

# **Numerische Simulation von Starkniederschlagsereignissen mit mesoskaligen Wettervorhersagemodellen**

Überprüfung mit Radar-Daten und  
Diagnose der atmosphärischen Wasserbilanz

**Christian Keil**

DLR-Oberpfaffenhofen  
Institut für Physik der Atmosphäre  
D-82234 Weßling

Dissertation  
der Fakultät für Physik  
der Ludwig-Maximilians-Universität München

Oberpfaffenhofen 2000

Gutachter der Dissertation:

Erster Gutachter Prof. Dr. U. Schumann

Zweiter Gutachter Prof. Dr. R. K. Smith

Tag der mündlichen Prüfung: 19. Mai 2000

Manuskript des Forschungsberichtes eingereicht am 6. Juni 2000

*Mesoskala, Niederschlag, Wettervorhersagemodell, Radar*

## **Numerische Simulation von Starkniederschlagsereignissen mit mesoskaligen Wettervorhersagemodellen**

Überprüfung mit Radar-Daten und Diagnose der atmosphärischen Wasserbilanz

Konvektive Niederschlagssysteme tragen im Nordalpenraum wesentlich zum sommerlichen Niederschlagsmaximum bei. Die Fähigkeit mesoskaliger Wettervorhersagemodelle, solche Starkniederschlagsereignisse zu erfassen, wird in dieser Arbeit untersucht.

Durch den komplementären Gebrauch von, bisher kaum genutzten, flächendeckenden Radardaten und konventionellen Niederschlagsmessungen des Bodenmeßnetzes werden Modellergebnisse sommerlicher Niederschlagssysteme fallstudienhaft detailliert überprüft. Für verschiedene Starkniederschlagsereignisse werden dazu Modellsimulationen mit dem in den 90er Jahren operationellen Modell (DM, Maschenweite 14 km) des Deutschen Wetterdienstes (DWD) durchgeführt. Zur Untersuchung des Einflusses der horizontalen Maschenweite und der Niederschlagsparametrisierung werden ferner numerische Simulationen mit einem höher auflösenden Atmosphärenmodell (MC2, Maschenweite 2 km) behandelt.

Anhand diagnostischer Untersuchungen der atmosphärischen Wasserbilanz läßt sich außerdem die Herkunft der Feuchtigkeit und die Genese der Niederschläge studieren, die im Sommer 1997 das Oder-Hochwasser auslösten.

*Mesoscale, precipitation, weather forecast model, radar*

## **Numerical simulation of heavy precipitation events using mesoscale weather forecast models**

Validation with radar data and diagnosis of the atmospheric moisture budget

Convective precipitation systems contribute substantially to the summertime rainfall maximum in the northern Alpine region. The capability of mesoscale weather forecast models in capturing such heavy precipitation events is investigated.

The complementary application of sofar hardly used areal radar data and conventional rain gauge observations enables a case-study-type evaluation of summertime precipitation episodes. Different rainfall episodes are simulated with the former operational model (DM, meshsize 14 km) of Deutscher Wetterdienst (DWD). The influence of the horizontal resolution and the parameterization of moist convection is subsequently studied with a higher resolution atmospheric model (MC2, meshsize 2 km).

Diagnostic studies on the atmospheric water budget regarding the rainfall episode, which instigated the Oder-flood in summer 1997, allow an examination of the origin of the moisture and the genesis of the copious precipitation.





# Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung .....	vii
Abstract .....	ix
<b>1 Einführung</b>	<b>1</b>
<b>2 Literaturüberblick</b>	<b>6</b>
2.1 Entwicklung der numerischen Wettervorhersage .....	6
2.2 Numerische Simulationen von Niederschlagsepisoden .....	11
2.3 Niederschlagsbeobachtungen im Nordalpenraum .....	16
2.4 Ziele, Fragestellungen und Vorgehensweise .....	20
<b>3 Numerische Modelle und Beobachtungsdaten</b>	<b>23</b>
3.1 Das Deutschland-Modell (DM) .....	23
3.2 Das kanadische Forschungsmodell MC2 .....	28
3.3 Beobachtungsdaten zur Modellüberprüfung .....	29
3.4 Validierungsmethodik und Bewertungsmaßstäbe .....	35
<b>4 Überprüfung von DM-Simulationen</b>	<b>40</b>
4.1 Auswahl und Auslegung der Fallstudien .....	40
4.2 Das Niederschlagsereignis am 5. Juli 1996 .....	41
4.3 Das mesoskalige konvektive System am 22. Juli 1995 .....	49
4.4 Die Gewitterlinien am 14. Juli 1994 .....	54
4.5 Starkniederschläge am 5. Juli 1997 .....	61
4.6 Hochwasserauslösende Niederschläge am 21. Mai 1999 .....	64
4.7 Zusammenfassung und Diskussion .....	68
<b>5 Weiterführende Untersuchungen mit dem DM</b>	<b>73</b>
5.1 Parameterstudien für zwei nordalpine Konvektionslinien .....	73
5.2 Identifikation unterschiedlicher Anregungsmechanismen für Starkregen .....	76
5.3 Das Oder-Hochwasser 1997: eine atmosphärische Wasserbilanz .....	78
5.4 Sensitivitätsstudien zum Feuchtigkeitsbudget .....	82
5.5 Zusammenfassung und Diskussion .....	87
<b>6 Episodenrechnung mit dem hochauflösenden Modell MC2</b>	<b>91</b>
6.1 Auslegung der Fallstudie .....	91
6.2 Vergleich von Beobachtung und Simulation .....	92

6.3 Zusammenfassung und Diskussion . . . . .	99
<b>7 Wertung und Ausblick</b>	<b>104</b>
<b>A Details zu den numerischen Modellen</b>	<b>108</b>
A.1 Vergleich wichtiger Komponenten des DM und MC2 . . . . .	108
A.2 Technische Aspekte . . . . .	111
A.3 Erzeugung synthetischer Radarbilder . . . . .	112
<b>Literatur</b>	<b>113</b>
Danksagung	121
Lebenslauf	123

## Zusammenfassung

In dieser Dissertation wird die Fähigkeit mesoskaliger Wettervorhersagemodelle untersucht, Starkniederschlagsereignisse realistisch zu simulieren. Neben der numerischen Simulation konvektiver Niederschlagsepisoden ist die Überprüfung der Modellergebnisse infolge der variablen Natur des Niederschlags und wegen des diskreten Charakters konventioneller Niederschlagsbeobachtungen eine schwierige Aufgabe. Hier bietet die Kombination von Simulationsergebnissen mesoskaliger Modelle und Meßdaten moderner Fernerkundungsmethoden neue Möglichkeiten, die Entwicklung sommerlicher Niederschlagsepisoden zu untersuchen. In dieser Arbeit werden erstmals Wetterradarbeobachtungen zur Validierung numerischer Modellergebnisse für konvektive Starkniederschlagsereignisse im Nordalpenraum angewendet.

Dazu wurden mit dem Deutschland-Modell (DM), welches von Juli 1993 bis November 1999 das operationelle mesoskalige Wettervorhersagemodell des Deutschen Wetterdienstes (DWD) war, fünf sommerliche nordalpine Starkniederschlagsepisoden der letzten Jahre nachgerechnet, für die geeignete Beobachtungsdaten zur Verfügung stehen. Zusätzlich wurden für ein mesoskaliges konvektives System, welches auch mit dem DM gerechnet wurde, hochauflösende Modellsimulationen mit dem kanadischen nicht-hydrostatischen Forschungsmodell MC2 durchgeführt. Die Überprüfung der Simulationsergebnisse des DM und des MC2 mit modellunabhängigen Beobachtungsdaten ermöglicht sowohl eine Bewertung der einzelnen Modelle als auch eine Einschätzung des Qualitätsunterschieds, der mit modernen hochauflösenden Wettervorhersagemodellen erzielt werden kann.

Radarbeobachtungen bilden einen wichtigen Bestandteil der Beobachtungsdatenbasis dieser Arbeit. Um den Vorteil der flächenhaften Fernerkundungsdaten trotz der darin enthaltenen quantitativen Unsicherheiten zu nutzen, werden die Radarmessungen meist qualitativ verwendet. Durch die visuelle Inspektion von simulierten und beobachteten Niederschlagsraten zu verschiedenen Zeitpunkten lassen sich Diskrepanzen der raum-zeitlichen Niederschlagsaktivität zwischen Modell und Beobachtung identifizieren. Zur quantitativen Überprüfung der Modellergebnisse werden objektive Maßzahlen berechnet, die auf den beobachteten Tagesregenhöhen des Bodenmeßnetzes des DWD basieren.

Die Überprüfung der DM-Ergebnisse zeigt, daß das Modell das Gebietsmittel des Tagesniederschlags in allen fünf Fällen überschätzt (in vier der fünf Fälle beträgt die Abweichung  $\Delta P \leq 15\%$ ). Trotz einer Fall-zu-Fall-Variabilität deuten sowohl die mit qualitativen als auch quantitativen Evaluierungsmethoden erzielten Ergebnisse auf eine Unterteilung der Fallstudien des untersuchten Ensembles in zwei Wetterlagentypen hin, die vom DM mit unterscheidbarem Erfolg reproduziert werden. Während das DM zum Teil erhebliche Probleme zeigt, mesoskalige konvektive Systeme realistisch wiederzugeben, reproduziert es die hochwasserauslösenden Niederschlagsereignisse, die im Bereich eines quasi-stationären Tro-

ges durch orographisch verstärkte Hebungsprozesse im Nordalpenraum verursacht wurden. Das Modell ist in der Lage, verschiedene Anregungsmechanismen zu unterscheiden.

Der Vergleich von Radarbeobachtungen und simulierten Niederschlagsraten zeigt für ein mesoskaliges konvektives System eine zufriedenstellende Übereinstimmung, verdeutlicht aber zugleich, daß das DM nicht in der Lage ist, die Position, die Schärfe und die Intensität der Konvektionslinie präzise zu reproduzieren. In einem anderen Fall bildete sich im Modell entlang einer Konvergenzlinie nur schwache Konvektion aus. Es wird deutlich, daß der Feuchtigkeitsgehalt in der bodennahen Troposphäre entscheidend für die Bildung feuchter Konvektion im Bereich vom DM simulierter Konvergenzlinien ist. Durch die Gegenüberstellung des beobachteten und des simulierten Windfeldes im Umkreis des DLR-Doppler-Radars in Oberpfaffenhofen kann ein Phasenfehler dieser Konvergenzlinie festgestellt werden.

Untersuchungen des atmosphärischen Wasserhaushalts der intensiven Regenperiode, die das Oder-Hochwasser im Sommer 1997 auslöste und vom DM zufriedenstellend reproduziert wird, identifizieren die Wasserdampfadvektion als entscheidende Quelle der Feuchtigkeit. Der Beitrag der lokalen Evapotranspiration ist in dem 67.600 km<sup>2</sup> großen Untersuchungsgebiet gering und beträgt etwa 10 % des Gesamtniederschlags. Durch die Betrachtung der zonalen und meridionalen Komponenten des Advektionsterms kann die zyklonale Drehung im Einflußbereich des quasi-stationären Tiefdrucksystems nachvollzogen werden.

Die Modellergebnisse der MC2-Simulation demonstrieren schließlich die Fähigkeit nicht-hydrostatischer Modelle, komplexe meteorologische Phänomene wie mesoskalige konvektive Systeme realistisch zu reproduzieren. Im MC2 wird dazu bei einer horizontalen Maschenweite von 2 km der Niederschlag völlig explizit behandelt. Die im Bereich der Gewitterlinie vom MC2 simulierten dynamischen und mikrophysikalischen Felder ergeben ein konsistentes Bild und entsprechen konzeptionellen Modellen solcher *Squall-lines*. Die Bewertung der räumlichen Verteilung des Tagesniederschlags mit objektiven Maßzahlen ergibt für die hochauflösende MC2-Simulation allerdings nur eine geringfügige Qualitätssteigerung gegenüber der DM-Simulation.

Die in dieser Arbeit untersuchten sommerlichen Starkniederschlagsereignisse zeigen, daß das DM bessere Resultate für Wettersituationen liefert, die bei hoher relativer Luftfeuchtigkeit von einem starken größerskaligen Antrieb gesteuert werden. Insbesondere die Überprüfung der raum-zeitlichen Entwicklung der simulierten Niederschlagsfelder mit flächenhaften Wetterradarbeobachtungen verdeutlicht den Qualitätsgewinn, der durch die Anwendung hochauflösender nicht-hydrostatischer Modelle zu erzielen ist. Während das DM nicht in der Lage ist, mesoskalige konvektive Systeme realistisch zu erfassen, zeigt der qualitative Vergleich der MC2-Modellergebnisse mit Radardaten einen signifikanten Qualitätsgewinn gegenüber dem DM.

## Abstract

This dissertation investigates the capability of mesoscale weather forecast models to simulate heavy precipitation events realistically. Beside the numerical simulation of convective precipitation episodes the validation of model results poses a difficult task due to the variable nature of precipitation and the discrete character of conventional rainfall observations. Here the combination of mesoscale model results and remotely sensed measurements exhibits new opportunities to investigate the evolution of summertime precipitation episodes. For the first time weather radar observations are applied in this work to evaluate numerical model results regarding convective precipitation events in the northern Alpine region.

Five summertime precipitation episodes recorded in recent years were hindcast with the Deutschland–Modell (DM), the operational mesoscale weather forecast model of Deutscher Wetterdienst (DWD) from July 1993 until November 1999. Additionally high resolution simulations were performed with the Canadian non–hydrostatic research model MC2 for one mesoscale convective system. Examination of the DM and MC2 simulation results with model–independent observations allows not only a validation of the different models but also an estimation of the gain of quality achievable with up–to–date high resolution weather forecast models.

Radar observations constitute an essential part of the observational database in the present work. To exploit the areal character of the remotely sensed data in spite of the inherent quantitative inaccuracy the radar measurements are mostly used qualitatively. The visual inspection of simulated and observed rainfall rates at distinct time frames enables the identification of discrepancies in the spatial and temporal precipitation activity between cyberspace (model) and nature (observations). Furthermore objective scores based on daily rain gauge observations of DWD are applied to evaluate the model results quantitatively.

Evaluating the DM results indicates in each of the five cases an overestimation of the areal mean daily precipitation amount (four out of five cases yield  $\Delta\mathcal{P} \leq 15\%$ ). Albeit the case–to–case variability the qualitative and quantitative evaluation techniques exhibit a clear distinction of the investigated case study ensemble in two types of weather situations, which can be reproduced by the DM with discernible quality. The DM has considerable problems in capturing mesoscale convective systems. On the other hand the model reproduces well synoptically forced precipitation events, which gave rise to severe flooding. These episodes were caused by orographic intensified lifting processes in the northern Alpine foreland under the influence of a quasi–stationary midtropospheric trough. The DM is able to distinguish different excitation mechanisms of precipitation.

The combination of radar and model data displays for one mesoscale convective system a satisfying agreement, but illustrates at the same time the model’s failure to capture the exact position, the sharpness and intensity of the convection line. Another case revealed

the importance of the humidity content within the boundary layer for the formation of moist convection in the area of a convergent flow at lower levels. In this case only weak convection occurred along a pronounced convergence line. A temporal discrepancy of this convergence line is revealed by the superposition of observed and simulated wind fields in the vicinity of the DLR–Doppler–Radar at Oberpfaffenhofen.

The investigation of the atmospheric water budget for the heavy precipitation period, which instigated the Oder–flood in summer 1997, identifies the water vapour advection as the main source of moisture. The contribution of the local evapotranspiration only amounts to about 10 % of the total rainfall within the 67.600 km<sup>2</sup> subdomain. The decomposition of the moisture advection in its zonal and meridional components reveals the cyclonic rotation in the region of the quasi–stationary low pressure system.

Finally the MC2 results demonstrate the non–hydrostatic model’s capability in capturing complex meteorological phenomena like mesoscale convective systems. At a resolution of 2 km the precipitation processes are treated fully explicitly. The MC2 model simulates dynamical and microphysical fields in the area of the convection line, which agree with conceptual models of such squall–lines. Evaluating the spatial distribution of the daily rainfall amounts by exacting scores yields only a slight improvement of the MC2 simulation results compared to the DM.

The investigation of summertime heavy precipitation events shows better DM results for weather situations, which are driven at high ambient relative humidities by a strong larger–scale forcing. The assessment of the simulated spatio–temporal development of precipitation fields by a combination with areal weather radar data elucidates the improvement attainable by the use of high resolution non–hydrostatic models. While the DM is not able to capture mesoscale convective systems realistically, the qualitative comparison of MC2 results with radar data exhibits a significant increase in the quality of the model results.

# 1 Einführung

Niederschläge bilden einen der wichtigsten meteorologischen Parameter unseres Ökosystems und bestimmen das Leben auf der Erde in vielfältiger Weise. Als elementarer Bestandteil des hydrologischen Kreislaufs wirkt sich die mittlere Niederschlagsverteilung beispielsweise auf Trinkwasservorkommen sowie auf die Bodenfeuchte aus, die ihrerseits die Vegetation und die Landwirtschaft entscheidend beeinflusst.

Andererseits können sommerliche Starkniederschlagsepisoden<sup>1</sup> in Mitteleuropa eine Vielzahl von Naturkatastrophen wie Erdbeben, Sturzfluten oder großflächige Überschwemmungen verursachen (MAP, 1996; WMO, 1998). Erst im Mai 1999 führten starke Niederschläge im gesamten Alpenvorland zu Hochwasser, das allein in Bayern rund 12.000 Hektar Land überschwemmte. Infolge von Überflutungen und Murenabgängen waren mehrere Verkehrsverbindungen unterbrochen, so daß einige Städte und Gemeinden in drei oberbayerischen Landkreisen zeitweise völlig von der Außenwelt abgeschnitten waren. Von den Auswirkungen der Überschwemmungen waren etwa 100.000 Menschen betroffen. Die Hochwasserkatastrophe forderte allein in Süd-Deutschland neun Todesopfer, laut dem bayerischen Umweltministerium gehen die Sachschäden in die Milliardenhöhe.

Ein verbessertes Verständnis für die meteorologischen Zusammenhänge solcher Starkniederschlagsepisoden ist daher nicht nur von wissenschaftlichem Interesse, sondern auch von großer sozio-ökonomischer Bedeutung. Präzise Vorhersagen und frühzeitige Warnungen vor intensiven Niederschlagsereignissen könnten maßgeblich dazu beitragen, volkswirtschaftliche Auswirkungen zu reduzieren, Schäden zu vermindern und Leben zu retten. Die vorliegende Arbeit wurde deshalb ursprünglich von der Frage angeregt, ob das operationelle meso- $\beta$ -skalige<sup>2</sup> Wettervorhersagemodell des Deutschen Wetterdienstes (DWD) in der Lage ist, sommerliche Starkniederschlagsepisoden im nordalpinen Raum realistisch vorherzusagen.

Der raum-zeitlich höchst inhomogene Charakter der Niederschläge beschäftigt Wissenschaftler bereits seit Jahrhunderten. Hermann von Helmholtz drückte die

---

<sup>1</sup>Starkregen, der Niederschlag hoher Dichte pro Zeiteinheit, ist vom Deutschen Wetterdienst (DWD) wie folgt definiert:  $5\text{ mm}/5\text{ Min.}$ ,  $10\text{ mm}/20\text{ Min.}$ ,  $17.1\text{ mm}/60\text{ Min.}$  Im allgemeinen gelten Tage an denen mehr als  $20\text{ mm}$  Niederschlag beobachtet wird als Starkniederschlagstage (z.B. Frei und Schär, 1998).

<sup>2</sup>Mit Mesoskala wird in der Meteorologie der mittlere Größenbereich atmosphärischer Phänomene von  $2$  bis  $2000\text{ km}$  bezeichnet. Um die Vielzahl der in der Mesoskala auftretenden Prozesse unterscheiden zu können, werden diese häufig in die drei Unterklassen meso- $\alpha$  ( $200$ – $2000\text{ km}$ ), meso- $\beta$  ( $20$ – $200\text{ km}$ ) und meso- $\gamma$  ( $2$ – $20\text{ km}$ ) unterteilt (Orlanski, 1975).

Schwierigkeit einer wissenschaftlichen Beschreibung der komplexen atmosphärischen Prozesse im Jahre 1875 mit folgenden Worten aus:

” *Es regnet wenn es regnen will,  
es regnet seinen Lauf,  
und wenn's genug geregnet hat,  
so hört es wieder auf.*

*Dies Verslein (von Goethe)...hat sich seit alter Zeit in meinem Gedächtnis festgehäkelt, offenbar deshalb, weil es eine wunde Stelle im Gewissen eines Physikers berührt und ihm wie ein Spott klingt, den er nicht ganz abzuschütteln vermag, und immer, trotz aller neugewonnenen Einsicht in den Zusammenhang der Naturerscheinungen, trotz aller neu errichteten meteorologischen Stationen und unübersehbar langen Beobachtungsreihen, nicht gerade weit vom Ziele trifft. Unter demselben Himmelsgewölbe, an welchem die ewigen Sterne als das Sinnbild unabänderlicher Gesetzmäßigkeit der Natur einherziehen, ballen sich die Wolken, stürzt der Regen, wechseln die Winde, als Vertreter gleichsam des entgegengesetzten Extrems; unter allen Vorgängen der Natur diejenigen, die am launenhaftesten wechseln, flüchtig und unfaßbar jedem Versuche entschlüpfend, sie unter dem Zaune des Gesetzes zu fangen”* (aus Bergeron, 1959).

Die physikalische Beschreibung der komplexen atmosphärischen Prozesse, der, wie v.Helmholtz sie nannte, *launenhaft wechselnden Naturvorgänge*, die zur Bildung von Niederschlag führen, gilt nach wie vor als eine der größten Herausforderungen in der meteorologischen Forschung. Neben der Berücksichtigung des Wechselspiels einer Vielzahl von meteorologischen Parametern erschwert die mehrere Größenordnungen umfassende Skala der niederschlagsbildenden Prozesse deren Beobachtung, Beschreibung und Simulation.

In den großräumigen numerischen Wettervorhersagemodellen wurde die Luftfeuchte erstmals in den 1970er Jahren berücksichtigt, so daß damals erste numerisch berechnete Prognosen des Niederschlags gemacht werden konnten. Mit Maschenweiten von  $\Delta \simeq 300 \text{ km}$  war die Aussagekraft hinsichtlich des lokalen Wetters und insbesondere bezüglich des sehr variablen Niederschlags jedoch gering. Erst in den 80er Jahren konnten die für das lokale Wetter entscheidenden Prozesse mit der Entwicklung mesoskaliger Atmosphärenmodelle besser aufgelöst und beschrieben werden. Seit Anfang der 90er Jahre werden numerische Wettervorhersagemodelle mit horizontalen Maschenweiten von 10 bis 50 *km* in den europäischen Wetterdiensten operationell betrieben. Das entsprechende numerische Modell des Deutschen Wetterdienstes (DWD)



ist das Deutschland–Modell (DM).

Neben der operationellen Anwendung numerischer Wettervorhersagemodelle zur Wetterprognose eröffnen die physikalisch konsistenten Datensätze dieser Modelle weitere Nutzungsmöglichkeiten. Als Forschungsinstrumente im Analysemodus betrieben, ermöglichen mesoskalige Modelle einen wechselseitigen Vergleich mit speziellen Beobachtungsdaten (Radar, Lidar, Mikrowellen–Radiometer etc.) zur Interpretation dieser Meßdaten sowie zur Feststellung von Diskrepanzen zwischen Beobachtung und Simulation. Neben diagnostischen Prozeßstudien stellt die Validierung von Modellergebnissen mit modernen Fernerkundungsdaten eine weitere wichtige Aufgabe dar.

Der Begriff Validierung, d.h. die Bestätigung der Gültigkeit, der Validität, wird in der Meteorologie häufig mit der Überprüfung der Eignung für eine bestimmte Anwendung gleichgesetzt (Hollingsworth, 1994). Im Fall eines Atmosphären–Modells umfaßt dies die Identifikation der Stärken und Schwächen des Modells unter ausgewählten, gewünschten meteorologischen Bedingungen. Die Validierung eines Wettervorhersagemodells schließt den Vergleich der Modellergebnisse mit Beobachtungen, Analysen, Meßdaten und mit Resultaten verfeinerter und genauerer Modelle ein. Die Nutzung verschiedener Informationsquellen ermöglicht eine mehrschichtige Überprüfung der Modellergebnisse und wird von Hollingsworth (1994) als *cross-validation* bezeichnet.

Grundlage der Validierung eines Atmosphären–Modells ist die Existenz unterschiedlicher Beobachtungen und modellunabhängiger Meßdaten. *Trotz aller neu errichteten meteorologischen Stationen und unübersehbar langen Beobachtungsreihen (v.Helmholtz, 1875)* stellt die Erhebung und präzise Messung des häufig heterogen verteilten Niederschlags auch heutzutage ein Problem dar. Die variable raumzeitliche Natur des Niederschlags schränkt die Repräsentativität der punktuellen Bodenmessungen des Niederschlagsmeßnetzes ein. Darüberhinaus verschleiern die auf diesen integralen quantitativen Niederschlagsbeobachtungen basierenden statistischen Maßzahlen, die häufig zur Bewertung herangezogen werden, meteorologische Feinstrukturen, die mit mesoskaligen Modellen simuliert werden können. Zur Überprüfung der Verlagerung und Entwicklung der vom Modell berechneten mesoskaligen Strukturen müssen daher andere Meßsysteme verwendet werden.

Insbesondere die Nutzung von Fernerkundungsdaten eröffnet hier zusätzliche Möglichkeiten. In den letzten Jahrzehnten wurden durch den Einsatz von Wetterradargeräten wesentliche technologische Voraussetzungen für die Analyse heftiger Niederschläge gelegt (z.B. Meischner et al., 1997). Solche Geräte liefern flächendeckende Informationen über die Verteilung und Intensität des Niederschlags und mit gewissen Annahmen auch über das Windfeld im Umkreis von etwa 100 km der Radarantennen-

koordinaten. Erst durch die einheitliche Vernetzung mehrerer Radargeräte werden jedoch Gebiete erfaßt, die zu dem typischen Bereich mesoskaliger Modelle passen. Die zu einem Radarkomposit zusammengefaßten Informationen mehrerer Radargeräte stellen vor allem für sommerliche Konvektionsereignisse eine wichtige und neuartige Datenbasis bereit, mit der mesoskalige Entwicklungsprozesse flächendeckend erfaßt und mit Modellergebnissen verglichen werden können. Der komplementäre Gebrauch dieser unterschiedlichen Meßsysteme, von flächenhaften Fernerkundungsdaten und den konventionellen Beobachtungen des Bodenmeßnetzes, erlaubt eine eingehende Bewertung des Modells hinsichtlich dessen Fähigkeit, sommerliche Niederschlagsereignisse realistisch zu simulieren.

Verlässliche Vorhersagen der mesoskaligen Niederschlagsverteilung, des Zeitpunkts des Eintretens, der Dauer und der Intensität, bilden darüberhinaus eine wesentliche Voraussetzung für das Betreiben hydrologischphysikalischer Modelle, um Hochwasserwarnungen mit einigen Tagen Vorwarnzeit erstellen zu können. Bislang war sowohl die Verfügbarkeit von Beobachtungsdaten als auch die horizontale Auflösung numerischer Modelle weder ausreichend noch kompatibel mit hydrologischen Modellen. Präzise, auf Radarinformationen basierende Niederschlagsbeobachtungen und zuverlässige Modellprognosen eröffnen neue Perspektiven zur gemeinsamen Nutzung meteorologisch–hydrologischer Modelle und können den Wasserkreislauf auf der Skala einzelner Flußeinzugsgebiete schließen (Volkert, 2000; Benoit et al., 2000).

In dieser Arbeit wird die Fähigkeit mesoskaliger Wettervorhersagemodelle untersucht, sommerliche Starkniederschlagsepisoden im nordalpinen Raum zu reproduzieren. Im Gegensatz zur Validierungsmethode der Wetterdienste, die die durchschnittliche Güte des Modells von Maßzahlen ableiten, die mit statistischen Methoden berechnet werden, sollen mehrere typische Niederschlagsereignisse einer eingehenden Einzelbetrachtung unterzogen werden. Durch diese fallstudienhafte Vorgehensweise lassen sich die Fähigkeiten mesoskaliger Modelle sowohl nach *qualitativen* als auch nach *quantitativen* Kriterien detaillierter untersuchen. Neben konventionell verwendeten Niederschlagsbeobachtungen des Bodenmeßnetzes werden dazu insbesondere Wetterradardaten zur Überprüfung der Modellqualität verwendet. Solche fernerkundeten flächenhaften Daten wurden bislang kaum zur Überprüfung mesoskaliger Modellergebnisse genutzt.

Das zentrale mesoskalige Modell dieser Arbeit bildet das Deutschland–Modell (DM), welches von Juli 1993 bis November 1999 vom Deutschen Wetterdienst (DWD) als operationelles Wettervorhersagemodell in Mitteleuropa eingesetzt wurde. Mit dem kanadischen Forschungsmodell MC2 wurde darüberhinaus ein sommerliches Stark-

regenereignis exemplarisch nachgerechnet, welches sich vom DM insbesondere durch eine feinere horizontale Auflösung und die Beschreibung der niederschlagsbildenden mikrophysikalischen Prozesse unterscheidet.

Kapitel 2 gibt zunächst einen Überblick über die geschichtliche Entwicklung der numerischen Wettervorhersage, über die durchschnittliche Validierung der Niederschlagsvorhersagen der operationellen Modelle des DWD, über die bisherige Verwendung von Fernerkundungsdaten zur Beurteilung der Qualität mesoskaliger Modelle und über die Beobachtungsdatenbasis starker Niederschlagsereignisse im Nordalpenraum. Diese Übersicht dient zur Präzisierung der Ziele und Fragestellungen der Arbeit. Neben den verwendeten mesoskaligen Modellen werden in Kapitel 3 die Validierungsdatenbasis und die Bewertungsmaßstäbe vorgestellt. Kapitel 4 umfaßt die fallstudienhafte Überprüfung der DM-Ergebnisse mit verschiedenartigen Beobachtungsdaten. Danach wird in Kapitel 5 neben Parameterstudien eine Analyse des atmosphärischen Feuchtigkeitsbudgets der das Oder-Hochwasser 1997 auslösenden Niederschlagsperiode betrachtet. In Kapitel 6 werden anschließend Ergebnisse des hochauflösenden Forschungsmodells MC2 eines bereits mit dem DM simulierten nordalpinen Starkregenereignisses präsentiert und überprüft. Schließlich wird versucht, die Frage zu beantworten, inwieweit sich sommerliche Starkniederschläge im nordalpinen Raum mit mesoskaligen Wettervorhersagemodellen simulieren lassen.

## 2 Literaturüberblick

Entsprechend verschiedener, für diese Arbeit grundlegender Aspekte der Beobachtung und Simulation von Niederschlägen ist der Literaturüberblick in drei selbstständige Abschnitte gegliedert.

Vor dem Hintergrund der Entwicklung der numerischen Wettervorhersage im 20. Jahrhundert wird zunächst die durchschnittliche Qualität der vom Deutschen Wetterdienst (DWD) betriebenen Modelle insbesondere hinsichtlich der Niederschlagsprognose geschildert. Ausführlichere Darstellungen zur Geschichte der numerischen Wettervorhersage auf globaler bis regionaler Skala finden sich beispielsweise bei Bengtsson (1999), Thompson (1983) oder Anthes (1983).

Anschließend werden in Abschnitt 2.2 numerische Simulationen einzelner Starkregenepisoden zusammengetragen, die insbesondere Fernerkundungsdaten zur Validierung der Simulationsergebnisse nutzen. Ausgangspunkt dieser Literaturübersicht sind numerische Untersuchungen von Niederschlagsereignissen aus Deutschland, die durch entsprechende Arbeiten zu Niederschlagsepisoden aus Europa und schließlich den Vereinigten Staaten vervollständigt werden.

Die Zusammenschau verschiedener Beobachtungen im Alpenraum verdeutlicht in Abschnitt 2.3 das nordalpine Niederschlagsregime. Schließlich werden die Fragestellungen und Ziele sowie die Vorgehensweise dieser Arbeit konkretisiert.

Da zum Themengebiet der Niederschlagsvalidierung eine Vielzahl von internen Publikationen der nationalen Wetterdienste existieren, die dem interessierten Leser z.T. nur schwer zugänglich sind, erscheint es angemessen, in diesem Überblick keine Vollständigkeit anzustreben.

### 2.1 Entwicklung der numerischen Wettervorhersage

Zu den Pionieren der heutigen numerischen Wettervorhersage gehören Wissenschaftler wie V. Bjerknes (1904), Exner (1908), Richardson (1922) oder Charney (1948). Bereits zu Anfang dieses Jahrhunderts postulierte Bjerknes (1904) die theoretische Möglichkeit, künftige atmosphärische Zustände auf der Grundlage bekannter Anfangsbedingungen zu bestimmen. Im Gegensatz zu Bjerknes (1904), dessen Ideen auf dem gesamten System hydrodynamischer und thermodynamischer Gleichungen basieren, macht Exner (1908) den ersten Versuch einer systematischen, wissenschaftlichen *Wettervorausberechnung* auf der Grundlage eines stark vereinfachten Gleichungssystems. Exner entwickelt eine prognostische Gleichung, die die Advektion von Druckmustern mit konstanter westlicher Strömung unter Berücksichtigung diabatischer

Erwärmung ermöglicht. Obwohl für einige Fallstudien zufriedenstellende Prognosen der Luftdruckänderungen für die Vereinigten Staaten sowie für Wien berechnet wurden, betont Exner (1908) die Einschränkungen seiner Methode.

Richardson's (1922) grundlegendes Werk handelt von der Berechnung der 6 h Drucktendenz für nur einen einzigen Punkt in Mitteleuropa. Durch die Umformung der die atmosphärische Bewegung steuernden Differentialgleichungen in einen Satz algebraischer Differenzen-Gleichungen der Tendenzen der Feldvariablen an endlich vielen Raumpunkten, konnten die Tendenzen bei gegebenen beobachteten Anfangsbedingungen berechnet werden. Zeitliche Extrapolation und die Neuberechnung dieser Tendenzen der meteorologischen Variablen ermöglichten zu Beginn der 20er Jahre bereits eine *Kurzfrist*-Vorhersage, die allerdings insbesondere durch die Verwendung nicht-balancierter Anfangsfelder unrealistische Werte ergab<sup>3</sup> (Lynch, 1993).

Schließlich war es eine der großen Errungenschaften von Charney (1948), eine zweckmäßige Skalenanalyse der extratropischen Strömung durchzuführen und auf diese Weise die dynamischen Gleichungen zu vereinfachen. Durch die Anwendung der geostrophischen und der hydrostatischen Approximation zur Filterung der Schall- und Schwerewellen wurde im wesentlichen das quasi-geostrophische Modell entwickelt, welches die Grundlage erster numerischer Wettervorhersagen bildete.

Die Einführung digitaler Rechenmaschinen nach dem Ende des Zweiten Weltkrieges war eine der Grundvoraussetzungen der numerischen Wettervorhersage. In den 50er Jahren wurden mit Hilfe der neuentwickelten Computer erste Vorhersagen der synoptisch-skaligen atmosphärischen Strömung erstellt (z.B. Bengtsson, 1999). Um die damals verwendeten barotropen Modelle an die Kapazität der Computer anzupassen, wurden die Differentialgleichungen stark vereinfacht. In der darauffolgenden Dekade konnte die großskalige Vorhersagequalität durch den Gebrauch barokliner Mehrschichtenmodelle verbessert werden. Eine wichtige Komponente zur Qualitätssteigerung der Vorhersagen bildeten außerdem verbesserte Datenassimilationsmethoden, um Beobachtungen einer wachsenden Anzahl von Meßsystemen zu verarbeiten und somit den numerischen Modellen zur Initialisierung bereitzustellen. Durch die geeignete Anpassung der Anfangsfelder (z.B. die Divergenzfreiheit des Windfeldes) wurden in den 60er Jahren die auch heutzutage verwendeten primitiven Gleichungen zur Vorhersage eingeführt. Die großräumige Prognose der Temperatur, der Strömung in der mittleren Troposphäre und des Bodendrucks konnte dann in den 70er Jahren

---

<sup>3</sup>Richardson sah die Entwicklung der digitalen Computer nicht voraus und schätzte den Bedarf an Arbeitskräften, der notwendig wäre, um mit der Wetterentwicklung auf globaler Basis Schritt zu halten, auf 64.000 Menschen!

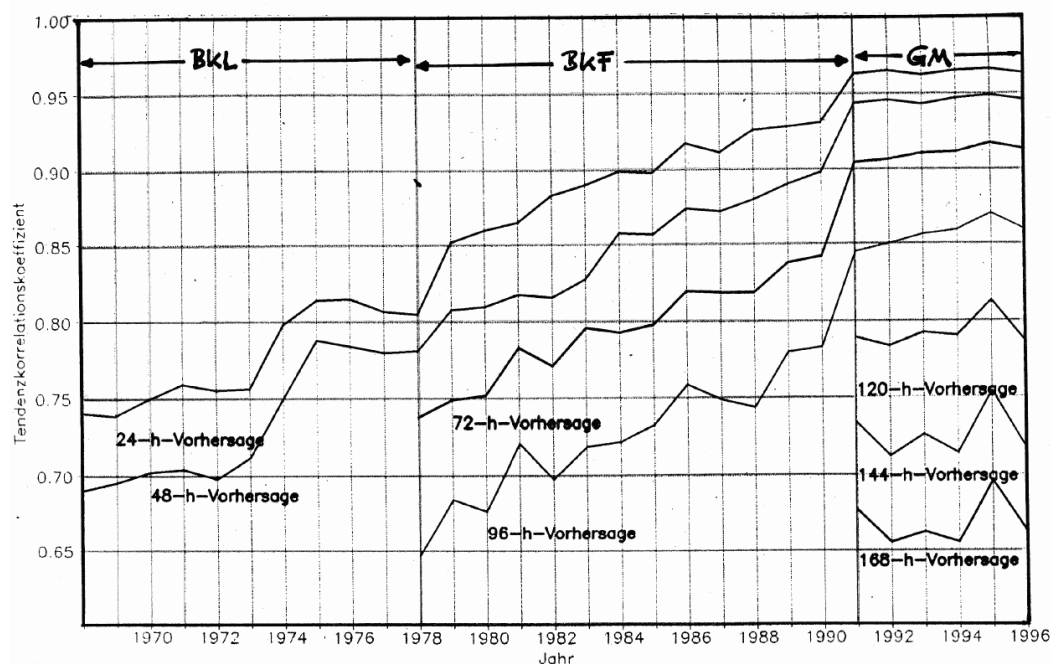
durch die Einbeziehung feuchter Prozesse erweitert werden. Die Aussagekraft einer Niederschlagsvorhersage wurde damals jedoch durch die grobe Modellauflösung ( $\Delta \simeq 300 \text{ km}$ ) limitiert.

Die kontinuierliche Verbesserung der Vorhersagequalität des Massenfeldes (Geopotential bzw. Luftdruck) mit großräumigen numerischen Modellen läßt sich am Beispiel der Modelle des Deutschen Wetterdienstes verdeutlichen. Die Entwicklung der Bodendruckvorhersage innerhalb der letzten drei Jahrzehnte ist in Abbildung 2.1 für das Gebiet Nordatlantik und Europa für verschiedene Vorhersagefristen dargestellt. In den Jahren 1968 bis 1996 wurden vom DWD drei Modellgenerationen eingesetzt, die jeweils einen deutlichen Qualitätsgewinn für die Bodendruckvorhersage brachten. Anfänglich wurde bis 1973 mit einem nordhemisphärischen Modell ohne Gebirge und ohne Feuchte mit einer horizontalen Maschenweite von  $381 \text{ km}$  gerechnet (BKL-Modell). Das Modell wurde kontinuierlich verbessert, im Jahr 1973 wurde die Orographie mitberücksichtigt, 1978 dann die Feuchte, wobei die horizontale Maschenweite auf  $254 \text{ km}$  reduziert wurde (BKF-Modell; baroklin, feucht). Mit der Einführung des Globalen Modells (GM; spektrales Modell T106) wurde 1991 neben einer feineren horizontalen Auflösung ( $\Delta \simeq 125 \text{ km}$ ) auch die Parametrisierung subskaliger Prozesse neu formuliert.

Die sprunghafte mittlere Qualitätssteigerung ist insbesondere in den Jahren auffallend, in denen Modellverbesserungen eingeführt wurden (in den Jahren 1973, 1978 und 1991). Mit dem GM wurde es möglich, Vorhersagen über 5 Tage zu erstellen, die eine höhere Qualität besitzen als eine 1-Tages-Vorhersage im Jahr 1970. Ende des 20. Jahrhunderts weicht eine 24-stündige Bodendruckvorhersage im Mittel nur um 3% von der Analyse ab. Im Gegensatz zu deutlichen Verbesserungen der Vorhersagequalität des großräumigen Wind- und Druckfeldes, war der Fortschritt der Niederschlagsprognosen, die erst seit den späten 70er Jahren numerisch berechnet wurden, jedoch gering (Anthes, 1983; Ramage, 1982).

Mit der Einführung regionaler Modelle gelang es in den 70er Jahren, die für das lokale Wettergeschehen wichtigen mesoskaligen atmosphärischen Prozesse präziser miteinzubeziehen. Trotz großer Fortschritte in der Computertechnologie können diese regionalen Modelle mit typischen Maschenweiten von  $50$  bis  $250 \text{ km}$  nur einen Teil der Atmosphäre abdecken (Limited Area Models; LAMs) und müssen von einem großräumigen Modell angetrieben werden.

Das regionale Modell des DWD, das Europa-Modell (EM) mit einer horizontalen Maschenweite von  $0.5^\circ$  ( $\Delta \simeq 55 \text{ km}$ ), wurde 1991 in den operationellen Betrieb übernommen. Seitdem wird die Qualität der Vorhersagen regelmäßig in den von



**Abbildung 2.1:** Mittlere Qualität der Bodendruckvorhersage des Deutschen Wetterdienstes für den Zeitraum 1968 bis 1996. Das Gebiet umfaßt den Nordatlantik und Europa. Die Modellgenerationen BKL, BKF und GM werden im Text angesprochen. Nimmt der Tendenzkorrelationskoeffizient den Wert 1 an, so stimmt der Mittelwert der Vorhersage mit demjenigen der Analyse überein (Müller, 1997).

der Forschungsabteilung des DWD herausgegebenen *Quarterly Reports* (Schrodin, 1998) dokumentiert. Neben einer Validierung des Geopotentials in Abhängigkeit der Vorhersagezeit werden die bodennahen Wetterparameter Temperatur in 2 m, Wind in 10 m, Bodendruck und Niederschlag bewertet. Dazu werden saisonale Mittel der Temperatur, des Windes und des Bodendrucks an 168 europäischen Stationen mit Modellprognosen verglichen und die Abweichungen geographisch dargestellt. Die Überprüfung des Niederschlags beschränkt sich auf die Erstellung von Kontingenztabelle des 12-stündigen Niederschlags an den 168 Bodenstationen. Hierbei wird der Niederschlag in 4 Klassen (Intervallgrenzen: 0,1, 2, 10 mm) eingeteilt. Die daraus berechneten *True Skill Statistics* (*TSS*; siehe Abschnitt 3.4) zeigen einen deutlichen Jahresgang und nehmen im Sommer minimale Werte an (Tab. 2.1). Außerdem weisen die geringeren Werte für starke Niederschläge ( $P_{12h} \geq 10 \text{ mm}$ ) auf die Schwierigkeiten des regionalen Modells hin, insbesondere die sommerlichen, konvektiv geprägten Starkniederschlagsereignisse realistisch zu simulieren.

Saison	<i>TSS</i> (in %)	
	$2 < \mathcal{P} < 10 \text{ mm}$	$\mathcal{P} \geq 10 \text{ mm}$
Frühling 1996	49	34
Sommer 1996	42	26
Herbst 1996	57	40
Winter 1996	61	34
Frühling 1997	53	33
Sommer 1997	41	27
Herbst 1997	53	37

**Tabelle 2.1:** *True Skill Statistics (TSS)* des 12-stündigen Niederschlags (6–18 h) des Europa Modells, saisonal validiert an 168 europäischen Stationen (Quelle: *Quarterly Reports* des DWD).

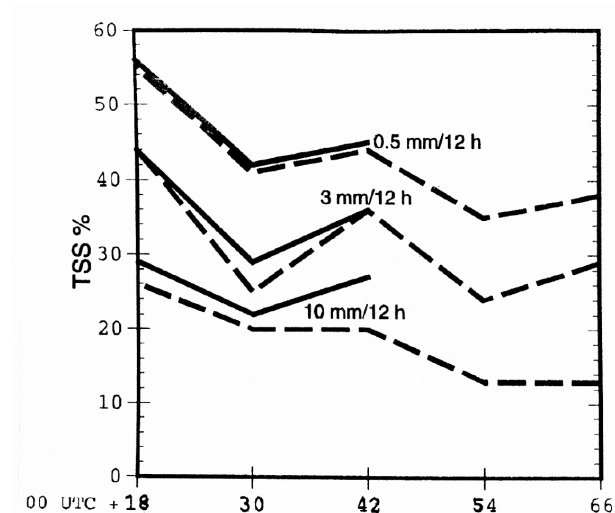
Ende der 90er Jahre werden von den europäischen Wetterdiensten mesoskalige Vorhersagemodelle mit Maschenweiten von 10 bis 20 km operationell betrieben. Das entsprechende Modell des DWD ist das Deutschland-Modell (DM). Die bodennahen Wetterparameter Temperatur, Wind und Bodendruck werden, analog zum EM, an 220 Stationen in Deutschland und der Schweiz validiert und die Resultate geographisch dargestellt (Schrodin, 1998). Der Niederschlag wird mit statistischen Mitteln (z.B. der Maßzahl TSS) an 55 Einzelstationen validiert und saisonal dargestellt. Die in Abb. 2.2 präsentierten Werte dokumentieren die Schwierigkeiten der mesoskaligen Modelle, die Niederschlagsmenge korrekt zu prognostizieren. Mit zunehmender Regenhöhe nimmt die durchschnittliche Qualität der Modellvorhersage ab. Die mittleren saisonalen *Scores* des DM liegen für intensive Niederschläge ( $\mathcal{P}_{12h} \geq 10 \text{ mm}$ ) etwas höher als diejenigen des EM im gleichen Bezugszeitraum ( $TSS_{DM} = 29\%$  und  $TSS_{EM} = 26\%$ ). Für Starkniederschläge ist dieser leichte Qualitätsgewinn am signifikantesten.

Einen multinationalen Vergleich von vier operationellen mesoskaligen Modellen, unter denen auch das Deutschland-Modell des DWD ist<sup>4</sup>, wurde im Rahmen des europäischen Forschungsprojekts HERA<sup>5</sup> von Mladek et al. (2000) durchgeführt. Die Qualität der operationellen Niederschlagsvorhersage wurde für zwei mehrmonatige Perioden mit der qualitätskontrollierten, täglichen Niederschlagsklimatologie von Frei

<sup>4</sup>Die am Vergleich teilnehmenden operationellen Modelle sind das französische *ALADIN-LACE* ( $\Delta \simeq 10 \text{ km}$ ), das italienische *LAMBO* ( $\Delta \simeq 20 \text{ km}$ ) sowie das deutsche *DM* und das schweizerische *SM*, beide mit einer horizontalen Maschenweite von  $\Delta \simeq 14 \text{ km}$ .

<sup>5</sup>Das EU-Projekt HERA (HEavy pRecipitation in the Alpine region) hatte neben der Erstellung einer systematischen Datenbasis nordalpiner Starkniederschlagsereignisse unter anderem auch die Überprüfung bestehender Wettervorhersagemodelle für intensive Niederschlagsereignisse in der Alpenregion zum Ziel (Volkert, 2000).





**Abbildung 2.2:** Validierung des 12-stündigen Niederschlags der EM und DM Vorhersagen an 55 Stationen in Deutschland für den meteorologischen Sommer 1998 (1. Juni bis 31. August). Die Maßzahl *TSS* ist als Funktion von drei verschiedenen Niederschlagsschwellenwerten für verschiedene Prognosezeiten angegeben (EM: strichliert; DM: liiert) (Schrodin, 1998).

und Schär (1998) überprüft. Alle mesoskaligen Modelle überschätzen die Niederschlagsmengen geringfügig. Anhand verschiedener statistischer Maßzahlen zeigen Mladek et al. (2000), daß die Modelle für Niederschlagsakkumulationen von 1 bis 5 *mm/d* die besten Ergebnisse liefern und die Qualität der Vorhersagen für höhere Werte abnimmt. Für Regenmengen  $\mathcal{P} \geq 10 \text{ mm/d}$  ist das französische Modell, welches die höchste horizontale Auflösung aller vier Modelle hat, den anderen etwas überlegen. Insgesamt ergibt die vergleichende Überprüfung der täglichen Niederschlagsmengen verschiedener operationeller mesoskaliger Modelle die besten Resultate für das SM<sup>6</sup>.

## 2.2 Numerische Simulationen von Niederschlagsepisoden

Im Gegensatz zur durchschnittlichen Validierung mesoskaliger Modellvorhersagen, für die konventionell gemessene Niederschlagshöhen verwendet werden, ist die Überprüfung simulierter Niederschlagsfelder mit flächendeckenden Radarinformationen meist auf Fallstudien beschränkt, da fernerkundete Daten im allgemeinen nicht kontinuierlich vorliegen. Ausgehend von Arbeiten, die sich mit der Untersuchung einzelner Niederschlagsereignisse in Deutschland beschäftigen, werden anschließend weitere Pu-

<sup>6</sup>Die Daten-Akquisition erwies sich als eine Hauptschwierigkeit dieser Untersuchung: während die Beobachtungsdaten der Niederschlagsklimatologie nur bis ins Jahr 1995 reichen, lagen beispielsweise vom DM nur Simulationsdaten für die Monate Aug. bis Nov. 1996 vor. Deshalb konnte das DM nicht mit Meßdaten überprüft werden. Für den Untersuchungszeitraum im Jahr 1996 ergeben sich zwischen dem DM und dem SM nur minimale Unterschiede, so daß sich die Ergebnisse des SM im Jahr 1995 weitestgehend auch auf das DM übertragen lassen (vgl. auch Abschnitt 3.1).

blikationen aus Europa und Nordamerika zusammengetragen, die zur Validierung simulierter Niederschlagsfelder insbesondere Fernerkundungsdaten verwenden.

Angeregt durch Beobachtungen während ALPEX (ALPine EXperiment, 1982) und während des Front Experiments (1987) wurden einige idealisierte numerische Untersuchungen zum Einfluß der Alpen auf die Verlagerung von Kaltfronten (Davies, 1984; Schumann, 1987) und auf frontale Niederschlagsstrukturen (Heimann, 1990) durchgeführt. Im allgemeinen steht jedoch bei diesen, sich an die beiden Feldexperimente anschließenden, numerischen Studien die qualitative und quantitative Bewertung der Niederschlagsergiebigkeit im Hintergrund. Vielmehr ist die Diskussion der numerisch untersuchten Interaktion von Fronten und Gebirge auf thermodynamische Größen beschränkt (Volkert et al., 1992).

Zu den frühen realitätsnahen<sup>7</sup> Arbeiten zählt eine Fallstudie von Nickerson et al. (1986). Das mesoskalige Modell mit einer horizontale Maschenweite von  $\Delta = 10 \text{ km}$ , welches mit einer einzigen Radiosonde initialisiert wurde, gibt die Niederschlagsverteilung in den Vogesen und im Schwarzwald prinzipiell wieder. Dazu werden 24-stündige Niederschlagsbeobachtungen einer Fallstudie am 14. Oktober 1976 mit 6-stündigen simulierten Regenmengen verglichen. Die verwendete explizite Niederschlagsparametrisierung produziert im Bereich der Mittelgebirge durch erzwungene Hebung Wolken und Niederschlag. Der Vergleich der über unterschiedlich lange Zeiträume integrierten Regenmenge und die Bewertung des bodennahen Windfeldes mit der an wenigen synoptischen Stationen gemessenen Windstärke weisen auf die Schwierigkeiten einer Überprüfung mesoskaliger Modellergebnisse hin.

Im Rahmen einer Validierung des mesoskaligen Modells MESOSCOP werden von Schumann et al. (1987) für den Fall einer vielfach untersuchten, gut dokumentierten konvektiven Zelle beobachtete Radarreflektivitäten und simulierte Pseudo-Reflektivitäten bildhaft gegenübergestellt. Der qualitative Vergleich demonstriert die Fähigkeit des Modells mit  $\Delta = 1 \text{ km}$ , die gemessenen Reflektivitäten recht gut zu reproduzieren, während der den Boden erreichende Niederschlag vom Modell unterschätzt wird. Außerdem wird die Notwendigkeit detaillierter Beobachtungen zur Beurteilung konvektiver meteorologischer Phänomene deutlich.

