar (Abb. 6.12a). Reliability- und ROC-Diagramm zeigen allerdings für das südliche Teilgebiet keine bessere Statistik der Wahrscheinlichkeitsvorhersagen (Abb. 6.12): Die Fehlalarmrate ist deutlich zu hoch, für hohe Wahrscheinlichkeitsschwellen sogar

höher als die Trefferrate (Abb. 6.12b). Während das Reliability-Diagramm für den ersten Vorhersagetag im Süden keine guten Gütemaße zeigt, aber dennoch eine positive Steigung (höhere Vorhersagewahrscheinlichkeiten für die Fälle, in denen die Ereignisse häufiger aufgetreten sind), ist die für den zweiten Vorhersagetag nicht gegeben. Vor allem hohe Vorhersagewahrscheinlichkeiten sind durchweg zu hoch. Die höheren Niederschlagssummen im südlichen Teilgebiet, die für die Vorhersagestunden 36-60 für einige Ensemblemitglieder erreicht werden können und besser mit der TMPA-Summe übereinstimmen, tragen daher nicht unbedingt zu einer Verbesserung der Vorhersagegüte im Ensemble bei. Ein Grund ist, dass hohe Summen nicht nur an Tagen vorhergesagt werden, an denen sie auch beobachtet wurden, sondern auch an anderen Tagen große konvektive Systeme simuliert werden, die die TMPA nicht wiedergibt. Die Hypothese, dass die Unterschätzung des Niederschlags im südlichen Teilgebiet durch den täglichen Modellneustart mit verursacht wird, kann daher auch mit diesem Test nicht eindeutig bestätigt oder widerlegt werden, da einige größere Systeme auch wieder eher im Osten des Modellgebiets entstehen und nicht Fortsetzungen von Systemen des Vortags sind.

6.3. Auswirkungen und Entwicklung der verschiedenen Störungen

Der Vergleich der Niederschlagsfelder und auch der zeitliche Verlauf des Niederschlags in einzelnen Simulationen (Frage II) sowie die Frage nach dem Bias (Fragen I und III) sind damit abgeschlossen. Eine weitere Fragestellung ist die nach dem Einfluss speziell der Bodenstörungen (Frage IV). Auf diesen wurde teilweise schon durch den Vergleich der 10-Tages-Niederschlagssummen für Mitglieder verschiedener Bodenstörungen eingegangen (Abschn. 6.2.1). Nach einer weiteren Vertiefung der Auswirkun-

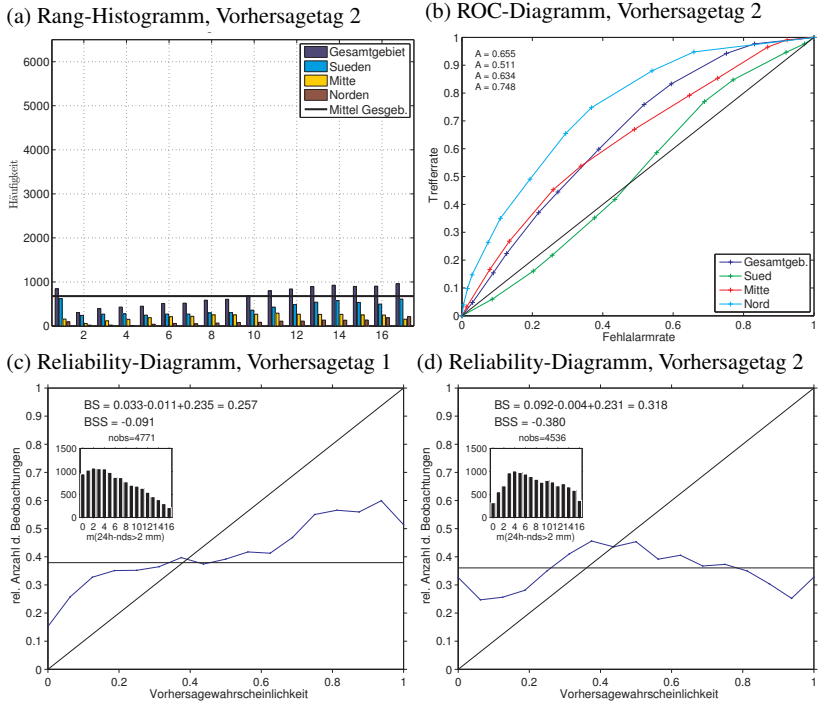


Abb. 6.12.: Rang-Histogramm ohne Zufallsverteilung (a); vgl. Abb. 5.12a) und ROC-Diagramm für den zweiten Vorhersagetag mit jeweils allen Teilgebieten und Gesamtgebiet (b; vgl. Abb. 5.14a) sowie Reliability-Diagramme für das südliche Teilgebiet für den ersten und den zweiten Vorhersagetag im Vergleich (c und d).

gen auf die Niederschlagsfelder selbst sollen dann verschiedene Parameter untersucht werden, über die sich die Bodenstörungen im Vergleich zu den atmosphärischen Störungen bemerkbar machen, die zusammen die Unterschiede im Niederschlag erzeugen (Fragen IV und V). Die Unterschiede werden, unabhängig von der TMPA, für die Ensemblemitglieder des ANA-Ensembles diskutiert, da dort die Einflüsse der beiden Störungen komplett separiert werden können.

6.3.1. Räumliche Korrelationen

Um systematische Differenzen bzw. Gemeinsamkeiten der simulierten Niederschläge von Ensemblemitgliedern zu finden, die durch verschiedene Störungen erzeugt wurden, werden die Verteilungen der 10-Tages-Mittelwerte aller Mitglieder des ANA-Ensembles herangezogen. Zum Vergleich dieser untereinander werden für alle möglichen Kombinationen zwischen diesen ($12 \cdot 11 / 2$ Möglichkeiten) die Korrelationskoeffizienten berechnet.

Der räumliche Korrelationskoeffizient R , oft auch als Pearson-Korrelation bezeichnet, ist der Quotient aus der Kovarianz zweier Felder $A(n)$ und $B(n)$ unter Betrachtung aller Punkte am jeweils selben Ort $n = (x_i, y_i)$ und dem Produkt aus deren Standardabweichungen. Wenn \bar{x} das Mittel über alle Punkte n einer betrachteten räumlichen Verteilung x darstellt, ist R definiert als

$$R = \frac{\overline{(A - \bar{A})(B - \bar{B})}}{\sqrt{\overline{(A - \bar{A})^2} \overline{(B - \bar{B})^2}}}, \quad [6.1]$$

Durch den Vergleich der paarweise gebildeten Korrelationskoeffizienten soll, unabhängig von der TMPA, der Effekt der Bodenstörungen im Vergleich zu den anderen Störungen untersucht werden: Existieren systematisch größere bzw. kleinere Korrelationen zwischen Simulationen mit gleichen Boden-

Tab. 6.1.: Korrelationskoeffizienten zwischen jeweils zwei Ensemblemitglieder für die über den 10-Tages-Zeitraum gemittelten Niederschlagsverteilungen; Koeffizienten zwischen Mitgliedern mit unterschiedlichen Bodenstörungen, aber gleicher Atmosphärenstörung sind dunkelgrau und solche zwischen Mitgliedern mit unterschiedlichen atmosphärischen, aber gleicher Bodenstörung Störungen hellgrau unterlegt.

		M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8	M9	M10	M11	M12
ECR-EC	M1	1	0,38	0,37	0,48	0,27	0,03	0,03	0,15	0,53	0,30	0,23	0,38
ECR-AG	M2		1	0,51	0,37	0,23	0,22	0,21	0,18	0,34	0,40	0,36	0,28
ECR-AP	M3			1	0,35	0,29	0,29	0,28	0,20	0,33	0,41	0,42	0,29
ECR-GM	M4				1	0,24	0,07	0,02	0,27	0,38	0,23	0,19	0,49
GME-EC	M5					1	0,33	0,32	0,44	0,38	0,28	0,34	0,30
GME-AG	M6						1	0,55	0,32	0,15	0,34	0,37	0,15
GME-AP	M7							1	0,30	0,14	0,29	0,36	0,13
GME-GM	M8								1	0,18	0,17	0,22	0,30
ECA-AC	M9									1	0,35	0,36	0,45
ECA-AG	M10										1	0,50	0,34
ECA-AP	M11											1	0,30
ECA-GM	M12												1

störungen im Vergleich zu solchen mit gleichen atmosphärischen Anfangs- und Randbedingungen? Die Korrelationskoeffizienten sind in Tabelle 6.1 aufgeführt. Sie ist in 6 Boxen unterteilt, die jeweils sechs bzw. 16 verschiedene Koeffizienten enthalten. Die drei Diagonalboxen mit den dunkelgrau unterlegten Werten enthalten Koeffizienten für jeweils zwei Ensemblemitgliedern mit verschiedenen Bodenstörungen und gleichen Atmosphärenstörungen. Die übrigen drei Boxen enthalten Koeffizienten für jeweils zwei Ensemblemitglieder mit verschiedenen Atmosphärenstörungen. Hohe Koeffizienten ergeben sich, wenn sich zwei Verteilungen „ähnlich“ sind. Wenn Mitglieder mit gleichen atmosphärischen Störungen ähnlich sind, d.h. die Bodenstörungen kleine Unterschiede erzeugen, haben die dunkelgrau unterlegten Koeffizienten hohe Werte. Wenn Mitglieder mit gleichen Bodenstörungen ähnlich sind, d.h. allein die atmosphärischen Störungen keine großen Unterschiede erzeugen, sind die hellgrau unterlegten Koeffizienten

hoch. Die übrigen Werte in diesen drei Boxen sind die Koeffizienten zwischen jeweils zwei Ensemblemitgliedern, die sich sowohl in der atmosphärischen als auch in der Bodenstörung unterscheiden. Sie sollten daher eher niedrigere Werte annehmen als die zuerst beschriebenen.

Die Koeffizienten für Mitglieder mit nur verschiedenen Bodenstörungen liegen zwischen $0,3 < R < 0,55$, für solche mit nur verschiedenen Atmosphärenstörungen zwischen $0,22 < R < 0,53$. Für Mitglieder mit zwei verschiedenen Störungen erreichen sie die niedrigsten Werte ($0,02 < R < 0,53$). Am ähnlichsten sind sich bei den Mitgliedern mit verschiedenen Bodenstörungen die AG- und AP-Mitglieder, die sich nur in der Bodenwärmeleitfähigkeit unterscheiden (M2-M3 / M6-M7 / M10-M11): $0,5 < R < 0,55$. Recht hoch sind auch Korrelationen zwischen Ensemblemitgliedern der ECR- und ECA-Simulationen (Box rechts oben, M1 - M4 und M9 - M12, Mittel von 0,35), kleiner zwischen GME- und ECA-Simulationen (mittlere Box rechts, M5 - M8 und M9 - M12, Mittel von 0,26) und am kleinsten zwischen ECR- und GME-Simulationen (obere Box Mitte, M1 - M4 und M5 - M9, Mittel von 0,19). In allen drei Fällen zeigen die Simulationen mit EC-Bodentyp und Bodenfeuchte die höchsten Werte (M1-M5 / M1-M9 / M5-M9). Insgesamt gilt, dass Ensemblemitglieder, die sowohl verschiedene atmosphärische als auch verschiedene Bodenstörungen haben, größere Unterschiede in der Niederschlagsverteilung aufweisen als solche, die sich nur in einer Störung unterscheiden. Der Einfluss der atmosphärischen ist dabei gegenüber dem der Bodenstörungen etwa gleich groß. Es existieren allerdings innerhalb der zwei Gruppen Störungen, für die sich ähnlichere Niederschlagsverteilungen ergeben als für andere (jeweils AG-AP bzw. ECR-ECA).

Zusätzlich zur Berechnung der Korrelationskoeffizienten für zeitlich gemittelte Niederschlagsverteilungen können diese auch für räumlich gemittelte Felder bestimmt werden. Im Falle der zonalen Hovmöller-Plots für ein me-

ridionales Mittel von 9-17°N unterscheiden sich die Korrelationskoeffizienten von denen zwischen den 10-Tages-Mitteln vor allem dadurch, dass die Unterschiede zwischen Ensemblemitgliedern mit unterschiedlichen Atmosphärenstörungen größer sind (kleineres R : $0,09 < R < 0,37$) als zwischen solchen mit verschiedenen Bodenstörungen (größeres R : $0,25 < R < 0,45$). Kleinere Unterschiede treten auch zwischen ECA- und ECR-Simulationen auf, mit größeren Werten von R : $0,18 < R < 0,37$. Unterschiede zwischen GME- und ECR-Simulationen bzw. zwischen GME- und ECA-Simulationen sind größer, R liegt nur zwischen $0,09 < R < 0,2$, d.h. für diese Atmosphärenstörungen sind die Unterschiede nochmal deutlich größer als für Bodenstörungen. Desweiteren sind auch Unterschiede zwischen Ensemblemitgliedern mit verschiedenen Boden- und Atmosphärenstörungen nicht größer als zwischen solchen, die sich nur durch die Atmosphärenstörung unterscheiden. Die zonalen Hovmöller-Diagramme geben unter anderem eine Übersicht darüber, an welchen Tagen und an welchem Längengrad große konvektive Systeme in den Ensemblemitgliedern auftreten. Bei der Mittelung über 10 Tage gehen die Informationen darüber verloren, an welchen Tagen die Systeme Niederschlag erzeugen. Der geringere Beitrag, den die Bodenstörungen hier gegenüber den Atmosphärenstörungen zu den Unterschieden zwischen Ensemblemitgliedern leisten, bedeutet, dass die Bodenstörungen einen kleineren Einfluss als die atmosphärischen darauf haben, an welchen Tagen größere konvektive Systeme auftreten. Die meridionalen Hovmöller-Diagramme bestätigen diese Schlussfolgerung, da sie ergibt sich eine ähnliche Verteilung der Korrelationskoeffizienten und damit ähnliche Ergebnisse liefern.

Im 10-Tages-Mittel hatten beide Arten von Störungen einen etwa gleich großen Einfluss auf Unterschiede zwischen Ensemblemitgliedern. Aus der Berechnung von Korrelationskoeffizienten für verschiedene Niederschlags-

verteilungen von Mitgliedern des ANA-Ensembles im Hinblick auf Frage IV) ist damit folgende Schlussfolgerung zu ziehen: Die Bodenstörungen beeinflussen eher die Lage und die Menge der Niederschläge als die Tage, an denen hohe Niederschlagsmengen auftreten.

6.3.2. Zeitliche Entwicklung der Ensemblestandardabweichung

Um die Standardabweichung im Ensemble zu untersuchen, wird sie für verschiedene Parameter in Abhängigkeit vom Vorhersageschritt bestimmt. Damit wird weiter auf die Auswirkungen der Bodenstörungen eingegangen sowie auf die Frage, wie groß ihr Einfluss ist (Frage IV). Die Ensemblestandardabweichung wird nicht nur für das ANA-Ensemble, sondern auch für das EC-Ensemble analysiert, um neben dem Einfluss der Bodenstörungen auch den Einfluss der atmosphärischen Störungen zu berücksichtigen (Frage V), die für die beiden Ensembleversionen für 2006 auf unterschiedliche Art zusammengestellt wurden. Der zeitliche Verlauf der Ensemblestandardabweichung hängt stark vom Tagesgang des Ensemblemittels ab, da für größere Mittelwerte oft auch die Abweichungen zunehmen. Deshalb wird zunächst der zeitliche Verlauf des Ensemblemittels Größen für die zwei Ensembleversionen von 2006 im Vergleich betrachtet (Abb. 6.13a und b). Es werden für die Standardabweichung und damit auch für das Ensemblemittel Größen gewählt, die zum einen eher mit den Bodenstörungen im Zusammenhang stehen (Bodenfeuchte, latenter und fühlbarer Wärmestrom sowie die Temperatur in 925 hPa) und zum anderen solche, deren Standardabweichung eher atmosphärische Störungen widerspiegelt (Windkomponenten in 600 hPa, integrierter Wasserdampf). Zusätzlich wird noch der zeitliche Verlauf des Ensemblemittels bzw. der Standardabweichung des Niederschlags betrachtet, der bereits in Abschnitt 5.2.1 näher analysiert wurde. Wie in Abschnitt 5.2.1 werden hier Ensemblemittel und -standardabweichung für

6.3. Auswirkungen und Entwicklung der verschiedenen Störungen

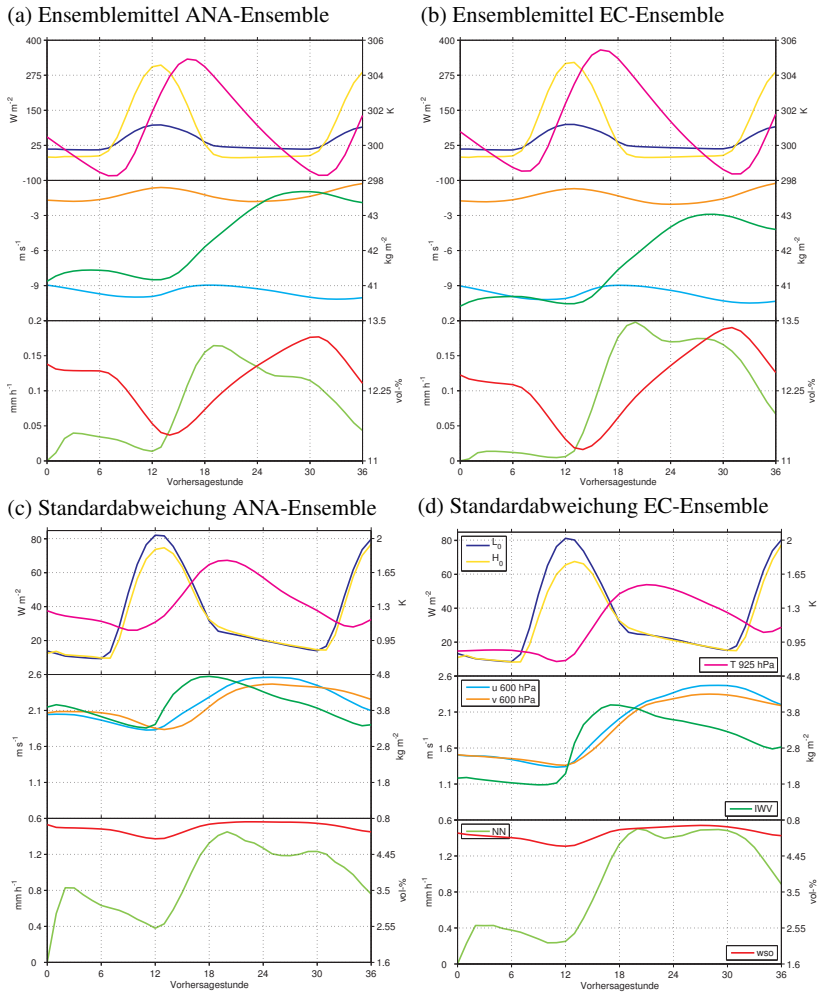


Abb. 6.13.: Ensemblemittel und -standardabweichung als Funktion der Vorhersagestunde für beide Ensembleversionen 2006 für den latenten und fühlbaren Wärmestrom (L_0 und H_0), die Temperatur in der Grenzschicht ($T_{925 hPa}$), die Windkomponenten in 600 hPa (u und v), den integrierten Wasserdampf (IWV), den Niederschlag (NN) und die Bodenfeuchte (wso). Die Legende ist in d) angeben.

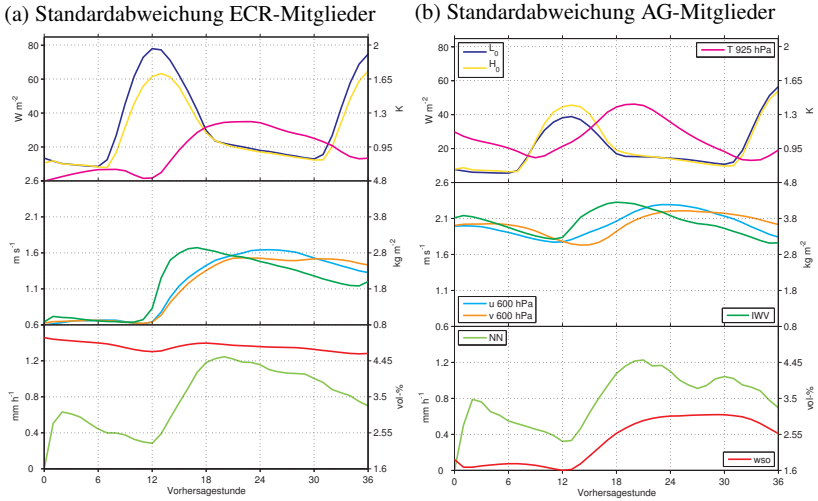


Abb. 6.14.: Ensemblestandardabweichung wie in Abb. 6.13c und d, aber nur für die vier ECR-Mitglieder mit verschiedenen Bodenstörungen (a) und für die drei AG-Mitglieder mit verschiedenen atmosphärischen Störungen (b).

jeweils jede Vorhersagestunde für alle Punkte einzeln berechnet und anschließend über das gesamte Auswertgebiet sowie über die 10 Vorhersage-tage gemittelt.

Die Ensemblemittelwerte der turbulenten Flüsse L_0 und H_0 zeigen jeweils um 13 UTC ein deutliches Maximum (Abb. 6.13a und b). Das Bowen-Verhältnis liegt etwa bei 3, der größere Anteil der verfügbaren Energie verbleibt damit im Wesentlichen bei H_0 . Das Maximum von T_{925} hPa wird etwa drei bis vier Stunden später erreicht und die Temperaturabnahme zwischen 16 und 08 UTC ist etwas langsamer als die Zunahme in der ersten Tageshälfte. Die Tagesamplitude des Ensemblemittels liegt bei fast 7 K. Während bei L_0 und H_0 keine Unterschiede zwischen den Ensemblemittelwerten der beiden Versionen zu erkennen sind, ist das Temperaturmaximum für das EC-Ensemble um etwa 0,5 K höher als für das ANA-Ensemble. Der

mittlere Niederschlag NV ist um 19 UTC maximal, d.h. er wird im Gesamtgebiet durch die Auslösung von Konvektionsniederschlägen am Nachmittag geprägt (siehe auch Abschn. 6.2.3). Der mittlere Niederschlag ist in den ersten 12 Vorhersagestunden im ANA-Ensemble höher als im EC-Ensemble. Diese Vorhersagestunden wurden bis jetzt nicht betrachtet, da die Auswerteperiode erst um 12 UTC beginnt und die ersten 12 Stunden als Einschwingzeit angesehen werden. Dagegen ist das Maximum um 19 UTC im EC-Ensemble höher als im ANA-Ensemble. Einen zum Niederschlag verzögerten Tagesgang weist die mittlere Bodenfeuchte w_{50} auf: Sie nimmt mit der Zunahme von L_0 am Morgen ab und mit Einsetzen des Niederschlags am Nachmittag wieder zu. Die morgendliche Abnahme ist im ANA-Ensemble etwas schwächer als im EC-Ensemble, konsistent mit den morgendlichen Niederschlägen. Der Zonalwind u in 600 hPa weist im Ensemblemittel einen leichten Tagesgang mit maximalem Ostwind von 10 ms^{-1} um die Mittagszeit und minimalem (9 ms^{-1}) am Abend auf. Ein Grund ist, dass der AEJ als thermischer Wind am stärksten ist, wenn die horizontalen Temperaturgradienten am stärksten ausgeprägt sind. Kalapureddy et al. (2010) zeigen außerdem, dass das Grenzschichtwachstum durch vertikalen Austausch von Horizontalimpuls einen Einfluss auf den Tagesgang der Windgeschwindigkeit im Jetniveau hat. Der Tagesgang des Meridionalwinds im Jetniveau (v in 600 hPa) ist invers zu dem des Zonalwinds. Die Ursache für einen Tagesgang ist nicht direkt verständlich, da angenommen wird, dass v in 600 hPa hauptsächlich von durchziehenden AEWs abhängt, deren Periodendauer deutlich größer ist als ein Tag (eher 5 Tage, z.B. Kiladis et al., 2006). Aber offensichtlich schwächt sich v in 600 hPa zu Tageszeiten ab, zu denen der Jet stärker ist. Der integrierte Wasserdampf IWW nimmt mit der Abschwächung der Monsunzirkulation am Tag (Parker et al., 2005b) bis 13 UTC ab. Am Nachmittag ist eine starke Zunahme um etwa

$2,5 \text{ kg m}^{-2}$ auffällig, die in beiden Versionen gleich groß ist. Dagegen ist der absolute Wert nicht gleich: Im ANA-Ensemble ist IWV etwa konstant um $0,5\text{-}1 \text{ kg m}^{-2}$ höher. Dies ist, zusammen mit dem etwas niedrigeren Temperaturmaximum um 17 UTC in 925 hPa im ANA-Ensemble, der deutlichste Unterschied zwischen den Ensemblemittelwerten der beiden Versionen. Insgesamt sind die mittleren zeitlichen Verläufe und auch die Absolutwerte der hier betrachteten Größen sehr ähnlich.

Die Standardabweichungen für jeweils alle 12 Ensemblemitglieder der zwei Realisierungen der Ensemblesimulationen für 2006 (Abb. 6.13c und d) zeigen eine einander sehr ähnliche, großenteils tagesgangabhängige Entwicklung. Anders als im Tagesgang des Ensemblemittels nimmt die Standardabweichung von IWV früher und schneller, zwischen 12 und 16 UTC, zu. Die Ursache dafür könnte die unterschiedliche Konvektionsentwicklung in den verschiedenen Ensemblemitgliedern sein. Auch für u und v unterscheidet sich der Tagesgang der Standardabweichung von dem des Ensemblemittels. Dies ist ebenfalls auf die Konvektionsentwicklung zurückzuführen.

Während der zeitliche Verlauf der Standardabweichung für beide Ensembleversionen ähnlich ist, sind es die Absolutwerte nicht: Die Standardabweichungen von u und v in 600 hPa, IWV und T in 925 hPa sind im ANA-Ensemble durchgängig höher als im EC-Ensemble. Auch die Standardabweichung von w_{50} ist zu Vorhersagebeginn im ANA-Ensemble höher. Die Ursache dafür ist, dass im ANA-Ensemble in den 14 km-Simulationen bereits in den ersten 12 Stunden, d.h. zwischen 12 UTC und 24 UTC am Tag $d - 1$, Niederschlagsvariabilität im 14 km-Ensemble auftritt, die innerhalb dieser Zeit die Variabilität der Bodenstörungen erhöht. Die Standardabweichung von H_0 ist um 13 UTC im ANA-Ensemble etwas höher, was konsistent mit der etwas höheren Standardabweichung von w_{50} zu Vorhersagebeginn ist. Dagegen sind die Standardabweichungen von L_0 fast identisch.

