

Quantitative Niederschlagsbestimmung aus Radardaten

Ein Vergleich von unterschiedlichen Verfahren unter
Einbeziehung der Statistischen Objektiven Analyse

Dissertation

zur

Erlangung des Doktorgrades (Dr. rer. nat.)

der

Mathematisch–Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Rheinischen Friedrich–Wilhelms–Universität Bonn

vorgelegt von

Eva–Maria Heuel

aus Heessen

Bonn (April) 2004

Angefertigt mit Genehmigung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

Meiner Familie

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung / Summary	II
1 Einleitung	1
1.1 Problemstellung, Motivation und Zielsetzung	1
1.2 Vorgehensweise und Aufbau	3
2 Datengrundlage und Theorie der Niederschlagsmessung	6
2.1 Niederschlagsmessung mit Stationswippen	7
2.1.1 Meßprinzip	7
2.1.2 Verfügbares Stationsnetz	8
2.2 Niederschlagsmessung mit Radar	12
2.2.1 Meßprinzip	12
2.2.2 Theorie der Radarmessung	15
2.2.3 Die Z–R–Beziehung	18
2.2.4 Das Bonner X–Band–Radar	22
2.3 Meteosat–Daten	23
3 Datenvorverarbeitung	24
3.1 Stationsdaten	24
3.1.1 Qualitätsprüfung	24

3.1.2	Interpolation der Punktdaten auf die Fläche	28
3.2	Radardaten	34
3.2.1	Darstellung und Geokodierung	34
3.2.2	Umrechnung der Radarreflektivitäten in Regenraten	35
3.2.3	Dämpfungskorrektur	36
3.2.4	Clutterfilterung	40
3.2.5	Beamblocking und Brightband	40
3.2.6	Biaskorrektur	41
3.2.7	Bildung von Niederschlagssummen	45
3.3	Meteosat-Daten	46
3.3.1	Kalibrierung des IR-Kanals	46
3.3.2	Kalibrierung des VIS-Kanals	46
3.3.3	Georeferenzierung	47
4	Erweiterte Verfahren zur Radardatenaufbereitung	48
4.1	Clutterkorrektur mit Meteosat-Daten	48
4.1.1	Verfahrensablauf	49
4.1.2	Fallstudien und Ausblick	53
4.2	Trennung zwischen konvektiven und stratiformen Niederschlagsereig- nissen	57
4.2.1	Manuelle Trennung	58
4.2.2	Automatische Trennung	61
4.3	Ableitung von Z-R-Beziehungen	65
4.3.1	WPM-Methode	65
4.3.2	Wolkenmodell	71

4.4	Advektionskorrektur	72
4.4.1	Berechnung des Windfeldes durch Zellverfolgung	73
4.4.2	Interpolation des Niederschlagsfeldes	78
4.4.3	Fallbeispiele	78
5	Niederschlagsquantifizierung mittels statistischer objektiver Analyse	82
5.1	Herleitung der Modellgleichungen	84
5.2	Anwendung des SOA–Verfahrens	90
5.2.1	Bestimmung der Hintergrundfehlermatrix	90
5.2.2	Bestimmung des Beobachtungsfehlers und Initialisierung der Korrelationsmatrizen	92
5.2.3	Lösung des Gleichungssystems	93
5.2.4	Fallbeispiele	94
5.2.5	Sensitivitätsstudie	103
6	Quantitative Analyse der Verfahren	106
6.1	Fehlerquantifizierung	106
6.2	Einzelanalyse	108
6.2.1	Einfluß der Advektionskorrektur	108
6.2.2	Einfluß der Z–R–Beziehung	110
6.2.3	Einfluß der Biaskorrektur	112
6.2.4	Einfluß des SOA–Verfahrens	113
6.3	Zusammenspiel der Verfahren	115
6.3.1	Punktvergleiche	116
6.3.2	Flächenmittelvergleiche	118

<i>INHALTSVERZEICHNIS</i>	IV
7 Schlußbetrachtung und Ausblick	122
7.1 Zusammenfassung der Ergebnisse	122
7.2 Verbesserungs- und Erweiterungsmöglichkeiten	125
7.3 Vergleich mit ähnlichen Untersuchungen	127
7.4 Ausblick	128
A Auflistung der Niederschlagsereignisse	130
B Kurzcharakteristik der Wettersituationen	134
C Detaillierte Ergebnistabellen der Fehleranalyse	143
Abkürzungsverzeichnis	147
Symbolverzeichnis	149
Literaturverzeichnis	153

Zusammenfassung

Die Niederschlagsmessung mit Radar erlaubt eine flächenmäßige Erfassung von Niederschlagsverteilungen in einer hohen räumlichen Auflösung. Hydrologische Anwendungen, wie zum Beispiel die Hochwasservorhersage, erfordern hierbei eine Genauigkeit der Niederschlagsmessung, die nach wie vor eine Herausforderung darstellt und mit heutigen Wetterradargeräten noch nicht erreicht wird. Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, die Qualität der Radar-Niederschlagsmessung durch Hinzuziehung von Bodenmeßdaten mittels eines statistischen objektiven Analyseverfahrens zu verbessern. Unterstützend werden dabei verschiedene Verfahren zur Radardatenaufbereitung eingesetzt, insbesondere eine dynamische Verwendung von Z-R-Beziehungen, eine Biaskorrektur und eine Advektionskorrektur. In einer umfangreichen, acht Monate umfassenden, Auswertung der verschiedenen Verfahren werden der Einfluß sowie die Vor- und Nachteile der einzelnen Verfahrenskomponenten und ihr Zusammenspiel im Rahmen einer RMS-Fehleranalyse mit jeweils unabhängigen Stationsdaten untersucht. Hierbei ergibt sich, daß die optimale Verfahrenskombination zu einer mittleren Fehlerreduktion von 59% führt. Zusätzlich zu diesen Methoden werden zwei Verfahren zur Ableitung von Z-R-Beziehungen, die WPM-Methode sowie ein Wolkenmodell-Algorithmus, betrachtet und ein Algorithmus zur Clutterkorrektur mittels Meteosat-Daten vorgestellt.

Summary

Precipitation measurement by radar allows the areal determination of precipitation distributions in a high spatial resolution. Hydrological applications such as flood forecasting hereby require an accuracy of the precipitation measurement which is still a challenge and which cannot be obtained by today's weather radar devices. The objective of this thesis is the improvement of the quality of the radar precipitation with the aid of ground measurements using a statistical objective analysis method. Additionally, various algorithms for radar data preprocessing such as the dynamical use of Z-R relationships, a bias correction and an advection correction scheme are employed. In a detailed evaluation of the various methods, which comprises eight months of data, the influence as well as the advantages and disadvantages of the different algorithm components and their interactions are investigated through an RMS error analysis using independent station data. Thereby, the optimal combination of methods leads to a mean error reduction of 59%. In addition to these methods, two algorithms for the derivation of Z-R-relationships, the WPM method and a cloud model algorithm, are considered and an algorithm for clutter correction by means of Meteosat data is presented.

Kapitel 1

Einleitung

1.1 Problemstellung, Motivation und Zielsetzung

Die Kenntnis der räumlichen und zeitlichen Verteilung des Niederschlags ist in hydrologischer, meteorologischer und ökonomischer Hinsicht von großer Bedeutung. Für den Wasserhaushalt hydrologischer Systeme ist der Niederschlag die wichtigste Eingangsgröße. In zahlreichen Anwendungen, wie beispielsweise der Abflußsteuerung in Entwässerungssystemen oder der Hochwasservorhersage, werden zur Bestimmung der Wasserhaushaltskomponenten summarische Größen aus der gesamten Fläche eines Einzugsgebiets benötigt. Die Niederschlagsverteilung ist meist inhomogen, und die räumliche Änderung der Niederschlagshöhe verläuft weitgehend nicht linear. Dies gilt insbesondere für Schauerniederschläge oder in orographisch stark gegliedertem Gelände.

Bodenmeßwerte sind oft nur in einem geringen Umkreis für die weitere Umgebung repräsentativ. Näherungsverfahren, die in-situ Messungen mittels klassischer Ombrometer in Gebietsmittelwerte transformieren, sind in der Literatur zahlreich beschrieben (vgl. zum Beispiel Mendel 1977 [62]), doch nur bei einer sehr hohen Meßnetzdicke sind zufriedenstellende Ergebnisse zu erwarten. Diese Dichte ist in der Praxis in der Regel nicht umsetzbar. Daher werden für hydrologische Anwendungen seit langer Zeit Wetterradar-Systeme zur Niederschlagsbestimmung eingesetzt, welche eine sehr gute räumliche und zeitliche Auflösung aufweisen. Entscheidende Voraussetzung für den Erfolg hydrologischer Simulationen ist allerdings eine möglichst genaue quantitative Bestimmung des Niederschlags. Aufgrund der geringen Meßgenauigkeit heutiger Radargeräte stellt dies jedoch nach wie vor eine große Herausfor-

derung dar. Zahlreiche Fehlerquellen beeinträchtigen die Meßgenauigkeit, wie zum Beispiel Abschattung sowie Abschwächung des Radarstrahls, fluktuierende Bodenechos oder die nur begrenzt generalisierbare Zuordnung von Meßwert (Radarreflektivität Z) und Zielwert (Niederschlagsrate R) durch die sogenannte Z - R -Beziehung. Letztere ist vom aktuellen Tropfenspektrum abhängig und kann daher stark variieren. Bis in eine Entfernung von 50 km vom Radargerät kann der Fehlereinfluß der Z - R -Beziehung sogar dominant gegenüber den anderen Fehlerquellen werden. Die Niederschlagsmessung mittels Radar kann somit die Messung mittels bodengebundener Regenwippen nicht ersetzen (vgl. Joss & Waldvogel 1990 [51]).

Für sich genommen erzielen weder Regenwippen noch Radarmessungen die gewünschte Genauigkeit zur Bestimmung von Gebietsniederschlägen. Der Ansatz, die Radarmessung anhand von Stationsdaten zu korrigieren, tritt in den letzten Jahren immer stärker in den Vordergrund, da sich zeigt, daß die Niederschlagsquantifizierung mittels Radar nur in Synergie mit anderen Meßinstrumenten zufriedenstellende Ergebnisse liefern kann, vgl. zum Beispiel Matsoukas et al. (1999) [60], Fulton (1999) [37] oder Pereira Fo & Crawford (1999) [69]. Als weiteres Beispiel für diesen Trend dient das sich derzeit beim Deutschen Wetterdienst (DWD) in Entwicklung befindliche Projekt RADOLAN (RADdar-OnLine-ANeichung), welches vom Deutschen Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau (DVWK) fachlich begleitet und von der Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA) gefördert wird.

Auch das Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, die Qualität der Radar-Niederschlagsmessung zu verbessern. Dies geschieht durch die Anwendung eines statistischen objektiven Analyseverfahrens (SOA), welches unter Verwendung von Bodenstationsdaten die Radarmessung pixelweise korrigiert. Der Vorteil des Radars, räumlich hochaufgelöste Niederschlagshöhen bereitzustellen, wird auf diese Weise mit dem Vorteil der Genauigkeit von Messungen der Niederschlagsstationen am Erdboden kombiniert. Im Vordergrund des Interesses steht dabei die Bereitstellung des Niederschlags in Echtzeit (in Zeitintervallen von einer Stunde), um beispielsweise durch Hochwasservorhersagemodelle eine rechtzeitige Vorwarnung der Bevölkerung bei drohenden Überflutungen gewährleisten zu können.

Zur Verbesserung der Bestimmung von Gebietsniederschlägen werden in dieser Arbeit eine Reihe von Verfahren umgesetzt und erweitert; die Beiträge sind im einzelnen:

- ein Verfahren zur zusätzlichen Eliminierung von Clutter unter Zuhilfenahme von Meteosat-Daten,
- ein Algorithmus zur automatisierten Auswahl von Z-R-Beziehungen für konvektive und stratiforme Niederschlagsereignisse durch eine statistische Analyse der Radardaten,
- ein Verfahren zur Advektionskorrektur der Radardaten mit geeigneter Behandlung der Randbereiche,
- ein SOA-Verfahren zur Echtzeitbestimmung von Gebietsniederschlägen durch Verwendung von räumlichen statt zeitlichen Mitteln zur Bestimmung der Hintergrundfehlerkorrelation,
- die Optimierung der verschiedenen Parameter der Verfahren und ihre Anpassung an das Bonner Radar,
- die Durchführung einzelner Fallstudien zur quantitativen und qualitativen Gütemessung der Verfahren,
- ein quantitativer Vergleich der einzelnen Verfahren zur Bestimmung von Gebietsniederschlägen basierend auf einer umfangreichen RMS-Fehleranalyse.

Die vorliegende Arbeit war in das Teilprojekt A1 („Grob- und Feinstrukturen von regionalen meteorologischen Feldern unter besonderer Berücksichtigung der Fernerkundung des Niederschlags“) des Sonderforschungsbereichs (SFB) 350 („Wechselwirkung kontinentaler Stoffsysteme und ihre Modellierung“) der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) eingegliedert. Der Schwerpunkt dieses Projektes lag dabei in der Entwicklung eines Methodenverbundes von Modellen, Radar- und Satellitendaten zur verbesserten Bestimmung von Niederschlagsfeldern, wobei sich die Erfassung von Strukturen aus den Radardaten auf die Region Köln/Bonn und das Agger/Sieg-Land beschränkte.

1.2 Vorgehensweise und Aufbau

Im folgenden werden die einzelnen Schritte des hier vorgestellten Verfahrens zur Bestimmung von Gebietsniederschlägen genauer erläutert (Abbildung 1.1). Die fehlerbehafteten Radar-Rohdaten müssen zunächst aufbereitet werden. Hierzu erfolgt

zuerst eine Korrektur der durch starke Niederschläge verursachten Dämpfungseffekte sowie eine Eliminierung von Clutter. Anschließend werden zur besseren Weiterverarbeitung die Radarreflektivitäten von Polar- auf kartesische Koordinaten abgebildet und durch Anwendung einer Z–R–Beziehung in Niederschlagsraten umgerechnet. Die Wahl einer geeigneten Z–R–Beziehung hängt von der Art des Niederschlagsereignisses ab, wobei sich konvektive und stratiforme Niederschlagstypen besonders deutlich voneinander unterscheiden. Hierzu werden die Regenraten zunächst mit einer einheitlichen (für stratiforme Niederschlagsereignisse geeigneten) Z–R–Beziehung berechnet. Aus den Radardaten wird dann durch ein statistisches Analyseverfahren ermittelt, ob ein konvektives oder stratiformes Niederschlagsereignis vorliegt. Falls es sich um ein konvektives Ereignis handelt, werden die Radar–Rohdaten beginnend mit der Dämpfungskorrektur, den genannten Verfahren mit einer korrigierten Z–R–Beziehung ein zweites Mal unterworfen, da bereits die Dämpfungskorrektur von der Wahl der Z–R–Beziehung abhängt. Die so ermittelten Niederschlagsdaten werden zur Eliminierung systematischer Fehler einer Biaskorrektur unterzogen. Zur Verbesserung der zeitlichen Interpolation zwischen aufeinanderfolgenden Radarscans wird mit Hilfe des aktuellen Windvektors, der aus den Radardaten ermittelt wird, eine Advektionskorrektur vorgenommen. Die Niederschlagsraten werden dann zu Niederschlagssummen akkumuliert. In Kombination mit Stationsdaten, die ebenfalls auf den gleichen Bezugszeitraum akkumuliert werden, erfolgt schließlich die Berechnung des Flächenniederschlags durch eine statistische objektive Analyse.

Die vorliegende Arbeit ist wie folgt aufgebaut: In Kapitel 2 werden die Datengrundlage und einige theoretische Aspekte der Niederschlagsmessung beschrieben. Die verschiedenen Standardverfahren zur Datenvorverarbeitung, wie zum Beispiel die Dämpfungskorrektur, die Clutterkorrektur usw., werden in Kapitel 3 erläutert. In Kapitel 4 werden erweiterte Verfahren zur Radardatenaufbereitung, wie eine zusätzliche Clutterkorrektur mit Meteosat–Daten, die Auswahl der Z–R–Beziehung und die Advektionskorrektur, vorgestellt. Das SOA–Verfahren wird in Kapitel 5 beschrieben. In den Kapiteln 3 bis 5 wird die Funktionsweise der einzelnen Verfahren jeweils theoretisch aufgezeigt und anhand von Fallbeispielen illustriert. In Kapitel 6 erfolgt dann eine detaillierte quantitative Studie der verschiedenen Verfahren und deren Zusammenspiel. Kapitel 7 schließt mit einigen weiterführenden Betrachtungen und einem Ausblick.

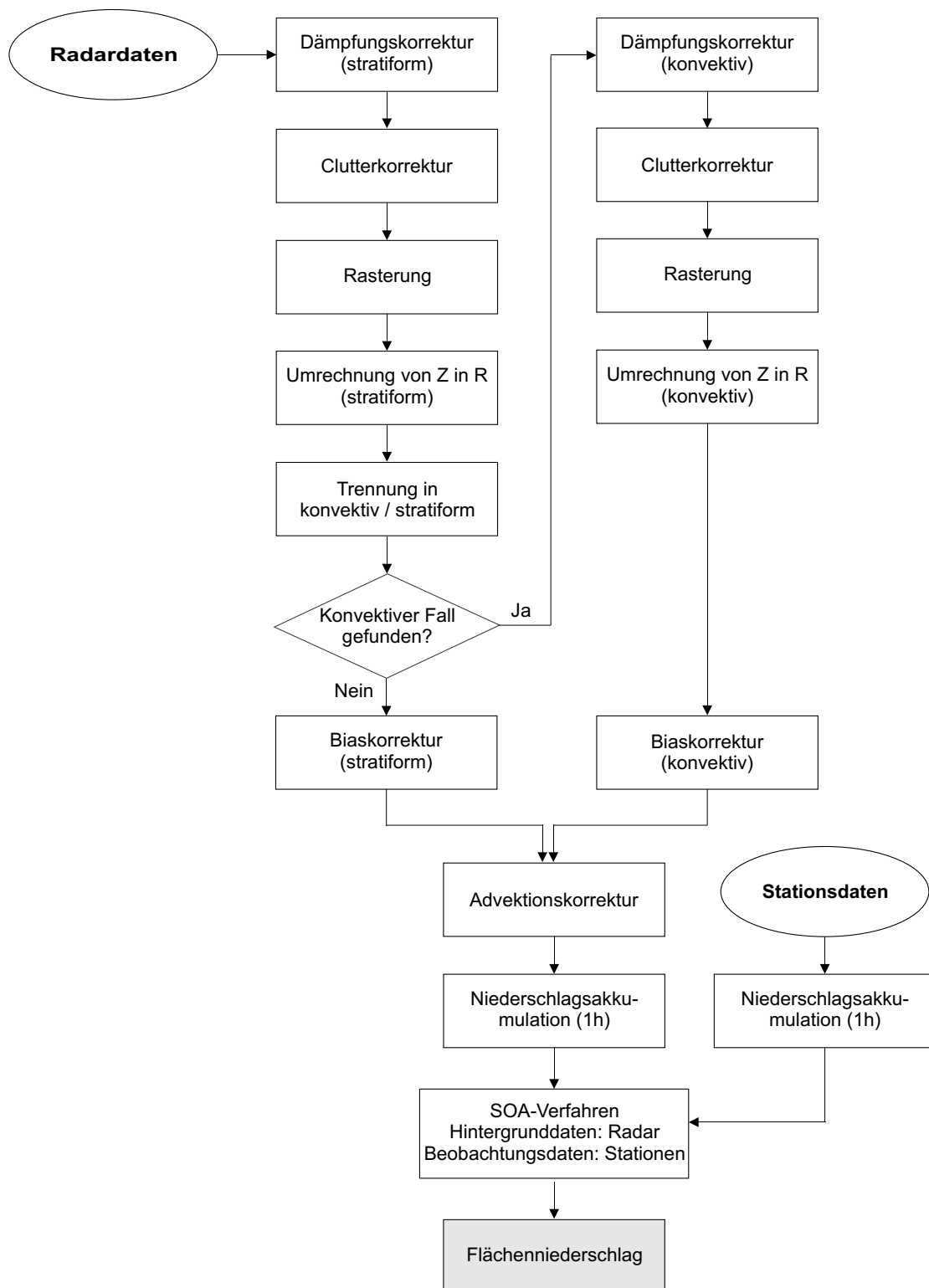


Abbildung 1.1: Ablaufschema der verschiedenen Verfahrenskomponenten zur Bestimmung von Flächenniederschlag aus Radar- und Stationsdaten.

Kapitel 2

Datengrundlage und Theorie der Niederschlagsmessung

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit der Niederschlagsquantifizierung aus Radar- und Stationsdaten im Köln–Bonner Raum. Das Untersuchungsgebiet ist begrenzt durch den Einzugsbereich des X-Band-Radars (siehe Kapitel 2.2.4), der sich um Bonn als Radarstandort mit einem Radius von bis zu 100 km erstreckt, von dem allerdings nur 50 km ausgewertet werden. Das Meßgebiet ist in Abbildung 2.1 darge-

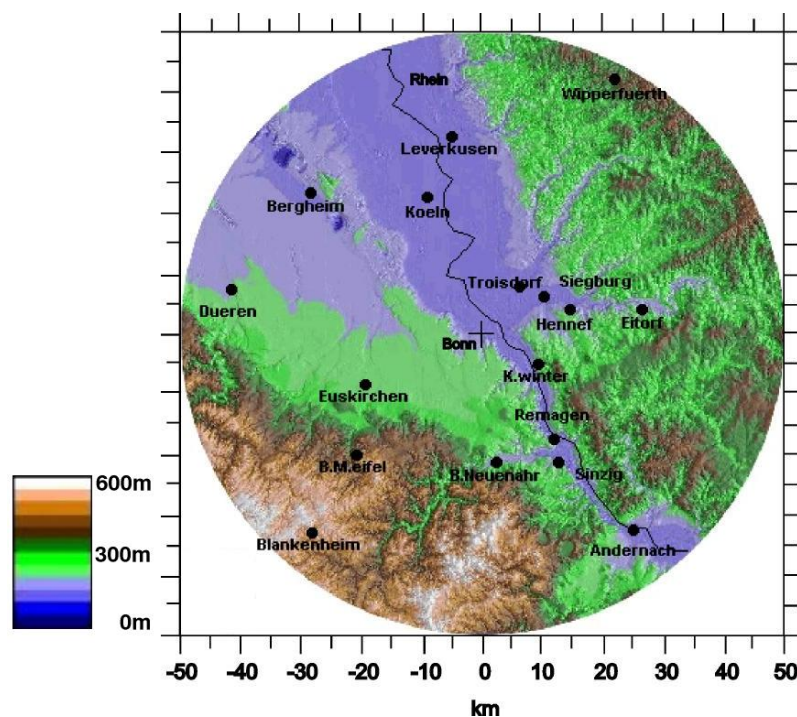


Abbildung 2.1: Topographie des vom Radar erfaßten Meßgebiets.¹

¹Abbildung von T. Gerstner, Institut für Angewandte Mathematik, Universität Bonn.

stellt; zur Veranschaulichung der topographischen Verhältnisse wurde hierbei ein digitales Geländemodell unterlegt.

Die vom Rhein gebildete Nordwest–Südost–Achse teilt das betrachtete Gebiet in zwei fast gleich große Hälften. Im Nordwesten sind die Kölner Bucht und die Jülicher Börde an den nur sehr geringen Höhenunterschieden erkennbar. Genau östlich von Bonn ist über Troisdorf, Hennef, Siegburg und Eitorf deutlich der Verlauf der Sieg erkennbar, nördlich davon der Verlauf der Agger. Im Süden ist das Gebiet in die Ausläufer des Rheinischen Schiefergebirges eingebettet: im Südosten erstreckt sich das Siebengebirge und der westliche Teil des Westerwaldes, im Südwesten der östliche Teil der Eifel. Die Eifel stellt den Bereich mit den höchsten Erhebungen im Bereich des Radarmeßgebiets dar, zergliedert durch den ebenfalls gut erkennbaren Verlauf der Ahr in südwestlicher Richtung. Im Nordosten schließlich zeichnen sich das Bergische Land und das westliche Randgebiet des Sauerlandes ab.

Der Untersuchungszeitraum umfaßt die Monate Juni bis September der Jahre 1998 und 1999. Diese Einschränkung ist auf das besondere Interesse der vorliegenden Arbeit an der quantitativen Erfassung konvektiver Starkniederschlagsereignisse zurückzuführen, die in Mitteleuropa am häufigsten in den Sommermonaten auftreten.

2.1 Niederschlagsmessung mit Stationswippen

Im folgenden wird das Grundprinzip der Niederschlagsmessung mit Regenwippen kurz erläutert sowie die Struktur der in der vorliegenden Arbeit verwendeten Meßnetze vorgestellt.

2.1.1 Meßprinzip

Prinzipiell existieren zur punktuellen Niederschlagsmessung zahlreiche verschiedene Meßmethoden, zum Beispiel mittels Distrometern, wägenden Wippen, sowie akustischen oder optischen Sensoren. An offiziellen meteorologischen Stationen und Meßstellen in Deutschland bestehen die Meßgeräte in jedem Fall aus einem Auffanggefäß mit einer 200 cm^2 großen Öffnung, die sich in einem Meter Höhe über dem Erdboden befindet. Gemessen wird die Niederschlagshöhe in mm, die angibt, wie hoch der gefallene Niederschlag den Erdboden bedecken würde (1 mm Niederschlag

entspricht dabei der Flüssigkeitsmenge von einem Liter pro m^2 Bodenfläche). Wird die Niederschlagshöhe auf die Niederschlagsdauer bezogen, ergibt sich die Regenrate (in mm pro Minute oder Stunde).