Mit dem Deutschland-Modell werden realitätsnahe Simulationen zu Hochwasserperioden Anfang der 90er Jahre von Cress (1996) durchgeführt. Für drei advektiv dominierte Wetterlagen im Winterhalbjahr, an denen neben verbreiteten Aufgleitniederschlägen auch die Schneeschmelze zu einer Verschärfung der Hochwasserlage

---

<sup>7</sup>im Gegensatz zu den idealisierten Untersuchungen

beigetragen hat, werden simulierte und beobachtete Niederschlagsfelder verglichen. Als Beobachtungsdatenbasis dienen Tagessummen der etwa 4300 Niederschlagsmeßstationen in Deutschland, die durch stündliche Niederschlagsbeobachtungen in Südwest-Deutschland ergänzt werden. Der zeitliche Verlauf von Gebietsniederschlägen in Flußeinzugsgebieten, die für Hochwasserprognosen von großem Interesse ist, koinzidiert gut mit Beobachtungen, wohingegen die Entwicklung an Einzelstationen oft nur unvollständig erfaßt wird. Diskrepanzen zwischen Beobachtung und Simulation im Lee der Mittelgebirge, wo das DM zu wenig Niederschlag produziert, werden mit der Ausbildung einer zu starken hydrostatischen Welle bei der Gebirgsüberströmung erklärt.

Eine fallstudienhafte DM-Simulation eines konvektiven Niederschlagsereignisses in Süd-Deutschland wird von Doms (1994) durchgeführt. Die Böenfront der am 21. Juli 1992 während des CLEOPATRA Feldexperiments dokumentierten Gewitterlinie (Haase-Straub et al., 1997) wird vom Modell reproduziert. Entlang dieser präfrontalen Konvergenzlinie werden die Niederschlagsintensitäten vom DM jedoch stark unterschätzt. Hierzu werden einstündige Niederschlagsmengen mit beobachteten Tagessummen abgeschätzt. Verfügbare Fernerkundungsdaten werden zur Modellüberprüfung nicht herangezogen.

Fernerkundungsdaten zur Validierung mesoskaliger Modellergebnisse werden von Mölders et al. (1995) angewendet. Der Vergleich von Satellitendaten mit dem Wolkenbedeckungsgrad eines regionalen Modells (MM4) zeigt für eine Episode im April 1986 unterschiedliche Wolkenstrukturen über Europa. Neben dem Skalenunterschied zwischen Modell ( $\Delta = 80$  km) und Satellitendaten ( $\Delta = 5$  km) erschwert das simultane Vorhandensein von Wolken in verschiedenen Höhen und ihr gegenseitiges Überlappen die qualitative Bewertung. Durch den bildhaften Vergleich der momentanen Wolkenbedeckung treten sowohl unterschiedliche Muster als auch zeitliche Phasenfehler hervor. Anhand statistischer Gütezahlen wird die generelle Unterschätzung des Modells veranschaulicht, wiewohl ein neuentwickeltes Parametrisierungsschema zu einer besseren Übereinstimmung mit Beobachtungen führt.

In Großbritannien untersuchen Browning et al. in einer Reihe von Fallstudien die Niederschlagsstruktur extratropischer Zyklonen phänomenologisch mit Satelliten-, Radar- und Modelldaten. Basierend auf der Synthese dieser verschiedenen Meßsysteme und den Daten des regionalen Wettervorhersagemodells des *U.K. Meteorological Office* wird das konzeptionelle Modell der *conveyor belts* entwickelt und untermauert (z.B. Browning und Roberts, 1994; Browning und Golding, 1995; Browning und Roberts, 1996; Browning et al., 1997). Insbesondere Browning und Golding (1995)

zeigen durch den direkten Vergleich von Radarregenraten bzw. fernerkundeten Feuchtefeldern mit den entsprechenden Modellgrößen Stärken und Schwächen der Modelle auf. Während das operationelle Modell ( $\Delta = 50$  km) die generelle Entwicklung der Feuchte- und Niederschlagsverteilung erfaßt, ist das nicht-hydrostatische mesoskalige Modell ( $\Delta = 15$  km) in der Lage, die Feinstruktur der beobachteten *Squall-line* zu reproduzieren. Fehler in der exakten Position der Konvektionslinie als auch die Überschätzung des ihr nachfolgenden Regengebiets werden teils dem verwendeten Konvektionsschema und teils Ungenauigkeiten in den Initialisierungsdaten zugeschrieben. Quantitative Niederschlagsmengen werden nicht verglichen.

Sénési et al. (1996) diskutieren ausführlich ein komplexes Starkniederschlagsereignis am 22. September 1992, welches in Vaison-La-Romaine in Südost-Frankreich eine Sturzflut mit Personen- und Sachschäden verursachte. Neben der Analyse der synoptischen und mesoskaligen Wettersituation werden Niederschlagsprognosen verschiedener Versionen zweier Modelle<sup>8</sup> mit Radardaten und Messungen des Bodenmeßnetzes überprüft. Mit den Radarinformationen wird die Verlagerung der konvektiven Strukturen dokumentiert und mit denen des Modells bildhaft verglichen. Die Überprüfung der 24-stündigen Niederschlagsmenge zeigt die unterschiedliche Qualität der verschiedenen Simulationen. Generell wird die flächengemittelte Regenhöhe überschätzt, wobei die Niederschlagsintensität der von Starkregen ( $\mathcal{P} \geq 70$  mm) betroffenen Gebiete unterschätzt wird. Sämtliche Simulationen sind nicht in der Lage, die Chronologie des aus mehreren konvektiven Kernen bestehenden Niederschlagssystems nachzuvollziehen.

In einer Untersuchung der Struktur von Regenbändern eines Tiefdruckwirbels über Nordwest-Europa vergleichen Redelsperger und Lafore (1994) die mit einem zweidimensionalen Modell ( $\Delta = 5$  km) simulierten Vertikalbewegungen mit beobachteten Windgeschwindigkeiten eines Doppler-Radars. Trotz kleinerer Unterschiede, als deren Ursache die unterschiedliche horizontale Auflösung und das Fehlen einer Eisphase im Niederschlagsschema des Modells angesehen werden, stimmen die Ergebnisse zufriedenstellend überein. Die Gegenüberstellung von simulierten und an Bodenstationen beobachteten Regenraten zeigt eine grundsätzliche Übereinstimmung der Niederschlagsstruktur mit einem schmalen Maximum während des Kaltfrontdurchgangs. Das Mittel des Niederschlags entlang der vom zweidimensionalen Modell repräsentierten Linie liegt um etwa 20 % unter dem beobachteten.

Darüberhinaus sind in den letzten Jahren weitere Arbeiten erschienen, in de-

---

<sup>8</sup>Die beiden Modelle waren das regionale Modell *Peridot* mit 35 km bzw. 10 km Maschenweite und das operationelle Modell *Arpege* mit einer horizontalen Auflösung von 35 km im Zielgebiet.

nen unterschiedliche mesoskalige Modelle zur Simulation verschiedener Starkregenereignisse im europäischen Raum (insbesondere im Mittelmeergebiet) fallstudienhaft eingesetzt werden, deren Ergebnisse aber ausschließlich mit konventionellen Niederschlagsbeobachtungen verglichen und validiert werden. Im Vordergrund stehen Sensitivitätsstudien zum Einfluß von Orographie (z.B. Romero et al., 1998; Ramis et al., 1998; Kotroni et al., 1999), zur Rolle feuchter Prozesse (z.B. Buzzi et al., 1998; Buzzi und Foschini, 2000) und/oder zur Bedeutung der horizontalen Auflösung des Mesoskalen-Modells (z.B. Paccagnella et al., 1992; Codina et al., 1997; Cacciamani et al., 2000).

In Nordamerika sind in den vergangenen zwei Jahrzehnten eine Vielzahl von Untersuchungen intensiver Niederschlagsepisoden veröffentlicht worden. Nachfolgend werden einige Arbeiten zusammengetragen, die verschiedene Validierungsmöglichkeiten feinstrukturierter Niederschlagsfelder aufzeigen.

Der Einfluß des kalifornischen Küstengebirges auf ein frontales, konvektiv geprägtes Niederschlagsband wird von Doyle (1997) mit einem nicht-hydrostatischen Modell<sup>9</sup> simuliert. Der Vergleich von beobachteten und simulierten Radarreflektivitäten zeigt dessen Fähigkeit, feinskalige Strukturen der Front zu erfassen. Das steile Küstengebirge verzögert die weitere auflandige Bewegung und intensiviert dadurch den Niederschlag an den luvseitigen Gebirgshängen. Der Vergleich mit einem dichten Bodenmeßnetz zeigt eine Modellüberschätzung der Niederschläge. Die Überprüfung mit Radardaten zeigt eine Zeitverschiebung von 2 bis 3 Stunden als auch einen geringen Fehler in der Orientierung der Front.

Colle et al. (1999) verwenden zur qualitativen Bewertung von Niederschlagsstrukturen Fernerkundungsdaten eines flugzeuggetragenen Radargeräts. Die Intensität der auf die Olympic Mountains im Nordwesten der USA auftreffenden Front wird vom mesoskaligen Modell MM5 ( $\Delta = 3$  km) unterschätzt. Ferner bereitet die Initialisierung Schwierigkeiten, erst eine horizontale Verschiebung der Anfangsdaten gewährleistet eine den Beobachtungen entsprechende Entwicklung des Tiefdruckgebiets. Als Ursache wird die unzureichende Dichte der Beobachtungen auf dem Pazifik angesehen. Die Entwicklung der mesoskaligen Feuchte- und Niederschlagsfelder wird durch den Vergleich von Radarreflektivitäten mit simulierten Niederschlagsmischungsverhältnissen dokumentiert. Insgesamt werden die vielfältigen mesoskaligen Strukturen, die sich durch die Interaktion der Front mit dem Küstengebirge ergeben, vom Modell zufriedenstellend erfaßt.

---

<sup>9</sup>Das Modell COAMPS wird in dieser Fallstudie mit einer horizontalen Maschenweite von 5 km und 2 km gerechnet.

Anhand einer stratiform dominierten Regenepisode im Süden Ontarios testen Benoit et al. (2000) die Verwendung eines hydrologischen Modells zur Bewertung der beobachteten und modellierten Niederschläge. Unterschiedlich große Flußeinzugsgebiete dienen als Makro-Regenmesser und durch einen Vergleich der Abflusssmengen wird die Qualität des atmosphärisch-hydrologischen Modellsystems bewertet. Die quantitative Nutzung der Radardaten demonstriert das Potential des Mesoskalen-Modells MC2, die Strukturen der Regengebiete mit der feinen Auflösung ( $\Delta = 3 \text{ km}$ ) gut reproduzieren zu können. Dennoch lassen sich durch den Vergleich diskreter Zeitfenster räumliche (etwa 30 km) und zeitliche Diskrepanzen (1 bis 3 Stunden) feststellen.

Eine Vielzahl weiterer Veröffentlichungen realitätsnaher numerischer Simulationen (z.B. Spencer und Stensrud, 1998; Wang und Seaman, 1997; Zhang und Fritsch, 1986a,b) untermauert wichtige Aspekte einer erfolgreichen mesoskaligen Niederschlagsprognose und deren eingehender Validierung, die sich folgendermaßen zusammenfassen lassen:

- Modellauflösung und Beschreibung der niederschlagsbildenden Prozesse,
- Verwendung detaillierter mesoskaliger Initialisierungsdaten und
- Verfügbarkeit von Beobachtungsdaten hoher raum-zeitlicher Auflösung.

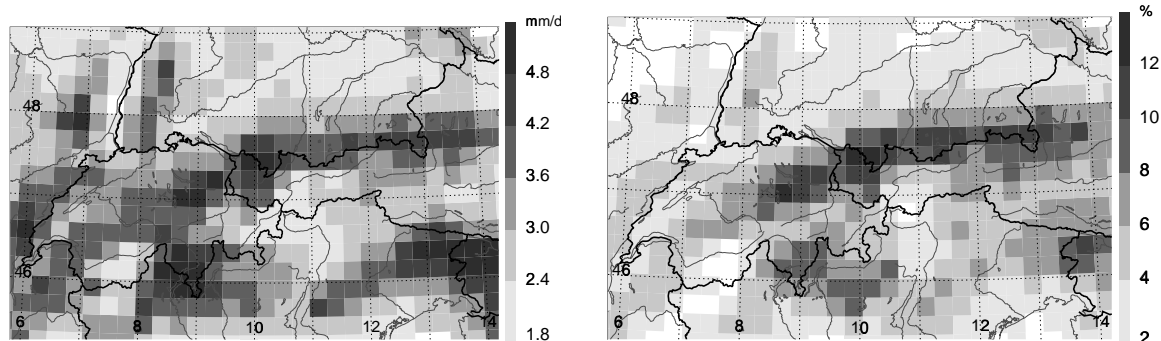
Die Übersicht hat verdeutlicht, daß sich realitätsnahe numerische Untersuchungen von Starkniederschlagsepisoden im europäischen Raum und deren Validierung mit Fernerkundungsdaten nur auf wenige Einzelfälle der letzten Jahre beschränken. Es existiert bisher noch keine Veröffentlichung, in der die Fähigkeit eines mesoskaligen Modells, sommerliche Niederschlagsepisoden in Deutschland zu reproduzieren, mit Fernerkundungsdaten bewertet wird.

### 2.3 Niederschlagsbeobachtungen im Nordalpenraum

Zu den frühesten Arbeiten, die sich mit Niederschlagsbeobachtungen im Alpenraum beschäftigen, zählen klimatologische Studien. Raulin (1879) zeigte in seiner Klimatologie des Alpenraums, die schon auf respektablen 249 Beobachtungsstationen basierte, erstmals die regionale Variabilität des saisonalen Niederschlags<sup>10</sup>. Fast ein Jahrhundert später, sammelten Kubat (1972) und Fliri (1974) die eindrucksvolle Datenbasis

---

<sup>10</sup> *Was die Vertheilung des Regens auf die meteorologischen Jahreszeiten anbelangt, so habe ich festgestellt, dass, ... in den ganzen Niederungen der Schweiz, von Bayern, Salzburg, Österreich und*



**Abbildung 2.3:** Alpine Niederschlagsklimatologie (Frei und Schär, 1998): Mittlerer Jahresniederschlag 1971–1990 (links) und Häufigkeit starker Niederschlagsereignisse ( $P \geq 20 \text{ mm/d}$ ) im Sommermonat Juli (rechts).

monatlicher Niederschläge der Jahre 1931–1960 von mehr als 1000 Stationen zwischen 'Mont Blanc und Hohen Tauern' aus gedruckten Publikationen. Sie bestätigten Beobachtungen, wonach das alpine Niederschlagsklima durch zwei regenreiche Zonen an den nördlichen und südlichen Alpenrändern und trockenere inneralpine Bedingungen charakterisiert werden kann.

Die von Frei und Schär (1998) erstellte digitale, den gesamten Alpenraum umfassende mesoskalige Niederschlagsklimatologie, die auf der Datenbasis von mehr als 6600 Niederschlagsstationen der Jahre 1971–1990 basiert, bestätigt einerseits die bereits grundsätzlich bekannte Dreiteilung des alpinen Niederschlagsklimas und ermöglicht andererseits eine Diskussion der raum-zeitlichen Variabilität der Niederschlagsverteilung, da tägliche Niederschlagsbeobachtungen in digitaler Form bis ins Jahr 1995 vorliegen <sup>11</sup>.

Im mittleren Jahresniederschlag spiegelt sich deutlich der Einfluß der Orographie auf die räumliche Niederschlagsverteilung wieder. Während in Süd-Deutschland durchschnittlich etwa  $2 \text{ mm/d}$  Niederschlag fallen, verzeichnen die Gebirgs- und Mittelgebirgsregionen die zwei- bis dreifache Niederschlagsmenge (Abb. 2.3). Außerdem hängt die Lage der Niederschlagsmaxima in gegliedertem Gelände entscheidend von der Größe des Gebirges ab. Im allgemeinen erhalten Mittelgebirgsregionen maximale

---

*Ungarn ... die größte Regenmenge in der wärmeren Jahreshälfte (April bis September) fällt. ... das Gebiet umfasst ferner Vorarlberg, Oberbayern, Nordtirol ... Was die Quantität des jährlichen Regenfalles im Alpengebiet anbelangt, nach den zehnjährigen und allgemeinen Mitteln, so bieten sie in ihren verschiedenen Partien Unterschiede dar, welche öfter vom Einfachen zum Doppelten, in einigen Punkten zum Dreifachen, ja selbst zum Vierfachen ansteigen. Dieses Verhältniss werde ich nächstens näher in's Auge fassen...(Raulin, 1879)*

<sup>11</sup>[http://www.map.ethz.ch/map-doc/rr\\_clim.htm](http://www.map.ethz.ch/map-doc/rr_clim.htm)

Regenmengen vorherrschend in unmittelbarer Gipfelumgebung, wohingegen Gebirge von der Größe der Alpen sich generell durch ein luvseitiges Niederschlagsmaximum auszeichnen (Smith, 1979). Hohe Niederschlagsmengen von durchschnittlich mehr als  $4 \text{ mm/d}$  fallen am Alpennordrand in einem etwa  $50 \text{ km}$  breiten Streifen, der sich entlang der deutsch-österreichischen Grenze erstreckt (Abb. 2.3). Südlich daran angrenzend liegt das inneralpine Trockengebiet, das durch Blockierungs- und Abschattungseffekte hervorgerufen wird. Auf der Alpensüdseite werden im schweizerischen Tessin und im italienischen Friuli maximale Jahresregenhöhen von mehr als  $5 \text{ mm/d}$  verzeichnet. Im Gegensatz zu den Alpen erhalten die nördlichen Mittelgebirge (Vogesen, Schwarzwald, Bayerischer Wald) maximale Niederschläge von 3 bis  $4 \text{ mm/d}$  in Gipfelumgebung.

Eine genauere Betrachtung verdeutlicht erhebliche saisonale Schwankungen der Niederschlagsaktivität im Alpenraum. Im nördlichen Alpenraum fallen die meisten Niederschläge während der konvektiven Jahreszeit von Mai bis September (Frei und Schär, 1998). Einzelne, intensive Konvektionsereignisse haben an diesem sommerlichen Niederschlagsextremum einen wesentlichen Anteil. Die Analyse der täglichen Niederschlagsakkumulationen zeigt, daß im Sommermonat Juli Starkregenereignisse ( $\mathcal{P} \geq 20 \text{ mm/d}$ ) mit einer Häufigkeit von 4 bis 10 % im Nordalpenraum auftreten (Abb. 2.3). Basierend auf dem 20-jährigen Beobachtungszeitraum 1971–1990 entspricht das in einem durchschnittlichen Sommermonat Juli ein bis drei Starkregentage.

Diese intensiven Niederschlagsepisoden können durch unterschiedliche Wetterlagentypen ausgelöst werden, während dieser verschiedene Anregungsmechanismen zur Niederschlagsbildung führen.

Die Auswertung einer zehnjährigen Beobachtungsreihe in München zeigt, daß etwa 40 % des Jahresniederschlags im Nordalpenraum durch Kaltfronten verursacht werden (Hoinka, 1985). Insbesondere die retardierende Wirkung der Alpen kann am Alpennordrand zu länger andauerndem, orographisch verstärkten Niederschlag führen. Bereits Ende des 19. Jahrhunderts wies van Bebbber (1891) auf die Bedeutung der von ihm klassifizierten *Vb*-Wetterlagen hin<sup>12</sup>. Nach Flohn und Huttary (1950) werden 8.6 % des Jahresniederschlags in München durch diese Wetterlagen verursacht, die häufig *übernormale Niederschlagsmengen* liefern<sup>13</sup>.

---

<sup>12</sup>Am wichtigsten für unsere Witterungserscheinungen ist die Zugstrasse *Vb*, welche ... oft Überschwemmungen unserer Flussgebiete verursacht (van Bebbber, 1891).

<sup>13</sup>Im Alpenvorland und am Nordrand der Alpen kann man damit rechnen, daß bei typischen *Vb*-Lagen ... 12–20 mm im Mittel gemessen werden (Flohn und Huttary, 1950).



Mit Radarbeobachtungen konnten in den letzten Jahren systematisch mesoskalige konvektive Systeme (Mesoscale Convective System; MCS) nördlich der Alpen dokumentiert werden. MCS bilden in der Familie der konvektiven Wolkensysteme die größte Klasse. Nach der Klassifizierung von Houze et al. (1990) besteht ein MCS aus einer, meist linienförmig organisierten Kette von konvektiven Zellen (*Squall-line*), deren Lebensdauer mindestens eine Stunde beträgt, und einem nachfolgenden Regen- gebiet (Regenintensität  $\mathcal{R} > 1$  mm/h), welches sich horizontal über mehr als 100 km erstreckt. Damit lassen sich MCS der meso- $\beta$ -Skala zuordnen. Diese konvektiven Niederschlagsysteme bergen, verglichen mit Einzelgewittern oder Gewitterclustern, ein großes Schadenspotential in Mitteleuropa (Schiesser et al., 1995).

Nach einer Studie zur Gewitterhäufigkeit im Umkreis des polarimetrischen Doppler- Radars in Oberpfaffenhofen entwickelte sich im nördlichen Alpenvorland in dem 6- jährigen Zeitraum von 1987 bis 1992 an 18 Tagen eine *Squall-line* (Höller, 1994). Dies entspricht einer durchschnittlichen Häufigkeit von 3 Gewitterlinien pro Jahr, wobei die Variabilität von Jahr zu Jahr groß ist. Quantitative Beobachtungen zur Niederschlagsakkumulation während solcher Ereignisse liegen jedoch nicht vor.

Die Entwicklung eines mesoskaligen konvektiven Regengebiets im nördlichen Al- penvorland wird von Volkert et al. (1991) beschrieben. Verbunden mit der sogenann- ten Papstfront am 3. Mai 1987 zog ein sich intensivierendes Niederschlagsgebiet von der Bodenseeregion entlang des Alpennordrands ostwärts und erreichte maximale Nie- derschlagsraten von 280 mm/h (7 mm in 1.5 min) in Kempten. Das der Papstfront folgende Niederschlagsgebiet mit maximalen Regenraten von mehr als 50 mm/h um- faßte  $300 \times 100$  km<sup>2</sup>. Zwischen 12 und 18 UT fielen im Alpenvorland zwischen 15 und 20 mm Niederschlag, wobei die Werte gen Osten und vor allem in den Alpentälern deutlich geringer waren.

Basierend auf Radarbeobachtungen einer *Squall-line* im süddeutschen Raum ent- werfen Meischner et al. (1991) ein konzeptionelles Modell einer solchen intensiven Gewitterlinie. Durch die Synopse von Doppler-Messungen der Windfelder und po- larimetrischen Messungen der Hydrometeore werden die Zusammenhänge zwischen den niederschlagsbildenden Prozessen und den dynamischen Strukturen verdeutlicht. Das quasi zweidimensionale Strömungsmuster läßt sich grob durch vorderseitiges Ein- strömen im Grenzschichtniveau und beidseitiges Ausströmen im Bereich des Ambos- ses in der oberen Troposphäre charakterisieren. Die typische Böenfront wird durch das vorderseitige bodennahe Ausströmen kalter Luft verursacht.

Eine mehrere Jahre umfassende Analyse von Starkniederschlagsereignissen im nordalpinen Raum führten kürzlich Hagen et al. (2000) im Rahmen des Projekts

HERA durch. Als Datenbasis dienen sowohl multinationale Radarkomposits aus den Jahren 1992 bis 1996 als auch die Niederschlagsklimatologie der Alpenregion (Frei und Schär, 1998). Insgesamt werden mit Hilfe der Radarbilder 15 MCS während der 7 ausgewählten Niederschlagsperioden dokumentiert. Trotz einer großen Variabilität der Niederschlagsereignisse können einige Gemeinsamkeiten herausdestilliert werden. So ziehen alle MCS, von denen ein Großteil in Frankreich (60 %) entsteht, mit einer Verlagerungsgeschwindigkeit von 5 bis 30 m/s von Westen nach Osten. Die Konvektion innerhalb dieser Systeme erreicht ihre intensivste Phase am späten Nachmittag und Abend, wobei deren Gesamt-Lebensdauer zwischen 6.5 und 22 Stunden beträgt, in der sie eine Distanz von 240 bis 1000 km zurückgelegt haben. Ein Vergleich mit Untersuchungen in den USA ergibt, daß große MCS (horizontale Erstreckung  $\mathcal{L} > 500$  km; z.B. MCS am 22 Juli 1995) durchaus mit Beobachtungen in Nordamerika vergleichbar sind. Durch Auswertung der 25-jährigen alpinen Niederschlagsklimatologie wird die Wiederkehrzeit eines solch starken mesoskaligen Niederschlagsereignisses im Nordalpenraum auf 6 Jahre berechnet.

Aus der mesoskaligen Niederschlagsklimatologie läßt sich also ein sommerliches, konvektiv dominiertes Niederschlagsregime für das nördliche Alpenvorland ableiten. Detaillierte Studien dieser Starkniederschlagsereignisse sind selten und wurden erst in den letzten Jahren ausführlicher dokumentiert.

## 2.4 Ziele, Fragestellungen und Vorgehensweise

Im Literaturüberblick wurde dargestellt, daß in Europa seit etwa einer Dekade mesoskalige numerische Modelle operationell zur quantitativen Niederschlagsvorhersage verwendet werden. Die Qualität dieser Prognosen wird vom Deutschen Wetterdienst (DWD) durch den Vergleich mit Beobachtungen an ausgewählten synoptischen Stationen saisonal bewertet (Schrodin, 1998). Mit dieser punktuellen Validierungstechnik ist es nur unzureichend möglich, das Modellverhalten während sommerlicher Starkniederschlagsperioden zu ergründen. Außerdem zeigte die Übersicht, daß die Simulation solcher konvektiven Niederschlagsereignisse eine große Herausforderung für mesoskalige Modelle darstellt und daß zur Überprüfung der Modellergebnisse Beobachtungsdaten hoher raum-zeitlicher Auflösung notwendig sind. Im Nordalpenraum wurden intensive konvektive Regenereignisse erst in den letzten Jahren ausführlicher dokumentiert.

In der vorliegenden Arbeit werden sommerliche Starkniederschlagsperioden mit dem Deutschland-Modell (DM) nachgerechnet. Die primäre Zielsetzung bildet ei-

ne insbesondere auf Radardaten basierende Überprüfung der Modellergebnisse für verschiedene konvektive Wettersituationen. In diesem Zusammenhang stellen sich typische Fragen wie:

- Ist das Deutschland-Modell in der Lage, die Entwicklung und Intensität sommerlicher Starkniederschlagsereignisse zu reproduzieren? Wie können Radar-komposits zur Überprüfung des Modellverhaltens eingesetzt werden? Ist ein Qualitätsunterschied der DM-Ergebnisse hinsichtlich verschiedener Wetterlagen-typen feststellbar? Kann das Modell unterschiedliche Anregungsmechanismen für Starkniederschläge reproduzieren?

Ist das DM in der Lage, die Niederschlagsverteilung realistisch zu reproduzieren, lassen sich Fragen zur Genese der Niederschläge und zur atmosphärischen Wasserbilanz untersuchen:

- Welche Komponenten des atmosphärischen Wasserbudgets dominieren während hochwasserauslösender Niederschlagsereignisse? Waren die Niederschläge, die im Sommer 1997 das Oder-Hochwasser verursachten, autochthon generiert oder eher advektiv dominiert? Welchen Einfluß hat während einer solchen Regenpe-riode die Bodenfeuchte auf die Niederschlagsverteilung und -intensität?

Schließlich werden für ein nordalpines konvektives Starkregenereignis Vergleichsrech-nungen mit einem feinauflösenden Atmosphären-Modell (MC2) durchgeführt. Die-se zusätzlichen Simulationsergebnisse ermöglichen sowohl die Bewertung der DM-Resultate aus einer anderen Perspektive als auch einen Ausblick auf die Qualität künftiger operationeller hochauflösender Modelle. Folgende Fragen sollen in diesem Zusammenhang diskutiert werden:

- Ist eine Qualitätsgewinn durch die Verwendung eines hochauflösenden Atmo-sphären-Modells hinsichtlich der Struktur der Gewitterlinie erkennbar? Läßt sich der aus Radarbeobachtungen abgeleitete Aufbau konvektiver Zellen in den Modellergebnissen wiederfinden? Wie genau sind quantitative Niederschlags-voherhersagen sommerlicher Starkregenepisoden?

Um diese Fragen beantworten zu können, wurde die folgende Vorgehensweise ver-folgt: Zur flexiblen Durchführung der numerischen Experimente implementierte ich die *workstation*-Version des Deutschland-Modells auf einem DLR-Rechner. Die not-wendigen, möglichst genauen Initialisierungs- und Randdaten wurden in Form 6-stündlicher Analysen auf dem DM-Gebiet vom Deutschen Wetterdienst bereitgestellt.

Um die Untersuchungen nicht auf einen Einzelfall zu limitieren, wurde ein Ensemble von *fünf* sommerlichen Starkniederschlagsepisoden der letzten Jahre ausgewählt. Diese umfassen sowohl mesoskalige konvektive Systeme als auch Starkregenepisoden, die durch orographisch verstärkte Hebungsprozesse im Bereich eines quasi-stationären hochreichenden Troges ausgelöst wurden.

Zu einer umfassenden Niederschlagsvalidierung sind modellunabhängige Beobachtungen möglichst hoher raum-zeitlicher Auflösung notwendig. Insbesondere mit flächendeckenden Radarbeobachtungen lassen sich simulierte Niederschlagsstrukturen qualitativ überprüfen. In dieser Arbeit kann neben Messungen des DLR-Doppler-Niederschlags-Radars vor allem auf das von Hagen et al. (2000) zusammengesetzte Nordalpine Radarkomposit zurückgegriffen werden. Außer den Radarinformationen, die eine wichtige Säule der Modellüberprüfung bilden, wurden Beobachtungen des Niederschlagsbodenmeßnetzes des DWD verwendet. Diese bilden die Grundlage einer quantitativen Beurteilung der Modellergebnisse.

Da am Deutschland-Modell (DM) keine grundlegenden Änderungen im Vergleich zur operationellen Version durchgeführt werden sollten, konnte der Einfluß einer höheren Auflösung und/oder einer anderen Konvektionsparametrisierung auf die Niederschlagsstrukturen nicht mit dem DM untersucht werden. Wie im Literaturüberblick dargestellt, haben diese beiden Parameter jedoch einen wesentlichen Einfluß auf die Vorhersagequalität konvektiver Regenepisoden.

Persönliche Kontakte innerhalb der *MAP-community* ermöglichten es, solche Rechnungen mit dem Atmosphärenmodell MC2 zu machen. Die hochauflösenden numerischen Simulationen mit dem MC2 führte ich während eines zweimonatigen Gastaufenthalts beim kanadischen Wetterdienst (Recherche en Prévision Numérique, Dorval, Québec) durch. Ein halbes Jahr später wurde das Forschungsmodell MC2 während des Feldexperiments des *Mesoscale Alpine Programme* (MAP) im Herbst 1999 als numerisches Vorhersagewerkzeug eingesetzt.

## 3 Numerische Modelle und Beobachtungsdaten

Hier werden die beiden in dieser Arbeit verwendeten Modelle, das Deutschland-Modell (DM) und das kanadische Forschungsmodell MC2 vorgestellt. Es wird insbesondere auf die jeweilige Parametrisierung des Niederschlags eingegangen. Neben der Darstellung der Validierungsdatenbasis werden außerdem die in dieser Arbeit benutzten Bewertungsmaßstäbe dargelegt.

### 3.1 Das Deutschland-Modell (DM)

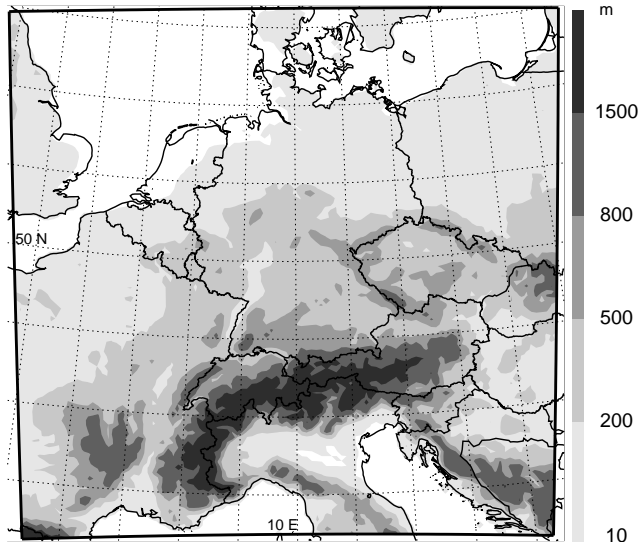
Das Deutschland-Modell (DM) wurde vom Deutschen Wetterdienst (DWD) in Zusammenarbeit mit der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt (SMA) entwickelt und von Juli 1993 bis November 1999 vom DWD als mesoskaliges Wettervorhersagemodell für Mitteleuropa operationell betrieben<sup>14</sup>. Das hydrostatische Modell basiert im wesentlichen auf dem regionalen Europa-Modell EM (Majewski, 1991). Eine umfangreiche Dokumentation als auch Informationen zu Modelländerungen und Validierungen des operationellen Wettervorhersagesystems werden vom DWD vierteljährlich in den *Quarterly Reports* veröffentlicht (Schrodin, 1995, 1998). Während das EM verschiedentlich zu regionalen Klimasimulationen verwendet wurde (Cress et al., 1995; Schär et al., 1996; Frei et al., 1998; Schär et al., 1999), wurden mit dem DM beispielsweise Hochnebel-Wetterlagen im Alpenraum (Schraff, 1997) oder eine *Squall-line* in Süd-Deutschland (Doms, 1994) fallstudienhaft untersucht.

#### Allgemeines

Das Modellgebiet umfaßt Mitteleuropa (Abb. 3.1). Das DM verwendet ein sphärisches Koordinatensystem mit dem rotierten Nordpol bei  $32.5^\circ$  N Breite und  $170^\circ$  W Länge. Diese Rotation der Koordinaten verschiebt den Modell-Äquator nach Europa und gewährleistet dort ein relativ isotropes horizontales Gitter. Die horizontale Auflösung beträgt  $0.125^\circ$  ( $\simeq 14$  km), umfaßt horizontal  $109 \times 109$  Gitterpunkte und erlaubt eine detailliertere Darstellung der mitteleuropäischen Orographie. Während

---

<sup>14</sup>In der Schweiz trägt das DM den Namen Schweiz-Modell (SM); in der internen Literatur beider Wetterdienste wird daher häufig vom hochauflösenden Modell (HM) gesprochen. Das SM enthält die gleiche Modellphysik, lediglich das Modellgebiet ist, der geographischen Lage des Nachbarlandes entsprechend, etwas nach Südwesten verschoben. Außerdem nutzt das SM interpolierte EM-Analysen als Initialisierungsdaten, während der DWD für das DM eine (modell)eigene Datenassimilationskette betreibt. Am 1. Dezember 1999 ist das DM im Rahmen der Einführung der 4. Modellgeneration beim DWD durch das Lokal-Modell (LM) ersetzt worden.



**Abbildung 3.1:** DM-Gebiet mit Küstenlinien, politischen Grenzen und topographischen Höhen der Modellorographie (Grauskala).

im Globalen Modell (GM) die Alpen eine Scheitelhöhe von nur rund 1500 m haben, beträgt diese im regionalen EM etwa 2300 m und im DM bis zu 3130 m. Die in Abbildung 3.1 illustrierten topographischen Höhen zeigen sowohl den Alpenbogen mitsamt der großen Alpentäler (z.B. Rheintal, Etschtal) als auch die angrenzenden Mittelgebirge. Vertikal ist die Atmosphäre auf ein hybrides Koordinatensystem diskretisiert, d.h. die bodennahen geländefolgenden Modellflächen gehen mit der Höhe in Druckflächen über. Die Schichtdicke der 20 Niveaus nimmt mit der Höhe zu und beträgt in Erdbodennähe 30 m. Am Oberrand der Modellatmosphäre (bei  $p=0$ ) wird eine reflektierende obere Randbedingung verwendet.

Die prognostischen Modellvariablen sind der Bodendruck, die horizontalen Windkomponenten, die Enthalpie und der Gesamtwassergehalt. Die Diskretisierung basiert auf finiten Differenzen mit einem semi-impliziten Zeitschrittverfahren in Verbindung mit einem Euler'schen Advektionsschema (siehe z.B. Appendix in Majewski, 1991).

Eine Reihe physikalischer Prozesse wird vom Modell nicht aufgelöst und muß parametrisiert werden. Die Beschreibung der Niederschlagsprozesse im DM folgt dem traditionellen Ansatz mit der Unterteilung in einen expliziten und einen impliziten Anteil. Der skalige Regen ist durch die wolkenmikrophysikalische Parametrisierung nach Kessler (1969) beschrieben. Subskalige Konvektion wird durch das Massenflußschema nach Tiedtke (1989) ausgedrückt. Zur Beschreibung turbulenter Prozesse wird der Fluß-Gradient-Ansatz angewendet und die Diffusionskoeffizienten werden über die turbulente kinetische Energie geschlossen (Mellor und Yamada, 1974; Müller, 1981). In der Prandtl-Schicht werden die von Louis (1979) modifizierten Businger-Beziehungen für die Transferkoeffizienten an der Erdoberfläche verwendet und die

Strahlungsprozesse sind nach Ritter und Geleyn (1992) formuliert.

Die untere Randbedingung wird von einem aufwendigen Erdbodenmodell bereitgestellt, welches die Erdoberflächentemperatur, den fühlbaren Wärmestrom und die Verdunstungsrate berechnet. Zur Temperaturbestimmung wird die Wärmeleitungsgleichung in einem optimierten Zweischichtenmodell nach Jacobsen und Heise (1982) gelöst. Die Berechnung der Evapotranspiration setzt die Kenntnis des Bodenwassergehalts voraus, welcher mit einer einfachen Bilanzgleichung für zwei Bodenschichten, deren Dicken 10 cm und 90 cm betragen, bestimmt wird. Die Verdunstung unbewachsenen Bodens und die Transpiration der Pflanzen ergeben die Verdunstungsrate und werden durch einfache Funktionen in Abhängigkeit vom Wassergehalt bestimmt. Die meisten der im Bodenmodell auftretenden Parameter (z.B. Wärmekapazität, Wärmespeichervermögen) hängen von der Textur des Bodens ab. Insgesamt werden 5 Bodentypen (Sand, sandiger Lehm, Lehm, toniger Lehm, Ton) und 3 Sonderformen (Eis, Fels und Torf) unterschieden.

Erfahrungen aus dem operationellen Betrieb des Modells als auch Resultate einzelner Fallstudien (z.B. Doms, 1994) haben geholfen, die z.T. aus großskaligen Modellen stammenden Parametrisierungen an die in Mitteleuropa herrschenden Verhältnisse anzupassen. Um beispielsweise die Tendenz des Modells zu reduzieren, die sommerlichen Niederschläge zu unterschätzen, wurde im Herbst 1994 die *Entrainment Rate* des Konvektionsschemas herabgesetzt.

Da die Parametrisierung des Niederschlags eine wesentliche Modellkomponente der in dieser Arbeit dargestellten Untersuchungen bildet, wird diese im folgenden Abschnitt näher diskutiert.

### Niederschlagsparametrisierung im DM

Im DM setzt sich der Niederschlag aus einem skaligen, vom Modellgitter auflösbaren Anteil und einem sub-skaligen, zu parametrisierenden Anteil zusammen. Damit wird zur Beschreibung des Niederschlags ein traditioneller Ansatz verfolgt, der ursprünglich für großskalige Modelle entwickelt wurde. Diese künstliche Unterteilung wird trotz prinzipieller Einschränkungen (Kuo et al., 1997) häufig auch in mesoskaligen Modellen mit Maschenweiten von 10 bis 20 km angewendet. Anfang der 90er Jahre war dieser Ansatz in sämtlichen operationellen mesoskaligen Wettervorhersagemodellen enthalten (Molinari und Dudek, 1992).

#### (i) Skaliger Niederschlag

Die niederschlagsbildenden Prozesse in skaligen Wolken erfolgen im DM mit ei-

nem prognostischen Verfahren, bei dem der Wolkenwassergehalt  $q_W$  als eigenständige Zustandsgröße explizit berücksichtigt wird. Wolkenmikrophysikalische Prozesse und instationäre Effekte, wie beispielsweise die Wolkenbildung und -auflösung, lassen sich mit diesem Verfahren beschreiben. Die Beschreibung des skaligen Niederschlaganteils basiert im wesentlichen auf der grundlegenden Arbeit von Kessler (1969), die in vielen Atmosphären-Modellen Verwendung findet. Im skaligen Teil des hydrologischen Zyklus des DM werden die 4 Wasserphasen Wasserdampf  $q_D$ , Wolkenwasser  $q_W$ , Regen  $\mathcal{P}$  und Schnee  $\mathcal{P}_s$  berücksichtigt. Aus rechenökonomischen Gründen sind im DM die prognostischen Gleichungen für die Temperatur  $T$ , die spezifische Feuchte  $q_D$  und den Wolkenwassergehalt  $q_W$  durch zwei Gleichungen für die spezifische Gesamtwärme  $h = c_p T + L_v q_D$  und den Gesamtwassergehalt  $q_{DW} = q_D + q_W$  ersetzt. Unter der Voraussetzung des Sättigungsgleichgewichts lassen sich  $T$ ,  $q_D$  und  $q_W$  zu jedem Zeitschritt aus den prognostischen Variablen  $h$  und  $q_{DW}$  berechnen.

Bei der Bildung skaligen Niederschlags werden im Modell insgesamt 9 verschiedene wolkenmikrophysikalische Prozesse von der Akkreszenz, der Vereinigung von Wolken- und Regentropfen, bis zur Evaporation von Regen unterhalb der Wolkenbasis unterschieden (Details hierzu siehe in Schrodin, 1995). Die Bildung von Regen oder Schnee durch Autokonversion bzw. Nukleation ist mit einem empirischen Ansatz beschrieben und ist proportional zum Wolkenwassergehalt  $q_W$ .

### *(ii) Subskaliger Niederschlag*

Subskalige konvektive Prozesse werden im DM durch das Massenflußschema nach Tiedtke (1989) beschrieben. Die Wirkung der subskaligen konvektiven Zirkulation und der mit ihr verknüpften Energieumsetzungen wird mittels eines stationären Wolkenmodells berücksichtigt. Es wird vorausgesetzt, daß der Flächenanteil der Konvektionswolken klein ist im Vergleich zum Mittelungsgebiet und somit das Wolkenensemble durch einen Bulk-Ansatz nach Yanai et al. (1973) repräsentiert werden kann. Diese Einzelwolke beschreibt die Wirkung der verschiedenen Komponenten des Ensembles summarisch als Nettoeffekt.

Die dem Massenflußschema nach Tiedtke (1989) zugrundeliegende Schließungshypothese für feuchte Konvektion basiert auf dem Maß der Feuchtekonvergenz unterhalb der Wolkenbasis. Diese direkte Abhängigkeit des konvektiven Niederschlags von der Feuchtekonvergenz gründet sich auf zahlreiche Beobachtungen aus den Tropen, welche auf den engen Zusammenhang zwischen feuchter Konvektion und der Konvergenz von Wasserdampf innerhalb einer Luftsäule hindeuten (Cotton und Anthes, 1989). Da bereits frühe Arbeiten von Kuo (1965, 1974) auf diesem beobachteten Zusammenhang basieren, wird eine solche Parametrisierung häufig als Kuo-Typ



Schließung bezeichnet. Wegen der mangelhaften theoretischen Grundlage wird dieser Schließungsansatz in der Literatur häufig kritisiert (z.B. Emanuel, 1994). Gegenwärtig wird das Massenflussschema nach Tiedtke (1989) in den globalen und regionalen Wettervorhersagemodellen des ECMWF und des DWD verwendet.

In dem Wolkenmodell wird zwischen einem Aufwind– und einem Abwindbereich unterschieden. Im Aufwindbereich berechnet sich die Kondensationsrate über das Sättigungsgleichgewicht<sup>15</sup>. Die Niederschlagsbildung im Aufwindbereich ist sehr einfach durch eine lineare Funktion vom konvektiv gebildeten Wolkenwasser  $l$  beschrieben, welches eine diagnostische Größe ist und am Ende jedes Zeitschritts in den beiden obersten Wolkenschichten komplett ausgemischt (*detrained*) wird. Während sich der Massenfluß im Aufwindbereich direkt aus der Feuchtekonvergenz unterhalb der Wolkenbasis berechnet, ist der im Abwindbereich herrschende Massenfluß proportional zum Aufwärtsgerichteten.

Unterhalb der Wolkenbasis, die durch einen adiabatischen Aufstieg eines bodennahen Luftpakets bis zum Hebungskondensationsniveau bestimmt wird, ist die Verdunstung des Regens in ungesättigten Luftschichten analog zum skaligen Fall parametrisiert. Über Land setzt konvektive Niederschlagsbildung erst ab einer vertikalen Mächtigkeit von 3000 m ein, um das Ausregnen flacher Schönwetterkumuli auszuschließen. Für den Fall der in skaliger Bewölkung eingelagerten Konvektion bestehen *keine* Wechselwirkungen zwischen skaligem Wolkenwasser  $q_W$  und dem subskaligen, in konvektiven Aufwindbereichen gebildeten Wolkenwasser  $l$ .

### Anfangs– und Randdaten

Der DWD betreibt ein auf intermittierender statistischer Interpolation (Optimum Interpolation, OI) beruhendes Datenassimilationsschema für die numerischen Modelle (Lönnerberg und Shaw, 1987). Eine 6-stündige DM–Vorhersage liefert die erste Schätzung (*first-guess*) für die DM–Analyse. Für die Analysen um 00, 06, 12 und 18 UT werden alle verfügbaren Beobachtungen (Radiosondendaten, Satellitendaten und synoptische Beobachtungen) innerhalb eines, um den Analyse–Zeitpunkt zentrierten, 6-stündigen Zeitfensters berücksichtigt. Die analysierten atmosphärischen Variablen umfassen den Horizontalwind  $\mathbf{v}$ , das Geopotential  $\Phi$ , den Bodendruck  $p_s$  und die relative Feuchte  $q_{rh}$ . Für die Erdbodentemperatur und den Bodenwassergehalt werden keine Analysen durchgeführt, stattdessen werden die 6-stündlichen

---

<sup>15</sup>Treten beim Aufstieg Übersättigungen auf, wird die spezifische Feuchte  $q_D$  unter Berücksichtigung freiwerdender Wärme auf ihren Sättigungswert  $q_D^s$  justiert und die Feuchtedifferenz als kondensiertes Wolkenwasser  $l$  (bzw. falls  $T < 0^\circ\text{C}$  als Wolkeneis) interpretiert.

*first-guess* Felder verwendet.

Diese für das mesoskalige DM-Gebiet 6-stündlich zur Verfügung stehenden Analyse-Daten werden in dieser Arbeit als Initialisierungs- und Randdaten verwendet. Durch den Gebrauch der Analyse-Daten, der bestmöglichen mesoskaligen Datenbasis, kann zwar nicht die gesamte Vorhersagefähigkeit<sup>16</sup> beurteilt werden, festgestellte Abweichungen können aber Unzulänglichkeiten in der Modellauflösung, der Parametrisierung physikalischer Prozesse oder im mesoskaligen Analyseschema zugeschrieben werden. Zwischen den Analyse-Terminen werden die Analyse-Daten linear interpoliert, um dem Modell stündliche Randdaten bereitzustellen. An den lateralen Rändern wird ein Relaxationsschema (Davies, 1976) verwendet, um die Modellvariablen im Randbereich kontinuierlich an die großskalige antreibende Strömung anzupassen.

### 3.2 Das kanadische Forschungsmodell MC2

Das nicht-hydrostatische Forschungsmodell MC2 (Mesoscale Compressible Community) wurde vom kanadischen Wetterdienst (Recherche en Prévision Numérique, Dorval) in Zusammenarbeit mit der Université du Québec à Montréal entwickelt (Benoit et al., 1997). Die Fähigkeit, mesoskalige Phänomene realistisch zu simulieren, ist anhand einiger Fallstudien dokumentiert (z.B. Benoit et al., 1995; Yu et al., 1997; Benoit et al., 2000). Das MC2 wurde während der *Special Observing Period* des MAP-Feldexperiments von September bis Mitte November 1999 als numerisches, hochauflösendes Vorhersagewerkzeug insbesondere zur Prognose von Starkniederschlägen eingesetzt.

Die Grundlage des MC2 bilden die Navier-Stokes Gleichungen. Bei der Verwendung eines expliziten Zeitschrittschemas würde die Länge des Zeitinkrements  $\Delta t$  durch die im Gleichungssystem enthaltenen, ungefilterten Schwere- und Schallwellen entscheidend limitiert. Um eine numerisch stabile Integration der primitiven Gleichungen zu gewährleisten, wird im MC2 ein semi-implizites semi-Lagrange'sches Diskretisierungsschema verwendet (Thomas et al., 1998). Ferner wird das Gleichungssystem auf einem nicht-orthogonalen Koordinatensystem mit einer generalisierten, geländefolgenden Vertikalkoordinate gelöst. Schließlich kann für MC2-Simulationen die umfangreiche Physik-Bibliothek des kanadischen Wetterdienstes genutzt werden, so daß zahlreiche Optionen der Beschreibung subskaliger Prozesse zur Verfügung stehen (Mailhot et al., 1998).

---

<sup>16</sup>Zur Untersuchung der wahren Vorhersagefähigkeit wären prognostizierte Randdaten notwendig, die für die vergangenen Episoden nicht zur Verfügung stehen.

Die Niederschlagsbildung kann einerseits, entsprechend der traditionellen Unterteilung, durch einen skaligen und einen subskaligen Beitrag beschrieben werden. Für die subskaligen konvektiven Prozesse werden in dieser Arbeit für die MC2–Simulation mit 10 km Maschenweite sowohl ein auf Feuchtekonvergenz basierendes Kuo–Typ–Schema als auch eine auf lokalen Stabilitätskriterien beruhende mesoskalige Parametrisierung nach Fritsch und Chappell (1980) angewendet.

In der hochauflösenden MC2–Simulation mit 2 km Maschenweite wird die Niederschlagsbildung völlig explizit mit der wolkenmikrophysikalischen Formulierung von Kong und Yau (1997) behandelt. Dieses Schema eignet sich zur Untersuchung konvektiver Situationen und enthält 5 mikrophysikalische Variablen (Wasserdampf  $q_D$ , Wolkenwasser  $q_W$ , Regen  $q_R$  und zwei Eisphasen  $q_{ice}$  bzw.  $q_{graupel}$ ). Die Beschreibung der warmen Wolkenmikrophysik basiert auf den weitverbreiteten Annahmen von Kessler (1969) und unterscheidet sich nur unwesentlich von derjenigen des DM. Demgegenüber gilt die Behandlung atmosphärischer Eispartikel in numerischen Modellen als diffizile Angelegenheit, da diese im allgemeinen in Form und Größe stark variieren. In der überarbeiteten, hier verwendeten Version werden einerseits die beiden Eisphasen Schnee oder Eiskristalle und andererseits die sphärischen Partikel Graupel oder Hagel unterschieden (Kong et al., 1990). Außerdem wird in den dynamischen Gleichungen das Gewicht der in der Atmosphäre befindlichen Wassersubstanzen mitberücksichtigt.

In der vorliegenden Arbeit wird das MC2 mit denselben Initialisierungs– und Randwerten wie das DM angetrieben, um den Vergleich auf die Modellphysik unter gleichen Randbedingungen reduzieren zu können. An den lateralen Rändern wird das Davies’sche (1976) Relaxationsschema angewendet. Die MC2–Modellierungsstrategie wird in Abschnitt 6.1 beschrieben.

### 3.3 Beobachtungsdaten zur Modellüberprüfung

Um die Qualität der von den numerischen Modellen produzierten meteorologischen Felder und insbesondere die raum–zeitliche Verteilung der Niederschläge beurteilen zu können, sind vielfältige Beobachtungsdaten notwendig. In Tabelle 3.1 sind die in dieser Arbeit genutzten Beobachtungen zusammengestellt. Charakteristika sowie Vor– und Nachteile der Niederschlagsbeobachtungen, die mit dem Bodenmeßnetz bzw. mit Radargeräten gewonnen werden, sind im folgenden erläutert.