Die Standardabweichung von L_0 größer ist als für H_0 , obwohl im Ensemblemittel H_0 höher ist. Dies liegt daran, dass durch große Unterschiede in der Feuchteverfügbarkeit zwischen den Ensemblemitgliedern sehr große Unterschiede von L_0 entstehen. Auf den großen Unterschied der Standardabweichungen der atmosphärischen Parameter u und v in 600 hPa und IWV zwischen den beiden Ensembleversionen, vor allem zu Vorhersagebeginn, müssen dagegen auch die verschiedenen atmosphärischen Störungen einen Einfluss haben. Das heißt, dass die verschiedenen Analysen (ECR, ECA und GME) größere Störungen erzeugen als die verschiedenen ECMWF-Globalensemblemmitglieder. Letztendlich sind dennoch die Standardabweichungen von NN in beiden Ensembleversionen etwa gleich groß.

Interessant ist nun der Vergleich der Standardabweichungen, die im ANA-Ensemble rein durch die Bodenstörungen mit jeweils gleicher Atmosphäre einerseits (Abb. 6.14a) und rein durch verschiedene atmosphärische Randbedingungen mit jeweils gleichen Bodenstörungen andererseits erzeugt werden (Abb. 6.14b). Bei reinen Bodenstörungen ist verständlicherweise die Standardabweichung der Bodenfeuchte durchgehend deutlich höher als bei rein atmosphärischen, mit einer schwachen Tendenz, während der 36 Stunden abzunehmen. Bei rein atmosphärischen Störungen und wächst sie erst nach 12 UTC an, mit der Standardabweichung des Niederschlags bzw. mit Einsetzen des Niederschlags ab 12 UTC. Dass die Standardabweichung der Bodenfeuchte bei gleichen Bodenstörungen zu Beginn nicht bei Null ist, liegt wieder an den 14 km-Simulationen, die bereits 12 Stunden im Voraus gestartet wurden. Die Standardabweichungen der turbulenten Flüsse steigen ebenfalls durch Bodenstörungen auf deutlich höhere Werte als durch atmosphärische. Dass die Standardabweichung von H_0 durch die Atmosphärenstörungen höhere Werte zeigt als die von L_0 , liegt an der Begrenzung von L_0 durch die Feuchteverfügbarkeit, die bei gleicher Bodenstörung im gesamten

Gebiet gleich ist. H_0 kann in Regionen, wo L_0 deshalb verschwindet, noch eine höhere Variabilität aufweisen.

Bei atmosphärischen Störungen sind die Standardabweichungen der atmosphärischen Parameter, d.h. von u und v in 600 hPa, IWV und teilweise auch von T in 925 hPa, vor allem schon zu Vorhersagestart besonders hoch, während sie bei den Bodenstörungen zu Beginn nicht existieren. Durch die Bodenstörungen wachsen sie dennoch zwischen 12 und 18 UTC stark an. Am schnellsten wächst die Standardabweichung des Wassergehalts an, am langsamsten die des Meridionalwinds.

Diese Effekte sind bei atmosphärischen wie bei Bodenstörungen zu beobachten, allerdings ist bei den Bodenstörungen der Anstieg durch die niedrigen Standardabweichungen zu Beginn sehr viel deutlicher. Mit der Annahme, dass der Anstieg in der Variabilität von IWV durch unterschiedlich ausgeprägte Konvektionsentwicklung verursacht wird, heißt das, dass die Bodenstörungen diese stark beeinflussen. Die Bodenstörungen erzeugen damit über die turbulenten Flüsse Störungen, die sich im Vorhersagezeitraum von 36 Stunden über andere Parameter fortpflanzen und eine Variabilität des Niederschlags bewirken. Die Standardabweichung des Niederschlags, die durch verschiedene Atmosphärenstörungen erzeugt wird, ist etwa genauso groß wie diejenige, die die Bodenstörungen bewirken.

6.4. Konvektionsauslösung

Um nun die Prozesse im Einzelnen zu untersuchen, über die sich die Störungen fortpflanzen und so Variabilität im Niederschlag verursachen (Frage VI), wird zuerst die Abhängigkeit der erzeugten Niederschläge von verschiedenen Parametern überprüft. Die Auswertung konzentriert sich auf das ANA-Ensemble, da dann wieder der Vorteil genutzt werden kann, die at-

mosphärischen und die Bodenstörungen zu separieren. Die Variabilität innerhalb des Ensembles an den einzelnen Tagen ist dabei ebenfalls wichtig (Frage V). Schließlich sollen die wichtigen Prozesse durch die Analyse von Einzelfällen veranschaulicht werden.

6.4.1. Konvektionsrelevante Parameter in drei Teilgebieten

Hier werden für alle Ensemblemitglieder des ANA-Ensembles für alle Tage die 24-Stunden-Niederschlagssummen mit verschiedenen konvektionsrelevanten Parametern um 12 UTC (nach 12 Stunden Vorhersagezeit) in den drei Teilgebieten Sudanzone (südliches Teilgebiet), Sahel (mittleres Teilgebiet) und Sahararand (nördliches Teilgebiet) verglichen. Auch wenn die Zusammenhänge nicht mit Korrelationskoeffizienten quantifiziert werden, sondern einen eher qualitativen Charakter haben, soll im Folgenden von Korrelationen gesprochen werden. Wenn die Gebietsmittelwerte der Niederschlagssummen für hohe (niedrige) Gebietsmittelwerte des jeweiligen Parameters zum Großteil höher sind als für niedrige (hohe), kann von einer positiven (negativen) Korrelation des Niederschlags mit diesem Parameter gesprochen werden. Diese ist dann in Tabelle 6.2 als ++ (- -) markiert. Beispielsweise ist die Korrelation des Niederschlags mit T 925 hPa im Norden negativ (Abb. 6.15a) und sie wird mit - - gekennzeichnet. Wenn die Korrelation weniger klar ist, ist dies mit + bzw. - markiert, wie z.B. für T 925 hPa im Süden (Abb. 6.15b) und wenn keine erkennbar ist, mit einem Schrägstrich.

Eine Abhängigkeit des Niederschlags von der CIN ist im Süden und in der Mitte nicht zu erkennen (Tab. 6.2), denn sie ist gegen 12 UTC in allen Läufen gering ($< 75 \text{ J kg}^{-1}$). Im Norden ist sie in wenigen Fällen etwas höher ($< 105 \text{ J kg}^{-1}$). In diesen ist die Niederschlagssumme auch niedriger, weshalb eine leicht negative Korrelation auftritt. Von der CAPE, der Grenz-

Tab. 6.2.: Korrelationen zwischen konvektionsrelevanten Parametern und 24-Stunden-Niederschlagssummen für die drei Teilgebiete.

	Süden	Mitte	Norden
CIN	/	/	-
CAPE	/	+	++
q_{925} hPa bzw. IWV	-	/	++
$\sigma_{\omega 925}$	/	+	++
T_{925} hPa bzw. T_{2m}	+	+	--
T_{sfc}	+	+	-
w_{so}	-	/	/
$\sigma_{w_{so}}$ (28 km)	/	/	/
L_0	/	-	/
H_0	+	+	+

schichtfeuchte (q_{925}) bzw. von IWV ist im Norden die stärkste Abhängigkeit der Niederschlagssummen vorhanden: Höhere Feuchte bzw. CAPE führen dort zu mehr Niederschlag. In der Mitte und im Süden ist dies nicht der Fall. Auch für die Standardabweichung der Vertikalbewegung in der Grenzschicht $\sigma_{\omega 925}$, d.h. die Häufigkeit kleinskaliger Auf- und Abwindschläuche, die als Maß für Auftreten und Stärke von Thermik dient, ist eine positive Korrelation mit dem Niederschlag hauptsächlich im Norden vorhanden. Auffällig ist, dass die Grenzschichttemperatur T_{925} hPa im Süden positiv und im Norden negativ mit dem Niederschlag korreliert ist. Dies ist auch für die Oberflächentemperatur der Fall. Der Niederschlag lässt nur im Süden eine Abhängigkeit von der Bodenfeuchte erkennen, die auf eine leicht negative Korrelation hindeutet. Auch mit der räumlichen Standardabweichung der Bodenfeuchte in Gebieten von $28 \times 28 \text{ km}^2$ ($\sigma_{w_{so}}$) ist der Niederschlag nicht korreliert. Die Korrelation zwischen der Niederschlagsmenge und dem mittleren fühlbaren Wärmestrom ist nur leicht positiv, aber in allen drei Teilgebieten. Die mittleren latenten Wärmeflüsse sind im Norden

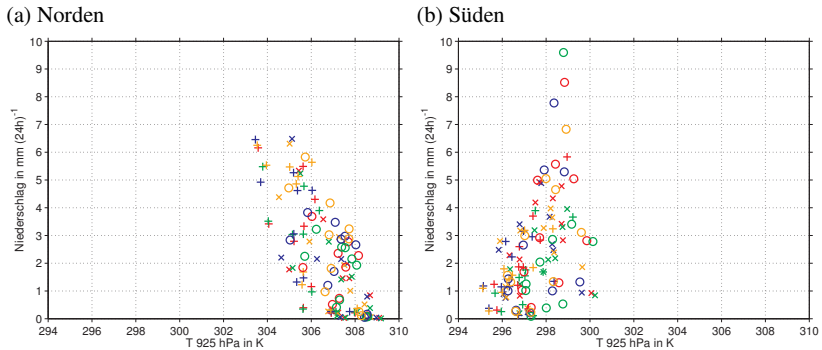


Abb. 6.15.: Niederschlag in Abhängigkeit von T 925 hPa, jeweils Gebietsmittel für alle Ensemblemitglieder an 10 Tagen.

in allen Simulationen sehr klein ($< 5 \text{ W m}^{-2}$) und eine Abhängigkeit der Niederschlagssumme von diesen nicht nachweisbar. Im mittleren Teilgebiet ist der latente Wärmefluss um 12 UTC in den AG- und AP-Läufen deutlich höher als in denen mit EC- oder GM-Bodenfeuchte ($35\text{-}60 \text{ W m}^{-2}$ gegenüber $5\text{-}15 \text{ W m}^{-2}$). Dadurch ist in den AG- und AP-Läufen im Mittel auch der fühlbare Wärmestrom niedriger, was zur Folge hat, dass die Thermik weniger stark ausgebildet ist und seltener lokale Auslösung über dem räumlichen Maximum des fühlbaren Wärmestroms auftritt. Auch wenn dieser Effekt nicht an einer negativen Korrelation zwischen latentem Wärmefluss und Niederschlag zu erkennen ist, wirkt er sich doch insbesondere im Sahel und in der Sahara aus: Die 10-Tages-Niederschlagssumme ist für die AG- und AP-Läufe in der Mitte niedriger als für EC- und GM-Mitglieder (vgl. Abschn. 6.2.1).

Ein möglicher Grund für die entgegengesetzte Abhängigkeit des Niederschlags von T 925 hPa im Norden und Süden (Abb. 6.15) ist, dass im Süden immer genügend Feuchtigkeit vorhanden ist, sodass dort die Grenzschichttemperatur die relevante Größe ist. Im Norden ist die Feuchte niedriger

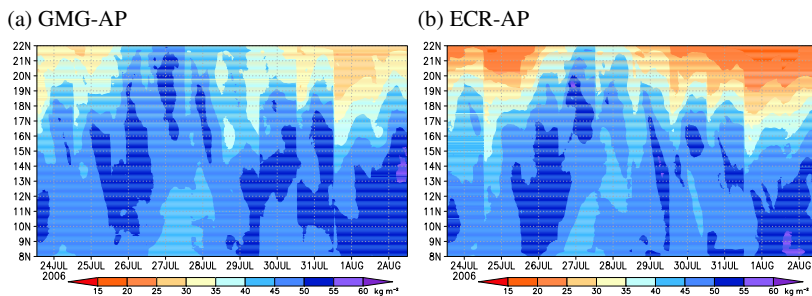


Abb. 6.16.: Meridionale Hovmöller-Plots von *IWP* für zwei ausgewählte Simulationen mit gleicher Bodenstörung, aber zwei verschiedenen atmosphärischen Störungen.

und damit der Feuchtenachschub entscheidend für die Niederschlagsmenge. Da im Tagesgang durch den abnehmenden Einfluss der Monsunströmung und den zunehmenden Einfluss des Hitzetiefs die Abnahme der Feuchte mit einer Zunahme der Grenzschichttemperatur einhergeht, sind im Norden auch Temperatur und Niederschlag negativ korreliert. Diese resultiert aber nur indirekt aus dem Zusammenhang schwächere Monsunzirkulation - niedrigere Feuchte im Norden - höhere Temperaturen im Norden - weniger Niederschlag. Unterschiede in der mittleren Grenzschichtfeuchte zwischen den einzelnen Ensemblemitgliedern bzw. den Tagen sind vor allem durch die Atmosphärenstörungen bestimmt. Diese weisen unterschiedliche Nord/Süd-Feuchteverteilungen auf, was am Vergleich des *IWP* von zwei Ensemblemitgliedern sichtbar wird (Abb. 6.16): Das Ensemblemitglied mit sehr hohem *IWP* im Norden (GMG-AP) zeigt im nördlichen Teilgebiet im 10-Tages-Mittel eine sehr hohe Niederschlagssumme (Gebietsmittel von 36 mm (24h)^{-1} , Abb. 6.4c). Im anderen Ensemblemitglied (ECR-AP) sind im Norden der Niederschlag (19 mm (24h)^{-1}) und *IWP* deutlich niedriger.

Nach der Analyse der Abhängigkeiten der Niederschlagssummen im ANA-Ensemble von verschiedenen Parametern ist damit folgendes festzuhalten:

Die Niederschlagssumme hängt nicht eindeutig von Gebietsmittelwerten der Größen wie CIN, CAPE, Bodenfeuchte oder Bodenfeuchtevariabilität ab. Die CIN ist meist klein genug, die CAPE meist ausreichend vorhanden. Bei höheren mittleren Wärmeflüssen ist die Niederschlagsmenge meist höher, aber nicht in allen Fällen. Eindeutige Korrelationen liegen nur im nördlichen Teilgebiet vor: Höhere Feuchte und niedrigere Temperaturen bedeuten dort mehr Niederschlag. Ein Zusammenhang, der erst bei der Analyse der 10-Tages-Niederschlagssummen auftritt, ist, dass bei mittleren höheren latenten Wärmeflüssen die Niederschlagssumme kleiner ist.

6.4.2. Auslösegebiete

Weiterhin sollen die wichtigen Prozesse und ihr Beitrags zur Erzeugung der Niederschlagsvariabilität (Frage VI) identifiziert und der Einfluss der atmosphärischen Störungen im Vergleich zu synoptischen Schwankungen untersucht werden (Frage V). Nachdem für das südliche und das mittlere Teilgebiete keine deutlichen Abhängigkeiten des Niederschlags von bestimmten Parametern und für das mittlere Teilgebiet hauptsächlich eine Abhängigkeit von der Feuchte gefunden werden können, sollen diese Gebiete weiter unterteilt werden. Außerdem wird nicht mehr die 24-Stunden-Summe des Niederschlags betrachtet, sondern nur noch die nachmittägliche, die im Wesentlichen durch lokal ausgelöste Systeme erzeugt wird (vgl. Abschn. 6.2.3). Diese Betrachtung ist für die beobachteten Niederschläge nicht möglich, da deren nachmittägliche Summe stärker von durchziehenden Systemen beeinflusst wird als die Simulationen in den ersten 24 Vorhersagestunden. In einzelnen, kleineren Gebieten soll weiter untersucht werden, welche Parameter Zusammenhänge zum Niederschlag erkennen lassen. Zusätzlich kann die Variabilität innerhalb des Ensembles mit der Variabilität des Ensemblemittels innerhalb des 10-Tages-Zeitraums verglichen werden. Damit wird

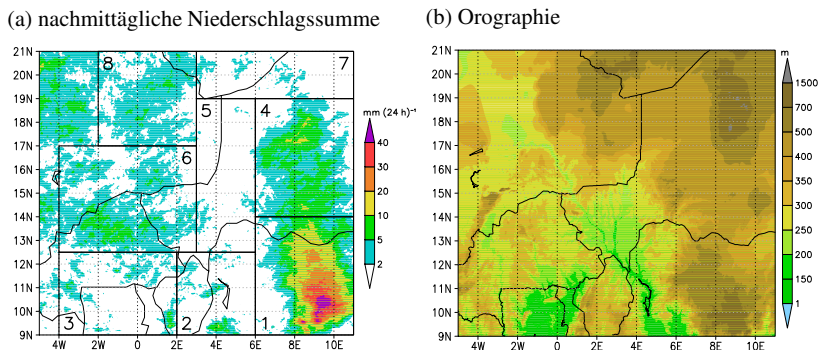


Abb. 6.17.: Über alle Vorhersagetage und Ensemblemitglieder (ANA-Ensemble) gemittelte Niederschlagssumme zwischen 15 und 21 UTC mit Einteilung in acht Auslösegebiete und entsprechender Ausschnitt aus der Modell-Orographie.

untersucht, wie groß die Unterschiede zwischen den Ensemblemitgliedern im Vergleich zu synoptischen Einflüssen sind.

Anhand der Niederschlagssumme zwischen 15 UTC und 21 UTC werden für das ANA-Ensemble acht kleinere Teilgebiete gewählt (Abb. 6.17a). Bei der Auswahl der Gebiete wird nach niederschlagsärmeren und -reicheren Regionen unterschieden. Ein großes Maximum der Niederschlagssumme liegt im Bereich des Jos-Plateaus, das als Gebiet 1 definiert wird. Das niederschlagsärmere Gebiet westlich davon (JW für Jos-West) ist Gebiet 2 und das im Südwesten (SW) Gebiet 3. Nördlich des Jos-Plateaus (JN) befindet sich wieder ein Gebiet mit höherer Orographie und hoher Niederschlagssumme, Gebiet 4. Die zwei Gebiete, die zentral innerhalb des Modellgebiets liegen, sind die Gebiete 5 und 6. Sie unterscheiden sich in ihrer Niederschlagssumme und werden als zentrales Gebiet ohne Auslösung (zkA) und zentrales Gebiet mit Auslösung bezeichnet (zA). Schließlich bleiben noch zwei Gebiete im Norden, am Rande zur Sahara. In dem einen, Gebiet 7, ist die Niederschlagssumme fast bei Null, da es noch unter Einfluss des Hitzetiefs steht (HT). Im anderen Gebiet am Rand zur Sahara (SA) tritt

lokaler Niederschlag auf (Gebiet 8). Die nachmittägliche Niederschlagsverteilung wird insgesamt stark von der Orographie beeinflusst (Abb. 6.17b), was mit Ergebnissen einiger anderer Studien übereinstimmt (z.B. Tetzlaff und Peters, 1988). Die Erwärmung der Luftschichten über höherem Gelände führt zu thermischen Zirkulationen. Diese begünstigen die lokale Auslösung konvektiver Zellen. Auch über weniger markanten Erhebungen als dem Jos-Plateau sind Muster in der Niederschlagsverteilung wiederzufinden, wie z.B. über dem Atakora-Gebirge in Benin.

Für die acht Gebiete werden Gebietsmittelwerte bzw. räumliche Standardabweichungen der relevanten Parameter berechnet. Diese werden für alle Ensemblemitglieder an den einzelnen Tagen verglichen:

Die höchsten Werte der mittleren, nachmittäglichen Niederschlagssumme liegen im Süden in Gebiet 1 (Abb. 6.18a). Nur am 23., 25. und 26.07.2006 sind die Summen niedriger als an den anderen Tagen. In den mittleren Gebieten treten an weniger Tagen hohe Summen auf, in Gebiet 6 nur an zwei Tagen (25. und 29.07.) Im Norden, in den Gebieten 7 und 8 ist, an wenigen Tagen mit lokaler Auslösung verbundener Niederschlag zu beobachten, was mit dem starken Feuchtevorstoß an diesen Tagen zusammenhängt (Abb. 6.16).

Mehrtägige Schwankungen des Meridionalwinds v im Jetniveau stehen mit AEWs in Verbindung, die das betreffende Gebiet überqueren. Die Trogachse wird durch den Übergang von negativen zu positiven Werten markiert. Kiladis et al. (2006) diagnostizieren einen dynamischen Hebungsantrieb durch AEWs, der mit dem Ort der maximalen Konvektion zusammentrifft. In den Simulationen ist die Variabilität zwischen nördlicher und südlicher Komponente gegeben (Abb. 6.18b). In den östlichsten Gebiete (Gebiete 1 und 4), in denen die Amplitude am größten ist, ist innerhalb der betrachteten 10 Tage der Durchzug von zwei bis drei AEWs zu beobachten. Dies

6. Analyse der Einflussfaktoren auf die Niederschlagsverteilungen

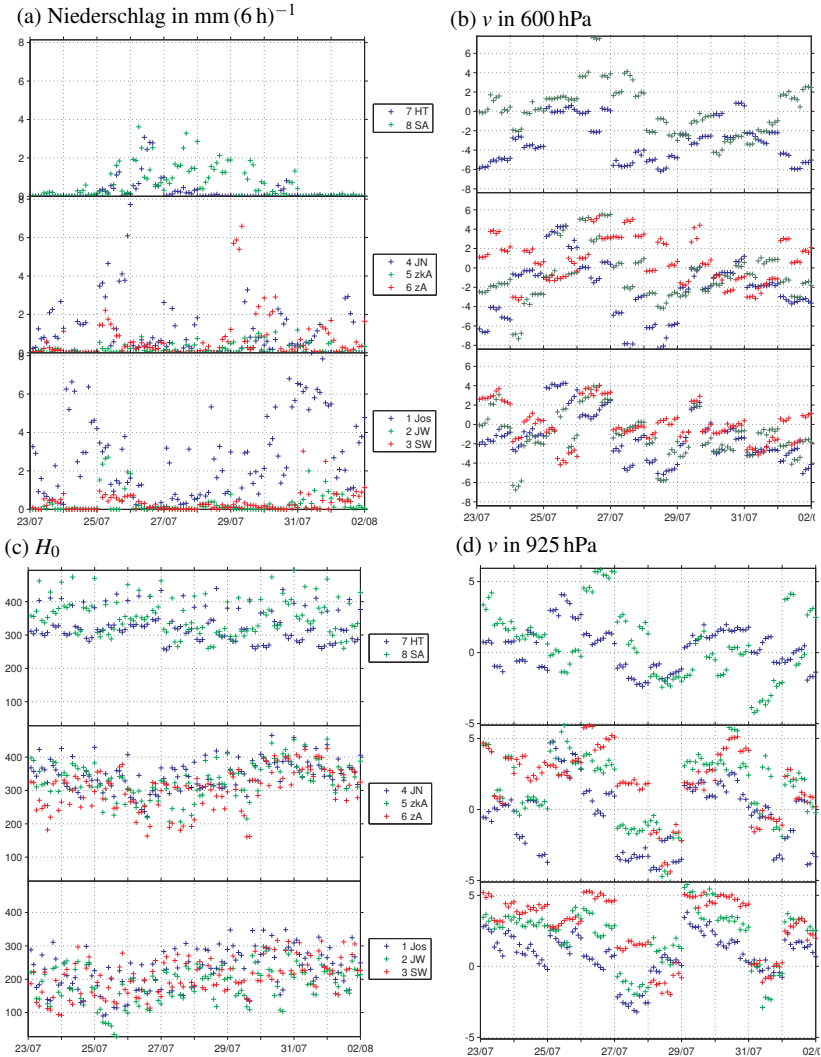


Abb. 6.18.: Mittelwerte verschiedener Parameter (Niederschlag als Summe von 15 UTC bis 21 UTC, v 600 hPa, H_0 und v 925 hPa um 12 UTC) in 8 Teilgebieten für die 10-Tages-Periode, jeweils alle Ensemblemitglieder pro Tag.

stimmt mit den anhand der Re-Analysen zu Beginn dieses Kapitels gezeigten Schwankungen von v in 600 hPa überein. In den Gebieten weiter westlich sind die Phasen verschoben. Die Mittelpunkte des östlichsten und des westlichsten Gebiets im Süden (Gebiete 1 und 3) liegen 9° auseinander, d.h. die Phase der AEW zwischen diesen muss bei einer Phasengeschwindigkeit von 8 m s^{-1} auch um mehr als einen Tag verschoben sein. Die synoptischen Bedingungen und der damit verbundene Durchzug der AEWs führt zu deutlich stärkeren Schwankungen von v (bis 12 m s^{-1}) als innerhalb des Ensembles an einem Tag beobachtbar sind (maximal 6 m s^{-1}). Das heißt, dass die synoptische Variabilität höher ist als die Ensemblevariabilität. Die Gruppierung in Ensemblemitglieder mit gleicher Atmosphärenstörung ist für v in 600 hPa an allen Tagen dennoch deutlich erkennbar (jeweils vier aufeinanderfolgende Punkte in Abb. 6.18b). Beim Niederschlag ist sie kaum zu beobachten, was bedeutet, dass die AEWs und der damit verbundene dynamische Antrieb nicht der deterministische Faktor für die Variabilität im Ensemble sind. Sie können aber durchaus einen größerskaligen Einfluss haben, wie z.B. auf das Niederschlagsmaximum in allen Ensemblemitgliedern in Gebiet 4 am 25.07., das mit dem Vorzeichenwechsel von v vom 24.07. auf den 25.07. zusammenfällt.