2.1.2 Verfügbares Stationsnetz

Folgende Meßgeräte standen im Rahmen der vorliegenden Arbeit zur Auswertung zur Verfügung:

- 21 Regenmesser des Erftkreisverbandes (Pluvio-Meßstationen bzw. ein Tagestrommelschreiber mit digitalisierten Streifen) und des SFB-eigenen Niederschlagsmeßnetzes (Thies-Clima-Wippen) mit einer zeitlichen Auflösung von 5 Minuten oder höher,
- 21 Regenmesser des Deutschen Wetterdienstes, Wetteramt Essen, sowie des SFB-eigenen Niederschlagsmeßnetzes im Sieg-Einzugsbereich, die den Niederschlag als Tagessummen registrieren.

Im folgenden werden die Regenmesser unabhängig von ihrem jeweiligen Typ einheitlich als Regenwippen bezeichnet. Zu keinem Zeitpunkt waren alle Meßgeräte gleichzeitig in Betrieb. Eine genaue Auflistung der Datenausfälle findet sich in Tabelle A.3 im Anhang.

Abbildung 2.2 zeigt die räumliche Verteilung der Meßgeräte. Die genauen Stationsbezeichnungen, die Gauß-Krüger-Koordinaten sowie die jeweilige Distanz der Station zum Bonner Radar sind in Tabelle 2.1 angegeben. Die Stationen sind nicht homogen über das vom Radar erfaßte Untersuchungsgebiet verteilt, sondern bilden zwei räumliche Cluster: Ein Cluster mit zeitlich hoch auflösenden Wippen (im folgenden als Stationscluster I bezeichnet) befindet sich vor allem im südwestlichen Bereich (hauptsächlich linksrheinisch), ein zweites Cluster, bestehend aus den nur Tagessummen liefernden Regenschreibern (im folgenden als Stationscluster II bezeichnet), deckt im wesentlichen den Nordosten ab (hauptsächlich rechtsrheinisch). Innerhalb dieser beiden Cluster weisen die Stationen allerdings eine recht gleichförmige Struktur auf und liegen im Mittel nicht weiter als 6 km voneinander entfernt.

Zur Übersicht sind in Abbildung 2.3 für alle betrachteten Monate der mittlere Tagesniederschlag (nur auf Regentage bezogen) sowie die Monatssumme des Nieder-

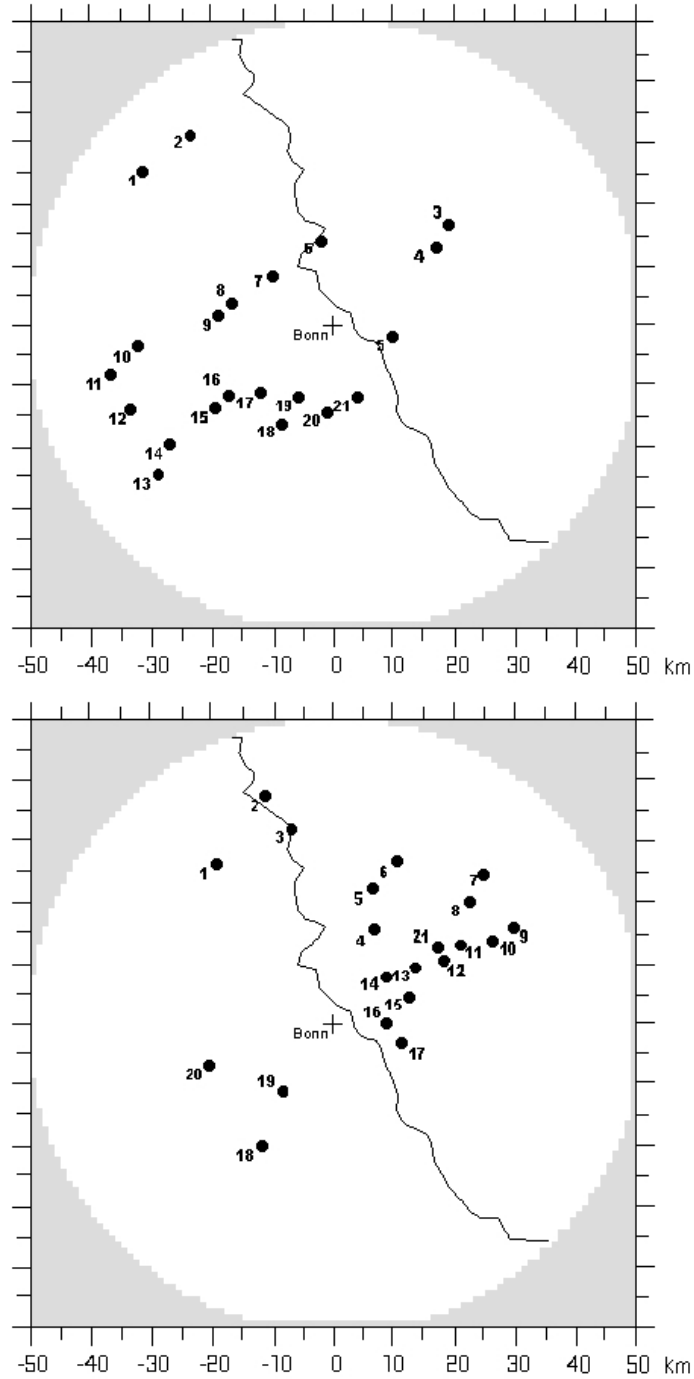


Abbildung 2.2: Lage der 5-Minuten-Regenwippen (Stationscluster I, oben) sowie der Tagesschreiber (Stationscluster II, unten) im Untersuchungsgebiet.

Nr.	Stationsbezeichnung	Gauß-Krüger-Koordinaten (Rechtswert, Hochwert)	Distanz (km)
1	Bergheim	2544440, 5647395	41.2
2	Stommeln	2552270, 5653350	40.0
3	Stein	2594965, 5638391	24.8
4	Wahnbach1	2592910, 5634655	19.8
5	Frankenforst	2585693, 5619839	8.1
6	Zündorf	2573966, 5635902	14.1
7	Schwadorfer Hof	2565782, 5630285	14.2
8	Weilerswist	2559175, 5625630	17.5
9	Klein Vernich	2556848, 5623567	20.1
10	Füssenich	2543550, 5618150	33.1
11	Vlatten	2539170, 5613450	37.7
12	Mech-Glehn	2542585, 5607900	36.4
13	Zingsheim	2546965, 5597090	37.6
14	Harzheim	2548980, 5602040	33.0
15	Kirspenich	2556290, 5608090	23.9
16	Niederkastenholz	2558620, 5610270	20.6
17	Odendorf	2564003, 5610530	15.6
18	Todenfeld	2567210, 5605350	17.5
19	Kleinaltendorf	2570167, 5609923	12.5
20	Eckendorf	2574938, 5607391	13.0
21	FGAN Wachtberg	2579977, 5609878	11.4

Nr.	Stationsbezeichnung	Gauß-Krüger-Koordinaten (Rechtswert, Hochwert)	Distanz (km)
1	Puhlheim	2556187, 5648473	33.6
2	Leverkusen-Hitdorf	2564476, 5659695	39.8
3	Leverkusen	2568755, 5654187	33.0
4	Köln-Wahn	2582349, 5637697	16.8
5	Rößrath-Forsbach	2582244, 5644371	23.5
6	Overath-Immekeppel	2586387, 5648889	28.5
7	Wiehl	2600476, 5646918	34.0
8	Much	2598150, 5642260	29.7
9	Ruppichterath-Dörgen	2605575, 5638117	32.2
10	Ruppichterath-Scheid	2602100, 5635822	28.7
11	Krawinkel	2596655, 5635245	23.6
12	Neunkirchen	2593815, 5632465	19.4
13	Braschoß	2589490, 5631705	15.6
14	Siegburg	2584587, 5629945	10.6
15	Hennef	2588168, 5626667	12.1
16	Bonn-Roleber	2584714, 5622159	7.1
17	Königswinter	2586887, 5618857	9.2
18	Münstereifel	2563779, 5601838	23.0
19	Rheinbach	2567208, 5610780	13.5
20	Euskirchen	2555135, 5615089	21.8
21	Wahnbach2	2592910, 5634655	19.8

Tabelle 2.1: Stationsbezeichnungen, Koordinatenangaben und Distanzen zum Bonner Radar für die 5-Minuten-Regenwippen (Stationscluster I, oben) und für die Tagesschreiber (Stationscluster II, unten).

schlags dargestellt, in beiden Fällen über alle verfügbaren Stationen gemittelt. In diesem Zeitraum war der September 1998 sowohl in der Monatssumme als auch im Tagesmittel der niederschlagsreichste Monat und der Juli 1999 der niederschlagsärmste. Die übrigen Monate unterscheiden sich zum Teil stark in ihrer Niederschlagscharakteristik; so hat es zum Beispiel im August 1998 in nur 5 Tagen fast ebenso viel geregnet wie im September 1999 in 10 Tagen.

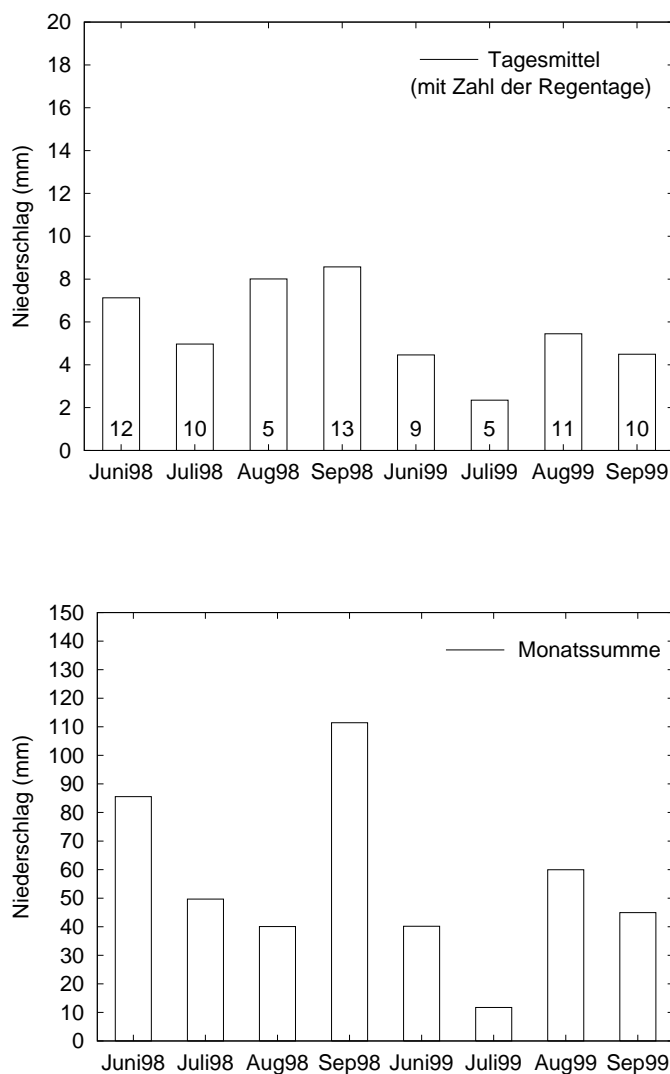


Abbildung 2.3: Über alle Regentage (die Zahl der Regentage ist im jeweiligen Balken angegeben) und über alle jeweils verfügbaren Stationen gemittelter Tagesniederschlag (oben) sowie über die Stationen gemittelte Monatssumme des Niederschlags (unten).

2.2 Niederschlagsmessung mit Radar

In den folgenden Abschnitten werden nun die Grundprinzipien und die Theorie der Radarmessung erläutert sowie die technischen Details des Bonner X-Band-Radars beschrieben.

2.2.1 Meßprinzip

Das Prinzip eines Radars läßt sich aus der englischen Abkürzung (**RA**dio **D**etection **A**nd **R**anging) ablesen. Es bedeutet soviel wie Ortung eines Zieles sowie die Messung dessen Entfernung mit Radiowellen, also elektromagnetischen Wellen. Die Antenne eines Pulsradars sendet für ein kurzes Zeitintervall eine elektromagnetische Welle in eine zuvor definierte Richtung aus, eine möglichst scharfe Bündelung erfolgt dabei durch den Antennenreflektor. Der an Hindernissen (beim Wetterradar vor allem an Hydrometeoren) reflektierte und zurückgestreute Strahlenteil wird als Echoimpuls bezeichnet. Dieser wird — häufig von der gleichen Antenne mittels eines automatischen Antennenumschalters, des Duplexers — empfangen, verstärkt und in ein Spannungssignal umgewandelt. Aus der Laufzeit zwischen Abstrahlung und Empfang kann über die bekannte Lichtgeschwindigkeit die Zielentfernung bestimmt werden. Der zur Regenmessung verwendbare Frequenzbereich kann dabei nicht kontinuierlich, sondern nur in sogenannten „Bändern“, genutzt werden. Die gebräuchlichen Bänder für Wetterradarsysteme sind in Tabelle 2.2 dargestellt.

Band	Frequenz (MHz)	Wellenlänge (cm)
L	1 000 - 2 000	30 - 15
S	2 000 - 4 000	15 - 8
C	4 000 - 8 000	8 - 4
X	8 000 - 12 000	4 - 2.5
K	12 000 - 40 000	2.5 - 0.75

Tabelle 2.2: Gebräuchliche Wetterradarbands und deren Frequenzen bzw. Wellenlängen (vgl. Rinehart 1991 [77]).

Generell ist zu beachten, daß zu große Wellenlängen ein zu geringes Rückstreusignal liefern, während zu kleinwellige Strahlen von den Hydrometeoren zu stark gedämpft werden. Wichtig für eine genaue Messung ist daher der Wert, der sich aus dem Verhältnis zwischen dem Ziel-(Tropfen)radius r und der Wellenlänge λ definiert.

Abbildung 2.4 verdeutlicht den Zusammenhang zwischen dem Tropfendurchmesser, der Wellenlänge und dem normierten Rückstreuquerschnitt kugelförmiger Tropfen σ , der sich aus den Rückstreuquerschnitten der einzelnen Tropfen zusammensetzt. Gut erkennbar ist eine Unterteilung in drei Bereiche. Im rechten, optischen Bereich mit sehr kleinen Wellenlängen reflektieren die Teilchen so stark, daß elektromagnetische Wellen nicht tief genug eindringen können. Im mittleren Bildabschnitt, dem sogenannten Mie-Bereich, ist aufgrund der Schwingung keine eindeutige Zuordnung der Partikelgröße zum Rückstreuquerschnitt möglich. Im linken Bildabschnitt, dem sogenannten Rayleigh-Bereich, besteht jedoch ein linearer Zusammenhang zwischen Rückstreuung und Tropfendurchmesser. Die aufsteigende Gerade, die diesen linken Bereich sehr gut approximiert, heißt Rayleigh-Approximation.

Jedes der in Tabelle 2.2 aufgelisteten Bänder erreicht den „kritischen Rayleigh-Punkt“ bei einer anderen Tropfengröße, beim X-Band-Radar des Meteorologischen Instituts der Universität Bonn (siehe Kapitel 2.2.4) ist das bei einem Tropfendurchmesser von 6.6 mm der Fall. Das X-Band hat gegenüber größeren Wellenlängen den Vorteil eines günstigeren Verhältnisses der Empfangsleistung von Regen- und Festzielen, da die Empfangsleistung für Regenziele quadratisch mit der Abnahme der Wellenlänge ansteigt, während es sich bei Festzielen genau umgekehrt verhält (vgl. Breuer 1988 [16]). Ein Nachteil kleinerer Wellenlängen sind allerdings stärkere Dämpfungsverluste (siehe Kapitel 3.2.3).

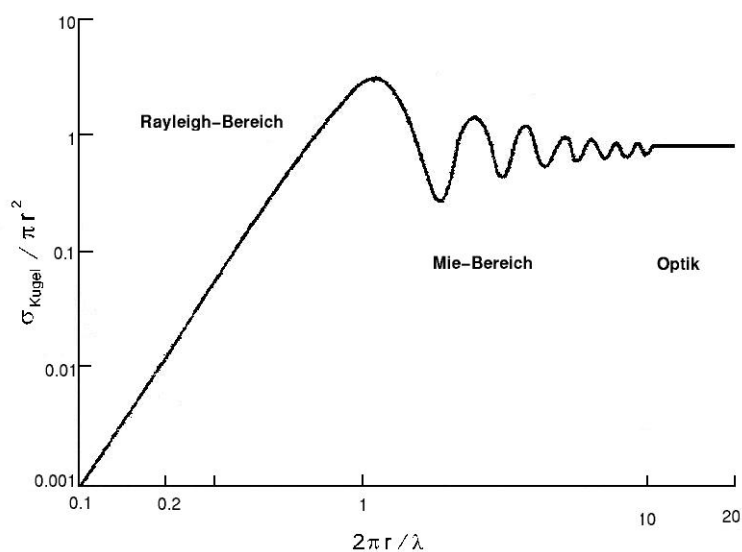


Abbildung 2.4: Normierter Rückstreuquerschnitt sphärischer Tropfen in Abhängigkeit von der Wellenlänge (vgl. Schroth 1995 [84]).

Die Hauptausbreitung des Strahls erfolgt in Keulenform (Abbildung 2.5). Zusätzlich bilden sich Nebenkeulen geringerer Intensität, welche bei nah gelegenen Zielen zu Echoeffekten und damit zu einer verfälschten Messung führen können. Um diesen Nebeneffekt weitgehend zu unterdrücken, wird immer nur ein Teil der Reflektorfläche, maximal $2/3$ der Fläche, bestrahlt (vgl. Breuer 1988 [16]).

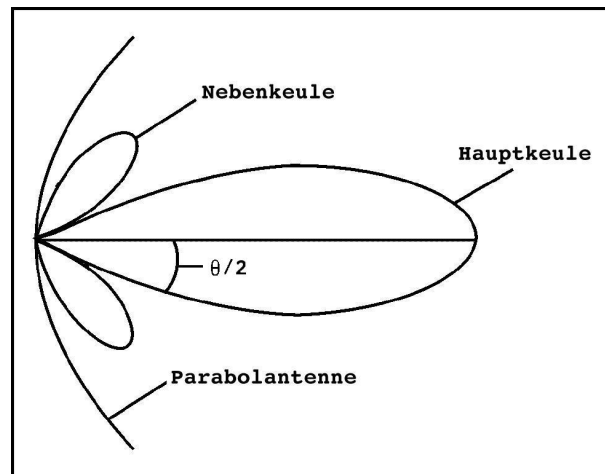


Abbildung 2.5: Schematische Abbildung der Strahlausbreitung bei einer Parabolantenne (vgl. Collier 1996 [19]).

Der horizontale Öffnungswinkel θ bestimmt die Strahlbreite (bei einer Parabolantenne sind horizontaler und vertikaler Öffnungswinkel identisch). Außerdem nimmt die Strahlbreite mit zunehmender Entfernung von der Antenne zu. Das heißt, mit zunehmender Entfernung zum Radar wird mit einem Strahlimpuls ein immer größeres Volumen erfaßt, wodurch die Meßgenauigkeit abnimmt. Infolge der Erdkrümmung wandert das Meßvolumen mit zunehmender Entfernung zudem in immer größere Höhen, so daß in weiter entfernten Bereichen nur Niederschlagsgebiete mit ausreichender Vertikalerstreckung noch vom Radarstrahl geortet werden können. Die Strahlhöhe hängt dabei in erster Linie vom gewählten Elevationswinkel ab. Der Elevationswinkel definiert den Abstrahlungswinkel bezüglich des Zenits und sollte bei reiner Niederschlagsmessung so gewählt werden, daß die Strahlachse unter 2–3 km bleibt. Der Azimutwinkel gibt die Himmelsrichtung an, in der gemessen wird (Blick nach Norden: 0°). Wird bei einem fest vorgegebenen Azimutwinkel der Elevationswinkel nahezu kontinuierlich von 0° auf 90° erhöht, ergibt sich ein Elevationscan (oder auch RHI = Range–Height Indicator). Diese Darstellung ermöglicht einen vertikalen Querschnitt des Niederschlagsgebiets in jedem beliebigen Azimut. Umgekehrt ergibt sich ein Azimutscan (oder auch PPI = Plan Parallel Indicator),

wenn die Abtastung bei festgehaltenem Elevationswinkel nahezu kontinuierlich in alle Himmelsrichtungen erfolgt. In beiden Fällen ist die resultierende Darstellungsform die Polarkoordinaten-Darstellung. Die reflektierenden Ziele werden dabei in ihrer Entfernung zum Radarstandort unter dem entsprechenden Azimut aufgezeichnet. Werden mehrere Azimutscans bei verschiedenen Elevationswinkeln aufgenommen, ergibt sich ein dreidimensionales Bild, der Volumenscan.

In der vorliegenden Arbeit werden — insbesondere wegen ihrer höheren zeitlichen Auflösung — nur Azimutscans mit dem niedrigsten Elevationswinkel zur Analyse der Niederschlagsereignisse herangezogen (siehe Kapitel 2.2.4 für die technischen Details des Bonner X-Band-Radars).

2.2.2 Theorie der Radarmessung

Nach erfolgter Rückstreuung wird die Intensität des empfangenen Signals in einen Reflektivitätswert Z umgerechnet, welcher die Größenverteilung der Hydrometeore innerhalb des rückstreuenden Volumens widerspiegelt. Dies erfolgt bei bekannten Geräteparametern über die sogenannte Radargleichung. Auf eine ausführliche Herleitung der Radargleichung wird an dieser Stelle verzichtet, da diese in der Literatur an vielen Stellen beschrieben worden ist, vgl. zum Beispiel Battan (1973) [6] oder Rinehart (1991) [77]. Es werden hier nur die wichtigsten Bestandteile etwas näher betrachtet.

Die Radargleichung für Volumenziele lautet:

$$\bar{P}_r = \underbrace{\frac{P_t \cdot G^2 \cdot \lambda^2 \cdot \theta^2 \cdot h_p}{512 \cdot \pi^2}}_{\text{Radarkonstante}} \cdot \frac{1}{d^2} \cdot \sum_{vol} \sigma_i. \quad (2.1)$$

Hierbei sind \bar{P}_r die Empfangsleistung, P_t die Senderleistung, G der sogenannte Antennengewinn (ein Maß für die Verstärkung des Strahls infolge der gebündelten Abstrahlung im Vergleich zu einer isotrop abstrahlenden Antenne), λ die Wellenlänge des Radars, θ der horizontale Öffnungswinkel, womit der Winkel beschrieben wird, bei dem der Antennengewinn G relativ zur Strahlachse auf die Hälfte abgenommen hat (auch als Halbwertsbreite bezeichnet), h_p die Pulslänge und d die Entfernung zum Volumenziel. Die radarspezifischen Größen lassen sich zur Radarkonstante zusammenfassen. Kleine Fehler bei den einzelnen Größen können einen beachtli-

chen Gesamtfehler ergeben, so daß die genaue Vermessung der Radarparameter von großer Bedeutung ist (vgl. Schroth 1995 [84]). Die Bezeichnung Volumenziel impliziert bereits, daß mit dem Radarstrahl wegen der hohen Tropfendichte einzelne Echos von Regentropfen nicht voneinander unterscheidbar sind. Da sich die Tropfen außerdem relativ zueinander bewegen und als im Pulsvolumen zufällig verteilt angenommen werden, muß über genügend viele Pulse gemittelt werden (was durch den Querbalken über \bar{P}_r in Gleichung 2.1 beschrieben wird). Durch eine Eichung des Meßgeräts kann der Zusammenhang zwischen dem gemessenen Spannungssignal und der rückgestreuten Leistung \bar{P}_r bestimmt werden. Der letzte Faktor in Gleichung 2.1 beschreibt den Inhalt des Pulsvolumens als Summe aller enthaltener Rückstreuquerschnitte σ_i pro Einheitsvolumen:

$$\sum_{vol} \sigma_i = \frac{1}{V} \cdot \sum_i \sigma_i \quad (2.2)$$

Die Ausbreitung des Radarstrahls wird vereinfacht als Kegel angenommen, der sich bei einer Parabolantenne symmetrisch um die Strahlachse erstreckt. Das Pulsvolumen entspricht dabei einem Kegelstumpf (Abbildung 2.6).

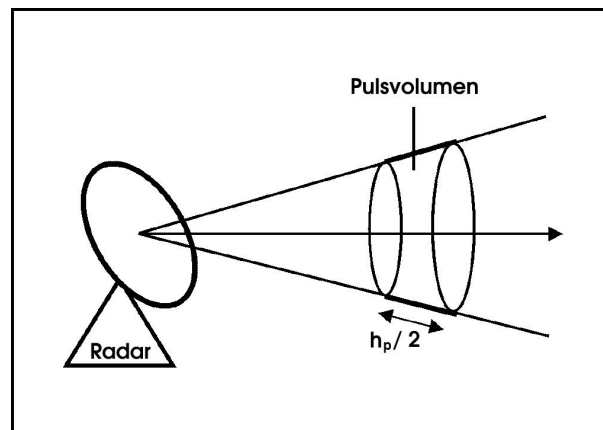


Abbildung 2.6: Schematische Darstellung des Pulsvolumens (vgl. Hacker 1996 [41]).