**Tabelle 3.1:** Zusammenstellung der zur Modell-Evaluierung genutzten Beobachtungsdaten und deren Quelle.

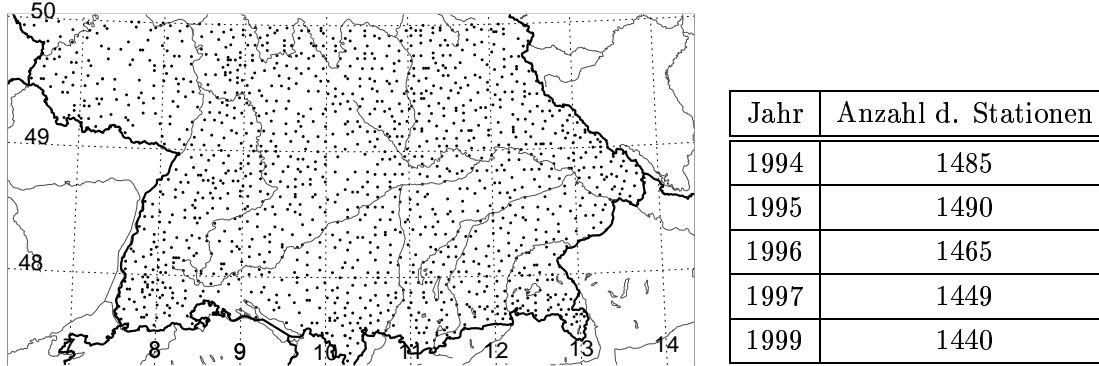
Art der Beobachtung	Quelle
Regenraten des Nordalpinen Radarkomposits	DLR
Radarreflektivitätsdaten eines Einzelradargeräts	DLR
Windfelder des DLR-Doppler-Radars	DLR
Bodenmessungen des Niederschlagsmeßnetzes	DWD
In-situ Messungen meteo. Parameter an Bodenstationen	DLR
Synoptische Beobachtungen	Berliner Wetterkarte
NOAA-Satellitenbilder	Dundee University
Mesoskalige Analysen auf dem DM-Gebiet	DWD

### Niederschlags-Bodenmeßnetz

Die Niederschlagsmessung mit einem Sammlergefäß stellt traditionsgemäß die *klassische* Messung mit einem hohen Genauigkeitsanspruch an einem *Punkt* von  $200\text{ cm}^2$  Sensorfläche dar. Die Nutzung dieser punktuellen Messungen zur Überprüfung der von mesoskaligen Modellen produzierten Regenmengen wird durch einige Faktoren erschwert.

Konvektive Starkniederschlagsereignisse sind häufig räumlich eng begrenzt. Die variable kleinräumige Niederschlagsstruktur solcher konvektiver Ereignisse kann mit den Messungen des Bodenmeßnetzes des DWD (Abb. 3.2) nur unzureichend erfaßt werden. Von Sammlervergleichen in Süd-Deutschland sind mittlere Abweichungen der Tagesregenhöhen auf engstem Raum von deutlich über 10 % bekannt (Lang, 1997). Ein weiterer limitierender Faktor stellt der Standort des Meßinstruments bezüglich der umgebenden Orographie dar. Besonders in gebirgigen Regionen befinden sich Regenmesser häufig in niedrigen Höhenlagen, vorherrschend in bewohnten Tallagen, und können dort zu einer systematischen Fehleinschätzung der Niederschlagsmenge führen.

Neben der begrenzten räumlichen Repräsentanz der Einzelmessungen stellen Meßfehler weitere beschränkende Faktoren dar. Dabei bilden wind-induzierte Ablenkungen von Hydrometeoren über der Meßöffnung, das Befeuchten der Meßgerätwände und die Verdunstung aus dem Container die größten Fehlerquellen. Das Ausmaß der Unterschätzung hängt von der umgebenden Windgeschwindigkeit, der Tropfengrößenverteilung (Intensität des Niederschlags) und der Art des Niederschlags (Regen oder Schnee) ab. Die aus den obigen Meßfehlern resultierende Unsicherheit der Sammlermessung zeigt einen deutlichen Jahresgang und ist im Winter mit 8 bis 30 %



**Abbildung 3.2:** Lage der vom Deutschen Wetterdienst unterhaltenen Niederschlagsmeßstationen in Süd-Deutschland ( $\phi < 50^\circ$  Nord) im Jahr 1999 und deren Anzahl in den Jahren der in dieser Arbeit untersuchten Niederschlagsepisoden.

am signifikantesten und wird vor allem durch die Ablenkung der Kristalle bei Schneefall verursacht. Im Sommer kann die Unterschätzung auf 5 bis 10% abgeschätzt werden (Frei und Schär, 1998). Die Ungenauigkeit der sich zum Teil kompensierenden Effekte wird von Joss und Lee (1995) in einer sich über 5 Jahre erstreckenden Meßreihe untersucht. Der Vergleich von zwei verschachtelten unabhängigen Niederschlagsmeßnetzen in der Schweiz zeigt in diesem Zeitraum einen Korrelationskoeffizienten von nur 0.8. Trotz dieser Einschränkungen eignen sich Beobachtungen des Bodenmeßnetzes nach wie vor am besten zur quantitativen Evaluierung von Niederschlagsereignissen.

Die Messungen des Niederschlags-Bodenmeßnetzes des DWD, welches nicht automatisiert ist und dessen Daten erst 4 bis 8 Wochen später verfügbar sind, liegen hier als Tagesniederschlagshöhen vor. Um die unregelmäßig verteilten Niederschlagsdaten in dieser Arbeit quantitativ vergleichen zu können, werden diese räumlich auf ein regelmäßiges Basisgitter gemittelt. Dazu wird das von Frei und Schär (1998) in ihrer Niederschlagsklimatologie verwendete Gitter benutzt, welches den Breiten- und Längengraden folgt. Die Maschenweite beträgt  $0.3^\circ$  in West-Ost Richtung und  $0.22^\circ$  in Nord-Süd Richtung und entspricht etwa 24 km ( $\Delta_{eval}$ ). Das verwendete Analyse-Schema berechnet aus mehreren, sich in der Nachbarschaft des Analyse-Gitterpunkts befindenden Stationswerten lokale Gebietsmittel. Hierzu werden Beobachtungen innerhalb eines bestimmten Such-Radius um den Gitterpunkt entfernungsabhängig gewichtet, wozu folgende Gewichtsfunktion benutzt wird:

$$w_d(\tilde{r}) = \begin{cases} (1 + \cos(\pi \times \tilde{r}))/2 & \text{falls } \tilde{r} \leq 1 \\ 0 & \text{falls } \tilde{r} > 1 \end{cases}$$

mit

$$\tilde{r} = \sqrt{((x_s - x_g)/\Delta x)^2 + ((y_s - y_g)/\Delta y)^2}$$

als skalierte Entfernung der Station  $(x_s, y_s)$  vom Gitterpunkt  $(x_g, y_g)$ . Die Inkremente  $\Delta x$  bzw.  $\Delta y$  definieren die Größe des Such-Radius. Um den räumlichen Informationsgehalt des relativ dichten Niederschlags-Beobachtungsnetzes des DWD möglichst wenig zu glätten, wird ein Such-Radius von  $\Delta x$  bzw.  $\Delta y = 12 \text{ km}$  gewählt ( $\Delta_{eval}/2$ ). Außerdem sind mindestens zwei Stationswerte zur Berechnung eines Flächenmittels notwendig.

Neben der Bestimmung von Flächenmitteln des Niederschlags lassen sich mit den auf ein regelmäßiges Gitter projizierten Beobachtungen einige, der von den Wetterdiensten routinemäßig zur Niederschlagsüberprüfung verwendeten Maßzahlen, sogenannte *Scores*, ermitteln. Die in dieser Arbeit verwendeten *Scores* werden in Abschnitt 3.4 vorgestellt.

## Radar-Daten

Mit einem Wetter-Radar kann der Gesichtskreis der Beobachtung erweitert und der Niederschlag flächenhaft erfaßt werden. Sowohl auf lokaler wie auch auf regionaler, länderübergreifender Skala liefern Radardaten Informationen hoher raum-zeitlicher Auflösung über das Auftreten von Konvektion und die Verlagerung von Regengebieten. Dem mittels dieser Fernerkundungsmethode erzielten Informationsgewinn in der Fläche stehen Schwierigkeiten der Quantifizierung der Radarmeßwerte gegenüber. Grundlegendes zur Niederschlagsmessung mit Radargeräten und der Genauigkeit von Radarmessungen haben im Überblick z.B. Joss und Waldvogel (1990) zusammengefaßt.

Das Grundprinzip der Radarmessung<sup>17</sup> beruht auf dem gepulsten Aussenden und dem Empfangen elektromagnetischer Strahlung. Die Radarmeteorologie ist daran interessiert, aus der Charakteristik dieser rückgestreuten elektromagnetischen Strahlung die Menge, Art und den Bewegungszustand der Hydrometeore abzuleiten. Aus der Menge der Partikel kann auf die Intensität des Niederschlags geschlossen werden. Außerdem lassen sich mit einem Polarisationsradar Hydrometeore der Art nach in flüssigen Regen, Hagel oder auch Schnee unterscheiden.

Die Radarmessung unterliegt als Fernerkundungsmethode einigen physikalischen Beschränkungen: (i) Abschattungseffekte an Bergen bzw. durch die Erdkrümmung

---

<sup>17</sup>Das Akronym RADAR steht für 'Radiowave Detection and Ranging', d.h. Aufnahme und Entfernungsmessung mit Radiowellen.

schränken die Sichtbarkeit des Niederschlags ein. (ii) Der Radarstrahl überstreicht wegen der Erdkrümmung zunehmend höhere Schichten, die kleinere Partikel enthalten und damit zu Unterschätzungen führen. Durch den Wachstumsprozess des Niederschlags nimmt die Echointensität mit zunehmender Höhe ab. Diese systematische Abhängigkeit von der Höhe des Meßvolumens kann durch Verwendung eines vertikalen Profils der Reflektivität korrigiert werden. (iii) Bodenechos beeinflussen die Radarreflektivität insbesondere in komplexem Gelände. (iv) Die Bestimmung der Regenintensität erfolgt nicht direkt, sondern über die Beziehung der gemessenen Reflektivität zur Regenrate ( $Z/\mathcal{R}$ -Beziehung), einer räumlich nur näherungsweise bekannten Regentropfenverteilung, die wiederum entscheidend vom Niederschlagstyp abhängt. (v) Schließlich beeinflussen die entfernungsbedingte Verbreiterung des Radarstrahls und (vi) die Abschwächung des Signals durch Dämpfungseffekte bei Starkregen die Genauigkeit der Messung (Joss und Lee, 1995; Joss, 1999)<sup>18</sup>.

Die Meßgenauigkeit einer aus Radardaten abgeschätzten, unkorrigierten Tagesniederschlagshöhe gibt Joss (1999) für einen beliebigen Ort im Gebirgsland Schweiz mit dem Faktor 2 an. Um den großen Vorteil der flächendeckenden Information gegenüber der punktuellen Sammlermessung zu nutzen, sollten die Radardaten deshalb primär qualitativ genutzt werden.

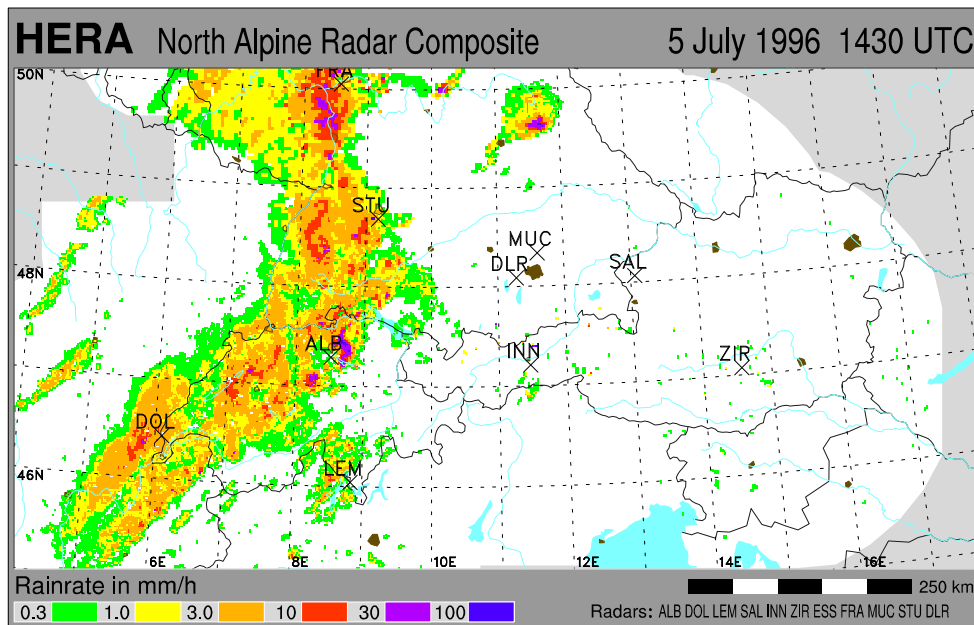
Im allgemeinen gilt als Grenze für eine verlässliche Regenhöhenbestimmung eines Einzelradars die 100 km-Distanz von den Radarantennenkoordinaten (Kitchen und Jackson, 1992). Da in den Umkreis eines solchen Einzelradars nur wenige DM-Gitterpunkte fallen, bietet die einheitliche Vernetzung von Radarinformationen mehrerer Geräte neue Möglichkeiten, die Modellergebnisse zu überprüfen. Durch das Zusammenfassen mehrerer Radar-Geräte werden meßtechnisch Gebiete erfaßt, die zum typischen Modellbereich der Mesoskala passen.

In das von Hagen et al. (2000) arrangierte *Nordalpine Radarkomposit* gehen sowohl Informationen verschiedener nationaler Wetterdienste (Deutschland, Frankreich, Österreich und Schweiz) als auch Daten der Forschungsradargeräte der ETH Zürich und des DLR Oberpfaffenhofen ein (siehe Abb. 3.3). Da zur Komposition dieser mit unterschiedlichen Meßphilosophien gewonnen Radardaten zahlreiche pragmatische Kompromisse<sup>19</sup> notwendig sind, sollte die Information nur qualitativ genutzt

---

<sup>18</sup>Anhand zweier Beispiele soll die Empfindlichkeit der Radarmeßgenauigkeit zahlenmäßig veranschaulicht werden. Die Tatsache, daß zwischen ausgesandter und empfangener Signalleistung 18 Größenordnungen (186 dB) liegen (Joss, 1999), verdeutlicht die hohen technologischen Anforderungen an das Meßgerät. Andererseits beeinflusst bereits ein weiterer erfaßter Tropfen von der Größe eines Reiskorns in jedem  $\text{m}^3$  die Intensitätsgenauigkeit um 0.2 - 0.5 mm/h (Lang, 1997).

<sup>19</sup>Die Variationsbreite der Radar-Produkte der nationalen Wetterdienste als auch deren nicht kon-



**Abbildung 3.3:** Flächendeckende Informationen mehrerer Radargeräte sind im Nordalpinen Radarkomposit zusammengefaßt. Am Beispiel des mesoskaligen konvektiven Systems am 5. Juli 1996 ist die Lage und die Reichweite der in das Komposit eingehenden Radargeräte Frankfurt, Stuttgart und München (DWD); Albis, La Dôle und Monte Lema (SMA); Salzburg, Innsbruck und Zirbiskogel (Austro Control) sowie des Forschungsradars des DLR Oberpfaffenhofen dargestellt.

werden. Die räumliche Auflösung der Radarbilder beträgt  $2 \times 2 \text{ km}^2$ . Infolge der variierenden Abtastprozeduren enthält ein Kompositbild instantane Regenraten eines sich über 15 *min* erstreckenden Zeitfensters.

Neben dem die Skala mesoskaliger Modelle abdeckenden Radarkomposit werden außerdem Daten des DLR-Forschungsradars POLDIRAD (Dopplerized POLarization DIversity RADar) zur Modellüberprüfung verwendet (Schroth et al., 1988). Mit dem dopplerfähigen C-Band Radar (Wellenlänge  $\lambda = 5.45 \text{ cm}$ ) können neben Niederschlagsreflektivitäten auch Radialwinde der partikel-beladenen Luft im Umkreis des Meßgeräts erfaßt werden. Daten der Messungen mit dem DLR-Radar stehen ebenfalls nur für Einzelfälle der letzten Jahre zur Verfügung.

tinuierliche Archivierung erschwert das Zusammenfügen eines länderübergreifenden, den gesamten Alpenraum abdeckenden Komposits. So werden beispielsweise unterschiedliche  $Z/R$ -Beziehungen (Frankreich und Österreich verwenden  $Z = 200R^{1.6}$ , Deutschland  $Z = 256R^{1.42}$ , und die Schweiz  $Z = 316R^{1.5}$ ), differierende Intervallgrenzen der Reflektivitäten, verschiedene Abtastprozeduren, eine voneinander abweichende Zeitaufösung und unterschiedliche Kartenprojektionen verwendet (Hagen et al., 2000).



### 3.4 Validierungsmethodik und Bewertungsmaßstäbe

Die verschiedenen Niederschlagsereignisse werden nach folgendem grundsätzlichen Schema untersucht, welches durch die Existenz von Beobachtungsdaten individuell modifiziert werden kann:

- Kurzbeschreibung der synoptischen Lage,
- Vergleich des Radarkomposits mit Modellergebnissen,
- Vergleich der Modellergebnisse mit Daten des DLR–Radars,
- Vergleich von Modelldaten und weiteren verfügbaren Messungen und
- Vergleich der beobachteten und simulierten Tagesregenhöhen.

Infolge der großen quantitativen Unsicherheiten, die mit der Radar–Messung verbunden sind, werden die Radardaten in dieser Arbeit vorwiegend qualitativ genutzt. Die Vernetzung der flächendeckenden Information verschiedener Radar–Geräte zu einem, die Mesoskala abdeckenden Komposit, ermöglicht neben der Dokumentation der Entwicklung und Verlagerung konvektiver Systeme auch die Überprüfung der simulierten Niederschlagsfelder mittels visueller Inspektion. Diese Methode wird ebenfalls zur Überprüfung der dynamischen Modellfelder mit Messungen fernerkundeter Windfelder im Umkreis des DLR–Radars in Oberpfaffenhofen angewendet.

Eine aussagekräftige Gegenüberstellung solcher fernerkundeten Beobachtungen mit Ergebnissen eines mesoskaligen Wettervorhersagemodells erfordert jedoch zunächst einige grundsätzliche Überlegungen. Um eine qualitative Evaluierung durch den bildhaften Vergleich von Meß– und Modellergebnis zu ermöglichen bzw. zu erleichtern, werden folgende Punkte beim Erzeugen der Abbildungen eingehalten:

- Darstellung eines gleichen Gebietsausschnitts,
- Verwendung identisch skaliertes und gleich kolorierter Intensitätsklassen,
- Darstellung der meteorologischen Felder mit bestmöglicher Auflösung und
- Integration der Niederschlagsakkumulation über gleiche Zeiträume.

Das *Nordalpine Radarkomposit* liefert flächendeckende Momentaufnahmen konvektiver Aktivität (Hagen et al., 2000). Die darin dargestellten Regenraten sind aus gemessenen Radarreflektivitäten berechnet. Dazu wird aus jeder vertikalen Säule die

maximale Intensität verwendet, unabhängig davon, welches Gerät innerhalb des Radarverbunds das Ereignis in welcher Distanz bzw. Höhe detektiert. Diese fehlende Höhenzuordnung der gemessenen Werte schließt die Verwendung eines Vertikalprofils der Reflektivität und damit eine genauere Quantifizierung der Niederschläge aus. Die fernerkundeten Daten eignen sich also zur qualitativen Abschätzung der instantanen Regenraten, welche in sechs logarithmisch skalierte Klassen eingeteilt sind. Die den Radarbildern gegenübergestellten Modellergebnisse zeigen die zu den gleichen Zeiten simulierten instantanen Niederschlagsraten. Die maximalen Werte innerhalb eines Zeitschritts jeder vertikalen Säule des Modellgitters sind dazu gemäß den Intensitätsklassen des Radarkomposits diskretisiert. Im Gegensatz zu den hochaufgelösten Radardaten ( $2 \times 2 \text{ km}^2$ ) liegen die simulierten DM-Regenraten nur auf dem Modellgitter mit einer *Pixelgröße* von  $14 \times 14 \text{ km}^2$  vor.

Außerdem werden Windfelder im Umkreis des *DLR-Doppler-Radars* in Oberpfaffenhofen zur Überprüfung der dynamischen Modellfelder für zwei Fallstudien verwendet. Windmessungen mit einem Doppler-Radar sind generell nur in Luftvolumina möglich, die mit Partikeln (z.B. Hydrometeoren) erfüllt sind, an denen das ausgesandte Signal reflektiert wird. Ferner kann ein Einzelradar nur entlang des Radarstrahls, also die radiale Komponente der Geschwindigkeit der Partikel messen. Eine auf das Gerät gerichtete Strömung wird im allgemeinen durch negative Werte repräsentiert. Zu den in dieser Arbeit abgebildeten *Radarrohdaten* ist noch anzumerken, daß Windgeschwindigkeiten oberhalb der Nyquistgeschwindigkeit<sup>20</sup> farblich umgeschlagen erscheinen. Um diese *Rohdaten* des Doppler-Windfeldes mit Daten des numerischen Wettervorhersagemodells vergleichen zu können, werden die Modelldaten dem vorhandenen Bildmaterial vergleichbar dargestellt. Dazu wird die Normalkomponente des horizontalen Windfeldes bezüglich dem Modell-Gitterpunkt Oberpfaffenhofen unter Berücksichtigung des Elevationswinkels des Radarstrahls berechnet. Die simulierte Vertikalwindkomponente wird bei dieser Berechnung vernachlässigt, da diese in Bodennähe um mehr als eine Größenordnung kleiner als der horizontale Wind ist und die verwendeten Elevationswinkel des Radarstrahls nur  $1^\circ$  bzw.  $1.5^\circ$  betragen.

Zur Evaluierung der hochauflösenden MC2-Simulation werden zusätzlich die vom DLR-Radar gemessenen Reflektivitätsfelder genutzt. Die Gleichungen, mit denen der vom MC2 produzierte Hydrometeorgehalt in *Pseudo-Radarreflektivitäten*  $\mathcal{Z}$  umgerechnet wird, sind in Anhang A gegeben.

---

<sup>20</sup>Die Nyquistgeschwindigkeit, die maximal eindeutige Dopplergeschwindigkeit, die in Abhängigkeit der Pulswiederholfrequenz und Wellenlänge  $\lambda$  gemessen werden kann, des DLR-Radars beträgt  $13.6 \text{ m/s}$ .

Schließlich werden die *Tagesniederschlagshöhen des Bodenmeßnetzes* qualitativ und quantitativ genutzt. Neben der visuellen Inspektion der räumlichen Verteilung des über einen Zeitraum von 24 Stunden akkumulierten Niederschlags (06 UT bis 06 UT des Folgetags) werden auch Gebietsmittel und statistische Maßzahlen zur Überprüfung der Modellqualität verwendet. Diese statistischen Größen (*Scores*) berechnen sich über diskrete Niederschlagsmengen, die innerhalb einer festgelegten Zeitspanne (hier 24 Stunden) gefallen sind, und ergeben komprimierte Aussagen bezüglich der räumlichen Genauigkeit der Modellprognose. Dazu werden die unregelmäßig verteilten Niederschlagsdaten auf ein regelmäßiges Basisgitter gemittelt.

Die Wetterdienste stellen die durchschnittliche Qualität der Niederschlagsprognosen häufig in sogenannten Kontingenztabelle dar. Anhand einer  $2 \times 2$  Kontingenztabelle lassen sich für einen bestimmten Niederschlagsschwellenwert die in dieser Arbeit berechneten Maßzahlen *bias score* (BS), *threat score* (TS) und *true skill statistics* (TSS) erklären:

Niederschlagsereignis	beobachtet	nicht beobachtet
simuliert	a	c
nicht simuliert	b	d

$$\begin{aligned}
 BS &= \frac{a + c}{a + b} & BS \geq 0 \\
 TS &= \frac{a}{a + b + c} & 0 \leq TS \leq 1 \\
 TSS &= \frac{(a \times d) - (b \times c)}{(a + b) \times (c + d)} & -1 \leq TSS \leq 1
 \end{aligned}$$

Der *bias score*, das Verhältnis von simulierter zu beobachteter Regenmenge, trifft eine Aussage über die Unter- bzw. Überschätzung des Modells in Abhängigkeit vorgegebener Niederschlagshöhen. Demgegenüber wird die Fähigkeit des Modells, den Ort und die Größe des Gebiets, welches eine festgelegte Niederschlagsmenge erhält, richtig vorherzusagen, durch den *threat score* beschrieben. Mit den *true skill statistics* wird anschaulich die Differenz der Treffer der richtigen und der falschen Vorhersagen ausgedrückt. Beim DWD werden mit dem *TSS* Maß die regionalen Modelle validiert (siehe z.B. Abb. 2.2). Eine *ideale* Vorhersage liegt vor, falls diese Maßzahlen den Wert 1 annehmen.

Generell ist es keine leichte Aufgabe, Niederschlagsresultate eines solch komplexen Gebildes wie die eines numerischen Modells zu überprüfen. Statt einer ein-

deutigen ja/nein Aussage (Verifikation, Falsifikation) sind die Ergebnisse numerischer Modelle auf einer kontinuierlichen Skala zu bewerten, zu der verschiedene Überprüfungsverfahren jeweils verschiedene Beiträge liefern (Validierung, Evaluierung). Die generelle Schwierigkeit der Bewertung von Niederschlagsvorhersagen zeigt sich in einer Vielzahl von Veröffentlichungen, in denen beispielsweise von 'relativ präzise', 'ziemlich erfolgreich' oder 'generell zufriedenstellend' gesprochen wird (siehe z.B. Übersicht in Spencer und Stensrud, 1998).

In dieser Arbeit werden die folgenden Kriterien verwendet, um mittels visueller Inspektion die Qualität der Simulationsergebnisse festzustellen:

- die Geometrie,
- die Amplitude,
- die zeitliche Entwicklung und
- Phasenfehler der Niederschlagsstrukturen bzw. markanter dynamischer Felder wie Böenlinien zwischen Beobachtung und Modellsimulation.

Nach diesen *qualitativen* Kriterien wird die Qualität einer Modellsimulation als

- zufriedenstellend bezeichnet,  
*falls* durch die visuelle Inspektion mit Radardaten, Niederschlagstagesummen, Zeitreihen und sonstigen Beobachtungsdaten die beobachtete horizontale Struktur konvektiver Aktivität in den Modellergebnissen über mehrere Stunden identifizierbar ist und der Phasenfehler zwischen Modell und Beobachtung maximal 2 Stunden beträgt.
- gut bezeichnet,  
*falls* durch die visuelle Inspektion mit Radardaten, Niederschlagstagesummen, Zeitreihen und sonstigen Beobachtungsdaten die Lage, die Form, die Breite, die Intensität und deren Gradient (Schärfe der *Squall-line*) ähnlich den Beobachtungen ist und der Phasenfehler zwischen Modell und Beobachtung weniger als 1 Stunde beträgt.

Weiter werden in dieser Arbeit quantitative Bewertungsmaßstäbe verwendet, die in Anlehnung verfügbarer Literaturquellen festgelegt wurden. Mit den *Scores* lassen

sich Aussagen hinsichtlich der räumlichen Genauigkeit der Verteilung des Tagesniederschlags treffen.

Nach *quantitativen* Kriterien wird die Qualität einer Modellsimulation als

- zufriedenstellend bezeichnet,

*falls* die Differenz des flächengemittelten Tagesniederschlags  $\Delta\mathcal{P} = \mathcal{P}_{beo} - \mathcal{P}_{sim}$  kleiner als 30%\* ist, für den *bias score* ( $BS$ )  $0.67 < BS < 1.5^\dagger$  gilt, der *threat score*  $TS > 0.25$  ist oder die *true skill statistics*  $TSS > 0.25^\S$  sind.

- gut bezeichnet,

*falls*  $\Delta\mathcal{P} < 10\%^{**}$ , für den *bias score*  $0.9 < BS < 1.1^\dagger$  gilt, der *threat score*  $TS > 0.5^{\dagger\dagger}$  oder die *true skill statistics*  $TSS > 0.5$  sind.

Die Ergebnisse mesoskaliger Wettervorhersagemodelle und insbesondere der räumlich und zeitlich variable meteorologische Parameter Niederschlag erfordern eine vielschichtige Betrachtungsweise. Anhand einer einzigen Maßzahl läßt sich die Modellqualität einer Niederschlagsvorhersage nicht festmachen. Zur Überprüfung der Qualität der mit mesoskaligen Modellen simulierten Starkniederschlagsereignisse werden daher in dieser Arbeit verschiedenartige Beobachtungsdaten komplementär genutzt.

---

\*Sénési et al. (1996) sprechen beispielsweise von einer leichten Überschätzung der Niederschlagsproduktion, wenn der flächengemittelte Tagesniederschlag um 30 % überschätzt wird.

\*\*Die Meßungenauigkeit der Sammlergefäße beträgt  $\simeq 10\%$  (Lang, 1997; Frei und Schär, 1998).

$^\dagger$ Der durchschnittliche *bias score* des SM beträgt im für zwei Sommermonate 1995  $BS(\mathcal{P} = 5\text{ mm}) = 0.95$  und  $BS(\mathcal{P} = 50\text{ mm}) = 2.0$  (vgl. Mladek et al. (2000)).

$^{\dagger\dagger}$ Der durchschnittliche *threat score* von LAM-Vorhersagen beträgt im Sommer  $TS(\mathcal{P}_{12h} = 0.25\text{ mm}) = 0.3$  (vgl. Anthes (1983)).

$^\S$ Die durchschnittlichen TSS-Werte der saisonalen DWD-Validierung für Starkniederschläge ( $\mathcal{P}_{12h} = 10\text{ mm}$ ) liegen bei 0.26 (vgl. Tab. 2.2).

## 4 Überprüfung von DM-Simulationen

Für dieses Kapitel wurde ein Ensemble von fünf Fallstudien ausgewählt, zu dem besondere Beobachtungsdaten verschiedener Meßsysteme vorliegen. Diese erlauben, die Fähigkeit des Deutschland-Modells zu überprüfen, sommerliche Starkniederschlagsereignisse realistisch zu simulieren. Zunächst wird die Auswahl und die Auslegung der Fallstudien erläutert.

### 4.1 Auswahl und Auslegung der Fallstudien

Die einzelnen Fallstudien haben mehrere Auswahlkriterien zu erfüllen:

(a) Die ausgewählten Fälle sollen verschiedene synoptische Situationen repräsentieren, die im Sommer im nordalpinen Raum zu signifikanten Regenmengen führen.

(b) Die zu simulierenden Episoden sollen in den Zeitraum fallen, für den operationelle Analysen auf dem Deutschland-Modell-Gebiet zur Verfügung stehen, um eine konsistente, mesoskalige Datenbasis zum Antreiben des Modells zu haben (d.h. Fälle später als Juli 1993).

(c) Neben routinemäßigen Beobachtungsdaten sollen weitere, modellunabhängige Daten zur Verfügung stehen. Informationen des Nordalpinen Radarkomposits stehen für Einzelfälle seit 1992 zur Verfügung. Die Nutzung zusätzlicher Daten des DLR-Forschungsraders in Oberpfaffenhofen setzt voraus, daß das Niederschlagsereignis im Umkreis des Radar-Standorts auftritt.

Nach umfangreicher Datenrecherche haben sich die in Tabelle 4.1 zusammengestellten fünf Ereignisse für eine eingehende Untersuchung qualifiziert. Drei dieser Niederschlagsereignisse gehören zur Klasse der mesoskaligen konvektiven Systeme (MCS) und zeichnen sich durch markante mesoskalige Wettererscheinungen aus. Um die Modellüberprüfung auf einer breiteren Basis zu errichten, werden die MCS durch zwei Starkregenepisoden ergänzt, die von großskaligen Entwicklungen in der mittleren Troposphäre angetrieben wurden und deren Niederschlag zu folgenschweren Überschwemmungen führte.

Alle numerischen Fallstudien werden mit der gleichen, operationellen Version des Deutschland-Modells gerechnet, da die Fähigkeit des für die tägliche Wettervorhersage eingesetzten Modells überprüft werden soll, intensive Niederschlagsereignisse realistisch zu erfassen. Das Modellgebiet umfaßt horizontal  $109 \times 109$  Gitterpunkte (DM3-Gebiet) und überdeckt Mitteleuropa (siehe Abb. 3.1). Vertikal ist die Atmosphäre in

**Tabelle 4.1:** Überblick über das Ensemble der fünf, mit dem DM simulierten Niederschlagsereignisse. Neben der Wettersituation und dem maximal beobachteten 24-stündigen Niederschlag in Süd-Deutschland wird das zur Verfügung stehende Beobachtungsmaterial angezeigt. Daten des Bodenmeßnetzes sind für alle Fallstudien vorhanden.

Termin	Klassifikation/Typ	$\mathcal{P}_{beo,max}$ (mm/d)	verfügbare Beobachtungen		
			Rad.-Komp.	DLR-Rad.	sonst.
5. Juli 96	präfrontale Gewitterlinie	89.0	×	×	×
22. Juli 95	extrem starkes MCS	128.5	×		
14. Juli 94	schwaches MCS	57.9	×	×	×
5. Juli 97	quasi-stationärer Trog	117.0			×
21. Mai 99	quasi-stationärer Trog	234.0	×		×

20 Schichten diskretisiert <sup>21</sup>. Ferner werden alle Simulationen um 00 UT des jeweiligen Tages initialisiert.

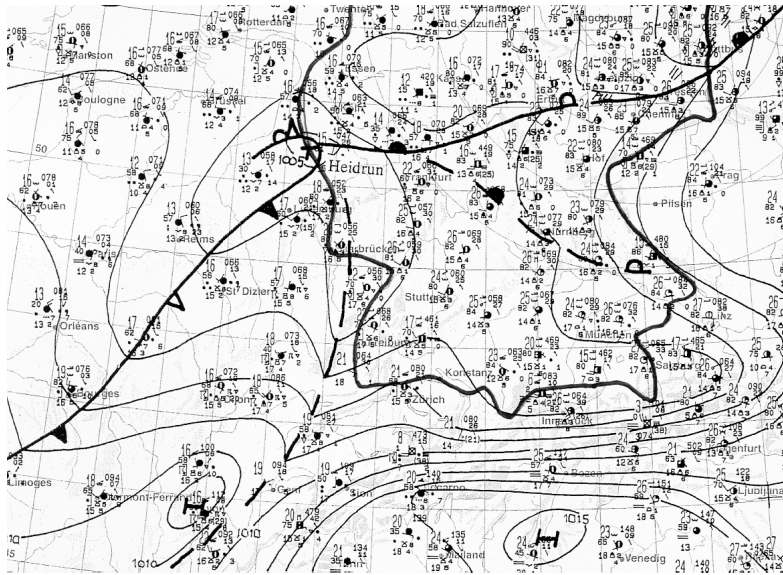
## 4.2 Das Niederschlagsereignis am 5. Juli 1996

Da für die Fallstudie vom 5. Juli 96 umfassendes Datenmaterial zur Verfügung steht, beginnen wir mit diesem Niederschlagsereignis. Nach einer kurzen Beschreibung der synoptischen Situation wird ausführlich auf den Vergleich von Beobachtungen und Simulationsergebnissen eingegangen.

### Synoptische Lage

Auf der Vorderseite eines Troges über den Britischen Inseln entwickelte sich am 5. Juli 96 über West-Frankreich ein Tiefdruckgebiet, das in eine kräftige südwestliche Höhenströmung eingebettet rasch nordostwärts zog. Gegen Mittag erreichte das Tief *Heidrun* mit einem Kerndruck von 1005 hPa den Westen Deutschlands (Abb. 4.1). An der präfrontalen Konvergenzzone, die in der Bodenkarte strichliert gekennzeichnet ist, bildeten sich über Ost-Frankreich von Nancy bis Lyon verbreitet Gewitter. Während das Zentrum des Tiefdruckgebiets unter weiterer Intensivierung nach weiteren 12 Stunden die südliche Ostsee erreichte, überquerte die Kaltfront samt der vorauslaufenden Konvergenzlinie im Tagesverlauf den Süden Deutschlands.

<sup>21</sup>Die Fallstudie am 21. Mai 1999 wird vertikal mit 30 Schichten gerechnet (DM4-Version).



**Abbildung 4.1:** Bodenwetterkarte von Mitteleuropa am 5. Juli 96, 12 UT (Ausschnitt aus Berliner Wetterkarte; zur Orientierung ist der Grenzverlauf Deutschlands angedeutet.)

## Vergleich von Beobachtung und Simulation

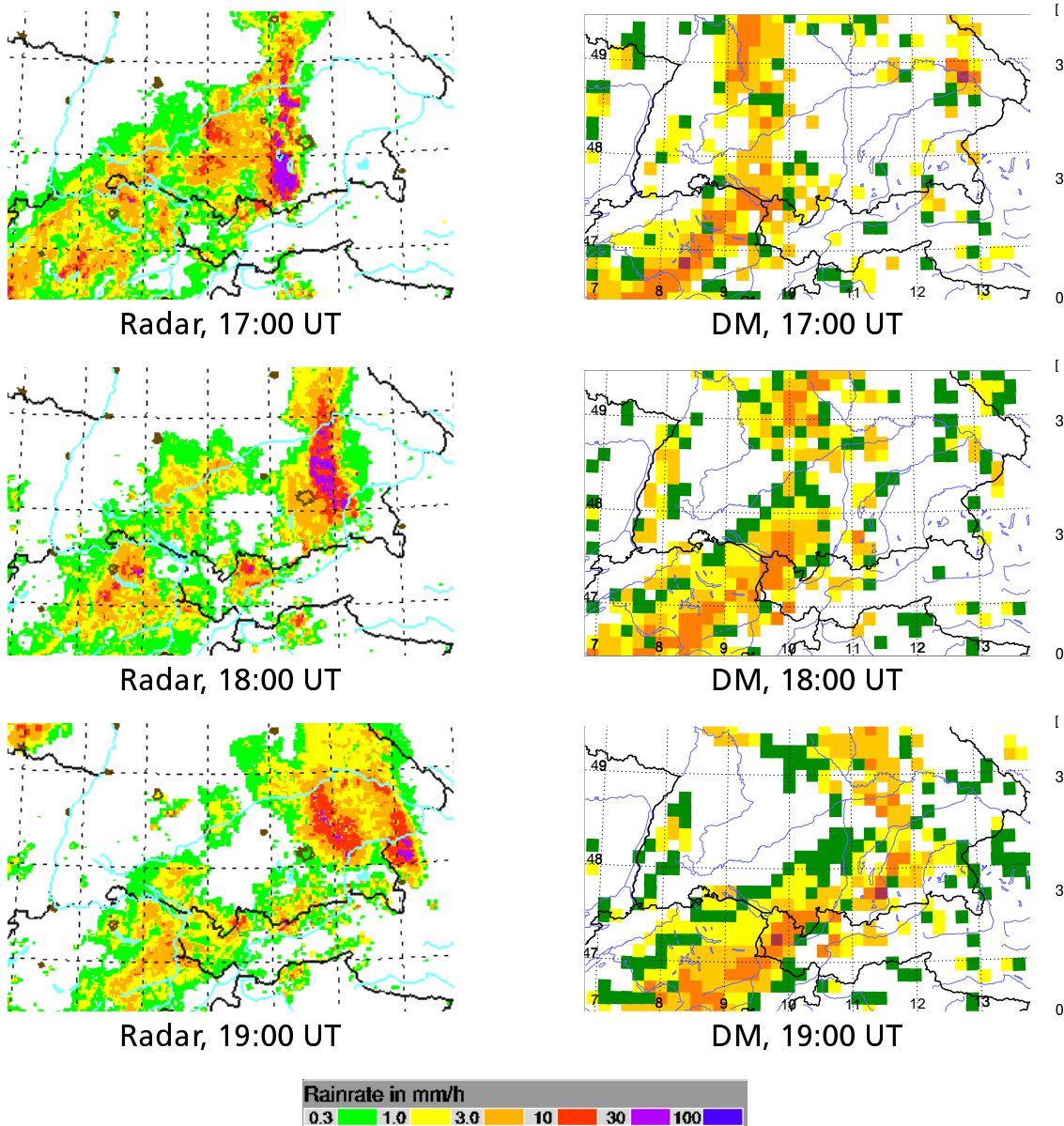
### (a) Regenraten des Nordalpinen Radarkomposits

Zunächst werden Meßdaten des Nordalpinen Radarkomposits und simulierte Niederschlagsraten gegenübergestellt, um die Chronologie der Konvektionslinien-Passage zu dokumentieren und um durch den Vergleich der raum-zeitlichen Entwicklung der Niederschlagsfelder die Fähigkeit des Modells einzuschätzen, diese zu reproduzieren.

Die in stündlicher Sequenz dargestellten Radarbilder dokumentieren die Größe, die Intensität und den variablen Charakter der Niederschlagsstrukturen sowie deren Verlagerung am 5. Juli 1996 (Abb. 4.2). Um 17:00 UT befindet sich eine markante, meridional orientierte Zone intensiver konvektiver Aktivität unmittelbar westlich von München und erreicht eine Stunde später den Inn ( $12^{\circ} E$ ). Entlang dieser ausgeprägten Konvektionslinie betragen die maximal gemessenen Regenraten mehr als  $30 \text{ mm/h}$ . Diese linienhaft organisierte, hochreichende Konvektionszone wird von einem schwächeren Niederschlagsgebiet gefolgt, in das einzelne Starkniederschlagszellen eingebettet sind. Am Alpennordrand, von der Schweiz über das Allgäu bis in die Bayerischen Alpen, wird der Durchzug des Konvektionsgebiets verzögert, so daß es dort über den dargestellten zweistündigen Zeitraum hinweg zu Niederschlag kommt.

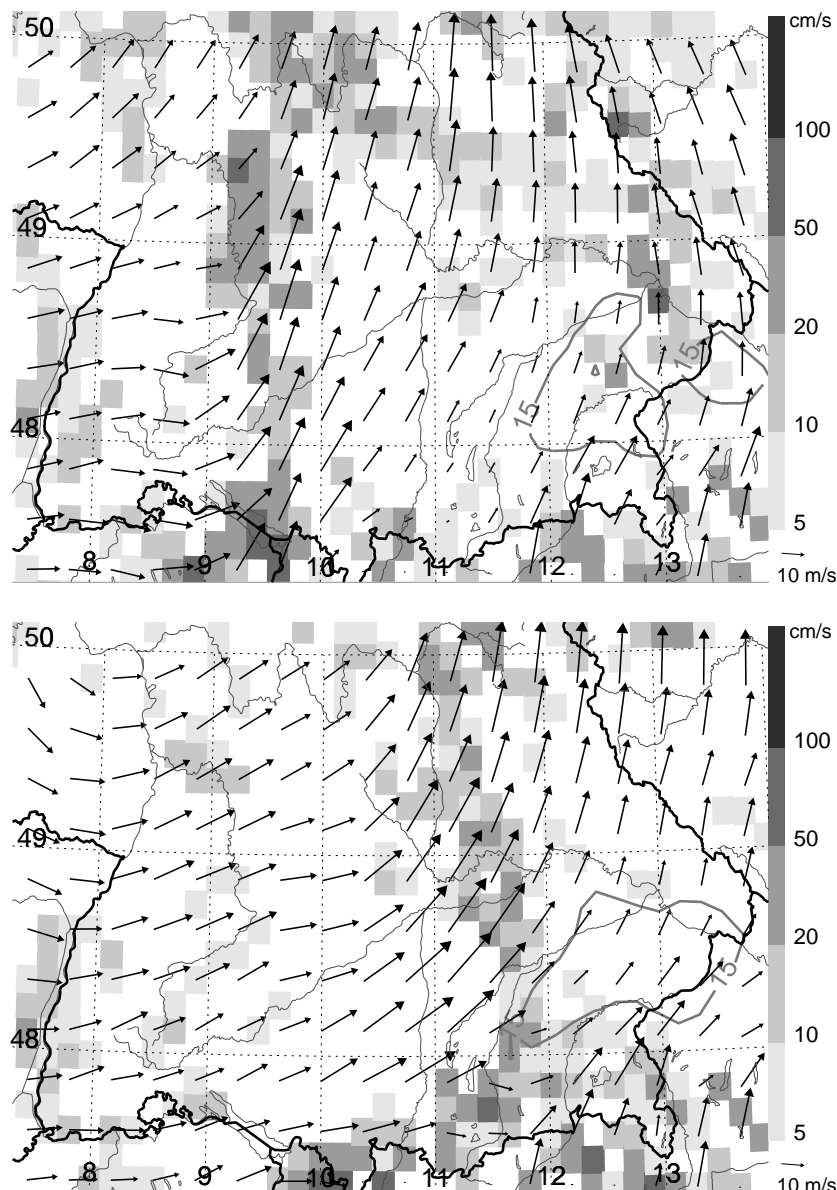
Die den Radarbildern gegenübergestellten Modellergebnisse zeigen die zu den gleichen Zeitpunkten simulierten instantanen Niederschlagsraten. Im Gegensatz zu den Radardaten liegen die simulierten Regenraten nur auf dem Modellgitter mit einer





**Abbildung 4.2:** Chronologische Gegenüberstellung von beobachteten (Ausschnitt aus dem Nordalpinen Radarkomposit, links) und vom DM simulierten Regenraten (rechts) am 5. Juli 96. Die fernerkundeten und modellierten Niederschlagsraten sind gleich skaliert.

*Pixelgröße* von  $14 \times 14 \text{ km}^2$  vor. Das Deutschland-Modell reproduziert eine sich ostwärts verlagernde, nord-süd-verlaufende Niederschlagszone, deren Struktur allerdings nicht so kohärent wie in den beobachteten Daten ist. Die maximalen Regenraten entlang der Konvektionslinie werden vom DM etwas unterschätzt und liegen meist unter  $30 \text{ mm/h}$ . Außerdem kann durch den direkten Vergleich eine Zeitverschiebung von etwa einer Stunde festgestellt werden. Die simulierte Niederschlagslinie hat um



**Abbildung 4.3:** DM-Simulation des horizontalen Windfeldes  $\mathbf{v}$  in 850 hPa (Windvektoren an jedem 2. DM-Gitterpunkt) und der Hebungsgebiete in 700 hPa (Grautöne) am 5. Juli 96 um 17:00 UT (oben) und 19:00 UT (unten). In Südost-Deutschland befindet sich feuchte Luft mit einer spezifischen Feuchte von  $q_D > 15$  g/kg in Bodennähe (Isolinie).

17:00 UT erst den Bodensee und gegen 19:00 UT den Inn ( $12^\circ E$ ) erreicht. Die blockierende Wirkung der Alpen wird vom Modell realistisch wiedergegeben. Niederschlagsgebiete am Alpennordrand von der Schweiz bis ins Allgäu erscheinen über den dargestellten Zeitraum stationär zu sein und stimmen mit den Radarbeobachtungen zufriedenstellend überein.

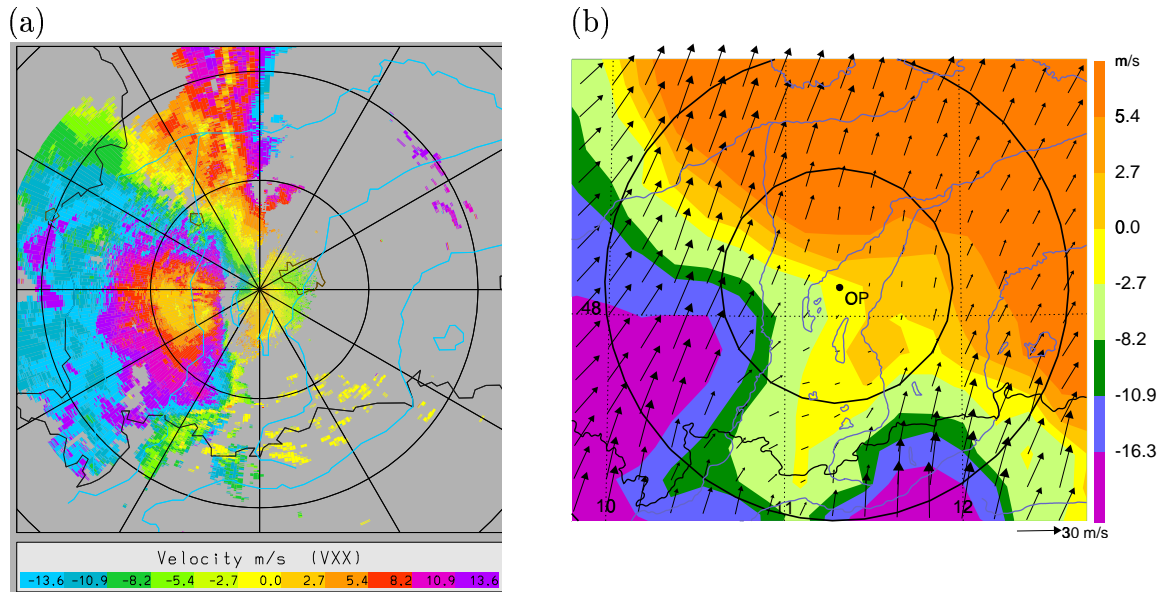
Nach der Schilderung der Verlagerung des linienförmigen Regengebiets kann dessen Entstehung mithilfe der Simulationsdaten nachvollzogen werden. Dazu betrachten wir neben der Feuchteverteilung die dynamischen Felder, die in Abbildung 4.3 für zwei Zeitpunkte dargestellt sind. Die Vektoren des Horizontalwindes in 850 hPa verdeutlichen die Lage der Störung, die sich um 17:00 UT vom Bodensee bis an den Neckar erstreckt. Im diesem Bereich erreicht der Wind in etwa 1500 m Werte von bis zu 30 m/s und dreht dahinter von südwestlichen auf westliche Richtungen. Diese Geschwindigkeits- und Richtungskonvergenz führt zur Ausbildung eines linienförmigen Hebungsgebiets, in dem die aufwärtsgerichteten Vertikalbewegungen Werte von bis zu 50 cm/s in 700 hPa (etwa 3 km Höhe) erreichen. Zwei Stunden später hat diese Konvektionszone die Isar erreicht. Mäßig starke Hebung ( $w < 30 \text{ cm/s}$ ) der im Südosten Bayerns befindlichen feuchten Luft ( $q_D > 15 \text{ g/kg}$  in 950 hPa) erhält die Konvektion entlang des ostwärts ziehenden Konvektionsstreifens aufrecht. In Südbayern werden um 19:00 UT maximale instantane Regenraten von 31 mm/h simuliert.

*(b) Windfelder des DLR-Doppler-Radars*

Im Umkreis des DLR-Doppler-Radars können neben den Niederschlagsintensitäten auch simulierte Windfelder mit Fernerkundungsdaten verglichen werden.

Um 16:49 UT befindet sich die Konvektionslinie westlich von Oberpfaffenhofen. Da Windmessungen eines Doppler-Radars nur für mit Hydrometeoren erfüllte Luftvolumina vorliegen, existieren zu diesem Zeitpunkt für den östlichen Radar-Halbkreis keine Beobachtungsdaten. Die maximalen Windgeschwindigkeiten südwestlich von Oberpfaffenhofen liegen oberhalb der radarspezifischen Nyquistgeschwindigkeit und erscheinen in dem Radarrohdatenbild farblich umgeschlagen. Demzufolge sind die radialen Windgeschwindigkeiten in dem Bereich 20 bis 50 km westsüdwestlich des Radarstandorts auf das Radar zu gerichtet und erreichen maximale Werte von etwa 24 m/s. Aus dem Elevationswinkel des Radarstrahls ( $\gamma = 1^\circ$ ) und der Radardistanz folgend, wird dieses Maximum in etwa 500 m über Grund detektiert.