Ein Parameter, der weniger von den atmosphärischen Störungen, sondern eher von den Bodenstörungen abhängt, ist H_0 (Abb. 6.18c). In den jeweiligen Gebieten ist die Variabilität innerhalb des Ensembles genauso groß wie die Schwankungen von Tag zu Tag. Für die drei größeren Teilgebiete war im vorigen Abschnitt jeweils eine leichte positive Abhängigkeit des Niederschlags von H_0 feststellbar. Für die Teilgebiete 7 und 8 im Norden ist H_0 am höchsten, im Süden am niedrigsten. Zonal sind keine deutlichen Unterschiede zu erkennen, auch wenn die Werte im Süden (Gebiet 2) und in der Mitte am niedrigsten sind (Gebiet 6). An Tagen mit nachmittäglichem Nie-

erschlag in Gebiet 6, wie z.B. dem 29.07., ist die Niederschlagssumme in Ensemblemitgliedern mit niedrigem H_0 geringer als für Mitglieder mit höherem H_0 . Dagegen ist die Niederschlagssumme nicht immer hoch, wenn H_0 hoch ist. Die Abhängigkeit ist damit nur in bestimmten Fällen gegeben. Die Schwankungen des Meridionalwinds in der Grenzschicht, v 925 hPa, sind wiederum von Tag zu Tag deutlich größer als die innerhalb des Ensembles an einem Tag (Abb. 6.18d). Sie stehen mit den Schwankungen des meridionalen Feuchtetransports innerhalb der Monsunströmung im Zusammenhang (Abschn. 6.1). Die Feuchte ist im Norden am 26. und 29.07. maximal. An diesen Tagen ist auch v in 925 hPa maximal. Während v in 600 hPa in den verschiedenen Gebieten aufgrund der relativen Lage zu den AEWs verschiedene Werte zeigt, sind die Schwankungen in 925 hPa in allen Gebieten in Phase. Die Unterschiede bestehen in den absoluten Werten. Das bedeutet, dass deutliche zonale Unterschiede von v existieren, was an der Feuchte nicht erkennbar ist (ohne Abbildung). Die zonalen Unterschiede von v haben auch einen Einfluss auf die Niederschlagssumme: In Gebiet 3 beispielsweise ist v 925 hPa am 24.07. groß. An diesem Tag zeigt dort keines der Ensemblemitglieder am Nachmittag Niederschlag, in Gebiet 1, wo v kleiner ist, aber schon. Am nächsten Tag ist v auch in Gebiet 3 kleiner und die Niederschlagssumme größer. Am niedrigsten ist v am 31.07.

Die Abhängigkeit des Niederschlags von verschiedenen Parametern, die für bestimmte Tage gefunden werden können, existieren an anderen Tagen nicht. Das heißt, dass nicht einzelne Prozesse wichtig sind, sondern immer eine Kombination mehrerer. Deshalb werden nun gezielter einzelne Tage untersucht, um besser identifizieren zu können, warum und unter welchen Bedingungen einzelne Prozesse wichtig sind. Zu Beginn wird ein Tag ausgewählt, an dem sich die Niederschlagssummen am Nachmittag in Ge-

biet 1 und teilweise auch in Gebiet 4 stark unterscheiden. Am 27.07.2006 entwickeln sich einige konvektive Systeme über dem Jos-Plateau und auch nördlich davon. Diese wandern ab etwa 21 UTC weiter Richtung Westen. Dies bringt den Gebieten im Lee des Plateaus (Gebiet 2) in der Nacht Niederschläge. Bis zum nächsten Mittag ist das konvektive System in einigen Simulationen bis etwa 2°O gewandert, hat also eine Verlagerungsgeschwindigkeit von etwa 14 m s^{-1} . Nach dem Modellneustart entsteht das System in diesem Gebiet nicht wieder. Zu dem gleichen Fazit führte die Analyse der Hovmöller-Diagramme: Die Begrenzung der Vorhersagezeit auf einen Tag verhindert, dass existierende konvektive Systeme das gesamte Modellgebiet durchwandern können. Der entscheidende Prozess, ob sich das System über dem Jos-Plateau zu einem größeren entwickelt oder nicht, ist an diesem Tag die Advektion trockenheißer Luftmassen aus Norden. Sie verstärkt den großräumigen meridionalen Gradienten so, dass an ihm stärkere Konvergenz und damit mehr Konvektionsauslösung zu beobachten ist, die dann zu Niederschlägen führt. Ein Maß für den Temperaturgradienten in der Grenzschicht ist die Standardabweichung der Temperatur in 925 hPa (Abb. 6.19a). Wenn sie, vor allem über dem Jos-Plateau, hoch ist, ist dort auch die Niederschlagssumme hoch. In diesem Zusammenhang ist auch die Abhängigkeit des Niederschlags vom Meridionalwind in 925 hPa zu verstehen: Dort, wo der meridionale Temperaturgradient am stärksten ist, ist der Südwind am schwächsten und der Westwind am stärksten. Desweiteren treten in einigen Simulationen sehr hohe latente und damit niedrige fühlbare Wärmeflüsse auf, was sich ungünstig auf die Konvektionsentwicklung auswirkt. Dadurch haben am 28.07. sowohl atmosphärische als auch Bodenstörungen einen Einfluss auf die Konvektionsauslösung.

Ein weiterer Fall mit großer Niederschlagsvariabilität in Gebiet 1 ist am 28.07. zu beobachten. Die einzelnen Ensemblemitglieder unterscheiden sich

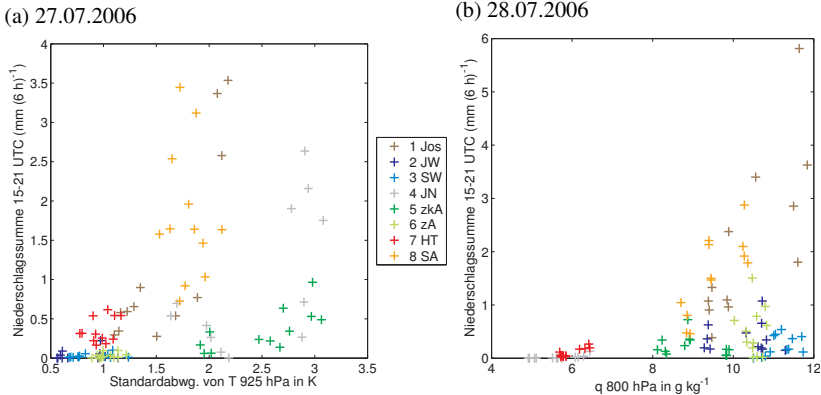


Abb. 6.19.: Abhängigkeiten der mittleren nachmittäglichen Niederschlagssumme von der Standardabweichung der Temperatur in 925 hPa (a) und der mittleren spezifischen Feuchte in 800 hPa (b).

hauptsächlich in der Feuchte in mittleren Schichten (800 hPa). Das Wolkenwachstum wird offensichtlich durch Einmischen trockener Luft in diesen Schichten stark gehemmt (Abb. 6.19b). An diesem Tag sind die Niederschlagssummen im Gebiet nördlich des Jos-Plateaus (Gebiet 4) besonders niedrig, da dort sehr niedrige Luftfeuchtigkeit herrscht. Ein hoher Temperaturgradient führt deshalb nicht zu mehr Niederschlag. Das Gebiet befindet sich an dem Tag im Einfluss der trockenheißen Saharaluftmassen und die Zone mit starker zonaler Feuchte- und Temperaturdifferenz befindet sich insgesamt weiter südlich.

Für die Auslösebedingungen über dem Jos-Plateau und auch nördlich des Jos-Plateaus (Gebiete 1 und 4) im Modell heißt das, dass sie dann besonders günstig sind, wenn die Regionen im Übergangsbereich zwischen den extrem feuchten, kühleren Luftmassen im Süden und den trockeneren der Sahel-Region liegen. Der großräumige Temperaturgradient, an dem sich Konvergenzzonen ausbilden, ist eine entscheidende Voraussetzung. Bei erhöhter Verdunstung über feuchteren Böden wird der Einfluss der trockeneren Luft-

massen abgeschwächt. Ist andererseits die Luft oberhalb der Grenzschicht bzw. im Bereich des Wolkenwachstums zu trocken, entwickeln sich keine größeren Niederschlagszellen. Diese Ergebnisse passen zu denen aus idealisierten Simulationen von Peyrillé und Lafore (2007), die nachweisen, dass hohe Temperaturen in der Grenzschicht und feuchtere mittlere Schichten in der Hitzetiefregion eine nördlichere Position der ITC, d.h. mehr konvektive Systeme im Sahel, begünstigen.

Die Auslösebedingungen in den Gebieten westlich und nordwestlich des Jos-Plateaus (Gebiete 2, 3 und 5) sind in den Modellsimulationen offensichtlich ungünstig, da die nachmittägliche Niederschlagssumme dort sehr gering ist. Eine Erklärung dafür liefern die orographischen Gegebenheiten. Zum einen liegt die Region, bezogen auf die westwärts gerichteten Zugbahnen von konvektiven Systemen, im Lee des Jos-Plateaus und der Erhebung nördlich davon, sodass es hier in der mittleren Troposphäre verstärkt zu Absinken kommt. Außerdem befinden sich hier die Tiefebenen um Volta und Niger, die im Vergleich zur Umgebung niedriger liegen. Konvektionszellen entstehen dort nicht, höchstens an den Hängen des Atakora-Gebirgszugs im Norden Benins. Dies stimmt wiederum mit Ergebnissen von Mathon und Laurent (2001) überein. Sie fanden in der Region westlich des Jos-Plateaus ein Maximum der Auflösung konvektiver Systeme. An manchen Tagen, wie z.B. am 31.07., ist v in 925 hPa in den Gebieten 2 und 3 besonders klein bzw. negativ (Abb. 6.18d). An diesem Tag ist die Niederschlagssumme dort höher. Ein kleines v 925 hPa ist ein Anzeichen dafür, dass dort der großräumige Nord-Süd-Temperaturgradient groß ist. Am 25.07. ist andererseits der Niederschlag vor allem in Gebiet 2 höher, aber nicht v 925 hPa. Gleichzeitig ist H_0 eher niedrig, was ebenfalls nicht für günstige Bedingungen spricht. Eine Erklärung für die dennoch höhere Niederschlagsmenge ist, dass dort bereits am Morgen, direkt nach der Initialisierung der Modellsimulation, et-

was Niederschlag gefallen war, der Gradienten der Bodenfeuchte auf einer Skala von etwa 100 km und damit auch räumliche Muster der turbulenten Flüsse erzeugt hatte. Im Laufe des Nachmittags entwickeln sich dort kleinere, mittelhohe Zellen mit moderatem Niederschlag.

Welche Faktoren beeinflussen nun die Konvektionsauslösung im Gebiet 6, in der Grenzregion von Burkina Faso, Mali und Niger? Es sind dort keine systematischen Unterschiede zu den Parametern in Gebiet 5, z.B. für die Vertikalbewegung in 700 hPa, zu erkennen. Am 29.07. beispielsweise fällt nachmittags in einigen Ensemblemitgliedern besonders viel Niederschlag. Der Unterschied zu den anderen Ensemblemitgliedern ist, wie am 27.07. in Gebiet 1, die Lage des großräumigen Temperaturgradienten und die mittägliche Verlagerung der trockenen und warmen Luftmassen Richtung Süden. Weiter im Norden, in den Gebieten am Rande zur Sahara (Gebiete 7 und 8), an die zu dieser Zeit die ITD im Norden angrenzt, ist die Verfügbarkeit von Feuchte das wichtigste Kriterium. Größere Niederschlagsmengen in der Hitzetief-Region (Gebiet 7) sind nur am 26.07. zu beobachten (Abb. 6.18a); an diesem Tag steigt die mittlere Grenzschichtfeuchte dort auf über 12 g kg^{-1} . An den anderen Tagen ohne Niederschlag liegen die Werte dagegen meist unter 10 g kg^{-1} .

Für die Ensemblesimulationen für 2011 werden die Auslöseregionen ebenfalls untersucht. Dabei ergeben sich insgesamt folgende Unterschiede zum Zeitraum 2006: Die Grenzschicht ist in den meisten Simulationen für 2011, vor allem im Süden, um etwa 1 g kg^{-1} trockener als 2006, was auch beim Vergleich der Analysen im Abschnitt 6.1 gezeigt wurde. Dadurch sind die Werte der CIN für 2011 oft höher und haben, im Gegensatz zu 2006, einen Einfluss auf die Konvektionsauslösung. Allerdings ist nicht an allen Tagen mit niedriger CIN und hoher CAPE die nachmittägliche Niederschlagssum-

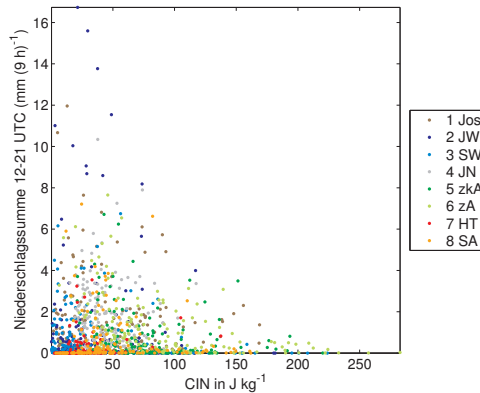


Abb. 6.20.: Abhängigkeiten der mittleren nachmittäglichen Niederschlagssumme von der mittleren CIN für alle Teilgebiete und den kompletten Zeitraum 2011.

me hoch (Abb. 6.20). Die CIN hat vielmehr einen limitierenden Einfluss: Ist sie hoch, z.B. höher als 150 J kg^{-1} , ist kaum mit lokaler Auslösung zu rechnen. Ist sie niedrig, kommt es aber nicht immer zu Niederschlägen durch lokale Konvektionsauslösung.

Die Analyse der Auslösegebiete zeigt damit, dass keine eindeutige Abhängigkeit des Niederschlags von nur einem mittleren meteorologischen Zustand existiert, aber ein Zusammenhang zwischen Niederschlag und Orographie. Großräumige Einflüsse wie AEWs, die Stärke der Monsunströmung und die mittlere Feuchte in der Grenzschicht sowie in mittelhohen Schichten, die Lage großräumiger Temperaturgradienten und damit die Intensität der Zirkulation in der Hitzetiefregion sind wichtige Faktoren, die die lokale Konvektionsauslösung beeinflussen. Die drei Atmosphärenstörungen im ANA-Ensemble bewirken dabei eine Variabilität im Ensemble, die meist geringer ist als die synoptische Variabilität. Die Bodenstörungen beeinflussen die Variabilität in den Auslösegebieten zusätzlich. Dies wird

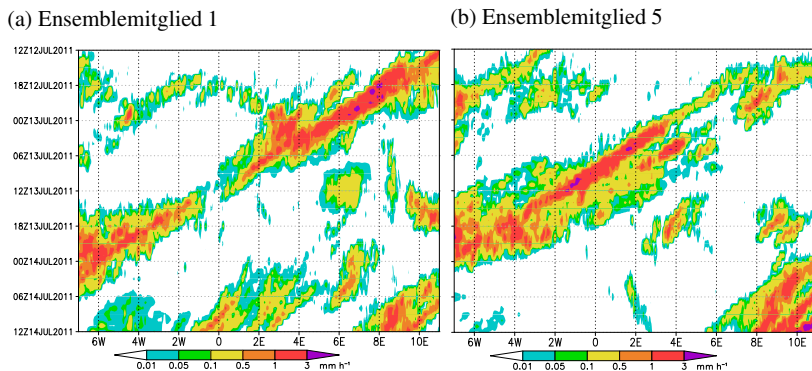


Abb. 6.21.: Zonale Hovmöller-Diagramme des Niederschlags (Mittel über 9-17°N) für zwei Ensemblemitglieder des EC-Ensembles 2011 vom 12.07.2011 für die Vorhersagestunden 12-60.

daran deutlich, dass sich die nachmittäglichen Niederschlagssummen für alle Ensemblemitglieder unterscheiden und nicht nur für diejenigen mit verschiedenen Atmosphärenstörungen.

6.4.3. Auslösung und Wechselwirkungen zwischen Systemen

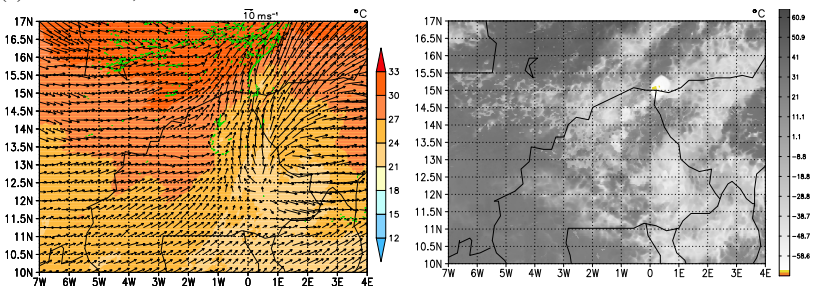
Bei der Untersuchung der Niederschläge in den verschiedenen Regionen stand die lokale Konvektionsauslösung im Vordergrund. Die Wechselwirkungen zwischen konvektiven Systemen wurden dabei meist vernachlässigt, da diese nach 12 Stunden Vorhersagezeit hauptsächlich am Ostrand des Gebiets stattfinden. Für die erweiterte Vorhersagezeit für 2011 können diese auch innerhalb des Modellgebiets gefunden werden. Deshalb werden aus dem Ensemble für 2011 für die Vorhersagestunden 36-60 einige Beispiele ausgewählt, an denen Wechselwirkungen zwischen mehreren Systemen im Modell genauer untersucht werden können.

Für die Vorhersagen vom 12.07.2011 geben einige Ensemblemitglieder für die gesamte Auswerteperiode von 48 Stunden (12.07., 12 UTC bis zum

14.07., 12 UTC) Niederschlag im Zusammenhang mit einem größeren konvektiven System wieder. In einem Ensemblemitglied (Mitglied 1) setzt der Niederschlag am 13.07. um 12 UTC aus (Abb. 6.21a). Das Mitglied 5 zeigt erst ab dem 13.07., 00 UTC höhere Regenraten und das System befindet sich insgesamt etwas weiter westlich (Abb. 6.21b). Es schwächt sich auch am Mittag nicht ab, sondern die Niederschläge sind kurz vor 12 UTC maximal. Die Entwicklung der Systeme in diesen zwei Ensemblemitgliedern wird deshalb genauer untersucht:

Am 13.07.2011 befindet sich im Ensemblemitglied 1 das gegen Mittag zerfallende konvektive System im Osten von Burkina-Faso. Das System ist an einem Gebiet mit hohen Wolken zu erkennen, in der Divergenz vorherrscht (Abb. 6.22a). Die nach Westen und Nordwesten gerichtete Strömung dieser Divergenz trifft auf die südwestliche Grundströmung. Im Bereich der dadurch erzeugten Konvergenz bilden sich kleinere Zellen mit wenig Niederschlag, die aber nicht lange fortbestehen, da in der Grenzschicht nicht genügend Feuchtigkeit und keine CAPE vorhanden sind. Nur die südlichste entwickelt sich an einem starken Gradienten des fühlbaren Wärmestroms weiter (Abb. 6.22b). Da dort die spezifische Feuchte höher ist, erzeugt diese Zelle auch schnell Niederschlag. Weiter nordwestlich entwickeln sich gleichzeitig weitere Zellen in einem Gebiet mit höherem H_0 . Diese treffen im weiteren Verlauf des Nachmittags auf die weiter südlich entstandene Zelle und entwickeln sich zu einem größeren System. In einem Ensemblemitglied mit sehr ähnlicher Entwicklung (Mitglied 11, ohne Abbildung) entstehen nur diese Zellen nordwestlich und wachsen weiter zu einem größeren System an, so dass sie zur Niederschlagsbildung beitragen. Die Wechselwirkung zwischen dem ersten System und den neuen Zellen ist im Ensemblemitglied 11 allerdings weniger klar. Auch im Ensemblemitglied 16 ist die Entwicklung ähnlich. Es entsteht die neue Zelle wie im Mitglied

(a) 13.07.2011, 12 UTC



(b) 13.07.2011, 14 UTC

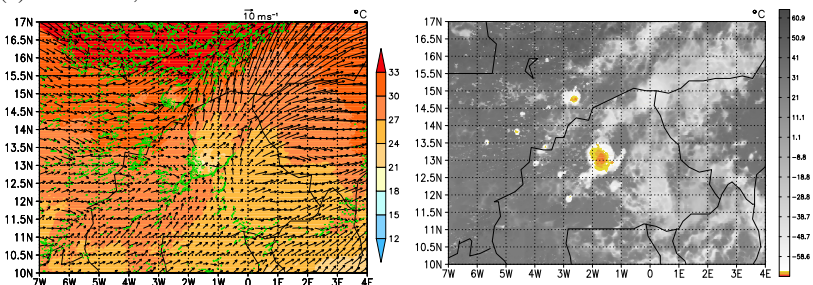


Abb. 6.22.: Horizontalwind, Temperatur und Vertikalbewegung (grüne Isolinien für 1 m s^{-1} und 1 m s^{-1}) in 925 hPa und synthetisches Satellitenbild für Ensemblemitglied 1 am 13.07.2011 für jeweils 12 UTC und 14 UTC (Vorhersagestunden 36 und 38).

1 dort, wo die Konvergenzzone, verursacht durch die Dichteströmung des alten Systems, auf die Stelle mit dem räumlich höchsten fühlbaren Wärmestrom trifft.

Mitglied 5 enthält am 13.07. ebenfalls ein konvektives System vom Vortag, das sich wie im Hovmöller-Diagramm gezeigt in der Mittagszeit nicht abschwächt (Abb. 6.21b). Erst um 14 UTC sind erste Anzeichen einer Abschwächung zu erkennen und die Niederschlagssumme nimmt nicht weiter zu. Zu diesem Zeitpunkt ist in einem ringförmigen Bereich westlich des alten Systems neue konvektive Bewölkung zu beobachten (Abb. 6.23). Die Struktur weist auf den Einfluss von Schwerewellen hin, den Birch et al.

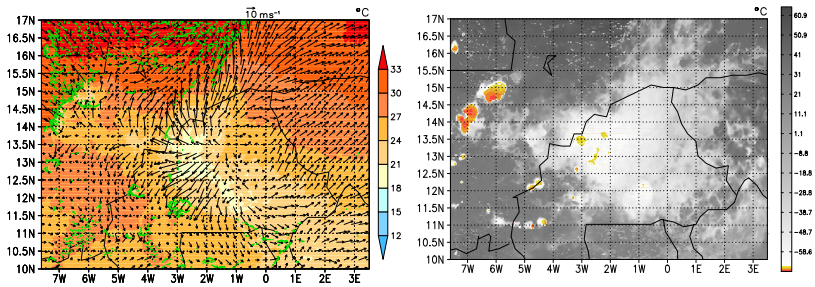


Abb. 6.23.: Wie Abb. 6.22, aber für Ensemblemitglied 5 am 13.07.2011, 14 UTC (Vorhersagestunde 38).

(2012) beschreiben. Dieser Prozess kann hier aufgrund der dafür zu niedrigen zeitlichen Auflösung der gespeicherten Modellausgabefelder aber nicht näher untersucht werden kann. Gleichzeitig ist zu erkennen, dass sich die Zellen dort weiterentwickeln, wo die horizontalen Gradienten von H_0 groß sind. Desweiteren entsteht auch südlich des Systems neue Konvektion. In diesem Bereich trifft die Dichteströmung direkt auf die südwestliche Monsoonströmung. Was im Hovmöller-Diagramm als durchgehendes, starkes System zu erkennen ist, sind in Wirklichkeit mehrere Systeme, die vorderseitig des ersten durch Scwerewellen und Dichteströmung neu entstehen. Sie entstehen dabei alle um die Mittagszeit und in der Umgebung größerer Gradienten des fühlbaren Wärmestroms.

Im Ensemblemitglied 9 ist das erste System am 13.07. etwas kleiner und zieht schneller Richtung Südwesten (ohne Abbildung). Erst am nächsten Morgen entsteht ein größeres System, aber deutlich weiter südlich als das erste. Vorderseitig des ersten befindet sich eine Zone niedriger CIN im Bereich der Dichteströmung. Dort ist ab 09 UTC die Bildung weiterer konvektiver Zellen zu erkennen, d.h. früher als in den anderen Ensemblemitgliedern. In diesem Fall ist daher die niedrige CIN im kühleren und feuchteren Bereich der Dichteströmung entscheidend für die Konvektionsauslösung,

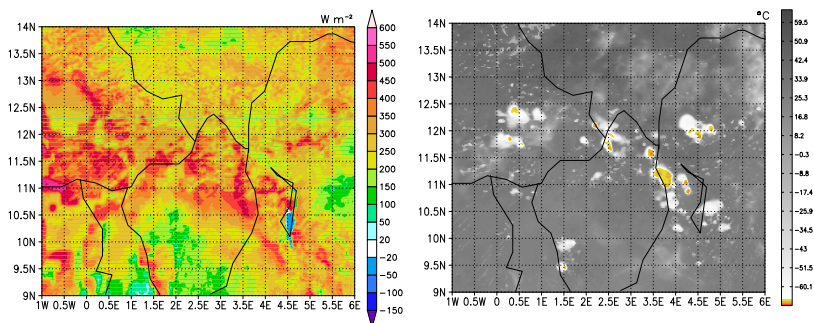


Abb. 6.24.: Fühlbarer Wärmefluss und synthetisches Satellitenbild für Ensemblemitglied 9 am 16.07.2011, 13 UTC (Vorhersagestunde 37).

die ansonsten so früh am Tag unwahrscheinlich wäre.

Natürlich existieren auch Fälle, in denen in den 36-60h-Vorhersagen ausschließlich lokale Effekte entscheidend sind: Für den 16.07.2011 beispielsweise, d.h. für die 36- bis 60-Stunden-Vorhersage vom 15.07., 00 UTC, ist in einigen Ensemblemitgliedern (z.B. Mitglied 9) lokale Auslösung über dem Gebiet mit den höchsten fühlbaren Wärmeflüssen und mit horizontalen Inhomogenitäten von H_0 zu beobachten (Abb. 6.24).

Ein Beispiel, bei dem H_0 keinen Einfluss hat, da es sich um eine nächtliche Entwicklung handelt, ist das eines Systems am 20.07.2011, das bis 04 UTC (Ensemblemitglied 8) viel Niederschlag erzeugt. Am nördlichen Rand simuliert das Modell ab 06 UTC erneut höhere Niederschläge, und zwar in der Zone, in der Konvergenz, hohe Feuchte und niedrige CIN im Bereich von zwei aufeinandertreffenden Dichteströmungen zu finden sind (Abb. 6.25). Das sich abschwächende System und die neuentstehende Zelle am nördlichen Rand erzeugen Niederschlag, der meridional gemittelt im Hovmöller-Diagramm wie in den Beispielen vom 13.07. als ein einziges Niederschlagsband mit einer Abschwächung von wenigen Stunden erscheint.