Der Puls passiert jeden Punkt der Strahlstrecke zweimal (beim Hin- und beim Rückweg). Hat der Puls die Länge h_p , so beträgt die Breite des Pulsvolumens $h_p/2$. Für das Pulsvolumen V ergibt sich damit

$$V = \pi \cdot \left(d \cdot \frac{\theta}{2} \right)^2 \cdot \frac{h_p}{2} \quad (2.3)$$

Voraussetzung für Gleichung 2.1 ist ein homogen ausgefülltes Pulsvolumen V . Für kleine Pulsvolumina (das heißt wenn h_p , θ und d klein sind) ist diese Bedingung annähernd erfüllt. Die Annahme eines homogen gefüllten Pulsvolumens ist für größere Pulsvolumina jedoch nicht realistisch. Vielmehr liegt das Intensitätsmaximum in der Strahlmitte, während die Intensität nach außen hin abnimmt. Eine solche Verteilung wird häufig durch die Gaußsche Glockenkurve beschrieben. Damit ergibt sich als neue Radargleichung für Volumenziele:

$$\bar{P}_r = \frac{P_t \cdot G^2 \cdot \lambda^2 \cdot \theta^2 \cdot h_p}{1024 \cdot \ln 2 \cdot \pi^2} \cdot \frac{1}{d^2} \cdot \sum_{vol} \sigma_i \quad (2.4)$$

Weitere Probleme sind zum einen die Größendynamik der Tropfen im Pulsvolumen, deren Durchmesser D_i typischerweise zwischen 0.05 und 5 mm liegen, und zum anderen die Variabilität des Tropfenspektrums (vgl. Rogers 1979 [78]). Es ist daher notwendig, die Größenverteilung in die Radargleichung einzufügen. Innerhalb des Rayleigh-Bereichs kann, wie oben bereits erläutert, anstelle der Mie'schen Streutheorie die sogenannte Rayleigh-Approximation benutzt werden. Danach gilt für die Rückstreuquerschnitte σ_i von kugelförmigen Tropfen:

$$\sum_{vol} \sigma_i = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \cdot |K_b|^2 \cdot \sum_{vol} D_i^6 \quad \text{für } \lambda \gg \pi D \quad (2.5)$$

Hierbei ist K_b eine Funktion des komplexen Brechungsindex und hängt von den dielektrischen Eigenschaften der Teilchen ab; ihr Betrag $|K_b|$ ist 0.93 für reines Wasser (vgl. Battan 1973 [6]) und wird für die gesamte Messung unter Vernachlässigung der Temperaturabhängigkeit als konstant angenommen.

Wird Gleichung 2.5 in die Radargleichung für Volumenziele (Gleichung 2.4) eingesetzt, ergibt sich die vollständige Radargleichung für Regenziele:

$$\bar{P}_r = \frac{\pi^3 \cdot P_t \cdot G^2 \cdot \theta^2 \cdot h_p}{1024 \cdot \ln 2 \cdot \lambda^2} \cdot |K_b|^2 \cdot \frac{1}{d^2} \cdot \sum_{vol} D_i^6 \quad (2.6)$$

Wichtigster Faktor ist die Summe über die sechsten Potenzen der auf das Einheitsvolumen bezogenen Tropfenquerschnitte, welche als Radarreflektivitätsfaktor Z bezeichnet wird. Die Einheit von Z ist mm^6/m^3 . Meist wird jedoch das logarithmische Maß dBZ (entspricht $10 \cdot \log Z/Z_0$ mit $Z_0 = 1 \text{ mm}^6/\text{m}^3$) verwendet.

Der Reflektivitätsfaktor Z wird in der Literatur und auch in der vorliegenden Arbeit oft nur als Reflektivität Z bezeichnet. Es sei darauf hingewiesen, daß die wahre Reflektivität η eigentlich die Summe über die Rückstreuquerschnitte pro Einheitsvolumen darstellt. Der Zusammenhang mit dem Reflektivitätsfaktor Z ist $\eta = \pi^5 |K_b|^2 Z / \lambda^4$, siehe Gleichung 2.5 (vgl. auch Hagen 1998 [42]).

Es zeigt sich hier, daß gerade die großen Tropfen einen wesentlichen Einfluß auf die Rückstreuung haben. Die D^6 -Abhängigkeit zeigt folgendes Zahlenbeispiel (vgl. Olbrück 1975, [66]):

$$1 \text{ Tropfen } (D = 3 \text{ mm}) \simeq 46\,656 \text{ Tropfen } (D = 0.5 \text{ mm})$$

Dies bedeutet, daß circa 46 656 kleine Tropfen erforderlich sind, um dasselbe Echo zu erzeugen wie ein großer Tropfen.

2.2.3 Die Z–R–Beziehung

Mit der Radarreflektivität Z ist zwar eine qualitative Auswertung der Radardaten möglich, für quantitative Aussagen über Niederschlagsereignisse wird jedoch die Regenrate R (in mm/h) benötigt, welche die in einem bestimmten Zeitintervall auf den Erdboden fallende Niederschlagsmenge angibt. Der Zusammenhang zwischen R und Z wird durch die sogenannte Z–R–Beziehung hergestellt. Diese Umrechnung, die erforderlich ist, weil die Radarmessung nicht die physikalische Zielgröße an sich erfaßt, stellt die größte Fehlerquelle bei der Quantifizierung des Niederschlags dar.

Im allgemeinen wird folgende Form der Beziehung angenommen, die auch als Z–R–Beziehung bezeichnet wird:

$$Z = a \cdot R^b \tag{2.7}$$

Die Konstanten a und b sind hierbei vom aktuellen Tropfenspektrum im Meßvolumen abhängig. Das Tropfenspektrum wiederum hängt von der jeweiligen Wettersituation, der Jahreszeit sowie dem Niederschlagstyp und den lokalen Bedingungen ab. Es variiert oft während eines einzigen Niederschlagsereignisses und ist in der Regel unbekannt.

Zum Verständnis dieser für die Radarmeteorologie zentralen Problemstellung sind einige Überlegungen notwendig. Es werden wiederum nur die wichtigsten Punkte herausgegriffen; für eine detaillierte Herleitung sei auf die zahlreich vorhandene Literatur zu diesem Thema verwiesen, vgl. zum Beispiel Battan (1973) [6], Rinehart (1991) [77] oder Beheng (1998) [7].

Das Tropfenspektrum (die Verteilung aller Regentropfen eines gegebenen Volumens auf die unterschiedlichen Tropfengrößen) läßt sich mathematisch durch eine Funktion $N_T(D)$ des Tropfendurchmessers D (in mm) beschreiben. Hierbei ist die Tropfenanzahl N_T pro Größenintervall auf das betrachtete Volumen (m^3) zu beziehen. Die empirische Annahme, daß sich bei ausreichend langer Falldauer der Tropfen ein Gleichgewichtsspektrum einstellt, führt zu der Darstellung des Tropfenspektrums mittels einer Exponentialfunktion:

$$N_T(D) = N_T(0) \cdot \exp(-\Lambda \cdot D) \quad (2.8)$$

$N_T(0)$ ist hierbei die Zahl der Tropfen mit Durchmesser D für den Grenzwert $D \rightarrow 0$. Der in der Literatur verbreitetste Ansatz ist der von Marshall und Palmer (1948) [58] mit $N_T(0) = 8000 \text{ m}^{-3}\text{mm}^{-1}$ und $\Lambda = 4.1 \cdot R^{-0.21} \text{ mm}^{-1}$. Hierbei ist für R der Zahlenwert der Regenrate in mm/h einzusetzen (also ohne die zugehörige Einheit). Ein Nachteil dieser Verteilung ist die starke Überschätzung der Anzahl sehr kleiner Tropfen.

Eine neuere Form der Parametrisierung stellt die Gammaverteilung dar:

$$N_T(D) = N_T(0) \cdot D^\mu \cdot \exp(-\Lambda \cdot D) \quad (2.9)$$

Der hier zusätzlich eingeführte Parameter D^μ , der die Spektrumsform beeinflusst, kann insbesondere dazu benutzt werden, die Überschätzung des kleintropfigen Bereichs zu vermeiden. Der Exponent μ liegt zwischen -1 und 4, für $\mu=0$ geht die Gammaverteilung in die Exponentialverteilung über. Nach Ulbrich (1983) [91] ist eine mögliche Gammaverteilung für Gewitter, die der von Fujiwara (1965) [35] vorgeschlagenen Z-R-Beziehung entspricht, durch $\mu = 0.40$, $\Lambda = 34.5 \cdot R^{-0.2} \text{ cm}^{-1}$ und $N_T(0) = 70 \ 500 \text{ m}^{-3}\text{cm}^{-1-\mu}$ gegeben. Das resultierende Tropfenspektrum $N_T(D)$ hat hier die Einheit $\text{m}^{-3}\text{cm}^{-1}$.

Im folgenden werden nun die Radarreflektivität Z und die Regenrate R formal zueinander in Beziehung gesetzt. Hierzu wird zunächst eine integrale Regenkenngroße J betrachtet, die nach Ulbrich (1983) [91] die folgende allgemeine Form hat:

$$J = C_p \int_{D_{min}}^{D_{max}} N_T(D) D^p dD \quad (2.10)$$

Dabei ist C_p eine vom Tropfendurchmesser unabhängige Konstante. Werden für das Tropfenspektrum obige Gammaverteilung und als Integralgrenzen 0 und ∞ gewählt, so ist eine analytische Lösung des Integrals bekannt:

$$J = C_p \cdot \Gamma(p + \mu + 1) \cdot N_T(0) \cdot \Lambda^{-(p+\mu+1)} \quad (2.11)$$

Hierbei steht Γ für die Gammafunktion.

Damit lassen sich bei bekanntem Tropfenspektrum die für die Radarmeteorologie zentralen integralen Kenngrößen Z und R analytisch über

$$R = \frac{\pi}{6} \int_{D_{min}}^{D_{max}} v_t(D) N_T(D) D^3 dD \quad (2.12)$$

mit der vom Tropfendurchmesser abhängigen Endfallgeschwindigkeit $v_t(D)$ und

$$Z = \int_{D_{min}}^{D_{max}} N_T(D) D^6 dD \quad (2.13)$$

berechnen.

Werden nun die Parametrisierungen für $N_T(0)$, Λ und μ des gewählten Tropfenspektrums eingesetzt, kann die Beziehung zwischen den beiden Kenngrößen über ein einfaches Potenzgesetz dargestellt werden. Für die von Marshall & Palmer (1948) [58] gefundenen Werte ergibt sich damit zum Beispiel die Z–R–Beziehung $Z = 296R^{1.47}$, und die auf Fujiwara (1965) [35] zurückgehende Z–R–Beziehung hat die Form $Z = 450R^{1.46}$.

Die Spannbreite der bisher in der Literatur beschriebenen Z–R–Beziehungen ist sehr groß. Allein Battan (1973) [6] stellt 69 Beziehungen verschiedener Autoren zusammen, welche in Abbildung 2.7 graphisch dargestellt sind. Der Wertebereich für den Parameter a beträgt hierbei [66.5 : 520], der Wertebereich für b [1.16 : 2.87].

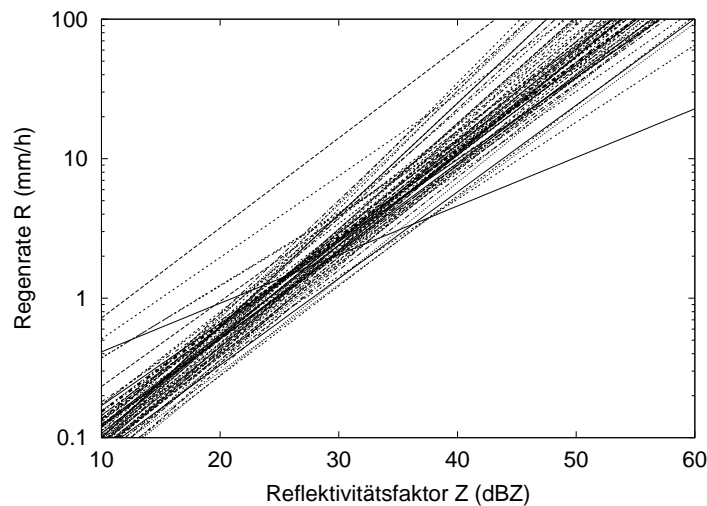


Abbildung 2.7: Plot der von Battan (1973) [6] zitierten 69 Z–R–Beziehungen der Form $Z = aR^b$.

Es ist offensichtlich, daß die beschriebene Vorgehensweise zur Umrechnung des Radarechos in eine quantitative Regenrate nur eine ungefähre Annäherung an die Realität darstellt und keineswegs als allgemein gültig bezeichnet werden kann. Selbst bei bekanntem aktuellem Tropfenspektrum muß noch berücksichtigt werden, daß die Radarmessung nicht am Erdboden selbst erfolgt. Mit zunehmender Entfernung vom Radarstandort wird diese Höhendifferenz zu einer immer größeren Unsicherheitsquelle. Darüber hinaus gibt es noch eine Reihe weiterer Fehlermöglichkeiten, die vom Gerät, dem Meßaufbau sowie der Signalverarbeitung abhängen.

Der Ansatz der vorliegenden Arbeit besteht gerade darin, diese Unsicherheiten durch Hinzuziehung von unabhängigen Niederschlagsmessungen am Boden zu kompensieren.

2.2.4 Das Bonner X–Band–Radar

Das Meteorologische Institut der Universität Bonn betreibt ein Pulsradar vom Typ Selenia METEOR–200. Dieses wurde Ende der 60er Jahre auf dem Dach eines nahe dem Institut gelegenen Gebäudes installiert. Es handelt sich um ein X–Band–Radar, dessen Wellenlänge von 3.2 cm sich besonders für die Niederschlagserfassung im Nahbereich eignet. Die maximale Reichweite solcher Nahbereichs–Wetterradargeräte liegt bei kommerziellen Standardgeräten bei etwa 80 nautischen Meilen (circa 120 km). Die genauen technischen Daten des Gerätes sind in Tabelle 2.3 zusammengestellt.

Typ	Selenia METEOR–200 X–Band–Radar
Software	Frog2.0 (Gamic)
Frequenz	9.375 GHz
Wellenlänge	3.2 cm
Antenne	Parabolspiegel (Durchmesser: 2 m)
Antennenposition	geographische Länge: 07° 04′ 31.7″ Ost, geographische Breite: 50° 43′ 53.5″ Nord, Höhe über NN: 98.5 m
Antennenöffnungswinkel	1.06° Halbwertsbreite
Antennengeschwindigkeit	maximal 4 Umdrehungen pro Minute
Meßradius	bis zu 100 km
Pulsfolgefrequenz (PRF)	250 Hz
Pulsdauer	3 μ s
Pulsleistung	200 kW
Mittlere Sendeleistung	150 W
Entfernungsauflösung	circa 440 m (nach Digitalisierung: 250 m)

Tabelle 2.3: Technische Daten des Bonner Radars (Werte nach Meetschen 1999 [61] und Grimbacher 2001 [39]).

Umfassende Modernisierungen im Jahre 1997 gestatteten ab Mitte Januar 1998 regelmäßige Routinescans in hoher zeitlicher Auflösung. Zunächst wurden pro Stunde (neben Volumen- und Elevationsscans) jeweils zwei, später vier und schließlich 10 Azimutscans mit einer Reichweite von 50 km und einem Elevationswinkel von 2.5° durchgeführt. Da die Volumenscans ebenfalls jeweils einen Scan bei 2.5° einschließen, standen für die betrachteten Monate Juni bis September der Jahre 1998 und 1999 Azimutscans in einer zeitlichen Auflösung von circa 15, 10 bzw. 5 Minuten zur Verfügung. Aufgrund technischer Probleme konnten jedoch nicht alle Niederschlagsereignisse lückenlos erfaßt werden. Eine genaue Auflistung der Datenausfälle findet sich in den Tabellen A.1 und A.2 im Anhang.

2.3 Meteosat–Daten

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit werden zusätzlich zu den Radar- und Stationsdaten Meteosat- (Meteorological Satellite) Daten verwendet. Diese werden in zwei Einzelfallstudien zur ergänzenden Elimination von Clutter aus den Radardaten herangezogen. Es wird jedoch keine Niederschlagbestimmung aus diesen Satellitendaten durchgeführt, denn dies bringt eigene Probleme mit sich. Mit der Niederschlagserrfassung aus Meteosat–Daten hat sich Reudenbach (2000) [74] im Rahmen des SFB 350 eingehend beschäftigt.

Der für die Regionen Europa und Afrika eingesetzte geostationäre Wettersatellit Meteosat befindet sich bei 0° geographischer Länge über dem Äquator. Die Flughöhe beträgt circa 36 000 km, die Umlaufdauer 23 Stunden und 56 Minuten, was einem Sterntag entspricht.

Die Datengewinnung stellt sich wie folgt dar: Meteosat ist mit Radiometern im sichtbaren (VIS–Kanal, 0.5 bis 0.9 μm) und infraroten (IR–Kanal, 10.5 bis 12.5 μm) Spektralbereich sowie im Wasserdampf–Absorptionsband ausgestattet. Innerhalb von 25 Minuten wird die Erde vom Süd- zum Nordpol im infraroten Bereich in 2 500 Zeilen und im sichtbaren Bereich in 5 000 Zeilen abgetastet. Gemessen wird dabei die von der Erde emittierte bzw. reflektierte Strahldichte (Radianz), die als digitales Signal (8 Bit Counts) gespeichert wird. Es entstehen somit Bilder der Erdhalbkugel, die aus $2\,500 \times 2\,500$ (bzw. aus $5\,000 \times 5\,000$) Pixeln mit Grauwerten zwischen 0 und 255 bestehen.

Als Datengrundlage in der vorliegenden Arbeit dienen digitale Meteosat–Daten (Meteosat–5, der sich seit 1991 auf der Umlaufbahn befindet) des IR- sowie des VIS–Spektralbereichs für ausgewählte Tage im Juli und August 1996. Die Daten wurden von der Betreiberorganisation EUMETSAT (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites, früher ESOC = European Space Operations Centre), in geometrisch korrigierter Form zur Verfügung gestellt. Die zeitliche Auflösung beträgt 30 Minuten. Die räumliche Auflösung beträgt im IR–Bereich 6.4 km in Ost–West–Richtung bzw. 10.0 km in Nord–Süd–Richtung bei einem Breitengrad von $\phi = 50^\circ$ und einem Längengrad von $\psi = 10^\circ$. Im VIS–Bereich ist die Auflösung entsprechend doppelt so hoch.

Kapitel 3

Datenvorverarbeitung

In diesem Kapitel werden einige häufig eingesetzte Vorverarbeitungsverfahren für Stations-, Radar- und Meteosat-Daten (vgl. zum Beispiel Fulton et al. 1998 [36]) erläutert und ihre Funktionsweise anhand von Fallbeispielen aufgezeigt. Die verschiedenen Parameter in diesen Verfahren werden auf die verfügbaren Stationen, das Bonner Radar und den relevanten Ausschnitt der Meteosat-Daten kalibriert.

3.1 Stationsdaten

Aus Gründen der Vergleichbarkeit mit den Tagessummen des Stationsclusters II werden die hochaufgelösten Wippendaten des Stationsclusters I zunächst zu vollen Stundensummen, und hieraus wiederum zusätzlich zu Tagessummen aufsummiert. Weiterhin müssen alle Meßdaten in ein gemeinsames Zeitsystem gebracht werden, da die Daten der Erftkreis-Stationen in Mitteleuropäischer Sommerzeit (MEZ), die SFB-eigenen Stationsdaten hingegen in Weltzeit (UTC) abgespeichert werden. Alle nachfolgenden Zeitangaben beziehen sich auf UTC.

3.1.1 Qualitätsprüfung

Bei allen Arten der Niederschlagsmessung mit konventionellen Meßgeräten gibt es zudem systematische Fehler. Die Hauptursache hierfür sind Windfelddeformationen über dem Auffangtrichter, Haftwasserverluste, Verdunstungsverluste, Spritzwasserverluste und Schneeverwehungen. Dies führt zu einer Variation des Fehlers in Abhängigkeit vom Niederschlagsmeßtyp und der Jahreszeit. In den meisten Fällen wird der aktuelle Niederschlag etwas unterschätzt. Dies ist vor allem bei starken

Regenraten und bei hohen Windgeschwindigkeiten der Fall (vgl. Nystuen 1999 [65]). Die durch systematische Meßfehler bedingten Ungenauigkeiten sind in der Regel jedoch deutlich geringer als diejenigen, die aus einer zu geringen Stationsdichte oder indirekten Meßmethoden resultieren (vgl. Reiss et al. 1992 [76]).

Die Stationsdaten wurden zunächst manuell gesichtet. Dies führte in einigen Fällen zur Eliminierung von Datenreihen, wenn zum Beispiel eine sich offiziell im Betrieb befindliche Station über einige Wochen hinweg auch bei starken Niederschlagsereignissen, die von benachbarten Stationen registriert wurden, konstant 0 mm anzeigte oder, wie im Fall einer der Frankenforst-Stationen, eine über zwei Monate andauernde konstante Stundensumme von 0.4 mm aufwies. Diese Datenlücken sind zusammen mit den „offiziellen“ technischen Datenausfällen in Tabelle A.3 im Anhang aufgeführt.

Auch wenn die kleinräumige Variation gerade bei konvektiven Niederschlägen sehr hoch ist und selbst von dichten Meßnetzen oft nicht ausreichend erfaßt werden kann, sollte, gemittelt über einen längeren Zeitraum, zwischen sehr nah beieinander gelegenen Stationen eine gewisse statistische Korrelation bestehen. Es wurden daher die Korrelationen der Tagessummen aller benachbarter Stationen mit einer maximalen Distanz von 10 km zueinander für den Zeitraum von jeweils einigen Monaten berechnet (Tabelle 3.1). Eine zu niedrige Korrelation wäre ein Hinweis auf eine eventuelle Fehlerbehaftung zumindest einer der beiden Stationen. Die Korrelationen weisen in den meisten Fällen auch bei größeren Distanzen noch einen Mindestkoeffizienten von 0.6 oder höher auf. In einem Fall jedoch war die Korrelation zweier Stationen des Stationsclusters II (der Stationen 18 und 19 im Zeitraum von Juni bis August 1998) mit 0.28 besonders niedrig. Eine nähere Betrachtung der Meßdaten zeigte, daß am 15. Juni 1998 (Tag 9) an Station 18 mit 43.6 mm (Abbildung 3.1) ein mehr als 10 mal größerer Wert als an allen anderen Stationen vorlag. Ein Auslassen dieses Ausreißers würde eine deutlich höhere Korrelation von 0.76 für den betrachteten Zeitraum ergeben, was im Einklang mit anderen Stationspaaren gleichen Abstandes stünde. Die Radardaten dieses Tages (Abbildung 3.2) zeigen jedoch eine konvektive Zelle mit Niederschlagsmengen bis zu 40 mm in unmittelbarer Nähe der Station 18, so daß der Stationsmeßwert trotz der geringen Korrelation realistisch erscheint. Dieses Beispiel zeigt, daß geringe Korrelationen zwischen benachbarten Stationen in solchen Extremfällen durchaus auftreten können, aber überprüft werden sollten.

Cluster I		
Paar	Distanz (km)	Korrelation
8-9	3.6	0.95
20-21	4.5	0.53
10-11	5.7	0.64
16-17	6.0	0.75
11-12	6.7	0.40
7-8	7.8	0.92
1-2	10.0	0.81

Cluster I		
Paar	Distanz (km)	Korrelation
8-9	3.6	0.93
15-16	3.6	0.94
20-21	4.5	0.81
18-19	5.0	0.88
13-14	5.4	0.79
19-20	5.4	0.80
10-11	5.7	0.92
11-12	6.7	0.84
18-20	8.2	0.82
19-21	9.0	0.65
12-14	9.2	0.80
14-15	9.2	0.80
1-2	10.0	0.73

Cluster II		
Paar	Distanz (km)	Korrelation
9-10	3.6	0.89
16-17	3.6	0.89
12-13	4.1	0.80
11-12	4.2	0.91
7-8	4.5	0.82
14-15	5.0	0.88
13-15	5.1	0.81
13-14	5.4	0.89
5-6	5.7	0.86
15-16	5.7	0.72
10-11	6.0	0.85
14-16	7.0	0.66
4-5	7.0	0.80
2-3	7.2	0.71
15-17	7.3	0.68
8-11	7.3	0.90
12-15	7.8	0.90
11-13	8.1	0.73
8-10	8.1	0.78
4-14	8.2	0.75
8-9	8.6	0.65
4-13	9.2	0.58
9-11	9.2	0.79
10-12	9.5	0.77
12-14	9.5	0.90
18-19	9.9	0.28

Cluster II		
Paar	Distanz (km)	Korrelation
12-21	2.2	0.97
9-10	3.6	0.97
16-17	3.6	0.80
12-13	4.1	0.78
11-21	4.1	0.93
13-21	4.2	0.70
11-12	4.2	0.90
7-8	4.5	0.79
14-15	5.0	0.90
13-15	5.1	0.86
13-14	5.4	0.91
5-6	5.7	0.77
15-16	5.7	0.91
10-11	6.0	0.95
14-16	7.0	0.82
4-5	7.0	0.84
2-3	7.2	0.58
15-17	7.3	0.82
8-11	7.3	0.91
12-15	7.8	0.94
11-13	8.1	0.62
8-10	8.1	0.96
4-14	8.2	0.62
8-9	8.6	0.93
15-21	8.9	0.92
4-13	9.2	0.69
9-11	9.2	0.91
14-21	9.4	0.79
10-12	9.5	0.96
12-14	9.5	0.87
18-19	9.9	0.72

Tabelle 3.1: Korrelation benachbarter Regenwippen aus Stationscluster I (oben) und II (unten), berechnet aus den Tagessummen für Juni bis August 1998 (links) sowie für Juni bis August 1999 (rechts).