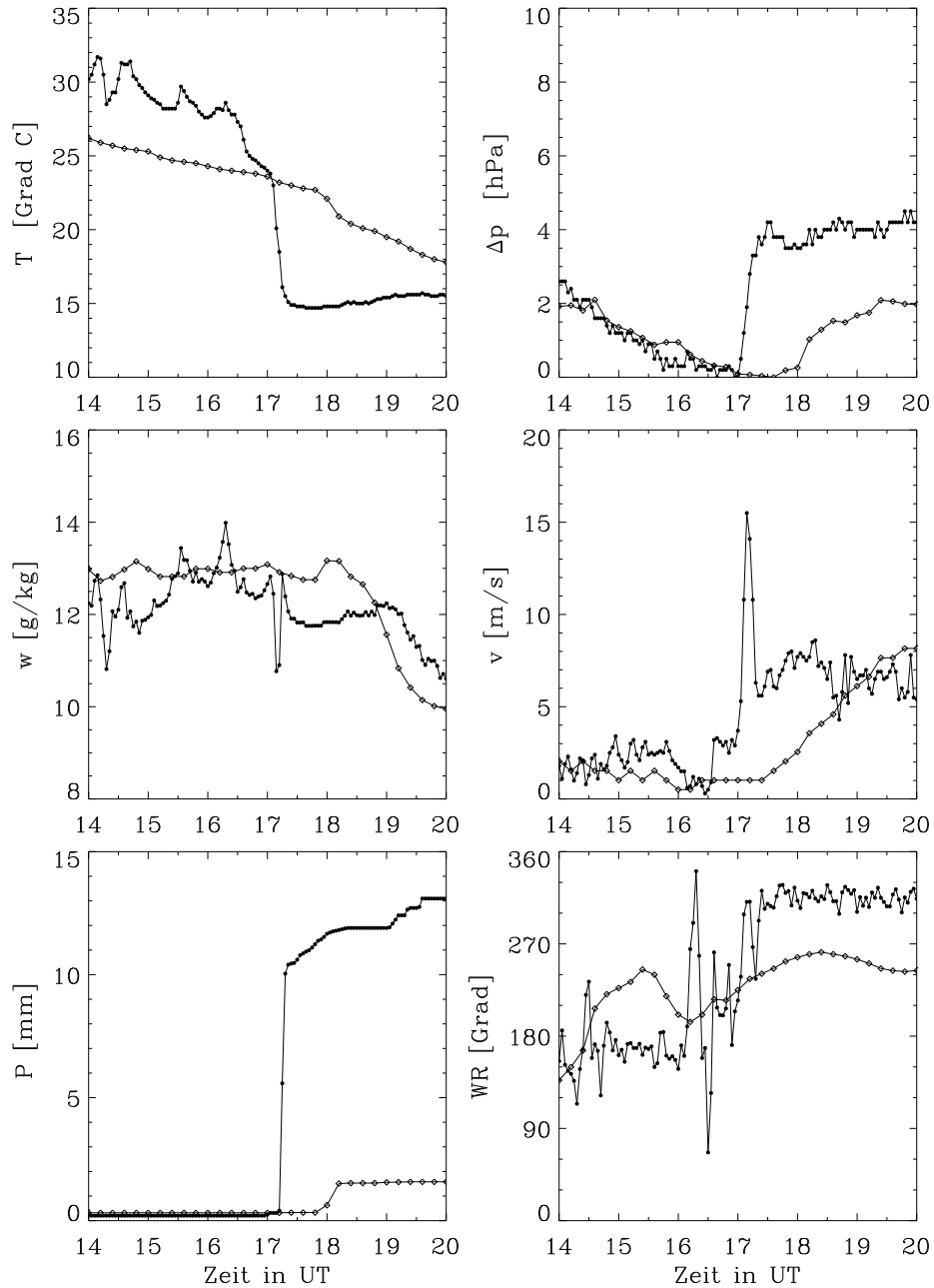
Die aus den DM-Simulationsdaten berechnete radiale Windkomponente ist in Abb. 4.4b dargestellt und mit den Vektoren des Horizontalwindes überlagert. Bei der Betrachtung des simulierten Radialwindfeldes fällt zunächst die für einen südwestlichen Grundstrom typische Zweiteilung ins Auge, südwestlich von Oberpfaffenhofen ist die radiale Komponente auf das virtuelle Radar gerichtet, nordöstlich davon nimmt diese positive Werte an, d.h. die Strömung bewegt sich vom Beobachtungsstandort weg. Das Gebiet mit den höchsten, auf das virtuelle Radar gerichteten Radialwindgeschwindigkeiten innerhalb des 50 km Radius liegt westsüdwestlich am Lech und



**Abbildung 4.4:** (a) Mit dem DLR-Forschungsradar in Oberpfaffenhofen beobachteter Radialwind  $v_R$  am 5. Juli 96, 16:49 UT mit  $1^\circ$  Elevation (links). Negative Werte repräsentieren eine auf das Gerät gerichtete Strömung (siehe Text). (b) Simulierte Radialwindgeschwindigkeiten  $v_R$  bezüglich des DM-Gitterpunktes Oberpfaffenhofen um 18:00 UT (rechts; Farbtabelle den Radardaten angepaßt). Die Windpfeile geben den simulierten horizontalen Windvektor  $\mathbf{v}$  an jedem DM-Gitterpunkt wieder. Außerdem ist die Zeitdifferenz von etwa einer Stunde zwischen Messung und Simulation berücksichtigt. Die konzentrischen Kreise markieren die 50 bzw. 100 km Distanz vom Standort des Radars.

stimmt mit den Radarmessungen räumlich überein. Die Windstärke wird vom Modell allerdings deutlich unterschätzt und beträgt dort nur etwa  $10 \text{ m/s}$  (gegenüber einer beobachteten Geschwindigkeit von  $24 \text{ m/s}$ ). Werte von mehr als  $20 \text{ m/s}$  werden vom Modell in südwestlicher Richtung erst in 80 km Entfernung erreicht, in der der virtuelle Radarstrahl eine Höhe von 1400 m über Grund überstreicht. Die Schärfe der Böenfront, die aus den Doppler-Radar-Daten ersichtlich ist, wird vom DM nicht reproduziert.

Die Struktur des horizontalen Windfeldes läßt sich weiterhin anhand des Verlaufs der Nulllinie der Radialwindkomponente diskutieren. Diese V-förmige Zone, in der der Wind orthogonal zur Normalen in Richtung der Radarantennenkoordinaten ist, verläuft in der Messung mit einem Öffnungswinkel von  $120^\circ$  nach Westsüdwesten (gelber Bereich in Abb. 4.4). Die Modellsimulation gibt diese Zone im südlichen Teil recht genau wieder (im Bereich des Starnberger Sees), im Norden verläuft diese Linie um etwa  $20^\circ$  zu weit südlich, d.h. die Südkomponente der Strömung wird im Raum Augsburg vom Modell überschätzt. In Beobachtungs- sowie Modelldaten



**Abbildung 4.5:** Zeitreihe beobachteter (Punkte) und simulierter (Rauten) meteorologischer Parameter am 5. Juli 96 von 14 bis 20 UT in Oberpfaffenhofen: Temperatur  $T$ , Mischungsverhältnis  $w$ , Niederschlag  $\mathcal{P}$ , Druckdifferenz  $\Delta p$  (relativ zum Minimaldruck innerhalb des betrachteten Zeitintervalls), Windstärke  $v$  und -richtung  $WR$ .

kann außerdem eine Zunge mit positiven, vom Radar weg-gerichteten Radialwindgeschwindigkeiten südlich von München identifiziert werden.

*(c) In situ Messungen an Bodenstationen*

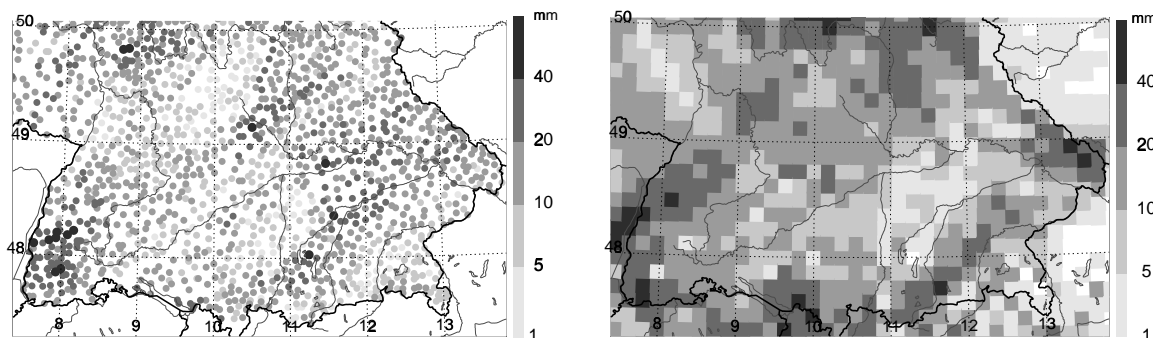
Eine weitere modellunabhängige Datenquelle zur Bewertung der Simulationsergebnisse stellen an Bodenstationen gemessene Zeitreihen dar. Der Durchgang der Konvektionslinie wird von der DLR-Wetterstation, die auf dem Institutsgebäude in ca. 15 m Höhe errichtet ist, deutlich registriert (Abb. 4.5). In 3-Minuten-Intervallen wurden von dieser automatischen Station verschiedene meteorologische Parameter aufgezeichnet. Wie in Abbildung 4.5 gezeigt wird, erreicht der Luftdruck um 17:00 UT sein Minimum und steigt in den folgenden 15 Minuten sprunghaft um 4 hPa an. Gleichzeitig fällt die Temperatur um 9 K auf 15 °C. Um 17:09 UT überquert eine Böenfront mit Windgeschwindigkeiten von bis zu 16 m/s den Beobachtungsort. Der Wind dreht beim Böendurchgang auf Nordwest. Unmittelbar nach Passage der Böenlinie setzt gegen 17:12 UT starker Niederschlag ein, der innerhalb von 6 Minuten 10 mm Regen bringt. Dieser Wert entspricht einer Regenintensität von 100 mm/h.

Der Vergleich mit *in situ* Messungen bestätigt die bisherigen Ergebnisse, wonach das Deutschland-Modell die scharfe Diskontinuität der Konvergenzlinie nicht aufzulösen vermag. Hingegen wird die bereits erwähnte Zeitverschiebung von einer Stunde deutlich. Um 18:00 UT zeigen die meteorologischen Variablen den Durchgang der Konvektionslinie: der Luftdruck beginnt anzusteigen, der Wind nimmt zu und die Temperatur fällt innerhalb eines Zeitintervalls von 12 Minuten um 1 K. Die simulierte Niederschlagsmenge beläuft sich auf nur knapp 2 mm.

*(d) Tagessummen des Niederschlags*

Schließlich wenden wir uns den Tagesregenhöhen des Bodenmeßnetzes zu. Die in Abbildung 4.6 dargestellte Niederschlagsverteilung spiegelt den heterogenen Charakter konvektiver Niederschlagsereignisse wieder. Die höchsten Regenmengen wurden im Schwarzwald mit bis zu 89 mm gemessen. Ein weiterer Streifen mit hohen Tagessummen von mehr als 20 mm, vereinzelt sogar mehr als 40 mm, erstreckt sich vom Allgäu über Oberpfaffenhofen und München hinweg bis zur Donau. In diesem Gebiet fielen im Bereich der Konvektionslinie die stärksten Niederschläge, wie auch in der Sequenz der Radarbilder ersichtlich ist (siehe Abb.4.2).

Den punktuell dargestellten Beobachtungen sind die einzelnen Tagessummen der DM-Maschen gegenübergestellt. Diese zeigen ebenfalls eine recht inhomogene Niederschlagsverteilung und die Höchstwerte von bis zu 56 mm werden nur zwei Maschenweiten vom beobachteten Maximum entfernt im Oberrheintal simuliert. Auch im Allgäu werden hohe Regenmengen berechnet, der beobachtete Streifen starker Regenfälle erscheint aber von dort ausgehend um etwa 50 km ostwärts verschoben zu sein. Während die Gebietsmittelwerte des Tagesniederschlags in Süd-Deutsch-



**Abbildung 4.6:** Beobachtete (links) und simulierte (rechts) 24-stündige Regenmenge am 5. Juli 96.

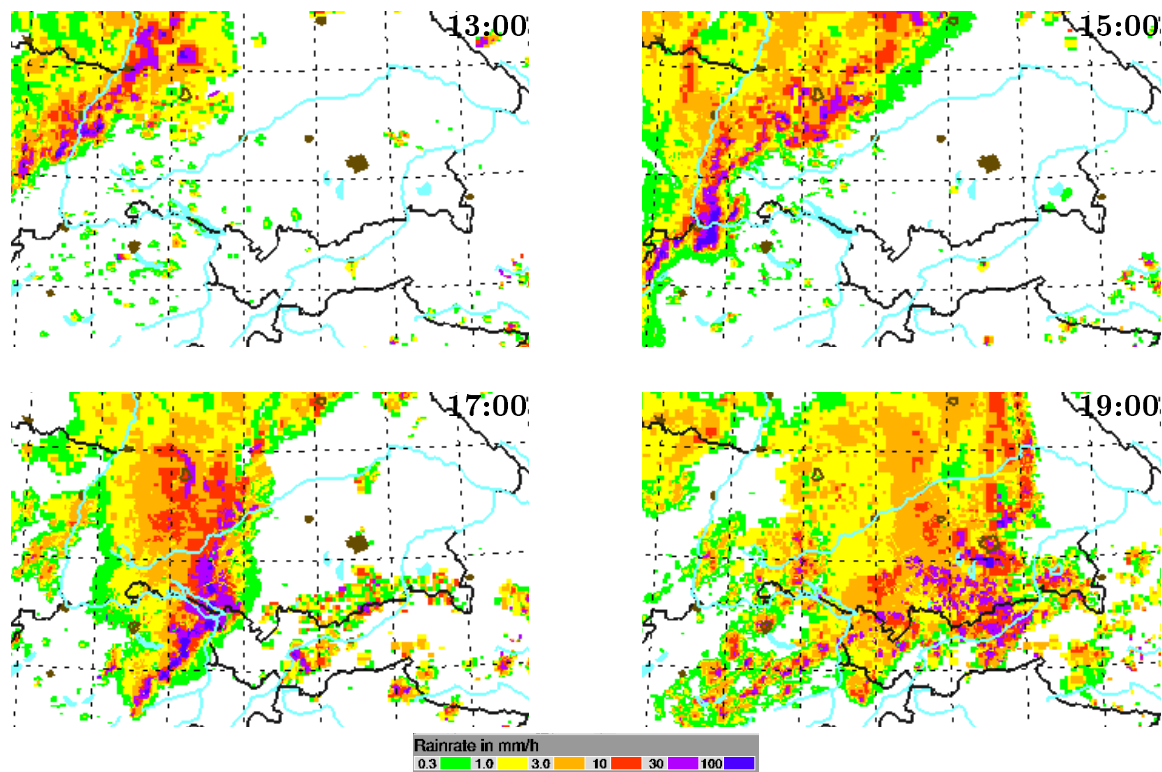
land nur eine leichte Überschätzung des Modells ( $\Delta\mathcal{P} = 7\%$ , siehe Abschnitt 4.7) ergeben, verdeutlichen lokale Vergleiche die Schwierigkeit von Niederschlagspunktvorhersagen (beispielsweise werden in München  $40\text{ mm}$  gemessen und nur  $2\text{ mm}$  vom DM simuliert!). Im letzten Abschnitt dieses Kapitels wird die räumliche Verteilung der Tagesregenhöhen anhand objektiver Maßzahlen zusammenfassend diskutiert.

### 4.3 Das mesoskalige konvektive System am 22. Juli 1995

Am 22. Juli 95 überquerte ein außergewöhnlich starkes mesoskaliges konvektives System Mitteleuropa (siehe auch Hagen et al., 2000). Für dieses Ereignis liegen neben den Daten des Bodenmeßnetzes auch kontinuierliche Radarbeobachtungen vor, die im Nordalpinen Komposit zusammengefaßt sind. Außerdem werden exemplarisch für diese Episode Ergebnisse des entfernungsabhängigen Mittelungsschemas präsentiert, welche die Grundlage zur Berechnung der statistischen Maßzahlen in Abschnitt 4.7 sind.

#### Synoptische Lage

Mit einer starken südwestlichen Höhenströmung über dem nordwestlichen Mitteleuropa wanderte eine gut ausgeprägte Kaltfront eines Nordmeerwirbels ostwärts über Deutschland hinweg. Entlang der ausgeprägten Luftmassengrenze, die feucht-heiße Luft subtropischen Ursprungs im Südosten (Regensburg meldete ein Temperaturmaximum von  $36.3^\circ\text{C}$ ) von subpolarer Meeresluft im Nordwesten Deutschlands (Temperaturen unter  $20^\circ\text{C}$ , z.B.  $18^\circ\text{C}$  in Köln) trennt, entwickelte sich entlang einer vorauslaufenden Konvergenzlinie hochreichende Konvektion, die mesoskalig organisiert war und zu schweren Gewittern führte.



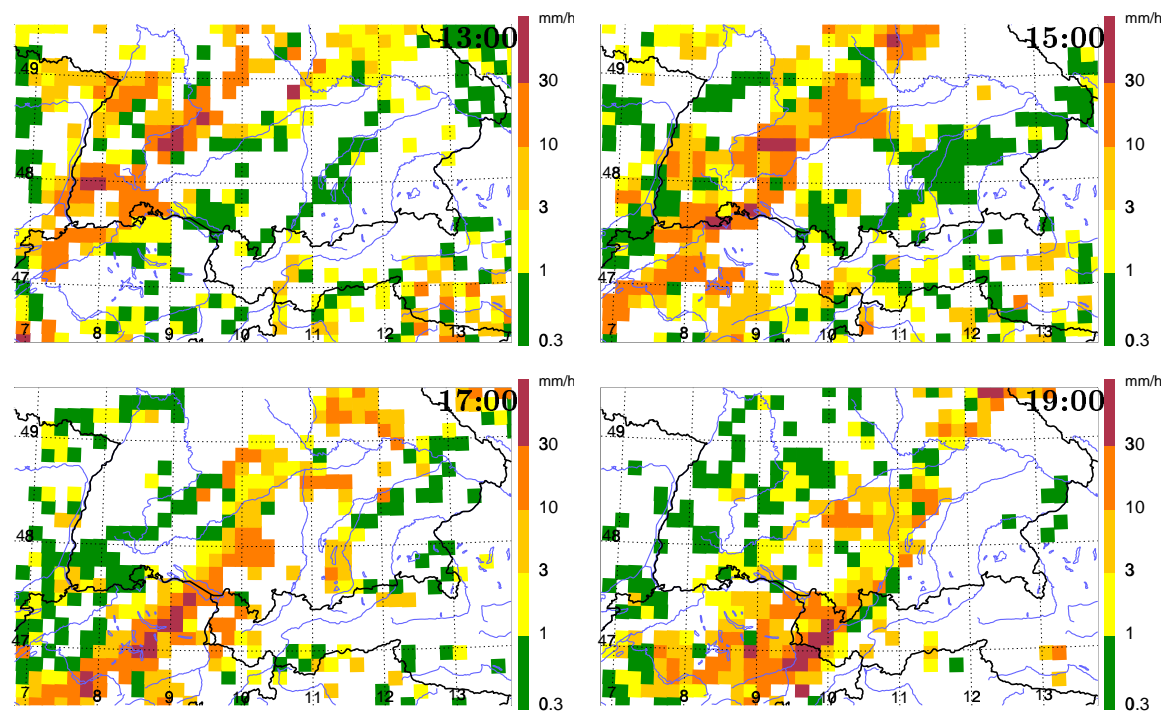
**Abbildung 4.7:** Chronologie des mesoskaligen konvektiven Systems am 22. Juli 95: beobachtete Niederschlagsraten, die im Nordalpinen Radarkomposit zusammengefaßt sind, dokumentieren die Verlagerung von 13:00 UT bis 19:00 UT.

### Vergleich von Beobachtung und Simulation

#### (a) Regenraten des Nordalpinen Radarkomposits

Die Radarbeobachtungen dokumentieren die rasche Verlagerung der aus nordwestlichen Richtungen heranziehenden Gewitterlinie (Abb. 4.7). Gegen 13:00 UT hat der Streifen mit hohen Niederschlagsintensitäten den Rhein überquert und erreicht 2 Stunden später die Schwäbische Alb und den südlichen Schwarzwald. Zu diesem Zeitpunkt hat sich die *Squall-line* am Hochrhein intensiviert und in der Nähe von Basel werden Regenraten von mehr als  $100\text{ mm/h}$  gemessen. Vergleichbar den Beobachtungen von Meischner et al. (1991) blockieren die Alpen die weitere Bewegung nach Süden, so daß die *Squall-line* gezwungen wird, dem Druckgradienten nach Osten zu folgen. Gegen 17:00 UT überdeckt das Regengebiet fast vollständig den Bodensee. Die beschleunigte Verlagerung nördlich der Alpen, wo die Gewitterlinie mit einer Zuggeschwindigkeit von etwa  $70\text{ km/h}$  ostwärts zieht, führt zu einer meridionalen Ausrichtung des gesamten mesoskaligen Konvektionsgebiets. Zwei Stunden später erreicht das mesoskalige konvektive System den 12. Längengrad *E*. Das Nieder-



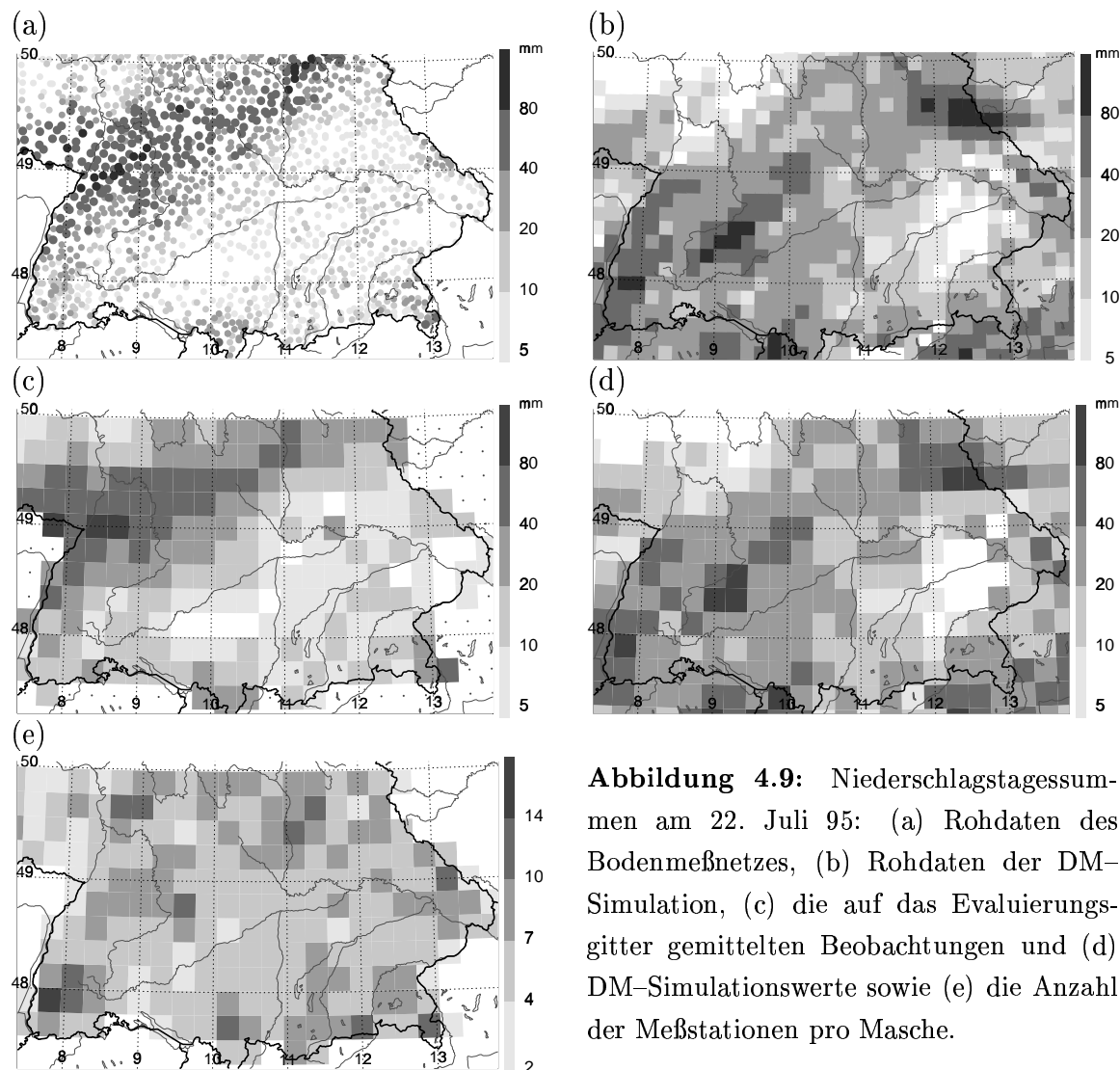


**Abbildung 4.8:** Vom DM simulierte instantane Regenraten am 22. Juli 95 um 13:00 UT, 15:00 UT, 17:00 UT und 19:00 UT.

schlagsgebiet mit Regenintensitäten von  $\mathcal{R} > 1 \text{ mm/h}$  erstreckt sich um 19:00 UT über einen Großteil Süd-Deutschlands und umfaßt etwa  $50.000 \text{ km}^2$ . In dieses mesoskalige Regengebiet sind starke Konvektionszellen mit  $\mathcal{R} > 30 \text{ mm/h}$  eingebettet. Die Intensitäten im Bereich der *Squall-line* haben sich zu diesem Zeitpunkt etwas abgeschwächt und betragen weniger als  $30 \text{ mm/h}$ .

Ein Vergleich mit den simulierten Niederschlagsraten zeigt die Schwierigkeiten des DM, die Position und Verlagerung des Regengebiets am 22. Juli 95 zu reproduzieren (Abb. 4.8). Bereits um 13:00 UT prognostiziert das Modell hohe Regenraten (z.T.  $\mathcal{R} > 30 \text{ mm/h}$ ) entlang einer vom südlichen Oberrhein nordostwärts verlaufenden Zone in Südwest-Deutschland. Dieses Niederschlagsgebiet wandert mit etwa  $30 \text{ km/h}$  ostwärts, erreicht gegen 15:00 UT eine Linie Hochrhein-Donau, liegt um 17:00 UT über der Bodenseeregion und hat nach weiteren 2 Stunden den Lech überquert und nähert sich der Isar. Die Niederschlagsraten im Bereich dieser etwa 50 km breiten Konvektionszone schwächen sich ab und liegen um 19:00 UT meist unter  $20 \text{ mm/h}$ .

Während die Lage des Niederschlagsgebiets vom DM um 13:00 UT um etwa 80 km zu weit östlich simuliert wird, stimmt die Orientierung der Konvektionszone zu diesem Zeitpunkt mit den Beobachtungen überein. Im weiteren Verlauf ist das Modell



**Abbildung 4.9:** Niederschlagstagesummen am 22. Juli 95: (a) Rohdaten des Bodenmeßnetzes, (b) Rohdaten der DM-Simulation, (c) die auf das Evaluierungsgitter gemittelten Beobachtungen und (d) DM-Simulationsergebnisse sowie (e) die Anzahl der Meßstationen pro Masche.

jedoch nicht in der Lage, die beobachtete, rasche Verlagerung und Intensivierung der *Squall-line* im nördlichen Alpenvorland zu reproduzieren. Stattdessen bewegt sich die Konvektionszone mit gleichförmiger Zuggeschwindigkeit ostwärts und überdeckt gegen 19:00 UT ein nur etwa  $10.000 \text{ km}^2$  großes Gebiet in Süd-Deutschland.

#### (b) Tagessummen des Niederschlags

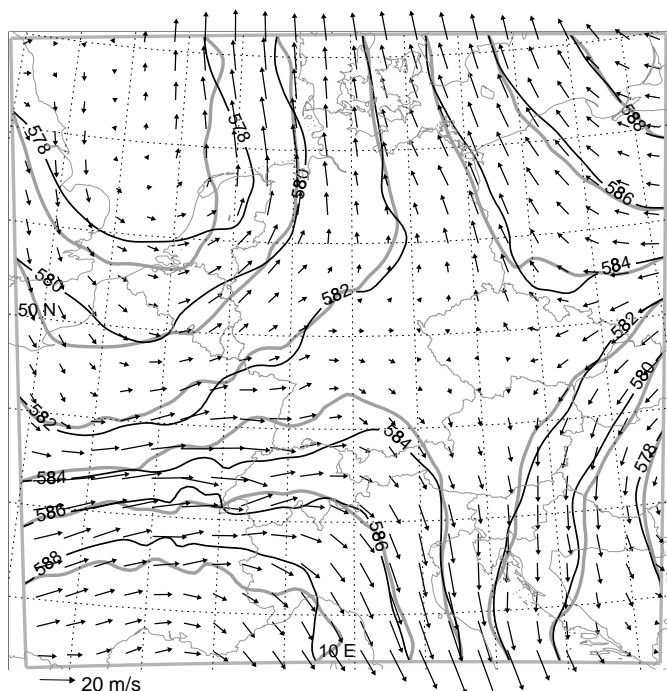
Vergleichen wir zunächst die instantanen, vom Radar gemessenen, Niederschlagsintensitäten (Abb. 4.7) mit den integralen Werten des Bodenmeßnetzes (Abb. 4.9), so wird deutlich, daß die intensive Gewitterlinie keine deutlichen Spuren in den Tagesniederschlagshöhen hinterlassen hat. In dem von der *Squall-line* betroffenen Gebiet vom Hochrhein über den Bodensee bis ins bayerische Alpenvorland werden verbreitet weniger als  $10 \text{ mm}$  registriert, lediglich im südlichen Schwarzwald, dem Allgäu und

dem Berchtesgadener Land wird dieser Wert deutlich überschritten. Eine Ursache dieser geringen Niederschlagsakkumulation ist die hohe Verlagerungsgeschwindigkeit der Gewitterlinie, die mit bis zu  $70 \text{ km/h}$  das Gebiet durchwandert. Die hohen Niederschlagsintensitäten von mehr als  $30 \text{ mm/h}$  halten lokal nur kurze Zeit an und ergeben relativ geringe Regenhöhen. Als weitere Ursache ist ein nicht zu vernachlässigender Meßfehler durch wind-induzierte Unterschätzungen im Bereich der heftigen Gewitterlinie zu berücksichtigen.

Hohe Tagesniederschläge von mehr als  $40 \text{ mm}$  wurden in einem breiten Streifen vom Oberrhein über den Odenwald bis zum Fichtelgebirge beobachtet (Abb. 4.9). An einigen Meßstationen wird die Regenmenge von  $100 \text{ mm}$  überschritten, in Karlsruhe-Hohenwettersbach wurden sogar  $128.5 \text{ mm}$  registriert. Vom Modell werden vergleichbare Regensummen von  $40 \text{ mm}$ , stellenweise auch mehr als  $80 \text{ mm}$ , in einem etwa  $80 \text{ km}$  südlich verschobenen Streifen simuliert. Diese räumliche Diskrepanz entspricht der bereits anhand der instantanen Regenraten identifizierten Verschiebung und liegt in einer leichten Fehlpositionierung der frontalen Welle begründet. Andererseits wird von den Beobachtungen sowohl die Niederschlagsverstärkung am Alpennordrand im Allgäu und im Berchtesgadener Land als auch das niederschlagsarme Gebiet in Niederbayern bestätigt. Der Gebietsniederschlag in Süd-Deutschland beträgt  $24.7 \text{ mm}$  und wird vom DM um  $16 \%$  überschätzt (Tab.4.2).

Exemplarisch für diese Fallstudie ist in Abbildung 4.9 außerdem die räumliche Verteilung der auf das Evaluierungsgitter projizierten beobachteten und simulierten Regenmengen dargestellt. Die geographisch unterschiedlich dichte Stationsverteilung variiert zwischen 2 (in der Pfalz) und 14 (im südlichen Schwarzwald) Bodenstationen pro Masche, wobei für die Mehrzahl der Maschen 4 bis 7 Meßwerte zur Verfügung stehen. Die visuelle Inspektion der punktuellen *Rohdaten* und der gemittelten Regenhöhen zeigt konsistente Ergebnisse und die bereits diskutierten Niederschlagsstrukturen lassen sich in allen drei Abbildungen wiederfinden. Die auf dieses Gitter projizierten Werte bilden die Grundlage der *Score*-Berechnung im letzten Abschnitt dieses Kapitels.

Es wird deutlich, daß mit den integralen Tagessummen die Intensität der Konvektionslinie nicht beurteilt werden kann. Hier ergänzen die raum-zeitlich hochaufgelösten Beobachtungen der Radars die Überprüfungsmöglichkeiten der vom Modell errechneten Niederschlagsstrukturen wesentlich.



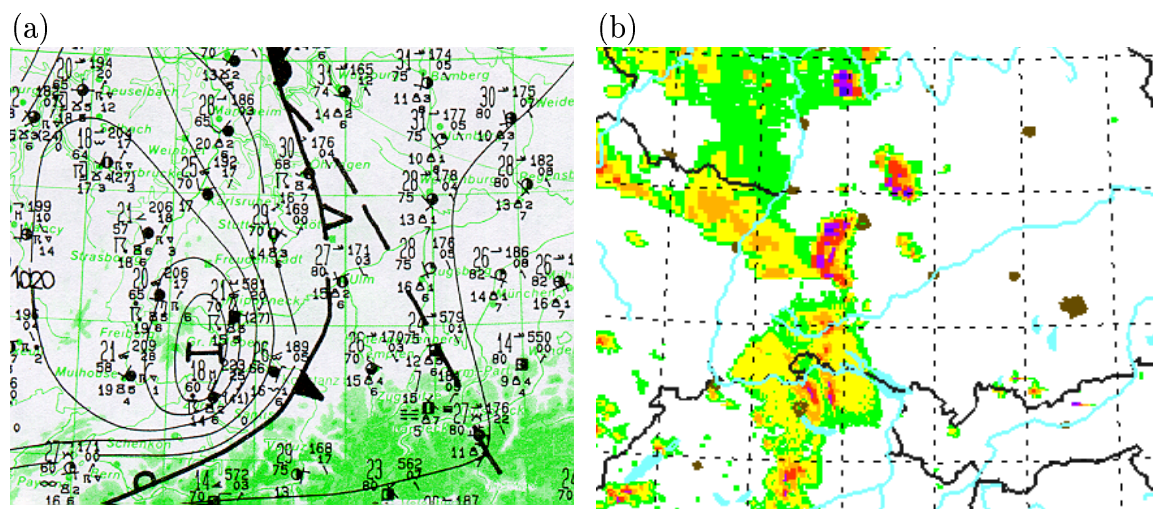
**Abbildung 4.10:** Geopotential  $\Phi$  und Windvektoren  $\mathbf{v}$  der 500 hPa-Fläche am 14. Juli 94 um 12:00 UT: DM-Analyse (schwarz) und DM-Vorhersage (140794 00UT + 12 h; grau).

#### 4.4 Die Gewitterlinien am 14. Juli 1994

Im Gegensatz zu den bisher behandelten sommerlichen Starkniederschlägen ist das mesoskalige konvektive System vom 14. Juli 94 durch einen schwachen synoptisch-skaligen Antrieb charakterisiert.

##### Synopsis

Die großräumige Strömung über Mitteleuropa wurde am 14. Juli 94 von einem sogenannten *Viererdruckfeld* geprägt, d.h. hoher Luftdruck über der Iberischen Halbinsel und dem Baltikum stand tiefer Druck über der Nordsee und dem Balkan gegenüber (Abb. 4.10). Der Süden Deutschlands lag um 12:00 UT bei schwachen Druckgradienten im Einflußbereich einer Diffluenzzone, in deren Bereich die kräftige zonale Strömung stark abgebremst wurde. Den Isohypsen folgend wurde diese (anti- bzw.) zyklonal umgelenkt und es stellte sich, etwa entlang des 12. Längengrades *E*, eine meridionale (Nord- bzw.) Süd-Strömung ein. Eine Frontalzone mit hochreichender Konvektion, die sich im Tagesverlauf im Bereich der flachen Welle über Westeuropa entwickelte, griff am späten Vormittag auf Deutschland über. Die Bodenwetterkarte von 12:00 UT dokumentiert sowohl die Gewittertätigkeit als auch das sich post-frontal bildende Meso-Hoch, welches mittags über dem südlichen Schwarzwald lag (Abb. 4.11a).



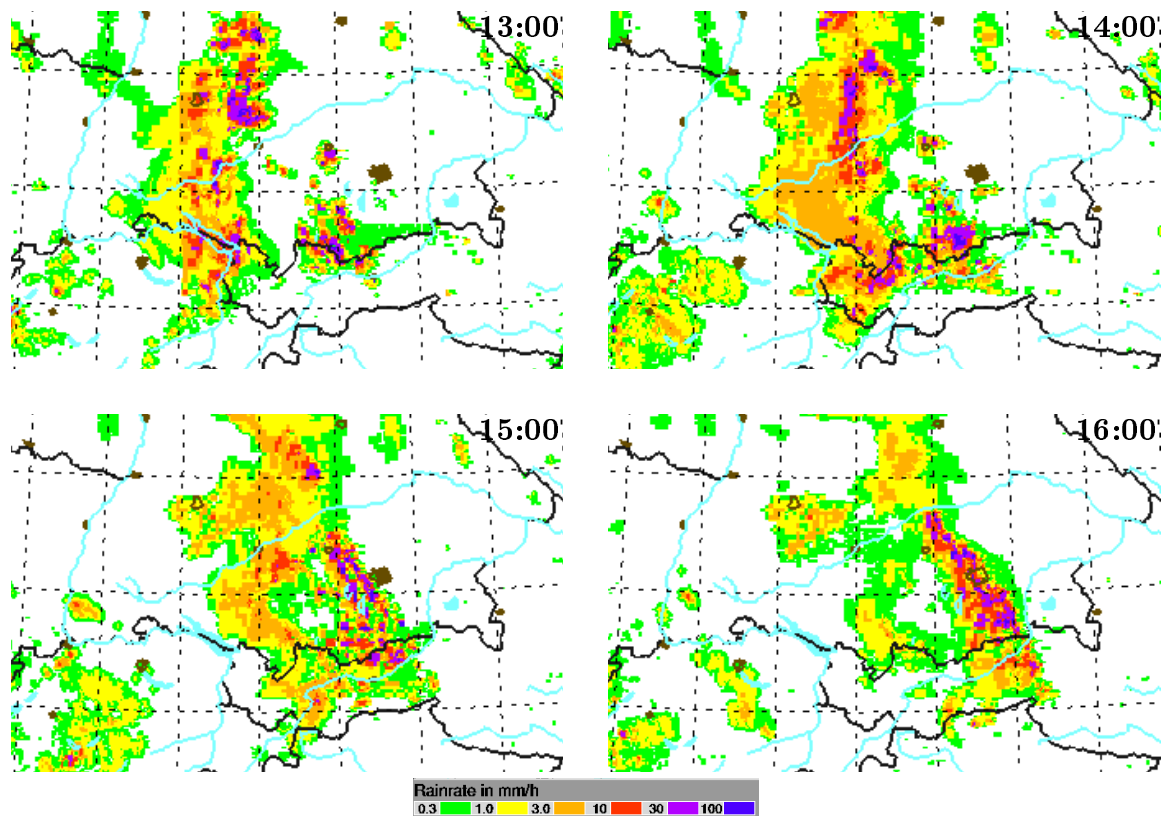
**Abbildung 4.11:** (a) Bodenwetterkarte am 14. Juli 94 um 12:00 UT (Ausschnitt aus Berliner Wetterkarte; links) und (b) Radarbeobachtungen (Ausschnitt aus dem Nordalpinen Radarkomposit; rechts).

Der in Abbildung 4.11b präsentierte Ausschnitt des Nordalpinen Radarkomposits zeigt konvektive Zellen entlang der in der Bodenwetterkarte analysierten Frontalzone (Abb. 4.11a). Ein Vergleich der synoptischen Beobachtungen und den Radarmessungen zeigt generell die erwartete gute Übereinstimmung. Hierbei ist zu berücksichtigen, daß um 12:00 UT keine Informationen für das Gebiet des Oberrheins zur Verfügung stehen, da das Stuttgarter Radargerät zu diesem Termin nicht in Betrieb war. Insgesamt ist die Niederschlagsergiebigkeit der Konvektionslinie um 12:00 UT relativ gering und verschiedene Einzelgewitter zeigen die höchsten Intensitäten.

### Vergleich von Beobachtung und Simulation

#### (a) Regenraten des Nordalpinen Radarkomposits

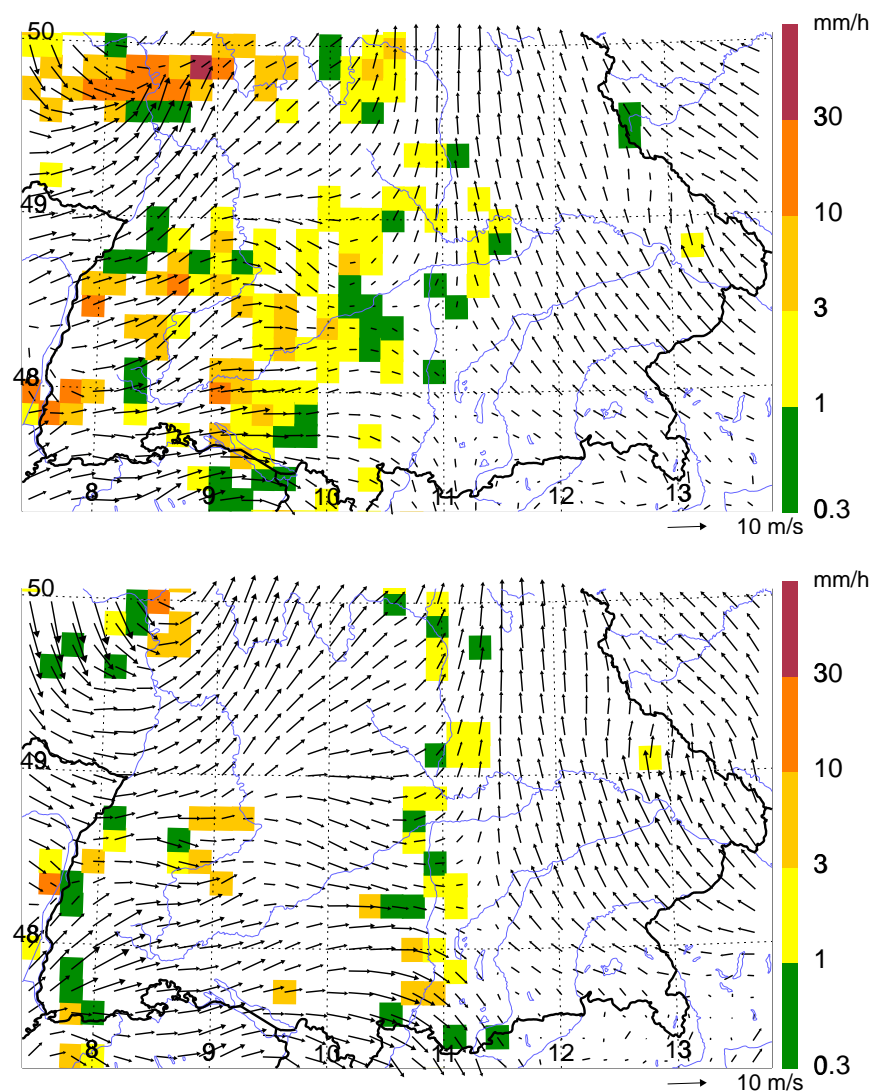
Die weitere Entwicklung der konvektiven Aktivität am 14. Juli 94 wird durch die Radarbeobachtungen in Abb. 4.12 dokumentiert. Gegen 13:00 UT hat sich ein etwa 100 km breites Niederschlagsgebiet formiert, in das vereinzelt konvektive Zellen mit hohen Niederschlagsintensitäten eingelagert sind. Während die intensiven Konvektionszellen im nördlichen Teil des abgebildeten Regengebiets zunächst nahezu stationär sind und sich nach 14:00 UT mehr und mehr abschwächen, wandert die sich zwischen Donau und Alpen entlang der Konvergenzlinie ausbildende Konvektion rasch über die Bodenseeregion ostwärts. Gegen 14:00 UT überdeckt das Regengebiet bereits das Allgäu. Im weiteren Verlauf beeinflußt die östlich vor der Konvergenzlinie liegende Konvektionszelle (südlich des Starnberger Sees) die nachfolgende Entwicklung



**Abbildung 4.12:** Stündliche Sequenz der Radarbeobachtungen am 14. Juli 94 von 13:00 UT bis 16:00 UT.

entscheidend. Wie Peristeri et al. (2000) mit einem Wolkenmodell zeigen, kommt es zwischen den beiden Konvektionsgebieten zu Wechselwirkungen, die zu einer Abschwächung der westlich liegenden Konvektionslinie und zu einer Intensivierung der sich *vor* (östlich) der Linie befindenden Konvektionszelle führen. Um 16:00 UT liegt die neugebildete, aus der Einzelzelle hervorgegangene Gewitterlinie, die von der Donau bis in die Alpen reicht, direkt über München. Die von den Radargeräten gemessene instantane Niederschlagsintensität beläuft sich entlang dieser Gewitterlinie auf mehr als 30  $mm/h$ .

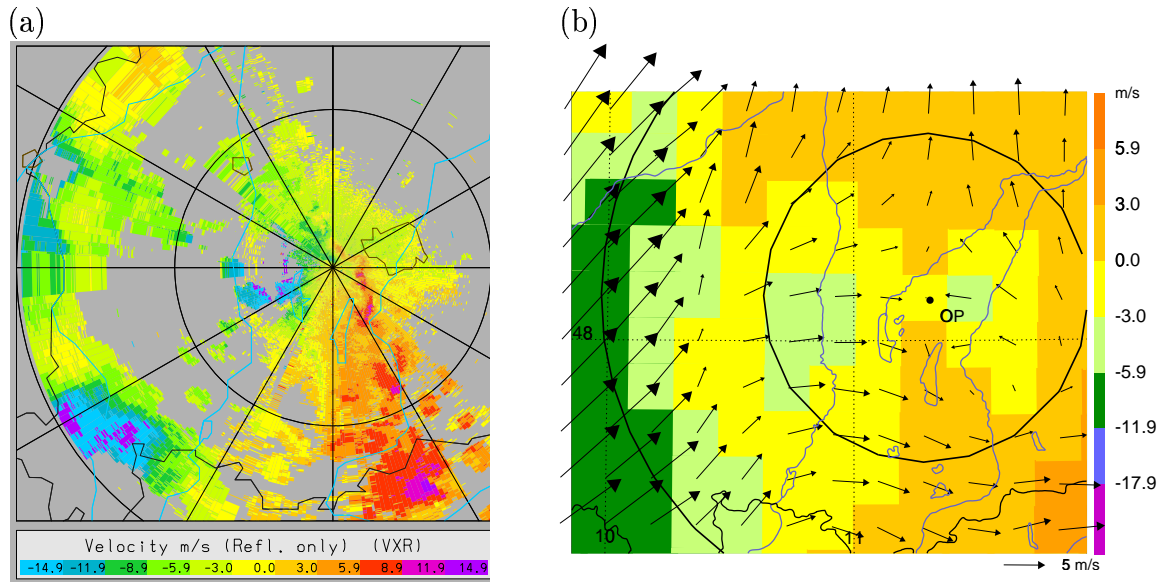
Die vom DM simulierten Strömungs- und Niederschlagsfelder sind in Abb. 4.13 dargestellt und zeigen die Probleme des Modells, die beobachteten Strukturen zu reproduzieren. Gegen 16:00 UT simuliert das DM zwar ein schwaches Niederschlagsgebiet nördlich der Bodenseeregion, der Vergleich mit den Radarbeobachtungen verdeutlicht allerdings eine etwa 3-stündige Phasenverschiebung (13:00 UT Termin in Abb. 4.12). Eine Geschwindigkeitskonvergenz, also die Abnahme der Windgeschwindigkeit entlang der Strömungsrichtung (Kurz, 1990) führt zu leichten Hebungspro-



**Abbildung 4.13:** Instantane DM-Regenraten  $\mathcal{R}$  und horizontales Windfeld  $\mathbf{v}$  in 850 hPa (an jedem DM-Gitterpunkt) am 14. Juli 94 um 16:00 UT (oben) und 18:00 UT (unten). Bei Berücksichtigung der etwa 3-stündigen Phasenverschiebung zwischen Beobachtung und Simulation lassen sich die beiden Termine mit den Radarbeobachtungen in Abb. 4.12 vergleichen.

zessen von  $w \leq 10 \text{ cm/s}$ , die im DM zur Niederschlagsbildung notwendig sind. Die resultierenden Regenraten liegen meist unter  $10 \text{ mm/h}$ . Während die Strömung westlich des 11. Längengrads  $E$  aus westlichen Richtungen kommt, herrscht östlich davon eine südöstliche Luftströmung vor. Um 18:00 UT hat die schwache Konvektionslinie ( $\mathcal{R} \leq 8 \text{ mm/h}$ ) den Lech überquert und trifft auf die, im simulierten Windfeld durch die aufeinander gerichteten Windvektoren besonders auffällige Konvergenzzone





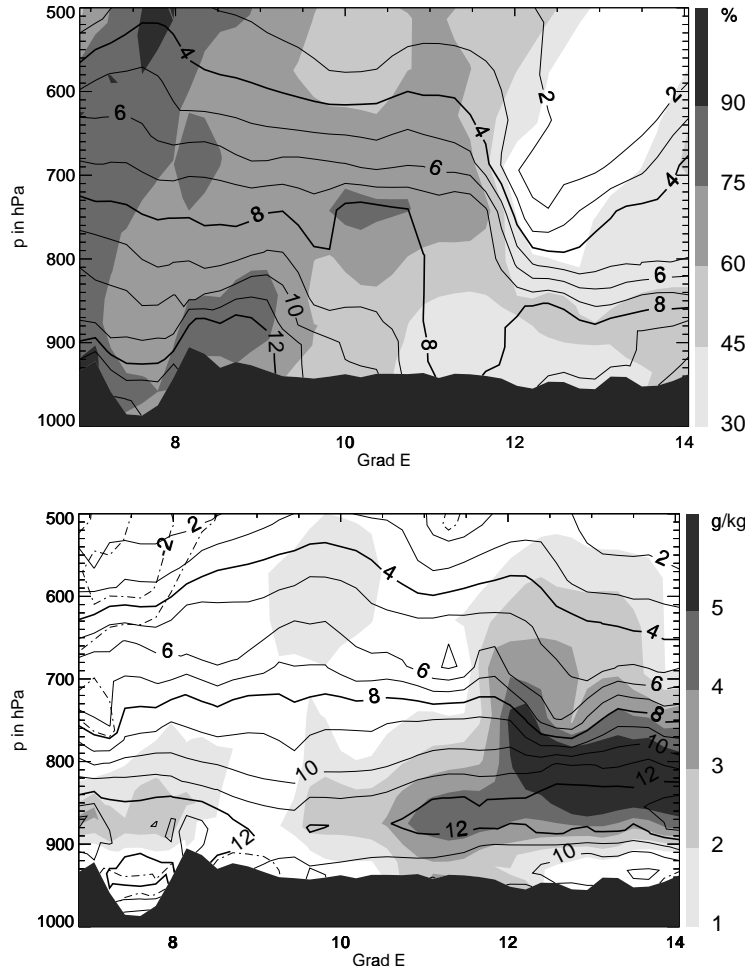
**Abbildung 4.14:** (a) Mit dem DLR-Radar in Oberpfaffenhofen beobachteter Radialwind  $v_R$  am 14. Juli 94, 14:53 UT mit  $1.5^\circ$  Elevation (links). Negative Werte repräsentieren eine auf das Gerät gerichtete Strömung. (b) Simulierte Radialwindgeschwindigkeiten  $v_R$  bezüglich des DM-Gitterpunktes Oberpfaffenhofen um 18:00 UT (rechts; Farbtabelle den Radardaten angepasst). Die Windpfeile geben den simulierten horizontalen Windvektor an jedem DM-Gitterpunkt wieder. Außerdem ist die Zeitdifferenz von etwa drei Stunden zwischen Messung und Simulation berücksichtigt. Die konzentrischen Kreise markieren die 50 bzw. 100 km Distanz vom Standort des Radars.

(zwischen dem 11. und 12. Längengrad  $E$ ). Entlang dieser kommt es trotz kontinuierlicher Hebung nicht zur Bildung von Niederschlag. Ein ungenügendes Feuchteangebot scheint die niederschlagsbildenden Prozesse im Bereich der Strömungskonvergenz zu verhindern. Die zwar kurzlebige, jedoch intensive Konvektionslinie über Südbayern (16:00 UT Termin in Abb. 4.12) wird vom DM nicht reproduziert.