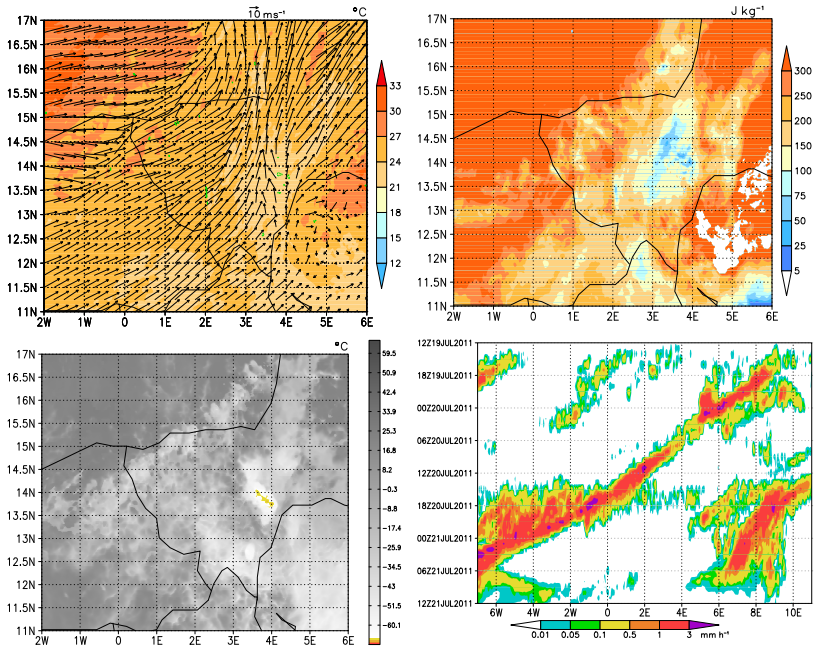


Abb. 6.25.: Horizontalwind, Temperatur und Vertikalbewegung (grüne Isolinien) in 925 hPa, CIN und synthetisches Satellitenbild für Ensemblemitglied 8 am 20.07.2011, 05 UTC (Vorhersagestunde 30) sowie Hovmöller-Diagramm des Niederschlags wie in Abb. 6.21.

Die Beispiele für die Vorhersagestunden 36-60 und zwei Konvektionsauslösungen, die bereits in den Morgenstunden (Vorhersagestunden 30-36) stattfinden, enthalten damit weitere mögliche, wichtige Prozesse: Zum einen sind in den Hovmöller-Diagrammen Niederschlagsbänder zu erkennen, die nicht immer durch dasselbe System erzeugt werden. Oft erzeugen Systeme durch Dichteströmungen oder Schwerewellen vorderseitig neue Zellen, die sich zu größeren konvektiven Systemen weiterentwickeln. Zum anderen können neue Zellen zu verschiedenen Tageszeiten entstehen. Dabei sind morgens andere Bedingungen wichtig als am Mittag: Morgens können neue Zellen dann entstehen, wenn die in der Nacht höhere CIN durch die Dichteströmungen vorderseitig größerer, in das Gebiet gewanderter konvektiver Zellen lokal abgebaut wird. Konvergenzzonen können dabei auch einen Einfluss haben. Mittags ist die Dichteströmung vorderseitig großer Systeme ein wichtiger Faktor, da diese weiter westlich Konvergenz erzeugt, die sich mit kleinskaligerer Konvergenz überlagern kann, die lokal über Inhomogenitäten des fühlbaren Wärmestroms erzeugt wird. Solche Ketten von Systemen, bei denen vorderseitig von aktiven oder auch bereits zerfallenden konvektiven Systemen neue Konvektionszellen entstehen und sich zu weiteren Systemen entwickeln, sind nicht selten und erklären, weshalb die Niederschläge auch auf den Hovmöller-Diagrammen der TMPA meist als große Bänder erscheinen.

6.5. Kurze Zusammenfassung

6.5.1. Auswirkungen der Bodenstörungen

Zum Abschluss dieses Kapitels soll nun rekapituliert werden, wie sich die Bodenstörungen im Ensemble auswirken. Dazu werden hier die wichtigsten Ergebnisse zusammengefasst:

- Die räumlichen Korrelationen der 10-Tages-Mittelwerte der Niederschläge (Tab. 6.1) zeigen, dass Ensemblemitglieder mit verschiedenen Bodenstörungen genauso große Unterschiede aufweisen wie solche mit verschiedenen Atmosphärenstörungen. Nur zwischen Ensemblemitgliedern mit jeweils zwei verschiedenen Störungen sind die Unterschiede größer. Hierbei ist zu beachten, dass erstens die Mittelungsperiode sehr groß ist und zweitens diese Aussage nur für das ANA-Ensemble getroffen werden kann, da nur dort der Einfluss der Boden- und Atmosphärenstörungen separiert werden kann. Für Korrelationen zwischen Hovmöller-Diagrammen ist ausschlaggebend, an welchen Tagen die Ensemblemitglieder konvektive Systeme enthalten. Der Vergleich der Korrelationskoeffizienten zeigt, dass sich Mitglieder mit verschiedenen Bodenstörungen ähnlicher sind als solche mit verschiedenen Atmosphärenstörungen. Das heißt, dass das Auftreten konvektiver Systeme an einzelnen Tagen eher durch die Atmosphärenstörungen bestimmt wird, die 10-Tages-Summe aber von beiden Arten von Störungen gleichermaßen abhängt.
- Die akkumulierten 24-Stunden-Niederschlagssummen (Abb. 6.4 und 6.5) für die drei Teilgebiete zeigen, dass in der Summe über die 10 Tage im ANA-Ensemble die Differenzen zwischen den Summen für Ensemblemitglieder mit gleichen atmosphärischen, aber unterschiedlichen Bodenstörungen am größten sind. Für einzelne Tage ist dies nicht der Fall, was bedeutet, dass Bodenstörungen nicht jeden Tag auf die gleiche Weise wirken, aber längerfristig (Zeitskala von mehreren Tagen) zu systematischen Differenzen in der Niederschlagssumme führen. Auch im EC-Ensemble für 2006 ist sichtbar, dass die Bodenstörungen stark zu den unterschiedlichen Niederschlagssummen beitragen.

- Es existieren systematische Unterschiede zwischen AG/AP-Läufen und EC/GM-Läufen: Im mittleren Teilgebiet ist wegen der dort höheren Bodenfeuchte der fühlbare Wärmestrom in den AG/AP-Läufen niedriger als in den EC/GM-Läufen. Dadurch tritt weniger lokale Auslösung bzw. freie Konvektion auf. Dies ist ein Grund dafür, dass die 10-Tages-Niederschlagssumme im mittleren Teilgebiet in allen AG- und AP-Mitgliedern niedriger ist und die Unterschiede in dieser für Mitglieder mit unterschiedlichen Bodenstörungen höher sind als für solche mit unterschiedlichen atmosphärischen Störungen. Die absolute Bodenfeuchte beeinflusst damit die Niederschlagssumme.
- Die Ensemblestandardabweichungen des Niederschlags in Abhängigkeit der Vorhersagezeit (Abb. 6.13) für Ensemblemitglieder mit verschiedenen atmosphärischen Störungen einerseits und verschiedenen Bodenstörungen andererseits sind in ihrer Entwicklung unterschiedlich, aber vom Betrag her jeweils etwa gleich groß. Die Bodenstörungen erzeugen über die turbulenten Flüsse genauso große Unterschiede in der Niederschlagsverteilung wie die Atmosphärenstörungen.

6.5.2. Atmosphärische Störungen und weitere Einflüsse

- Die Ensembleversionen für 2006 zeigen eine Unterschätzung des Niederschlags im Süden und eine Überschätzung im Norden, am Rande zur Sahara. Im mittleren Teilgebiet, dem Sahel, stimmen die Gebietsmittel gut mit der Beobachtung überein.
- Die verschiedenen Störungen, die zum Aufbau der Ensemblesysteme verwendet werden, sind in etwa gleichwertig. Dies war auch ein wichtiges Ergebnis aus Abschnitt 5.3. Im ANA-Ensemble sind sich tendenziell die Niederschlagssummen der ECR- und ECA-Mitglieder

ähnlicher als die der GME- und ECR- bzw. der GME- und ECA-Mitglieder. In beiden Ensembleversionen für 2006 unterscheiden sich die AG- und AP-Mitglieder von den GM- und EC-Mitgliedern dadurch, dass erstere in der Mitte weniger und im Norden mehr Niederschlag simulieren. Dies liegt an höheren fühlbaren Wärmeflüssen im Norden und niedrigeren in der Mitte.

- Im Norden hat die durch die atmosphärischen Störungen beeinflusste Feuchteverteilung (integrierter Wasserdampfgehalt bzw. spezifische Feuchtigkeit in der Grenzschicht) einen großen Einfluss auf die Niederschlagsmenge, während sie im Süden nicht entscheidend ist.
- Wie an den Gebietsmittelwerten des Niederschlags zu erkennen ist, tritt die Überschätzung des Niederschlags im Norden in der neuen Modellversion mit der Verwendung der neuen Albedo im EC-Ensemble für 2011 nicht mehr auf. Die vor allem im Norden höhere Albedo führt dort niedrigeren fühlbaren Wärmeflüssen und reduzierter Konvektionsaktivität.
- Im südlichen Gebiet ist die Unterschätzung des Niederschlags auch für 2011 gegeben, d.h. die neue Modellversion und die Verbesserung im Ensembleaufbau konnten den Bias nicht komplett beseitigen.
- Ein wichtiger Unterschied zwischen den Simulationen für 2006 und 2011 ist, dass für 2006 die Grenzschicht feuchter ist. Dadurch treten für 2011 allgemein höhere Werte der CIN auf und der beschränkende Einfluss der CIN ist offensichtlicher. Der Unterschied in der Feuchtigkeit ist allerdings nicht groß und war am Vergleich des IWV der Analysen nicht erkennbar, sondern nur an der spezifischen Feuchte in 925 hPa. Allgemein ist aber in den Modellsimulationen in den

Gebieten mit niedrigerer CIN im Jahr 2006 nicht mehr Niederschlag erkennbar.

- Durch die Verlängerung des Vorhersagezeitraums von 36 auf 60 Stunden kann die Unterschätzung im Süden verringert werden, da es existierenden Systemen bzw. Ketten von Systemen möglich ist, innerhalb des längeren Vorhersagezeitraums das Simulationsgebiet vom östlichen bis zum westlichen Rand zu durchqueren. Die konvektiven Systeme, die im Süden viel Niederschlag produzieren, gelangen auch häufig über den östlichen Rand ins Modellgebiet.
- Die Analyse des Tagesgangs zeigt, dass größere konvektive Systeme oder auch Ketten von Systemen eher einen tagesgangsunabhängigen Niederschlag erzeugen, der durch den Beitrag von nachmittäglichen, lokal ausgelösten Niederschlägen überlagert wird. Der Abstand bestimmter geographischer Regionen von orographischen Strukturen, die bevorzugt zur Konvektionsauslösung beitragen, bestimmt dabei zusätzlich lokale Niederschlagsmaxima. Nach Roca et al. (2010) ist in Niamey die Variabilität auf einer Skala von weniger als einem Tag für 64% der gesamten Variabilität einer längeren Zeitreihe von Niederschlagsmessungen an Bodenstationen verantwortlich. Dieser wird in den Messungen zu 13% durch den mittleren Tagesgang erklärt, in der TMPA zu 37%. D.h., dass die konvektiven Systeme in Niamey zu einer Variabilität auf kleinerer Skala beitragen, im Mittel aber keinen deutlichen Tagesgang haben. Die lokale, nachmittägliche Konvektion im mittleren Teilgebiet tritt daher auch nicht im gesamten Teilgebiet auf, was konsistent ist mit der Analyse der räumlichen Verteilung der nachmittäglichen Niederschlagssummen.

- Anhand von Gebietsmittelwerten verschiedener Größen wie CIN, CAPE, Variabilität der Vertikalbewegung in der Grenzschicht, Inhomogenitäten der Feuchteverteilung direkt oberhalb der Grenzschicht oder absoluter Feuchteverfügbarkeit in der Grenzschicht können keine direkten Korrelationen zu nachmittäglichen Niederschlagssummen gezogen werden. Es ist immer eine Kombination mehrerer Einflüsse, die über die Menge entscheidet.
- Die AEWs, einer der wichtigsten synoptischen Faktoren, werden über den Zeitraum von 10 Tagen durch den Meridionalwind im Jetniveau erfasst. Im ANA-Ensemble ist die synoptische Variabilität (Variabilität innerhalb der 10 Tage) des Meridionalwinds wesentlich größer als diejenige innerhalb des Ensembles (mittlere Variabilität zwischen Ensemblemitgliedern an einem Tag). Dies ist beim Niederschlag nicht unbedingt der Fall. Deshalb können die AEWs nicht der dominante Einfluss sein, über den sich die atmosphärischen Störungen auf den Niederschlag auswirken.

7. Diskussion und Bewertung

Im Rahmen dieser Arbeit wurden Ensemblesimulationen mit dem Fokus auf konvektive Niederschläge durchgeführt und analysiert. Die korrekte Vorhersage konvektiver Systeme mit all ihren Komponenten, von ihrer Entstehung in der Grenzschicht über die Wechselwirkung mit anderen Systemen bis hin zur eigentlichen Niederschlagsbildung ist eine große Herausforderung. Dennoch wurde hier der Ansatz gewählt, nicht nur bestimmte Tage zu simulieren oder gar idealisierte Simulationen durchzuführen, sondern „reale“ Perioden von jeweils 10 Tagen mit unterschiedlich starker konvektiver Aktivität mit Modellvorhersagen abzubilden. Mit dem Niederschlag wird der Parameter zur genaueren Analyse ausgewählt, der am Ende der Prozesskette steht und damit die geringste Vorhersagbarkeit aufweist. Gleichwohl bedeutet die Wahl des Titels „Vorhersagbarkeit konvektiver Niederschläge“ nicht, dass in dieser Arbeit reine Modellverifikation und -optimierung zu dem möglichen Aufbau eines Ensemblevorhersagesystems führen sollten, der auch operationell genutzt werden könnte. Vielmehr geht es um die Identifikation und Analyse verschiedener Einflüsse auf die Vorhersagbarkeit. Eines der wichtigsten Ergebnisse ist, dass durch das Ensemble die Palette an denkbaren Einflüssen auf konvektive Niederschläge abgebildet werden kann, gleichzeitig aber auch determinierende Faktoren festgestellt werden konnten. Mehrere mögliche, in anderen Arbeiten meist getrennt untersuchte bzw. auch neue Mechanismen konnten identifiziert und im Detail beschrieben werden:

- Die Orographie hat in Westafrika einen wesentlichen Einfluss auf die Orte, an denen oft Konvektionsauslösung stattfindet (z.B. Tetzlaff und Peters, 1988; Laing et al., 2008).
- Der großräumige Temperaturgradient und damit die Intensität der Zirkulation in der Hitzetiefregion beeinflussen den Ort der Konvektionsauslösung ebenfalls stark. Dieser Effekt wurde bis jetzt, soweit bekannt, in anderen Studien noch nicht diskutiert. Da die Bodenfeuchte die Umsetzung der verfügbaren Energie in die turbulenten Flüsse und damit den Wärmehaushalt der Atmosphäre reguliert, hat sie ebenfalls einen Einfluss auf den großräumigen Temperaturgradienten und damit auf den Ort der Konvektionsauslösung.
- Die Abhängigkeit der Energieumsetzung an der Erdoberfläche von der Bodenfeuchte und den Bodeneigenschaften wirkt sich auch auf der Mesoskala aus: Erste Zellen entstehen meist über dem räumlich höchsten fühlbaren Wärmestrom. Absolutwerte der Bodenfeuchte sind damit genauso wichtig wie horizontale Inhomogenitäten auf der Skala von 10 km bis 100 km (z.B. Taylor et al., 2011a).
- Sehr häufig tragen konvektive Systeme zur Auslösung weiterer Systeme vorderseitig bei und schwächen sich im Laufe der Nacht oder bis zum nächsten Mittag ab. Dabei spielen oft Kaltluftausflüsse eine große Rolle. Diese haben zwei Eigenschaften: Sie erzeugen durch hohe Windgeschwindigkeiten starke Konvergenzen und bauen durch feuchte Luft in diesen Konvergenzzonen die CIN ab. Deshalb können auch in der Nacht, wenn die CIN ansonsten hoch ist, weitere Zellen ausgelöst werden. Im Falle der Konvektionsauslösung am Mittag im Bereich der Konvergenz überlagert sich diese oft mit kleinskaligeren Konvergenzen über Inhomogenitäten des fühlbaren Wärme-

stroms. Es existieren verschiedene Studien, die sich mit Konvektionsauslösung durch Konvergenzzonen beschäftigen, die von Kaltluftausflüssen erzeugt werden können (Wilson und Schreiber, 1986). Nach Tompkins (2001) sind bei schwacher Windscherung thermodynamische Mechanismen wichtiger. Lothon et al. (2011) schätzen die Energie ab, die aufgrund der Temperaturunterschiede in der beobachteten Dichteströmung enthalten ist und zur Konvektionsauslösung beitragen kann. Auch wenn in Westafrika die Windscherung stark ist, sind beide in den Ensemblesimulationen gefundenen Einflüsse von Kaltluftausflüssen, d.h. die Erzeugung von Konvergenzzonen sowie der thermodynamische Effekt, wichtig für die Konvektionsauslösung.

- Eine andere mögliche Auswirkung existierender Systeme auf weitere Konvektionsauslösung ist der Einfluss von Schwerewellen, die auch in einem größeren Radius als dem der Kaltluftausflüsse um das existierende System herum zur Auslösung weiterer Zellen beitragen können. Diese Wechselwirkung untersuchen Birch et al. (2012) in einer Modellstudie.

Im Zusammenhang mit der Auslösung neuer Konvektionszellen vorderseitig konvektiver Systeme entstehen die in den zonalen Hovmöller-Diagrammen erkennbaren Niederschlagsbänder, die auch bei der Analyse von Satellitenbildern zu finden sind und von Laing et al. (2008) als „cloud streaks“ bezeichnet werden. Nicht einzelne Systeme erzeugen diese, sondern mehrere. Hier wurden die Niederschläge der TMPA mit dem Meridionalwind aus ECMWF-Analysen in 600 hPa verglichen. Die periodische Schwankung der Niederschläge innerhalb der 10 Tage ist in Phase mit der des Meridionalwinds. Die Periodizität des Meridionalwinds bildet die Wellenstörungen des AEJ ab. Die Wechselwirkungen zwischen konvektiven Systemen und den Wellenstörungen sind aktuell Gegenstand der Forschung und noch nicht

vollständig verstanden (Thorncroft et al., 2008; Lafore et al., 2011). Hier wurden nicht direkt die Wechselwirkungen zwischen den Wellenstörungen und konvektiven Systemen untersucht. Dennoch lassen sich Rückschlüsse zu diesen ziehen: An den täglichen Mittelwerten aller Ensemblemitglieder des ANA-Ensembles für den Meridionalwind in 600 hPa ist deutlich die periodische Schwankung mit einer Periodendauer von drei bis fünf Tagen zu erkennen. Die Amplitude dieser Schwankung ist deutlich größer als die Variabilität zwischen den Ensemblemitgliedern an den einzelnen Tagen. Außerdem ist eine Gruppierung der Ensemblemitglieder auffällig: Die Ensemblemitglieder, die jeweils die gleichen Analysen als Anfangs- und Randbedingung haben, sind an jeweils einem Tag sehr ähnlich. Die Ensemblevariabilität des Meridionalwinds in 600 hPa wird damit erwartungsgemäß fast ausschließlich durch die Analysen erzeugt. Die größere Amplitude der mehrtägigen Schwankungen gegenüber den Unterschieden zwischen den Analysen bedeutet, dass die synoptische Situation bezüglich der Wellenstörungen in allen Analysen etwa gleich ist. Unterschiede zwischen den Analysen bewegen sich innerhalb der größeren synoptischen Variabilität. Auch für den Meridionalwind in 925 hPa ist die Variabilität innerhalb der 10 Tage höher als die Ensemblevariabilität. Die Gruppierung ist dort nicht so deutlich wie in 600 hPa. Ein Grund dafür könnte sein, dass die Bodenstörungen hier auch einen Einfluss auf die Ensemblevariabilität haben oder dass die Analysen einander ähnlicher sind. Für die Niederschlagssummen ist die Gruppierung in Mitglieder mit gleichen Anfangs- und Randstörungen nicht gegeben, was bedeutet, dass die dynamischen Unterschiede zwischen den Analysen zumindest auf die Variabilität der Konvektionsvorhersage innerhalb des Ensembles keine direkten Auswirkungen haben. Stärker beeinflussen sie die Variabilität innerhalb der 10 Tage. Insgesamt sind diese Ergebnisse mit den Schlussfolgerungen konsistent, die anhand der berechne-

ten Korrelationen zwischen jeweils zwei Ensemblemitgliedern für zeitlich, meridional bzw. zonal gemittelte Niederschlagsverteilungen gezogen werden konnten: Die Bodenstörungen beeinflussen weniger, an welchen Tagen konvektive Systeme auftreten. Dies wird eher von der synoptischen Situation gesteuert. Allerdings haben die Bodenstörungen einen großen Einfluss auf die absoluten Niederschlagssummen.

Damit wurde erstens festgestellt, dass sowohl Bodenstörungen als auch atmosphärische Störungen die Niederschlagsvariabilität beeinflussen. Zweitens wurde an Beispielen demonstriert, welche Prozesse dabei wichtig sind. Eine wichtige Interpretation aus der Analyse der Ensemblevorhersagen ist somit: Obwohl der dynamische Antrieb durch Wellenstörungen der konvektiven Aktivität bzw. den Niederschlägen eine größere synoptisch-skalierte Variabilität aufprägt, beeinflussen Landoberfläche-Atmosphäre-Wechselwirkungen und speziell die Bodenfeuchte diese ebenso stark, einerseits über lokale Effekte und andererseits durch ihren Beitrag zum Temperatur- und Feuchtebudget.

In diesem Abschnitt sollen die Unterschiede zwischen den Global- und den hochauflösenden Simulationen diskutiert werden. Die Verifikation zeigte keine generell schlechteren Ergebnisse für die Globalsimulationen, allerdings sind diese nicht alle belastbar, da aufgrund der zu niedrigen Niederschlagssummen die Statistik auf einer teilweise zu geringen Datenmenge beruht. Was ist allerdings der Grund für die Unterschätzung der Niederschlagssummen im Globalmodell?

Um diese Frage zu beantworten, sollen nun Studien angeführt werden, die sich näher mit den Unterschieden zwischen Simulationen mit und ohne Konvektionsparametrisierung beschäftigt haben. Die Hypothese von Mars- ham et al. (2013) ist bis jetzt eine der plausibelsten Erklärungen, warum in

den Globalsimulationen mit Konvektionsparametrisierung wie dem MetUM die Niederschlagssummen vor allem am Nordrand der Niederschlagszone zu gering sind. Zum einen ist der nicht korrekte Tagesgang parametrisierter Konvektion von Bedeutung: Wenn Konvektion zu früh auftritt, trägt dies dazu bei, dass wegen der höheren Wolkenbedeckung mittags der Temperaturgradient geringer ist, als er realistischerweise sein müsste. Dies fällt außerdem mit dem Zeitpunkt zusammen, an dem nach Parker et al. (2005a) aufgrund der starken Grenzschichtdurchmischung der Südwind minimal und damit die Monsunströmung am schwächsten ist. Parker et al. (2005a) bezeichnen diesen Effekt als Tagesgang der Monsunzirkulation (s.a. Kapitel 2). Wenn der Zeitpunkt, zu dem der meridionale Gradient durch Konvektion abgeschwächt wird und das tägliche Minimum der Monsunzirkulation zusammenfallen, resultiert dies in insgesamt schwächeren Monsunniederschlägen Richtung Norden. Der andere wichtige Punkt ist die Rolle der Kaltluftausflüsse, die zum Transport kühler Luft Richtung Norden sowie zum meridionalen Feuchtetransport beitragen (Garcia-Carreras et al., 2013). In einem von Klüpfel et al. (2012) beschriebenen Fall beispielsweise wird vorderseitig eines Kaltluftausflusses die südwestliche Monsunströmung nach Norden abgelenkt und damit die feuchte Luft weiter Richtung Norden transportiert, als es ohne den Kaltluftausfluss der Fall wäre. Daher kann vorderseitig eines ersten konvektiven Systems ein weiteres System auch weiter nördlich ausgelöst werden, d.h. in einer Region, in der der Feuchtenachschub zur Bildung hochreichender Konvektion sonst zu gering wäre.

Es ist anzunehmen, dass die von Marsham et al. (2013) für das MetUM beschriebenen Zusammenhänge gleichermaßen für das IFS zutreffen, da dort ebenfalls der Tagesgang der parametrisierten Konvektion nicht korrekt ist (Bechtold et al., 2004). Die Unterschätzung der Niederschläge im Sahel in

den Globalvorhersagen des ECMWF entspricht einer zu südlichen Position der ITCZ in IFS-Vorhersagen, die auch Agustí-Panareda et al. (2009) und Meynadier et al. (2010) beschreiben. Laut ihrer Studien hängt die zu südliche Position der ITCZ mit einem zu starken Hitzetief zusammen. Dies ist mit den Ergebnissen von Marsham et al. (2013) konsistent, die auch erklären, dass durch die stärkeren Niederschläge im Sahel in Simulationen mit expliziter Konvektion der meridionale Temperaturgradient insgesamt dennoch schwächer ist, auch wenn er mittags stärker ist. Simulationen mit der Klimaversion des COSMO weisen ebenfalls zu hohe Temperaturen in der Hitzetiefregion auf (Panitz et al., 2013), wobei das Niederschlagsband dort eher zu weit nach Norden verschoben ist. Absolut gesehen sind die Niederschlagssummen im Sahel aber auch in dieser Simulation zu niedrig. Generell zeigt keines der regionalen Klimamodelle für Westafrika einen korrekten Tagesgang der Konvektion (Nikulin et al., 2012).

Die Korrektur des Tagesgangs und die Berücksichtigung von Kaltluftausflüssen in der Konvektionsparametrisierung, wie sie z.B. von Rio et al. (2009), Grandpeix und Lafore (2010) oder von Hohenegger und Bretherton (2011) vorgeschlagen werden, sind daher von zentraler Bedeutung für die korrekte Repräsentation des westafrikanischen Monsuns in Global- und Klimamodellen.

Die Auswirkungen der unterschiedlichen Tagesgänge sowie von Kaltluftausflüssen erklären damit vielleicht, weshalb die zu Beginn von Kapitel 5 diskutierte Differenz der 10-Tages-Niederschlagssummen sowie die in Kapitel 6 analysierte Differenz der Gebietsmittelwerte zwischen den Global- und den COSMO-Simulationen so groß sind. Diese Differenzen sind insofern verwunderlich, da die Globalsimulationen die Randbedingungen für eben diese COSMO-Simulationen liefern. Mit der Überlegung, dass die Konvektionsparametrisierung nicht nur auf die Simulation einzelner Sys-

teme, sondern auch Auswirkungen auf den Tagesgang weiterer Parameter und damit auf die Intensität der Monsunzirkulation hat, sind die Differenzen aber wiederum verständlich: Die Globalsimulationen liefern für die hochauflösenden Simulationen Randbedingungen, die die synoptische Situation korrekt wiedergeben. Dies ist auch konsistent mit der Interpretation der synoptischen Variabilität, die in den verwendeten Analysen und Globalsimulationen ähnlich ist. Sie bestimmt zu einem Großteil darüber, an welchem Tag größere Niederschlagsmengen zu erwarten sind. Damit sind die Voraussetzungen, dass die hochauflösenden Simulationen die konvektiven Systeme korrekt darstellen können, gegeben, obwohl die Globalsimulationen durch die verwendeten Konvektionsparametrisierungen Defizite aufweisen. Die hochauflösenden Simulationen haben daher den großen Vorteil, dass sowohl die einzelnen Systeme als auch die großräumigere Monsunzirkulation im Tagesgang besser dargestellt werden. Die Verlagerung der konvektiven Systeme und ihr Lebenszyklus sind realistischer. Auch die Tagesgänge der konvektiven Niederschläge sind in den COSMO-Ensemblesimulationen korrekt.