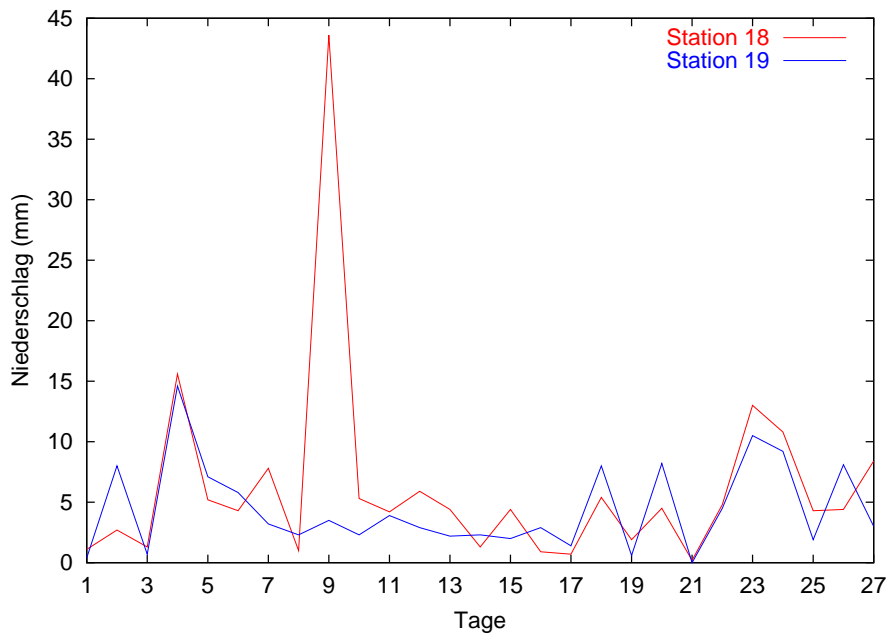


Abbildung 3.1: Vergleich der Tagessummen des Niederschlags von Station 18 und 19 des Stationsclusters II zwischen Juni und August 1998 (Tag 9 = 15. Juni 1998).

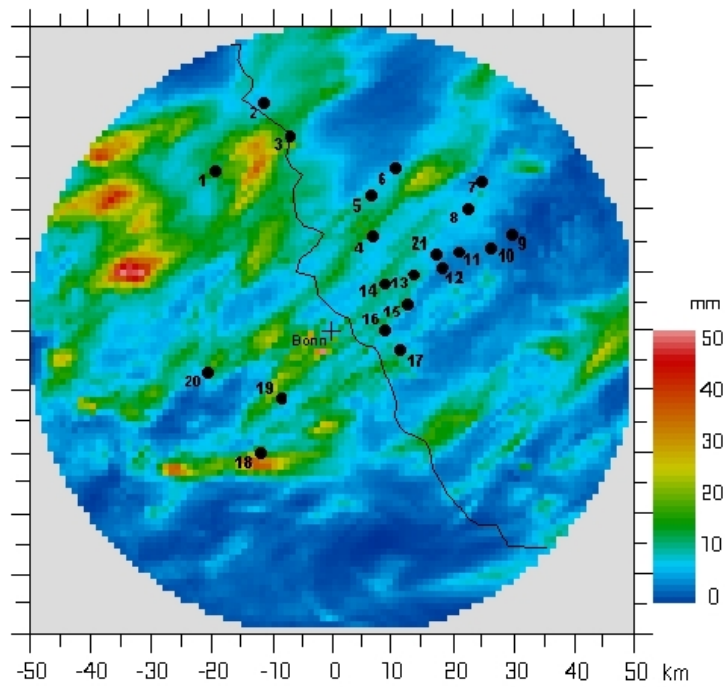


Abbildung 3.2: Radarniederschlagsverteilung für die Tagessumme am 15. Juni 1998, mit Stationscluster II überlagert.

3.1.2 Interpolation der Punktdaten auf die Fläche

Für spätere Vergleiche ist es sinnvoll, aus den Stationsdaten durch Interpolation für begrenzte Bereiche mit ausreichend hoher Stationsdichte räumliche Gebietsmittel des Niederschlags zu erstellen.

Generell lassen sich zu diesem Zweck statistische und nichtstatistische Interpolationsverfahren unterscheiden. Bei den nichtstatistischen Verfahren müssen intuitive Annahmen über den räumlichen Zusammenhang der betrachteten Variablen getroffen werden. Statistische Interpolationsverfahren hingegen untersuchen den räumlichen Zusammenhang und nutzen diese Information zur Interpolation. Dabei wird angenommen, daß die Variablenwerte mehr oder weniger stark miteinander korrelieren. Die Untersuchung dieser Korrelationen wird oft als Strukturanalyse bezeichnet. In der Hydrologie haben insbesondere geostatistische Interpolationsmethoden eine breite Verwendung gefunden. Sie basieren auf dem Variogramm, das die Varianz zwischen zwei Punktepaaren mit einer bestimmten Distanz zueinander angibt (vgl. Blöschl & Merz 2002 [14]). In der vorliegenden Arbeit wird das räumliche Interpolationsverfahren Kriging (in Unterscheidung zu anderen Varianten auch gewöhnliches Kriging genannt) eingesetzt. Kriging ist ein anerkanntes Verfahren, um die punktuelle Niederschlagsinformation der Stationsmessungen in eine flächendeckende Niederschlagsinformation (pixelbezogene Niederschlagshöhen) umzurechnen und bietet die Möglichkeit, die mit Radardaten bestimmten Gebietsniederschlagshöhen mit den Stationsdaten zu vergleichen. Die einzelnen Arbeitsschritte werden im folgenden nur kurz skizziert, für eine ausführlichere Darstellung des Verfahrens sei auf die zahlreich vorhandene Literatur zu diesem Thema, zum Beispiel Chilès & Delfiner (1999) [18], Schlüter (1996) [83], Mächel (1989) [57] oder Akin & Siemes (1988) [3], verwiesen.

Mit Kriging wird ein Schätzvorgang bezeichnet, der eine gegebene Anzahl von Meßwerten in einen Wichtungsprozess so einbezieht, daß die Schätzvarianz minimiert wird. Gegeben seien hierzu die K Stationsmessungen $P_g(x_1, y_1), P_g(x_2, y_2), \dots, P_g(x_K, y_K)$ in den zugehörigen Punkten $(x_1, y_1), \dots, (x_K, y_K)$. Es soll der unbekannte Wert $P(x_0, y_0)$ geschätzt werden. Als Bedingungen an das Verfahren gelten die Annahme der Stationarität (das heißt die Verteilung einer Zufallsvariable ändert sich nicht durch Verschiebung) und die intrinsische Hypothese (dies bedeutet, daß die statistischen Parameter nicht von der absoluten Lage im Raum, sondern von

der relativen Distanz der Punkte zueinander abhängen). Die zentrale Komponente stellt dabei die Variogrammanalyse dar. Zur Berechnung eines Variogramms werden die Quadrate der Differenzen der in einer Distanzklasse h voneinander entfernt liegenden Meßwerte ermittelt. Die Werte werden aufsummiert und durch die Anzahl der betrachteten Wertepaare geteilt. Der so gebildete Mittelwert der quadrierten Differenzbeträge wird durch 2 dividiert, da man an der senkrechten Abweichung der Wertepaare von der 45° Linie interessiert ist (vgl. Isaaks & Srivastava 1989 [47]). Die entsprechende Formel hierzu lautet:

$$\delta(h) = \frac{1}{2K(h)} \sum_{i=1}^{K(h)} (P_g(x_j, y_j) - P_g(x_k, y_k))^2 \quad (3.1)$$

Hierbei sind δ der Variogrammwert (da P_g in mm gemessen wird, ist hier die Einheit mm^2), P_g die Meßwerte an den Positionen (x_j, y_j) bzw. (x_k, y_k) und $K(h)$ die Anzahl der Wertepaare in der Distanzklasse h . Die Distanzklasse h umfaßt alle Positionspaare mit einem Abstand zwischen $h - e/2$ und $h + e/2$, wobei e die Klassenbreite ist. Die Summe aller Abstände beträgt $\sum K(h) = K(K - 1)/2$. Bei der Mittelwertbildung in den einzelnen Klassen sollten genügend Werte vorhanden sein, um eine repräsentative Schätzung zu gewährleisten (vgl. auch Mächel 1989 [57]). Als Klassenbreite e wird in der vorliegenden Arbeit ein Wert von 5 km gewählt.

Die diskreten Variogrammwerte werden nun durch eine kontinuierliche Modellfunktion approximiert. Zur Anpassung der Ausgleichskurve wird mittels eines nicht-linearen least-squares Levenberg–Marquardt–Algorithmus (vgl. Press et al. 1992 [72]), ausgehend von verschiedenen Modellen, jeweils die Funktion mit dem kleinsten RMS-Fehler ausgewählt. Als Modelle werden verwendet:

lineares Modell:	$\delta(h) = \zeta \frac{h}{q}$	für $0 \leq h \leq q$
	$\delta(h) = \zeta$	für $h > q$
exponentielles Modell:	$\delta(h) = \zeta \left(1 - \exp\left(\frac{-h}{q}\right)\right)$	für $h \geq 0$
sphärisches Modell:	$\delta(h) = \zeta \left(\frac{3h}{2q} - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{q}\right)^3\right)$	für $0 \leq h \leq q$
	$\delta(h) = \zeta$	für $h > q$

Hierbei ist ζ ein horizontaler Skalierungsfaktor, der durch den Minimierungsalgorithmus bestimmt wird. Die Angleichung erfolgt nur für die ersten acht Klassen,

also bis zu einem Abstand von $q = 40$ km. Das resultierende Variogramm wird für die anschließende räumliche Interpolation verwendet. Exemplarisch ist in Abbildung 3.3 für die Monatssumme des Niederschlags im Juni 1998 ein auf diese Weise erzeugtes Variogramm dargestellt.

Zur Ableitung der eigentlichen Schätzung wird angenommen, daß sich der zu interpolierende Wert $P(x_0, y_0)$ als gewichtetes Mittel (Linearkombination) der Meßwerte darstellen läßt:

$$P(x_0, y_0) = \sum_{i=1}^K g_i \cdot P_g(x_i, y_i) \quad (3.2)$$

Die Gewichte g_i sind so zu bestimmen, daß der Schätzwert $P(x_0, y_0)$ die folgenden Bedingungen erfüllt:

- $P(x_0, y_0)$ ist erwartungstreu, das heißt, die Abweichung zwischen wahren und geschätzten Werten ist im Mittel gleich Null,
- die Varianz der geschätzten Werte ist minimal.

Da die Schätzwerte $P(x_0, y_0)$ erwartungstreu sein sollen, wird $\sum g_i = 1$ verlangt. Aufgrund der Minimalität der Varianz lautet das Kriging-Gleichungssystem dann:

$$\begin{pmatrix} 0 & \delta_{12} & \cdots & \delta_{1K} & 1 \\ \delta_{21} & 0 & \cdots & \delta_{2K} & 1 \\ \cdot & \cdot & \cdots & \cdot & \cdot \\ \delta_{K1} & \delta_{K2} & \cdots & 0 & 1 \\ 1 & 1 & \cdots & 1 & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} g_1 \\ g_2 \\ \cdot \\ g_K \\ \tau \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \delta_{10} \\ \delta_{20} \\ \cdot \\ \delta_{K0} \\ 1 \end{pmatrix}$$

mit $\delta_{jk} = \delta(|(x_j, y_j) - (x_k, y_k)|)$ und dem Lagrange-Multiplikator τ .

Die Gewichte g_i lassen sich aus dem Variogramm und dem Abstand der Meßwerte zueinander durch Lösung dieses Gleichungssystems mittels LR-Zerlegung (vgl. Press et al. 1992 [72]) bestimmen. Auf diese Weise wird für jeden Gitterpunkt ein Schätzwert berechnet.

Ein Beispiel für auf die Fläche interpolierte Niederschlagsdaten aus Bodenmessungen zeigt Abbildung 3.4 für die Monatssumme des Niederschlags im Juni 1998. Die verwendeten Stationsdaten des Stationsclusters II sind in Tabelle 3.2 dargestellt.

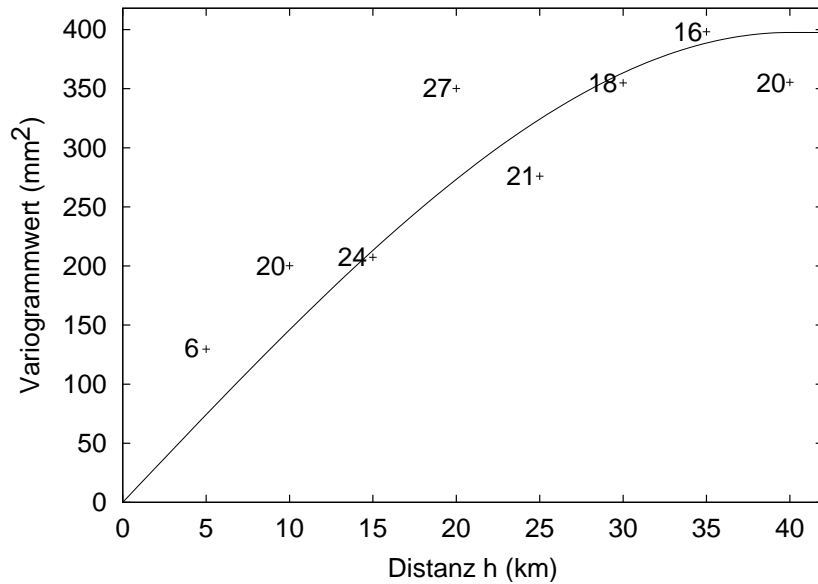


Abbildung 3.3: Empirisches Variogramm mit angepaßter Ausgleichskurve (sphärisches Modell) für Juni 1998. Die Zahlen geben die Anzahl der gefundenen Wertepaare $K(h)$ in der entsprechenden Distanzklasse an.

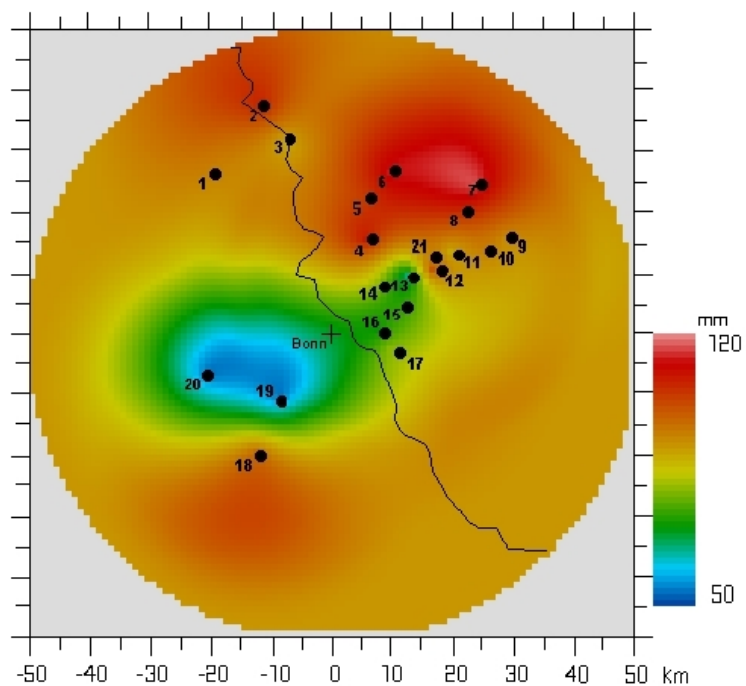


Abbildung 3.4: Mit Kriging interpolierte Monatssumme des Niederschlags der Stationen des Stationsclusters II für Juni 1998.

Stationsnr.	1	2	3	4	5	6	7
Monatssumme (mm)	94.9	108.2	89.4	109.4	104.7	114.1	117.2
Stationsnr.	8	9	10	11	12	13	14
Monatssumme (mm)	108.3	93.5	95.5	89.5	100.7	65.7	80.3
Stationsnr.	15	16	17	18	19	20	
Monatssumme (mm)	74.2	71.4	80.6	98.0	54.7	54.5	

Tabelle 3.2: Monatssumme des Niederschlags der Regenwippen 1 bis 20 des Stationsclusters II im Juni 1998.

Die Qualität des Kriging–Interpolationsverfahrens für Flächenmittelvergleiche wird in folgender Studie überprüft: Zunächst werden mit allen für die Monate Juni bis September 1999 jeweils verfügbaren Stationen des Stationsclusters I die Flächenniederschläge auf Tagessummenbasis mittels Kriging aus den Stationswerten ermittelt. Dabei wird im Leave–one–out–Verfahren jeweils eine Station ausgelassen, um diese als unabhängige Vergleichsstation heranziehen zu können und die resultierende RMS–Differenz berechnet (vgl. hierzu auch Kapitel 6.1). Der Vergleich der tatsächlich gemessenen Stationswerte mit den interpolierten Werten zeigt, daß das Kriging–Verfahren die Stationswerte im Mittel besser schätzt als das Radar (Tabelle 3.3).

Monat	RMS–Diff. Radar allein (mm)	RMS–Diff. Kriging (mm)	Diff. (%)
Juni '99	4.40	2.87	34.8
Juli '99	2.33	2.41	-3.4
Aug. '99	2.87	2.82	1.7
Sep. '99	1.64	1.55	5.5

Tabelle 3.3: RMS–Differenzen zwischen Stations- und Radarwerten bzw. Stations- und Kriging–Schätzwerten, monatsweise berechnet auf Tagessummenbasis für das (unabhängige) Stationscluster I.

Gemittelt über alle vier Monate des Jahres 1999 und alle verfügbaren Stationen des Clusters I auf Tagessummenbasis (68 Fälle) beträgt die RMS–Differenz für die Radarmessung allein 3.38 mm und für die Kriging–Interpolation 3.27 mm, was einem um circa 3.3% besseren Wert entspricht.

In einem zweiten Schritt wird der Einfluß der Lage einzelner Stationen auf die vorgenommene Mittelbildung untersucht. Wird von den sich im nordwestlichen Randbereich befindenden Stationen 1 und 2 des Clusters I nur jeweils eine für die Kriging-Schätzung verwendet, sind die Ergebnisse um 30–40% schlechter als die Radarmessungen. Wird hingegen eine Station aus der Mitte des Clusters herausgenommen (zum Beispiel Station 15), so wird diese durch die benachbarten Stationen um 50–60% deutlich besser interpoliert als durch das Radar allein (Tabelle 3.4).

Vergleichsstation (Cluster I)	RMS-Diff. Radar allein (mm)	RMS-Diff. Kriging (mm)	Diff. (%)
1	3.82	4.96	-29.8
2	4.98	6.83	-37.1
8	3.26	1.65	49.4
9	2.63	1.33	49.4
15	2.10	0.83	60.5

Tabelle 3.4: Über alle vier Monate des Jahres 1999 gemittelte RMS-Differenzen zwischen Stations- und Radarwerten bzw. zwischen Stations- und Kriging-Schätzwerten, berechnet auf Tagessummenbasis für einzelne (unabhängige) Stationen des Clusters I.

Insgesamt läßt sich also sagen, daß das Kriging-Verfahren durchaus zuverlässige Vergleichsdaten für Flächenmittelvergleiche liefern kann, sofern die betrachteten Gebiete sich im Nahbereich von Stationen befinden.

3.2 Radardaten

Die Radarmeßdaten sind aus verschiedensten Gründen fehlerbehaftet und müssen zunächst zahlreichen Korrekturverfahren unterworfen werden. Diese und weitere notwendige Vorverarbeitungsschritte werden im folgenden skizziert.

3.2.1 Darstellung und Geokodierung

Die in Polarkoordinaten vorliegenden Rohdaten werden auf ein kartesisches Koordinatensystem mit einer Gitterweite von $1 \times 1 \text{ km}^2$ für ein Gesamtfeld von $100 \times 100 \text{ km}^2$ umgerechnet. Dafür wurde ein von Meetschen (1999) [61] entwickeltes Programm verwendet, welches zunächst mittels der „Nearest-Neighbour-Methode“ jedem Gitterpunkt den Meßwert des nächstgelegenen Meßpunktes zuordnet, wobei alle Meßpunkte berücksichtigt werden, die in einem bestimmten Umkreis um den Gitterpunkt liegen (500 m beim 50 km-Scan). Die Meßpunkte innerhalb eines Umkreises werden dann mit einer exponentiell mit dem Abstand vom Gitterpunkt abfallenden Funktion gewichtet.

Anschließend werden noch für jedes Pixel die Gauß-Krüger-Koordinaten bestimmt. Dies ist wichtig für die in der vorliegenden Arbeit vorgenommenen Vergleiche der Radarmessungen mit den Stationsmessungen. Jede Station muß zuvor genau einem Radarpixel zugeordnet werden. Bei einer räumlichen Auflösung von einem Kilometer ist die Übertragbarkeit der Punktmessung auf die Pixelfläche noch zumutbar, obgleich kleinräumige Niederschlagsereignisse zum Teil bereits innerhalb einiger hundert Meter variieren können (vgl. Grimbacher 2001 [39]). Um den durch die Rasterung der Daten verursachten Interpolationsfehler bei direkten Punkt-zu-Punkt Vergleichen mit entsprechenden Bodenstationen zu glätten sowie etwaige Winddrift-Effekte von in der Höhe gemessenem Niederschlag auszugleichen, wird hierbei jeweils aus dem zentralen Pixelwert sowie den acht Nachbarn das arithmetische Mittel gebildet. Bollen et al. (1998) [15] bezeichnen eine solche Mittelbildung als gebräuchliche Praxis. Die Betrachtung dieses sogenannten Neunerfeldes wird auch vom DWD zur Aneicherung von Radardaten mit Stationsdaten praktiziert (vgl. Lang 1997 [55]), wobei dort allerdings jeweils der Pixelwert mit der höchsten Korrelation ausgewählt wird.

3.2.2 Umrechnung der Radarreflektivitäten in Regenraten

Zur Umrechnung der Radarreflektivitäten in Regenraten wird in der vorliegenden Arbeit zunächst einheitlich die Z–R–Beziehung nach Marshall et al. (1955) [59] verwendet. Bildet man ein einfaches Mittel aus den 69 von Battan (1973) [6] vorgestellten Parametern für a und b , ergibt sich die mittlere Z–R–Beziehung von $Z = 277R^{1.48}$ (vgl. Uijlenhoet 2001 [90]). Abbildung 3.5 veranschaulicht, daß die von Marshall et al. (1955) [59] vorgestellte Beziehung $Z = 200R^{1.60}$ bei einem unbekanntem Tropfenspektrum offensichtlich eine gute erste Näherung an die verschiedenen Typen von Niederschlägen darstellt².

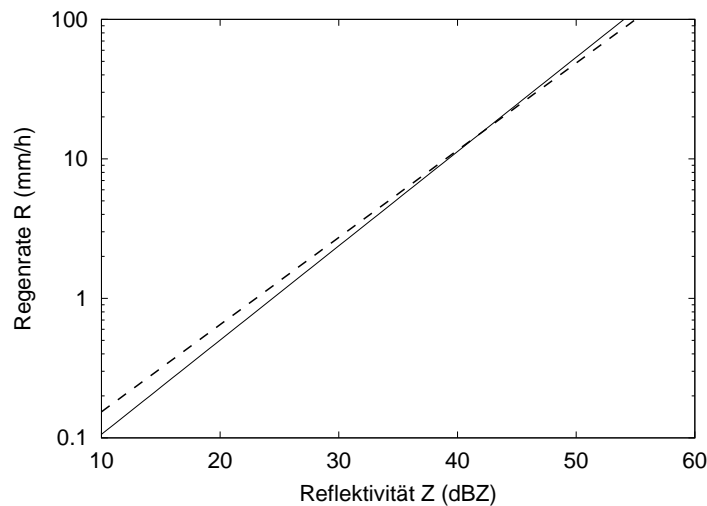


Abbildung 3.5: Vergleich von $Z = 277R^{1.48}$ (durchgezogen), dem Mittel der 69 Z–R–Beziehungen nach Battan (1973) [6] mit $Z = 200R^{1.60}$ (gestrichelt), der Z–R–Beziehung von Marshall et al. (1955) [59].

Auch Grimbacher (2001) [39] zeigt, daß diese Beziehung insbesondere für den Standort des Bonner Radars im Vergleich zu Z–R–Beziehungen mit niedrigeren oder höheren Exponenten (zwischen 1.1 und 2.1) günstig gewählt ist. In Kapitel 4.2 wird zusätzlich die Z–R–Beziehung von Fujiwara (1965) [35] zur Umrechnung mit $Z = 450R^{1.46}$ für konvektive Niederschlagsereignisse herangezogen.