#### (b) Windfeld im Umkreis von Oberpfaffenhofen

Unter Berücksichtigung des Zeitversatzes von etwa 3 Stunden kann das vom Forschungsradar in Oberpfaffenhofen um 14:53 UT vermessene Radialwindfeld dem numerisch um 18:00 UT simulierten gegenübergestellt werden (Abb. 4.14). Im Umkreis von Oberpfaffenhofen kann sowohl die auf den Standort gerichtete Strömung (negative Werte) westlich als auch diejenige östlich (Raum München) des Radargeräts in Messung und Simulation identifiziert werden. Ferner stimmen die Bereiche, in denen das Windfeld vom Radar weg-gerichtet ist, gut überein. Neben dem südöstlichen Sektor (am Isaroberlauf) gehört dazu auch ein Gebiet etwa 75 km nordwestlich an der Donau. Die Stärke des Windes wird vom DM unterschätzt. Während die ge-





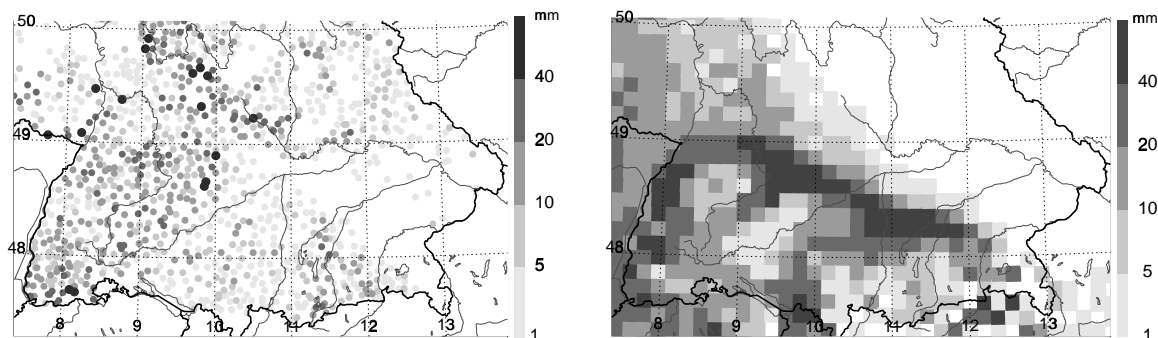
**Abbildung 4.15:** Vertikal-schnitt der simulierten Feuchte entlang  $\phi = 48^\circ N$  am 14. Juli 94 um 18:00 UT: Relative Feuchte  $q_{rh}$  (Grautöne) und spezifische Feuchte  $q_D$  (Isohygen).

**Abbildung 4.16:** Wie Abb. 4.15: Isohygen der analysierten spezifischen Feuchte  $q_{D_{ana}}$  und der Feuchtigkeits-differenz  $\Delta q_D = q_{ana} - q_{DM}$  (positive Werte in Grautönen; negative Werte strichliert).

messenen Radialwindgeschwindigkeiten stellenweise mehr als  $10 \text{ m/s}$  betragen (z.B. unmittelbar westlich von Oberpfaffenhofen), simuliert das Modell maximale Werte von  $4 \text{ m/s}$  etwa  $30 \text{ km}$  südwestlich des Radarstandorts. Trotz dieser quantitativen Unterschiede wird die simulierte Strömungsstruktur von den gemessenen Radardaten bestätigt.

*(c) Vergleich mit Analyse-Daten*

Durch die Betrachtung der synoptisch-skalierten Druckverteilung kann die Ursache der Zeitverschiebung von drei Stunden zwischen Beobachtung und Simulation untersucht werden. Neben der analysierten geopotentiellen Höhe des  $500 \text{ hPa}$  Niveaus und dem horizontalen Windfeld ist in Abbildung 4.10 die vom Modell simulierte geopotentielle Höhe dargestellt. Die bereits erwähnte Wellenstruktur südlich von Luxemburg, in dessen Trogbereich sich die Frontalzone befindet, wird in der DM-Simulation um etwa  $2$  Längengrade, d.h. etwa  $150 \text{ km}$  zu weit westlich berechnet. Bei der im  $500 \text{ hPa}$  Ni-



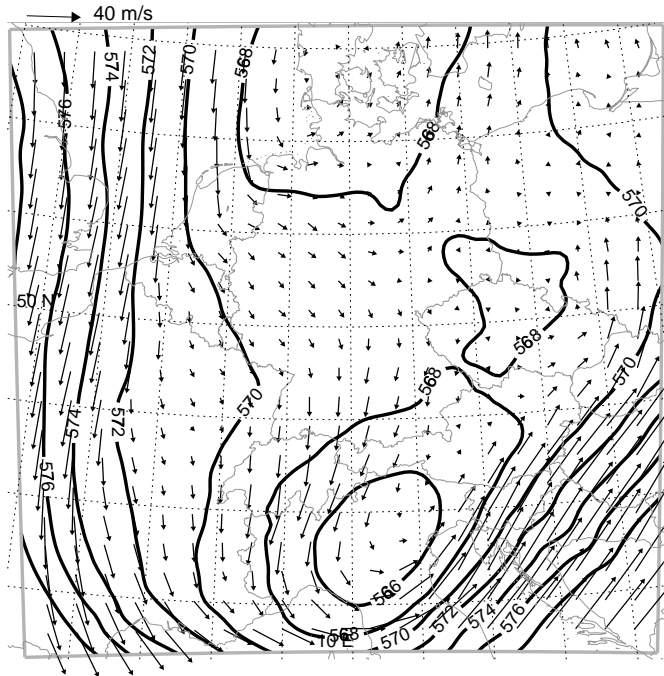
**Abbildung 4.17:** 24-stündige Niederschlagsmenge am 14. Juli 94: Beobachtung (links) und Ergebnisse der DM-Simulation (rechts).

veau herrschenden Windgeschwindigkeit von 10 bis 15  $m/s$  entspricht diese Differenz einem Phasenfehler von 3 bis 4 Stunden, womit sich die beobachtete Phasenverschiebung der Niederschlagsstrukturen erklärt.

Zur Untersuchung der trockenen Konvergenzlinie über Oberbayern betrachten wir den in Abbildung 4.15 dargestellten zonalen Vertikalschnitt der relativen Feuchte vom Oberrheintal bis zur Salzach (7 bis 14 °E). Hebungsprozesse der mit 30 bis 50 % relativer Feuchte recht trockenen Luftmasse im Osten führen zu keinem Niederschlag, während im Westen eine relative Feuchte von über 75 % simuliert wird. Dort treiben bereits schwache Hebungsprozesse niederschlagsbildende Vorgänge an. Der Vergleich mit analysierten Feuchtefeldern unterstreicht deren Fehlvorhersage (Abb. 4.16). Insbesondere östlich des 11. Längengrades E wird die spezifische Feuchte zwischen 700 hPa und 900 hPa um mehr als 3  $g/kg$  unterschätzt. Dieses ungenügende Feuchteangebot der Modellatmosphäre läßt die Niederschlagstätigkeit entlang der ostwärts wandernden Konvergenzlinie allmählich versiegen.

#### (d) Tagessummen des Niederschlags

Die Schwierigkeiten des Modells, die Wetterentwicklung am 14. Juli 94 realistisch zu simulieren, zeigt sich auch beim Vergleich der Niederschlagstagessummen (Abb. 4.17). Die Beobachtungen des Bodenmeßnetzes machen deutlich, daß die hohen Tagessummen weitgehend auf ein Gebiet nordwestlich der Donau beschränkt sind, wo vereinzelt mehr als 40  $mm$  gemessen wurden. Außerdem ergaben die hohen Regenraten entlang der intensiven Konvektionslinie über Oberbayern (siehe Abb. 4.12, 16 UT) meist Tagesniederschlagssummen von 10 bis 20  $mm$ . Generell wird in den Beobachtungen die räumlich sehr variable Verteilung der Niederschläge sichtbar, die charakteristisch für sommerliche konvektive Wettersituationen ist, während der einzelne starke Konvektionszellen die Niederschlagsverteilung bestimmen.



**Abbildung 4.18:** Analyzierte geopotentielle Höhe und Windvektoren  $\mathbf{v}$  der 500 hPa-Fläche am 5. Juli 97 um 18:00 UT.

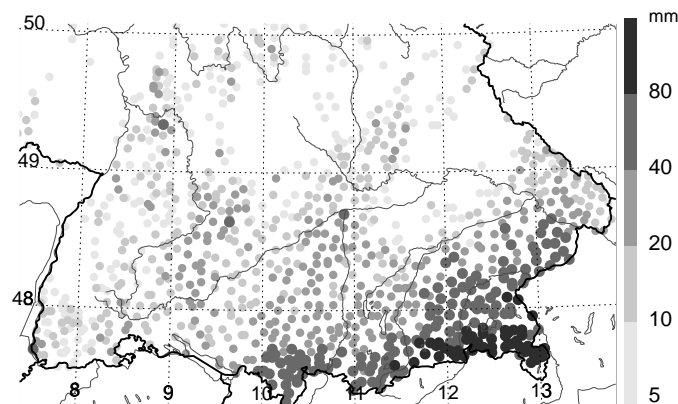
Demgegenüber wird das Niederschlagsmuster der DM-Simulation von einem schmalen Regengebiet dominiert, das sich vom Neckar bis an die Isar erstreckt und in dem Regenhöhen von mehr als 40 mm simuliert werden. Dieser Niederschlag wird nicht von konvektiven Prozessen im Bereich der Konvergenzlinie produziert, sondern fällt erst in der zweiten Nachthälfte und überlagert die schwachen Niederschläge, die im Bereich des mesoskaligen konvektiven Systems simuliert werden.

## 4.5 Starkniederschläge am 5. Juli 1997

Schließlich wenden wir uns zwei Niederschlagsepisoden zu, die in den letzten Jahren im Nordalpenraum zu lokalen Überschwemmungen führten. In diesem Abschnitt gehen wir der Frage nach, wodurch die intensiven Regenfälle am 5. Juli 97 ausgelöst wurden und inwieweit das DM in der Lage ist, die Niederschlagsmengen richtig zu reproduzieren.

### Synoptische Lage

Auf der Vorderseite eines zum westlichen Mittelmeer reichenden Troges entwickelte sich in der Nacht zum 5. Juli 97 über Oberitalien ein Tiefdruckgebiet, an dessen Ostrand feuchte subtropische Luftmassen über den Balkan hinweg ins östliche Mitteleuropa transportiert wurden. Durch die Einbeziehung kühlerer Meeresluft über



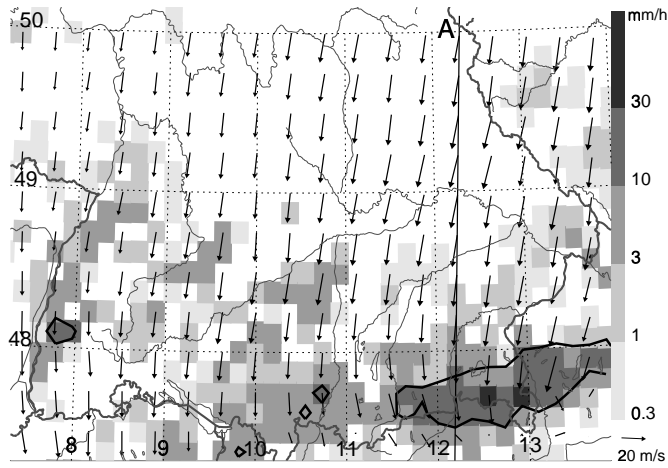
**Abbildung 4.19:** Beobachtete 24-stündige Niederschlagsmenge am 5. Juli 97.

Westeuropa verstärkte sich der Tiefdruckwirbel weiter und führte im Tagesverlauf zur Bildung eines ausgedehnten Niederschlagsgebiets über den Alpen. Um 18:00 UT lag Süd-Deutschland im Einflußbereich des abgespaltenen Höhentrog über Oberitalien in einer starken Nordströmung (Abb. 4.18), die am unmittelbaren Alpennordrand Hebungsvorgänge initiierte. Im weiteren Verlauf folgte das Bodentief der *Vb*-Zugbahn (nach Bebber, 1891) über die Ostalpen nordostwärts und führte im Sudetengebirge zu hochwasserauslösenden Niederschlägen. Auch der Südosten Deutschlands wurde von diesem Wettergeschehen beeinflusst, wie die Niederschlagssummen in Abbildung 4.19 zeigen.

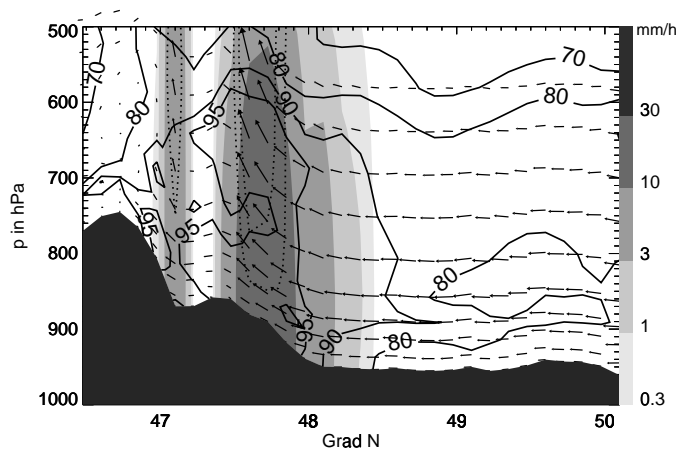
### Vergleich von Beobachtung und Simulation

Im östlichen Oberbayern fielen am unmittelbaren Alpennordrand verbreitet mehr als  $80\text{ mm}$ , im Berchtesgadener Land bis zu  $100\text{ mm}$  und aus Kreuth im Mangfallgebirge wurden sogar  $117\text{ mm}$  innerhalb von 24 Stunden gemeldet, so daß auch hier lokale Überschwemmungen die Folge waren.

Die Strömungsverhältnisse und Niederschlagsraten der DM-Simulation sind in den Abbildungen 4.20 und 4.21 für den 18:00 UT Termin dargestellt und verdeutlichen die Wirkungsweise der niederschlagsbildenden Prozesse. In einer gleichförmigen Nordströmung werden feuchte Luftmassen mit einer relativen Feuchte von mehr als  $80\%$  gegen die Alpen geführt. Beim Auftreffen auf das orographische Hindernis werden diese gehoben und erreichen den Sättigungspunkt (in Abbildung 4.21 ist die Isohygre der relativen Feuchte von  $95\%$  dargestellt). Kondensationsprozesse führen zu Niederschlagsbildung, die im Bereich der stärksten orographischen Hebung ( $w > 30\text{ cm/s}$ ) an den Nordhängen der Berge am Intensivsten ist. Hier betragen die Niederschlagsintensitäten bis zu  $31\text{ mm/h}$ . Die Integration dieser instantanen Regenraten ergibt



**Abbildung 4.20:** Maximale Regenraten  $\mathcal{R}$  (Grautöne), horizontales Windfeld  $\mathbf{v}$  in 850 hPa und Hebungsgebiete (Isolinie  $w > 30$  cm/s) um 18:00 UT. Die Schnittlinie des Vertikalschnitts in Abb. 4.21 ist mit A gekennzeichnet.

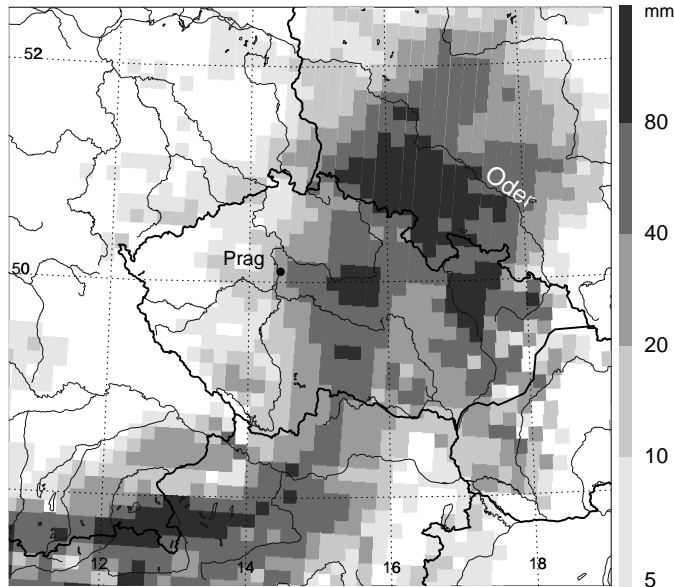


**Abbildung 4.21:** Vertikalschnitt entlang Linie A aus Abb. 4.20 der instantanen Regenraten  $\mathcal{R}$ , der relativen Feuchte  $q_{rh}$  und der Windgeschwindigkeit  $\mathbf{v}$  auf Modellflächen am 5. Juli 97 um 18:00 UT. Starke Hebungsvorgänge von mehr als 30 cm/s bzw. 50 cm/s sind punktiert dargestellt.

Tagessummen von mehr als 100 mm am östlichen oberbayerischen Alpenrand.

Ein quantitativer Vergleich der beobachteten und vom DM simulierten Niederschläge (Abb. 4.22) ergibt für den südostdeutschen Raum eine gute Übereinstimmung. Die heftigsten Niederschläge ( $\mathcal{P} > 80$  mm) fallen am östlichen Alpennordrand und werden vom DM etwas überschätzt (Maximalwert von 239 mm im Berchtesgadener Land). Das Gebiet mit mehr als 40 mm, welches sich vom Allgäu bis nach Niederbayern erstreckt, wird vom DM reproduziert.

Nicht nur am Nordalpenraum sondern auch in weiten Teilen des östlichen Mitteleuropas sind am 5. Juli 97 große Regenmengen gefallen (Abb. 4.22). Insbesondere im Bereich des Sudetengebirges in Süd-Polen und im Norden der Tschechischen Republik wurden außergewöhnlich heftige Niederschläge verzeichnet. Im viertägigen Zeitraum vom 4. bis zum 8. Juli 97 fielen verbreitet Regenmengen, die dem drei- bis vierfachen des mittleren Monatsniederschlags entsprechen (WMO, 1998). Untersuchungen zur Qualität der Modellvorhersage und zum atmosphärischen Feuchtigkeitsbudget dieser



**Abbildung 4.22:** Simulierter 24-stündiger Niederschlag im östlichen Mitteleuropa am 5. Juli 97.

Starkniederschlagsperiode im östlichen Mitteleuropa, dessen Folge das katastrophale Oder-Hochwasser im Sommer 1997 war, werden in Kapitel 5.3 diskutiert <sup>22</sup>.

#### 4.6 Hochwasserauslösende Niederschläge am 21. Mai 1999

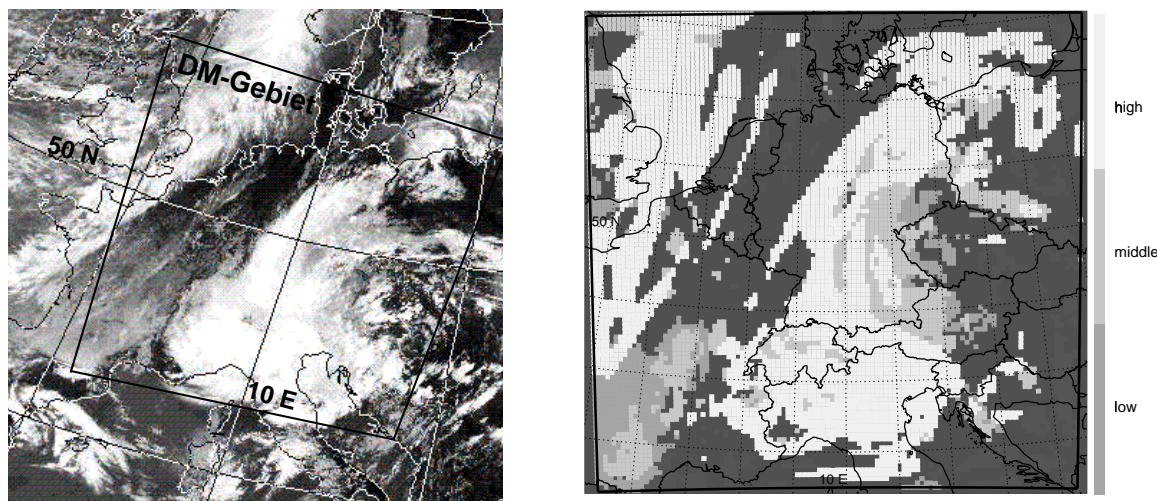
Heftige Regenfälle in den Alpen und insbesondere im nördlichen Alpenvorland führten im hydrologischen Einzugsgebiet von Donau und Bodensee im Mai 99 zu einem *Jahrhundert-Hochwasser*. An Ammer, Isar, Donau und zahlreichen kleineren Gewässern wurden extreme Wasserstände gemessen<sup>23</sup>. Die Ursache der Überschwemmungen waren ungewöhnlich starke Niederschläge vom 20. bis zum 22. Mai 99. Entscheidend für das Ausmaß des Hochwassers war die hohe Vorfeuchte der Böden, die nach Regenfällen und der Schneeschmelze Mitte Mai bereits Wasser gesättigt waren, so daß der Starkregen um den 21. Mai 99 in einigen Regionen nahezu vollständig zum Abfluß kam.

##### Synoptische Lage

Am 20. Mai 99 entstand im Lee der Ostalpen ein Teiltief, auf dessen Ostseite feuchte und warme Mittelmeerluft nach Norden transportiert wurde. Im Bereich des über

<sup>22</sup>Einige Ergebnisse dieser Untersuchungen finden sich auch bei Keil et al. (1999).

<sup>23</sup>Beispielsweise stieg der Wasserspiegel des Sylvensteinspeichers binnen weniger Stunden um 12 m, so daß die Schleusen geöffnet werden mußten, um ein Überlaufen zu verhindern. Die erst kürzlich vorgenommene Erhöhung der Aufnahmekapazität hat München vor einer Flutkatastrophe bewahrt.



**Abbildung 4.23:** NOAA-Satellitenbild am 21. Mai 99 um 13:55 UT (Kanal 4, Infrarot; links) und simulierte Wolkenbedeckung um 14:00 UT (rechts). Die unterschiedlichen Grautöne visualisieren einen Wolkenbedeckungsgrad von 90 % der tiefen, mittleren und hohen Wolken gemäß dem seitlichen Graukeil.

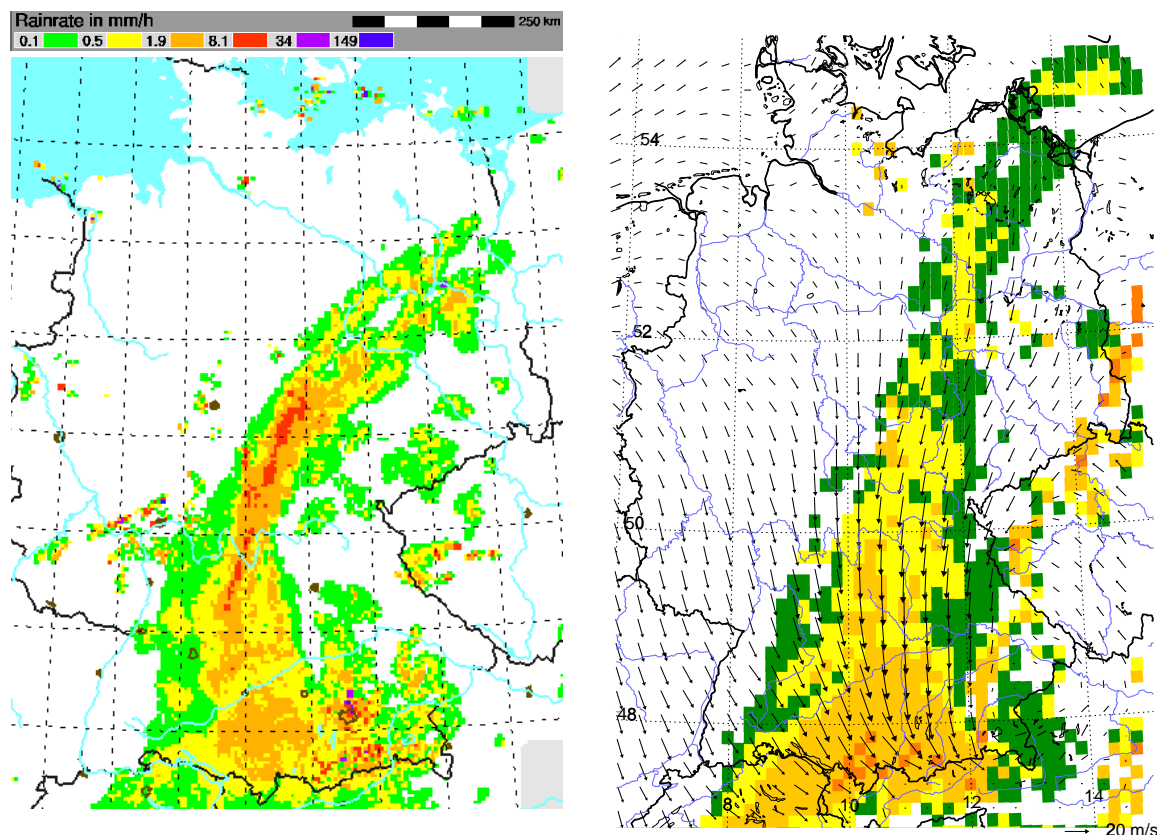
den Ostalpen liegenden Höhentrog wurde diese Luftmasse gehoben, und an der Grenze zu der im Westen befindlichen kühlen Atlantikluft bildete sich quer über Deutschland ein für zwei bis drei Tage nahezu ortsfestes Niederschlagsband, dessen Wolkenstrukturen im Satellitenbild deutlich erkennbar sind (Abb. 4.23).

### Vergleich von Beobachtung und Simulation

#### (a) Fernerkundungsdaten und Modellergebnisse

In der zum 14:00 UT Termin simulierten Wolkenbedeckung lassen sich die im NOAA-Satellitenbild aufgenommenen Strukturen wiederfinden (Abb. 4.23). Der Wolkenwirbel, des über den Ostalpen liegenden Höhentrog, erstreckt sich von der Toskana und der Adria über die Alpenregion und Ostdeutschland hinweg bis zur Ostsee. Das weitgehend wolkenfreie Gebiet im Nordwesten Deutschlands und im Bereich der Benelux-Staaten wird über dem Ärmelkanal von den Ausläufern eines Island-Tiefs begrenzt. Ferner liegen über dem größten Teil Frankreichs tiefe Wolken, die im Infrarot-Kanal des Satellitenbildes grau erscheinen.

Die mit Radargeräten beobachteten Regenraten zeigen eindrucksvoll das sich vom Alpenrand über den Main und die Elbe bis zur Oder erstreckende Regenband (Abb. 4.24). Wie das *Pseudo-Radarbild* der DM-Simulation zeigt, erfaßt das Modell die Lage dieses Niederschlagsgebiets. Südlich des Mains stimmt die Intensität der Niederschläge gut mit beobachteten Regenraten überein, nördlich davon unterschätzt

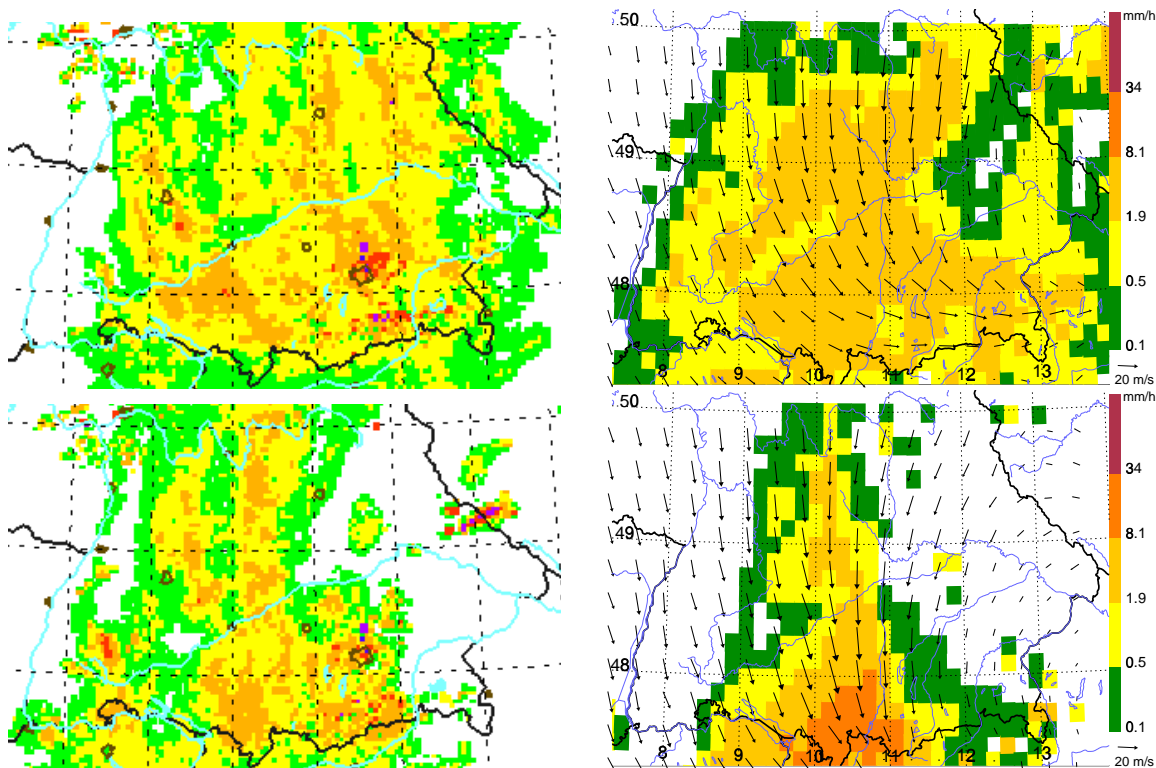


**Abbildung 4.24:** Gegenüberstellung beobachteter (links) und mit dem DM simulierter Niederschlagsintensitäten (rechts) am 21. Mai 99 um 14:00 UT. Zusätzlich ist das horizontale Windfeld  $\mathbf{v}$  in 850 hPa (Windvektoren an jedem 2. DM-Gitterpunkt) dargestellt.

das DM deren Stärke. Das den simulierten Niederschlagsraten überlagerte horizontale Windfeld in 850 hPa verdeutlicht das bereits beschriebene Strömungsmuster. Die zyklonal um das Tief über Niederbayern rotierenden Luftmassen werden insbesondere im westlichen Oberbayern mit einer kräftigen Nordströmung gegen die Alpen geführt, wo die Niederschlagsprozesse durch orographische Hebung verstärkt werden und sich maximale instantane Regenraten von  $18.9 \text{ mm/h}$  ergeben.

Zur Verdeutlichung des quasi-stationären Charakters der Niederschlagsperiode sind in Abbildung 4.25 die beobachteten und simulierten Regenraten sechs Stunden vor bzw. nach dem diskutierten 14:00 UT Termin dargestellt. Das DM reproduziert auch zu den 8:00 UT und 20:00 UT Terminen die beobachteten Niederschlagsstrukturen in Lage und Intensität. Während sich das Niederschlagsgebiet am Morgen noch über ganz Süd-Deutschland (östlich des Rheins) erstreckt, regnet es am Abend insbesondere im westlichen Alpenvorland sowie in einem nordwärts über die Frankenhöhe verlaufenden Streifen. Im Tagesverlauf dreht die Strömung am Alpennordrand auf



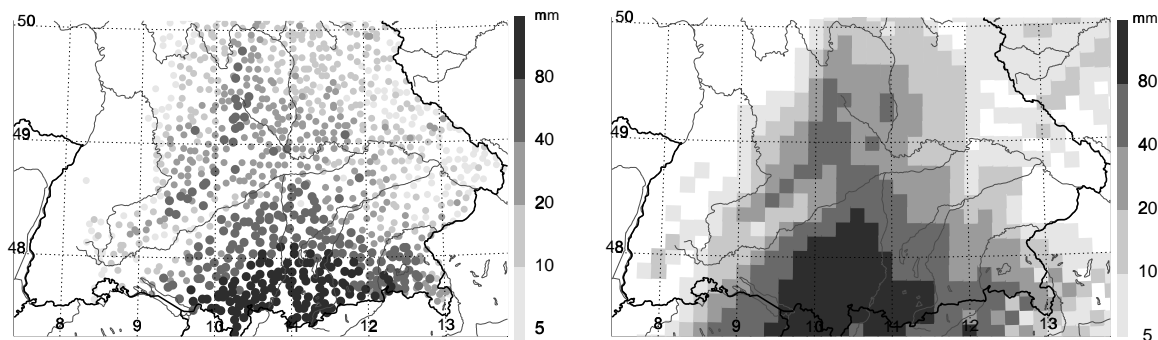


**Abbildung 4.25:** Radarbeobachtungen (links) und *Pseudo-Radarbilder* sowie dem horizontalen Windfeld  $\mathbf{v}$  in 850 hPa (Windvektoren an jedem 2. DM-Gitterpunkt; rechts) der DM-Simulation um 8:00 UT (oben) und 20:00 UT (unten).

eine nördliche Richtung, so daß die Niederschlagsintensität im Alpenvorland durch orographisch erzwungene Hebungsprozesse zusätzlich intensiviert wird. Obwohl das Modell die Intensität der Regenraten im Allgäu um 20:00 UT im Vergleich zu den fernerkundeten Daten etwas überschätzt (Abb. 4.25), stimmt diese Verstärkung mit Beobachtungen an Bodenstationen überein, wonach die stärksten Niederschläge im westlichen Alpenvorland zwischen 15:00 UT und 9:00 UT des Folgetages registriert wurden.

*(b) Tagessummen des Niederschlags*

Schließlich dokumentiert die Gegenüberstellung der Niederschlagstagesummen die Fähigkeit des Modells, diese intensive Niederschlagsepisode realistisch zu reproduzieren. Werte von mehr als 80 mm wurden vom Bodensee über die Allgäuer Alpen und das Lechfeld bis ins Mangfallgebirge gemessen und stimmen mit simulierten Niederschlagshöhen gut überein (Abb. 4.26). Sogar das beobachtete (234 mm in Hindelang-Hinterstein; 47.48°N 10.38°E) und das simulierte Niederschlagsmaximum (250 mm;



**Abbildung 4.26:** Beobachteter (links) und simulierter (rechts) Tagesniederschlag am 21. Mai 99.

DM-Gitterpunkt  $47.38^{\circ}\text{N}$   $9.82^{\circ}\text{E}$ ) liegen im Allgäu eng beieinander. Auch das Gebiet mit mehr als  $40\text{ mm}$  korrespondiert gut und erstreckt sich über ein Dreieck Bodensee–Donau–Chiemgau sowie die Schwäbische Alb und die Frankenhöhe.

Der Vergleich simulierter Größen mit Beobachtungen, die für den 21. Mai 99 sowohl Fernerkundungsdaten als auch Tagessummen des Niederschlagsmeßnetzes umfassen, zeigt übereinstimmend ein gutes Modellverhalten für diese Niederschlagsperiode.

## 4.7 Zusammenfassung und Diskussion

Bislang wurde die Qualität der DM-Simulationen der fünf sommerlichen Starkniederschlagsperioden anhand qualitativer Kriterien Fall-für-Fall mit verfügbaren Beobachtungsdaten überprüft. In diesem Abschnitt werden die Simulationsergebnisse zusammenfassend quantitativ bewertet und anschließend vergleichend diskutiert.

Neben dem Gebietsmittel der Tagesregenhöhen (Tab.4.2) sind in Abb. 4.27 die Maßzahlen *bias score*, *threat score* und *true skill statistics* als Funktion von Schwellenwerten des 24-stündigen Niederschlags graphisch dargestellt. Trotz der auf den ersten Blick ins Auge fallenden großen Variabilität der Modellergebnisse für die einzelnen Fallstudien lassen sich einige Gemeinsamkeiten identifizieren:

- Der zeitlich (über 24 Stunden) und räumlich (über Süd-Deutschland) gemittelte Gebietsniederschlag wird vom DM in allen fünf Fällen überschätzt (Tab. 4.2). Außer für das schwache MCS am 14. Juli 94 ergibt das Modell für alle Fallstudien ein zufriedenstellendes Ergebnis ( $\Delta\mathcal{P} < 15\%$ )<sup>24</sup>. Für die Gewitterlinie am

<sup>24</sup>Die generelle Überschätzung der simulierten Gebietsmittel wird durch die allgemeine Un-

**Tabelle 4.2:** Gebietsmittel der beobachteten ( $\mathcal{P}_{beo}$ ) und simulierten ( $\mathcal{P}_{sim}$ ) Niederschlags-tagesmengen, sowie deren Differenz  $\Delta\mathcal{P}$ , für die 5 nordalpinen Niederschlagsepisoden.

Fallstudie	Klassifikation/Typ	$\mathcal{P}_{beo}$ (mm)	$\mathcal{P}_{sim}$ (mm)	$\Delta\mathcal{P}$ (%)
5. Juli 1996	präfrontale Gewitterlinie	13.5	14.5	+7.4
22. Juli 1995	extrem starkes MCS	21.3	24.7	+15.9
14. Juli 1994	schwaches MCS	6.9	12.4	+79.7
5. Juli 1997	quasi-stationärer Trog	18.2	18.4	+1.1
21. Mai 1999	quasi-stationärer Trog	25.3	28.8	+13.8

5. Juli 96 und das Niederschlagsereignis am 5. Juli 97 ist das Resultat als gut zu beurteilen.

- Anhand der Werte der Maßzahlen  $BS$ ,  $TS$  und  $TSS$  lassen sich die sommerlichen Fallstudien in zwei Gruppen unterteilen: in die erste fallen die Niederschlagsepisoden vom 5. Juli 96, 14. Juli 94 und 22. Juli 95 und in die zweite Gruppe die Fallstudien vom 5. Juli 97 und 21. Mai 99. Ausgehend von der räumlichen Verteilung der Tagesregenhöhen ist das DM *nicht* in der Lage, Wettersituationen, die von mesoskaligen konvektiven Systemen geprägt sind, realistisch zu simulieren (erste Gruppe). Der extrem starke MCS vom 22. Juli 95 zeigt für den Schwellenwert  $\mathcal{P} = 20\text{ mm}$  ein knapp zufriedenstellendes Ergebnis ( $BS = 1.4, TS = 0.35$ ).

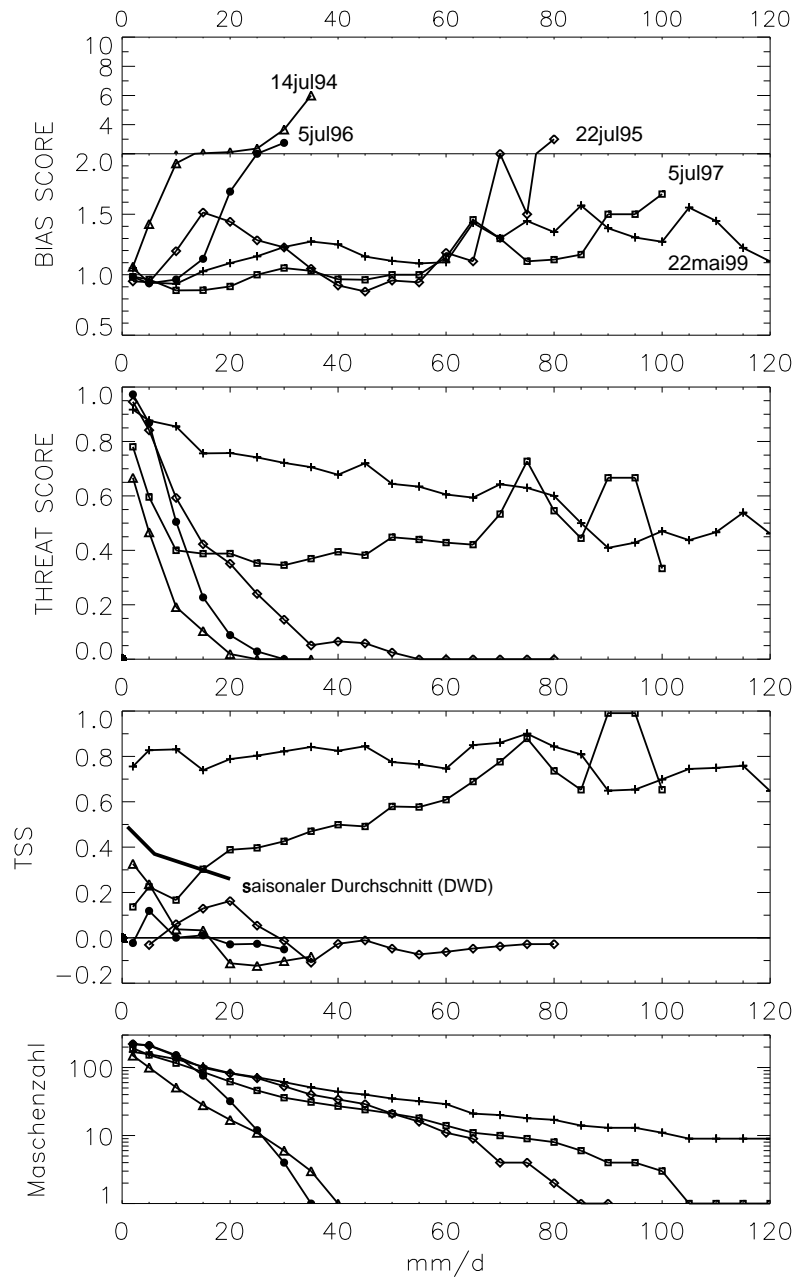
Demgegenüber reproduziert das DM die Niederschlagsverteilung der Wetterlagen, die von einem quasi-stationären Höhentrog beeinflusst werden (zweite Gruppe). Der Wert der  $TSS_{20\text{ mm}}$  liegt für diese Fälle über der durchschnittlichen sommerlichen DM-Qualität ( $TSS_{20\text{ mm}} \simeq 0.26$ ) und zeigt sogar für hohe Regemengen von mehr als  $50\text{ mm}$  gute Ergebnisse ( $0.6 \leq TSS \leq 1$ ).

Beziehen wir nun noch die qualitativen Ergebnisse der visuellen Inspektion mit in die DM-Überprüfung ein, ergibt sich ein differenzierteres Bild, da der Vergleich mit Radardaten die Beurteilung der raum-zeitlichen Entwicklung der simulierten Niederschlagsstrukturen ermöglicht. Nachfolgend werden die wichtigsten qualitativen Befunde zusammengestellt:

- Das DM hat Schwierigkeiten, die raum-zeitliche Entwicklung der Konvektionslinien präzise zu reproduzieren. Die mit etwa  $60\text{ km/h}$  ostwärts wandernde

---

terschätzung der Niederschlagsmessungen mit Regensammlern von 5 bis 10 % im Sommerhalbjahr relativiert (Frei und Schär, 1998).



**Abbildung 4.27:** Die Maßzahlen *bias score*, *threat score* und *true skill statistics* und die beobachtete Zahl der Maschen als Funktion verschiedener Tagesregenhöhen der untersuchten Fallstudien vom 5. Juli 96 (Kreise), 22. Juli 95 (Rauten), 14. Juli 94 (Dreiecke), 5. Juli 97 (Quadrate) und 21. Mai 99 (Kreuze). Die Ordinate des *bias score* ist für Werte  $BS > 2$  komprimiert. Zusätzlich ist die durchschnittliche Qualität des Modells (anhand der *TSS*) einer gesamten Sommersaison angegeben (bis  $20 \text{ mm/d}$ ).

präfrontale Konvergenzlinie am 5. Juli 96 wird vom Modell mit einstündiger Verspätung zufriedenstellend simuliert, da sich entlang dieser Linie Konvektion ausbildet, die in Geometrie und Amplitude den beobachteten Niederschlagsstrukturen vergleichbar und über mehrere Stunden identifizierbar ist. Im Gegensatz dazu, werden die konvektiven Systeme am 22. Juli 95 und 14. Juli 94 nicht realistisch simuliert. Ein Vergleich mit Windmessungen des DLR-Doppler-Radars ergibt für die am 14. Juli 94 simulierte Konvergenzlinie einen 3-stündigen Pha-

senfehler.

- Der Vergleich mit Radarinformation und mit bodengebundenen *in situ* Messungen dokumentiert am 5. Juli 96, daß das DM nicht in der Lage ist, die Schärfe und Intensität der Böen- und Niederschlagslinie zu erfassen.
- Während es am 5. Juli 96 entlang der Konvergenzlinie zur Bildung von konvektivem Niederschlag kommt, wird am 14. Juli 94 im Bereich der Strömungskonvergenz kein Niederschlag produziert. In diesem Fall verhindert ein unzureichendes Feuchtigkeitsangebot die Bildung von Niederschlag.
- Die visuelle Inspektion mit Fernerkundungsdaten ergibt für den 21. Mai 99 eine gute Übereinstimmung, da die vom DM simulierten Niederschlagsstrukturen den beobachteten über den Zeitraum mehrerer Stunden ähnlich sind.

Mit Hilfe der in dieser Arbeit angewendeten Validierungsmethode des direkten Vergleichs fernerkundeter und simulierter Regenraten bzw. mesoskaliger Windfelder wurde die Entwicklung der Niederschlagsepisoden wesentlich detaillierter nachgezeichnet und überprüft, als es die kompakten, auf Regensummen basierenden Maßzahlen alleine erlauben. Allgemein zeigt sich die Schwierigkeit, den Zeitpunkt des Einsetzens und die Dauer der Niederschläge im Bereich mesoskaliger konvektiver Systeme präzise mit dem Wettervorhersagemodell DM zu simulieren.

Die fünf sommerlichen Starkniederschlagsereignisse, die mit dem DM simuliert wurden, lassen sich in zwei Gruppen einteilen. Das Modell hat zum Teil erhebliche Probleme, die Entwicklung linienförmig organisierter konvektiver Systeme zu reproduzieren. Der Feuchtigkeitsgehalt der Grenzschicht ist maßgeblich dafür verantwortlich, ob das auf der Feuchtekonvergenz basierende Konvektionsschema konvektiven Niederschlag produziert. Außerdem zeigen sich zeitliche Differenzen zwischen beobachteten und simulierten Konvergenzlinien, wie sie häufig bei der Simulation mesoskaliger konvektiver Systeme auftreten (z.B. Haase-Straub et al., 1997; Sénési et al., 1996; Benoit et al., 2000). Eine Ursache dieser Phasenfehler stellt die verwendete Bereitstellung der Randdaten dar. Majewski (1997) zeigt, daß eine lineare zeitliche Interpolation nur 6-stündlich zur Verfügung stehender Randdaten die Intensität der über den Rand in das Modellgebiet wandernden synoptisch-skaligen Wellen dämpft, so daß es insbesondere bei stark baroklinen Situationen zu Phasenfehlern kommen kann. Für einen Fall wurde die Position der synoptisch-skaligen Welle als entscheidende Ursache einer 3-stündigen Phasenverschiebung identifiziert.

Neben der Qualität der Anfangs- und Randdaten limitiert auch die horizontale Auflösung ( $\Delta = 14 \text{ km}$ ) und die verwendete Konvektionsparametrisierung die Fähigkeit des Deutschland-Modells, mesoskalige konvektive Systeme realistisch zu reproduzieren. Deshalb wird in Kapitel 6 der Einfluß der Maschenweite und der Niederschlagsparametrisierung für ein konvektives System mit einem hochauflösenden Forschungsmodell untersucht.

Das Deutschland-Modell zeigt hingegen gute Simulationsergebnisse für Niederschlagsepisoden, die durch ausgeprägte großskalige Wetterentwicklungen angetrieben werden. Sowohl am 5. Juli 97 als auch am 21. Mai 99 wurden feuchte Luftmassen gegen die Alpen geführt. Am Alpennordrand wurde der durch die großräumige Hebung im Bereich eines quasi-stationären Troges gebildete Niederschlag noch zusätzlich durch orographisch induzierte Hebungsprozesse verstärkt. Das DM liefert demnach bessere Resultate für Wettersituationen, die bei hoher relativer Luftfeuchtigkeit von einem starken großskaligen Antrieb gesteuert werden.

## 5 Weiterführende Untersuchungen mit dem Deutschland–Modell

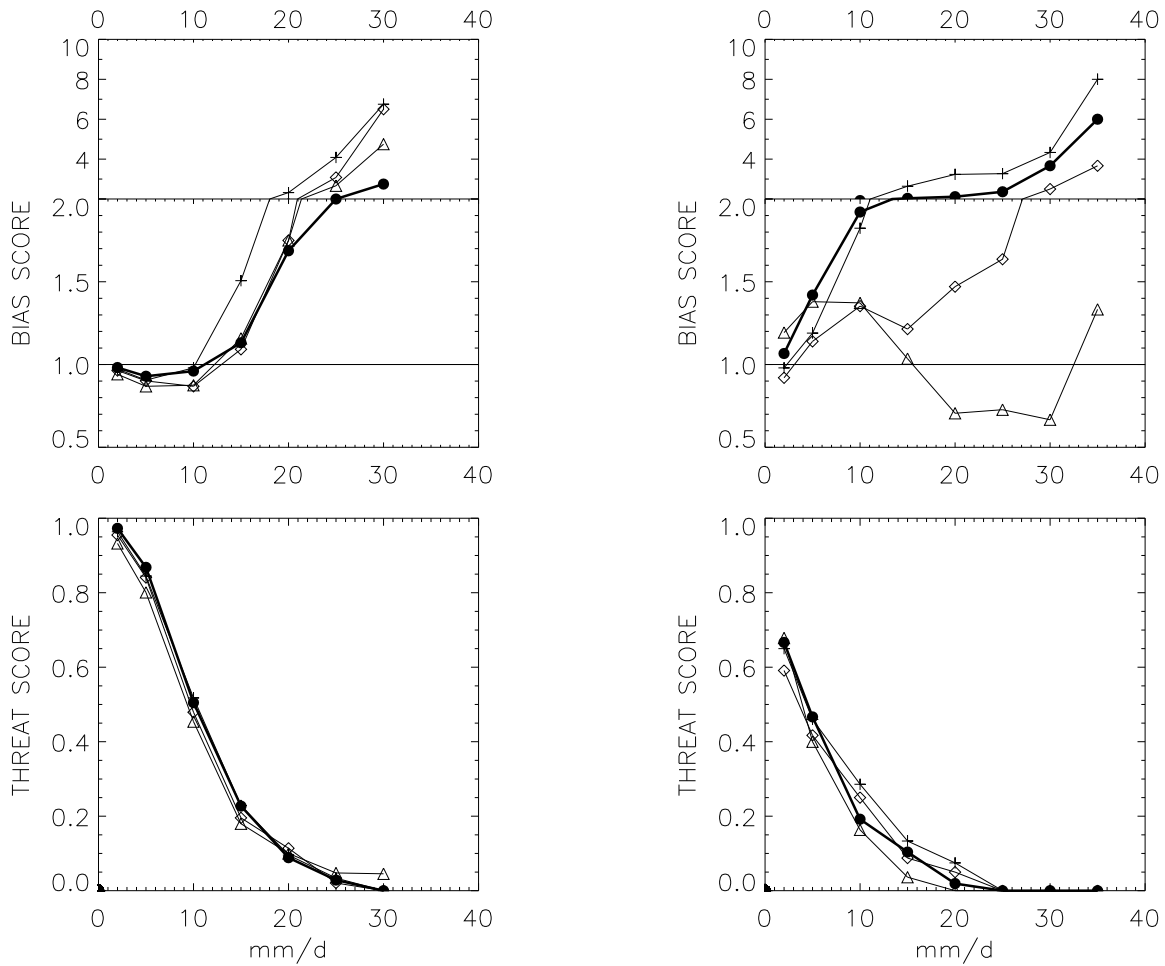
In diesem Kapitel werden diagnostische Anwendungen des Deutschland–Modells dargestellt. Einen Schwerpunkt bilden hierbei Untersuchungen des atmosphärischen Wasserbudgets der Niederschlagsperiode Anfang Juli 1997, die im östlichen Mitteleuropa das *Jahrhundert–Hochwasser* an der Oder auslöste.

Zunächst bleiben wir aber noch im nordalpinen Raum und betrachten zunächst für zwei konvektive Systeme die Sensitivität des Parameters Niederschlag hinsichtlich des Initialisierungszeitpunkts und des Bodenwassergehalts. Anschließend wird in Abschnitt 5.2 am Beispiel einer viertägigen Niederschlagsperiode im Juli 1996 die Fähigkeit des DM untersucht, verschiedene Anregungsmechanismen für Starkregen unterscheiden zu können.