Ein anderer wichtiger Teil der Arbeit war der Vergleich der verschiedenen Ensembleversionen. Es wurden Gütemaße berechnet, um zu untersuchen, wie hoch überhaupt die Vorhersagegüte ist. Die Verifikation wurde für Tagesniederschlagssummen durchgeführt. Höhere zeitliche Unterteilungen finden sich in den Analysen der Hovmöller-Diagramme und der mittleren Tagesgänge, die im Ensemble gut reproduziert werden.

Anhand der Gütemaße können die verschiedenen Ensembleversionen schließlich auch objektiv verglichen werden: Einerseits die zwei Versionen für 2006 untereinander und andererseits diese beiden gegenüber der Version für 2011. Die Ergebnisse dieser Vergleiche sollen hier nochmals aufge-

griffen und ihre Implikationen diskutiert werden. Beim Vergleich der zwei Versionen für 2006 stellt sich die Frage, welche Auswirkungen die zwei Arten zur Auswahl der atmosphärischen Störungen haben. Werden Analysen von verschiedenen Globalmodellen verwendet, müssen diese alle gleich realistisch sein, um gleichwertige Ensemblemitglieder erzeugen zu können. Wäre dies nicht der Fall, wären die Wahrscheinlichkeitsvorhersagen von vorneherein nicht gleichverteilt. Für das ANA-Ensemble bestand die Möglichkeit, dass durch die Verwendung der AMMA-Re-Analysen vier der 12 Ensemblemitglieder systematisch bessere Ergebnisse in der Konvektionsvorhersage liefern könnten als die anderen. Für das EC-Ensemble für 2006 ist dies anders: Es kann davon ausgegangen werden, dass die 11 ECMWF-Globalensemblevorhersagen für 2006 annähernd gleichwertig sind, da die Anfangsstörungen für diese mittels klimatologischer EDA erzeugt wurden und alle Ensemblemitglieder vom gleichen Vorhersagemodell stammen. Die Gleichwertigkeit der Mitglieder des EC-Ensembles ist somit gegeben. Wenn die Wahrscheinlichkeitsverteilungen und die Gütemaße des ANA-Ensembles ähnlich sind wie die des EC-Ensembles, sollte das ANA-Ensemble ebenfalls gleichwertige Mitglieder besitzen. Die Verifikationsergebnisse zeigen, dass die Gütemaße auch ähnlich sind. Das bedeutet, dass die Zusammenstellung des ANA-Ensembles geeignet ist und die drei gewählten Analysen annähernd gleichwertige Ensemblemitglieder erzeugen. Die vergleichbare probabilistische Vorhersagegüte des ANA- und des EC-Ensembles für 2006 besagt außerdem, dass die Variabilität der Niederschlagsvorhersage in diesen ähnlich hoch ist. Das heißt schließlich, dass die Variabilität der drei verwendeten Analysen höher ist als die der 11 ECMWF-Ensemblemitglieder. Dies wird auch bei der Berechnung der Ensemblestandardabweichungen für verschiedene atmosphärische Parameter nachgewiesen. Die Bodenstörungen dienen damit im ANA-Ensemble als Er-

gänzungen, um weitere Ensemblemitglieder eher innerhalb der durch die atmosphärischen Störungen aufgespannten Variabilität zu erzeugen. Im EC-Ensemble werden die Bodenstörungen mit verschiedenen atmosphärischen Störungen „multipliziert“, um die gesamte Variabilität weiter zu erhöhen.

Die Vorhersagegüte des EC-Ensembles für 2011 ist dagegen höher als für die beiden Versionen für 2006. Nur für 2011 stand das volle ECMWF-EPS zur Verfügung, aus dem mittels Clusteranalyse die 16 Mitglieder herausgesucht wurden, die sich voneinander möglichst stark unterscheiden. Ist die höhere Vorhersagegüte des EC-Ensembles für 2011 aber auch tatsächlich durch eine höhere Variabilität im Ensemble bedingt oder eher durch die neuere Modellversion und die höhere Vorhersagegüte der einzelnen Ensemblemitglieder mit einem insgesamt niedrigeren Bias? Die Antwort darauf ist, dass beide Faktoren einen Einfluss haben: Zum einen wird u.a. beim Vergleich der Rang-Histogramme deutlich, dass durch den niedrigeren Bias die Verteilung der Vorhersagewahrscheinlichkeiten besser ist. Bessere Mittelwerte der räumlichen Verifikationsmaße weisen auch darauf hin, dass die Lage der Niederschlagsgebiete insgesamt besser mit der Beobachtung übereinstimmt. Zum anderen ist bei diesen aber die mittlere tägliche Ensemblestandardabweichung höher, was auch eine höhere Variabilität aufzeigt. Dies bestätigen die übrigen probabilistischen Gütemaße (ROC, *BSS*).

Schließlich sollen die Ergebnisse der Verifikation noch im Bezug zu anderen Studien diskutiert werden.

Der Aufbau der EC-Ensembleversionen wurde dem von COSMO-LEPS (Montani et al., 2011) nachempfunden: Jedes Ensemblemitglied verwendet ein anderes Mitglied des ECMWF-Globalensembles für die Anfangs- und Randbedingungen. Für das ANA-Ensemble werden hingegen wie im COSMO-SREPS (Marsigli et al., 2013) Daten von verschiedenen Globalmodellen verwendet, was in einer kleineren Zahl an unterschiedlichen at-

mosphärischen Anfangs- und Randbedingungen resultiert. Um eine höhere Anzahl an Ensemblemitgliedern zu erzeugen, müssen dabei die atmosphärischen Störungen mehrfach verwendet werden. Nach Marsigli et al. (2013) ist die Vorhersagegüte von COSMO-LEPS höher als die von SREPS. Die Vorhersagegüte des EC-Ensembles ist allerdings nicht höher als die des ANA-Ensembles. Dies kann mehrere Ursachen haben: Hier wurden praktisch ausschließlich konvektive Niederschläge analysiert. Marsigli et al. (2013) verifizieren COSMO-LEPS und SREPS dagegen für das Winterhalbjahr und für Simulationen mit einer Gitterweite von 7 km, d.h. unter Verwendung einer bzw. mehrerer Konvektionsparametrisierungen. Die zweite Komponente der Störungen in COSMO-LEPS und SREPS sind zudem Parameterstörungen (u.a. die Verwendung verschiedener Konvektionsparametrisierungen) und keine zusätzlichen Anfangsstörungen. Aufgrund der Vielfältigkeit der Unterschiede zur Untersuchung von Marsigli et al. (2013) ist schwer zu sagen, welche hier die ausschlaggebenden für die unterschiedlichen Schlussfolgerungen sind.

Ähnlicher sind die Ensemblesimulationen aus dieser Arbeit dem COSMO-DE-EPS (vgl. Abschn. 3.2.2), für das auch Ensemblesimulationen mit einer Gitterweite von 2,8 km durchgeführt werden. Dieses ist jedoch ein operationelles Vorhersagesystem bei dem die Anfangsbedingungen aus Störungen bestehen, die jeweils als Differenz zur COSMO-Analyse gebildet werden. Sie sind damit wesentlich genauer bestimmt als es in dieser Arbeit für Westafrika möglich ist. Die Vorhersagbarkeit in einem operationellen System ist daher von vorneherein höher und es ist nicht erstaunlich, dass die hier bestimmten Gütemaße nicht an die des COSMO-DE-EPS heranreichen. Der BSS ist dort beispielsweise positiv (Gebhardt et al., 2011). Im COSMO-DE-EPS haben außerdem die konvektiven Niederschläge eine geringere Vorhersagbarkeit als solche bei großräumigem synoptischem Antrieb (Keil et al.,

2013). In den z.B. von Gebhardt et al. (2011) gezeigten Verifikationsmaßen sind aber immer alle enthalten, was auch ein Grund dafür ist, weshalb sie höher sind.

Nach Vié et al. (2011) machen sich Anfangsstörungen bei Ensemblevorhersagen mit dem Modell AROME nur innerhalb der ersten 12 Stunden bemerkbar. Die hier verwendeten Bodenstörungen haben aber länger Auswirkungen, auch wenn sie keine reinen Anfangsstörungen, sondern mit Parameterstörungen kombiniert sind. Dennoch sind alle vier Bodenstörungen für die betrachtete Auswerteperiode, die die ersten 12 Stunden sogar komplett vernachlässigt, annähernd gleichwertig. Am ähnlichsten sind sogar noch die zwei Störungen mit derselben Anfangsbodenfeuchte, die sich nur in der Parametrisierung der Bodenwärmeleitfähigkeit unterscheiden.

8. Zusammenfassung

In dieser Arbeit wurden Ensemblesimulationen mit dem COSMO-Modell in der horizontalen Auflösung von $2,8 \text{ km} \times 2,8 \text{ km}$ für Westafrika durchgeführt, um die Vorhersagbarkeit konvektiver Niederschläge zu untersuchen. Die horizontale Auflösung des Modells ist hoch genug, um hochreichende Konvektion explizit wiederzugeben. Der Aufbau des Ensembles sowie die Modelleinstellungen wurden speziell für Westafrika angepasst. Die Simulationen umfassen zwei Zeiträume Mitte bzw. Ende Juli. Sie fallen in die Phase, in der der westafrikanische Monsun voll entwickelt ist und in der die Niederschläge sehr weit nach Norden reichen, d.h. bis in den Sahel hinein. Der Fokus lag auf der Vorhersage und Analyse der konvektiven Systeme, die diese Niederschläge erzeugen.

Verschiedenen Studien zufolge ist besonders im vegetationsarmen Sahel die Landoberfläche für die Auslösung und auch für die weitere Entwicklung konvektiver Systeme von Bedeutung: Die Bodenfeuchte beeinflusst über die Aufteilung der verfügbaren Energie in die turbulenten Flüsse der fühlbaren und latenten Wärme die Temperatur- und Feuchteverteilung in der Grenzschicht, das Grenzschichtwachstum und konvektionsrelevante Parameter wie die CIN, CAPE und θ_e (z.B. Gantner und Kalthoff, 2010; Adler et al., 2011a; Klüpfel et al., 2011; Taylor et al., 2011b). Räumliche Inhomogenitäten der Bodenfeuchte, die durch Niederschläge erzeugt werden, können mesoskalige Zirkulationen erzeugen und bewirken, dass erste konvektive Zellen oft über dem trockensten Boden entstehen (z.B. Taylor et al., 2011a; Guichard et al., 2012). Gleichzeitig ist die Bodenfeuchte ein Parame-

ter, der mit großen Unsicherheiten behaftet ist und dessen Anfangszustand für Modellsimulationen oft nicht exakt bestimmt werden kann (Gantner und Kalthoff, 2010; Klüpfel et al., 2012). Deshalb wurde sie hier als erste Komponente gewählt, um Störungen im Anfangszustand zur Durchführung der Ensemblesimulationen zu erzeugen. Damit kann abgeschätzt werden, wie sich die Unsicherheiten im Anfangszustand der Bodenfeuchte auf die Vorhersage konvektiver Systeme auswirken.

Andererseits ist bekannt, dass auch der dynamische Antrieb und die Wechselwirkungen konvektiver Systeme mit AEWs sowie die Intensität der Monsoonströmung die Konvektionsaktivität beeinflussen. Auch Wechselwirkungen zwischen einzelnen konvektiven Systemen bzw. die Auslösung neuer konvektiver Zellen vorderseitig von westwärts propagierenden Systemen sind für die weitere Entwicklung von Bedeutung. Dies wird durch die zweite Komponente der Ensemblevorhersagen berücksichtigt, die atmosphärischen Störungen. Diese wurden als verschiedene Anfangs- und Randbedingungen für das Ausschnittsmodell COSMO, zusätzlich zu den verschiedenen Störungen der Anfangsbodenfeuchte, zur Erzeugung der Ensemblevorhersagen eingesetzt.

Insgesamt soll mit Hilfe der Ensemblevorhersagen einerseits der Einfluss der atmosphärischen Störungen und andererseits der der Bodenstörungen auf die Vorhersagbarkeit konvektiver Systeme in Westafrika untersucht werden. Nachdem in neueren Studien die Bedeutung der Bodenfeuchte für die Konvektionsauslösung im Sahel nachgewiesen wurde, wurden hier erstmals nach einem systematischen Ansatz Bodenstörungen für die Erstellung hochauflösender Ensemblesimulationen verwendet, für die auch aktuelle Daten mitberücksichtigt wurden: Aus Satellitenmessungen abgeleitete Bodenfeuchtwerte wurden nach einem speziellen Verfahren für das COSMO-Modell angepasst.

Zur Auswahl der Anfangs- und Randdaten für die Erzeugung der atmosphärischen Störungen gab es verschiedene Möglichkeiten: Die Kombination von Daten mehrerer Modelle oder die Vorhersagen eines Globalensembles. Beide Möglichkeiten wurden genutzt. Daher wurden mehrere Ensembleversionen erstellt. Im zweiten Schritt wurden die verschiedenen Bodenstörungen optimiert. **Die konkreten Ziele waren i) der Vergleich der verschiedenen COSMO-Ensembleversionen, ii) der Vergleich dieser mit den Globalvorhersagen selbst, die die Anfangs- und Randbedingungen für die COSMO-Ensemblevorhersagen liefern, iii) eine detailliertere Analyse der beim Vergleich gefundenen Unterschiede und iv) die Untersuchung der Variabilität in den Ensemblevorhersagen sowie die Identifikation wichtiger Prozesse, die diese beeinflussen.**

Die genaue Vorgehensweise war folgende: Es wurden drei verschiedene Versionen von Ensemblevorhersagen erstellt, zwei für den Zeitraum vom 23. Juli bis 1. August 2006 und eine für den vom 12. bis 21. Juli 2011. Im ANA-Ensemble für 2006 stellen verschiedene Analysen die verschiedenen Anfangs- und Randbedingungen für die COSMO-Simulationen dar: Die am ECMWF erstellte AMMA-Re-Analyse, operationelle ECMWF-Analysen und GME-Analysen. Für das EC-Ensemble für 2006 liefern 11 Ensemblemitglieder des ECMWF-EPS die Anfangs- und Randbedingungen, die mittels einer klimatologischen Ensemble-Datenassimilation erzeugt wurden. Das EC-Ensemble für 2011 verwendet ebenfalls Ensemblemitglieder des ECMWF-EPS, die mittels Clusteranalyse aus den 51 Mitgliedern der operationellen Ensemblevorhersagen ausgesucht wurden. Diese Clusteranalyse wurde speziell für die synoptische Situation in Westafrika angepasst. Zusätzlich wurden vier realistische Bodenstörungen gewählt und optimiert: Zum einen wurde die Bodenfeuchte von Satellitenmessungen des AMSR-E

an das Bodenmodell des COSMO angepasst. Außerdem wurde die Bodenfeuchteverteilung aus den GME-Analysen eingesetzt. Für 2006 stellt die Bodenfeuchteverteilung der AMMA-Re-Analysen eine dritte Störung dar. Für Simulationen, in denen diese als Anfangsverteilung dient, wurde zusätzlich eine angepasste Bodenartenverteilung des IFS implementiert, um konsistentere turbulente Flüsse zu erhalten und um die Unsicherheit der Bodenartenverteilung selbst zu berücksichtigen. Für 2011 existieren keine AMMA-Re-Analysen. Dafür stand die Bodenfeuchte aus den Analysen zur Verfügung, die ebenfalls mit der angepassten Bodenartenverteilung kombiniert wurde. Eine alternative Formulierung der Bodenwärmeleitfähigkeit, die anders als die operationelle die Bodenfeuchteabhängigkeit berücksichtigt, stellt die vierte Bodenstörung dar. Die angepasste Satellitenbodenfeuchte liefert auch für dieses Ensemblemitglied Anfangswerte, sodass sie insgesamt für zwei der vier Bodenstörungen verwendet wurde.

Zur Erzeugung von 12 Ensemblemitgliedern für das ANA-Ensemble für 2006 wurden die drei verschiedenen Analysen jeweils mit den vier Bodenstörungen kombiniert. Auf die 11+1 Ensemblemitglieder des ECMWF-EPS für 2006 (die Kontrollvorhersage wurde doppelt verwendet) wurden die vier Bodenstörungen gleichmäßig verteilt, ebenso wie auf die 16 Ensemblemitglieder für 2011. Für 2011 wurden die Simulationen mit einer neueren Version des COSMO-Modells erstellt, in der optional eine klimatologische Oberflächenalbedo verwendet werden kann. Diese Option wurde gewählt, da die Albedo in der operationellen Version besonders im Norden (nördlicher Sahel und Sahara) zu niedrig und damit die Strahlungsbilanz zu hoch war.

Die Vorhersagen wurden für jeden Tag um 00 UTC gestartet, mit einer Vorhersagezeit von 36 Stunden. Die ersten 12 Stunden wurden als Einschwingzeit angesehen und nicht ausgewertet, sodass der Auswertzeitraum jeweils

12 UTC + 24 Stunden betrug. Als Zwischenschritt wurden noch Simulationen mit 14 km horizontaler Auflösung durchgeführt, die jeweils als volles Ensemble um 12 UTC für den Vortag gestartet wurden. Das bedeutet, dass die 12-Stunden-Vorhersagen der 14 km-Simulationen täglich die Anfangsbedingungen für die 2,8 km-Simulationen lieferten.

Für die Auswertung wurden zuerst die vorhergesagten 24-Stunden-Niederschlagssummen betrachtet. Zur Verifikation der Wahrscheinlichkeitsvorhersagen wurde das satellitenbasierte Niederschlagsprodukt TMPA als Referenz gewählt. Hierbei wurden die drei COSMO-Ensembleversionen untereinander sowie mit den ECMWF-Globalvorhersagen verglichen. Da hier mit der TMPA ein Niederschlagsprodukt verwendet wurde, das nicht nur auf direkten Niederschlagsmessungen beruht und daher auch mit Fehlern behaftet sein kann, wurden alternativ dazu auch synthetische Satellitenbilder der COSMO-Simulationen mit MSG-Daten verglichen.

Insgesamt ist die Niederschlagsvariabilität im Ensemble für alle Versionen im Vergleich zum mittleren Fehler des Ensemblemittels zu gering. Die meisten gitterpunktsbezogenen Gütemaße weisen für 2011 etwas bessere Werte auf als für 2006 (flachere Rang-Histogramme für 2011, Abb. 5.12 und 5.9; Fläche unter der ROC-Kurve von 0,69 gegenüber 0,60 bzw. 0,65 für 2006, vgl. Tab. 5.2). Die Konsistenz der Vorhersagewahrscheinlichkeiten ist für alle Versionen nicht hoch (BSS meist negativ), aber die Zahl der beobachteten Ereignisse ist dennoch für höhere Vorhersagewahrscheinlichkeiten höher als für niedrige. Es wurden z.B. für das EC-Ensemble für 2011 knapp 50% der Ereignisse, die mit einer Vorhersagewahrscheinlichkeit von 90% vorhergesagt wurden, auch beobachtet, gegenüber weniger als 5% für eine Vorhersagewahrscheinlichkeit von 0% (Abb. 5.16a). Die probabilistischen Gütemaße des ANA- und des EC-Ensembles für 2006 unterscheiden

sich kaum (s. Abb. 5.9 und Tab. 5.2). Die Ergebnisse sind für die Globalvorhersagen nicht generell schlechter als für die hochauflösenden Ensemblevorhersagen. Die Flächen unter den ROC-Kurven sind z.B. für das südliche Teilgebiet höher, für die mittlere und nördliche niedriger (Tab. 5.2). Es ist bei den Globalvorhersagen jedoch eine klare Unterschätzung der Niederschlagssummen zu erkennen (Abb. 5.9e und f sowie 5.12b). Dies führt in einigen Fällen dazu, dass die Statistik nicht aussagekräftig ist, weil die betrachteten Ereignisse zu selten auftreten (Abb. 5.15b und d sowie Abb. 5.16b). Für die COSMO-Ensemblevorhersagen ist nur im Süden eine systematische Unterschätzung der Niederschlagssummen anzunehmen. Die Vorhersagen des EC-Ensembles für 2011 mit dem angepassten Aufbau und der besseren Oberflächenalbedo geben damit von allen betrachteten Versionen die Beobachtung am besten wieder.

Die räumliche Verifikation des Niederschlags mittels SAL (objektbasierte Gütemaße zur Bewertung der Lage der Niederschlagsgebiete und -summen, Wernli et al., 2008) deuten für 2006 eine leichte Überlegenheit des EC-Ensembles gegenüber dem ANA-Ensemble sowie eine deutliche gegenüber dem ECWMF-Globalensemble an: Die Mittelwerte der L -Komponente betragen für die beiden COSMO-Ensembleversionen jeweils 0,32, für die A -Komponente $-0,49$ (ANA-Ensemble) und $-0,28$ (EC-Ensemble). Die Lage der Niederschlagsgebiete wird damit von beiden Ensembleversionen im Mittel gleich gut getroffen, für das EC-Ensemble entspricht aber die Niederschlagssumme eher der beobachteten. Für das Globalensemble sind beide Werte weniger gut, d.h. vom Betrag her größer (0,42 für L und $-0,71$ für A , s. Tabelle in Abschnitt 5.3). Für 2011 zeigen die Mitglieder des EC-Ensembles und des Globalensembles ähnlich gute SAL-Werte (L -Komponente bei 0,30 für das EC-Ensemble und bei 0,31 für das Globalensemble). Die unterschiedliche Verteilung der Gütemaße auf die verschiedenen En-

semblemitglieder an unterschiedlichen Tagen belegt, dass kein Ensemblemitglied systematisch bessere oder schlechtere Ergebnisse erzielt als andere. Das heißt, dass die Bodenstörungen und auch die für das ANA-Ensemble gewählten Analysen alle etwa gleich realistisch sein müssen. Dasselbe gilt für die Mitglieder des ECMWF-Globalensembles. Bei einer alternativen Verifikation der Lage der Niederschlagsgebiete (*FSS*, eine Art der „fuzzy“-Verifikation nach Roberts und Lean, 2008) wurde offensichtlich, dass für 2006 die Variabilität zwischen den Ensemblemitgliedern für das ANA-Ensemble höher ist als für das EC-Ensemble (Standardabweichung der Kantlänge, bei der FSS_{min} erreicht wird beträgt 217 km für das ANA- und 145 km für das EC-Ensemble). Das ANA-Ensemble enthält dabei insgesamt nicht mehr Ensemblemitglieder mit schlechteren *FSS*-Werten (Mittelwert von 651 km gegenüber 657 km für das EC-Ensemble).

Nach der statistischen Auswertung wurden detailliertere Untersuchungen der Niederschlagsverteilungen und auch weiterer Parameter durchgeführt. Dabei wurden verschiedene Fragestellungen bearbeitet:

- I) Wie groß sind in drei Teilgebieten (nördliches Teilgebiet am Rand zur Sahara, mittleres Teilgebiet: Sahel, südliches Teilgebiet: Sudanzone) die absoluten Niederschlagssummen (Gebietsmittelwerte, akkumuliert über die 10 Vorhersagetage) im Vergleich zur TMPA?

Die TMPA-Summen sind im südlichen Teilgebiet am höchsten (für 2006 etwa 55 mm in 10 Tagen, für 2011 66 mm) und nehmen nach Norden ab (für 2006 37 mm im mittleren Teilgebiet, 12 mm im nördlichen, 29 mm bzw. 9 mm für 2011). Die Gebietsmittel sind in allen Ensemblesimulationen (alle Mitglieder aller Versionen) im südlichen Teilgebiet geringer als die Beobachtung. Im mittleren Teilgebiet stimmen sie für die COSMO-Ensembleversionen gut mit der Beobachtung

überein (jeweils einige Ensemblemitglieder höher, einige niedriger als die Beobachtung). In den Globalvorhersagen sind sie aber wie im südlichen Teilgebiet zu gering (alle Mitglieder niedriger). Im nördlichen Teilgebiet sind die absoluten Niederschlagssummen in allen COSMO-Simulationen für 2006 zu hoch, für 2011 nicht. Wiederum zu niedrig, wie im südlichen und mittleren Teilgebiet, sind die Summen in allen Globalvorhersagen. Die Unterschätzung im südlichen Teilgebiet ist für die Globalvorhersagen für 2006 am geringsten (Summen zwischen 28 mm und 53 mm) und im ANA-Ensemble für 2006 am stärksten (15 mm-35 mm). Im mittleren Teilgebiet ist die Unterschätzung in den Globalvorhersagen für 2006 extrem, für alle Mitglieder liegen die Summen zwischen 8 mm und 12 mm. Die Unterschiede zwischen den Ensemblemitgliedern sind dagegen in den COSMO-Ensemblevorhersagen sehr groß. Im nördlichen Teilgebiet sind vor allem in einigen ANA-Ensemblemitgliedern die Summen zu hoch (bis 35 mm). In allen COSMO-Versionen existiert dort aber immer auch ein Ensemblemitglied mit der gleichen Summe wie in der Beobachtung, während in den Globalvorhersagen alle Mitglieder deutlich zu niedrige Summen (< 5 mm) aufweisen.

II) Wie gut ist die räumliche und zeitliche Übereinstimmung des Niederschlags in den einzelnen Ensemblemitgliedern mit dem der TMPA?