²In der Literatur wird verwirrenderweise oftmals $Z = 200R^{1.60}$ als die von Marshall & Palmer (1948) [58] gefundene Z–R–Beziehung bezeichnet. Tatsächlich wurde sie von Marshall et al. (1955) [59] jedoch erst einige Jahre später als leicht revidierte Version präsentiert.

3.2.3 Dämpfungskorrektur

Der Begriff Dämpfung bezeichnet Absorptions- und Streuverluste der Rückstreuung durch Niederschlag. Generell gibt es für die hydrometriefähigen Frequenzen keine wesentliche Dämpfung durch atmosphärische Gase, einschließlich Wasserdampf (vgl. Breuer 1988 [16]). Es tritt allerdings Dämpfung ein, wenn der Radarstrahl auf Hydrometeore trifft. Die Dämpfungsverluste sind dabei von der Regenintensität R und der verwendeten Wellenlänge λ abhängig. Mit abnehmender Wellenlänge wird die Dämpfung stärker. Die Dämpfungsverluste addieren sich zudem mit der Länge der Regenstrecke im Meßbereich. Das X-Band-Radar ist daher nur im Nahbereich und dämpfungskorrigiert sinnvoll einsetzbar, allerdings macht sich der Dämpfungseffekt erst bei sehr starken Niederschlägen wirklich bemerkbar. Ebenso wie die Radarreflektivität wird in der Praxis auch die Dämpfung mit der Regenrate parametrisiert. Nach Gunn & East (1954) [40] läßt sich der Dämpfungskoeffizient K_d (in dB/km) schreiben als

$$K_d = \beta \cdot R^\gamma \quad (3.3)$$

Hierbei ist für R der Zahlenwert der Regenrate in mm/h einzusetzen (also ohne die zugehörige Einheit). Einige gängige Literaturwerte für β und γ sind in Tabelle 3.5 dargestellt.

β	γ	Quelle
0.0074	1.31	Gunn & East (1954) [40]
0.0110	1.15	Wexler & Atlas (1963) [98]
0.0119	1.063	Eissing (1976) [29]

Tabelle 3.5: Parameter β und γ des Dämpfungskoeffizienten K_d für die einfache Wegstrecke bei $\lambda=3.2$ cm (Einwegdämpfung).

Damit kann die Dämpfung entlang eines Radarstrahls sukzessive für alle Meßpunkte berechnet werden, beginnend beim ersten Strahlwert und nach außen hin fortfahrend. In der vorliegenden Arbeit werden die Parameter nach Eissing (1976) [29] für die Dämpfungskorrektur verwendet, die nach Kammer (1982) [53] die Abhängigkeit des Dämpfungskoeffizienten K_d von der Regenrate R für das Bonner Radar am treffendsten beschreiben. Eine ausführliche Diskussion der Dämpfungsproblematik bezogen auf das Bonner X-Band-Radar findet sich auch bei Hacker (1996) [41].

Zur Veranschaulichung des Dämpfungseffektes wurden für alle Niederschlagstage der Monate Juni bis September 1998/1999 die Radarniederschläge mit und ohne Dämpfungskorrektur berechnet und mit den Tagessummen der Regenwippen verglichen. Für eine detaillierte Beschreibung der Vorgehensweise zur Bildung von Niederschlagssummen aus den Radardaten sei an dieser Stelle auf Kapitel 4.4 verwiesen. Abbildung 3.6 zeigt das Verhältnis von Radar- zu Wippenniederschlag mit zunehmender Entfernung vom Radarstandort. In den Monaten Juni bis September 1999 weisen beide Ausgleichsgeraden eine fallende Tendenz auf, ohne Dämpfungskorrektur ist diese jedoch stärker. Die Abnahme des Verhältnisses von Radar- zu Wippenniederschlag ohne Korrektur beträgt circa 0.09 pro 10 km, mit Korrektur nur noch circa 0.05 pro 10 km.

In den Monaten Juni und Juli 1998 beträgt die Abnahme des Verhältnisses von Radar- zu Wippenniederschlag ohne Dämpfungskorrektur circa 0.05 pro 10 km, mit Dämpfungskorrektur tritt mit zunehmender Entfernung vom Radarstandort eine leichte Zunahme des Verhältnisses ein (0.04 pro 10 km) (Abbildung 3.7, oben). Die gewählte Z–R–Beziehung nach Marshall et al. (1955) [59] führt in diesem Zeitraum mit und ohne Dämpfungskorrektur zu einer Überschätzung des Niederschlags.

Es deutet sich hier ein Effekt an, der in den Monaten August und September 1998 (Abbildung 3.7, unten) noch stärker zum Tragen kommt. Ein Nachteil der beschriebenen Korrektur ist nämlich, daß sich eine Überschätzung des Radarwertes selbstverstärkend bis zum entferntesten Echowert durchzieht. Die Berechnung von K_d ist nicht immer stabil und führt im ungünstigsten Fall zu einer unrealistischen Überschätzung des Niederschlags. Besonders in den Monaten August und September 1998 wird der Effekt der Überschätzung durch die Dämpfungskorrektur in einzelnen Fällen erheblich verstärkt. In solchen Fällen ist es ratsam, die Dämpfungskorrektur auszuschalten. Eine Untersuchung solcher Einzeleffekte ist im operationellen Radarbetrieb allerdings nicht akzeptabel. Da die Dämpfungskorrektur in den meisten Fällen sinnvolle Ergebnisse liefert und nur in einzelnen Fällen zu Fehlern führt, wird sie in der vorliegenden Arbeit eingesetzt. Wichtig erscheint vor allem, eine günstige Z–R–Beziehung zu finden und damit allzu große systematische Unter- oder Überschätzungen von vornherein zu vermeiden bzw. diese zu korrigieren.

Abbildung 3.7 (unten) veranschaulicht, daß hierdurch ein negativer Effekt der Dämpfungskorrektur weitgehend unterdrückt wird. Abgebildet sind wiederum das entfernungsbedingte Verhältnis von unkorrigierten sowie korrigierten Radarniederschlägen zu Wippenniederschlägen, in diesem Fall für die Monate August und September 1998. Zusätzlich wurde eine Trennung zwischen konvektiven und stratiformen Niederschlagsereignissen vorgenommen (siehe Kapitel 4.2), auf die dann jeweils eine unterschiedliche Z–R–Beziehung angewandt wurde. Trotz durchgeführter Dämpfungskorrektur ist jetzt die Überschätzung des Radarniederschlags im Vergleich zu den anderen beiden Läufen am geringsten.

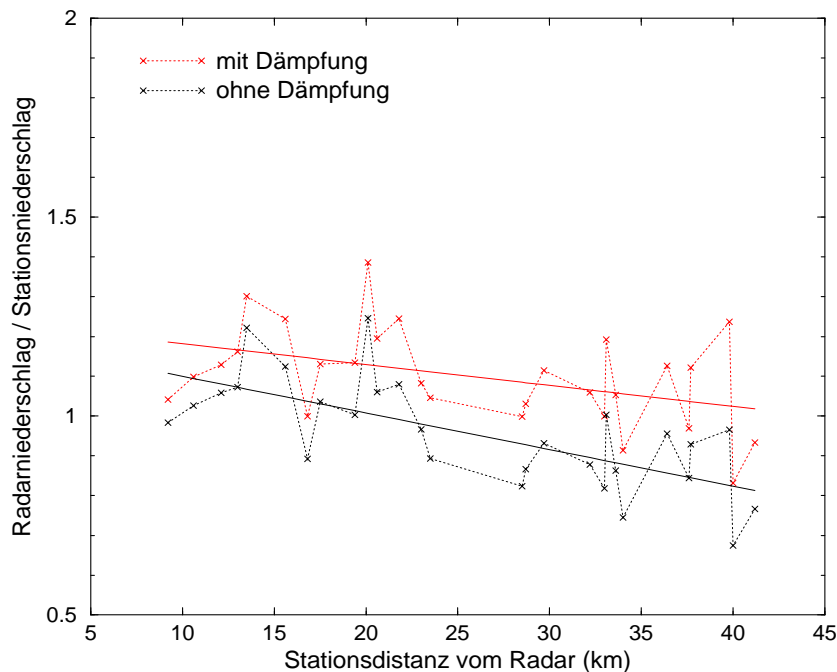


Abbildung 3.6: Entfernungsbedingtes Verhältnis von dämpfungskorrigierten und nicht dämpfungskorrigierten Radarniederschlägen zu Wippenniederschlägen für Juni bis September 1999.

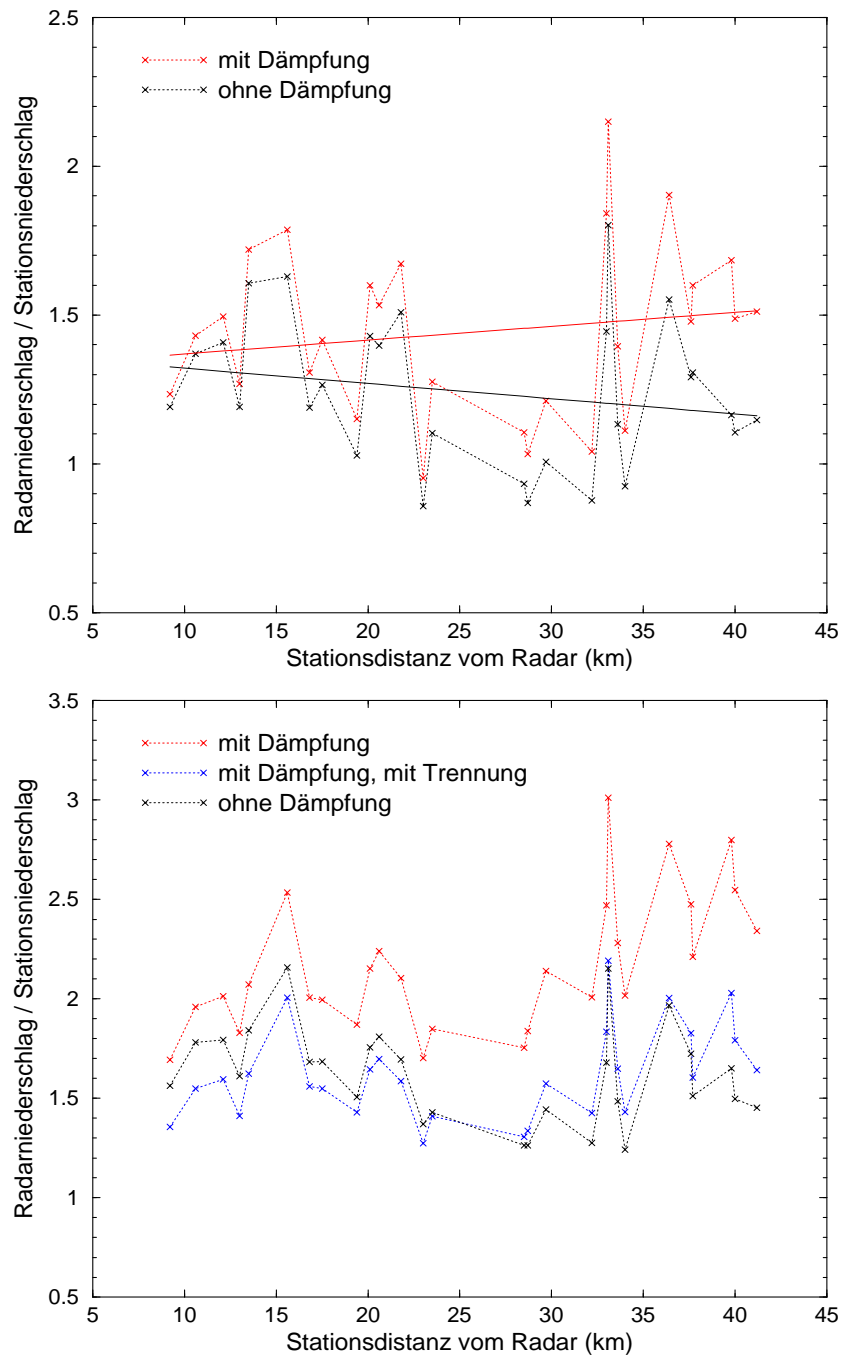


Abbildung 3.7: Entfernungsbedingtes Verhältnis von dämpfungskorrigierten und nicht dämpfungskorrigierten Radarniederschlägen zu Wippenniederschlägen für Juni bis Juli 1998 (oben) sowie August bis September 1998 (unten). Die Trennung im unteren Bild bezieht sich auf eine dynamische Anwendung zweier Z–R–Beziehungen für stratiforme und konvektive Niederschlagsereignisse.

3.2.4 Clutterfilterung

Mit dem Begriff Clutter werden üblicherweise unerwünschte Radarechos bezeichnet, die vor allem im Nahbereich des Radars auftreten und im wesentlichen von Reflektionen durch den Hauptstrahl oder die Nebenkeulen an Festzielen auf der Erdoberfläche oder, bei niedriger Elevation, an der Erdoberfläche selbst verursacht werden. Letzteres Phänomen ist auch als „Anaprop-Effekt“ (von anomalous propagation) bekannt. Damit ist gemeint, daß unter bestimmten atmosphärischen Bedingungen ein Radarstrahl, der unter Standardbedingungen in der Atmosphäre bliebe, auf den Boden trifft. Dies hängt damit zusammen, daß der Brechungsindex der Luft temperatur- und feuchteabhängig ist und entsprechende Inhomogenitäten zu einer Biegung des Radarstrahles führen können. Clutter durch bewegliche Objekte, wie zum Beispiel Flugzeuge oder Vögel, spielt eine eher untergeordnete Rolle. Selbst im niederschlagsfreien Fall sind die Radardaten in der Regel nicht vollständig clutterfrei, sondern von einem ständigen „Rauschen“ überlagert. Beispiele für Festziele, die das Bonner X-Band-Radar beeinträchtigen, sind hohe Schornsteine von Industrieanlagen oder Bergzüge südlich bzw. westlich des Radars. Vor einer quantitativen Interpretation der Radarmessung ist es daher notwendig, unechte Niederschlagssignale weitgehend zu eliminieren. Ein einfaches, aber dennoch effektives Verfahren stellt nach wie vor die Erstellung einer Cluttermap dar. Hierbei werden die Radarreflektivitäten einiger niederschlagsfreier Tage als Clutter interpretiert, zu einer Cluttermap zusammengefaßt und anhand dieser jedes aktuelle Radarsignal korrigiert. Eine ausführliche Darstellung dieser Problematik und die Entwicklung eines entsprechenden, in dieser Arbeit verwendeten Programms zur Clutterfilterung liefert Meetschen (1999) [61]. Empfehlenswert ist auch eine regelmäßige Neuerstellung der Cluttermap. Die in der vorliegenden Arbeit verwendeten Cluttermaps, die der Arbeit von Grimbacher (2001) [39] entstammen, wurden für jeden Monat aktualisiert.

3.2.5 Beamblocking und Brightband

Festziele machen sich nicht nur als Clutter in den Radardaten bemerkbar, sondern können auch zur Abschattung einzelner Bereiche führen. Dieser Effekt, der auch als „Beamblocking“ bezeichnet wird, tritt dann ein, wenn sich hinter einem Festziel ein Niederschlagsgebiet befindet, das wegen der am Festziel auftretenden Dämpfung

nur noch mit einer geringen Leistung erfaßt wird. Beim Bonner X-Band-Radar kann das Beamblocking besonders deutlich im südöstlichen Bildbereich beobachtet werden. Aufgrund der Breite dieser sogenannten „Venusberg-Abschattung“ ist eine Korrektur nicht möglich, was bei quantitativen Interpretationen berücksichtigt werden muß. In diesem Bereich befindet sich allerdings nur eine Bodenmeßstation, die Wippe Nr. 21 des Stationsclusters I, vgl. auch Abbildung 2.2, oben. Einige weitere Radarstrahlen (1° , 49° , 50° und 149°), die regelmäßig durch Abschattungseffekte hervortreten, werden aus jedem Radarscan eliminiert.

Sind bei einem Niederschlagsereignis sowohl Wassertropfen als auch Eiskristalle beteiligt, kann es vorkommen, daß die Eiskristalle eine ringförmige Struktur stark erhöhter Reflektivitäten in den Radardaten erzeugen, wenn sie die 0° -Isotherme durchfallen haben und von außen nach innen zu schmelzen beginnen. Diese Erscheinung wird als „Bright Band“ (Helles Band) bezeichnet. Der Grund hierfür ist, daß die Eisteilchen zwar noch den Durchmesser von Schneeflocken besitzen, aber wegen der äußeren Wasserschicht bereits wie Wassertropfen reflektieren (Eisteilchen weisen bei gleicher Geometrie aufgrund unterschiedlicher Dielektrizitätskonstanten normalerweise deutlich geringere Rückstreuquerschnitte als Regentropfen auf). Grimbacher (2001) [39] beobachtete für die Radardaten der Jahre 1998 und 1999 ausschließlich in den Monaten Oktober bis April Erscheinungen des Brightbands, so daß die in der vorliegenden Arbeit herangezogenen Radardaten der Sommermonate Juni bis September als Brightband-frei betrachtet werden können.

3.2.6 Biaskorrektur

Das Prüfmaß „Bias“ beschreibt den sogenannten systematischen Fehler, eine grundsätzliche Verzerrung (engl. *bias*: schief, schräg) zwischen Prognose und Wirklichkeit (vgl. Balzer et al. 1998 [5]). Er berechnet sich wie folgt:

$$Bias = \frac{1}{N} \cdot \sum_{j=1}^N (P_r^j(x_i, y_i) - P_g^j(x_i, y_i)) \quad (3.4)$$

Hierbei sind P_r^j die Radarmessung und P_g^j die Stationsmessung zum Zeitpunkt j am Gitterpunkt (x_i, y_i) sowie N die Anzahl der Messungen. Systematische Fehler tendieren mit wachsender Zahl der Beobachtungen nicht — wie es bei zufälligen Fehlern der Fall ist — zum gegenseitigen Ausgleich und sollten nach Möglichkeit eli-

miniert werden. Liegt keine Verzerrung vor, so ist die Schätzfunktion erwartungstreu (unbiased), eine Bedingung, die auch vom SOA-Verfahren gefordert wird (siehe Kapitel 5). Aus diesem Grund wird im folgenden versucht, den systematischen Fehler in Form einer Unter- oder Überschätzung der Radarniederschlagswerte zu bestimmen. Dazu wird für alle acht Monate der Radarniederschlag mit den Werten der Stationswippen verglichen und der Bias als Mittelwert über die Zeit für jede Station bestimmt; für beide Stationscluster werden als Ausgangsbasis hierzu die Tagessummen herangezogen. Aus allen Stationswerten, die eine Mindestkorrelation von 0.5 zu den Radarwerten nicht unterschreiten, wird schließlich der mittlere Biasfaktor berechnet. Die eigentliche Korrektur der Radardaten erfolgt über eine pixelweise Multiplikation mit dem mittleren Korrekturfaktor f , der sich über

$$\frac{1}{N} \cdot \sum_{j=1}^N (P_g^j(x_i, y_i) - f_i \cdot P_r^j(x_i, y_i)) = 0$$

aus

$$f_i = \sum_{j=1}^N P_g^j(x_i, y_i) / \sum_{j=1}^N P_r^j(x_i, y_i) \quad (3.5)$$

und

$$f = \frac{1}{K} \sum_{i=1}^K f_i \quad (3.6)$$

berechnet, wobei K die Anzahl der Stationen ist. Auf diese Weise werden eventuelle negative Niederschlagswerte vermieden. Somit ergibt sich für die Z-R-Beziehung von Marshall et al. (1955) [59] ein Korrekturfaktor f von 0.8 und für die Z-R-Beziehung von Fujiwara (1965) [35] ein Korrekturfaktor von 1.3.

Die Biaskorrektur ist eigentlich eine Korrektur des Vorfaktors a der Z-R-Beziehung (zur Wichtigkeit einer solchen Korrektur siehe auch Ulbrich & Lee (1999) [92]). Durch den auf P_r anzuwendenden Korrekturfaktor f ergeben sich mit

$$a' = \frac{a}{f^b} \quad (3.7)$$

für die beiden Z-R-Beziehungen folgende angeeichte Werte a' für den Vorfaktor a :

$$\begin{aligned} \text{Marshall et al. (1955):} & \quad a = 200 \quad a' = 286 \\ \text{Fujiwara (1965):} & \quad a = 450 \quad a' = 307 \end{aligned}$$

Prinzipiell läßt sich der Biaskorrekturfaktor auch für kürzere Zeitreihen berechnen. In Tabelle 3.7 sind, exemplarisch für den August 1999, das Verhältnis V zwischen Radar- und Stationsniederschlag, der Korrelationskoeffizient ρ zwischen Radar- und Stationsniederschlag sowie der Korrekturfaktor f_i für alle in diesem Monat verfügbaren Stationen dargestellt. Durch die Biaskorrektur wird das Verhältnis zwischen Radar- und Stationsniederschlag verbessert, wobei die bereits sehr hohen Korrelationskoeffizienten nicht verändert werden. Die Mittel von V , ρ und f_i über alle Stationen ergeben in diesem Monat für die beiden Z–R–Beziehungen die Werte in Tabelle 3.6.

	V	ρ	f
Marshall et al. (1955)	1.28	0.88	0.81
Fujiwara (1965)	0.81	0.87	1.29

Tabelle 3.6: Mittlere Kenngrößen für die angeeichten Z–R–Beziehungen für den August 1999: das Verhältnis V zwischen Radar- und Stationsniederschlag, der Korrelationskoeffizient ρ sowie der Biaskorrekturfaktor f .

Werden die Korrekturfaktoren für jeden Monat einzeln berechnet, liegen sie nicht in jedem Monat so nahe bei dem Wert f , der im Mittel über alle acht Monate bestimmt wurde, sondern weisen eine mehr oder weniger starke Variation von bis zu 60 Prozent auf. Dennoch erscheint es sinnvoll, die Biaskorrektur nicht für kleinere Zeitabschnitte getrennt anzuwenden, da an dieser Stelle nur eine Art Gerätekorrektur erfolgt. Die eigentliche Aneicherung der Radardaten an die Stationsdaten erfolgt später (siehe Kapitel 5).

	Marshall et al. (1955)					Fujiwara (1965)				
Nr.	P_g (mm)	P_r (mm)	V	ρ	f_i	P_g (mm)	P_r (mm)	V	ρ	f_i
Cluster I										
1	62.0	67.2	1.08	0.97	0.92	62.0	40.9	0.66	0.96	1.52
2	115.1	93.1	0.81	0.97	1.24	115.1	61.1	0.53	0.98	1.88
3	84.1	99.3	1.18	0.84	0.85	84.1	65.5	0.78	0.80	1.28
8	47.7	64.0	1.34	0.98	0.75	47.7	40.7	0.85	0.98	1.17
9	44.5	66.9	1.50	0.95	0.67	44.5	42.9	0.96	0.96	1.04
10	34.8	52.3	1.50	0.99	0.67	34.8	31.3	0.90	0.99	1.11
11	40.7	50.2	1.23	0.93	0.81	40.7	29.9	0.73	0.92	1.36
12	31.3	45.6	1.46	0.80	0.69	31.3	28.2	0.90	0.74	1.11
13	48.9	49.4	1.01	0.87	0.99	48.9	29.6	0.61	0.86	1.65
14	42.3	42.3	1.00	0.93	1.00	42.3	24.9	0.59	0.95	1.70
15	38.5	40.8	1.06	0.96	0.94	38.5	24.7	0.64	0.96	1.56
16	33.0	49.3	1.50	0.83	0.67	33.0	31.1	0.94	0.78	1.06
18	51.3	57.4	1.12	0.83	0.89	51.3	36.2	0.71	0.82	1.42
19	50.4	56.9	1.13	0.87	0.89	50.4	36.7	0.73	0.88	1.37
20	49.7	68.0	1.37	0.87	0.73	49.7	44.5	0.90	0.83	1.12
21	58.9	56.7	0.96	0.94	1.04	58.9	37.3	0.63	0.93	1.58
Cluster II										
1	58.8	84.9	1.44	0.93	0.75	58.8	55.5	0.94	0.94	1.15
2	69.0	85.0	1.23	0.91	0.81	69.0	49.8	0.72	0.90	1.39
3	65.5	86.6	1.32	0.89	0.76	65.5	54.4	0.83	0.91	1.20
4	69.7	99.6	1.43	0.98	0.70	69.7	67.6	0.97	0.97	1.03
5	84.3	98.6	1.17	0.95	0.85	84.3	64.2	0.76	0.95	1.31
6	66.0	95.4	1.45	0.82	0.69	66.0	59.4	0.90	0.80	1.11
7	86.8	85.0	0.98	0.79	1.02	86.8	49.8	0.57	0.81	1.74
8	85.7	92.0	1.07	0.95	0.93	85.7	56.1	0.65	0.96	1.53
9	75.0	98.7	1.32	0.72	0.76	75.0	60.2	0.80	0.74	1.25
10	75.1	97.0	1.29	0.81	0.77	75.1	59.8	0.80	0.82	1.26
11	89.9	97.3	1.08	0.89	0.92	89.9	62.5	0.70	0.87	1.44
12	77.3	103.6	1.34	0.84	0.75	77.3	67.4	0.87	0.82	1.15
13	49.2	97.0	1.97	0.63	0.51	49.2	63.6	1.29	0.58	0.77
14	65.2	76.1	1.17	0.82	0.86	65.2	51.1	0.78	0.79	1.28
15	57.0	77.3	1.36	0.92	0.74	57.0	49.7	0.87	0.91	1.15
16	41.6	64.3	1.55	0.94	0.65	41.6	41.1	0.99	0.93	1.01
17	71.7	81.0	1.13	0.84	0.89	71.7	54.2	0.76	0.80	1.32
18	36.8	57.7	1.39	0.89	0.64	36.8	35.6	0.97	0.88	1.03
19	38.8	53.9	1.57	0.86	0.72	38.8	34.2	0.88	0.87	1.13
20	35.8	55.3	1.54	0.86	0.65	35.8	35.6	0.99	0.83	1.01
21	85.2	99.3	1.16	0.92	0.86	85.2	65.5	0.77	0.90	1.30

Tabelle 3.7: Niederschlagssumme der Stationsmessung P_g sowie der Radarmessung P_r , Verhältnis V zwischen Radar- und Stationsmessung, Korrelation ρ zwischen Radar- und Stationsmessung sowie Korrekturfaktor f_i , berechnet für den gesamten August 1999, jeweils ausgehend von Tagessummen für zwei unterschiedliche Z-R-Beziehungen.