### 5.1 Parameterstudien für zwei nordalpine Konvektionslinien

Um die Belastbarkeit der Ergebnisse der im vorhergehenden Kapitel behandelten Fallstudien zu untersuchen, werden in diesem Abschnitt Parameterstudien zu zwei konvektiven Niederschlagsereignissen präsentiert. Dazu werden sowohl für die präfrontale Konvergenzlinie am 5. Juli 96, die das DM qualitativ und quantitativ *zufriedenstellend* reproduziert, als auch für das schwache MCS am 14. Juli 94, das vom DM *nicht* reproduziert wird, die folgenden Parameter variiert:

- Der *Initialisierungszeitpunkt* der in Kapitel 4 diskutierten DM–Simulationen liegt jeweils um 00 UT (DM–Referenzlauf *A*). Hier werden zusätzliche DM–Simulationen präsentiert, die 6 bzw. 12 Stunden früher initialisiert wurden (DM–Lauf *B* bzw. *C*).
- Der *Bodenwassergehalt* hat einen großen Einfluß auf die Niederschlagsproduktion des Modells. Im mesoskaligen Datenassimilationsschema des DWD werden keine Beobachtungen der Bodenfeuchte berücksichtigt, so daß der Bodenwassergehalt mit Unsicherheiten behaftet ist. Ausgehend von einem sogenannten 'Modellkaltstart' wird der Bodenwassergehalt der operationellen Analysen nur durch Verdunstung bzw. Niederschlagseintrag beeinflusst, wodurch der Jahresgang der Bodenfeuchte vom DM im Mittel recht gut reproduziert wird (Majewski; *pers. Mitteilungen*).



**Abbildung 5.1:** Maßzahlen der DM-Parameterstudien zweier Niederschlagsereignisse am 5. Juli 96 (links) und 14. Juli 94 (rechts): DM-Referenzsimulation 00 UT +6...+30 h (A; Punkte), DM 18 UT +12...+36 h (B; Dreiecke), DM 12 UT +18...+42 h (C; Rauten) und DM 00 UT +6...+30 h mit doppeltem Bodenwassergehalt (D; Kreuze). Die Ordinate des *bias score* ist für Werte  $BS > 2$  komprimiert.

Die Ergebnisse dieser Parameterstudien sind in Form von Gebietsmitteln und Maßzahlen des Tagesniederschlags in Tabelle 5.1 und Abb. 5.1 dargestellt.

Verglichen mit den Beobachtungen überschätzen sämtliche DM-Simulationen die Niederschlagsergiebigkeit, wobei sich die größten Abweichungen bei verdoppeltem Bodenwassergehalt zeigen. Am 5. Juli 96 werden die geringen Niederschlagsmengen leicht unterschätzt und die hohen Akkumulationen ( $\mathcal{P} \geq 20 \text{ mm/d}$ ) generell überschätzt ( $BS > 1.5$ ). Die Modellergebnisse der Simulationen zum 5. Juli 96 mit geänderten Anfangszeitpunkt (B, C) zeigen nur geringe Abweichungen von der Referenzsimulation A ( $\Delta\mathcal{P} < 5\%$ ), die geringen Regenmengen ( $\mathcal{P} < 10 \text{ mm/d}$ ) werden geringfügig



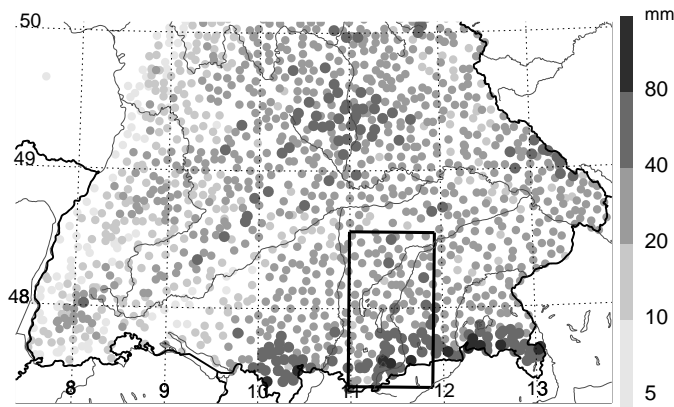
**Tabelle 5.1:** Gebietsmittel (in  $mm/d$ ) der DM-Parameterstudien zweier Niederschlags-episoden und prozentuale Abweichungen von der Referenzsimulation und von Beobachtungen: DM-Referenzlauf ( $A$ ), DM-Lauf mit verschobenem Initialisierungszeitpunkt ( $B$ ,  $C$ ) und DM-Lauf mit doppeltem Bodenwassergehalt ( $D$ ).

$x$	DM-Simulation	5. Juli 96			14. Juli 94		
		$mm/d$	$\Delta\mathcal{P}_{x/A}$	$\Delta\mathcal{P}_{x/beo}$	$mm/d$	$\Delta\mathcal{P}_{x/A}$	$\Delta\mathcal{P}_{x/beo}$
A	00 UT +6...+30h	14.5		+7%	12.4		+80%
B	18 UT +12...+36h	14.3	-1%	+6%	8.3	-34%	+20%
C	12 UT +18...+42h	15.0	+4%	+12%	8.5	-32%	+23%
D	00 UT +6...+30h	16.9	+17%	+26%	14.0	+13%	+103%

unterschätzt und die hohen Regenmengen ( $\mathcal{P} \geq 20 mm/d$ ) überschätzt. Der *threat score* verdeutlicht die Schwierigkeit des Modells, insbesondere hohe Regenmengen räumlich präzise zu simulieren.

Im Gegensatz dazu zeigen die Modellergebnisse der Parameterstudien für die Fallstudie vom 14. Juli 94 eine wesentlich größere Variabilität. Die Gebietsmittel und die Maßzahlen dokumentieren die Schwierigkeit des DM, das Niederschlagsereignis realistisch zu reproduzieren. Insbesondere die Wahl des Initialisierungszeitpunkts hat einen großen Einfluß auf den Niederschlag. Wird das Modell um 18 UT gestartet, produziert das DM zwar eine zufriedenstellende Niederschlagsmenge ( $\Delta\mathcal{P}_{B/beo} = 20\%$  und *bias score* von Lauf  $B$ ), schätzt deren Lage aber schlechter als die Referenzsimulation ein (*threat score* von Lauf  $A >$  *threat score* von Lauf  $B$ ).

Die Parameterstudien demonstrieren die Sensitivität des Modellparameters Niederschlag hinsichtlich verschiedener Einflußgrößen. Die Modellergebnisse der Niederschlagsperiode am 5. Juli 96 zeigen ein konsistentes Bild und die Abweichungen der DM-Simulationen bei Variation der Startzeit sind gering ( $\Delta\mathcal{P} < 5\%$ ). Ein verdoppelter Bodenwassergehalt führt zu maximalen Unterschieden ( $\Delta\mathcal{P}_{D/beo} = +26\%$ ) und weist auf den großen Einfluß der Bodenfeuchte auf den Niederschlag während konvektiver Wettersituationen hin. Dieser Zusammenhang wird auch von der Fallstudie am 14. Juli 94 bestätigt, wobei die Variabilität der Modellergebnisse hinsichtlich des Initialisierungszeitpunkts für diesen Fall auf eine Inkonsistenz der antreibenden Analysedaten deutet. Es zeigt sich, daß die Qualität der Initialisierungs- und Randdaten eine entscheidende Voraussetzung für eine erfolgreiche numerische Simulation ist.



**Abbildung 5.2:** Beobachtete 24 stündige Niederschlagsmenge am 8. Juli 96 mit dem Isar–Amper–Gebiet, über welches Mittelwerte gebildet werden.

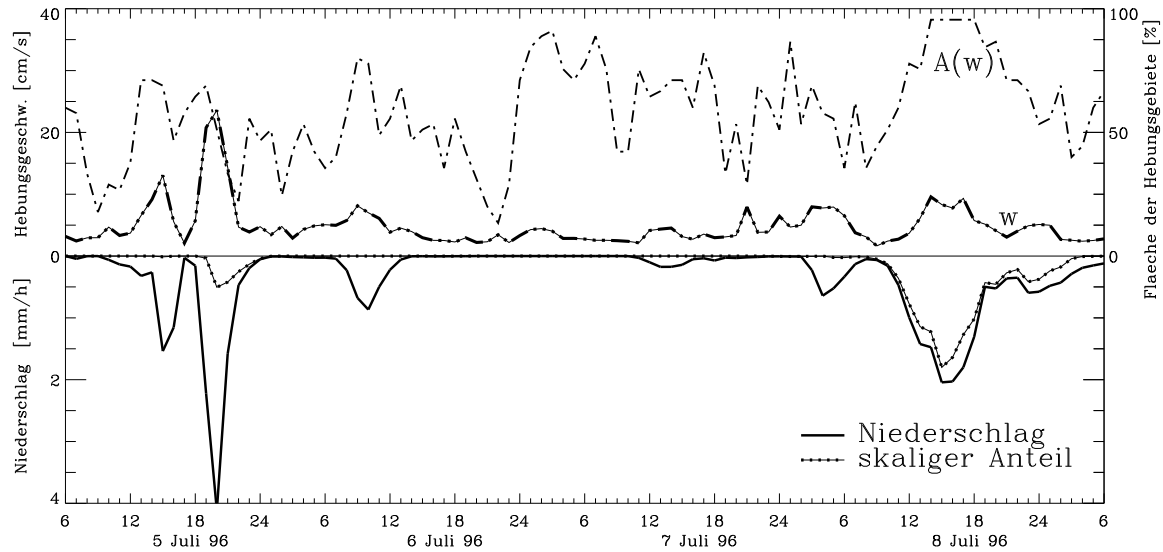
## 5.2 Identifikation unterschiedlicher Anregungsmechanismen für Starkregen

Im Anschluß an die Passage der Gewitterlinie vom 5. Juli 96 (Abschnitt 4.2) fanden über der Alpenregion zyklogenetische Prozesse statt, in deren Bereich es zur Bildung eines ausgedehnten Regengebietes kam. Am Alpennordrand wurde der Niederschlag durch orographisch induzierte Hebungsprozesse verstärkt, so daß dort am 8. Juli 96 verbreitet mehr als 50 mm Regen verzeichnet wurde (Abb. 5.2). Die Qualität der vom DM simulierten Niederschläge wird von Keil und Volkert (2000) mit Beobachtungsdaten des Bodenmeßnetzes diskutiert. Durch visuelle Inspektion und anhand des *threat score* wird deren räumliche Verteilung als zufriedenstellend bewertet. Der 24-stündige Gebietsniederschlag in Süd-Deutschland wird um 18% unterschätzt.

Da sich innerhalb der viertägigen Periode vom 5. bis zum 8. Juli 96 die Wittersituation grundlegend umstellt und das DM die Niederschlagsmengen zufriedenstellend reproduziert, werden anhand dieser Periode Anregungsmechanismen intensiver Regenereignisse untersucht.

Dazu wählen wir ein Gebiet im Alpenvorland aus, über welches Mittelwerte meteorologischer Größen gebildet werden. Dieses etwa 9.000 km<sup>2</sup> große Gebiet umfaßt 45 DM-Gitterpunkte, erstreckt sich von Freising bis zum Alpenrand und beinhaltet im wesentlichen die Flußläufe der Isar und der Amper (vgl. Abb. 5.2).

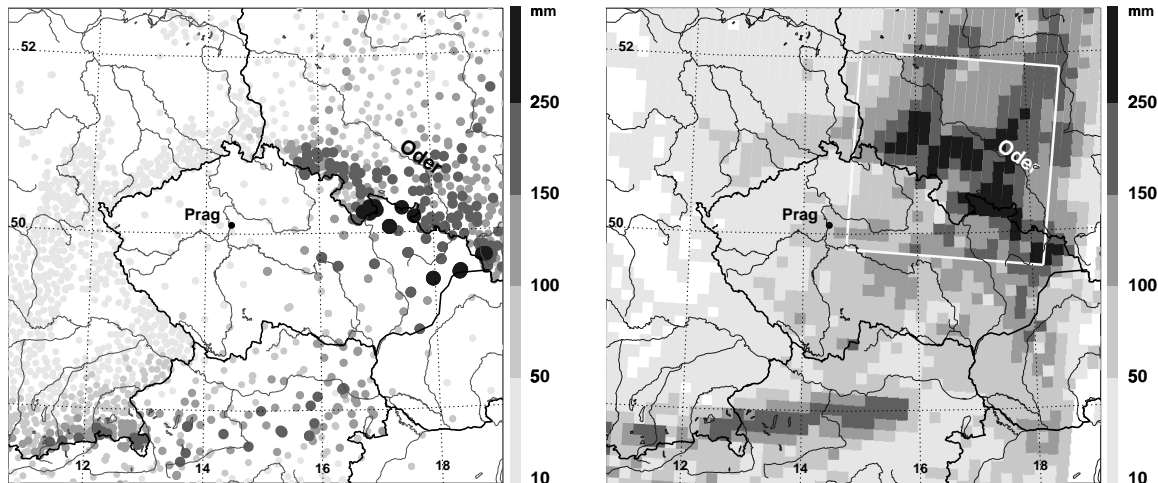
In der Zeitreihe des Gebietsniederschlags treten die beiden Starkregenereignisse am 5. und 8. Juli 96 deutlich hervor (Abb. 5.3). Eine genauere Inspektion der Hebungsprozesse deckt deren unterschiedlichen Charakter auf. In den Abendstunden des 5. Juli erreicht die über das gesamte Untersuchungsgebiet gemittelte Regenrate ein Maximum von 4 mm/h, welches deutlich mit der Stärke der aufwärtsgerichteten Vertikalwindkomponente korreliert ist. Die Geschwindigkeit dieser flächengemittelten



**Abbildung 5.3:** Zeitreihe des Gesamtniederschlags ( $\mathcal{P}$ ) und des skaligen Anteils ( $\mathcal{P}_{ska}$ ), der aufwärtsgerichteten Vertikalkomponente ( $w$  in 680 hPa oder etwa 3 km) und deren Flächenanteil [ $A(w)$ ] innerhalb des Isar-Amper-Gebiets vom 5. Juli 96, 06 UT bis zum 9. Juli 96, 06 UT.

Vertikalbewegung nimmt um 20 UT in einer Höhe von etwa 3 km ( $p = 680 \text{ hPa}$ ) einen Wert von  $23 \text{ cm/s}$  an, während die Hebungsprozesse zu diesem Zeitpunkt etwas über 50 % des Isar-Amper-Gebiets umfassen. Im Gegensatz dazu, herrschen während des Starkregenereignisses am 8. Juli deutlich schwächere Hebungsprozesse von unter  $10 \text{ cm/s}$ . Diese erstrecken sich aber nahezu über das gesamte Gebiet ( $A(w) \approx 95 \%$ ) und halten über mehrere Stunden an. Diese kontinuierliche, größerskalige Hebung feuchter Luft produziert über 6 Stunden hinweg flächengemittelte Regenraten von mehr als  $1 \text{ mm/h}$  mit einem Maximum von  $2 \text{ mm/h}$ .

Während beim Durchzug der Konvergenzlinie 3 Tage zuvor ein Großteil des Niederschlags konvektiver Natur ist ( $\mathcal{P}_{konv} = 91 \% \mathcal{P}$ ), dominiert am 8. Juli der skalige Anteil den Gesamtniederschlag ( $\mathcal{P}_{konv} = 24 \% \mathcal{P}$ ). Konvektiv dominierte Niederschläge am 5. Juli korrelieren also mit starken kurzzeitigen Hebungsprozessen und unterscheiden sich damit wesentlich von den Regenfällen am 8. Juli, die von längerandauernden schwachen Hebungs Vorgängen geprägt sind, während der die Niederschlagsprozesse vom DM explizit aufgelöst werden. Dieser unterschiedliche Charakter der beiden Niederschlagsereignisse steht im Einklang mit synoptischen Beobachtungen und Analysen der Wettersituation Anfang Juli 96 (siehe z.B. auch *Berliner Wetterkarten*).



**Abbildung 5.4:** Beobachtete (links) und simulierte (rechts) 96-stündige Niederschlagsmenge, beginnend am 4. Juli 97 06 UT. Die weißen Linien kennzeichnen die Grenzen des Untersuchungsgebiets.

### 5.3 Das Oder-Hochwasser 1997: eine atmosphärische Wasserbilanz

Anfang Juli 1997 führten großflächige, intensive Niederschläge zu einer Überschwemmungskatastrophe in weiten Teilen des östlichen Mitteleuropas, der in der Tschechischen Republik und in Süd-Polen mehr als 100 Menschen zum Opfer fielen. Der Gesamtschaden wird auf über 10 Mrd DM beziffert (WMO, 1998). In diesem Abschnitt wird nach einer visuellen Inspektion der vom DM vom 4. bis zum 8. Juli 97 simulierten Niederschlagsakkumulation das atmosphärische Feuchtigkeits-Budget für diesen Zeitraum untersucht. Eine interdisziplinäre Zusammenstellung der Ursachen, des Verlaufs und hydrologischer Aspekte des Oder-Hochwassers findet sich beispielsweise bei Grünwald (1998).

Der Vergleich der an Bodenstationen gemessenen und mit dem DM simulierten 96-stündigen Regenmengen (4. Juli 97 06 UT bis 8. Juli 97 06 UT) zeigt die generelle Übereinstimmung der räumlichen Niederschlagsverteilung (Abb. 5.4). Maximale Regenmengen wurden im Sudetengebirge beobachtet, dort wurden verbreitet mehr als 150 mm gemessen, vereinzelt sogar mehr als 400 mm<sup>25</sup> innerhalb der 4 Tage registriert. Das Modell reproduziert diese hohen Regenmengen im Sudetengebirge (Maximum von 519 mm im Altvater-Gebirge), überschätzt jedoch die In-

<sup>25</sup>Im Altvater-Gebirge wurden 466 mm und in den Beskiden an der Station Lysa Hora 415 mm innerhalb der 4 Tage gemessen.

tensität der Niederschläge nördlich des Sudetengebirges in der Schlesischen Bucht. Trotz der geringen Dichte der vorliegenden Meßwerte aus der Tschechischen Republik bestätigen diese dort den zonal verlaufenden Gradienten der Regenhöhen. Im Westen Tschechiens werden weniger als 50 mm in den 4 Tagen beobachtet, während im Ostteil des Landes in diesem Zeitraum mehr als 150 mm gemessen wurden. Die gute Übereinstimmung der starken Niederschläge am nördlichen Alpenrand wurden bereits in Abschnitt 4.5 überprüft und diskutiert. Das Gebietsmittel der über die 4 Tage akkumulierten Niederschläge wird vom DM in der 360.000 km<sup>2</sup> großen Region (Gesamtgebiet der Abb. 5.4) um 15 % überschätzt ( $\mathcal{P}_{beo} = 57.9 \text{ mm}/4d$  bzw.  $\mathcal{P}_{DM} = 68.5 \text{ mm}/4d$ ).

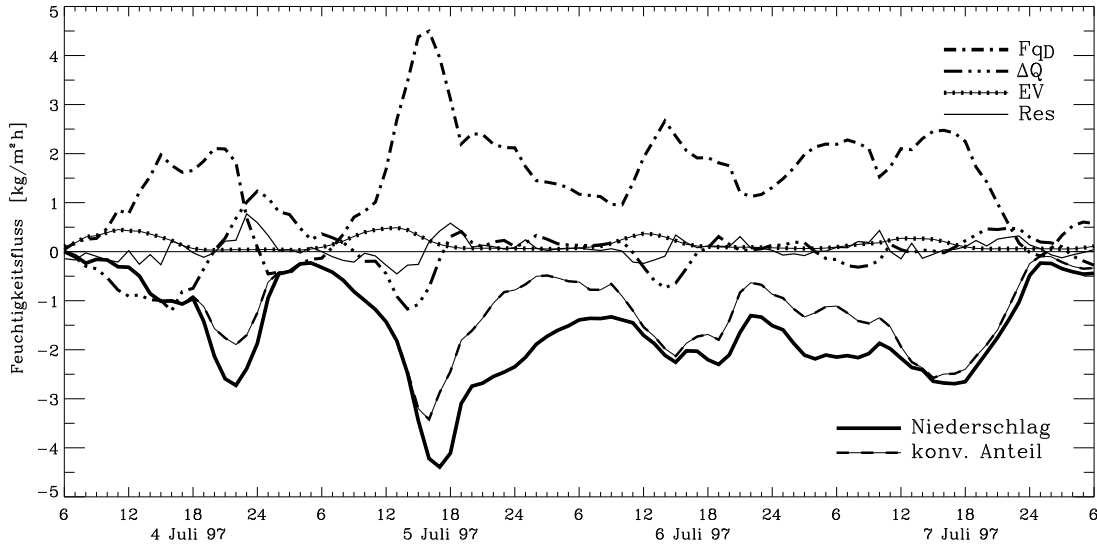
Um die Herkunft der Feuchtigkeit zu klären, die zu diesen starken Regenfällen Anfang Juli 97 führte, wenden wir uns nun dem atmosphärischen Teil des Wasserkreislaufs zu. Für die Budget–Untersuchungen wird ein Kontrollvolumen definiert, das unten durch den Erdboden und seitlich durch vertikale Wände begrenzt ist. Die Lage dieses Volumens ist in Abb. 5.4 gegeben. Dieses erstreckt sich über  $260 \times 260 = 67.600 \text{ km}^2$  und umfaßt sowohl das Sudetengebirge als auch den Ober- und Mittellauf der Oder. Der atmosphärische Teil des hydrologischen Zyklus läßt sich folgendermaßen schreiben:

$$Fq_D + Fq_w + EV + \Delta Q - P = Res.$$

Die einzelnen Terme repräsentieren den Netto–Fluß  $Fq_i$  ( $Fq_i = Fq_{i,in} - Fq_{i,out}$ ) von Feuchtigkeit ( $q_D$ :Wasserdampf;  $q_w$ :Wolkenwasser) im Kontrollvolumen, die Evapotranspiration  $EV$ , die Änderung von Feuchtigkeit  $\Delta Q$  im Volumen, den ausfallenden Niederschlag  $P$  und ein, idealerweise verschwindendes Residuum  $Res$ .

Die Zeitreihe der vertikal integrierten Terme der atmosphärischen Wasserbilanz verdeutlicht die Dominanz von zwei Termen des Feuchtigkeits–Budgets (Abb. 5.5). Während der viertägigen Episode Anfang Juli 97 bildet die Advektion von Wasserdampf  $Fq_D$  den wichtigsten Quellterm, der im wesentlichen den Niederschlag, die Feuchtigkeits–Senke, balanciert. Über den 96–stündigen Gesamtzeitraum summiert, wird der ausfallende Regen zu 90 % durch die Advektion von Wasserdampf ausgeglichen<sup>26</sup>. Eine detailliertere Betrachtung des zeitlichen Verlaufs der einzelnen Terme zeigt, daß zu Beginn der Periode am 4. Juli 97 der in das Kontrollvolumen transportierte Wasserdampf  $Fq_D$  zunächst zu einem Großteil zur Befeuchtung der Luft

<sup>26</sup>Der flächengemittelte Niederschlag innerhalb des in Abb. 5.4 dargestellten Teigebiets beträgt  $P = 156.6 \text{ mm}/4d$ . In dieser Zeit beläuft sich der Überschuß der ins Kontrollvolumen transportierten Luftfeuchte  $Fq_D$  auf  $141.6 \text{ mm}/4d$  (siehe Tab. 5.2).



**Abbildung 5.5:** Zeitreihe der vertikal integrierten Komponenten des atmosphärischen Feuchtigkeits-Budgets vom 4. Juli 97 06 UT bis 8. Juli 97 06 UT, gemittelt über das in Abb. 5.4 eingezeichnete Gebiet ( $F_{qD}$ : Wasserdampftransport;  $\Delta Q$ : Feuchtigkeitsänderung im Luftvolumen;  $EV$ : Evapotranspiration und  $Res$ : Residuum).

( $\Delta Q$ ) verwendet wird<sup>27</sup>, bevor diese gespeicherte Feuchtigkeit anschließend an der Niederschlagsbildung beteiligt ist. Auch an den beiden folgenden Tagen wird ein Teil (etwa 25 %) der Wasserdampfadvektion zunächst zur Erhöhung des Feuchtigkeitsgehalts des Luftvolumens verwendet, bevor kurz darauf die höchsten, gebietsgemittelten Niederschlagsintensitäten auftreten.

Die Zeitreihe verdeutlicht außerdem, daß die lokale Evapotranspiration  $EV$  nur einen kleinen Beitrag zum gesamten atmosphärischen Wasserhaushalt liefert (etwa 10 %, siehe Tab. 5.2), wobei deren direkte Abhängigkeit von der Sonneneinstrahlung klar ersichtlich ist. Neben dem deutlichen Tagesgang mit einem Maximum kurz nach Sonnenhöchststand (gegen 11 UT) wird außerdem die durch die dichte Wolkendecke verringerte Einstrahlung am 7. Juli 97 in Abb. 5.5 dokumentiert<sup>28</sup>.

Der Transport gitter-skaligen Wolkenwassers  $F_{q_w}$  im Kontrollvolumen ist vernachlässigbar gering, beträgt über den 96-stündigen Gesamtzeitraum gemittelt nur  $0.6 \text{ mm/d}$  und ist aus der Box heraus gerichtet. Die Produktion von Wolkenwasser  $q_w$  und dessen Verfrachtung aus dem Untersuchungsgebiet heraus unterstreicht die kondensatbildenden Prozesse im Untersuchungsvolumen. Ein Großteil des produzierten

<sup>27</sup> $\Delta Q$  nimmt negative Werte an.

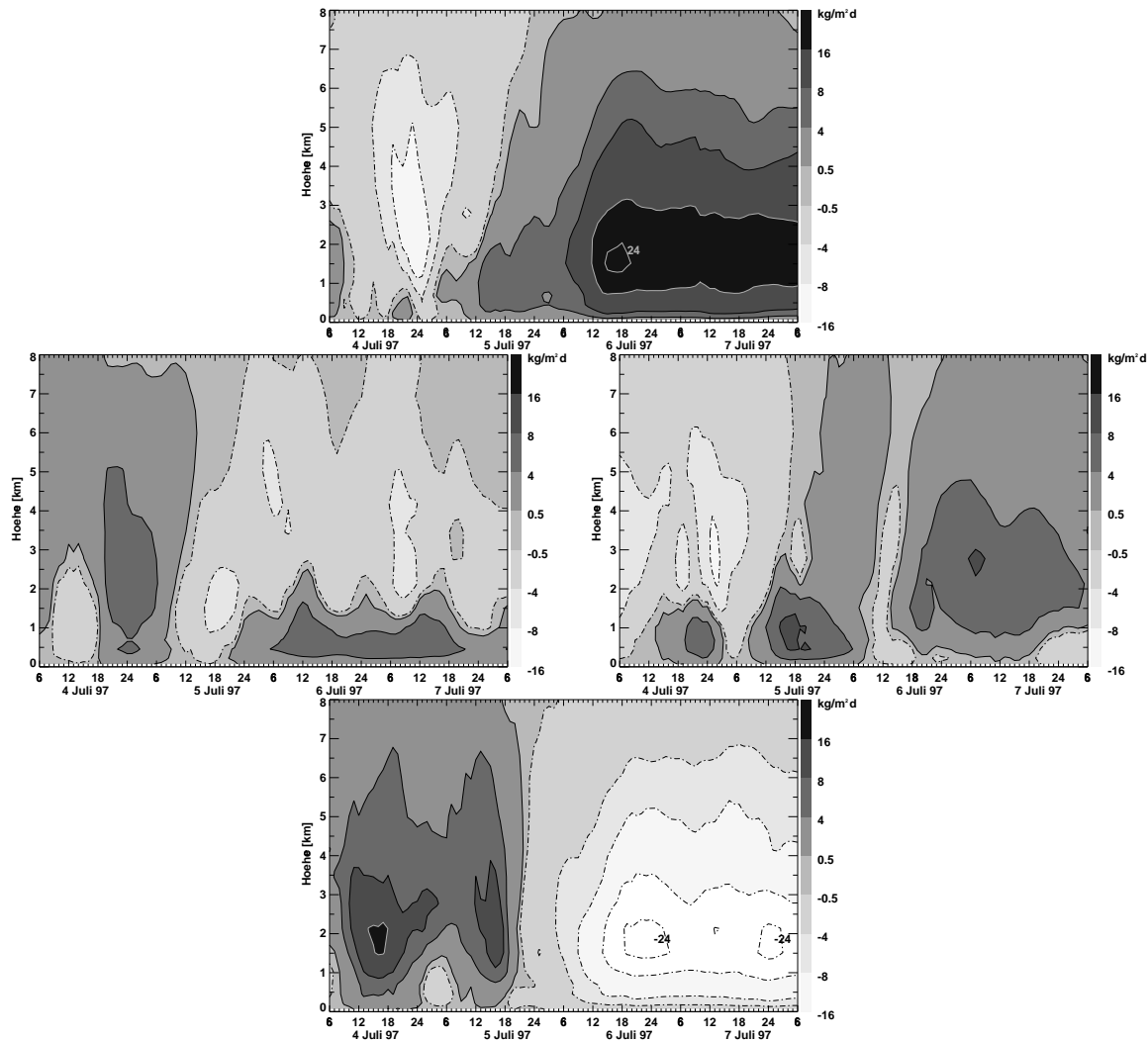
<sup>28</sup>Die lokale Verdunstung ist am 7. Juli um 30 % zu derjenigen am 5. Juli 97 reduziert (siehe Tab. 5.2).

Wolkenwassers  $q_w$  führt direkt zur Bildung skaligen Niederschlags, der zu 29 % zur Gesamtregenmenge beiträgt.

Das Residuum liegt für einen Großteil der Periode unterhalb 5 % der dominierenden Terme der atmosphärischen Wasserbilanz. Zu den Ursachen des geringen, aber nicht verschwindenden Residuums zählt neben numerischen Fehlern insbesondere die Annahme einer sowohl räumlich als auch zeitlich gut durchmischten Atmosphäre. Da zur Berechnung der verschiedenen Terme diskrete, an den DM-Gitterpunkten stündlich gespeicherte Ausgabefelder verwendet werden, erweist sich diese Voraussetzung als nicht völlig gerechtfertigt.

Da der Transport von Feuchtigkeit in das Kontrollvolumen den zeitlichen Verlauf der Niederschlagsintensität entscheidend prägt, wenden wir uns schließlich der sowohl vertikal als auch in die zonalen und meridionalen Komponenten zerlegten Advektion zu (Abb. 5.6). Auf den ersten Blick fällt dem Betrachter die Zweiteilung der Wasserdampfadvektion ins Auge, wonach der anfängliche Transport aus Süden in der zweiten Hälfte durch die Advektion aus nördlichen Richtungen abgelöst wird. Eine genauere Inspektion verdeutlicht den zyklonalen Wasserdampftransport vom 5. bis zum 7. Juli 97. In den Frühstunden des 5. Juli dominiert eine West- bis Südwest-Strömung, die zur Mittagszeit in eine Süd-Strömung und wenig später gegen 15 UT auf eine Südost-Strömung dreht. Ab 21 UT strömt aus der südlichen Begrenzung des Kontrollvolumens ausschließlich Feuchtigkeit heraus, während der Zustrom aus Norden kontinuierlich zunimmt. Ab der zweiten Tageshälfte des 6. Juli dominiert der Transport feuchter Luftmassen aus nördlicher Richtung, der gegen 18 UT ein Maximum von  $24 \text{ kg/m}^2\text{d}$  in 1500 m Höhe erreicht. Die Schicht, in der mehr als  $16 \text{ kg/m}^2\text{d}$  Wasserdampf aus Norden zuströmen, erstreckt sich von 1 km bis etwa 3 km über Grund und ändert sich über 36 Stunden nur wenig. In der unteren Grenzschicht ( $z < 1.5 \text{ km}$ ) wird zur gleichen Zeit Feuchtigkeit aus Westen in die Box advehiert ( $Fq_D \leq 8 \text{ kg/m}^2\text{d}$ ), während oberhalb mit einer schwachen östlichen Strömung Wasserdampf exportiert wird ( $Fq_D \geq -4 \text{ kg/m}^2\text{d}$ ). Insgesamt resultiert daraus für den 30-stündigen Zeitraum vom 6. Juli 12 UT bis zum 7. Juli 18 UT eine Wasserdampf-Quelle von knapp  $2 \text{ mm/h}$  (siehe Abb. 5.5).

Der enge Zusammenhang zwischen Feuchtigkeitskonvergenz und Niederschlagsbildung wird in den Nachmittagsstunden des 5. Juli besonders anschaulich, wenn der Zustrom von Wasserdampf den einzigen westwärtigen Abfluß um das sechsfache übersteigt. Folglich erreicht die Niederschlagsintensität zu dieser Zeit maximale Werte und die flächengemittelte Regenrate gipfelt um 17 UT in  $4.5 \text{ mm/h}$ .



**Abbildung 5.6:** Zeithöhenschnitt der in die zonalen und meridionalen Komponenten zerlegten Advektion der spezifischen Feuchte  $F_{qD}$  vom 4. bis 8. Juli 97. Die Anordnung der Beiträge ist den Himmelsrichtungen entsprechend gewählt (im Uhrzeigersinn von Norden (oben) über Osten, Süden bis nach Westen).

## 5.4 Sensitivitätsstudien zum Feuchtigkeitsbudget

Der Bodenwassergehalt und die daran gekoppelte Evapotranspiration gelten als wichtige Größen unseres Biosphären–Atmosphärensystems und beeinflussen skalenergreifend die raum–zeitliche Niederschlagsverteilung (Brubaker et al., 1993; Schär et al., 1999). Die Auswirkungen einer geänderten Bodenfeuchte auf die Niederschlags-ergiebigkeit zweier mesoskaliger konvektiver Systeme wurde bereits in Abschnitt 5.1 untersucht.



Nachfolgend werden die Auswirkungen verschiedener, mit variierenden Bodenfeuchtefeldern initialisierter DM-Simulationen auf die räumliche und zeitliche Niederschlagsverteilung der viertägigen Episode Anfang Juli 97 untersucht. Dazu wird zum Initialisierungszeitpunkt am 4. Juli 97 00 UT neben der bereits diskutierten Referenzsimulation (REF) ein Experiment mit verdoppeltem (WET) und halbiertem Bodenwassergehalt (DRY) durchgeführt. In Gebieten, in denen durch Multiplikation des ursprünglichen Bodenwassergehalts mit dem Faktor 2 der Sättigungswassergehalt überschritten wird, bleibt der überschüssige Anteil unberücksichtigt. Die Faktoren 0.5 und 2 dienen hier als untere und obere Abschätzung, da Beobachtungen der Bodenfeuchtevariabilität in Europa nicht existieren<sup>29</sup>. Alle drei DM-Simulationen werden mit den gleichen Randdaten angetrieben.

Zur Diskussion der Ergebnisse werden neben der flächenhaften Darstellung akkumulierter Regensummen und relativer Verhältnisse  $V_{rel}$ <sup>30</sup> (Abb. 5.7) sowohl Zeitreihen der atmosphärischen Wasserbilanz (Abb. 5.5 und 5.8) als auch über 24 Stunden integrierte Werte präsentiert (Tab. 5.2).

Die direkte Gegenüberstellung der Regensummen beider Sensitivitäts-Experimente (Abb. 5.7) zeigt zunächst ein ähnliches Bild der räumlichen Niederschlagsverteilung mit den diskutierten Maxima im Sudetengebirge ( $\mathcal{P} \simeq 400 \text{ mm}/4d$ ) und am nördlichen Alpenrand ( $\mathcal{P} \simeq 150 \text{ mm}/4d$ ). Für die  $360.000 \text{ km}^2$  große Region im östlichen Mitteleuropa berechnet das DM in Experiment WET einen Anstieg der Regenmenge um 3.6%, während die DM-Simulation mit halbiertem Bodenwassergehalt (DRY) 8% weniger Niederschlag liefert (jeweils im Vergleich zur Referenzsimulation).

Das mit der Referenzsimulation gebildete relative Verhältnis  $V_{rel}$  verdeutlicht die räumlichen Unterschiede, vermittelt aber einen eher heterogenen, lokal sehr variablen Eindruck. Am nördlichen Alpenrand wird beispielsweise die Reduzierung des Niederschlags bei verringertem Bodenwassergehalt ebenso deutlich wie der Anstieg bei verdoppelter Bodenfeuchte. Anders im Sudetengebirge, wo das numerische Ex-

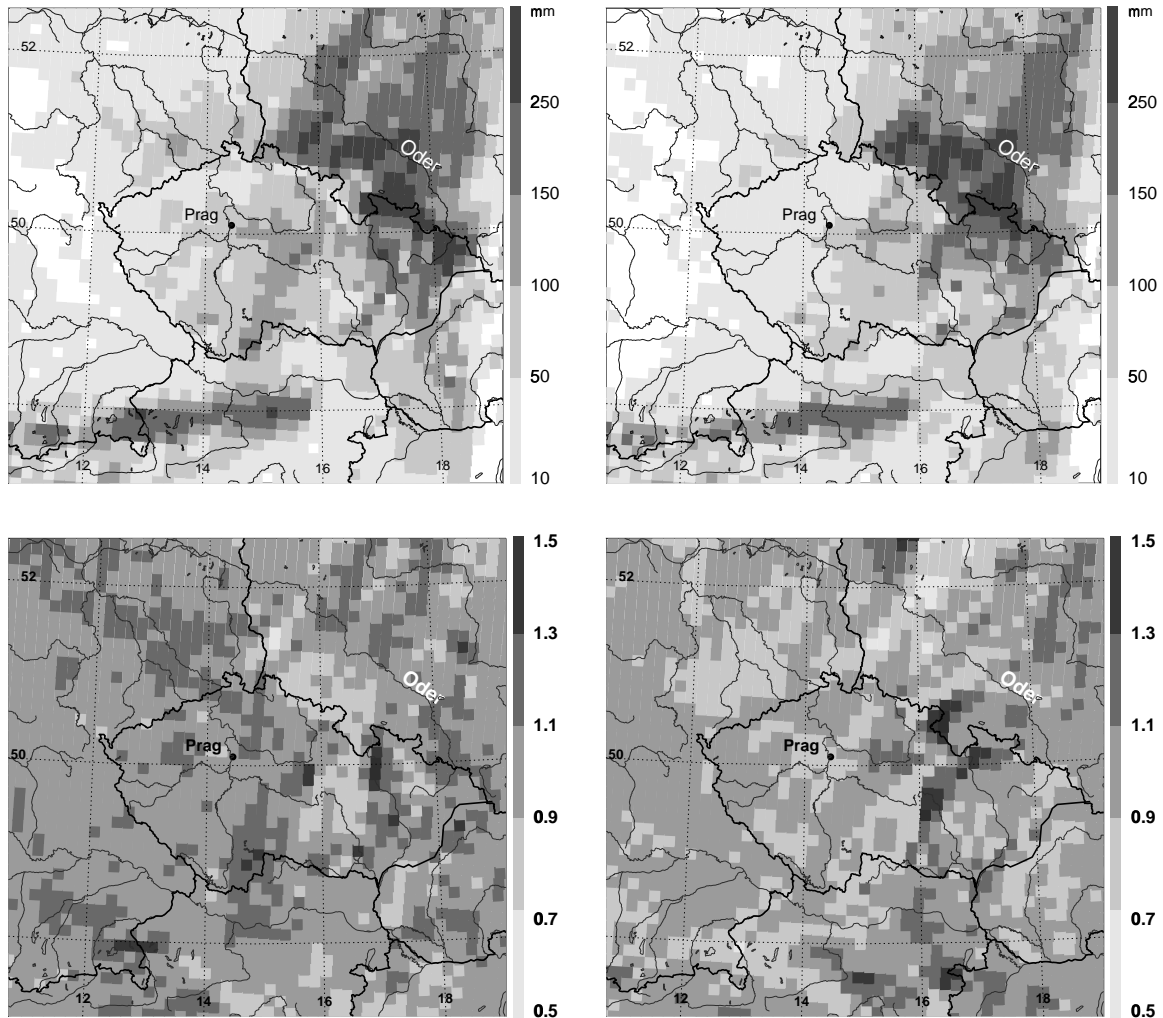
---

<sup>29</sup>Beobachtungen und Analysen des sommerlichen Bodenfeuchtegehalts in Illinois (USA) weisen jedoch auf eine Schwankungsbreite vom Faktor 2 hin (Findell und Eltahir, 1997), so daß die hier verwendeten Faktoren als realistisch betrachtet werden können.

<sup>30</sup>Da die Abweichungen zwischen 2 Simulationen dort relativ am größten sind, wo geringe Konzentrationen (Regensummen) auftreten, wir hier aber an den Starkniederschlagsregionen interessiert sind, wird ein relatives Niederschlagsverhältnis  $V_{rel}$

$$V_{rel}(x, y) = \frac{P_{exp}(x, y) + P_{mean;ref}}{P_{ref}(x, y) + P_{mean;ref}}$$

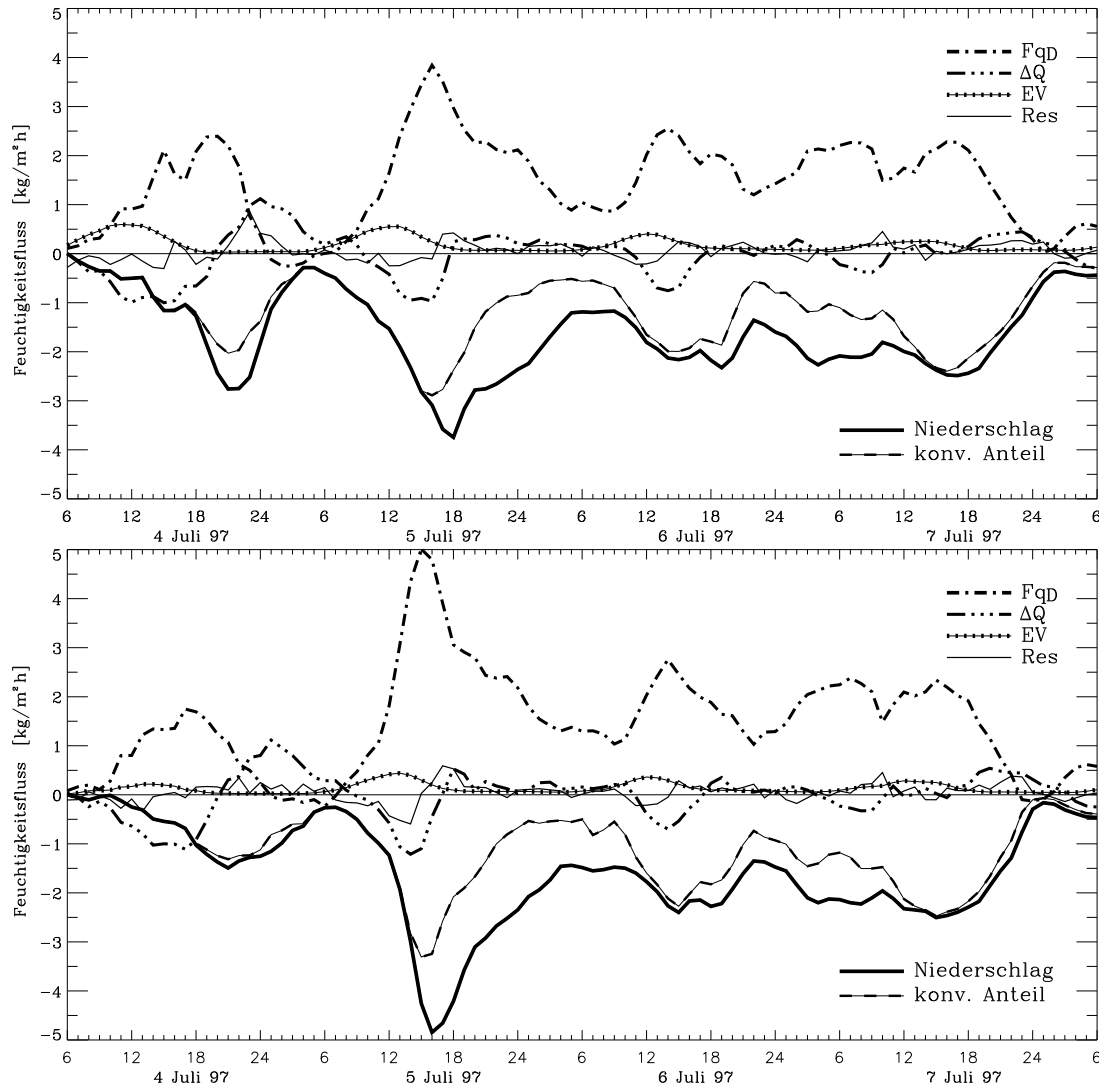
eingeführt, das mit dem Mittelwert der Referenzsimulation gewichtet ist.



**Abbildung 5.7:** Über 96 Stunden akkumulierter Niederschlag (oben) und relatives Niederschlagsverhältnis  $V_{rel}$  (unten) der DM-Simulationen mit verdoppeltem (WET; links) und halbiertem (DRY; rechts) Anfangsbodenwassergehalt.

periment WET, mit Ausnahme einiger Gitterpunkte im östlichen Teil, bis zu 30% weniger Niederschlag produziert. Die Modellsimulation DRY liefert im Mittel im Sudetengebirge sogar geringfügig mehr Niederschlag. Lokal ergeben sich also durchaus große Änderungen.

Um die zeitliche Entwicklung, die zu diesen Unterschieden führt, zu untersuchen, vergleichen wir in Abb. 5.8 die Terme des atmosphärischen Wasserbudgets für das 67.600 km<sup>2</sup> große Untersuchungsgebiet (siehe Abb. 5.4). Insbesondere an den beiden ersten Tagen werden deutliche Unterschiede der Intensitäten offensichtlich. Der Niederschlagsfluß des Experiments DRY mit verringerter ursprünglicher Bodenfeuchte



**Abbildung 5.8:** Wie Abb. 5.5: Zeitreihe der Terme des atmosphärischen Wasserbudgets bei anfänglich verdoppeltem (WET; oben) und halbiertem Bodenwassergehalt (DRY; unten).

erreicht am 5. Juli um 16 UT ein absolutes Maximum, welches jene des Referenz- und des WET-Experiments übertrifft. Diese negative Rückkopplung zwischen reduziertem Bodenwassergehalt und maximalen Niederschlagsintensitäten wird durch einen stärkeren dynamischen Antrieb verursacht, der zu einer erhöhten Wasserdampfadvektion in das Untersuchungsgebiet führt. Demgegenüber sind die Regenintensität und der Bodenwassergehalt am 4. Juli positiv korreliert. Die maximale Niederschlagsrate gegen 21 UT von knapp 3 mm/h (Experiment WET) wird von der Simulation mit reduzierter Bodenfeuchte nur zu 50 % reproduziert. Über den gesamten Zeitraum

**Tabelle 5.2:** Gebietsmittel der Terme Niederschlag ( $\mathcal{P}$ ), Advektion spezifischer Feuchte ( $F_{qD}$ ) und lokaler Evapotranspiration ( $EV$ ) für die Niederschlagsperiode Anfang Juli 97. Die Größen sind über das in Abb. 5.4 eingezeichnete Gebiet, für welches auch die Zeitreihen berechnet werden, gemittelt. Außerdem sind die Tagessummen als Funktion des initialisierten Bodenwassergehalts in REF, WET und DRY gegliedert.

Tag	REF			WET			DRY		
	$\mathcal{P}$	$F_{qD}$	$EV$	$\mathcal{P}$	$F_{qD}$	$EV$	$\mathcal{P}$	$F_{qD}$	$EV$
4. Juli 97	22.4	19.4	4.1	25.7	22.1	5.3	16.3	15.6	2.0
5. Juli 97	52.0	48.7	4.5	49.5	44.6	5.0	54.2	52.4	3.9
6. Juli 97	43.3	40.8	3.5	43.4	41.3	4.0	44.5	42.1	3.4
7. Juli 97	39.0	32.8	3.2	38.4	32.0	3.3	37.2	30.4	3.1

wird die limitierende Wirkung der halbierten verfügbaren Bodenfeuchte hinsichtlich der Evapotranspiration  $EV$  deutlich, deren Tagesgang wesentlich reduziert ist.

Die tageweise integrierten Komponenten des Wasserbudgets bestätigen die Befunde, wonach die Differenzen der verschiedenen Experimente am 4. Juli am ausgeprägtesten sind. Eine um 20% reduzierte Feuchteadvektion und eine um 50% verringerte Evapotranspiration generieren in Experiment DRY etwa 28% weniger Niederschlag, während die niederschlagsbildenden Prozesse durch die Verstärkung dieser Beiträge in Simulation WET intensiviert werden und 15% mehr Regen fällt. Im Gegensatz dazu, kehren sich am darauffolgenden Tag die Verhältnisse um und Experiment DRY produziert geringfügig mehr und Simulation WET etwas weniger Niederschlag (jeweils 4% auf die Referenzsimulation bezogen). Ursache dieser negativen Rückkopplung ist eine um 8% verstärkte Advektion feuchter Luftmassen in das Untersuchungsgebiet in Experiment DRY. Die lokale Evapotranspiration ist um 14% reduziert und beträgt nur 3.9 mm (7% des Tagesniederschlags). Am 6. und 7. Juli 97 unterscheiden sich die einzelnen Terme qualitativ und quantitativ nur wenig.

Zusammenfassend ergeben die DM-Simulationen mit variierenden ursprünglichen Bodenfeuchten für die viertägige Periode Anfang Juli 97 eine positiv gekoppelte Bodenfeuchte-Niederschlags-Beziehung. Die Verdopplung des anfänglichen Bodenwassergehalts führt im 67.600 km<sup>2</sup> großen Untersuchungsgebiet zu 6% mehr Niederschlag, während die Reduzierung eine Abnahme der Regenakkumulation von 3% bewirkt<sup>31</sup>. Die Inspektion der Zeitreihen zeigt jedoch verschiedene Rückkopplungsprozesse auf, die die über den viertägigen Zeitraum summierten Werte verbergen.

<sup>31</sup> $\mathcal{P}_{WET} = 166 \text{ mm}$  und  $\mathcal{P}_{DRY} = 152 \text{ mm}$ .

## 5.5 Zusammenfassung und Diskussion

In diesem Kapitel wurden verschiedene Aspekte der DM-Simulationen genauer beleuchtet und weiterführende Anwendungen des Modells präsentiert. Nach Sensitivitätsuntersuchungen zur Variabilität des Modellparameters Niederschlag wurden für eine viertägige Regenperiode Anregungsmechanismen für Starkniederschläge identifiziert. Schließlich wurde der atmosphärische Teil des hydrologischen Zyklus für die Niederschlagsperiode im Juli 97 untersucht, die das Oder-Hochwasser auslöste. Für diese Episode wurde außerdem der Einfluß der Bodenfeuchte auf die raum-zeitliche Niederschlagsverteilung untersucht.

Für zwei nordalpine konvektive Niederschlagsereignisse wurden Parameterstudien zum Einfluß des Initialisierungszeitpunkts und des Bodenwassergehalts durchgeführt, die die Sensitivität des Modellparameters Niederschlag veranschaulichen.

Die Bedeutung eines möglichst realistischen mesoskaligen Initialisierungsdatensatzes für die numerische Simulation komplexer meteorologischer Entwicklungen wird für die Fallstudie deutlich, die durch einen nur schwachen großskaligen Antrieb gesteuert wird. Für die Wetterentwicklung am 14. Juli 94, die von der 00 UT-DM-Simulation nicht reproduziert wurde, ergeben sich durch eine Verschiebung des Initialisierungszeitpunkts große Unterschiede der Niederschlagsintensität, die auf eine Inkonsistenz der verschiedenen Analyse-Datensätze hindeuten. Die Lage der beobachteten Niederschlagsgebiete wird für diesen konvektiven Fall vom DM nicht wiedergegeben. Im Gegensatz dazu ergeben sich für den Fall der ausgeprägten präfrontalen Gewitterlinie am 5. Juli 96 bei Änderungen der DM-Startzeit konsistente Ergebnisse.

Die Verdopplung der Bodenfeuchte wirkt sich für beide Ereignisse in einer Erhöhung der Niederschläge (um 17 % bzw. 13 %) aus und dokumentiert den Einfluß des Bodenwassergehalts insbesondere während sommerlicher, konvektiver Wettersituationen.

Auf die Sensitivität des Modellparameters Niederschlag und die Bedeutung der Qualität der Initialisierungsdaten, und insbesondere der bodennahen Feuchtigkeitsanalyse, weisen beispielsweise numerische Untersuchungen von Stein et al. (2000) hin. Für ein südalpines Starkniederschlagsereignis führt erst ein geänderter Analysedatensatz mit einem erhöhten Feuchtigkeitsgehalt zu Modellergebnissen, die den Beobachtungen entsprechen. Auch Colle et al. (1999) modifizieren die Initialisierungsdaten, um realistischere Modellergebnisse zu erhalten.

Im Bewußtsein der großen Sensitivität des Modellparameters Niederschlag hinsichtlich zahlreicher physikalischer und numerischer Parameter wurden die in Kapitel 4 präsentierten numerischen Simulationen jeweils um 00 UT gestartet. Das Ziel

der Arbeit war es *nicht*, durch eine Modifikation der Initialisierungsdaten für einen bestimmten Fall realistischere Modellergebnisse zu erzielen, sondern die Modellqualität anhand mehrerer Starkniederschlagsepisoden zu untersuchen, die von einem einheitlichen Initialisierungstermin gestartet wurden.