Die TMPA zeigt in zonalen Hovmöller-Diagrammen für 2006 drei und für 2011 vier Perioden mit stärkeren Niederschlägen, die von westwärts wandernden konvektiven Systemen erzeugt werden. Sie werden von den COSMO-Vorhersagen meist wiedergegeben, mit einer korrekten Verlagerungsgeschwindigkeit von etwa 15 m s^{-1} und in der Regel auch am richtigen Tag. Für die Globalvorhersagen ist die räumliche und zeitliche Übereinstimmung des meridional gemittelten Nie-

derschlags mit der TMPA weniger deutlich als für die COSMO-Ensemblemitglieder. Dabei sind die Anzahl und die grobe Lage der Systeme annähernd realistisch, ihre Niederschlagssummen und ihre Verlagerung aber nicht. Die mittleren Tagesgänge stimmen in den COSMO-Simulationen in den drei Teilgebieten gut mit der TMPA überein. Es ist anhand der Analyse des Tagesgangs (Abschn. 6.2.3) zu vermuten, dass größere, advektive Systeme im Süden einen stärkeren Einfluss haben als weiter nördlich: Im Süden ist zwar das Maximum der lokalen Auslösung um 18 UTC höher als im mittleren Teilgebiet ($0,35 \text{ mm h}^{-1}$ gegenüber $0,25 \text{ mm h}^{-1}$), die Summen sind aber auch insgesamt höher. Dies spricht für eine Überlagerung des stark ausgeprägten Tagesgangs der lokalen Niederschläge und dem weniger stark ausgeprägten durch advektive Systeme. Dieser zweite Teil ist im mittleren Teilgebiet geringer.

- III) Wie ist die systematische Unterschätzung der Niederschlagssummen im südlichen Teilgebiet in den COSMO-Simulationen zu erklären? Anhand der Hovmöller-Diagramme ist zu erkennen, dass einige Systeme durch den täglichen Modellneustart in ihrem Lebenszyklus unter bzw. abgebrochen werden (Abschn. 6.2.2). Einige west- bzw. südwestwärts ziehende, advektive Systeme erreichen dadurch innerhalb eines Tages nicht den Südwesten des Modellgebiets. Dies trägt dazu bei, dass die Niederschlagssummen besonders im südlichen Teilgebiet in den Simulationen zu niedrig sind. Für einen längeren Vorhersagezeitraum (Auswertung der Vorhersagestunden 36-70 statt 12-36 für das EC-Ensemble 2011) sind die Summen auch im Süden höher (bis 68 mm, Abb. 6.11), allerdings nicht die Vorhersagegüte ($BSS = -0,38$ statt $-0,09$, Abb. 6.12), d.h. die konvektiven Systeme treten nicht immer an den richtigen Tagen bzw. Orten auf. Anhand der Analyse des

Tagesgangs ist der Anteil der advektiven Systeme im Süden höher als in den anderen Teilgebieten. Dies erklärt, weshalb die systematische Unterschätzung der Niederschlagssummen, die hauptsächlich von advektiven Systemen erzeugt werden, nur im Süden offensichtlich ist.

IV) Wie groß ist der Einfluss der Bodenstörungen gegenüber dem der atmosphärischen Störungen und wie wirkt er sich aus?

Bei der Analyse der absoluten Niederschlagssummen ist im ANA-Ensemble zu erkennen, dass sich die 10-Tages-Summen zwischen Ensemblemitgliedern mit verschiedenen Bodenstörungen stärker unterscheiden (maximal 30 mm) als zwischen Mitgliedern mit verschiedenen atmosphärischen Störungen (maximal 9 mm, Abb. 6.4b). Beim Vergleich von Korrelationskoeffizienten von einzelnen Ensemblemitgliedern mit jeweils der TMPA stellt sich heraus, dass für 10-Tages-Niederschlagssummen beide Arten von Störungen Unterschiede zwischen den Mitgliedern erzeugen, für Hovmöller-Diagramme aber eher die atmosphärischen (Abschn. 6.3.1). Daraus lässt sich die Schlussfolgerung ziehen, dass die Bodenstörungen im COSMO-Ensemble weniger das Auftreten von konvektiven Systemen an bestimmten Tagen beeinflussen als vielmehr ihre Lage und die erzeugte Niederschlagssumme. Die zeitliche Entwicklung und der Betrag der Ensemblestandardabweichung des Niederschlags für die Vorhersagestunden 0-36 sind für Mitglieder mit verschiedenen Bodenstörungen im ANA-Ensemble vergleichbar mit der Entwicklung und dem Betrag für Mitglieder mit verschiedenen atmosphärischen Störungen (beide etwa bis $1,2 \text{ mm h}^{-1}$, für das gesamte Ensemble etwa $1,5 \text{ mm h}^{-1}$, Abb. 6.13c und 6.14). Im ANA-Ensemble erzeugen damit die beiden Arten von Störungen eine vergleichbare Varianz. Dieses Ergebnis bestätigt auch das der Gütemaße SAL und FSS, die gleich große Unterschiede in der Lage der Nie-

derschlagsgebiete zwischen den einzelnen Ensemblemitgliedern aufweisen. Die zeitliche Entwicklung der Standardabweichung weiterer Parameter belegt, dass die Bodenstörungen Unterschiede in den turbulenten Flüssen erzeugen, die um 12-13 UTC maximal sind. Unter den betrachteten Parametern weist ansonsten der integrierte Wasserdampf zwischen 12 UTC und 16 UTC den steilsten Anstieg der Standardabweichung auf, während die Standardabweichung des Niederschlags von 12 UTC bis 20 UTC stark ansteigt.

- V) Was ist der Einfluss der atmosphärischen Störungen auf die Vorhersage der konvektiven Niederschläge und wie ist ihre Variabilität?

Die Standardabweichung der Windkomponenten im Jetniveau sowie des integrierten Wasserdampfes ist im Mittel bereits ab Modellstart um 00 UTC groß (6.13c und d). Im ANA-Ensemble ist sie deutlich größer als im EC-Ensemble ($2,1 \text{ ms}^{-1}$ zu $1,5 \text{ ms}^{-1}$ für die Windkomponenten bzw. $3,8 \text{ kg m}^{-2}$ zu $1,1 \text{ kg m}^{-2}$ für den integrierten Wasserdampf), das heißt die drei für das ANA-Ensemble verwendeten Analysen unterscheiden sich stärker als die Anfangsstörungen der Globalensemblemitglieder. Die Variabilität auf einer Skala von mehreren Tagen (synoptische Skala) ist dabei für den Meridionalwind im Jetniveau größer als die Variabilität innerhalb des Ensembles an einem Tag: Im Gebiet 4 z.B. betragen die Differenzen innerhalb der 10 Tage bis zu 12 m s^{-1} , Differenzen zwischen Ensemblemitgliedern an einem Tag aber maximal 3 m s^{-1} (Abb. 6.18b). Für Parameter wie die turbulenten Flüsse ist dies nicht der Fall. Das bedeutet, dass die synoptisch-skalige Variabilität des Meridionalwinds im Jetniveau in den drei Analysen ähnlich ist und die drei Analysen durch den Meridionalwind nur eine begrenzte Variabilität im Ensemble erzeugen. Für die Grenzschichtfeuchte sind die Unterschiede zwischen den Analysen hoch, was sich

speziell im Norden auf die Niederschlagssummen auswirkt (Abschn. 6.4.1). Variabilitäten des großräumigen Temperaturgradienten erzeugen ebenfalls große Unterschiede in der Konvektionsvorhersage.

VI) Welche sind die wichtigsten Parameter und Prozesse, die Variationen in der Simulation von konvektiven Systemen hervorrufen?

Es sind an verschiedenen Tagen verschiedene Prozesse wichtig. Entscheidend ist dabei die Kombination. Die CIN hat einen beschränkenden Einfluss: Wenn sie größer ist als 150 J kg^{-1} , ist die nachmittägliche Niederschlagssumme kleiner als 2 mm. Wenn die CIN bei 0 liegt, treten Niederschlagssummen von mehr als 16 mm auf, aber auch solche Fälle, in denen kein Niederschlag fällt. Wichtig sind auch der dynamische Antrieb durch AEWs, der Feuchtetransport Richtung Norden mit der Monsunströmung bzw. deren Schwankungen, sowohl im Tagesgang als auch auf größeren Zeitskalen, die Feuchtigkeit in mittleren Schichten und die Zirkulation in der Hitzetiefregion, die den großräumigen Temperaturgradienten beeinflusst. Die absolute Bodenfeuchte ist auf einer Zeitskala von mehreren Tagen wichtig, während Inhomogenitäten oft darüber entscheiden, an welcher Stelle erste konvektive Zellen entstehen, die sich zu größeren konvektiven Systemen entwickeln können.

Nicht konkret Bestandteil der Untersuchungen, aber dennoch sehr wichtig ist der Einfluss der Orographie: Vor allem nachmittags, d.h. zu der Tageszeit, zu der lokale Prozesse eine große Rolle spielen, sind die Niederschlagssummen über den Erhebungen wie dem Jos-Plateau und dem Air besonders hoch.

Abschließend wurden noch Wechselwirkungen zwischen konvektiven Systemen bzw. der Einfluss existierender Systeme auf weitere Konvektion betrachtet. Bei einer genaueren Analyse einzelner Systeme bzw. deren Nieder-

schlagen war festzustellen, dass die auf zonalen Hovmöller-Diagrammen eher als durchgängige „Niederschlagsbänder“ erkennbaren Strukturen oft von mehreren Systemen erzeugt werden. Wichtig sind dabei Kaltluftausflüsse in Form von Dichteströmungen mit hohen Windgeschwindigkeiten, die beim Aufeinandertreffen mit der südwestlichen Grundströmung in der unteren Troposphäre zu markanten Konvergenzzonen führen. Oft entscheiden dabei dennoch die Inhomogenitäten des fühlbaren Wärmestroms, wo genau die ersten Zellen des nächsten Systems ausgelöst werden. Innerhalb der Dichteströmung befindet sich häufig auch eine Zone mit hoher Feuchtigkeit und niedriger CIN, die besonders nachts, wenn die CIN ansonsten hoch ist, bevorzugte Auslösegebiete für konvektive Systeme kennzeichnet.

Insgesamt konnte in dieser Arbeit durch die systematische Integration von Bodenstörungen für die Erstellung hochauflösender Ensemblesimulationen gezeigt werden, dass in Westafrika und insbesondere in der Sahel-Region Unsicherheiten in der genauen Bestimmung von Bodeneigenschaften sowie in der Initialisierung der Bodenfeuchte die Vorhersagbarkeit konvektiver Systeme gleichermaßen beeinflussen wie Unsicherheiten der atmosphärischen Daten. Dieser Einfluss der Landoberfläche, der erst in neueren Studien anhand von Beobachtungsdaten belegt werden konnte (z.B. Taylor et al., 2011a), wurde bisher in hochauflösenden Simulationen nicht systematisch nachgewiesen. Desweiteren existieren nur wenige Studien, die den Ansatz der hochauflösenden Ensemblesimulationen speziell auf konvektive Situationen bzw. auf Konvektion in Westafrika angewendet haben (s. Abschn. 3.2.4). Soweit bekannt, existiert nur eine Studie, die mit Hilfe von hochauflösenden Ensemblesimulationen Niederschläge in Westafrika untersucht hat (Torn, 2010). Diese konzentriert sich aber auf rein dynamische Aspekte, während mit Hilfe der hier entwickelten

Kombination von Boden- und Atmosphärenstörungen die Einflüsse dieser beiden Faktoren gegenübergestellt werden konnten. Es wurde gezeigt, dass der wichtige Prozess der Konvektionsauslösung durch Sekundärzirkulationen in den Simulationen enthalten ist und einen Einfluss auf die Vorhersagbarkeit hat. Wie in Kapitel 7 diskutiert, zeigen die Simulationen aber auch, dass für die Vorhersage von konvektiven Niederschlägen nicht nur dieser eine Prozess, sondern die Kombinationen mehrerer Faktoren entscheidend ist.

A. Anhang

A.1. Bodenarten

Die Bodenarten des Bodenmodells TERRA_ML sind nach Doms et al. (2011) folgendermaßen eingeteilt:

Bodentyp	3 Sand	4 sandiger Lehm	5 Lehm	6 lehmiger Sand	7 Ton	8 Torf
Porenvolumen	0,364	0,445	0,455	0,475	0,507	0,863
<i>ws_{OPV}</i>						
Feldkapazität	0,196	0,260	0,340	0,370	0,463	0,763
<i>ws_{FK}</i>						
Welkepunkt	0,042	0,100	0,110	0,185	0,257	0,265
<i>ws_{PWP}</i>						
Air Dryness Point	0,012	0,030	0,035	0,060	0,065	0,098
<i>ws_{ADP}</i>						
hydraulische Leitfähigkeit in 10^{-6} m s^{-1}	47,9	9,43	5,31	0,764	0,017	0,058
Wärmeleitfähig- keit in W (K m)^{-1}	1,64	1,74	1,26	1,30	1,37	1,39

Außerdem entsprechen die Nummern 1 und 2 den Oberflächenbeschaffenheiten Eis bzw. Fels. Für Fels wird die Bodenfeuchte nicht berechnet, d.h. es ist dort keine Evaporation außer aus dem Interzeptionsspeicher, keine Infil-

tration und kein vertikaler Wassertransport möglich. Für Eis ist dies ähnlich; es ist über Eis aber Evaporation möglich, die der potentiellen Evaporation entspricht. Diese wird aufgrund der niedrigen Temperatur jedoch sehr gering sein.

Im Bodenmodell des ECMWF (H-TESEL) sind die Bodenarten etwas anders zugeordnet:

Bodentyp	1 grob	2 mittel	3 mittelfein	4 fein	5 sehr fein	6 organisch	7 lehmig
Porenvolumen <i>wsopv</i>	0,403	0,439	0,430	0,520	0,614	0,766	0,472
Feldkapazität <i>wsok</i>	0,244	0,347	0,383	0,448	0,541	0,663	0,323
Welkepunkt <i>wsopp</i>	0,059	0,151	0,133	0,249	0,335	0,267	0,171

A.2. Übersicht: Modellversionen und -einstellungen

	2006	2011
COSMO-	cosmo_110525_4.18	cosmo_130207_4.26.2
Modellversion		
zusätzliche		rttov7_synsat_vector_201009
Bibliotheken		
Namelist RUNCTL		<i>dt</i> = 20
Namelist DYNCTL		<i>rdheight</i> = 18000
Namelist PHYCTL	<i>itype_gscp</i> = 4, <i>nradcoarse</i> = 2, <i>hincrad</i> = 0.25, <i>itype_turb</i> = 3, <i>imode_turb</i> = 1, <i>itype_tran</i> = 2, <i>imode_tran</i> = 1, <i>itype_conv</i> = 3, <i>itype_heatcond</i> = 1 bzw. <i>itype_heatcond</i> = 3	<i>itype_albedo</i> = 2
Version des	int2lm_110311_1.18	int2lm_120831_1.20
Präprozessors		
Namelist CONTRL		<i>l_smi</i> = .FALSE. <i>itype_albedo</i> = 2 <i>itype_rootdp</i> = 2 <i>itype_ndvi</i> = 2
Namelist LMGRID		<i>kelm_tot</i> = 50, <i>ivctype</i> = 2, <i>irefatm</i> = 2, <i>vcflat</i> = 15000.0 <i>vcoord_d</i> = 28500.0, 27425.0, 26377.0, 25355.0, 24359.0, 23388.0, 22441.0, 21518.0, 20618.0, 19740.0, 18885.0, 18051.0, 17238.0, 16447.0, 15675.0, 14924.0, 14192.0, 13480.0, 12787.0, 12112.0, 11456.0, 10818.0, 10198.0, 9596.0, 9012.0, 8444.0, 7894.0, 7361.0, 6845.0, 6346.0, 5863.0, 5397.0, 4948.0, 4515.0, 4099.0, 3700.0, 3318.0, 2952.0, 2604.0, 2273.0, 1959.0, 1664.0, 1387.0, 1129.0, 891.0, 674.0, 480.0, 310.0, 168.0, 59.0, 0.0

A.3. Technische Details zur Erzeugung der Bodenstörungen

Die Ersetzung der Bodenfeuchte in den Anfangsfeldern der 14 km-Simulationen muss auch aus technischer Sicht auf die vier gewählten Varianten angepasst werden:

- Für die EC-Bodenstörung werden Bodenfeuchte und Bodentyp vom ECMWF (IFS) übernommen. Der Bodentyp wird direkt in der Datei, die die externen Daten enthält, ersetzt. Dafür muss die Verteilung und die Definition der Bodenarten vorher an die im COSMO-Bodenarten angepasst sowie eine horizontale Interpolation durchgeführt werden. Die Zuordnung der Nummern der Bodenarten von IFS nach COSMO ist 1 → 3, 2 → 5, 3 → 6, 4 → 7, 5 → 8, 6 → 8, 7 → 7. Zusätzlich werden alle Punkte, in denen die Land-Sea-Mask= 1 im COSMO, auf Wasser (9) gesetzt.

Die Bodenfeuchte wird für 2006 von den Reanalysen genommen, d.h. für die ECR-EC-Mitglieder ist außer der Interpolation durch den Präprozessor und der Verwendung der angepassten Bodenart keine Anpassung der Anfangsfelder notwendig. Für die GME-EC und ECA-EC-Mitglieder wird die Bodenfeuchte für alle Schichten in der vom Präprozessor erzeugten Datei mit der des ECR-EC-Mitglieds ersetzt, d.h. nach der vertikalen Interpolation durch den Präprozessor unter Berücksichtigung der verschiedenen Schichtdicken der Bodenmodelle TESSEL und TERRA_ML und der horizontalen Interpolation. Dasselbe gilt für die Mitglieder des EC-Ensembles für 2006. Für 2011 muss für diese Bodenstörung, außer durch die IFS-Bodenartenverteilung, zusätzlich nichts beachtet werden, da die Bodenfeuchte für alle Mitglieder dieselbe ist und daher direkt mit der aus der operationellen Analyse stammenden Bodenfeuchteverteilung gerechnet wird.

- GM-Bodenstörung: Zuerst wird hier das Ensemblemitglied GME-GM durch den Präprozessor interpoliert. Die so erzeugte Bodenfeuchte wird in die Anfangsfelder der zu erzeugenden Mitglieder (ECR-GM und ECA-GM sowie alle GM-Mitglieder der EC-Ensembleversionen). Dies müssen ebenfalls vorher durch den Präprozessor interpoliert werden; dabei ist zu berücksichtigen werden, dass die richtige Bodenartenverteilung vorgegeben wird.
- AG-Bodenfeuchte: Die Erstellung der AG-Bodenfeuchte mittels Anpassung der Satellitenbodenfeuchte wird in Abschnitt 4.2.1 ausführlich besprochen. Die Verteilungen werden für alle Tage vorbereitet und wie für die GM-Mitglieder in die durch den Präprozessor interpolierten Anfangsfelder eingesetzt.
- AP-Bodenstörung: Identisch zu AG-Bodenfeuchte, Modellstart aber mit der Einstellung *itype_heatcond* = 3.

Für den Start der Ensemblesimulationen wurde ein Skript erstellt, das in zuvor vorbereiteten Namelists nur die notwendigen Parameter (Zeiten, Pfade, *itype_heatcond*) ersetzt und der Reihe nach für jeden Vorhersagetag folgende Schritte ausführt:

- Start des Präprozessors zur Interpolation der drei Analysen (ANA-Ensemble) bzw. aller Ensemblemitglieder der EC-Ensembleversionen, die die Anfangs- und Randdaten für die 14 km-Simulationen liefern; dabei muss beachtet werden, dass für die EC-Ensemblemitglieder eine alternative Bodenartenverteilung verwendet wird. Dem Präprozessor muss jeweils die korrekte Bodenartenverteilung vorgegeben werden, d.h. für jede Analyse muss er zweimal gestartet werden (einmal für die EC-Mitglieder, einmal für die GM-, AG- und AP-Mitglieder), für alle Mitglieder des ECMWF-Ensembles jeweils einmal.

- Ersetzung der Bodenfeuchtefelder in den vorher festgelegten Kombinationen.
- Start der 14 km-Simulationen (jeweils 12 bzw. 16 Ensemblemitglieder) unter Berücksichtigung der zwei Einstellungen für *itype_heatcond*.
- Start des Präprozessors zur Interpolation der 14 km-Simulationen, die die Anfangs- und Randdaten für die 2,8 km-Simulationen liefern, wiederum unter Berücksichtigung der zwei unterschiedlichen Bodenartenverteilungen, die in beiden Auflösungen vorliegen müssen.
- Start der 2,8 km-Simulationen, wiederum unter Berücksichtigung der zwei Einstellungen für *itype_heatcond*.

A.4. Liste der durchgeführten Modellsimulationen

ANA-Ensemble

Für das ANA-Ensemble werden, wie in Abschnitt 4.3.2 beschrieben, für jeden Tag jeweils 12 Simulationen gestartet. Die Versionskennzeichnungen sind für alle Tage identisch, * steht für 3 (größeres Simulationsgebiet für die 14 km-Simulationen) bzw. 4 (kleineres Simulationsgebiet für die 2,8 km-Simulationen, s.a. Abb. 4.11):

Startzeitpunkte der 14 km-Simulationen	Startzeitpunkte der 2,8 km-Simulationen	Versions- kennzeichnungen
2006072212	2006072300	ecrn*jjecteu
2006072312	2006072400	ecrn*jgmtcu
2006072412	2006072500	ecrn*jagtcu
2006072512	2006072600	ecrn*jagtcp
2006072612	2006072700	ecan*jjecteu
2006072712	2006072800	ecan*jgmtcu
2006072812	2006072900	ecan*jagtcu
2006072912	2006073000	ecan*jagtcp
2006073012	2006073100	gmgn*jagtcp
2006073112	2006080100	gmgn*jagtcu
		gmgn*jjecteu
		gmgn*jgmtcu

EC-Ensemble für 2006

Im EC-Ensemble für 2006 werden für jeden Tag jeweils die Bodenstörungen zufällig auf die 11+1 ECMWF-Ensemblemitglieder verteilt. Die Startzeitpunkte für die 2,8 km- bzw. 14 km-Simulationen sind identisch mit denen des ANA-Ensembles. Die Verteilung der Bodenstörungen muss für die 2,8 km- und 14 km-Simulationen dieselbe sein und ist für die 2,8 km-Simulationen in Tabelle A.1 angegeben.

EC-Ensemble für 2011

Im EC-Ensemble für 2011 werden ebenfalls für jeden Tag die Bodenstörungen auf die mittels Clusteranalyse bestimmten ECMWF-Ensemblemitglieder verteilt, wiederum mit derselben Verteilung für die 2,8 km- und 14 km-Simulationen. Die Startzeitpunkte für die 14 km-Simulationen liegen entsprechend Abschnitt 4.3.2 jeweils 12 Stunden vor denen der in Tabelle A.2 angegebenen Startzeitpunkte der 2,8 km-Simulationen.

Tab. A.1.: Liste aller Modellsimulationen des EC-Ensembles für 2006 (2,8 km-Simulationen), nach Startzeitpunkten.

2006072300	2006072400	2006072500	2006072600	2006072700	2006072800	2006072900	2006073000	2006073100	2006080100
e00n4jcteu	e00n4jagtcp	e00n4jagtcu	e00n4jcteu	e00n4jagtcp	e00n4jagtcu	e00n4jcteu	e00n4jagtcu	e00n4jcteu	e00n4jagtcp
e00n4jgmtcu	e00n4jcteu	e00n4jcteu	e00n4jgmtcu	e00n4jcteu	e00n4jcteu	e00n4jgmtcu	e00n4jcteu	e00n4jgmtcu	e00n4jcteu
e01n4jagtcu	e01n4jagtcu	e01n4jagtcp	e01n4jagtcu	e01n4jagtcu	e01n4jagtcu	e01n4jagtcu	e01n4jgmtcu	e01n4jagtcp	e01n4jgmtcu
e02n4jagtcp	e02n4jgmtcu	e02n4jgmtcu	e02n4jagtcp	e02n4jgmtcu	e02n4jagtcp	e02n4jagtcp	e02n4jagtcu	e02n4jagtcu	e02n4jagtcu
e03n4jagtcp	e03n4jgmtcu	e03n4jgmtcu	e03n4jcteu	e03n4jcteu	e03n4jcteu	e03n4jagtcu	e03n4jagtcp	e03n4jagtcu	e03n4jgmtcu
e04n4jgmtcu	e04n4jagtcp	e04n4jagtcu	e04n4jgmtcu	e04n4jagtcp	e04n4jagtcu	e04n4jgmtcu	e04n4jagtcu	e04n4jgmtcu	e04n4jagtcp
e05n4jagtcu	e05n4jagtcp	e05n4jagtcp	e05n4jagtcu	e05n4jagtcu	e05n4jgmtcu	e05n4jcteu	e05n4jgmtcu	e05n4jagtcp	e05n4jcteu
e06n4jcteu	e06n4jgmtcu	e06n4jcteu	e06n4jagtcp	e06n4jgmtcu	e06n4jagtcp	e06n4jcteu	e06n4jcteu	e06n4jcteu	e06n4jcteu
e07n4jagtcp	e07n4jagtcu	e07n4jgmtcu	e07n4jcteu	e07n4jcteu	e07n4jcteu	e07n4jagtcu	e07n4jagtcp	e07n4jagtcu	e07n4jgmtcu
e08n4jgmtcu	e08n4jagtcp	e08n4jagtcu	e08n4jgmtcu	e08n4jagtcp	e08n4jagtcu	e08n4jgmtcu	e08n4jagtcu	e08n4jgmtcu	e08n4jagtcp
e09n4jagtcu	e09n4jcteu	e09n4jagtcp	e09n4jagtcu	e09n4jagtcu	e09n4jgmtcu	e09n4jcteu	e09n4jgmtcu	e09n4jagtcp	e09n4jcteu
e10n4jcteu	e10n4jgmtcu	e10n4jcteu	e10n4jagtcp	e10n4jgmtcu	e10n4jagtcp	e10n4jagtcp	e10n4jcteu	e10n4jcteu	e10n4jagtcu

Tab. A.2.: Liste aller Modellsimulationen des EC-Ensembles für 2011 (2,8 km-Simulationen), nach Startzeitpunkten.

e01n4jcteu	2011071200	2011071300	2011071400	2011071500	2011071600	2011071700	2011071800	2011071900	2011072000	2011072100
e16n4jgmtcu	e05n4jcteu	e06n4jgmtcu	e02n4jcteu	e11n4jcteu	e01n4jcteu	e06n4jcteu	e12n4jcteu	e11n4jcteu	e03n4jcteu	e02n4jcteu
e18n4jagtcu	e06n4jgmtcu	e04n4jgmtcu	e04n4jgmtcu	e13n4jgmtcu	e03n4jgmtcu	e07n4jgmtcu	e20n4jgmtcu	e12n4jgmtcu	e05n4jgmtcu	e03n4jgmtcu
e20n4jagtcu	e07n4jagtcu	e05n4jagtcu	e19n4jagtcu	e19n4jagtcu	e09n4jagtcu	e11n4jagtcu	e21n4jagtcu	e14n4jagtcu	e10n4jagtcu	e06n4jagtcu
e23n4jcteu	e09n4jagtcu	e06n4jagtcu	e20n4jagtcu	e20n4jagtcu	e10n4jagtcu	e12n4jagtcu	e24n4jagtcu	e19n4jagtcu	e12n4jagtcu	e11n4jagtcu
e24n4jgmtcu	e12n4jcteu	e19n4jcteu	e25n4jcteu	e25n4jcteu	e13n4jcteu	e14n4jcteu	e25n4jcteu	e20n4jcteu	e14n4jcteu	e14n4jcteu
e28n4jagtcu	e18n4jgmtcu	e28n4jgmtcu	e27n4jgmtcu	e27n4jgmtcu	e24n4jgmtcu	e18n4jgmtcu	e28n4jgmtcu	e22n4jgmtcu	e17n4jgmtcu	e15n4jgmtcu
e30n4jagtcu	e21n4jagtcu	e32n4jagtcu	e28n4jagtcu	e28n4jagtcu	e26n4jagtcu	e23n4jagtcu	e30n4jagtcu	e25n4jagtcu	e18n4jagtcu	e20n4jagtcu
e31n4jcteu	e22n4jagtcu	e33n4jagtcu	e30n4jagtcu	e30n4jagtcu	e27n4jagtcu	e24n4jagtcu	e31n4jagtcu	e26n4jagtcu	e24n4jagtcu	e22n4jagtcu
e34n4jgmtcu	e24n4jcteu	e34n4jcteu	e34n4jcteu	e34n4jcteu	e31n4jcteu	e30n4jcteu	e33n4jcteu	e27n4jcteu	e26n4jcteu	e27n4jcteu
e37n4jagtcu	e28n4jgmtcu	e38n4jgmtcu	e38n4jgmtcu	e36n4jgmtcu	e34n4jgmtcu	e36n4jgmtcu	e37n4jgmtcu	e29n4jgmtcu	e27n4jgmtcu	e29n4jgmtcu
e39n4jagtcu	e33n4jagtcu	e40n4jagtcu	e40n4jagtcu	e41n4jagtcu	e38n4jagtcu	e37n4jagtcu	e42n4jagtcu	e30n4jagtcu	e28n4jagtcu	e30n4jagtcu
e42n4jcteu	e34n4jagtcu	e41n4jagtcu	e42n4jagtcu	e42n4jagtcu	e39n4jagtcu	e39n4jagtcu	e43n4jagtcu	e33n4jagtcu	e29n4jagtcu	e32n4jagtcu
e45n4jgmtcu	e35n4jcteu	e43n4jcteu	e43n4jcteu	e43n4jcteu	e40n4jcteu	e40n4jcteu	e45n4jcteu	e38n4jcteu	e31n4jcteu	e33n4jcteu
e46n4jagtcu	e39n4jgmtcu	e47n4jgmtcu	e47n4jgmtcu	e44n4jgmtcu	e42n4jgmtcu	e41n4jgmtcu	e46n4jgmtcu	e41n4jgmtcu	e35n4jgmtcu	e37n4jgmtcu
e49n4jagtcu	e40n4jagtcu	e49n4jagtcu	e46n4jagtcu	e46n4jagtcu	e48n4jagtcu	e42n4jagtcu	e47n4jagtcu	e43n4jagtcu	e36n4jagtcu	e41n4jagtcu
	e50n4jagtcu	e50n4jagtcu	e49n4jagtcu	e49n4jagtcu	e50n4jagtcu	e45n4jagtcu	e49n4jagtcu	e44n4jagtcu	e42n4jagtcu	e44n4jagtcu

Danksagung

An erster Stelle vielen Dank an meinen Referenten, Herrn Prof. Kottmeier, dass er mir durch meine Anstellung am IMK die Durchführung dieser Arbeit ermöglichte und hilfreiche Korrekturvorschläge zur Erstellung der Arbeit machte. An Prof. Sarah Jones ebenfalls vielen Dank für die Übernahme des Koreferats.