3.2.7 Bildung von Niederschlagssummen

Die zeitliche Integration der berechneten Niederschlagsintensitäten wird zum einen für den Vergleich mit Stationsdaten geringerer zeitlicher Auflösung (Tagessummen) und zum anderen für das in Kapitel 5 beschriebene SOA-Verfahren benötigt. Hierzu ist es erforderlich, die Intensitäten der einzelnen Azimutscans zunächst auf Stundensummen und diese dann jeweils zu Tagessummen zu akkumulieren. Hierzu müssen die Pixelwerte mit der zeitlichen Auflösung der Scans (in h) multipliziert werden, um sie von Niederschlagsraten (mm/h) in Niederschlagshöhen (mm) umzurechnen.

Die zeitlichen Abstände der zur Verfügung stehenden Scans sind jedoch nicht immer äquidistant. Drei Fälle müssen unterschieden werden:

1. Juni bis September 1998:
1:08 Uhr, 1:21 Uhr, 1:38 Uhr, 1:51 Uhr, usw. (4 Azimutscans pro Stunde, 96 Azimutscans pro Tag)
2. Juni 1999:
1:03 Uhr, 1:13 Uhr, 1:21 Uhr, 1:33 Uhr, 1:43 Uhr, 1:51 Uhr, usw. (6 Azimutscans pro Stunde, 144 Azimutscans pro Tag)
3. Juli bis September 1999:
1:01 Uhr, 1:06 Uhr, 1:11 Uhr, 1:16 Uhr, 1:21 Uhr, 1:26 Uhr, 1:31 Uhr, 1:36 Uhr, 1:41 Uhr, 1:46 Uhr, 1:51 Uhr, 1:56 Uhr, usw. (12 Azimutscans pro Stunde, 288 Azimutscans pro Tag)

Bei größeren Zeitabständen werden zur Bildung von Stundensummen zusätzlich zu jeder Stunde der jeweils vorherige und nachfolgende Azimutscan herangezogen. Im Jahr 1998 werden somit beispielsweise die Scans zwischen 0:51 Uhr und 1:08 Uhr bzw. zwischen 1:51 Uhr und 2:08 Uhr auf 8 bzw. 9 Minuten aufgeteilt, so daß sich mit den restlichen Scan-Intervallen von 2×13 und 1×17 Minuten wieder 60 Minuten ergeben. Aus den 24 Stundensummen werden schließlich durch Akkumulation Tagessummen erzeugt.

3.3 Meteosat–Daten

Um zwischen den ausgestrahlten Radianzen und den von Meteosat gemessenen 256 Digitalwerten (Counts) einen funktionalen Zusammenhang aufstellen zu können, ist eine entsprechende Kalibrierung der Kanäle erforderlich.

3.3.1 Kalibrierung des IR–Kanals

Der IR–Kanal liegt mit seinem Spektralbereich in einem atmosphärischen Wasserdampf­fenster im mittleren Infrarot–Bereich und damit im Bereich der terrestrischen Wärmestrahlung. Die vom Sensor aufgenommene Energie kann als Repräsentativwert für die Oberflächentemperatur der strahlenden Flächen verwendet werden. Die Kalibrierungsgleichung für den IR–Spektralbereich lautet

$$L = \alpha \cdot (C - C_0) \quad (3.8)$$

Es sind dabei L die Radianz (in $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1}$), α der Kalibrierungsfaktor, C der gemessene Grauwert und C_0 der sogenannte „Space Count“. Diese Faktoren werden von EUMETSAT in den vierteljährlich erscheinenden „Meteosat Calibration Reports“ (vgl. ESOC 1996 [34]) veröffentlicht. Anhand des Planckschen Strahlungsgesetzes lassen sich für den IR–Kanal weiterhin die berechneten Radianzen in Strahlungsäquivalenttemperaturen umrechnen. Die Umrechnung erfolgt mit Hilfe sogenannter „Look–up“–Tabellen, die ebenfalls von EUMETSAT veröffentlicht werden (vgl. ESOC 1991 [33]) und für die gesamte Lebensdauer des Satelliten Gültigkeit besitzen.

3.3.2 Kalibrierung des VIS–Kanals

Der VIS–Kanal liegt mit seinem Spektralbereich hauptsächlich im Bereich des solaren Spektrums. Die am Satelliten empfangenen Meßsignale können als direktes Abbild des an der Erdoberfläche und an Wolken in der Atmosphäre reflektierten Sonnenlichts angesehen werden. Zur physikalischen Interpretation der Meteosat–Daten im Spektralbereich des VIS–Kanals ist eine Umrechnung der digitalen Grauwerte in Reflektionsfaktoren notwendig. Die Parameter zur Bestimmung der Kalibrierungs-

gleichung (3.8) wurden Kriebel et al. (1996) [54] entnommen, da die Kalibrierung des VIS-Kanals von EUMETSAT nicht operationell durchgeführt wird. Der Reflektionsfaktor F_r berechnet sich über

$$F_r = \frac{\pi \cdot L}{\nu \cdot E} \quad (3.9)$$

wobei ν den Cosinus des Sonnenzenitwinkels und E die ungefilterte solare Bestrahlungsstärke für den Spektralbereich 0.4 bis 1.05 μm darstellen. Die Bestimmung von E erfolgt mit Hilfe der bei Thekaekara (1974) [87] in tabellarischer Form vorliegenden Strahlungswerte. Für eine detaillierte Beschreibung der Umrechnungen sei auf Heuel (1996) [44] verwiesen.

3.3.3 Georeferenzierung

Die Georeferenzierung der Meteosatpixel erfolgt mit der sogenannten Bahnparametermethode, welche aus der festen Position und den Abtasteigenschaften der Scanner die geographischen Koordinaten direkt für jedes Bildelement berechnet. Hierfür wird ein Programm benutzt, das von EUMETSAT operationell zur Transformation verwendet und Anwendern zur Verfügung gestellt wird. Die Transformationsroutine bezieht sich allerdings auf das sogenannte Full Disk Format. Da es sich bei den vorliegenden Daten nur um einen Ausschnitt aus der Full Disk handelt, müssen die Eckpunkte der Bildausschnitte vor der pixelweisen Anwendung der Transformationsgleichungen zur Festlegung der Startposition bekannt sein. Bei den Meteosat-Daten von Juli und August 1996 (IR) werden folgende Bildausschnitte verwendet: Zeile 2001 (Süd) bis Zeile 2460 (Nord) = 459 Zeilen sowie Spalte 713 (Ost) bis Spalte 1660 (West) = 947 Pixel.

Kapitel 4

Erweiterte Verfahren zur Radardatenaufbereitung

In diesem Kapitel werden einige erweiterte Verfahren zur Radardatenaufbereitung vorgestellt. Dies sind eine Clutterkorrektur durch Überlagerung mit Meteosat-Daten, ein automatisches Trennverfahren zwischen konvektiven und stratiformen Niederschlagsereignissen, zwei Verfahren zur Ableitung von Z-R-Beziehungen und eine Advektionskorrektur zur zeitlichen Akkumulation von Radarscans.

4.1 Clutterkorrektur mit Meteosat-Daten

Der im folgenden beschriebene Algorithmus zur Clutterfilterung mit Meteosat-Daten (vgl. auch Heuel & Heinemann 1999 [45]) wird in der vorliegenden Arbeit als gesonderte Fallstudie betrachtet, jedoch nicht in die weitere operationelle Bestimmung von Gebietsniederschlägen mit einbezogen. Er ist nicht als Alternative, sondern als Ergänzung zu den Standardverfahren der Clutterkorrektur zu sehen. Es erscheint sinnvoll, alle verfügbaren Informationsquellen, die die Genauigkeit der Radardaten erhöhen können, auch nutzbar zu machen. Vor diesem Hintergrund werden die Meteosat-Daten einem Wolkenerkennungsalgorithmus unterzogen und auf die räumliche Auflösung der Radardaten rektifiziert. Bei einer geometrischen Überlagerung können falsche Radarsignale, die in wolkenfreien Meteosatgebieten liegen, erkannt werden.

Ähnliche Studien führen beispielsweise Pamment & Conway (1998) [67], Levizzani et al. (1997) [56] oder Núñez & Serdán(1996) [64] durch. Im Unterschied zu diesen

Arbeiten wird hier kein Niederschlags-Algorithmus auf die Satellitendaten angewandt, wie beispielsweise in der bekannten Technik nach Adler & Negri (1988) [1], oder Pixel mit Regenwahrscheinlichkeiten bzw. Trockenheitsindizes belegt, sondern es werden lediglich Wolkenmasken erstellt. Damit soll gewährleistet werden, daß bei einer wolkenfreien Pixelidentifikation im Meteosatbild kein Niederschlag im Radar-scan zu erwarten ist. Zusätzlich wird der geometrische Versatz bei hohen Wolken in den Satellitendaten berücksichtigt.

4.1.1 Verfahrensablauf

Einen Gesamtüberblick über den Ablauf des Verfahrens gibt Abbildung 4.1. Die einzelnen Arbeitsschritte werden im folgenden jeweils kurz erläutert.

Im ersten Schritt werden aus den Meteosat-Daten Wolkenmasken erstellt. Dies sollte möglichst nur mit den Daten des VIS-Kanals erfolgen, da diese eine doppelt so hohe räumliche Auflösung wie die Daten des IR-Kanals aufweisen. Allerdings sind die Daten des visuellen Kanals wegen ihrer Beleuchtungsabhängigkeit nicht zu allen Zeitpunkten verfügbar, so daß nachts auf die Daten des IR-Kanals zurückgegriffen werden muß. Im VIS-Kanal erfolgt die Wolkenmaskierung durch eine einfache Schwellwertmethode (vgl. auch Porcù & Levizzani 1992 [71]). Die Schwellwerte zur Maskierung werden aus Grauwert-Histogrammen bestimmt, die für jeden Zeitpunkt einzeln erstellt werden. Im IR-Kanal erfolgt die Wolkenmaskierung mittels einer dynamischen Schwellwertmethode nach Perrone et al. (1985) [70]. Hierzu werden zunächst in einer zweiwöchigen Reihe aus allen 48 Zeitpunkten eines Tages, an denen ein Meteosatbild verfügbar ist, sogenannte Maximum-Temperaturdaten erstellt. Dann wird jeder aktuelle IR-Scan von dem zeitlich entsprechenden Maximumsbild subtrahiert. Ist die sich ergebende Temperatur kleiner als ein vorgegebener Schwellwert (hier: 10 K), wird das betrachtete Pixel als wolkenfrei angesehen, anderenfalls ist es bewölkt.

Im zweiten Schritt erfolgt eine Korrektur des Wolkenversatzes in den Satellitendaten. Abhängig von der Höhe der Wolkenoberfläche tritt mit wachsender Entfernung vom Subsatellitenpunkt ein immer größerer Fehler in der Zuordnung der geographischen Position der Wolke auf, indem sie einer weiteren Entfernung vom Subsatellitenpunkt zugeordnet wird, als es ihrer wahren Position entspricht (Tabelle 4.1).

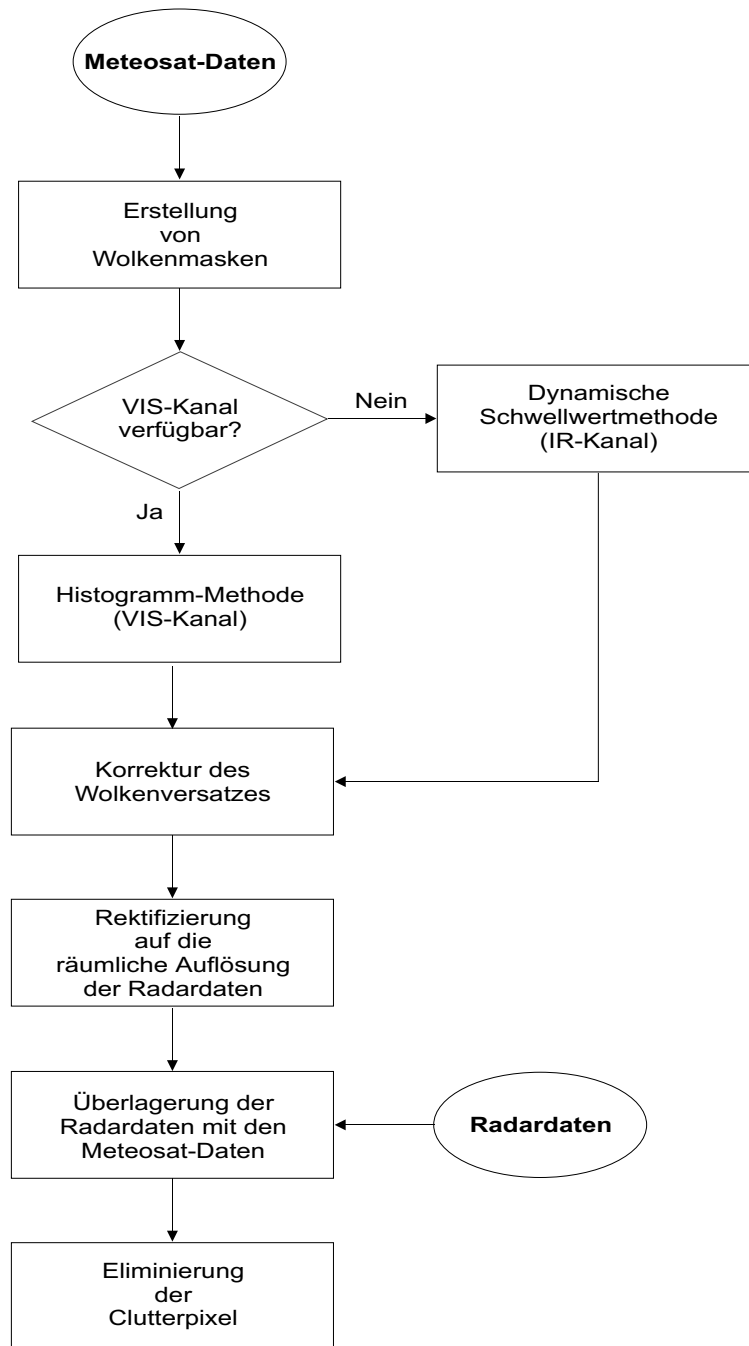


Abbildung 4.1: Überblick über den Verfahrensablauf zur Clutterfilterung mittels Überlagerung mit Meteosat-Daten.

	$\psi=0^\circ$	$\psi=10^\circ$	$\psi=20^\circ$	Richtung
$\phi=45^\circ$	15.8	15.9	16.1	N/S
	0.0	4.0	8.3	O/W
$\phi=50^\circ$	19.4	19.5	19.8	N/S
	0.0	4.5	9.4	O/W
$\phi=55^\circ$	24.1	24.2	24.7	N/S
	0.0	5.2	10.9	O/W

Tabelle 4.1: Mißpositionierung eines Meteosatpixels in km bei einer Wolkenhöhe von 12.5 km, vgl. Eriksson (1987) [32].

	$\psi=0^\circ$	$\psi=10^\circ$	$\psi=20^\circ$	Richtung
$\phi=45^\circ$	8.6	8.6	8.7	N/S
	5.6	6.1	6.6	O/W
$\phi=50^\circ$	9.9	10.0	10.1	N/S
	5.8	6.4	6.9	O/W
$\phi=55^\circ$	11.8	11.9	12.1	N/S
	6.0	6.8	7.4	O/W

Tabelle 4.2: Auflösung eines Meteosatpixels in Abhängigkeit von der geographischen Position bei einem gegebenen Öffnungswinkel der Aufnahme von 0.008° sowie einer Flughöhe von 35 800 km, vgl. Scholl (1991) [82].

Betrachtet man desweiteren die Auflösung der Meteosatpixel (in km) in Abhängigkeit von der geographischen Position (Tabelle 4.2), kann eine erste Fehlerabschätzung erfolgen. Für den interessierenden Bereich um 50°N und 6°O ist eine Verschiebung von maximal 2 Pixeln zur Korrektur des größtmöglich vorkommenden Wolkenversatzes ausreichend. Um den Versatz im einzelnen für jedes Pixel berechnen zu können, werden folgende Arbeitsschritte durchgeführt: Zunächst wird ein Referenzbild erstellt, das jedem Pixel eine Wolkenhöhe als Funktion der Temperatur zuordnet. Hierzu werden zuvor aus dem vom DWD herausgegebenen europäischen Wetterbericht (vgl. DWD 1996 [21]) für den betrachteten Zeitraum die tabellarisch vorliegenden Radiosonden-Meßwerte (Station Essen) interpoliert und mittels Polynomregression ein funktionaler Zusammenhang zwischen Temperatur und geometrischer Höhe berechnet. Daraufhin wird ein zweites Referenzbild erstellt, das jedem Pixel einen Versatz (sowohl in N-S als auch in O-W-Richtung) als Funktion der Wolkenhöhe zuordnet. Hierzu erfolgt zunächst eine erneute Geokorrektur, jetzt aber mit pixelweise veränderten Werten für den Erdradius r_e und der Flughöhe h_f in der Weise $r_e = r_e + h_f$ und $h_f = h_f - h_w$, wobei h_w die Wolkenhöhe ist. Der durch eine bestimmte Wolkenhöhe verursachte Versatz in der Zuordnung der geographischen Position läßt sich nun durch Differenzbildung mit den Koordinaten eines mit konstant vorgegebenen Werten für r_e und h_f erstellten geokorrigierten Bildes ermitteln.

Hierbei wird für $r_e = 6\,370$ km und für $h_f = 35\,800$ km gewählt. Schließlich wird noch die geometrische Auflösung der Meteosatpixel aus den N/S und O/W-Differenzen der Koordinaten benachbarter Pixel berechnet (vgl. Heuel (1996) [44]). Die Verschiebung der Pixelinformation (Temperaturwert) erfolgt, wenn der berechnete Versatz jeweils die Hälfte der Kantenlänge eines Meteosatpixels überschreitet. Der Pixelwert an der ursprünglichen Position wird dabei auf Null gesetzt. Da für den VIS-Kanal keine Temperaturinformation zur Verfügung steht, wird der aus den IR-Daten berechnete Pixelversatz analog auf die räumlich doppelt so hoch aufgelösten VIS-Daten übertragen.

Im dritten Schritt werden die Meteosat-Daten auf die räumliche Auflösung der Radardaten rektifiziert. Hierbei kommt es durch die Übertragung der Grauwertinformation vom Input- ins Outputbild zu einer Neuordnung der Bildmatrix. Das angewandte Resamplingverfahren beruht auf der „Nearest-Neighbour-Methode“. Diese hat den Vorteil, daß es zu keiner Mittelung der Pixelwerte kommt, die ursprünglichen Werte werden also nicht verändert. Allerdings können sich die Objektstrukturen verschieben.

Im vierten Schritt schließlich werden die beiden Bildmatrizen überlagert. Liegen beide Bilder in gleicher räumlicher Auflösung vor, kann dies mittels einer einfachen Additionsroutine erfolgen. Es ist sinnvoll, auch die Radardaten zuvor mit einer Maske zu hinterlegen, um die Pixelattribute auf die Information „mit Radarecho“ bzw. „ohne Radarecho“ zu reduzieren. Ergeben sich nach erfolgter Bildüberlagerung Bereiche, in denen die Radardaten Echosignale zeigen, aber in den Meteosat-Daten wolkenfreie Pixel klassifiziert werden, wird von Falschsignalen in den Radardaten ausgegangen, die als Clutter eliminiert werden können. Beispielhaft sind in Tabelle 4.3 und 4.4 die möglichen Kombinationen der Pixelwerte und deren Kodierung dargestellt.

Eine annähernd zeitgleiche Überlagerung kann aufgrund der zeitlichen Auflösung von Meteosat nur alle 30 Minuten erfolgen. Da Meteosat den interessierenden Bereich bei 50° N circa 7 Minuten früher erfaßt, als es der in jeder halben Stunde angegebenen Endzeit eines Scans entspricht, sind jeweils die Azimutscans von 23 und 53 Minuten nach jeder vollen Stunde am geeignetsten für die Überlagerung.

Meteosat	Bewölkt	Wolkenfrei
	2	4
X-Band-Radar	mit Radarecho	ohne Radarecho
	5	6

Tabelle 4.3: Pixelkodierung in den Meteosat- und Radardaten vor der Überlagerung.

	mit Radarecho	ohne Radarecho
Wolkenfrei	9	10
Bewölkt	7	8

Tabelle 4.4: Pixelkodierung in den Meteosat- und Radardaten nach der Überlagerung.

4.1.2 Fallstudien und Ausblick

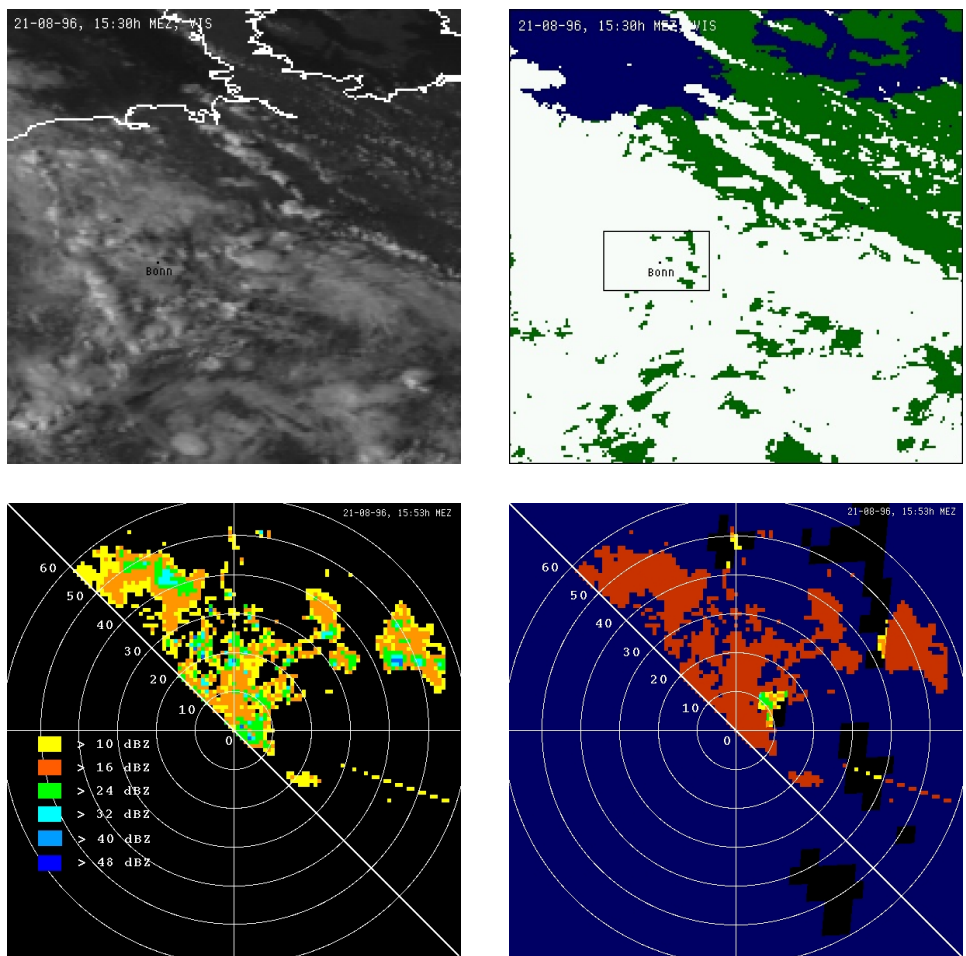
Beispielhaft sei das beschriebene Verfahren an zwei Fallstudien vom 21.8.96 und 29.7.96 demonstriert. Am 21. August entwickelten sich an einer Kaltfrontokklusion heftige Schauer und Gewitter mit Niederschlagssummen von 90 mm in Bonn-Friesdorf; am 29. Juli brachte ein Höhentrog von Nordwestfrankreich her in großen Teilen Deutschlands Schauer und Gewitter (das sogenannte „Nürnberger Hagelunwetter“, vgl. auch Berliner Wetterkarte 1996 [9]). Die Radardaten weisen für das Jahr 1996 noch ein anderes Format auf als diejenigen nach der Modernisierung des Bonner Radars im Jahr 1997. Die räumliche Auflösung beträgt auch hier $1 \times 1 \text{ km}^2$, es wird jedoch nicht der gesamte Umkreis von 50 km, sondern nur der nordöstliche Bildsektor erfaßt.