Anhand einer Niederschlagsperiode im nördlichen Alpenvorland Anfang Juli 96 wurde überprüft, ob das Modell in der Lage ist, die beobachteten Anregungsmechanismen der Starkniederschläge zu reproduzieren. Dazu wurden für ein 45 DM-Gitterpunkte großes Untersuchungsgebiet Flächenmittel der Niederschlagsanteile und der Vertikalbewegung gebildet. Zu Beginn des mehrtägigen Untersuchungszeitraums ist die Konvektionslinie am 5. Juli 96 deutlich im Vertikalgeschwindigkeitsfeld zu erkennen. Die mit der Passage verbundene kurzzeitige starke Hebung feuchter Luft generiert hohe Regenraten, die überwiegend konvektiven Ursprungs sind. Im Gegensatz dazu, ist die Niederschlagsbildung am 8. Juli 96 von schwachen mehrstündigen Hebungsvorgängen geprägt, die über einen Zeitraum von 6 Stunden gebietsgemittelte Regenraten von  $\mathcal{R} > 1 \text{ mm/h}$  ergeben. Im DM überwiegt an diesem Tag der skalierte Niederschlagsanteil. Übereinstimmend mit synoptischen Beobachtungen reproduziert das Modell die unterschiedlichen Anregungsmechanismen der Starkniederschläge während der viertägigen Episode.

Basierend auf einer visuellen Inspektion der beobachteten und simulierten Regensmengen im östlichen Mitteleuropa Anfang Juli des folgenden Jahres, die für diese das Oder-Hochwasser 1997 auslösende Niederschlagsperiode eine zufriedenstellende Übereinstimmung ergibt, wurde der atmosphärische Teil des Wasserkreislaufs in einem  $260 \times 260 = 67.600 \text{ km}^2$  großen Untersuchungsgebiet analysiert. Es zeigt sich, daß der Transport von Wasserdampf in das Gebiet die entscheidende Quelle für die heftigen Niederschläge im Sudetengebirge darstellt. Der Beitrag der lokalen Evapotranspiration, der autochthone Einfluß, ist während dieser Zeit gering und kann auf etwa 10% quantifiziert werden.

Der regional und saisonal beträchtlich schwankende Beitrag der Evapotranspiration wird von Brubaker et al. (1993) durch regionale Klimasimulationen auf 10 bis 40% abgeschätzt. Im Gegensatz dazu steht eine Untersuchung von Karstens et al. (1996), deren Auswertung einer einmonatigen Wasserbilanz für das Ostsee-Einzugsgebiet<sup>32</sup>

---

<sup>32</sup>Im Rahmen des BALtic Sea EXperiments (BALTEX) werden auf kontinentaler Skala der Energie- und Wasserkreislauf im Klimasystem der *Ostsee-Region* untersucht. Eine Kernfrage von BALTEX, dem europäischen Beitrag des Global Energy and Water cycle EXperiment (GEWEX), ist die Bestimmung der Wasserbilanz der *Ostsee-Region*, in welche jährlich durchschnittlich  $470 \text{ km}^3$  Wasser durch Flüsse eingetragen werden (Köpken und Winter, 1997).

den Niederschlag und die Evapotranspiration als die dominierenden Komponenten identifizieren. Allerdings sind die Regenmengen von durchschnittlich 60 mm im Untersuchungsmonat Juni 1993 sehr gering.

Zu den Ursachen der Regenfälle, die im Sommer 1993 das Mississippi-Hochwasser in den Vereinigten Staaten auslösten, wurden ebenso regionale Klima-Simulationen durchgeführt. Diese Studien untermauern die Bedeutung der Advektion von Feuchtigkeit als Hauptquelle heftiger, überschwemmungsauslösender Niederschläge (Giorgi et al., 1996; Paegle et al., 1996). Der autochthone Anteil der lokalen Evapotranspiration spielt hier ebenfalls nur eine Nebenrolle. Während in den Vereinigten Staaten die Feuchtigkeit jedoch ungehindert aus dem Golf von Mexiko nordwärts in den Mittleren Westen strömen kann, wurden die enormen Wasserdampfmengen, die in Europa das Oder-Hochwasser verursachten, in zyklonaler Bewegung von einem hochreichenden, quasi-stationären Tiefdruckgebiet über den Balkan und Osteuropa bis zur Ostsee gelenkt, bevor diese das Untersuchungsgebiet am 6. und 7. Juli 97 von Norden erreichten. Diese synoptisch-skalige, zyklonale Wasserdampfadvektion kann mit dem DM innerhalb des mesoskaligen Untersuchungsgebiets nachvollzogen werden. Um das Mittelmeergebiet eindeutig als Quelle der Wasserdampfmassen identifizieren zu können, sind synoptisch-skalige Trajektorienrechnungen notwendig, wie sie beispielsweise von Massacand et al. (1998) für südalpine Niederschlagsereignisse präsentiert werden.

Schließlich wurde der Einfluß eines wichtigen Terms der atmosphärischen Wasserbilanz, der Bodenfeuchte, auf die raum-zeitliche Niederschlagsverteilung dieser Starkregenperiode untersucht. Die mit variierenden Bodenfeuchte-Werten initialisierten DM-Simulationen zeigen für den viertägigen Gesamtzeitraum einen positiven Rückkopplungseffekt zwischen Bodenwassergehalt und Niederschlag. Im Untersuchungsgebiet führt eine Verdopplung (Halbierung) des anfänglichen Bodenwassergehalts bei einem Anstieg der Evapotranspiration um 15 % ( Abnahme um 19 %) zu 6 % mehr (3 % weniger) Niederschlag. Die von Schär et al. (1999) durchgeführten regionalen Klimasimulationen zur Bodenfeuchte-Niederschlags-Rückkopplung in Mitteleuropa weisen ebenfalls auf die Abhängigkeit der sommerlichen Niederschlagsaktivität vom Bodenwassergehalt hin. Ihr Experiment zweier Juli-Monate zeigt, daß der bei erhöhter Bodenfeuchte produzierte zusätzliche Niederschlag nicht direkt der erhöhten Evapotranspiration zugeschrieben werden kann, sondern indirekt durch die Steigerung der Effektivität konvektiver Niederschlagsprozesse generiert wird.

Die Inspektion des zeitlichen Verlaufs der einzelnen Terme des atmosphärischen Wasserhaushalts zeigt jedoch unerwartete Rückkopplungsprozesse auf, die bei Be-

trachtung des Gesamtzeitraums unbeachtet bleiben. Am 5. Juli 97 treten im Experiment mit verringerter ursprünglicher Bodenfeuchte kurzzeitig die maximalen Regenraten der gesamten Periode aller Experimente auf, obwohl die lokale Evapotranspiration im Vergleich mit den anderen Experimenten am geringsten ist. Die Ursache dieses Niederschlagsmaximums ist eine verstärkte Wasserdampfadvекtion, die in Experiment DRY durch höhere Windgeschwindigkeiten intensiviert wird. Vergleichbare negative Rückkopplungen zwischen reduzierter Bodenfeuchte und verstärktem Niederschlag werden von Paegle et al. (1996) mit einer Verstärkung des Tagesgangs des *low-level jets* erklärt. Die verringerte Evapotranspiration wirkt also indirekt auf den Niederschlag, indem sie die Dynamik beeinflusst.

Aus atmosphärischen Kontinuitätsgründen müssen sich auf globaler Skala der Niederschlag und die Verdunstung langfristig die Waage halten. In kleineren Regionen und kürzeren Zeiträumen ist es allerdings wahrscheinlich, daß ein Großteil der zur Niederschlagsbildung verwendeten Feuchtigkeit außerhalb verdunstet und in das Gebiet importiert wird, und daß die lokale Evapotranspiration nur einen geringen Beitrag leistet. Die hier präsentierten Ergebnisse deuten darauf hin, daß solche Verhältnisse während der intensiven Regenperiode Anfang Juli 97 vorherrschten und dynamisch getragene Advektions- und Hebungsprozesse den Niederschlag generierten.



## 6 Episodenrechnung mit dem hochauflösenden Modell MC2

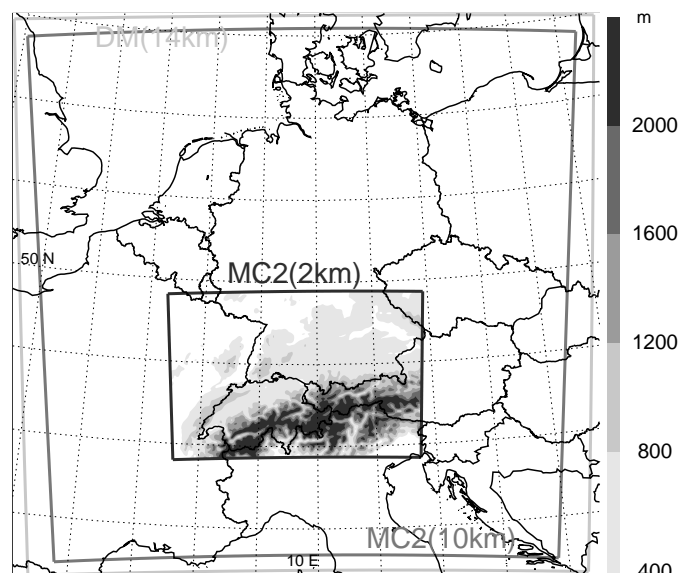
In diesem Kapitel werden Modellsimulationen präsentiert, die mit dem hochauflösenden nicht-hydrostatischen Modell MC2 gerechnet wurden. Da für die Niederschlags-episode vom 5. Juli 96 neben den Nordalpinen Radarkomposits auch Informationen des DLR-Doppler-Radars zur Verfügung stehen, wurde diese, bereits mit dem DM simulierte Fallstudie (Abschnitt 4.2) ausgewählt. MC2-Simulationen dieser Niederschlags-episode sollen insbesondere klären, inwieweit eine feinere horizontale Auflösung und die dadurch mögliche explizite Niederschlagsparametrisierung realistischere Modell-ergebnisse liefert.

### 6.1 Auslegung der Fallstudie

Um von möglichst identischen Anfangs- und Randbedingungen auszugehen, wurde die folgende Simulationsstrategie entworfen. Zunächst wird das MC2 mit einer horizontalen Auflösung von 10 km auf dem DM-Gebiet gerechnet, so daß, wie bei der DM-Simulation, die 6-stündlich verfügbaren, Mitteleuropa umfassenden DM-Analysen verwendet werden können. Hierzu wird das MC2, dessen polar-stereographische Gitterstruktur horizontal  $154 \times 160$  Gitterpunkte umfaßt, am 5. Juli 96 um 00 UT initialisiert. Vertikal ist die Modellatmosphäre in 30 Schichten unterteilt. Um die Bestimmung der Tagesniederschlagshöhen (6 UT bis 6 UT des Folgetages) zu gewährleisten, wird über 30 Stunden integriert.

Anschließend treiben dann stündlich gespeicherte Daten dieser MC2<sub>10 km</sub>-Simulation die hochauflösende MC2-Simulation mit  $\Delta = 2$  km an, die um 6 UT initialisiert wird. Das Modellgebiet dieser feinauflösenden Simulation erstreckt sich aus rechenzeitökonomischen Gründen nur über die in Abbildung 6.1 dargestellte Region, umfaßt aber trotzdem beachtliche  $360 \times 250$  Gitterpunkte pro Rechenebene und ist vertikal in 38 Schichten diskretisiert.

Während für horizontale Maschenweiten von 10 km eine Parametrisierung der subskaligen Konvektion notwendig ist, kann bei einer horizontalen Auflösung bis etwa 4 km darauf verzichtet werden (Kuo et al., 1997; Weismann et al., 1997). Die im folgenden dargestellten Ergebnisse der hochauflösenden Modellsimulation wurden von stündlich bereitgestellten Randdaten angetrieben, die eine MC2-Simulation mit 10 km Maschenweite erzeugte. Die subskaligen konvektiven Prozesse dieser MC2<sub>10 km</sub>-Simulation sind mit einem Kuo-Typ-Schema parametrisiert. Demgegenüber wird



**Abbildung 6.1:** Lage des MC2-Teilgebiete innerhalb des DM-Gebiets: während sich das MC2-Gebiet mit 10 km Auflösung über einen Großteil des DM erstreckt, umfaßt die hochauflösende MC2-Simulation ( $\Delta = 2$  km) nur den Ausschnitt, in dem die topographischen Höhen der Modellorographie dargestellt sind (Grauskala).

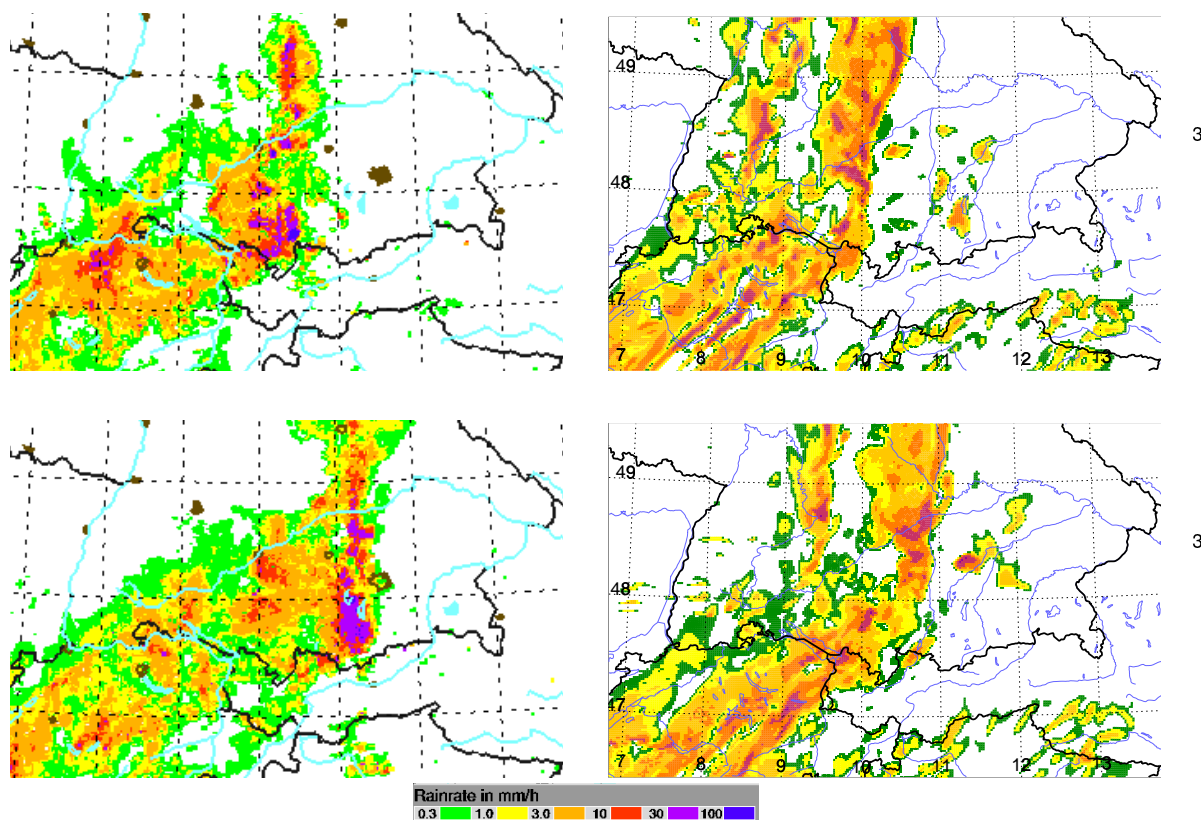
die hochauflösende Simulation ausschließlich mit der expliziten wolkenmikrophysikalischen Formulierung nach Kong und Yau (1997) gerechnet.

Zusammenfassend ist die MC2<sub>2 km</sub>-Simulation also über eine Ein-Wege-Nestung stündlich an die antreibende MC2<sub>10 km</sub>-Simulation gekoppelt, die wiederum mit den mesoskaligen Analysen, die 6-stündlich für das DM-Gebiet existieren, angetrieben wird.

## 6.2 Vergleich von Beobachtung und Simulation

In Analogie zur Evaluierung der Ergebnisse des Deutschland-Modells werden zunächst Radarbeobachtungen, die im Nordalpinen Radarkomposit zusammengefaßt sind, mit MC2-Modellergebnissen verglichen. Hierzu werden aus den Modelldaten exemplarisch für zwei Termine instantane, maximale Regenraten der vertikalen Säulen des numerischen Gitters bestimmt, und gemäß den Intensitätsklassen des Radarkomposits diskretisiert.

Die visuelle Inspektion der raum-zeitlichen Strukturen der Niederschlagsgebiete, die in Abb. 6.2 für ein  $1000 \times 300$  km<sup>2</sup> großes Gebiet gegenübergestellt werden, läßt einige Gemeinsamkeiten erkennen. Zunächst fällt die vergleichbare horizontale Auflösung der Radardaten und der Modelldaten ins Auge, deren *Pixelgröße* jeweils  $2 \times 2$  km<sup>2</sup> beträgt. Die simulierten Niederschlagsraten zeigen im wesentlichen zwei nord-südwärts verlaufende Niederschlagsstrukturen, die am Alpennordrand durch Blockierungseffekte miteinander verschmelzen und deren Verlagerung dort verzögert



**Abbildung 6.2:** Beobachtung (Ausschnitt aus dem Nordalpinen Radarkomposit, links) und MC2-Simulation (rechts) instantaner Niederschlagsraten am 5. Juli 96 um 16:00 UT (oben) und 17:00 UT (unten).

wird. Entlang der östlich liegenden, präfrontalen Konvergenzlinie werden in einem schmalen, 15 km breiten Streifen hohe Regenraten von mehr als 30 mm/h simuliert. Die Kohärenz dieser Starkregenlinie und das nachfolgende, etwa 70 km breite Regengebiet entsprechen strukturell den Radarbeobachtungen und dokumentieren die Fähigkeit der hochauflösenden MC2-Simulation, die *Squall-line* am 5. Juli 96 zu reproduzieren.

Um 17:00 UT hat die simulierte Niederschlagslinie in Süd-Deutschland den Lech erreicht und erstreckt sich von Nordbayern über das Allgäu bis in die Schweizer Zentralalpen. Im Bereich des etwa 70 km breiten Regengebiets überschreiten die Regenraten verbreitet 10 mm/h, vereinzelt werden aber auch deutlich höhere Werte von mehr als 50 mm/h simuliert. Dem mesoskaligen Regengebiet folgt etwa 100 km westlich eine zweite Niederschlagszone, die mit der nachfolgenden Kaltfront verknüpft ist. Eine vergleichbare, sich an der Kaltfront ausbildende Niederschlagsstruktur kann von den Radarbildern allerdings nicht bestätigt werden, da zu diesem Zeitpunkt keine

Radarinformationen für diesen Bereich vorliegen<sup>33</sup>. Die Verlagerungsgeschwindigkeit der Niederschlagslinie stimmt zwischen Beobachtung und MC2-Simulation gut überein und beträgt im dargestellten Zeitraum etwa  $60 \text{ km/h}$ . Außerdem ist zu bemerken, daß sich der Phasenunterschied zwischen der beobachteten und der vom MC2 simulierten Konvergenzzone verringert hat und nur noch etwa 30 Minuten beträgt.

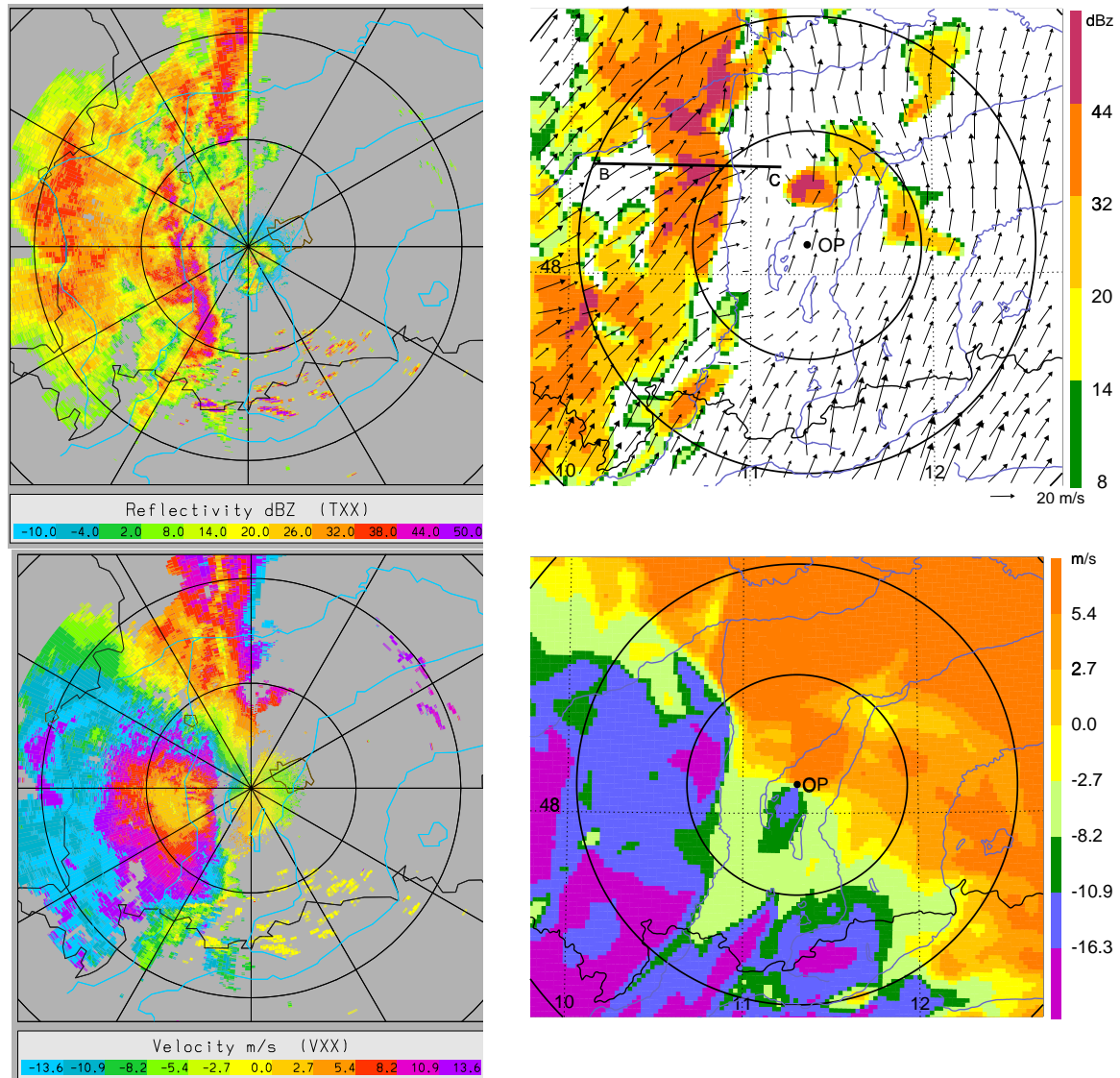
Zur weiteren Untersuchung der Modellergebnisse wenden wir uns nun Radarinformationen zu, die von einem Einzelradar aufgenommen wurden. Neben den, aus den Daten des DLR-Doppler-Radars in Oberpfaffenhofen abgeleiteten radialen Windkomponenten, wie sie bereits zur Validierung des mesoskaligen Windfeldes des DM in Abschnitt 4.2 verwendet wurden, werden hier zusätzlich noch die beobachteten Radarreflektivitäten mit entsprechenden Modellgrößen verglichen. Die Bestimmung der Pseudo-Reflektivität  $Z$ , die aus dem simulierten Hydrometeor-Gehalt berechnet wird, ist in Anhang A erläutert.

Die Radarbeobachtungen zeigen, daß die ausgeprägte Gewitterlinie um 16:49 UT unmittelbar westlich von Oberpfaffenhofen liegt (Abb. 6.3). Im Bereich der etwa 15 km breiten Starkniederschlagszone werden Radarreflektivitäten von mehr als 44 dBZ gemessen, d.h. die Regenrate übersteigt dort Werte von  $30 \text{ mm/h}$ . Gleichzeitig erreichen die Radialwindgeschwindigkeiten entlang der Böenlinie Spitzen von  $24 \text{ m/s}$ .

Die den Radarinformationen gegenübergestellten Modellergebnisse dokumentieren die Qualität des hochauflösenden MC2 auch auf der Skala eines Einzelradargeräts. Die Schärfe der Niederschlagsstruktur, d.h. der große Gradient der Intensitäten im Bereich der *Squall-line* wird realistisch wiedergegeben. Auch die Intensität der Niederschlagsrate, d.h. die Stärke der Reflektivitäten, wird vom MC2 vergleichbar reproduziert. Nordwestlich von Oberpfaffenhofen erreichen die Pseudo-Reflektivitäten im Bereich der Gewitterlinie bis zu 52 dBZ, das entspricht einer Regenrate von knapp  $100 \text{ mm/h}$ . Allerdings deutet der Vergleich auch die Schwierigkeit an, solche hohen Regenraten räumlich exakt zu reproduzieren. Während das MC2 zum 17:00 UT Termin die höchsten Niederschlagsraten nordwestlich von Oberpfaffenhofen simuliert, werden maximale Niederschlagsraten südwestlich von Oberpfaffenhofen beobachtet (vgl. Abb. 6.2).

---

<sup>33</sup>Daten folgender Radargeräte ergeben um 16:00 und 17:00 UT das dargestellte Radarkomposit: von der Schweizerisch Meteorologischen Anstalt (SMA) Albis, La Dôle und Monte Lema; von Austro Control Salzburg, Innsbruck und Zirbiskogel und das Forschungsradar des DLR Oberpfaffenhofen aus Deutschland. Nicht zur Verfügung stehen somit die Daten der Radargeräte des Deutschen Wetterdienstes (z.B. Frankfurt oder Stuttgart).



**Abbildung 6.3:** Gegenüberstellung von Fernerkundungsdaten des DLR-Forschungsradargeräts am 5. Juli 96 um 16:49 UT (links) und von Werten der MC2-Simulation für den gleichen (Pseudo-) Elevationswinkel ( $\gamma = 1^\circ$ ) um 17:00 UT (rechts): beobachtete und simulierte, aus dem Hydrometeor-Gehalt berechnete Reflektivitäten  $Z$  (oben) sowie Vergleich des mit dem Doppler-Radar beobachteten Radialwindfeld  $v_r$  mit dem entsprechenden MC2-Resultaten (unten). Die konzentrischen Kreise markieren die 50 bzw. 100 km Distanz vom Standort des Radars. (Windbeobachtungen oberhalb der Nyquistgeschwindigkeit der Radars erscheinen farblich umgeschlagen.)

Die vom Modell simulierte Böenlinie, die sowohl in dem Feld der Windvektoren als auch der Radialwindkomponenten hervortritt, hat um 17:00 UT den Lech erreicht. Die instantanen maximalen Radialwinde erreichen dort in einer Höhe von

etwa 700 m über Grund bis zu 20 m/s und korrespondieren auch quantitativ gut mit den Radarbeobachtungen. Berücksichtigen wir eine zeitliche Phasenverschiebung (zwischen Messung und Simulation) von 30 Minuten, so stimmt außerdem die Lage, die Struktur und der Verlauf der Nulllinie der Radialwindkomponente mit den fernerkundeten Daten überein. Besonders markant tritt der Windsprung 50 km nordwestlich des Radarstandorts hervor, wo die radiale Windkomponente innerhalb nur weniger Kilometer ihr Vorzeichen, also ihre Richtung ändert. Während vor der Böenlinie südliche Winde mit einer Stärke von 15 bis 20 m/s herrschen (das Radialwindfeld ist hier vom Radar weg-gerichtet;  $v_r > 5.4 \text{ m/s}$ ), dreht der Wind mit deren Durchgang um 90° auf westliche Richtung und die Strömung ist auf das Radar zu-gerichtet ( $v_r < -10.9 \text{ m/s}$ ). Im südlichen Sektor wechselt die Radialwindkomponente beim Durchgang der intensiven Niederschlagslinie zwar nicht ihr Vorzeichen, diese wird aber durch den Gradienten des Betrages auch hier deutlich.

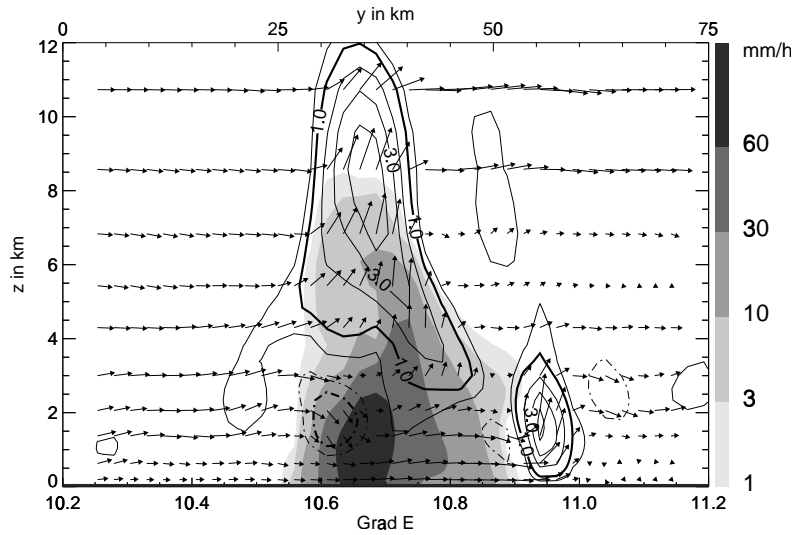
Einzig das lokale Windmaximum unmittelbar südlich des Radarstandorts wird von den Beobachtungen nicht bestätigt. Hier beeinflußt die konvektive Zelle nördlich von Oberpfaffenhofen, welche von den Radarmessungen nicht dokumentiert ist, das kleinräumige Strömungsfeld. Bodennahes Einströmen in diese Zelle treibt die Luftbewegung an, die zu dieser Zeit südwestlich von Oberpfaffenhofen direkt auf das Radar gerichtet ist, so daß deren Radialwindkomponente der Gesamtstärke des horizontalen Windes entspricht.

Nachdem die Qualität der Modellsimulation durch die visuelle Inspektion der raum-zeitlichen Strukturen der Gewitterlinie überprüft wurde, wenden wir uns nun den dynamischen und mikrophysikalischen Feldern entlang einer Schnittlinie quer zur simulierten *Squall-line* zu (Linie BC in Abb. 6.3).

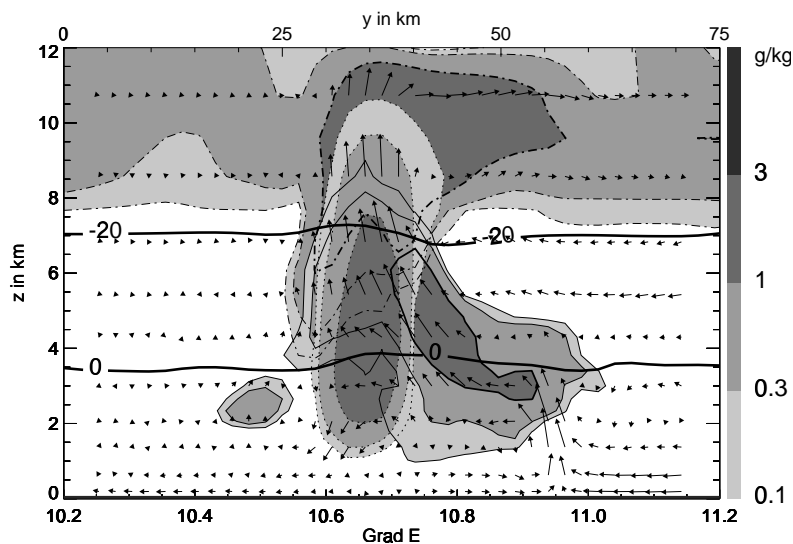
Neben dem zur Schnittebene parallelen Windfeld sind in Abb. 6.4 die Regenraten aufgetragen. Zusätzlich ist in Abb. 6.5 die Hydrometeor-Verteilung, der Verlauf der 0° C und -20° C Isothermen und die zur Konvergenzlinie relative Luftströmung<sup>34</sup> dargestellt. Im Bereich der bodennahen Böenlinie, die dem Starkniederschlagsgebiet um etwa 15 km vorausläuft, wird in der Grenzschicht durch die Windkonvergenz ein starkes Hebungsgebiet initiiert, in dem die Vertikalgeschwindigkeit Werte von mehr als 3 m/s annimmt (Abb. 6.4). Innerhalb dieses, bodennah entspringenden Aufwindschlauchs bilden sich Wolkenröpfchen, die bis in die mittlere Troposphäre ( $z \approx 6 \text{ km}$ ) getragen werden (Abb. 6.5). Oberhalb der 0° C Isotherme (in etwa 4 km Höhe) führen mikrophysikalische Prozesse allmählich zur Bildung von Eisparkeln.

---

<sup>34</sup>Die ostwärts wandernde Gewitterlinie verlagert sich durchschnittlich mit einer Zuggeschwindigkeit  $c$  von 60 km/h.

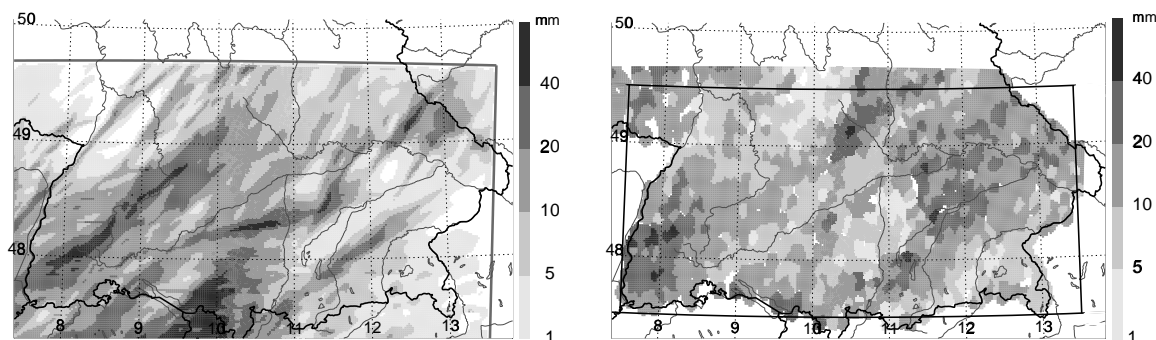


**Abbildung 6.4:** Vertikalschnitt entlang der Linie BC (Abb. 6.3) der Niederschlagsraten (Grauskala) und der Luftbewegung (Isotachen  $[-2, -1, -0.5, 0.5, 1, 2, 3$  und  $4$  m/s] der Vertikalbewegung) um 17:00 UT.



**Abbildung 6.5:** Vertikalschnitt entlang der Schnittlinie BC (Abb. 6.3) der Hydrometeore Wolkenwasser (liniert), Graupel (punktiert) und Eis (strichliert) um 17:00 UT. Die Windvektoren repräsentieren die zur Gewitterlinie relative Luftströmung (Geschwindigkeitsfeld  $\mathbf{v}$  - Zugeschwindigkeit  $\mathbf{c}$ ). Außerdem sind die  $0^\circ\text{C}$  und  $-20^\circ\text{C}$  Isothermen dargestellt.

Die (unterkühlten) Wolkentröpfchen dominieren jedoch bis in die Höhe der  $-20^\circ\text{C}$  Isotherme, erst bei noch tieferen Temperaturen setzt die verstärkte Bildung der Eiskristalle ein. Während die Eiskristalle bis in die obere Troposphäre ( $z \approx 11\text{ km}$ ) transportiert werden, fallen die sphärischen Eispartikel Graupel oder Hagel aus und erreichen die Grenzschicht, wo sie unterhalb der  $0^\circ\text{C}$  Isotherme rasch schmelzen und den ausfallenden intensiven Niederschlag verstärken.



**Abbildung 6.6:** Vergleich des über 24 Stunden akkumulierten Niederschlags der (a) MC2-Simulation mit 2 km horizontaler Auflösung (mit der Grenze des Modellgebiets; links) und (b) der auf das Modellgitter projizierten Beobachtungen am 5. Juli 96 (inkl. den Rändern des zur statistischen Untersuchung verwendeten Teilgebiets; rechts).

Oberhalb dieses Starkregengebiets werden in Höhen von  $z \approx 8 \text{ km}$  die stärksten Aufwinde mit bis zu  $4.7 \text{ m/s}$  Vertikalgeschwindigkeit erreicht (Abb. 6.4). Hier läßt sich die typische Dipol-Struktur der Vertikalgeschwindigkeiten im Bereich einer solchen konvektiven Starkniederschlagszelle erkennen, gemäß der unterhalb des starken Hebungsgebiets in der Grenzschicht ( $z \approx 2 \text{ km}$ ) Fallwinde mit bis zu  $1.6 \text{ m/s}$  vorherrschen. Diese abwärtsgerichtete Luftströmung wird insbesondere durch den ausfallenden Niederschlag angetrieben. In einer Höhe von etwa 1200 m erreicht die Regenrate maximale Werte von bis zu  $93 \text{ mm/h}$ . Durch Verdunstungsprozesse reduziert sich diese Niederschlagsrate auf ein Maximum von  $80 \text{ mm/h}$  am Boden.

Abschließend betrachten wir die Tagesniederschläge der hochauflösenden MC2-Simulation (Abb. 6.6). Die simulierten Tagesmengen zeigen eine meteorologisch plausible Niederschlagsverteilung, in der einzelne intensive Konvektionszellen deutliche Spuren hinterlassen. So erstreckt sich, ausgehend vom südlichen Schwarzwald, die Zugbahn einer starken Konvektionszelle nordostwärts bis zur Frankenhöhe, in dessen Kernbereich mehr als  $40 \text{ mm}$  Niederschlag fallen. Weitere Zugstraßen konvektiver Zellen können anhand der akkumulierten Regenmengen bei Augsburg, südlich von München und in der Nähe von Regensburg aufgefunden werden. Die Orientierung dieser Niederschlagsbänder folgt im allgemeinen der südwestlichen Höhenströmung. Maximale Niederschlagsmengen werden im Allgäu ( $\mathcal{P} = 81 \text{ mm}$ ), im südlichen Schwarzwald ( $\mathcal{P} = 67 \text{ mm}$ ) und im Bayerischen Wald ( $\mathcal{P} = 59 \text{ mm}$ ) berechnet, dort also, wo orographische angeregte Hebungsprozesse konvektive Prozesse erleichtern und verstärken.

Der visuelle Vergleich mit Beobachtungen zeigt trotz der ins Auge fallenden Un-



terschiede auch ein Reihe von Gemeinsamkeiten. Im beobachteten Niederschlagsfeld lassen sich einige, zum Teil nur schwach ausgeprägte Regenbänder identifizieren, die bereits in den Simulationsergebnissen hervortraten, so etwa das vom Schwarzwald über die Schwäbische Alb bis zur Frankenhöhe verlaufende Regenband, oder dasjenige südlich Münchens, doch wird die Lage und Intensität der Starkniederschlagsgebiete selten präzise getroffen. Insbesondere wird das etwa  $80 \times 80 \text{ km}^2$  große Gebiet in der Hallertau (zwischen München und Regensburg), in welchem verbreitet mehr als  $20 \text{ mm}$  registriert wurden, vom MC2 nur teilweise reproduziert. Insgesamt wird die mittlere Niederschlagsmenge in Ostbayern vom Modell unterschätzt.

### 6.3 Zusammenfassung und Diskussion

Nach einer Übersicht über die qualitative Überprüfung der hochauflösenden MC2-Simulation werden verschiedene DM und MC2-Simulationen zur Niederschlagsperiode am 5. Juli 96 quantitativ anhand der Gebietsmittel und Maßzahlen verglichen. Abschließend werden die Ergebnisse diskutiert.

Der qualitative Vergleich der MC2-Simulation ( $\Delta = 2 \text{ km}$ ) mit den Radarbeobachtungen der konvektiven Niederschlagsperiode vom 5. Juli 96 verdeutlicht die gute Qualität der Modellergebnisse:

- Durch die Gegenüberstellung von gemessenen (im Nordalpinen Radarkomposit zusammengefaßten) und simulierten Regenraten können mesoskalige Niederschlagsstrukturen in einem  $1000 \times 300 \text{ km}^2$  großen Gebiet überprüft werden. Dieser auf visueller Inspektion basierende Vergleich ergibt ein gutes qualitatives Gesamturteil der MC2-Simulation, da die Lage ( $\Delta x_{\text{beo-sim}} \simeq 30 \text{ km}$ ), die Form (meridional verlaufend), die Breite (etwa  $70 \text{ km}$ ) und die Intensität ( $30 \text{ mm/h} \leq \mathcal{R} \leq 100 \text{ mm/h}$ ) der Niederschlagsstrukturen einander ähnlich sind.
- Der Vergleich von Radarreflektivitäten des DLR-Radars und simulierten Pseudo-Reflektivitäten auf der Skala eines Einzelradars verdeutlicht die Schärfe und Kohärenz der simulierten *Squall-line*. Der Phasenfehler zwischen Beobachtung und Modellsimulation reduziert sich auf 30 Minuten, wie auch durch die Gegenüberstellung instantaner Windmessungen des DLR-Doppler-Radars und entsprechender Modellgrößen gezeigt wird.
- Die simulierten dynamischen und mikrophysikalischen Felder im Bereich der Gewitterlinie fügen sich zu einem konsistenten Bild zusammen, welches konzeptionellen Modellen konvektiver Zellen entspricht (z.B. Meischner et al., 1991; Houze, 1993).

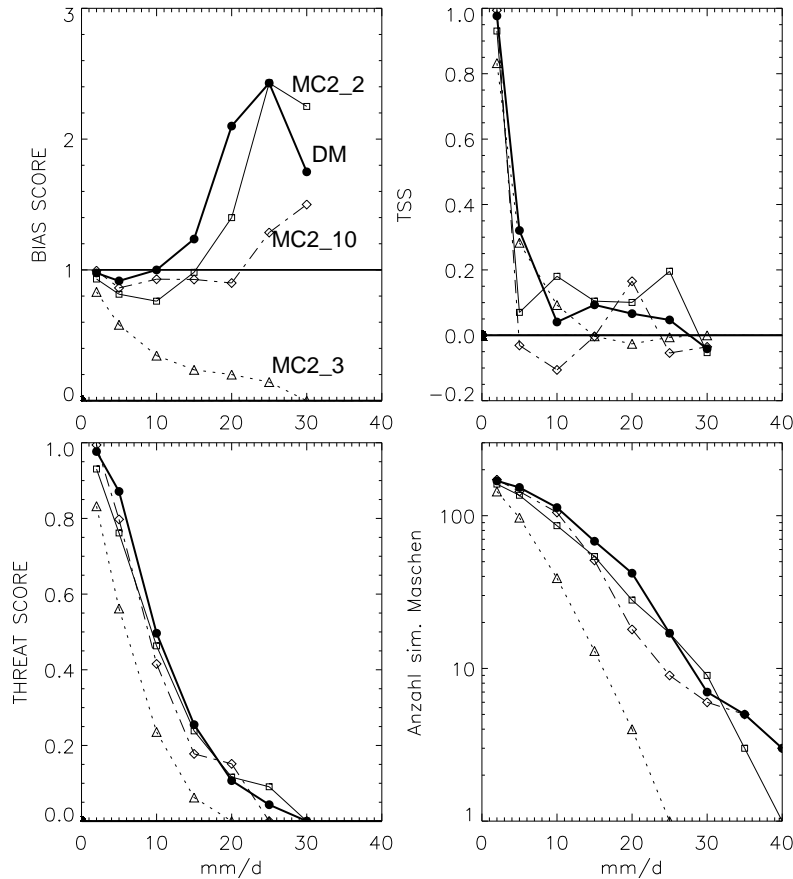
**Tabelle 6.1:** Überblick über die Simulationen, die zum Niederschlagsereignis am 5. Juli 96 gerechnet wurden: neben dem Modell und der jeweiligen Maschenweite ( $\Delta$ ) ist die verwendete Niederschlagsparametrisierung, die flächengemittelte Tagesregenhöhe ( $\mathcal{P}_{sim}$ ) sowie die Abweichung von den Beobachtungen ( $\Delta\mathcal{P}$ ;  $\mathcal{P}_{beo} = 13.1mm$ ) und der Beitrag des skaligen Niederschlagsanteils ( $\mathcal{P}_{skalig}$ ) am Gesamtniederschlag angegeben.

Modell	$\Delta$ (km)	Beschreibung des Niederschlags		$\mathcal{P}_{sim}$ (mm)	$\Delta\mathcal{P}$ (%)	$\mathcal{P}_{skalig}$ (%)
		skalig	subskalig			
DM	14	Kessler	Tiedtke	14.2	+8.4	9
MC2	10	Sundquist	Kuo	12.5	-4.5	12
MC2	10	Tremblay	Fritsch-Chappell	17.7	+35.1	64
MC2	3	Kong & Yau	–	6.7	-48.9	100
MC2	2	Kong & Yau	–	12.2	-7.0	100

Zur quantitativen Bewertung der MC2- und DM-Simulationen betrachten wir schließlich die Gebietsmittel der Tagesregenhöhen und verschiedene Maßzahlen (Tab. 6.1 und Abb. 6.7)<sup>35</sup>.

Die in diesem Kapitel qualitativ mit Radardaten verglichene hochauflösende MC2<sub>2km</sub>-Simulation unterschätzt den Gebietsniederschlag um -7%, bei der DM-Simulation beträgt die Abweichung +8.4%. Anhand der *Scores* in Abb. 6.7 wird die Schwierigkeit deutlich, die Niederschlagsmengen am 5. Juli 96 räumlich präzise zu simulieren. Der *bias score*, ein Maß für die Über- bzw. Unterschätzung der Tagesregenhöhe, zeigt für Niederschlagsmengen  $\mathcal{P} < 20mm$  eine geringfügige Unterschätzung und für Werte  $\mathcal{P} \geq 20mm$  eine Überschätzung der hochauflösenden MC2-Simulation. Der *threat score*, ein Maß für die exakte räumliche *Trefferquote* der Regensummen, zeigt für alle Simulationen die gleiche Tendenz und nimmt für höhere Niederschlagsschwellenwerte niedrigere Werte an. Der *threat score* für den Starkregenschwellenwert  $\mathcal{P} = 20mm$ , der an 20 Gittermaschen beobachtet wird, liegt für die MC2<sub>2km</sub>-Simulationen zwar geringfügig höher als für die DM-Simulation, aber immer noch unter dem zufriedenstellenden Wert von  $TS = 0.25$  (siehe Abschnitt 3.4). Schließlich dokumentieren auch die TSS-Werte den leichten Qualitätsgewinn der

<sup>35</sup>Zu diesem Zweck wurden die Daten auf das als Evaluierungsbasis benutzte Gitter der Niederschlagsklimatologie von Frei und Schär (1998) projiziert (siehe auch Abschnitt 3.3). Da das Integrationsgebiet der hochauflösenden MC2-Simulation nicht ganz Süd-Deutschland überdeckt, werden die Mittelwerte in dem Teilgebiet, für das Meßdaten vorliegen und welches durch die Längen- und Breitenkreise (7.5° E und 13.5° E bzw. 47.4° N und 49.5° N) begrenzt wird, gebildet (siehe auch Abb. 6.6b). Das Mittelungsgebiet erstreckt sich über 174 Maschen à 24 × 24 km<sup>2</sup>, also etwa 100.000 km<sup>2</sup>.



**Abbildung 6.7:** Die Maßzahlen *bias score*, *threat score* und *true skill statistics (TSS)* der DM-Simulation (Punkte) und der MC2-Simulationen mit  $\Delta = 10 \text{ km}$  (Kuo-Typ; Rauten),  $\Delta = 3 \text{ km}$  (Dreiecke) und  $\Delta = 2 \text{ km}$  (Quadrate) sowie die jeweilige Anzahl der Maschen, für die der Niederschlagsschwellenwert simuliert wird.

MC2<sub>2 km</sub>-Simulation, wobei die niedrigen Werte ( $TSS_{P \geq 10 \text{ mm}} \leq 0.2$ ) die Schwierigkeit verdeutlichen, die Niederschlagsmenge während sommerlicher Konvektionsereignisse räumlich präzise zu simulieren.

Zusätzlich zu der MC2<sub>2 km</sub>-Simulation werden nun noch die Ergebnisse von zwei weiteren MC2-Rechnungen angesprochen, mit denen die Bedeutung der Niederschlagsparametrisierung und der horizontalen Maschenweite umfassender diskutiert werden kann.

Generell erfordert die Durchführung einer hochauflösenden Modellsimulation raumzeitlich möglichst hochaufgelöste Initialisierungs- und Randdaten. Hierzu wurden mit dem MC2 bei einer horizontalen Auflösung von  $10 \text{ km}$  verschiedene Simulationen gerechnet und abgespeichert, mit denen dann die hochauflösenden MC2-Simulationen stündlich angetrieben wurden. Die Simulation mit  $10 \text{ km}$  Auflösung und dem vergleichsweise einfachen Konvektionsschema vom Kuo-Typ liefert für das Niederschlagsereignis vom 5. Juli 96 bessere Ergebnisse als die Modellsimulation, die mit der Konvektionsparametrisierung nach Fritsch und Chappell (1980) gerechnet wur-

de. Dieses mesoskalige Konvektionsschema, welches auf lokalen Stabilitätskriterien beruht, produziert für diesen Fall zu wenig konvektiven Niederschlag, so daß es auf der Gitterskala zu Sättigung kommt und das skalige Schema die Niederschlagsproduktion stark überschätzt ( $\Delta\mathcal{P} = +35\%$ ;  $\mathcal{P}_{skalig} = 64\%$ ). Demgegenüber reproduziert die Simulation, in der der subskalige konvektive Niederschlag durch ein Kuo-Schema beschrieben wird, sowohl die Strukturen der Konvektionslinie als auch die mittlere Tagesniederschlagsmenge besser ( $\Delta\mathcal{P} = -4.5\%$ ).

Beide Schemata wurden ohne vorhergehende Anpassungen an mitteleuropäische Verhältnisse verwendet. Die Robustheit der Konvektionsparametrisierung, die auf der Feuchtekonvergenz basiert (Kuo-Typ), liefert für diesen Fall realistischere Resultate als das Schema von Fritsch-Chappell. Außerdem kann eine unterschiedliche Parametrisierung physikalischer Prozesse im genesteten Modell (MC2) und im die Initialisierungs- und Randdaten bereitstellenden Modell (DM) zu unrealistischen Rückkopplungen führen (Warner et al., 1997). Während die Konvektionsparametrisierung nach Fritsch-Chappell der MC2<sub>10 km-FC</sub>-Simulation auf lokalen Stabilitätskriterien basiert, wurden die das MC2 antreibenden Daten auf Basis des DM erzeugt (vgl. Abschnitt 3.1), in welchem das Massenflußschema nach Tiedtke (d.h. Feuchtekonvergenz) zur Konvektionsparametrisierung verwendet wird. Bei konstanter horizontaler Maschenweite ergeben die beiden Konvektionsparametrisierungen im MC2 deutlich voneinander abweichende Ergebnisse und verdeutlichen die Empfindlichkeit des Modellparameters Niederschlag. Da die MC2<sub>10 km-kuo</sub>-Simulation realistischere Ergebnisse liefert, wurde diese Simulation als Grundlage der hochauflösenden Modellrechnungen verwendet.

Außerdem wurde die, auch in der Literatur nach wie vor diskutierte Frage untersucht, bei welcher horizontalen Maschenweite auf eine Parametrisierung subskaliger konvektiver Prozesse verzichtet werden kann und ein Großteil der Konvektion vom skaligen Schema aufgelöst wird (z.B. Molinari und Dudek, 1992; Kuo et al., 1997).

Sensitivitätsstudien zum Einfluß der horizontalen Maschenweite auf die Niederschlagsproduktion bei alleiniger Verwendung eines expliziten Niederschlagsschemas zeigen, daß die Reduzierung der Maschenweite von 3 km auf 2 km einen Zuwachs der Regenmenge um 80 % liefert<sup>36</sup>. Durch die Verringerung der Maschenweite auf 2 km wird ein größerer Teil der konvektiven Prozesse vom expliziten Niederschlagsschema aufgelöst und folglich mehr Niederschlag produziert. Die Sensitivitätsstudien zeigen

---

<sup>36</sup>Die MC2-Simulation mit  $\Delta = 3$  km unterschätzt die höheren Regenmengen stark, berechnet nur an 4 Maschen mehr als 20 mm Niederschlag und produziert mit 6.7 mm nur 51 % der beobachteten Menge (Tab. 6.1 und Abb. 6.7).

ferner, daß auch die Größe des Modellgebiets und vor allem die Entfernung des Untersuchungsgebiets zum Einströmrand die Niederschlagsintensität und -verteilung beeinflusst. Inwiefern sich eine weitere Reduzierung der Maschenweite (z.B.  $\Delta \leq 1 \text{ km}$ ) unter Beachtung eines ausreichenden Abstandes zum Rand des Modellgebiets auf die Niederschlagsproduktion auswirkt, ließ sich im Rahmen dieser Arbeit nicht feststellen. Es zeigt sich, daß die Niederschlagsproduktion des Modells bei Verwendung eines völlig expliziten Niederschlagsschemas stark von der Maschenweite abhängt. Mit einer horizontalen Maschenweite von  $2 \text{ km}$  läßt sich ein Großteil der Konvektion vom expliziten Niederschlagsschema auflösen und die flächengemittelte Regenhöhe wird nur geringfügig unterschätzt.