Die Arbeit wurde zum Teil von der Landesstiftung Baden-Württemberg im Rahmen des Projekts „High-Performance Computing: Mehrskaliges und wolkenauflösendes Ensemblesystem auf Höchstleistungsrechnern: Anwendung auf die Niederschlagsvorhersage“ gefördert.

Ohne die Betreuung durch unseren Arbeitsgruppenleiter Norbert Kalthoff wäre diese Arbeit nicht möglich gewesen. Er nahm sich immer die Zeit zur Diskussion der Ergebnisse und Besprechung der weiteren Schritte, auch wenn diese wegen größerer Messkampagnen manchmal knapp wurde. Danke Norbert, für deine Geduld und Ausdauer beim Korrekturlesen sowie die unermüdlichen Diskussionsrunden! Bei diesen leistete auch Leonhard Gantner einen wichtigen Beitrag. Er übernahm außerdem im Rahmen des Projektes nicht nur die Clusteranalyse, sondern war auch eine unersetzliche Hilfe bei vielen technischen Fragen und bei der Beschaffung der großen Datenmengen. Vielen Dank, Leo, für deine Tätigkeit als „Jäger und Sammler“! Danke auch an Inge Bischoff-Gauß vom SimLab Klima und Umwelt, die bei besonders kniffligen Problemen mit dem COSMO-Modell immer zur Stelle ist.

Andrea Montani von ARPA-SIMC in Bologna stellte uns seine Clusteringsoftware zur Verfügung und ermöglichte es, dass wir auf die Daten des ECMWF-EPS zugreifen konnten, die für den Betrieb des COSMO-LEPS gespeichert werden. Vielen Dank für diese Unterstützung. Auch die von Simon Lang am ECMWF bereitgestellten Daten waren eine große Hilfe, ohne die ein Teil der Arbeit so nicht möglich gewesen wäre. Danke Simon! Für die Bereitstellung der in TERRA implementierten Version der Bodenwärmefähigkeit nach McCumber und Pielke (1981) sei Jan-Peter Schulz vom DWD / Uni Frankfurt gedankt. Ebenfalls ist Folke Olesen und Walter Fiebig zu danken, da sie einen Teil der am IMK-ASF gespeicherten MSG-Daten, der hier für die Evaluation benötigt wurde, aufbereitet und zur Verfügung gestellt haben.

Die Graduiertenschule GRACE des KIT-Zentrums Klima und Umwelt förderte meinen dreimonatigen Aufenthalt bei Météo France / CNRM in Toulouse, wo ich in der Arbeitsgruppe MOANA unter der Leitung von Jean-Philippe Lafore arbeiten konnte und die Gelegenheit zum Austausch mit Françoise Guichard und Rémy Roca hatte. Vielen Dank auch an Florent Beucher für die gute Zusammenarbeit in Toulouse! Der Messeinsatz im Rahmen von Hymex mit dem KITCube auf Korsika war ebenfalls eine sehr positive Erfahrung.

Vielen Dank an Jutta für die Versorgung mit Teewasser, an Yvonne und Rosi für die Beratung bei allen verwaltungstechnischen Angelegenheiten, an Gabi für die PC-Betreuung, an Martin für seine allgemeine Hilfsbereitschaft und an alle auf dem 3. Stockwerk sowie unsere Essensrunde für die gute Atmosphäre. Danke auch an Stefan für die Begleitung durch den dunklen Wald. Darüber hinaus ist meine altbewährte Zimmerkollegin Bianca nicht nur ein guter Gesprächspartner für fachliche wie private Diskussionen, sondern auch eine gute Freundin, die jederzeit für alle Arten von sportlichen

Aktivitäten, bevorzugt an der frischen Luft, zu haben ist. Ich hoffe, wir werden gemeinsam noch viele Gipfel bezwingen! Zu guter Letzt natürlich noch ein großes Dankeschön an meinen lieben Freund und in der Zwischenzeit auch Mann, der mir seit nunmehr neun Jahren zuverlässige Unterstützung und Halt bietet. Danke für die Übernahme der vielen Kleinigkeiten im letzten halben Jahr, die in der Summe so viel Arbeit bereiten!

B. Literaturverzeichnis

- Abdou, K., D. J. Parker, B. Brooks, N. Kalthoff, und T. Lebel, 2010: The diurnal cycle of lower boundary-layer wind in the west african monsoon. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **136** (S1), 66–76.
- Adler, B., N. Kalthoff, und L. Gantner, 2011a: Initiation of deep convection caused by land-surface inhomogeneities in West Africa: a modelled case study. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **112**, 15–27.
- Adler, B., N. Kalthoff, und L. Gantner, 2011b: The impact of soil moisture inhomogeneities on the modification of a mesoscale convective system: An idealised model study. *Atmos. Res.*, **101** (1), 354–372.
- Agustí-Panareda, A. und A. Beljaars, 2008: ECMWF's contribution to AMMA. *ECMWF Newsletter*, **115**, 19–27.
- Agustí-Panareda, A., et al., 2009: Radiosonde humidity bias correction over the West African region for the special AMMA reanalysis at ECMWF. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **135**, 595–617.
- Agustí-Panareda, A., et al., 2010: The ECMWF re-analysis for the AMMA observational campaign. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **136** (651), 1457–1472.
- Ahijevych, D., E. Gilleland, B. G. Brown, und E. E. Ebert, 2009: Application of spatial verification methods to idealized and NWP-gridded precipitation forecasts. *Wea. Forecasting*, **(24)**, 1485–1497.

- Anderson, J. L., 1996: A method for producing and evaluating probabilistic forecasts from ensemble model integrations. *J. Climate*, **9** (7), 1518–1530.
- Aspliden, C. I., Y. Tourre, und J. B. Sabine, 1976: Some climatological aspects of West African disturbance lines during GATE. *Mon. Weather Rev.*, **104** (8), 1029–1035.
- Baldauf, M., 2010: Linear stability analysis of runge-kutta-based partial time-splitting schemes for the euler equations. *Mon. Weather Rev.*, **138** (12), 4475–4496.
- Baldauf, M., A. Seifert, U. Damrath, K. Stephan, U. Pflüger, und D. Majewski, 2010: Moderne Verfahren und Instrumente der Wettervorhersage im Deutschen Wetterdienst, 11: Das Regional-Modell COSMO-DE. *promet - Fortbildungszeitschrift des DWD*, **35** (1-3), 87–97.
- Baldauf, M., A. Seifert, J. Förstner, D. Majewski, M. Raschendorfer, und T. Reinhardt, 2011: Operational convective-scale numerical weather prediction with the COSMO model: description and sensitivities. *Mon. Weather Rev.*, **139** (12), 3887–3905.
- Balsamo, G., P. Viterbo, A. Beljaars, B. van den Hurk, M. Hirschi, A. K. Betts, und K. Scipal, 2009: A Revised Hydrology for the ECMWF Model: Verification from Field Site to Terrestrial Water Storage and Impact in the Integrated Forecast System. *J. Hydrometeor.*, **10**, 623–643.
- Barthe, C., N. Asencio, J.-P. Lafore, M. Chong, B. Campistron, und F. Cazenave, 2010: Multi-scale analysis of the 25–27 July 2006 convective period over Niamey: Comparison between Doppler radar observations and simulations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **136** (S1), 190–208.

- Bechtold, P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart, und E. Richard, 2001: A mass-flux convection scheme for regional and global models. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **127** (573), 869–886.
- Bechtold, P., J.-P. Chaboureaud, A. Beljaars, A. K. Betts, M. Köhler, M. Miller, und J.-L. Redelsperger, 2004: The simulation of the diurnal cycle of convective precipitation over land in a global model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130** (604), 3119–3137.
- Ben Bouallègue, Z., 2013: Calibrated short-range ensemble precipitation forecasts using extended logistic regression with interaction terms. *Wea. Forecasting*, **28** (2), 515–524.
- Bennartz, R. und M. Schroeder, 2012: Convective activity over Africa and the tropical Atlantic inferred from 20 years of geostationary meteorological infrared observations. *J. Climate*, **25** (1), 156–169.
- Bergès, J. C., I. Jobard, F. Chopin, und R. Roca, 2010: EPSAT-SG: a satellite method for precipitation estimation; its concepts and implementation for the AMMA experiment. *Ann. Glaciol.*, **28**, 289–308.
- Beucher, F., J.-P. Lafore, F. Karbou, und R. Roca, 2013: High-resolution prediction of a major convective period over West Africa. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, doi:10.1002/qj.2225.
- Birch, C. E., D. J. Parker, A. O’Leary, J. H. Marsham, C. M. Taylor, P. P. Harris, und G. M. S. Lister, 2012: Impact of soil moisture and convectively generated waves on the initiation of a West African mesoscale convective system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **139**, 1712–1730.
- Bonavita, M. und L. Isaksen, 2011: Use of EDA-based background error variance in 4D-Var. *ECMWF Newsletter*, **130**, 24–30.

- Boone, A., et al., 2009: The AMMA Land Surface Model Intercomparison Project (ALMIP). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **90**(12), 1865–1880.
- Buizza, R., 1994: Localization of optimal perturbations using a projection operator. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **120** (520), 1647–1681.
- Burpee, R. W., 1972: The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. *J. Atmos. Sci.*, **29** (1), 77–90.
- Charney, J. G., 1975: The dynamics of deserts and droughts. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **101**, 193–202.
- Chevallier, F. und G. Kelly, 2002: Model clouds as seen from space: Comparison with geostationary imagery in the 11- μ m window channel. *Mon. Weather Rev.*, **130** (3), 712–722.
- Couvreux, F., C. Rio, F. Guichard, M. Lothon, G. Canut, D. Bouniol, und A. Gounou, 2012: Initiation of daytime local convection in a semi-arid region analysed with high-resolution simulations and AMMA observations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **138** (662), 56–71.
- Cuesta, J., C. Lavaysse, C. Flamant, M. Mimouni, und P. Knippertz, 2010: Northward bursts of the West African monsoon leading to rainfall over the Hoggar Massif, Algeria. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **136** (S1), 174–189.
- de Rosnay, P., C. Gruhier, F. Timouk, F. Baup, E. Mougin, P. Hiernaux, L. Kergoat, und V. LeDantec, 2009: Multi-scale soil moisture measurements at the Gourma meso-scale site in Mali. *J. Hydrol.*, **375** (1-2), 241–252.
- Dickinson, R. E., 1984: Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. *Climate processes and climate sensitivity*, 58–72.

- Diedhiou, A., S. Janicot, A. Viltard, P. de Felice, und H. Laurent, 1999: Easterly wave regimes and associated convection over West Africa and tropical Atlantic: results from the NCEP/NCAR and ECMWF reanalyses. *Clim. Dyn.*, **15** (11), 795–822.
- Dione, C., M. Lothon, D. Badiane, B. Campistron, F. Couvreur, F. Guichard, und S. M. Sall, 2013: Phenomenology of Sahelian convection observed in Niamey during the early monsoon. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, doi:10.1002/qj.2149.
- Dixon, N. S., D. J. Parker, C. M. Taylor, L. Garcia-Carreras, P. P. Harris, J. H. Marsham, J. Polcher, und A. Woolley, 2013: The effect of background wind on mesoscale circulations above variable soil moisture in the Sahel. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **139** (673), 1009–1024.
- Doms, G., 2011: A Description of the Nonhydrostatic Regional Model LM, Part I: Dynamics and Numerics. *Deutscher Wetterdienst, Offenbach, Germany*.
- Doms, G., et al., 2011: A Description of the Nonhydrostatic Regional Model LM, Part II: Physical Parameterization. *Deutscher Wetterdienst, Offenbach, Germany*.
- Drusch, M. und P. Viterbo, 2007: Assimilation of screen-level variables in ECMWF's Integrated Forecast System: A study on the impact on the forecast quality and analysed soil moisture. *Mon. Weather Rev.*, **135** (2), 300–314.
- Duvel, J. P., 1990: Convection over tropical Africa and the Atlantic Ocean during northern summer. Part II: Modulation by easterly waves. *Mon. Weather Rev.*, **118** (9), 1855–1868.

- Eyre, J., 1991: A fast radiative transfer model for satellite sounding systems. *ECMWF Technical Memorandum*, **176**.
- Fink, A., D. Vincent, und V. Ermert, 2006: Rainfall types in the West African Sudanian zone during the summer monsoon 2002. *Mon. Weather Rev.*, **134 (8)**, 2143–2164.
- Fink, A. H., 2006: The West African monsoon system. *promet - Fortbildungszeitschrift des DWD*, **32 (3/4)**, 114–122.
- Fink, A. H. und A. Reiner, 2003: Spatiotemporal variability of the relation between African Easterly Waves and West African Squall Lines in 1998 and 1999. *J. Geophys. Res.*, **108 (D11)**, 4332.
- Food and Agriculture Organization, 1974: FAO-UNESCO Soil Map of the World. *UNESCO, Paris*, **1**.
- Frappart, F., et al., 2009: Rainfall regime across the Sahel band in the Gourma region, Mali. *J. Hydrol.*, **375 (1–2)**, 128 – 142.
- Gadgil, S., 2003: The Indian monsoon and its variability. *Annual Rev. Earth and Planetary Sci.*, **31 (1)**, 429–467.
- Gaertner, M. A., M. Domínguez, und M. Garvert, 2010: A modelling case-study of soil moisture-atmosphere coupling. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **136 (S1)**, 483–495.
- Gantner, L. und N. Kalthoff, 2010: Sensitivity of a modelled life cycle of a mesoscale convective system to soil conditions over West Africa. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **136 (S1)**, 471–482.
- Garcia-Carreras, L., et al., 2013: The impact of convective cold pool outflows on model biases in the Sahara. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 1647–1652.

- Garratt, J. R., 1994: *The atmospheric boundary layer*. Cambridge atmospheric and space science series, Cambridge University Press, Cambridge, 316 S.
- Gaßmann, A., 2002: *Numerische Verfahren in der nichthydrostatischen Modellierung und ihr Einfluß auf die Güte der Niederschlagsvorhersage*. Berichte des Deutschen Wetterdienstes; Nr. 221, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach, 96 S.
- Gebhardt, C., S. Theis, M. Paulat, und Z. B. Bouallègue, 2011: Uncertainties in COSMO-DE precipitation forecasts introduced by model perturbations and variation of lateral boundaries. *Atmos. Res.*, **100** (2–3), 168 – 177.
- Geiger, B., C. Meurey, D. Lajas, L. Franchist’guy, D. Carrer, , und J.-L. Roujean, 2008: Near real-time provision of downwelling shortwave radiation estimates derived from satellite observations. *Meteorol. Apps.*, **15**, 411–420.
- Gneiting, T., F. Balabdaoui, und A. E. Raftery, 2007: Probabilistic forecasts, calibration and sharpness. *J. R. Statist. Soc. B*, **69** (2), 243–268.
- Gounou, A., F. Guichard, und F. Couvreux, 2012: Observations of Diurnal Cycles Over a West African Meridional Transect: Pre-Monsoon and Full-Monsoon Seasons. *Boundary-Layer Meteorol.*, **144**, 329–357.
- Grandpeix, J.-Y. und J.-P. Lafore, 2010: A density current parameterization coupled with Emanuel’s convection scheme. Part I: The models. *J. Atmos. Sci.*, **67** (4), 881–897.
- Gruhler, C., P. de Rosnay, Y. Kerr, E. Mougin, E. Ceschia, J.-C. Calvet, , und P. Richaume, 2008: Evaluation of AMSR-E soil moisture product based

on ground measurements over temperate and semi-arid regions. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L10405.

Gruhier, C., et al., 2010: Soil moisture active and passive microwave products: intercomparison and evaluation over a Sahelian site. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **14**, 141–156.

Guichard, F., L. Kergoat, E. Mougin, F. Timouk, F. Baup, Hiernaux, P., and F. Lavenu, 2009: Surface thermodynamics and radiative budget in the Sahelian Gourma: seasonal and diurnal cycles. *J. Hydrol.*, **375**, 161–177.

Guichard, F., et al., 2012: Interactions entre surface et convection au Sahel. Spécial AMMA - Analyses multidisciplinaires de la mousson africaine. *La Météorologie. Revue de l'atmosphère et du climat*, **8^e série**, 25–32.

Hahn, D. G. und S. Manabe, 1975: The role of mountains in the south Asian monsoon circulation. *J. Atmos. Sci.*, **32 (8)**, 1515–1541.

Hall, N. M., G. N. Kiladis, und C. D. Thorncroft, 2006: Three-dimensional structure and dynamics of African easterly waves. Part II: Dynamical modes. *J. Atmos. Sci.*, **63 (9)**, 2231–2245.

Hamill, T. M., 2001: Interpretation of Rank Histograms for Verifying Ensemble Forecasts. *Mon. Weather Rev.*, **129 (129)**, 550–560.

Hamill, T. M. und S. J. Colucci, 1997: Verification of Eta–RSM Short-Range Ensemble Forecasts. *Mon. Weather Rev.*, **125**, 1312–1327.

Hamill, T. M., S. L. Mullen, C. Snyder, D. P. Baumhefner, und Z. Toth, 2000: Ensemble Forecasting in the Short to Medium Range: Report from a Workshop. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **81**, 2653–2664.

- Hamilton, R., J. Archbold, und C. Douglas, 1945: Meteorology of Nigeria and adjacent territory. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **71 (309-310)**, 231–264.
- Heise, E., 2002: Die neue Modellkette des DWD I, 4: Parametrisierungen. *promet - Fortbildungszeitschrift des DWD*, **27 (3/4)**, 130–141.
- Hess, R., 2001: Assimilation of screen-level observations by variational soil moisture analysis. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **77 (1)**, 145–154.
- Hess, R., M. Lange, und W. Wergen, 2008: Evaluation of the variational soil moisture assimilation scheme at Deutscher Wetterdienst. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **134 (635)**, 1499–1512.
- Hodges, K. I., B. J. Hoskins, J. Boyle, und C. Thorncroft, 2003: A comparison of recent reanalysis datasets using objective feature tracking: Storm tracks and tropical easterly waves. *Mon. Weather Rev.*, **131 (9)**, 2012–2037.
- Hodges, K. I. und C. Thorncroft, 1997: Distribution and statistics of African mesoscale convective weather systems based on the ISCCP Meteosat imagery. *Mon. Weather Rev.*, **125 (11)**, 2821–2837.
- Hohenegger, C. und C. S. Bretherton, 2011: Simulating deep convection with a shallow convection scheme. *Atmos. Chem. Phys.*, **11 (20)**, 10 389–10 406.
- Holton, J. R., 2004: *An introduction to dynamic meteorology*. 4. ed., International geophysics series ; 88, Elsevier Acad. Press, Amsterdam, 535 S.
- Houze, R., 1977: Structure and dynamics of a tropical squall-line system. *Mon. Weather Rev.*, **105**, 1540–1567.

- Houze, R. A. und A. K. Betts, 1981: Convection in GATE. *Rev. Geophys.*, **19 (4)**, 541–576.
- Huffman, G., R. Adler, D. Bolvin, und E. Nelkin, 2010: The TRMM Multi-Satellite Precipitation Analysis (TMPA). *Satellite Rainfall Applications for Surface Hydrology*, M. Gebremichael und F. Hossain, Hrsg., Springer Netherlands, Dordrecht, 3–22.
- Huffman, G., et al., 2007: The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. *J. Hydrometeor.*, **8**, 38–55.
- Isaksen, L., M. Bonavita, R. Buizza, M. Fisher, J. Haseler, M. Leutbecher, und L. Raynaud, 2010: Ensemble of Data Assimilations at ECMWF. *Technical Memorandum*, **636**.
- Janicot, S., et al., 2008: Large-scale overview of the summer monsoon over West Africa during the AMMA field experiment in 2006. *Ann. Geophys.*, **26 (9)**, 2569–2595.
- Janowiak, J. E., R. J. Joyce, und Y. Yarosh, 2001: A real-time global half-hourly pixel-resolution infrared dataset and its applications. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82 (2)**, 205–217.
- Jobard, I., F. Chopin, J. Berges, und R. Roca, 2011: An intercomparison of 10 days satellite precipitation products during West African monsoon. *Int. J. Remote Sensing*, **32**, 2353–2376.
- Jobard, I. und M. Desbois, 1992: Remote sensing of rainfall over tropical Africa using Meteosat infrared imagery: sensitivity to time and space averaging. *Int. J. Remote Sensing*, **13 (14)**, 2683–2700.

- Kalapureddy, M. C. R., M. Lothon, B. Campistron, F. Lohou, und F. Saïd, 2010: Wind profiler analysis of the African Easterly Jet in relation with the boundary layer and the Saharan heat-low. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **136 (S1)**, 77–91.
- Keil, C., F. Heinlein, und G. C. Craig, 2013: The convective adjustment time-scale as indicator of predictability of convective precipitation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, doi:10.1002/qj.2143.
- Keil, C., A. Tafferner, und T. Reinhardt, 2006: Synthetic satellite imagery in the Lokal-Modell. *Atmos. Res.*, **82 (1–2)**, 19 – 25.
- Kiladis, G. N., C. D. Thorncroft, und N. M. J. Hall, 2006: Three-Dimensional Structure and Dynamics of African Easterly Waves. Part I: Observations. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 2212–2230.
- Klüpfel, V., N. Kalthoff, L. Gantner, und C. Kottmeier, 2011: Evaluation of soil moisture ensemble runs to estimate precipitation variability in convection-permitting model simulations for West Africa. *Atmos. Res.*, **101**, 178–193.
- Klüpfel, V., N. Kalthoff, L. Gantner, und C. M. Taylor, 2012: Convergence zones and their impact on the initiation of a mesoscale convective system in West Africa. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **138 (665)**, 950–963.
- Kohler, M., N. Kalthoff, und C. Kottmeier, 2010: The impact of soil moisture modifications on CBL characteristics in West Africa: A case study from the AMMA campaign. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **136 (S1)**, 442–455.
- Koster, R. D., et al., 2004: Regions of Strong Coupling Between Soil Moisture and Precipitation. *Science*, **305 (5687)**, 1138–1140.

- Lafore, J., et al., 2012: Évolution de notre compréhension du système de mousson ouest-africain. Spécial AMMA - Analyses multidisciplinaires de la mousson africaine. *La Météorologie. Revue de l'atmosphère et du climat*, **8^e série**, 11–16.
- Lafore, J.-P., et al., 2011: Progress in understanding of weather systems in west africa. *Atmos. Sci. Lett.*, **12 (1)**, 7–12.
- Laing, A. G., R. Carbone, V. Levizzani, und J. Tuttle, 2008: The propagation and diurnal cycles of deep convection in northern tropical Africa. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **134 (630)**, 93–109.
- Lamb, P. J., 1983: Sub-saharan rainfall update for 1982; continued drought. *J. Climatol.*, **3 (4)**, 419–422.
- Lauer, J., 2011: Vergleich von Clusteringergebnissen basierend auf verschiedenen Parametern und Untersuchung der Variabilität der Niederschlagsprognosen repräsentativer Member für Westafrika. Bachelorarbeit, Karlsruher Institut für Technologie, Institut für Meteorologie und Klimaforschung.
- Lavaysse, C., C. Flamant, und S. Janicot, 2010: Regional-scale convection patterns during strong and weak phases of the Saharan heat low. *Atmos. Sci. Lett.*, **11 (4)**, 255–264.
- Lavaysse, C., C. Flamant, S. Janicot, D. Parker, J.-P. Lafore, B. Sultan, und J. Pelon, 2009: Seasonal evolution of the West African heat low: a climatological perspective. *Clim. Dyn.*, **33 (2-3)**, 313–330.
- Lawrence, P. J. und T. N. Chase, 2007: Representing a new MODIS consistent land surface in the Community Land Model (CLM 3.0). *J. Geophys. Res.*, **112 (G1)**, G01 023.