Im ersten betrachteten Fall (Abbildung 4.2) sind zwei Meteosatbilder des sichtbaren Spektralbereichs abgebildet, links oben im Original und rechts daneben mit Wolkenmaske nach erfolgter Klassifizierung. Etwa in der Bildmitte befindet sich eine Markierung für den Bonner Radarstandort. Weiße Pixel bedeuten dabei bewölkte Flächen, grüne Pixel wolkenfreie Flächen und blaue Pixel Wasser. Darunter abgebildet sind die entsprechenden Radarscans, links wiederum im Original, rechts überlagert mit dem klassifizierten Meteosatbild. Niederschlagsbereiche im Radarscan, in denen im Meteosatbild bewölkte Pixel klassifiziert werden, sind rot eingefärbt, niederschlagsfreie Gebiete blau. Wolken- und niederschlagsfreie Gebiete sind schwarz und lassen sich in den grünen Strukturen des klassifizierten Meteosatbildes wiederfinden. Der deutlich erkennbare „Leuchtturmstrahl“ in den Radardaten ist ein klares Artefakt der Dämpfungskorrektur, das zumindest teilweise durch die im Meteosat-

bild in diesem Bereich als wolkenfrei klassifizierte Region als Clutter bestätigt wird. Dieser Effekt wird ebenso im zweiten betrachteten Fall (Abbildung 4.3) bestätigt. In diesem Fall wird zur Überlagerung das IR–Meteosatbild verwendet, da das VIS–Bild zur betrachteten Uhrzeit zu dunkel erscheint. Trotz schlechterer räumlicher Auflösung wird der artefaktische Strahl recht deutlich als Clutter erkannt.

Abbildung 4.4 zeigt einige weitere Beispiele für Überlagerungen mit klassifizierten VIS–Bildern des gleichen Tages. Hierbei werden vor allem sich am Bildrand befindende isolierte Pixelcluster als Clutter klassifiziert, was durchaus realistisch scheint.

Die betrachteten Fallstudien zeigen, daß das vorgestellte Verfahren trotz vorhandener Schwierigkeiten mit den unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen und der Wolkenmaskierung erfolversprechend ist. Dies ist insbesondere im Hinblick auf die Möglichkeiten der erst kürzlich gestarteten MSG (Meteosat Second Generation) zu sehen. Diese neue Satellitengeneration bringt insbesondere für die kurzfristige Wetterprognose grundlegende Verbesserungen mit sich. Die MSG–Satelliten sind mit dem SEVIRI- (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) Radiometer ausgestattet, das multispektrale Daten in 12 Kanälen mit einer räumlichen Auflösung von 3×3 km im Nadir liefert. Somit sind künftig alle AVHRR–Kanäle (Advanced Very High Resolution Radiometer) der polnah umlaufenden NOAA–Satellitenserie (NOAA = National Oceanic and Atmospheric Administration) mit der verbesserten zeitlichen Auflösung geostationärer Satelliten verfügbar, was sowohl hinsichtlich der Überlagerung der Bildmatrizen als auch der Klassifizierungsmöglichkeiten eindeutige Verbesserungen mit sich bringt.



Legende

Klassifiziertes Meteosatbild:

Überlagerter Radarscan:



Wolke



Meteosatbild: Wolke
Radarscan: kein Echo



Land



Meteosatbild: Wolke
Radarscan: Echo



Wasser



Meteosatbild: keine Wolke
Radarscan: kein Echo

Abbildung 4.2: Fallbeispiel für die Clutterfilterung am 21. August 1996. Oben links: VIS-Meteosatbild (Original) von 15:30 MEZ, oben rechts: VIS-Meteosatbild (klassifiziert) von 15:30 MEZ, unten links: X-Band-Azimuthscan (Original) von 15:53 MEZ, unten rechts: X-Band-Azimuthscan mit klassifiziertem VIS-Meteosatbild überlagert.

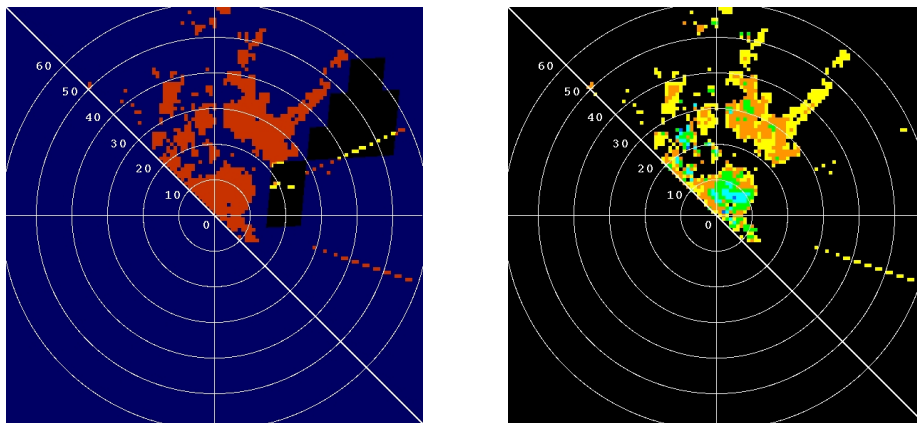


Abbildung 4.3: Fallbeispiel für die Clutterfilterung am 29. Juli 1996. Links: X-Band-Azimutscan von 20:53 MEZ mit klassifiziertem IR-Meteosatbild überlagert, rechts: X-Band-Azimutscan (Original) von 20:53 MEZ nach Cluttereliminierung (Legende vgl. Abb. 4.2).

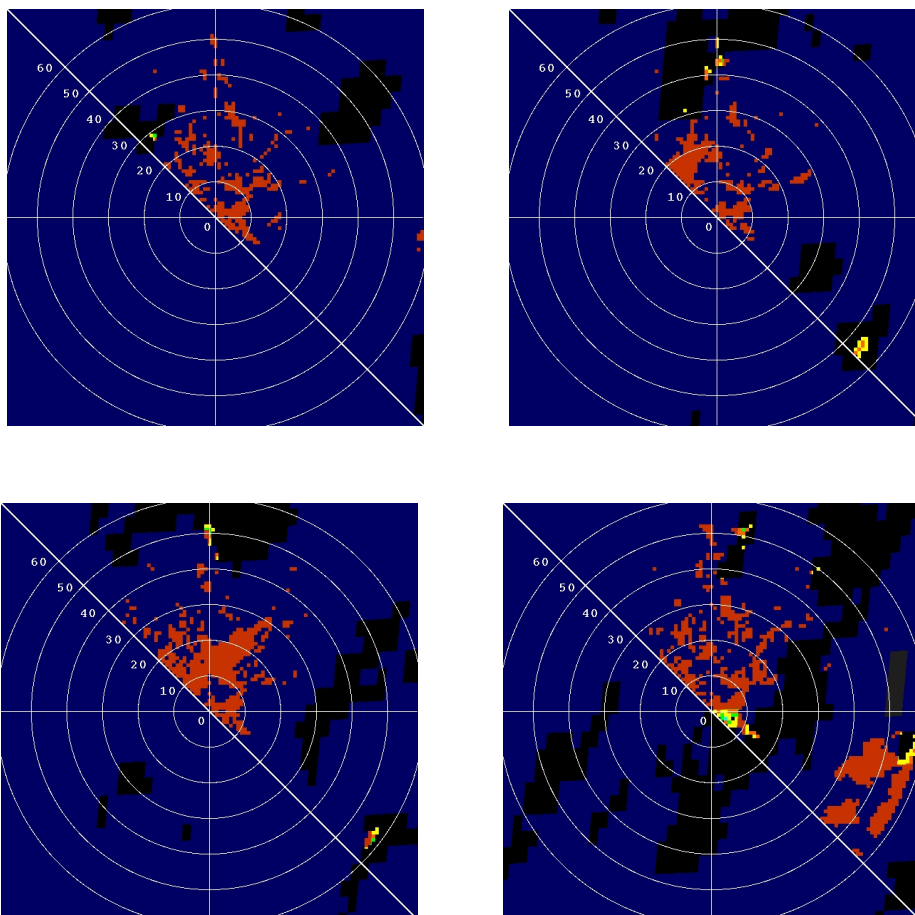


Abbildung 4.4: Fallbeispiel für die Clutterfilterung am 29. Juli 1996. Gezeigt sind X-Band-Azimutscans von 13:23 MEZ (links oben), 13:53 MEZ (rechts oben), 14:23 MEZ (links unten) sowie 16:23 MEZ (rechts unten), jeweils mit klassifiziertem VIS-Meteosatbild überlagert (Legende vgl. Abb. 4.2).

4.2 Trennung zwischen konvektiven und stratiformen Niederschlagsereignissen

Unterschiedliche Regentropfenspektren, deren Ausprägungen insbesondere von der jeweiligen geographischen Lage, der Jahreszeit, dem Niederschlagstyp und dem Lebenszyklus der Wolke abhängen, führen zu Unter- oder Überschätzungen des Niederschlags, wenn für alle Niederschlagsereignisse eine einheitliche Z–R–Beziehung zur Umrechnung der Radarreflektivität verwendet wird. Bei der ausschließlichen Verwendung einer mittleren Z–R–Beziehung können sich nach Doelling et al. (1998) [27] Abweichungen von der realen Niederschlagshöhe um das fünf- bis achtfache ergeben.

Um diesen Fehler zu verringern, werden häufig konvektive von nicht konvektiven (stratiformen) Niederschlagsereignissen unterschieden, da sich bei diesen beiden Niederschlagstypen die Tropfenspektren besonders stark unterscheiden (vgl. zum Beispiel Tokay & Short 1996 [89] oder Houze 1993 [46]). In der vorliegenden Arbeit wird zu diesem Zweck der bisher einheitlich verwandten mittleren Z–R–Beziehung für stratiforme Fälle von Marshall et al. (1955) [59] ($Z = 200R^{1.60}$) eine Z–R–Beziehung für konvektive Niederschlagsereignisse von Fujiwara (1965) [35] ($Z = 450R^{1.46}$) gegenübergestellt.

Konvektiver Niederschlag ist durch eine hohe räumliche und zeitliche Variabilität gekennzeichnet. Während eines kurzen Zeitraums kommt es zu hohen Niederschlagsintensitäten. Besonders in den Sommermonaten bilden sich zudem — vornehmlich in den späten Nachmittagsstunden und am Abend — häufig Gewitterwolken (Cumulonimben). Das Niederschlagsgebiet ist dabei oft lokal sehr begrenzt, jedoch gehören neben diesen als Einzelzellen bezeichneten Gewittern auch Multi- und Superzellen sowie Front- und Liniengewitter zu den konvektiven Niederschlagssystemen, deren Ausdehnung wesentlich größer sein kann und die eine höhere Lebensdauer aufweisen (vgl. auch Wallace & Hobbs 1977 [94] oder Jaeneke 1995 [49]). Während konvektive Niederschlagssysteme an vertikale Luftbewegungen (Konvektion) gebunden sind, entstehen stratiforme Niederschlagssysteme durch vorwiegend großräumige Aufgleitvorgänge. Stratiforme Niederschläge sind die Folge von großräumigen Hebungsprozessen und häufig verbunden mit dem Frontensystem (Warmfronten) von Tiefdruckgebieten. Die für diese Niederschläge typische Schichtbewölkung (Stratus) hat meist nur eine geringe vertikale Erstreckung.

In den Radardaten können konvektive Niederschlagssysteme durch ihre charakteristische Zellstruktur, einen starken horizontalen Gradienten sowie ihre hohen Reflektivitäten relativ gut erkannt werden. Wegen der Größe der Tropfen (zwischen 1 und 5 mm) sind Reflektivitäten zwischen 30 und 50 dBZ (bei Vorkommen von Hagel sogar noch höher) typisch. Sichtbarstes Zeichen für stratiforme Niederschläge in den Radardaten ist das großflächige gleichförmige Niederschlagsgebiet, verbunden mit moderaten Reflektivitäten (< 30 dBZ) (vgl. Raghavan 2003 [73]).

Viele Klassifizierungsverfahren nutzen diese Information, um aus der Struktur der Radarreflektivitäten den Niederschlagstyp bestimmen zu können, vgl. zum Beispiel DWD (2001) [26], Biggerstaff & Listemaa (2000) [13] oder Steiner et al. (1995) [86].

Das in der vorliegenden Arbeit zur automatischen Trennung konvektiver und stratiformer Niederschlagsereignisse angewandte Verfahren wird später bei der Strukturanalyse im Rahmen des SOA-Verfahrens (siehe Kapitel 5) noch einmal herangezogen.

4.2.1 Manuelle Trennung

Um für die automatisierte Trennung einen Referenzdatensatz zur Verfügung zu haben, wird zunächst eine manuelle Trennung vorgenommen.

Neben einer visuellen Auswertung der Animation aufeinanderfolgender Azimutscans wurden hierzu verschiedene Wetterkarten als Klassifizierungshilfsmittel herangezogen (vgl. Berliner Wetterkarte 1998 [10] und 1999 [11] sowie Amtsblatt des Deutschen Wetterdienstes, DWD 1998b [23] und DWD 1999b [25]), siehe hierzu auch die Tabellen B.1 bis B.8 im Anhang. Der Schwerpunkt der Klassifizierung lag darauf, konvektive Niederschlagsereignisse zu erfassen. Alle anderen Zeiträume, in denen neben dem „klassischen“ stratiformen Fall der Niederschlag beispielsweise nach einem konvektiven Ereignis wieder abklang oder die Niederschlagsintensität generell sehr gering war, wurden als stratiformer Niederschlag zusammengefaßt und weiterhin mit der Z-R-Beziehung von Marshall et al. (1955) [59] umgerechnet. Das Ergebnis dieser subjektiven Analyse ist in den Tabellen A.1 und A.2 im Anhang zusammengestellt.

Abbildung 4.5 (links) zeigt ein Fallbeispiel für einen Azimutscan vom 10. August 1999 mit konvektivem Niederschlag. An diesem Tag bildeten sich über mehrere Stunden hinweg lokal immer wieder einzelne Gewitterzellen aus, die im Rheinland zum Teil zu großen Niederschlagsmengen führten. In Abbildung 4.5 (rechts) ist ein Beispiel für ein eher stratiformes Niederschlagsereignis vom 26. August 1999 dargestellt.

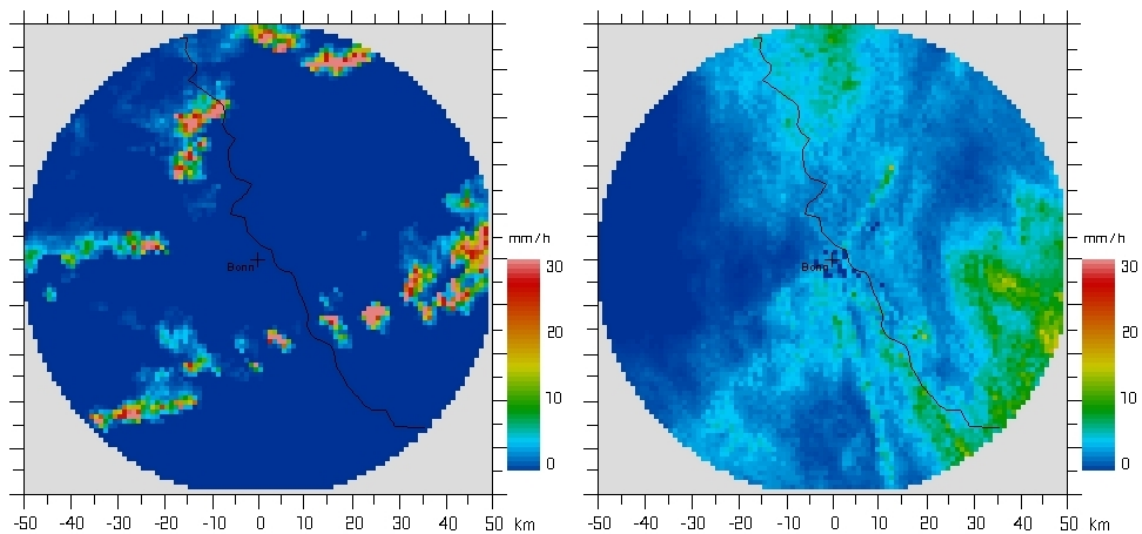


Abbildung 4.5: Azimutscan vom 10.8.99, 13:36 Uhr UTC (links) als Beispiel für ein konvektives Niederschlagsereignis sowie Azimutscan vom 26.8.99, 6:01 Uhr UTC (rechts) als Beispiel für ein stratiformes Niederschlagsereignis.

Um die Auswirkungen der manuell erfolgten Trennung in konvektive und stratiforme Fälle zu testen, werden die Radarreflektivitäten zunächst statisch mit der Z - R -Beziehung von Marshall et al. (1955) [59] und anschließend dynamisch mit zwei unterschiedlichen Z - R -Beziehungen (stratiform: Marshall et al. 1955 [59], konvektiv: Fujiwara 1965 [35]) umgerechnet, zu Tagessummen akkumuliert und der sich ergebende Niederschlag mit den Tagessummenmessungen der Regenwippen verglichen.

Exemplarisch zeigt Abbildung 4.6 (oben) für den gesamten Monat August 1999 das Verhältnis des Radarniederschlags zum Stationsniederschlag vor bzw. nach durchgeführter Trennung. Berechnet mit einer einheitlichen Z - R -Beziehung und gemittelt über in diesem Fall 37 Stationen, wird der mittlere Tagesniederschlag (nur auf Regentage bezogen) um circa 23% überschätzt, während er sich nach Anwendung von

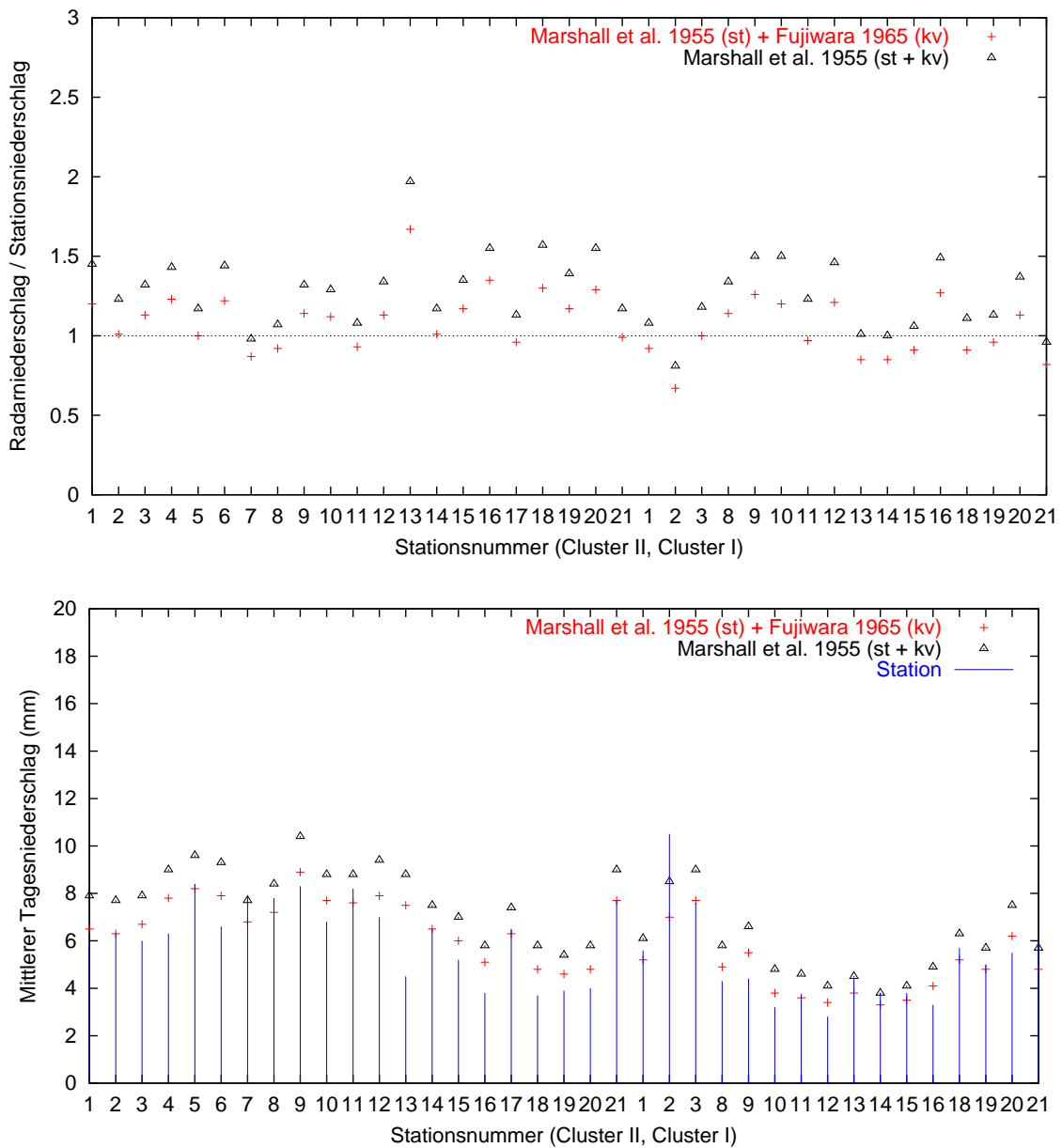


Abbildung 4.6: Vergleich von Stations- und Radarniederschlag, berechnet mit einer statischen Z-R-Beziehung für stratiforme und konvektive Niederschlagsereignisse (Marshall et al. 1955, st + kv) bzw. mit 2 manuell getrennten Z-R-Beziehungen (Marshall et al. 1955, st + Fujiwara 1965, kv) für den gesamten August 1999. Oben: Verhältnis von Radar- zu Stationsniederschlag, unten: mittlerer Tagesniederschlag (nur auf Regentage bezogen).

zwei, nach stratiformen und konvektiven Niederschlagsereignissen getrennten, Z–R–Beziehungen den Stationswerten mit einer nur noch leichten Überschätzung von circa 4% annähert. Die Korrektur erfolgt dabei für Stationen mit geringen Niederschlagsmengen ebenso wie für Stationen mit hohen Niederschlagsmengen (Abbildung 4.6, unten).

4.2.2 Automatische Trennung

Ogleich sich beide Niederschlagstypen grundlegend voneinander unterscheiden, ist die automatisierte Trennung von stratiformem und konvektivem Niederschlag jedoch nicht immer so einfach. Die in der vorliegenden Arbeit verwendete automatische Trennung basiert auf einer räumlichen Strukturanalyse der Radardaten, die beim SOA–Verfahren auf Stundensummenbasis, an dieser Stelle jedoch auf die einzelnen Azimutscans angewandt wird. Dabei wird die Annahme zugrunde gelegt, daß der Durchmesser der meisten konvektiven Niederschlagsereignisse geringer ist als der stratiformer Niederschlagsereignisse. Als geeignetes Instrument dienen hierzu Korrelogramme, die für jeden Azimutscan einzeln erstellt werden. Ein Korrelogramm stellt einen statistischen Zusammenhang zwischen zwei Variablenwerten und deren Abstand h her. Eine detaillierte Beschreibung der Korrelogrammerzeugung findet sich in Kapitel 5.2.1. Die Vorgehensweise ähnelt der Erstellung empirischer Variogramme, die in vielen geostatistischen Interpolationsmethoden, wie zum Beispiel dem Kriging, als Hilfsmittel herangezogen werden (siehe Kapitel 3.1.2).

Abbildung 4.7 (oben) zeigt zwei auf diese Weise erstellte Korrelogramme für die in Abbildung 4.5 dargestellten Beispieltage. In diesem Fall sind die beiden Niederschlagstypen aufgrund der deutlich verschiedenen Steigungskoeffizienten der Korrelogrammkurven gut voneinander unterscheidbar. Die generelle Unterscheidbarkeit konvektiver bzw. stratiformer Ereignisse mittels einer räumlichen Strukturanalyse zeigt sich auch in den mittleren Korrelogrammen, die unter Zugrundelegung der oben erfolgten manuellen Trennung aus zahlreichen (2127) solcher Strukturanalysen erstellt wurden (Abbildung 4.7, unten).