Die hochauflösende MC2-Simulation des mesoskaligen konvektiven Systems im Nordalpenraum verdeutlicht die Fähigkeit des Modells, komplexe meteorologische Phänomene wie *Squall-lines* realistisch reproduzieren zu können. Insbesondere der qualitative Vergleich der MC2-Simulationsergebnisse mit Radardaten bzw. mit den DM-Ergebnissen zeigt den Qualitätsgewinn, der durch Verwendung einer feineren Auflösung und insbesondere der damit verbundenen Möglichkeit, den Niederschlag mit einem expliziten wolkenmikrophysikalischen Niederschlagsschema zu beschreiben, erzielt wird. Neben der besseren Übereinstimmung der räumlichen Niederschlagsstrukturen zwischen Radarbeobachtungen und MC2-Ergebnissen reduziert sich auch der Phasenfehler der präfrontalen Konvektionslinie  $\Delta t_{beo-sim}$  von  $\Delta t_{DM} \simeq 1 \text{ h}$  auf  $\Delta t_{MC2_{2km}} \simeq 30 \text{ Min.}$  Zur Verringerung des Phasenfehlers trägt nach Stein et al. (2000) neben der feineren Auflösung auch die Berücksichtigung der Eisphase im expliziten Niederschlagsschema bei.

Die quantitative Überprüfung der räumlichen Verteilung des Tagesniederschlags der hochauflösenden MC2-Simulation zeigt allerdings nur einen geringfügigen Qualitätsgewinn im Vergleich zur DM-Simulation. Der nicht-deterministische Charakter und generelle Vorhersagbarkeitsgrenzen sommerlicher konvektiver Niederschlagszellen machen die räumlich präzise quantitative Niederschlagssimulation auch mit diesen hochauflösenden Modellen nach wie vor schwierig.

## 7 Wertung und Ausblick

In dieser Arbeit wurde mit dem mesoskaligen Deutschland-Modell (DM), welches von Juli 1993 bis November 1999 das operationelle Wettervorhersagemodell des Deutschen Wetterdienstes (DWD) war, ein Ensemble von fünf sommerlichen nordalpinen Starkniederschlagsepisoden nachgerechnet. Neben Parameterstudien und Untersuchungen des atmosphärischen Wasserbudgets einer dieser intensiven Regenepisoden wurden außerdem hochauflösende Modellsimulationen eines, bereits mit dem DM gerechneten, konvektiven Systems mit dem kanadischen Forschungsmodell MC2 durchgeführt.

Erstmals werden in dieser Arbeit flächendeckende Radarinformationen zur Bewertung der Qualität mesoskaliger Wettervorhersagemodelle im Nordalpenraum verwendet. Durch die Kombination der mesoskaligen Modellergebnisse und moderner Fernerkundungsdaten lassen sich Diskrepanzen identifizieren und Modelldefizite sowie Modellqualitäten beurteilen. Beobachtungen des Bodenmeßnetzes des DWD ergänzen die Beobachtungsdatenbasis und dienen zur quantitativen Überprüfung der Niederschlagsverteilung.

Das primäre Ziel dieser Arbeit wurde erreicht. Durch die direkte Nutzung flächendeckender Radardaten konnten die Modellergebnisse zweier mesoskaliger Wettervorhersagemodelle überprüft und raum-zeitliche Abweichungen und Übereinstimmungen zwischen Beobachtung und Modell festgestellt werden. Neben der Nutzung fernerkundeter Regenraten wurden in dieser Arbeit erstmals auf Radarmessungen basierende Windfelder mit entsprechenden Simulationsergebnissen mesoskaliger Wettervorhersagemodelle verglichen. Es wurde gezeigt, daß raum-zeitlich hochaufgelöste Radardaten insbesondere während kurzlebiger konvektiver Phänomene neuartige Überprüfungsmöglichkeiten mesoskaliger Simulationsergebnisse bieten. Vom konventionell verwendeten Bodenmeßnetz werden konvektive Entwicklungsprozesse häufig nur unzureichend erfaßt.

Erstmalig wurde die Fähigkeit des DM überprüft, Starkniederschlagsepisoden im Nordalpenraum zu simulieren. Für ein sich über fünf Regenepisoden erstreckendes Ensemble konnten zwei verschiedene Wetterlagentypen unterschieden werden, die das DM mit unterscheidbarem Erfolg reproduzieren konnte. Das Modell liefert bessere Resultate für Wettersituationen, die bei hoher relativer Luftfeuchtigkeit von einem starken gröberskaligen Antrieb gesteuert werden. In der Mehrzahl der untersuchten Episoden überschätzt das DM den flächengemittelten Tagesniederschlag geringfügig (in vier der fünf Fälle beträgt die Abweichung  $\Delta\mathcal{P} \leq 15\%$ ). Eine allgemeingültige Beurteilung der Qualität des mesoskaligen Modells wird durch die Natur sommerlicher

Starkniederschlagsepisoden und die, zumindest in der Vergangenheit, eingeschränkte Verfügbarkeit raum–zeitlich hochaufgelöster Beobachtungsdaten erschwert. Durch die Untersuchung nicht nur einer, sondern eines Ensembles fünf sommerlicher Starkregenereignisse der letzten Jahre konnte die Überprüfung des Deutschland–Modells auf einem breiteren Fundament errichtet werden.

Darüberhinaus wurden mit DM–Simulationen erstmals meteorologische Aspekte der intensiven Niederschlagsperiode Anfang Juli 1997 untersucht, die das sogenannte *Jahrhundert–Hochwasser* an der Oder auslösten. Durch diagnostische Untersuchungen des atmosphärischen Wasserbudgets konnten wichtige Fragen zur Quelle und zu den Transportwegen der Feuchtigkeit während dieser Episode geklärt werden. Es zeigte sich, daß die Wasserdampfadvекtion die entscheidende Feuchtigkeitsquelle bildet und der Beitrag der lokalen Evapotranspiration mit etwa 10% des Gesamtniederschlags in dem Untersuchungsgebiet gering ist.

Ferner wurde deutlich, daß die erfolgreiche Anwendung des auf der Feuchtekonvergenz beruhenden Konvektionsschemas (Tiedtke, 1989) wesentlich von einem ausreichenden Feuchtigkeitsangebot abhängt. Ist dieses vorhanden, produziert ein solches Schema im Bereich von Konvergenzlinien, die vom mesoskaligen DM aufgelöst werden können, konvektiven Niederschlag. Da der Lebenszyklus konvektiver Zellen im diagnostischen Massenfluß–Schema nicht enthalten ist und sich raum–zeitlich stark variierende, unstetige Niederschlagsstrukturen ausbilden, ist ein direkter Vergleich mit gemessenen instantanen Niederschlagsraten nur begrenzt sinnvoll. Außerdem ist ein Vergleich mit beobachteten Hydrometeorfeldern nicht möglich, da das im DM verwendete Konvektionsschema keine mikrophysikalischen Größen enthält.

Durch den Vergleich der hochauflösenden MC2<sub>2km</sub>–Simulationsergebnisse mit Radardaten wurde am Beispiel eines nordalpinen konvektiven Systems die Fähigkeit moderner nicht–hydrostatischer Wettervorhersagemodelle gezeigt, kurzlebige konvektive Strukturen realistisch zu reproduzieren. Um mit dem expliziten Niederschlagschema einen Großteil der Konvektion aufzulösen, war es notwendig, die horizontale Maschenweite auf 2 km zu reduzieren. Die im Bereich der *Squall–line* simulierten dynamischen und mikrophysikalischen Strukturen entsprechen konzeptionellen Modellen solcher Konvektionsphänomene (z.B. Meischner et al., 1991; Houze, 1993).

Die quantitative Überprüfung der Tagesregenhöhen zeigt allerdings nur einen geringfügigen Qualitätsgewinn. Diese unerwartet geringe Qualitätssteigerung gegenüber dem DM verdeutlicht die Schwierigkeit und die Komplexität, sommerliche Niederschlagsereignisse mit mesoskaligen Wettervorhersagemodellen realistisch zu simulieren. Neben der Modellauflösung und der Parametrisierung der physikalischen

Prozesse spielt die Qualität der Initialisierungs- und Randdaten eine weitere wichtige Rolle. Für die verschiedenen Fallstudien wurden hier die vom DWD bereitgestellten mesoskaligen Analysen des DM-Gebiets als Initialisierungs- und Randdaten verwendet. Ein verstärktes Augenmerk sollte in Zukunft auf die Bedeutung dieser Daten gerichtet werden. Durch die Nutzung von Datenassimilationsmethoden in der Mesoskala könnte etwa der Einfluß der Initialisierungs- und Randdaten untersucht werden.

Die auf verschiedenen Meßsystemen basierende Beobachtungsdatenbasis mehrerer Starkniederschlagsereignisse, die im Herbst 1999 während des MAP-Experiments geschaffen wurde, bietet hierfür eine einzigartige Datenbasis (Bougeault et al., 2000). Mit diesen raum-zeitlich hochaufgelösten Beobachtungsdaten lassen sich darüberhinaus hochauflösende Modellsimulationen vielschichtig überprüfen und Teilprozesse der komplexen mesoskaligen Wettervorhersagemodelle detailliert studieren.

Die zur Überprüfung mesoskaliger Modellergebnisse notwendige Beobachtungsdatengrundlage kann außerdem durch weitere Schritte verbessert werden. Durch eine Vernetzung existierender Doppler-Radar-Geräte könnte das horizontale Windfeld auf der Skala numerischer mesoskaliger Wettervorhersagemodelle erschlossen werden und eine wichtige modellunabhängige Datenquelle zur Überprüfung der dynamischen Felder dieser Modelle geschaffen werden. Ferner ist durch die Anwendung vertikaler Echoprofile auf Radarreflektivitätsdaten ein wichtiger Schritt in Richtung einer quantitativen Nutzung der Radarprodukte zu erzielen (Joss und Lee, 1995).

Darüberhinaus kann die hier angewendete Validierungsmethode, fernerkundete flächenhafte Radarinformationen mit entsprechenden Modellgrößen zu kombinieren und zu vergleichen, auch mit anderen Fernerkundungsdaten nutzbringend eingesetzt werden. Die innovative Technik von flugzeuggetragenen Lidar-Systemen kann etwa fernerkundete Wind- und Feuchtefelder liefern (Ehret et al., 1999), mit denen mesoskalige Modellergebnisse hochaufgelöst überprüft oder initialisiert werden können.

Außerdem sollten analoge Vergleichsmethoden zur Überprüfung der Niederschlagsvorhersagequalität auch für das neue Lokal-Modell (LM) des DWD, welches seit Dezember 1999 das in dieser Arbeit verwendete DM im operationellen Betrieb ersetzt, genutzt werden. Insbesondere die derzeitige Forschungsversion des LM mit einer horizontalen Auflösung von 2.5 km und einer völlig expliziten Niederschlagsbeschreibung unter Einbeziehung von Eisphasenprozessen (Doms, 1999) sollte Niederschlagsstrukturen mesoskaliger konvektiver Systeme realistischer simulieren können.



Insgesamt belegt diese Arbeit die mehrschichtige Rolle, die hochauflösenden Wettervorhersagemodellen als wichtiges Forschungsinstrument zukommt. Im nachträglichen Analysemodus liefern sie einmal physikalisch konsistente Datensätze zur Interpretation von modernen Fernerkundungsdaten. Festgestellte Diskrepanzen ergeben andererseits die Möglichkeit, Unzulänglichkeiten des Modells offenzulegen. Möge diese Arbeit als nachahmenswertes Beispiel dienen, die enge Kombination von Simulationsergebnissen und flächendeckenden Messungen in Zukunft noch zu intensivieren.

## A Details zu den numerischen Modellen

Auf eine mathematische Darstellung der Gleichungen der mesoskaligen Modelle DM und MC2 wird an dieser Stelle verzichtet. Hier sei auf die ausführlichen Modellbeschreibungen des DM (EM) bei Schrodin (1995) oder Majewski (1991) bzw. des MC2 bei Benoit et al. (1995) verwiesen.

### A.1 Vergleich wichtiger Komponenten des DM und MC2

Stattdessen werden wichtige Gesichtspunkte der verwendeten numerischen Modelle tabellarisch gegenübergestellt, um die Unterschiede und Gemeinsamkeiten des operationellen Wettervorhersagemodells DM und des Forschungsmodells MC2 hervorzuheben.

	DM	MC2
<b>Gleichungssystem des dynamischen Kerns:</b>		
· progn. Variablen	5 prognostische Gleichungen für $u, v, h, q_{DW}$ und $p_s$ ; $w, T, q_D$ und $q_W$ werden diagnostisch bestimmt	10 prognostische Gleichungen für $u, v, w, p$ und $T$ sowie die mikrophysikalischen Größen $q_D, q_W, q_{ice}, q_{graupel}$ und Regenwasser $q_R$
· Charakteristika	hydrostatisch	nicht-hydrostatisch, kompressibel
· Vertikalkoordinate	hybrides Koordinatensystem $\eta = \eta(p, p_s)$ (am Boden geländefolgend, in der Höhe auf Druckflächen)	geländefolgende Koordinate nach Gal-Chen $\zeta = \zeta(z, H)$ (H: Höhe der Modellatmosphäre)

Das DM ist ein hydrostatisches Modell. Durch die Verwendung der hydrostatischen Approximation wird das Gleichungssystem vereinfacht und Schallwellen werden eliminiert. Die Filterung der schnellen, für die Wettervorhersage unbedeutenden Schallwellen gewährleistet den Gebrauch eines größeren Zeitschritts unter Erhaltung der numerischen Stabilität (Courant-Zahl  $C = \frac{c\Delta t}{\Delta x} \leq 1$ ). Die Vertikalgeschwindigkeit  $w$  wird zu jedem Zeitschritt diagnostisch bestimmt.

Im Gegensatz dazu wird im *nicht*-hydrostatischen MC2 die Vertikalgeschwindigkeit explizit über eine prognostische Gleichung berechnet, da bei horizontalen Modellmaschenweiten von  $\Delta < 10 \text{ km}$  die hydrostatische Approximation nicht ausreichend

genau ist (Pielke, 1984). Um eine numerisch stabile Integration der dynamischen Gleichungen zu gewährleisten, wird im MC2 ein semi-implizites semi-Lagrange'sches Diskretisierungsschema verwendet (Thomas et al., 1998). Bei einer semi-impliziten Zeitintegration werden die nicht-linearen Terme explizit<sup>37</sup> und die linearen Terme implizit<sup>38</sup> gelöst. Das semi-Lagrange'sche Schema<sup>39</sup> wird zur Lösung der Advektionsterme verwendet.

Im DM wird hier zur Integration ein semi-implizites Zeitschrittverfahren in Verbindung mit einem Euler'schen Advektionsschema angewendet.

	DM	$MC2_{10\ km}$	$MC2_{2\ km}$
<b>Beschreibung des Niederschlags:</b>			
· skalig	nach Kessler (1969)	Sundquist et al. (1989)	Kong und Yau (1997)
· sub-skalig	Tiedtke (1989)	Kuo-Typ-Schema (Mailhot et al., 1998)	–

Ebenso wie das skalige Niederschlagsschema des DM basiert das im  $MC2_{10\ km}$  verwendete Schema im wesentlichen auf den grundlegenden Arbeiten von Kessler (1969). In beiden Schemata werden 4 Wasserphasen unterschieden, die Niederschlagsbildung erfolgt nach empirischen Ansätzen in Abhängigkeit des vorhandenen Wolkenwassergehalts  $q_w$  und der neugebildete Niederschlag fällt instantan aus.

<sup>37</sup>Das explizite Schema setzt die Kenntnis der Werte des zu berechnenden Feldes an den Gitterpunkten zu 2 Zeiten ( $\Delta t$  und  $\Delta t - 1$ ) voraus, um dessen Wert zum Zeitpunkt  $\Delta t + 1$  zu berechnen (*leapfrog Schema*). Die Differenzgleichung kann dann Gitterpunkt für Gitterpunkt gelöst werden. Es ist jedoch das Courant-Zahl Kriterium ( $C \leq 1$ ) zur Gewährleistung der numerischen Stabilität zu beachten.

<sup>38</sup>Im Gegensatz zum expliziten Schema sind bei der impliziten Zeitintegration die meteorologischen Größen zu nur 2 Zeitebenen beteiligt ( $\Delta t$  und  $\Delta t + 1$ ). Der Vorteil dieses Schemas ist dessen numerische Stabilität. Da das Gleichungssystem für alle Gitterpunkte gleichzeitig gelöst werden muß, erfordert dies einen hohen Rechenaufwand. Auf nicht-lineare Terme ist das implizite Schema gewöhnlich nicht anwendbar.

<sup>39</sup>Das semi-Lagrange'sche Verfahren kombiniert die Vorteile des Euler'schen Verfahrens (reguläres kartesisches Gitter) mit denen des Lagrange'schen (größere Stabilität, also größerer Zeitschritt möglich).

Die Formulierung der subskaligen konvektiven Niederschlagsprozesse basiert sowohl beim im DM verwendeten Massenflußschema nach Tiedtke (1989) als auch beim im  $MC2_{10\ km}$  verwendeten Kuo-Typ-Schema auf der Feuchtekonvergenz  $Q$

$$Q = - \int_0^B (\mathbf{v}_h \cdot \nabla_h q_D + w \frac{\partial q_D}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \overline{w'q'_D}}{\partial z}) \rho dz.$$

Falls  $Q > 0$  liegt an dem Modellgitterpunkt Feuchtigkeitskonvergenz vor, und die Niederschlagsbildung im Aufwindbereich wird durch eine lineare Funktion vom konvektiv gebildeten Wolkenwasser  $l$  beschrieben. Die Kondensationsrate im Aufwindbereich stützt sich dabei auf die Voraussetzung des Sättigungsgleichgewichts.

Durch Verdunstungsprozesse wird der simulierte Niederschlagsfluß in den unteren Modellschichten verringert. Um die Modelldaten den beobachteten Radar-Regenraten vergleichbar zu machen, werden jeweils die maximalen simulierten Niederschlagsflüsse (skalig plus subskalig) jeder vertikalen Luftsäule benötigt. Da das operationelle DM nur den Niederschlag als Ausgabeparameter hat, waren Modifikationen innerhalb der Modellarchitektur des DM notwendig, um diese darzustellen.

	DM	MC2
<b>Initialisierungs- und Randdaten:</b>	6-stündliche DM-Analysen	6-stündliche DM-Analysen bzw. $MC2_{2\ km}$ stündliche $MC2_{10\ km}$ -Vorhersagen
· Randbehandlung	nach Davies (1976)	nach Davies (1976)

Da die Qualität der Modellsimulation von der Qualität der Initialisierungs- und Randdaten entscheidend abhängt, wurden für sämtliche Simulationen dieselben, 6-stündlich verfügbaren meteorologischen Analysen auf dem DM-Gebiet verwendet. Diese vom DWD mit einem eigenen Assimilationszyklus erzeugten Daten sind archiviert und stehen damit auch für historische Episoden zur Verfügung. Sie werden in dieser Arbeit als bestmögliche mesoskalige Datenbasis zum Antreiben beider Wettervorhersagemodelle verwendet.

## A.2 Technische Aspekte

Einige technische Aspekte der numerischen Simulationen sind ebenfalls tabellarisch zusammengestellt. Die in dieser Arbeit präsentierten Rechnungen wurden auf verschiedenen Computern durchgeführt.

	DM	$MC2_{10\ km}$	$MC2_{2\ km}$
Maschenweite $\Delta$	14 km	10 km	2 km
Modellgitterpunkte	109×109×20	154×160×30	360×250×38
Zeitschritt $\Delta t$	90 sec	90 sec	30 sec
Computer	SGI-origin 2000 (8 CPUs [100 MHz])	NEC SX-4	NEC SX-4
benutzte CPU	1	1	10
CPU-Zeit / h Sim.zeit	4.5 Min.	3 Min.	110 Min.
typ. Simulationsdauer	30 h	30 h	24 h
Hauptspeicherbedarf	4.4 MB	223 MB	2400 MB
typ. erzeugte Datenmenge	350 MB	350 MB	1700 MB

Das DM implementierte ich auf einer leistungsfähigen, mit mehreren Prozessoren ausgerüsteten *Silicon-Graphics-Workstation* beim DLR. Die in dieser Arbeit präsentierten DM-Simulationen wurden auf einer SGI-*origin 2000* durchgeführt, auf der ein typischer, sich über 30 Stunden erstreckender Lauf in 2:15 h CPU-Zeit gerechnet war. Da die SGI-origin 2000 von verschiedenen Nutzern parallel beansprucht wird, belief sich die *Wallclock-Zeit* z.T. auf mehr als 8 h.

Im Gegensatz dazu führte ich die MC2-Simulationen auf einer NEC SX-4 beim kanadischen Wetterdienst (Recherche en Prévision Numérique, Dorval, Québec) durch, einem Parallelrechner, auf dem auch die operationellen Wettervorhersagemodelle in Kanada gerechnet werden. Die hochauflösenden MC2-Simulationen wurden in der sogenannten *distributed version* auf 10 Prozessoren parallel gerechnet. Mit der Integration der Modellgleichungen an  $3.4 \times 10^6$  Gitterpunkten über 24 h wurde dabei die Grenze des derzeit technisch Realisierbaren erreicht (für 60 Min. Simulationszeit werden 110 Min. CPU-Zeit benötigt!).

Dieser Vergleich der technischen Aspekte beider Modelle bzw. Computer verdeutlicht die unterschiedliche primäre Zielsetzung. Während das DM als operationelles Modell zur täglichen Wettervorhersage konzipiert wurde, ist das MC2 eher als mesoskaliges Forschungsmodell beispielsweise zum *hindcast*-Betrieb von Fallstudien entwickelt worden.

### A.3 Erzeugung synthetischer Radarbilder

Die *Pseudo*-Radarreflektivitäten werden diagnostisch aus den vom MC2 simulierten Hydrometeorfeldern berechnet. Nach Gleichung 1 in Fovell und Ogura (1988) und der Annahme einer Marshall-Palmer-Größenverteilung der Hydrometeore Wolkenwasser, Graupel und Eis (Yau; *pers. Mitteilungen*) ergibt sich die effektive Radarreflektivität  $Z_e$  zu

$$Z_e = 720\alpha k \left(\frac{\rho_j}{\rho_w}\right)^2 N_{0,j}^{-3/4} (\pi\rho_j)^{-7/4} (\rho_l q_j)^{3/4}.$$

Die *Pseudo*-Radarreflektivität  $Z$  berechnet sich aus

$$Z = 10 \log_{10}(Z_e) \quad Z \text{ in } [dBz]$$

Die Werte der verschiedenen, in die Berechnung der *Pseudo*-Radarreflektivität  $Z$  benötigten Größen sind Fovell und Ogura (1988), Reisner et al. (1998) oder dem MM5-Dokument (Grell et al., 1994) entnommen und in folgender Liste zusammengestellt:

#### Größen zur Berechnung der *Pseudo*-Radarreflektivität

$q_j$	Mischungsverhältnis der Hydrometeore	vom MC2 berechnet
$\rho_l$	Dichte der Luft	vom MC2 berechnet
$\rho_p$	Dichte von Flüssigwasser (Regen)	$1000 \text{ kg m}^{-3}$
$\rho_e$	Dichte der Eisteilchen	$100 \text{ kg m}^{-3}$
$\rho_G$	Dichte von Graupel	$400 \text{ kg m}^{-3}$
$N_{0,p}$	Marshall-Palmer-Intercept-Parameter für Regen	$8 \times 10^6 \text{ m}^{-4}$
$N_{0,e}$	Marshall-Palmer-Intercept-Parameter für Eis	$2 \times 10^7 \text{ m}^{-4}$
$N_{0,G}$	Marshall-Palmer-Intercept-Parameter für Graupel	$4 \times 10^6 \text{ m}^{-4}$
$\alpha$	Verhältnis der Rückstreuoeffizienten der reflektierenden Substanz (Regen bzw. Schnee) und Flüssigwasser	1 bzw. 0.213
$k$	Umrechnungsfaktor von $\text{m}^3$ in die Einheiten von $Z$	$10^{18}$

Die in der Abb. 6.3 dargestellte simulierte Radarreflektivität  $Z$  ergibt sich durch Summation der einzelnen Reflektivitäten der Hydrometeore Regen, Eis und Graupel.

# Literatur

- Anthes, R., 1983: Regional models of the atmosphere in middle latitudes, *Mon. Wea. Rev.* **111**, 1306–1335.
- Bebber, W. v., 1891: Die Zugstrassen der barometrischen Minima, *Meteorol. Z.* **8**, 361–366. (plus xii plates).
- Bengtsson, L., 1999: From short-range barotropic modelling to extended-range global weather prediction: a 40-year perspective, *Tellus* **51**, 13–32.
- Benoit, R., Desgagné, M., Pellerin, P., Pellerin, S., Chartier, Y. and Desjardins, S., 1997: The canadian MC2: a semi-Lagrangian, semi-implicit wideband atmospheric model suited for finescale process studies and simulation, *Mon. Wea. Rev.* **125**, 2382–2415.
- Benoit, R., Pellerin, S. and Yu, W., 1995: MC2 model performances during the Beaufort and Arctic Storms Experiment, *Atmos. Ocean* **35**, 221–244.
- Benoit, R., Pellerin, S., Kouwen, N., Ritchie, H., Donaldson, N., Joe, P. and Soulis, R., 2000: Toward the use of coupled atmospheric and hydrologic models at regional scale, *Mon. Wea. Rev.* in press.
- Bergeron, T., 1959: Methods in scientific weather analysis and forecasting, in B. Bolin (ed.), *The atmosphere and the sea in motion: scientific contributions to the Rossby Memorial Volume*, Rockefeller Institute Press, New York. 440–474.
- Bjerknes, V., 1904: Das Problem der Wettervorhersage, betrachtet vom Standpunkt der Mechanik und der Physik, *Meteorol. Z.* **21**, 1–7.
- Bougeault, P., Binder, P., Buzzi, A., Houze, R., Kuettner, J., Smith, R. B., Steinacker, R. and Volkert, H., 2000: The MAP Special Observing Period, *Bull. Am. Meteor. Soc.* submitted.
- Browning, K. A. and Golding, B. W., 1995: Mesoscale aspects of a dry intrusion within a vigorous cyclone, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **121**, 463–493.
- Browning, K. A. and Roberts, N. M., 1994: Structure of a frontal cyclone, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **120**, 1535–1557.
- Browning, K. A. and Roberts, N. M., 1996: Variation of frontal and precipitation structure along a cold front, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **122**, 1845–1872.
- Browning, K. A., Roberts, N. M. and Illingworth, A. J., 1997: Mesoscale analysis of the activation of a cold front during cyclogenesis, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **123**, 2349–2375.
- Brubaker, K. L., Entekhabi, D. and Eagleson, P. S., 1993: Estimation of continental precipitation recycling, *J. Climate* **6**, 1077–1089.
- Buzzi, A. and Foschini, L., 2000: Mesoscale meteorological features associated with heavy precipitation in the Southern Alpine region, *Meteorol. Atmos. Phys.* **72**, 131–146.

- Buzzi, A., Tartaglione, N. and Malguzzi, P., 1998: Numerical simulations of the 1994 Piedmont flood: role of orography and moist processes, *Mon. Wea. Rev.* **126**, 2369–2383.
- Cacciamani, C., Cesari, D., Grazzini, F., Paccagnella, T. and Pantone, M.: 2000, Numerical simulation of intense precipitation events south of the Alps: sensitivity to initial conditions and horizontal resolution, *Meteorol. Atmos. Phys.* **72**, 147–159.
- Charney, J. G., 1948: On the scale of the atmospheric motions, *Geophys. Publ.* **17**, 3–17.
- Codina, B., Aran, M., Young, S. and Redano, A., 1997: Prediction of a mesoscale convective system over Catalonia with a nested numerical model, *Meteorol. Atmos. Phys.* **62**, 9–22.
- Colle, B. A., Mass, C. F. and Smull, B., 1999: An observational and numerical study of a cold front interacting with the Olympic Mountains during COAST IOP5, *Mon. Wea. Rev.* **127**, 1310–1334.
- Cotton, W. R. and Anthes, R. A., 1989: *Storm and Cloud dynamics*, Academic Press. 881 pp.
- Cress, A., 1996: Niederschlagsvorhersagen mit dem Deutschland-Modell (DM) des DWD für historische Niederschlagsereignisse, in E. Müller (ed.), *Forschung und Entwicklung – Arbeitsergebnisse*, Vol. 34, DWD, Offenbach am Main. 33 S.
- Cress, A., Majewski, D., Podzun, R. and Renner, V., 1995: Simulation of European climate with a limited area model. Part I: Observed boundary conditions, *Beitr. Phys. Atmos.* **68**, 161–178.
- Davies, H. C., 1976: A lateral boundary formulation for multi-level prediction models, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **102**, 405–418.
- Davies, H. C., 1984: On the orographic retardation of a cold front, *Beitr. Phys. Atmos.* **57**, 409–418.
- Doms, G., 1994: Numerical simulations with the meso- $\beta$ -scale model of the DWD, in S. P. Haase-Straub, D. Heimann, T. Hauf and R. K. Smith (eds), *The squall line of 21 Juli 1992 in Switzerland and southern Germany – a documentation*, DLR-Forschungsbericht 94-18. 179–206.
- Doms, G., 1999: Pre-operational test of the nonhydrostatic limited area model LM at DWD, *HIRLAM 4 Workshop on High Resolution Modelling*, HIRLAM Project, Norrköping. 51–64.
- Doyle, J., 1997: The influence of mesoscale orography on a coastal jet and rainband, *Mon. Wea. Rev.* **125**, 1465–1488.
- Ehret, G., Hoinka, K. P., Stein, J., Fix, A., Kiemle, C. and Poberaj, G., 1999: Low-stratospheric water vapor measured by an airborne LIDAR, *J. Geophys. Res.* **104**, 31351–31359.
- Emanuel, K. A., 1994: *Atmospheric Convection*, Oxford University Press, New York. 580 pp.
- Exner, F. M., 1908: Über eine erste Annäherung zur Vorausberechnung synoptischer Wetterkarten, *Meteorol. Z.* **25**, 58–67.
- Findell, K. L. and Eltahir, E. A. B., 1997: An analysis of the relationship between spring soil moisture and summer rainfall, based on direct observations from Illinois, *Water Resour. Res.* **33**, 725–735.



- Fliri, F., 1974: Niederschlag und Lufttemperatur im Alpenraum, *Wissensch. Alpenvereinshefte*, 24, 110 S.
- Flohn, H. and Huttary, J., 1950: Über die Bedeutung der Vb-Lagen für das Niederschlagsregime Mitteleuropa, *Met. Rdschau* **3**, 167–180.
- Fovell, R. G. and Ogura, Y., 1988: Numerical simulation of a midlatitude squall line in two dimensions, *J. Atmos. Sci.* **45**, 3846–3879.
- Frei, C. and Schär, C., 1998: A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations, *Int. J. Climatol.* **18**, 873–900.
- Frei, C., Schär, C., Lüthi, D. and Davies, H. C., 1998: Heavy precipitation processes in a warmer climate, *Geophys. Res. Letters* **25**, 1431–1434.
- Fritsch, J. M. and Chappell, C. F., 1980: Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part I: Convective parameterization, *J. Atmos. Sci.* **37**, 1722–1733.
- Giorgi, F., Mearns, L. O., Shields, C. and Mayer, L., 1996: A regional model study of the importance of local versus remote controls of the 1988 drought and the 1993 flood over the Central United States, *J. Climate* **9**, 1150–1162.
- Grünwald, U., 1998: Ursachen, Verlauf und Folgen des Sommer-Hochwassers 1997 an der Oder sowie Aussagen zu bestehenden Risikopotentialen, *Deutsche IDNDR-Reihe 10a*, Deutsches IDNDR-Komitee für Katastrophenvorbeugung e. V., Bonn. 46 S.
- Haase-Straub, S., Hagen, M., Hauf, T., Heimann, D., Peristeri, M. and Smith, R., 1997: The squall-line of 21 July 1992 in southern Germany: An observational case study, *Beitr. Phys. Atmos.* **70**, 147–165.
- Hagen, M., Schiesser, H.-H. and Dorninger, M., 2000: Monitoring of mesoscale precipitation systems in the Alps and the northern Alpine foreland by radar and rain gauges, *Meteorol. Atmos. Phys.* **72**, 87–100.
- Heimann, D., 1990: Three dimensional modeling of synthetic cold fronts approaching the Alps, *Meteorol. Atmos. Phys.* **42**, 197–219.
- Höller, H., 1994: Mesoscale organization and hailfall characteristics of deep convection in southern Germany, *Beitr. Phys. Atmos.* **67**, 219–234.
- Hoinka, K. P., 1985: On fronts in Central Europe, *Beitr. Phys. Atmos.* **58**, 560–571.
- Hollingsworth, A., 1994: Validation and diagnosis of atmospheric models, *Dyn. Atmos. Oceans* **20**, 227–246.
- Houze, R. A., 1993: *Cloud dynamics*, Academic Press, San Diego. 570 pp.
- Houze, R. A., Smull, B. and Dodge, P., 1990: Mesoscale organisation of springtime rainstorms in Oklahoma, *Mon. Wea. Rev.* **118**, 613–654.

- Jacobsen, I. and Heise, E., 1982: A new economic method for the computation of the surface temperature in numerical models, *Beitr. Phys. Atmos.* **55**, 128–141.
- Joss, J., 1999: Errors involved in estimating precipitation by radar in Switzerland: the benefit of advanced techniques of analyses, where are drop-size distributions a limiting factor?, *Advanced weather radar systems*, CEC, Luxembourg, ISBN 92-828-4907-4, pp. 200–205.
- Joss, J. and Lee, R., 1995: The application of radar-gauge comparisons to operational precipitation profile corrections, *J. Appl. Met.* **34**, 2612–2630.
- Joss, J. and Waldvogel, A., 1990: Precipitation measurements and hydrology: Radar in Meteorology, *Amer. Meteor. Soc.* 577–606.
- Karstens, U., Nolte-Holube, R. and Rockel, B., 1996: Calculation of the water budget over the Baltic Sea catchment area using the regional forecast model REMO for June 1993, *Tellus* **48A**, 684–692.
- Keil, C. and Volkert, H., 2000: Precipitation in the northern Alpine region: Case-study-type validation of an operational forecast model, *Meteorol. Atmos. Phys.* **72**, 161–173.
- Keil, C., Volkert, H. and Majewski, D., 1999: The Oder flood in July 1997: Transport routes of precipitable water diagnosed with an operational forecast model, *Geophys. Res. Letters* **26**, 235–238.
- Kessler, E., 1969: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations, *Meteor. Monogr.* **10**(32), AMS, Boston, 84 pp.
- Kitchen, M. and Jackson, P. M., 1992: Weather radar performance at long range – simulated and observed, *J. Appl. Met.* **32**, 975–985.
- Kong, F. and Yau, M. K., 1997: An explicit approach to microphysics in MC2, *Atmos. Ocean* **35**, 257–291.
- Kong, F.-Y., Huang, M.-Y. and Xu, H.-Y., 1990: Three dimensional numerical simulations of ice-phase microphysical in cumulus clouds. Part I and Part II, *Chinese J. Atmos. Sci.* **14**, 437–470.
- Kotroni, V., Lagouvardos, K., Kallos, G. and Ziakopoulos, D., 1999: Severe flooding over central and southern Greece associated with pre-cold frontal orographic lifting, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **125**, 967–991.
- Köpken, C. and Winter, T., 1997: DWD contribution to BALTEX, *Quarterly Report of the operational NWP-Models of DWD*, Vol. 12, Schrodin, R., Offenbach am Main. 3–8.
- Kubat, O., 1972: Die Niederschlagsverteilung in den Alpen unter besonderer Berücksichtigung der jahreszeitlichen Verteilung, *Veröffentl. Univ. Innsbruck*, **73**. 52 S.
- Kuo, H. L., 1965: On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection, *J. Atmos. Sci.* **22**, 40–63.

- Kuo, H. L., 1974: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow, *J. Atmos. Sci.* **31**, 1232–1240.
- Kuo, Y. H., Bresch, J. F., Cheng, M. D., Kain, J., Parsons, D. B., Tao, W. K. and Zhang, D. L., 1997: Summary of a mini workshop on cumulus parameterization for mesoscale models, *Bull. Am. Meteor. Soc.* **78**, 475–491.
- Kurz, M., 1990: *Synoptische Meteorologie*, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main. 198 S.
- Lang, P., 1997: Niederschlagsquantifizierung auf der Basis von Radardaten, *promet Heft 1/2* **26**, 22–31. Deutscher Wetterdienst, Offenbach.
- Lönnberg, P. and Shaw, D., 1987: *ECMWF data assimilation – Scientific documentation*, 2nd revised edn, ECMWF Research Manual 1, 10/87.
- Louis, J. F., 1979: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere, *Boundary-Layer Meteorol.* **17**, 187–202.
- Lynch, P., 1993: Richardson’s marvelous forecast, in M. Shapiro and S. Grønås (eds), *The life cycles of extratropical cyclones*, American Meteorol. Soc., Boston. 61–73.
- Mailhot, J., Bélair, S., Benoit, R., Bilodeau, B., Delage, Y., Fillion, L., Garand, L., Girard, C. and Tremblay, A., 1998: Scientific Description of RPN Physics Library. 188 pp.
- Majewski, D., 1991: The Europa-Modell of the Deutscher Wetterdienst, *Proc. Seminar on Numerical Methods in Atmospheric Models*, ECMWF, Reading. 147–191.
- Majewski, D., 1997: Operational regional prediction, *Meteorol. Atmos. Phys.* **63**, 89–104.
- MAP, 1996: Mesoscale Alpine Programme: Design Proposal, *Swiss Meteorological Institute, Zürich*. Eds. P. Binder and C. Schär, 77 pp.; available also from <http://www.ethz.ch/proposal.html>.
- Massacand, A. C., Wernli, H. and Davies, H. C., 1998: Heavy precipitation on the Alpine south-side: An upper-level precursor, *Geophys. Res. Letters* **25**, 1435–1438.
- Meischner, P., Collier, C., Illingworth, A., Joss, J. and Randeu, W., 1997: Advanced weather radar systems in Europe: The COST 75 Action, *Bull. Am. Meteor. Soc.* **78**, 1411–1430.
- Meischner, P. F., Bringi, V. N., Heimann, D. and Höller, H., 1991: A squall line in southern Germany: Kinematics and precipitation formation as deduced by advanced polarimetric and Doppler radar measurements, *Mon. Wea. Rev.* **119**, 678–701.
- Mellor, G. L. and Yamada, T., 1974: A hierarchy of turbulent closure models for planetary boundary layers, *J. Atmos. Sci.* **31**, 1791–1806.
- Mladek, R., Barckicke, J., Binder, P., Bougeault, P., Brzovic, N., Frei, C., Geleyn, J., Hoffman, J., Ott, W., Patrino, P., Pottier, P. and Rossa, A.: 2000, Intercomparison and evaluation of precipitation forecasts for MAP seasons 1995 and 1996, *Meteorol. Atmos. Phys.* **72**, 111–129.

- Mölders, N., Laube, M. and Raschke, E., 1995: Evaluation of model generated cloud cover by means of satellite data, *Atmos. Res.* **39**, 91–111.
- Müller, E., 1981: Turbulent flux parameterization in a regional-scale model, *Proc. Workshop on Planetary Boundary Layer Parameterization*, ECMWF, Reading. 193–220.
- Müller, E., 1997: Forschung und Entwicklung in einem Wetterdienst, *DWD – SMA Hochauflösendes Regionalmodell Rundbrief Nr. 12, Teil II*, DWD, Offenbach, pp. 1–17.
- Molinari, J. and Dudek, M., 1992: Parameterization of convective precipitation in mesoscale numerical models: A critical review, *Mon. Wea. Rev.* **120**, 326–344.
- Nickerson, E., Richard, E., Rosset, R. and Smith, D. R., 1986: The numerical simulation of clouds, rain and airflow over the Vosges and Black Forest mountains, *Mon. Wea. Rev.* **114**, 398–414.
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes, *Bull. Am. Meteor. Soc.* **556**, 527–534.
- Paccagnella, T., Tibaldi, S., Buizza, R. and Scoccianti, S., 1992: High-resolution numerical modeling of convective precipitation over Northern Italy, *Meteorol. Atmos. Phys.* **50**, 143–163.
- Paegle, J., Mo, K. C. and Nogués-Paegle, J., 1996: Dependence of simulated precipitation on surface evaporation during the 1993 United States summer floods, *Mon. Wea. Rev.* **124**, 345–361.
- Peristeri, M., Ulrich, W. and Smith, R. K., 2000: Genesis conditions for thunderstorm growth and the development of a squall line in the northern Alpine foreland, *Meteorol. Atmos. Phys.* **72**, 251–260.
- Pielke, R. A., 1984: *Mesoscale Meteorological Modeling*, Academic Press. 612 pp.
- Ramage, C. S., 1982: Have precipitation forecasts improved?, *Bull. Am. Meteor. Soc.* **63**, 739–743.
- Ramis, C., Romero, R., Homar, V., Alonso, S. and Alcaron, M., 1998: Diagnosis and numerical simulation of a torrential precipitation event in Catalonia, *Meteorol. Atmos. Phys.* **69**, 1–21.
- Raulin, V., 1879: Über die Vertheilung des Regens im Alpengebiet von Wien bis Marseille, *Z. österreichischen Gesellschaft Meteorol.* **14**, 233–247.
- Redelsperger, J.-L. and Lafore, J.-P., 1994: Non-hydrostatic simulations of a cold front observed during the FRONTS 87 experiment, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **120**, 519–555.
- Reisner, J., Rasmussen, R. M. and Brientjes, R. T., 1998: Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **124**, 1071–1107.
- Richardson, L. F., 1922: *Weather prediction by Numerical Process*, Cambridge University Press. 236 pp. Reprinted by Dover Publications, 1965.

- Ritter, B. and Geleyn, J. F., 1992: A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction with potential applications in climate simulations, *Mon. Wea. Rev.* **120**, 305–325.
- Romero, R., Ramis, C., Alonso, S., Doswell III, C. A. and Stensrud, D. J.: 1998, Mesoscale model simulation of three heavy precipitation events in the Western Mediterranean region, *Mon. Wea. Rev.* **126**, 1859–1881.
- Schiesser, H.-H., Houze, R.A., J. and Huntrieser, H., 1995: The mesoscale structure of severe precipitation systems in Switzerland, *Mon. Wea. Rev.* **123**, 2070–2097.
- Schär, C., Frei, C., Lüthi, D. and Davies, H. C., 1996: Surrogate climate-change scenarios for regional climate models, *Geophys. Res. Letters* **23**, 669–672.
- Schär, C., Lüthi, D., Beyerle, U. and Heise, E., 1999: The soil-precipitation feedback: A process study with a regional climate model, *J. Climate* **12**, 722–741.
- Schraff, C. H., 1997: Mesoscale data assimilation and prediction of low stratus in the Alpine region, *Meteorol. Atmos. Phys.* **64**, 21–50.
- Schrodin, R., 1995: Dokumentation des EM/DM-Systems, *Technical report*, Deutscher Wetterdienst, Available from DWD, Postfach 100465, D-63004 Offenbach, Germany. 492 S.
- Schrodin, R., 1998: Quarterly Report of the operational NWP-Models of the Deutscher Wetterdienst, *Technical report*, Deutscher Wetterdienst, Available from DWD, Postfach 100465, D-63004 Offenbach, Germany.
- Schroth, A. C., Chandra, M. S. and Meischner, P. F., 1988: A C-band coherent polarimetric radar for propagation and cloud physics research, *J. Atmos. Ocean. Techn.* **5**, 804–822.
- Schumann, U., 1987: Influence of mesoscale orography on idealized cold fronts, *J. Atmos. Sci.* **44**, 3423–3441.
- Schumann, U., Hauf, T., Höller, H., Schmidt, H. and Volkert, H., 1987: A mesoscale model for the simulation of turbulence, clouds and flow over mountains: formulation and validation examples, *Beitr. Phys. Atmos.* **60**, 413–446.
- Sénési, S., Bougeault, P., Chèze, J.-L., Cosentino, P. and Thepenier, R.-M., 1996: The Vaison-La-Romaine flash flood: Mesoscale analysis and predictability issues, *Wea. Forecasting* **11**, 417–442.
- Smith, R. B., 1979: The influence of mountains on the atmosphere, *Advances in Geophysics* **21**, 87–230.
- Spencer, P. L. and Stensrud, D. J., 1998: Simulating flash flood events: Importance of the subgrid representation of convection, *Mon. Wea. Rev.* **126**, 2884–2912.
- Stein, J., Richard, E., Lafore, J., Pinty, J., Ascencio, N. and Cosma, S.: 2000, High-resolution non-hydrostatic simulations of flash-flood episodes with grid-nesting and ice phase parameterization, *Meteorol. Atmos. Phys.* **72**, 203–221.

- Sundquist, H., Berge, E. and Kristjansson, J. E., 1989: Condensation and cloud parameterization studies with a mesoscale weather prediction model, *Mon. Wea. Rev.* **117**, 1641–1657.
- Thomas, S. J., Girard, C., Benoit, R., Desgagné, M. and Pellerin, P., 1998: A new adiabatic kernel for the MC2 Model, *Atmos. Ocean* **29**, 241–270.
- Thompson, P. D., 1983: History of numerical weather prediction in the United States, *Bull. Am. Meteor. Soc.* **64**, 755–769.
- Tiedtke, M., 1989: A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models, *Mon. Wea. Rev.* **117**, 1779–1800.
- Volkert, H., 2000: Heavy precipitation in the Alpine region (HERA): Areal rainfall determination for flood warnings through in-situ measurements, remote sensing and atmospheric modelling, *Meteorol. Atmos. Phys.* **72**, 73–85.
- Volkert, H., Kurz, M., Majewski, D., Prenosil, T. and Tafferner, A., 1992: The front of 8 October 1987 - Predictions of three mesoscale models, *Meteorol. Atmos. Phys.* **48**, 179–191.
- Volkert, H., Weickmann, L. and Tafferner, A., 1991: The Papal Front of 3 May 1987: A remarkable example of frontogenesis near the Alps, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **117**, 125–150.
- Wang, W. and Seaman, N. L., 1997: A comparison study of convective parameterization schemes in a mesoscale model, *Mon. Wea. Rev.* **125**, 252–278.
- Warner, T. T., Peterson, R. A. and Treadon, R. E., 1997: A tutorial on lateral boundary conditions as a basic and potentially serious limitation to regional numerical weather prediction, *Bull. Am. Meteor. Soc.* **78**, 2599–2617.
- Weismann, M. L., Skamarock, W. C. and Klemp, J. B., 1997: The resolution dependence of explicitly modeled convective systems, *Mon. Wea. Rev.* **125**, 527–548.
- WMO, 1998: Statement of the status of the global climate in 1997, *WMO No. 877*. World Meteorological Organisation, Geneva.
- Yanai, M., Esbensen, S. and Chu, J., 1973: Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets, *J. Atmos. Sci.* **30**, 611–627.
- Yu, W., Lin, C. and Benoit, R., 1997: High resolution simulation of the severe precipitation event over the Saguenay, Quebec region in July 1996, *Geophys. Res. Letters* **24**, 1951–1954.
- Zhang, D.-L. and Fritsch, J. M., 1986a: A case study of the sensitivity of numerical simulation of mesoscale convective systems to varying initial conditions, *Mon. Wea. Rev.* **114**, 2418–2431.
- Zhang, D.-L. and Fritsch, J. M., 1986b: Numerical simulation of the meso- $\beta$  scale structure and evolution of the 1977 Johnstown flood. Part I: Model description and verification, *J. Atmos. Sci.* **43**, 1913–1943.

## Dank

Einer Reihe von Personen möchte ich an dieser Stelle Dank sagen für ihre Beiträge zu dieser Arbeit.

Für die Gelegenheit, dieses interessante und vielschichtige Thema am Institut für Physik der Atmosphäre zu bearbeiten, und für die Betreuung danke ich Prof. Ulrich Schumann. Für die Diskussionen zu grundlegenden Fragen der feuchten Konvektion und für die Übernahme des Korreferats bedanke ich mich bei Prof. Roger K. Smith.

Mein besonders herzlicher Dank gilt Hans Volkert. Seine ständige Bereitschaft zur Beantwortung von Fragen, seine Anregungen und Diskussionsbeiträge sowie die gründliche Durchsicht des Manuskripts waren mir wertvoll. Nicht zuletzt in seiner Funktion als Koordinator des EU-Projekts HERA schuf er die Voraussetzungen für eine fruchtbare, multinationale Zusammenarbeit, und der persönliche Austausch mit Kollegen während der beiden Projekt-Treffen im Münchener Umland wird mir angenehm in Erinnerung bleiben.

Dem DWD wird für die Bereitstellung des DM und der Analysedaten gedankt. Michael Gertz gab mir Starthilfen beim Implementieren des DM am DLR. Auch die Diskussionen mit Detlev Majewski, Dieter Frühwald und Erdmann Heise gaben mir Denkanstöße und verschafften mir einen genaueren Einblick in die Geheimnisse des DM. Die Beobachtungen des Niederschlagsbodenmeßnetzes wurden mir von Ulrich Damrath zur Verfügung gestellt. Ein besonderer Dank gilt Detlev Majewski für die nicht nur wissenschaftliche Anregung zur Untersuchung des Oder-Hochwassers 1997. Durch die gute Kooperation mit dem DWD war es möglich, das hydrologische Jahrhundertereignis im östlichen Mitteleuropa meteorologisch unter die Lupe zu nehmen. Daniel Lüthi (ETH Zürich) danke ich für die Bereitstellung des Diagnoseprogramms.

Außerdem möchte ich stellvertretend Robert Benoit und Michel Desgagné vom kanadischen Wetterdienst (Recherche en Prévision Numérique, Dorval, Québec) für die produktive und fruchtbare Zusammenarbeit und für die Gastfreundschaft während meines zweimonatigen Aufenthalts Anfang 1999 in Montreal danken. Die Diskussionen mit Prof. M.K. Yau an der McGill University haben die Arbeit zusätzlich bereichert.

Ohne die Vernetzung mehrerer Radargeräte zum Nordalpinen Radarkomposit wäre die Arbeit in dieser Form nicht möglich gewesen. Dafür und für die Beantwortung von Fragen zur Radarmeteorologie danke ich Martin Hagen. Allen Kollegen am Institut für Physik der Atmosphäre und vor allem Winfried Beer und meinem Zimmerkollegen Martin Leutbecher gilt mein Dank für die angenehme Arbeitsatmosphäre und die stete Hilfsbereitschaft.

Schließlich danke ich meiner Freundin Stephanie, die nicht nur während des *Berlin-Marathons 1999* sondern insbesondere auch während des anstrengenden Endsprints dieser Arbeit für gute Stimmung sorgte. Auch meinen Eltern gilt mein Dank, deren Unterstützung und Vertrauen jederzeit eine große Hilfe waren.





## Lebenslauf

### Persönliche Daten

Name Christian Keil  
geboren am 22. Mai 1968  
in Hanau  
Anschrift Wittelsbacherstr. 20, 80469 München

### Schulausbildung

in Hanau und Pforzheim  
Mai 1987 Abitur am Kepler-Gymnasium Pforzheim

### Studium

Meteorologie Oktober 1989 bis Juni 1996  
Studium an der Universität Karlsruhe,  
*davon*  
September 1992 bis Juni 1993  
Studium an der Oregon State University, Corvallis/USA  
Juni 1996 Diplom in Meteorologie  
Thema der Diplomarbeit:  
*Behandlung einer Punktquelle in der numerischen  
Ausbreitungsrechnung.*

### Promotion

Januar 1997 bis Mai 2000 an der  
Ludwig-Maximilians-Universität München;  
seit Januar 1997 wissenschaftlicher Angestellter am Institut  
für Physik der Atmosphäre, DLR-Oberpfaffenhofen