- Le Barbé, L. und T. Lebel, 1997: Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950-1990. *J. Hydrol.*, **188-189**, 43–73.
- Lean, H. W., P. A. Clark, M. Dixon, N. M. Roberts, A. Fitch, R. Forbes, und C. Halliwell, 2008: Characteristics of high-resolution versions of the Met Office Unified Model for forecasting convection over the United Kingdom. *Mon. Weather Rev.*, **136 (9)**, 3408–3424.
- Lebel, T. und A. Ali, 2009: Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007). *J. Hydrol.*, **375 (1-2)**, 52 – 64.
- Lebel, T., et al., 2009: AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa: An overview. *J. Hydrol.*, **375 (1-2)**, 3 – 13.
- Lebel, T., et al., 2010: The AMMA field campaigns: multiscale and multidisciplinary observations in the West African region. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **136 (S1)**, 8–33.
- Leoncini, G., R. S. Plant, S. L. Gray, und P. A. Clark, 2013: Ensemble forecasts of a flood-producing storm: comparison of the influence of model-state perturbations and parameter modifications. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **139 (670)**, 198–211.
- Leutbecher, M., 2011: Probabilistische Wettervorhersage, 2: Anfangsbedingungen für Ensemblevorhersagen. *promet - Fortbildungszeitschrift des DWD*, **37 (3/4)**, 12–22.
- Leutbecher, M. und T. Palmer, 2008: Ensemble forecasting. *J. Comput. Phys.*, **227 (7)**, 3515 – 3539.
- Lorenz, E. N., 1963: Deterministic nonperiodic flow. *J. Atmos. Sci.*, **20 (2)**, 130–141.

- Lothon, M., B. Campistron, M. Chong, F. Couvreur, F. Guichard, C. Rio, and E. Williams, 2011: Life cycle of a mesoscale circular gust front observed by a C-band Doppler radar in West Africa. *Mon. Weather Rev.*, **139** (5), 1370–1388.
- Lothon, M., F. Saïd, F. Lohou, and B. Campistron, 2008: Observation of the diurnal cycle in the low troposphere of west africa. *Mon. Weather Rev.*, **136** (9), 3477–3500.
- Marshall, J. H., N. Dixon, L. Garcia-Carreras, G. M. Lister, D. J. Parker, P. Knippertz, and C. Birch, 2013: The role of moist convection in the West African monsoon system: Insights from continental-scale convection-permitting simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **40** (9), 1843–1849.
- Marsigli, C., F. Boccanera, A. Montani, T. Paccagnella, et al., 2005: The COSMO-LEPS mesoscale ensemble system: validation of the methodology and verification. *Nonlinear Processes in Geophysics*, **12** (4), 527–536.
- Marsigli, C., A. Montani, and T. Paccagnella, 2013: Perturbation of initial and boundary conditions for a limited-area ensemble: multi-model versus single-model approach. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, doi:10.1002/qj.2128.
- Mason, S. J. and N. E. Graham, 1999: Conditional probabilities, relative operating characteristics, and relative operating levels. *Wea. Forecasting*, **14** (5), 713–725.
- Masson, V., J.-L. Champeaux, F. Chauvin, C. Meriguet, and R. Lacaze, 2003: A Global Database of Land Surface Parameters at 1-km Resolution in Meteorological and Climate Models. *J. Climate*, **16** (9), 1261–1282.

- Mathon, V., A. Diedhiou, und H. Laurent, 2002a: Relationship between easterly waves and mesoscale convective systems over the Sahel. *Geophys. Res. Lett.*, **29** (8), 57–1–57–4.
- Mathon, V. und H. Laurent, 2001: Life cycle of Sahelian mesoscale convective cloud systems. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **127** (572), 377–406.
- Mathon, V., H. Laurent, und T. Lebel, 2002b: Mesoscale convective system rainfall in the Sahel. *J. Appl. Meteor.*, **41** (11), 1081–1092.
- Matt, F., 2011: Untersuchung der Bodenfeuchte und weiterer Wasserhaushaltskomponenten des Bodens für Westafrika aus Simulationen mit TERRA_ML Stand-Alone für das Jahr 2006. Bachelorarbeit, Karlsruher Institut für Technologie, Institut für Meteorologie und Klimaforschung.
- McCumber, M. C. und R. A. Pielke, 1981: Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model: 1. Soil layer. *J. Geophys. Res.*, **86** (C10), 9929–9938.
- Mellor, G. L. und T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys.*, **20** (4), 851–875.
- Messenger, C., D. J. Parker, Reitebuch, Agustí-Panareda, C. M. Taylor, und J. Cuesta, 2009: Structure and dynamics of the Saharan atmospheric boundary layer during the West African monsoon onset: observations and analyses from the research flights of 14 and 17 July 2006. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **136** (S1), 107–12.
- Meynadier, R., O. Bock, S. Gervois, F. Guichard, J.-L. Redelsperger, A. Agustí-Panareda, und A. Beljaars, 2010: The West African Monsoon water cycle: 2. Assessment of numerical weather prediction water budgets. *J. Geophys. Res.*, **115**, D19 107.

- Mohr, K. I., 2004: Interannual, Monthly, and Regional Variability in the Wet Season Diurnal Cycle of Precipitation in Sub-Saharan Africa. *J. Climate*, **17**, 2441–2453.
- Mohr, K. I. und C. D. Thorncroft, 2006: Intense convective systems in West Africa and their relationship to the African easterly jet. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **132 (614)**, 163–176.
- Molteni, F., R. Buizza, C. Marsigli, A. Montani, F. Nerozzi, und T. Paccagnella, 2001: A strategy for high-resolution ensemble prediction. I: Definition of representative members and global-model experiments. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **127 (576)**, 2069–2094.
- Montani, A., D. Cesari, C. Marsigli, und T. Paccagnella, 2011: Seven years of activity in the field of mesoscale ensemble forecasting by the COSMO-LEPS system: main achievements and open challenges. *Tellus A*, **63 (3)**, 605–624.
- Mortimore, M., 1989: *Adapting to Drought: Farmers, Famines, and Desertification in West Africa*. Cambridge University Press, Cambridge, 299 S.
- Murphy, A., 1973: A new vector partition of the probability score. *J. Appl. Meteor.*, **12**, 595–600.
- Nicholson, S., 2000: Land surface processes and Sahel climate. *Rev. Geophys.*, **38,1**, 117–139.
- Nicholson, S. und J. Grist, 2001: A conceptual model for understanding rainfall variability in the West African Sahel on interannual and interdecadal timescales. *Int. J. Climatol.*, **21 (14)**, 1733–1757.

- Nicholson, S., et al., 2003: Validation of TRMM and other rainfall estimates with a high-density gauge dataset for West Africa. Part II: Validation of TRMM rainfall products. *J. Appl. Meteor.*, **42 (10)**, 1355–1368.
- Nicholson, S. E., 2013: The West African Sahel: A Review of Recent Studies on the Rainfall Regime and Its Interannual Variability. *ISRN Meteorol.*, Article ID 453 521, 32 pages.
- Nieto Ferreira, R., T. Rickenbach, N. Guy, and E. Williams, 2009: Radar observations of convective system variability in relationship to African easterly waves during the 2006 AMMA Special Observing Period. *Mon. Weather Rev.*, **137 (12)**, 4136–4150.
- Nikulin, G., et al., 2012: Precipitation climatology in an ensemble of CORDEX-Africa regional climate simulations. *J. Climate*, **25 (18)**, 6057–6078.
- Njoku, E., 2004: AMSR-E/Aqua Daily L3 Surface Soil Moisture, Interpretive Parameters, & QC EASE-Grids. Version 2. Data from 01 January to 31 December 2006. *Boulder, Colorado USA: NASA DAAC at the National Snow and Ice Data Center.*
- Njoku, E., T. L. Jackson, V. Lakshmi, T. Chan, and S. Nghiem, 2003: Soil Moisture Retrieval from AMSR-E. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **41 (2)**, 215–229.
- Olsson, L., L. Eklundh, and J. Ardö, 2005: A recent greening of the Sahel—trends, patterns and potential causes. *J. Arid Env.*, **63 (3)**, 556 – 566.
- Owe, M., R. de Jeu, and T. Holmes, 2008: Multisensor historical climatology of satellite-derived global land surface moisture. *J. Geophys. Res.*, **113 (F1)**, F01 002.

- Panitz, H.-J., A. Dosio, M. Büchner, D. Lüthi, und K. Keuler, 2013: COSMO-CLM (CCLM) climate simulations over CORDEX-Africa domain: analysis of the ERA-Interim driven simulations at 0.44° and 0.22° resolution. *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-013-1834-5.
- Parker, D., 2002: The response of CAPE and CIN to tropospheric thermal variations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **128**, 119–130.
- Parker, D. J., C. D. Thorncroft, R. R. Burton, und A. Diongue-Niang, 2005a: Analysis of the African easterly jet, using aircraft observations from the JET2000 experiment. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, 1461–1482.
- Parker, D. J., et al., 2005b: The diurnal cycle of the west african monsoon circulation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131 (611)**, 2839–2860.
- Parker, D. J., et al., 2008: The AMMA radiosonde program and its implications for the future of atmospheric monitoring over Africa. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **89**, 1015–1027.
- Payne, S. W. und M. M. McGarry, 1977: The relationship of satellite inferred convective activity to easterly waves over West Africa and the adjacent ocean during phase III of GATE. *Mon. Weather Rev.*, **105 (4)**, 413–420.
- Pearson, K. J., G. M. S. Lister, C. E. Birch, R. P. Allan, R. J. Hogan, und S. J. Woolnough, 2013: Modelling the diurnal cycle of tropical convection across the ‘grey zone’. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, doi:10.1002/qj.2145.
- Pellarin, T., J. Laurent, B. Cappelaere, B. Decharme, L. Descroix, und D. Ramier, 2009: Hydrological modelling and associated microwave emission of a semi-arid region in South-western Niger. *J. Hydrol.*, **375 (1-2)**, 262 – 272.

- Peyrillé, P. und J.-P. Lafore, 2007: An Idealized Two-Dimensional Framework to Study the West African Monsoon. Part II: Large-Scale Advection and the Diurnal Cycle. *J. Atmos. Sci.*, **(64)**, 2783–2803.
- Pytharoulis, I. und C. Thorncroft, 1999: The low-level structure of African easterly waves in 1995. *Mon. Weather Rev.*, **127 (10)**, 2266–2280.
- Redelsperger, J.-L., C. D. Thorncroft, A. Diedhiou, T. Lebel, D. J. Parker, und J. Polcher, 2006: African Monsoon Multidisciplinary Analysis: An international research project and field campaign. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87 (12)**, 1739–1746.
- Reed, R. J., D. C. Norquist, und E. E. Recker, 1977: The structure and properties of African wave disturbances as observed during Phase III of GATE. *Mon. Weather Rev.*, **105 (3)**, 317–333.
- Reichle, R. H. und R. D. Koster, 2004: Bias reduction in short records of satellite soil moisture. *Geophys. Res. Lett.*, **31 (19)**, L19 501.
- Rickenbach, T., R. Nieto Ferreira, N. Guy, und E. Williams, 2009: Radar-observed squall line propagation and the diurnal cycle of convection in Niamey, Niger, during the 2006 African Monsoon and Multidisciplinary Analyses Intensive Observing Period. *J. Geophys. Res.*, **114 (D3)**, D03 107.
- Rio, C., F. Hourdin, J.-Y. Grandpeix, und J.-P. Lafore, 2009: Shifting the diurnal cycle of parameterized deep convection over land. *Geophys. Res. Lett.*, **36 (7)**, L07 809.
- Ritter, B. und J.-F. Geleyn, 1992: A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations. *Mon. Weather Rev.*, **120 (2)**, 303–325.

- Roberts, N., 2008: Assessing the spatial and temporal variation in the skill of precipitation forecasts from an NWP model. *Meteorol. Apps.*, **15** (1), 163–169.
- Roberts, N. M. und H. W. Lean, 2008: Scale-selective verification of rainfall accumulations from high-resolution forecasts of convective events. *Mon. Weather Rev.*, **136**, 78–97.
- Roca, R., P. Chambon, I. Jobard, P.-E. Kirstetter, M. Gosset, und J. C. Bergès, 2010: Comparing Satellite and Surface Rainfall Products over West Africa at Meteorologically Relevant Scales during the AMMA Campaign Using Error Estimates. *J. Appl. Meteor.*, **49** (4), 715–731.
- Rowell, D. P. und J. R. Milford, 1993: On the Generation of African Squall Lines. *J. Climate*, **6**, 1181–1193.
- Saunders, R., M. Matricardi, und P. Brunel, 1999: An improved fast radiative transfer model for assimilation of satellite radiance observations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **125** (556), 1407–1425.
- Schmetz, J., P. Pili, S. Tjemkes, D. Just, J. Kerkmann, S. Rota, und A. Ratier, 2002: An introduction to Meteosat second generation (MSG). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83** (7), 977–992.
- Schumacher, R. S., A. J. Clark, M. Xue, und F. Kong, 2013: Factors Influencing the Development and Maintenance of Nocturnal Heavy-Rain-Producing Convective Systems in a Storm-Scale Ensemble. *Mon. Weather Rev.*, **141**, 2778–2801.
- Schwendike, J., N. Kalthoff, und M. Kohler, 2010: The impact of mesoscale convective systems on the surface and boundary-layer structure in West

- Africa: Case-studies from the AMMA campaign 2006. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **136 (648)**, 566–582.
- Segal, M. und R. Arritt, 1992: Nonclassical Mesoscale Circulations Caused by Surface Sensible Heat-Flux Gradients. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **73(10)**, 1593–1604.
- Seity, Y., P. Brousseau, S. Malardel, G. Hello, P. Bénard, F. Bouttier, C. Lac, und V. Masson, 2011: The AROME-France convective-scale operational model. *Mon. Weather Rev.*, **139 (3)**, 976–991.
- Shutts, G., M. Leutbecher, A. Weisheimer, T. Stockdale, L. Isaksen, und M. Bonavita, 2011: Representing model uncertainty: stochastic parameterizations at ECMWF. *ECMWF Newsletter*, **129**, 19–24.
- Sloughter, J. M. L., A. E. Raftery, T. Gneiting, und C. Fraley, 2007: Probabilistic quantitative precipitation forecasting using Bayesian model averaging. *Mon. Weather Rev.*, **135 (9)**, 3209–3220.
- Stanelle, T., B. Vogel, H. Vogel, D. Bäumer, und C. Kottmeier, 2010: Feedback between dust particles and atmospheric processes over West Africa during dust episodes in March 2006 and June 2007. *Atmos. Chem. Phys.*, **10 (22)**, 10771–10788.
- Steppler, J., G. Doms, und G. Adrian, 2002: Die neue Modellkette des DWD I, 3: Das Lokal-Modell LM. *promet - Fortbildungszeitschrift des DWD*, **27 (3/4)**, 123–128.
- Steppler, J., G. Doms, U. Schättler, H. W. Bitzer, A. Gassmann, U. Damrath, und G. Gregoric, 2003: Meso-gamma scale forecasts using the non-hydrostatic model LM. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **82 (1-4)**, 75–96.

- Stull, R. B., 1988: *An introduction to boundary layer meteorology*. Kluwer Acad. Publishers, Dordrecht [u.a.], 666 S.
- Sultan, B. und S. Janicot, 2003: The West African Monsoon Dynamics. Part II: The „Preonset“ and „Onset“ of the Summer Monsoon. *J. Climate*, **16**, 3407–3427.
- Söhne, N., J.-P. Chaboureau, und F. Guichard, 2008: Verification of cloud cover forecast with satellite observation over West Africa. *Mon. Weather Rev.*, **136**, 4421–4434.
- Taylor, C. M., A. Gounou, F. Guichard, P. P. Harris, R. J. Ellis, F. Couvreux, und M. De Kauwe, 2011a: Frequency of Sahelian storm initiation enhanced over mesoscale soil-moisture patterns. *Nature Geosci.*, **4** (7), 430–433.
- Taylor, C. M., P. P. Harris, und D. J. Parker, 2010: Impact of soil moisture on the development of a Sahelian mesoscale convective system: a case-study from the AMMA Special Observing Period. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **136** (S1), 456–470.
- Taylor, C. M., D. J. Parker, und P. P. Harris, 2007: An observational case study of mesoscale atmospheric circulations induced by soil moisture. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L15 801.
- Taylor, C. M., et al., 2011b: New Perspectives on Land-Atmosphere Feedbacks from the African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA). *Atmos. Sci. Lett.*, **12**, 38–44.
- Tetzlaff, G. und M. Peters, 1988: A composite study of early summer squall lines and their environment over West Africa. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **38** (3), 153–163.

- Theis, S. und C. Gebhardt, 2011: Probabilistische Wettervorhersage, 6: COSMO-DE-EPS: Das „konvektionserlaubende“ Ensemble am DWD. *promet - Fortbildungszeitschrift des DWD*, **37 (3/4)**, 53–61.
- Theis, S., C. Gebhardt, und Z. Bouallègue, 2012: Beschreibung des COSMO-DE-EPS und seiner Ausgabe in die Datenbanken des DWD. Datenbankbeschreibung, Deutscher Wetterdienst.
- Thorncroft, C. D., N. M. Hall, und G. N. Kiladis, 2008: Three-dimensional structure and dynamics of african easterly waves. part iii: Genesis. *J. Atmos. Sci.*, **65 (11)**, 3596–3607.
- Thorncroft, C. D., H. Nguyen, C. Zhang, und P. Peyrillé, 2011: Annual cycle of the West African monsoon: regional circulations and associated water vapour transport. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137 (654)**, 129–147.
- Tiedtke, M., 1989: A Comprehensive Mass Flux Scheme for Cumulus Parameterization in Large-Scale Models. *Mon. Weather Rev.*, **117 (8)**, 1779–1800.
- Tompkins, A., A. Diongue-Niang, D. Parker, und C. Thorncroft, 2005: The African easterly jet in the ECMWF Integrated Forecast System: 4D-Var analysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131 (611)**, 2861–2885.
- Tompkins, A. M., 2001: Organization of tropical convection in low vertical wind shears: The role of cold pools. *J. Atmos. Sci.*, **58 (13)**, 1650–1672.
- Tompkins, A. M. und A. A. Adebisi, 2012: Using CloudSat Cloud Retrievals to Differentiate Derived Rainfall Products over West Africa. *J. Hydrometeorol.*, **13**, 1810–1816.
- Torn, R. D., 2010: Ensemble-based sensitivity analysis applied to African easterly waves. *Wea. Forecasting*, **25 (1)**, 61–78.

- Vié, B., G. Molinié, O. Nuissier, B. Vincendon, V. Ducrocq, F. Bouttier, and E. Richard, 2012: Hydro-meteorological evaluation of a convection-permitting ensemble prediction system for Mediterranean heavy precipitating events. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **12** (8), 2631–2645.
- Vié, B., O. Nuissier, und V. Ducrocq, 2011: Cloud-resolving ensemble simulations of Mediterranean heavy precipitating events: uncertainty on initial conditions and lateral boundary conditions. *Mon. Weather Rev.*, **139** (2), 403–423.
- Weigel, A., 2011: Probabilistische Wettervorhersage, 6: Verifikation von Ensemblevorhersagen. *promet - Fortbildungszeitschrift des DWD*, **37** (3/4), 123–128.
- Wernli, H., C. Hofmann, und M. Zimmer, 2009: Spatial Forecast Verification Methods Intercomparison Project: Application of the SAL technique. *Wea. Forecasting*, **24** (6), 1472–1484.
- Wernli, H., M. Paulat, M. Hagen, und C. Frei, 2008: SAL—a novel quality measure for the verification of quantitative precipitation forecasts. **136**, 4470–4487.
- Wicker, L. J. und W. C. Skamarock, 2002: Time-splitting methods for elastic models using forward time schemes. *Mon. Weather Rev.*, **130** (8), 2088–2097.
- Wilks, D. S., 2011: *Statistical methods in the atmospheric sciences*. 3. ed., International geophysics series; 100, Elsevier Acad. Press, Amsterdam, 676 S.

- Wilson, J. W. und W. E. Schreiber, 1986: Initiation of convective storms at radar-observed boundary-layer convergence lines. *Mon. Weather Rev.*, **114**, 2516–2536.
- Wu, M.-L. C., O. Reale, und S. D. Schubert, 2013: A characterization of African Easterly Waves on 2.5-6 day and 6-9 day time scales. *J. Climate*, **26**, 6750–6774.

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 Grenzschichtströmungen
über langgestreckten mesoskaligen Hügelketten 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 Strömungs-
modelle.
Juli 1985
- Nr. 6:** *Dorwarth, G.*
Numerische Berechnung des Druckwiderstandes typischer Gelände-
formen.
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 Landober-
flächen 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 Störungs-
theoretischer Ansatz.
Juni 1998
- Nr. 25:** *Noppel, H.*
Untersuchung des vertikalen Wärmetransports durch die Hangwind-
zirkulation 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, Modellergebnissen und konzeptioneller Betrachtungen.
Mai 2005
- Nr. 37:** *Schmoeckel, J.*
Orographischer Einfluss auf die Strömung abgeleitet aus Sturm- schäden 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. (2007)
ISBN 978-3-86644-140-8

Nr. 41: *Straub, W.*
Der Einfluss von Gebirgswellen auf die Initiierung und Entwicklung konvektiver Wolken. (2008)
ISBN 978-3-86644-226-9

Nr. 42: *Meißner, C.*
High-resolution sensitivity studies with the regional climate model COSMO-CLM. (2008)
ISBN 978-3-86644-228-3

Nr. 43: *Höpfner, M.*
Charakterisierung polarer stratosphärischer Wolken mittels hochauflösender Infrarotspektroskopie. (2008)
ISBN 978-3-86644-294-8

Nr. 44: *Rings, J.*
Monitoring the water content evolution of dikes. (2009)
ISBN 978-3-86644-321-1

Nr. 45: *Riemer, M.*
Außertropische Umwandlung tropischer Wirbelstürme: Einfluss auf das Strömungsmuster in den mittleren Breiten. (2012)
ISBN 978-3-86644-766-0

- Nr. 46:** *Anwender, D.*
Extratropical Transition in the Ensemble Prediction System of the ECMWF: Case Studies and Experiments. (2012)
ISBN 978-3-86644-767-7
- Nr. 47:** *Rinke, R.*
Parametrisierung des Auswaschens von Aerosolpartikeln durch Niederschlag. (2012)
ISBN 978-3-86644-768-4
- Nr. 48:** *Stanelle, T.*
Wechselwirkungen von Mineralstaubpartikeln mit thermodynamischen und dynamischen Prozessen in der Atmosphäre über Westafrika. (2012)
ISBN 978-3-86644-769-1
- 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. (2012)
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. (2012)
ISBN 978-3-86644-770-7
- Nr. 51:** *Träumner, K.*
Einmischprozesse am Oberrand der konvektiven atmosphärischen Grenzschicht. (2012)
ISBN 978-3-86644-771-4
- Nr. 52:** *Schwendike, J.*
Convection in an African Easterly Wave over West Africa and the Eastern Atlantic: A Model Case Study of Hurricane Helene (2006) and its Interaction with the Saharan Air Layer. (2012)
ISBN 978-3-86644-772-1
- Nr. 53:** *Lundgren, K.*
Direct Radiative Effects of Sea Salt on the Regional Scale. (2012)
ISBN 978-3-86644-773-8
- Nr. 54:** *Sasse, R.*
Analyse des regionalen atmosphärischen Wasserhaushalts unter Verwendung von COSMO-Simulationen und GPS-Beobachtungen. (2012)
ISBN 978-3-86644-774-5

- Nr. 55:** *Grenzhäuser, J.*
Entwicklung neuartiger Mess- und Auswertungsstrategien für ein scannendes Wolkenradar und deren Anwendungsbereiche. (2012)
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. (2013)
ISBN 978-3-86644-776-9
- Nr. 57:** *Keller, J.*
Diagnosing the Downstream Impact of Extratropical Transition Using Multimodel Operational Ensemble Prediction Systems. (2013)
ISBN 978-3-86644-984-8
- Nr. 58:** *Mohr, S.*
Änderung des Gewitter- und Hagelpotentials im Klimawandel. (2013)
ISBN 978-3-86644-994-7
- Nr. 59:** *Puskeiler, M.*
Radarbasierte Analyse der Hagelgefährdung in Deutschland. (2013)
ISBN 978-3-7315-0028-5
- Nr. 60:** *Zeng, Y.*
Efficient Radar Forward Operator for Operational Data Assimilation within the COSMO-model. (2014)
ISBN 978-3-7315-0128-2
- Nr. 61:** *Bangert, M. J.*
Interaction of Aerosol, Clouds, and Radiation on the Regional Scale. (2014)
ISBN 978-3-7315-0123-7
- Nr. 62:** *Jerger, D.*
Radar Forward Operator for Verification of Cloud Resolving Simulations within the COSMO Model. (2014)
ISBN 978-3-7315-0172-5
- Nr. 63:** *Maurer, V.*
Vorhersagbarkeit konvektiver Niederschläge:
Hochauflösende Ensemblesimulationen für Westafrika. (2014)
ISBN 978-3-7315-0189-3

63

VERA MAURER

Vorhersagbarkeit konvektiver Niederschläge: Hochauflösende Ensemblesimulationen für Westafrika

Während der Monsunsaison erzeugen konvektive Systeme in Westafrika den größten Teil der Jahresniederschlagsmenge. In dieser Arbeit wird die Vorhersagbarkeit dieser konvektiven Systeme untersucht, indem hochauflösende Ensemblesimulationen mit dem numerischen Wettervorhersagemodell COSMO durchgeführt werden. Dabei ist speziell der Einfluss der Landoberfläche von Interesse. Sind Wechselwirkungen zwischen Landoberfläche und Atmosphäre in Westafrika genauso wichtig für die Niederschlagsvorhersage wie die synoptischen Bedingungen? Welche physikalischen Prozesse sind dabei von Bedeutung?

ISSN 0179-5619

ISBN 978-3-7315-0189-3