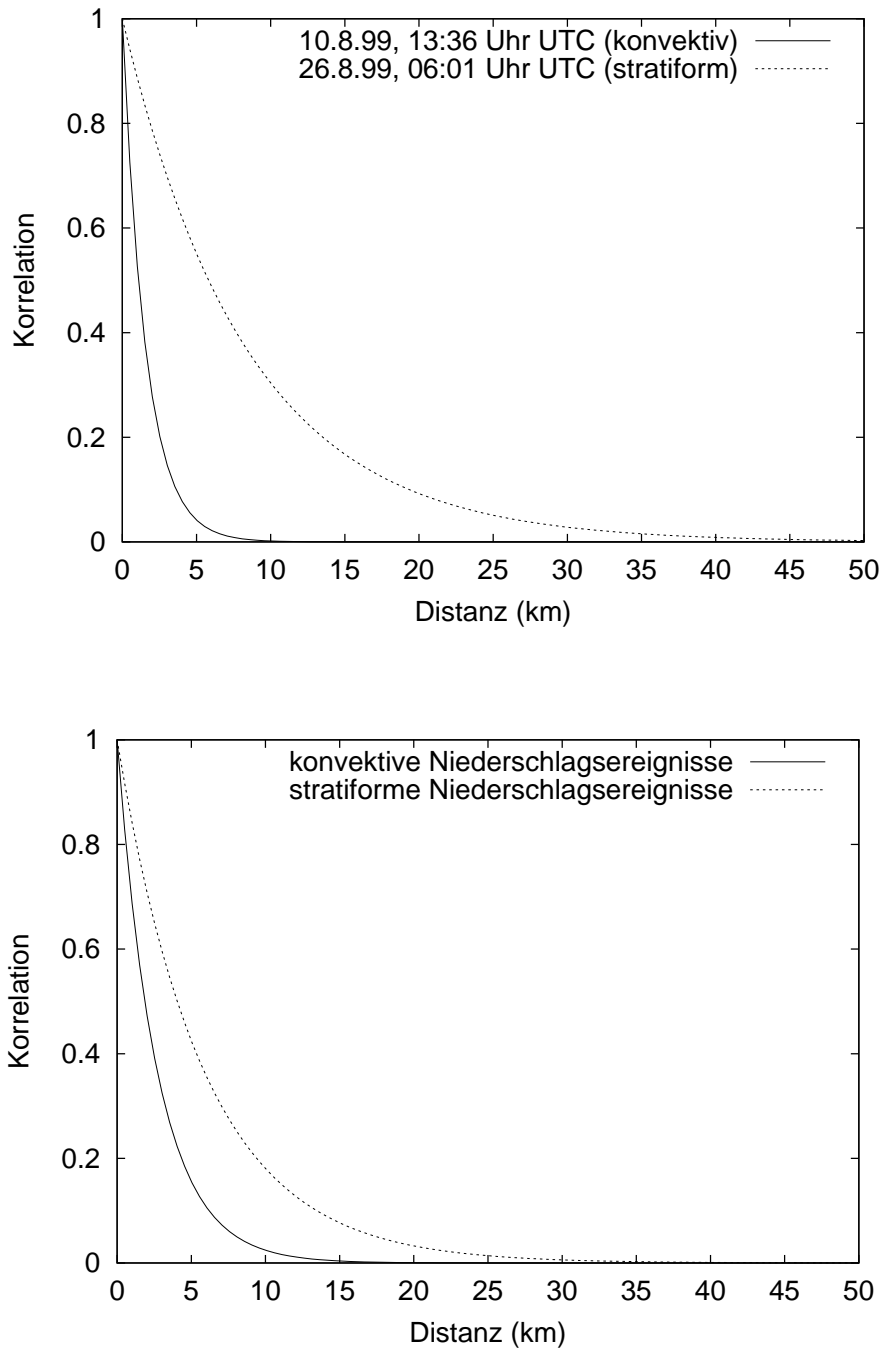


Abbildung 4.7: Vergleich von aus Azimutscans erstellten Korrelogrammen für konvektive und stratiforme Niederschlagsereignisse. Oben: Korrelogramme der Azimutscans von 13:36 Uhr UTC am 10.8.99 (konvektiv) bzw. von 6.01 Uhr UTC am 26.8.99 (stratiform), unten: aus 2127 Azimutscans erstellte mittlere Korrelogramme.

Um eine automatische Trennung von konvektiven und stratiformen Niederschlagsereignissen zu erreichen, werden die aus den Strukturanalysen ermittelten Korrelogramme jeweils an eine Modellkurve der Form e^{ch} angepaßt und der Steigungskoeffizient c als Häufigkeitshistogramm aufgetragen (Abbildung 4.8). Eine geeignete Trennung, bei der mit einer Fehlerwahrscheinlichkeit von rund 24 Prozent auf beiden Seiten die konvektiven von den stratiformen Niederschlagsereignissen unterschieden werden können, ergibt sich bei $c = -0.193$.

Restclutter kann selbst bei weitgehend niederschlagsfreien Radardaten in der Strukturanalyse hohe negative Steigungskoeffizienten c (sehr niedrige Korrelationen) verursachen. Da solch steile Steigungen in den Korrelogrammen selbst bei sehr kleinräumigen konvektiven Zellen nicht realistisch erscheinen, werden Niederschlagsereignisse mit $c < -0.7$ nicht mit der Z-R-Beziehung für konvektive Fälle, sondern mit der für stratiforme Fälle behandelt.

Das Histogramm zeigt allerdings auch deutlich, daß großräumige konvektive Systeme von stratiformen Ereignissen kaum zu unterscheiden sind. Dennoch erscheint es sinnvoll, eine Trennung zu versuchen, um den Fehler, der durch eine einheitlich verwendete Z-R-Beziehung verursacht wird, so gering wie möglich zu halten.

Die exemplarische Anwendung des automatischen Trennverfahrens auf den Monat August 1999 ergibt eine Annäherung des überschätzten mittleren Tagesniederschlags von circa 23% (ohne Trennung) auf circa 5%, was im Vergleich zur manuell durchgeführten Trennung nur eine Verschlechterung um 1% darstellt.

Abbildung 4.9 veranschaulicht einen Vergleich der Ergebnisse beider Trennverfahren für die Radarniederschlagsverteilungen von 5 Tagen im August 1998. Hieran wird deutlich, daß die automatisierte Methode vor allem bei den Übergangsphasen von einem Niederschlagstyp zum anderen verzögert reagiert, aber prinzipiell die manuelle Vorgabe recht gut widerspiegelt.

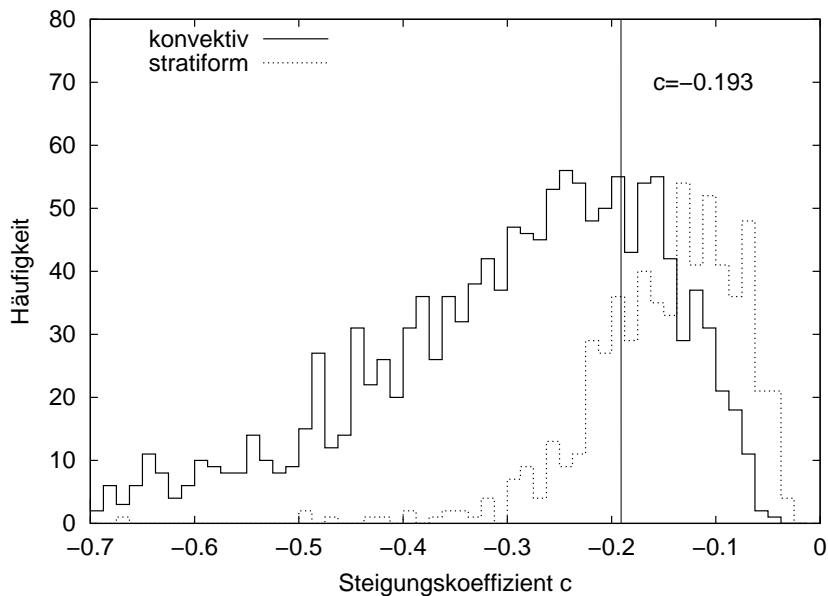


Abbildung 4.8: Als Histogramm aufgetragene Steigungskoeffizienten für aus konvektiven und stratiformen Niederschlagsereignissen erstellte Korrelogramme.

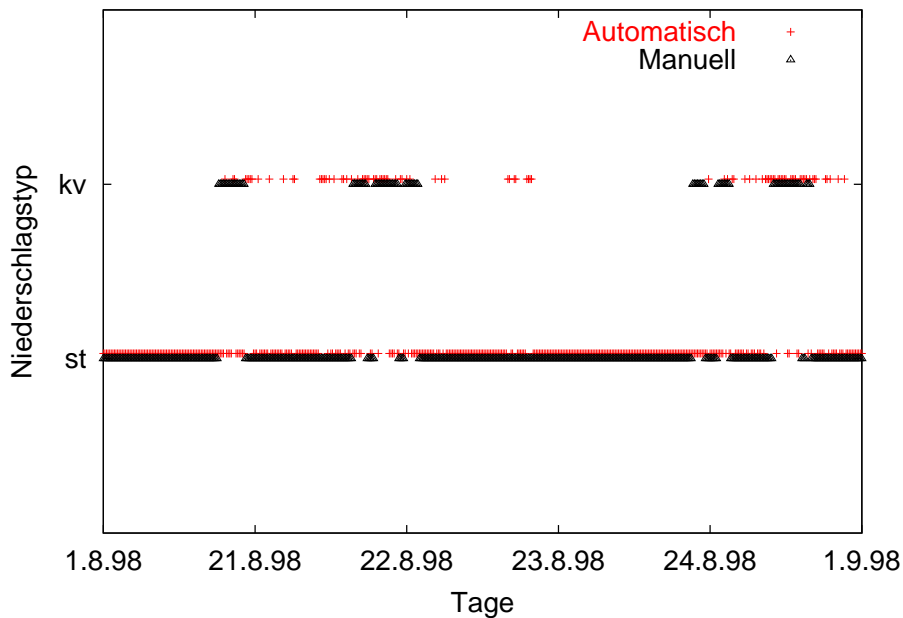


Abbildung 4.9: Vergleich der Niederschlagstyperkennung (st = stratiform, kv = konvektiv) der manuellen und der automatischen Methode für den August 1998.

4.3 Ableitung von Z–R–Beziehungen

Zur Ableitung geeigneter Z–R–Beziehungen bestehen verschiedene Möglichkeiten. Eine gute Übersicht über die unterschiedlichen Methoden findet sich in Bringi & Chandrasekar (2001) [17]. Theoretische Ansätze versuchen, das unbekannte Tropfenspektrum beispielsweise durch ein physikalisches Wolkenmodell zu modellieren. Eine andere Möglichkeit besteht in der direkten Messung des aktuellen Tropfenspektrums mit Distrometern. Hierbei kann eine Z–R–Beziehung bestimmt werden, indem eine einfache Regression für die ermittelten Z- und R–Werte berechnet wird. Derartige direkte Messungen sind in der Praxis allerdings häufig nicht durchführbar, und zudem müssen sehr große Tropfenzahlen berücksichtigt werden, um gültige statistische Aussagen treffen zu können (vgl. Jameson & Kostinski 2002 [50]). Prinzipiell kann eine Ausgleichsgerade auch für die mit dem Radar gemessenen Reflektivitäten und die mit Regenwippen ermittelten Regenraten bestimmt werden. Hierbei zeigt sich in der Regel jedoch eine so große Streuung, daß eine sinnvolle Regression nicht praktikabel erscheint. Direkte Fitting–Techniken erfordern lange Zeitserien zeitgleicher Messungen beider Meßsysteme und ein sehr dichtes Bodenmeßnetz. Da das Radar oberhalb der Erdoberfläche mißt, die Regenwippen hingegen am Boden, existiert oft ein Versatz im Punktvergleich von Radar- und Regenwippendaten, insbesondere bei starken Windgeschwindigkeiten.

4.3.1 WPM–Methode

Bei der WPM–Methode (Window Probability Matching) nach Rosenfeld et al. (1993) [79] wird die Beziehung zwischen Z und R hergestellt, indem nur die Z- und R–Paare gegeneinander aufgetragen werden, die die gleiche kumulative Wahrscheinlichkeit besitzen. Xin et al. (1997) [100] zeigen, daß insbesondere bei kurzlebigen konvektiven Niederschlagsereignissen mit der WPM–Methode in Edmonton (Kanada) zur Ableitung von Z–R–Beziehungen durch direktes Kurvenfitting gute Ergebnisse erzielt werden. Insbesondere, wenn durch Zeitversatz und geometrische Ungenauigkeiten Fehler beim Z–R–Abgleich eingeführt werden, ist die WPM–Methode den einfachen Fitting–Techniken überlegen (vgl. Rosenfeld & Amitai 1998 [80]).

Die WPM–Methode wird im folgenden auf die Messungen des Bonner X–Band–Radars sowie der zur Verfügung stehenden Regenwippen mit dem Ziel angewandt,

eine geeignete Z - R -Beziehung für sommerliche konvektive Niederschlagsereignisse im Bonner Raum abzuleiten.

Das Grundprinzip der WPM-Methode besteht darin, die zu fittenden Z - R -Paare mit der gleichen kumulativen Wahrscheinlichkeit aus räumlich und zeitlich gesehen sehr kleinen Radarfenstern auszuwählen. In dieser Fallstudie werden hierfür neun konvektive Niederschlagsereignisse aus den Monaten Juli und August 1999 ausgewählt. Es werden jeweils 15 Radarfenster, die ein Zeitintervall von 5 Minuten und eine räumliche Auflösung von $3 \times 3 \text{ km}^2$ besitzen und genau über jeweils einer Niederschlagsstation lokalisiert sind, verwendet.

Zunächst wird ein Streudiagramm erstellt, in dem jeweils der maximale Reflektivitätswert des entsprechenden Neunerfeldes im Azimutscan gegen die 5-Minuten-Regenrate der dazugehörigen Station aufgetragen ist (Abbildung 4.10, oben). Eine Verwendung des Maximums (statt zum Beispiel des Mittelwerts) ist hier wegen der geringen Uniformität des Reflektivitätsfeldes angebracht (vgl. Xin et al. 1997 [100]).

Die hieraus berechnete Regressionsgerade weist einen Korrelationskoeffizienten von 0.181 auf. Dies bestätigt die Annahme, daß ein direkter Vergleich von zeitgleich beobachteten Z - und R -Werten zur Ableitung einer Z - R -Beziehung zumindest für kurzlebige konvektive Niederschlagsereignisse nicht geeignet ist.

In einem zweiten Schritt werden die kumulativen Wahrscheinlichkeiten von Z und R bestimmt mit

$$\mathcal{V}(Z_i) = \int_0^{Z_i} \mathcal{P}(Z) dZ \quad (4.1)$$

bzw.

$$\mathcal{V}(R_i) = \int_0^{R_i} \mathcal{P}(R) dR \quad (4.2)$$

Es sind dabei $\mathcal{V}(Z_i)$ die kumulative Verteilungsfunktion der Radarreflektivitäten bis zur Intensität Z_i , $\mathcal{V}(R_i)$ die kumulative Verteilungsfunktion der Regenraten bis zur Intensität R_i , $\mathcal{P}(Z)$ die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Z und $\mathcal{P}(R)$ die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von R . Das Ergebnis dieser Berechnungen ist in Abbildung 4.11 dargestellt.

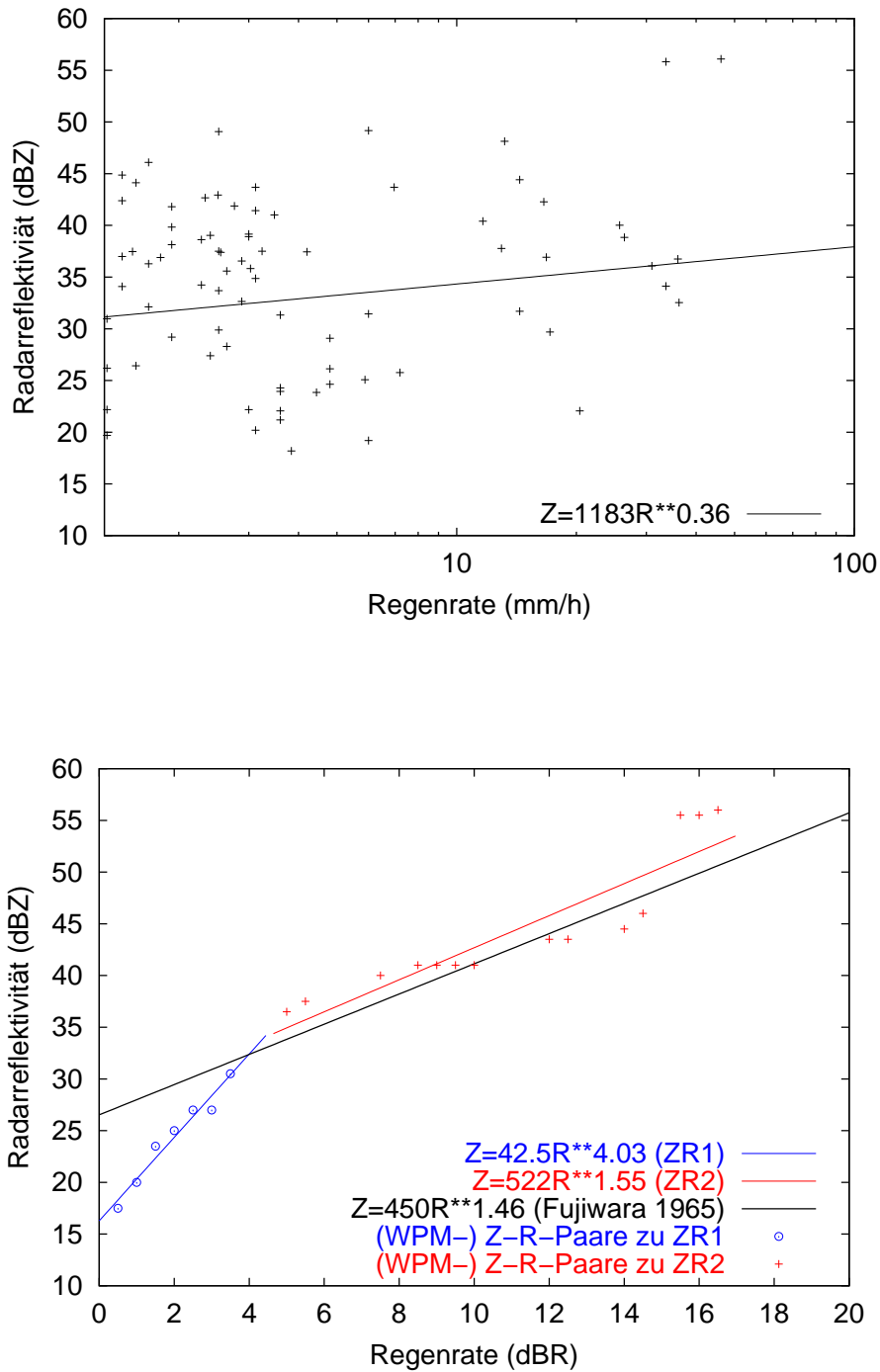


Abbildung 4.10: Streudiagramm der maximalen Radarreflektivitäten sowie der am Boden gemessenen Regenraten (oben) bzw. durch die WPM-Methode abgeleitete Z-R-Paare und zwei daraus abgeleitete Z-R-Beziehungen (ZR1 und ZR2) (unten) für jeweils neun ausgewählte konvektive Niederschlagsereignisse aus den Monaten Juli und August 1999.

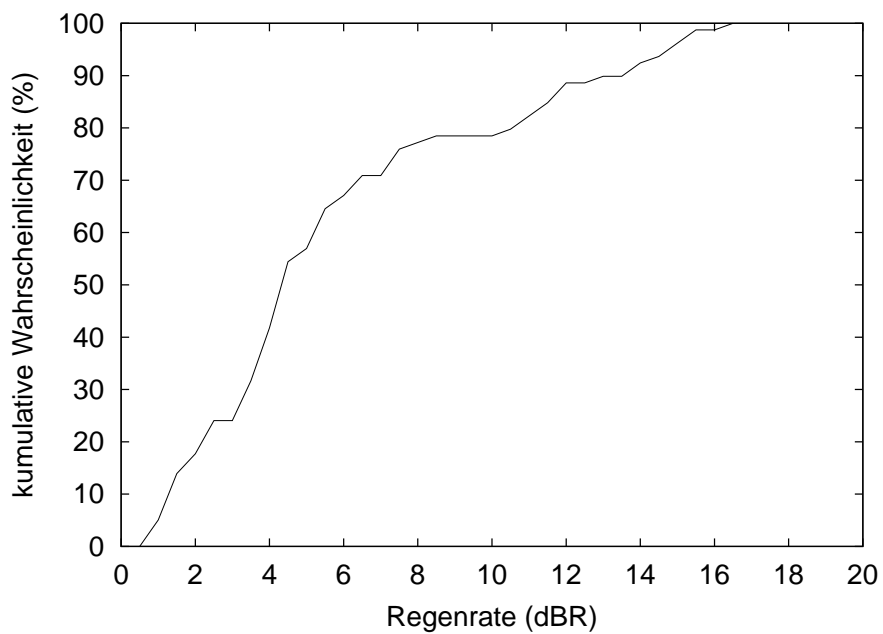
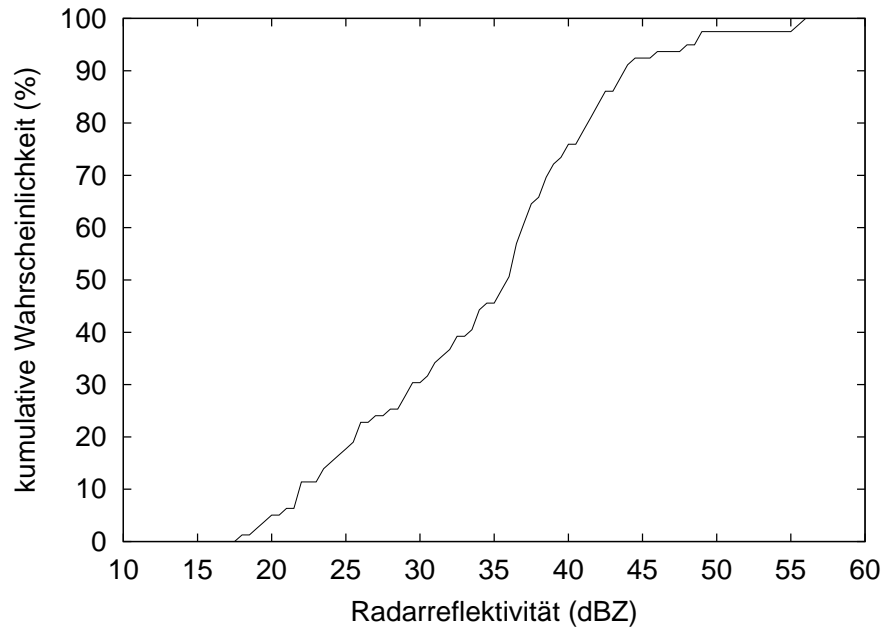


Abbildung 4.11: Kumulative Wahrscheinlichkeiten der Radarreflektivitäten (oben) bzw. der am Boden gemessenen Regenraten (unten) für jeweils neun ausgewählte konvektive Niederschlagsereignisse aus den Monaten Juli und August 1999.

In einem dritten Schritt schließlich werden Z–R–Paare mit den gleichen kumulativen Wahrscheinlichkeitsklassen einander gegenübergestellt und hieraus Z–R–Beziehungen abgeleitet (Abbildung 4.10, unten). Es ergeben sich hierbei zwei Zweige mit unterschiedlichen Z–R–Beziehungen: ein Zweig mit Wertepaaren im Bereich bis circa 30 dBZ mit $Z = 42.5R^{4.03}$ (ZR1) und ein Zweig mit Wertepaaren im Bereich ab circa 35 dBZ mit $Z = 522R^{1.55}$ (ZR2). ZR2 ähnelt dabei der bekannten Gammaverteilung für Gewitter nach Fujiwara (1965) [35] mit $Z = 450R^{1.46}$. Die Korrelation liegt für beide Zweige jeweils über 0.9. Es erscheint sinnvoll, für die praktische Anwendung beider gefundenen Z–R–Beziehungen eine Trennung bei einer Radarreflektivität von 35 dBZ einzuführen.

Die beiden gefundenen Z–R–Beziehungen werden nun auf den Monat August 1999 angewandt, wobei zunächst eine Trennung in stratiforme und konvektive Niederschlagsereignisse erfolgt (siehe Kapitel 4.2). Die Anwendung der beiden neuen Z–R–Beziehungen erfolgt nur für die konvektiven Fälle, die restlichen Radardaten werden mit der Z–R–Beziehung nach Marshall et al. (1955) [59] umgerechnet. Das Verhältnis des Radarniederschlags zum Stationsniederschlag sowie der mittlere (nur auf Regentage bezogene) Tagesniederschlag vor bzw. nach Durchführung der WPM–Methode (Abbildung 4.12) zeigt, daß die Anwendung der neu gefundenen Z–R–Beziehungen zu einem sehr ähnlichen Ergebnis wie die in Kapitel 4.2 beschriebene manuelle Trennung führt. In 62% der betrachteten Fälle ist nach Anwendung der beiden gefundenen Z–R–Beziehungen ZR1 und ZR2 die auf Tagessummenbasis berechnete RMS–Differenz geringer, als wenn nur die einheitliche Z–R–Beziehung nach Marshall et al. (1955) [59] angewandt wird. Quantitativ wird die RMS–Differenz hierbei von 3.75 auf 3.51 mm, also um circa 6.4%, verringert. Da, wie in Kapitel 4.2 gezeigt, durch die Anwendung der Z–R–Beziehung nach Fujiwara (1965) [35] ein Ergebnis von 3.49 mm erzielt wird, erscheint es gerechtfertigt, für konvektive Niederschlagsereignisse weiterhin mit dieser Z–R–Beziehung zu rechnen.

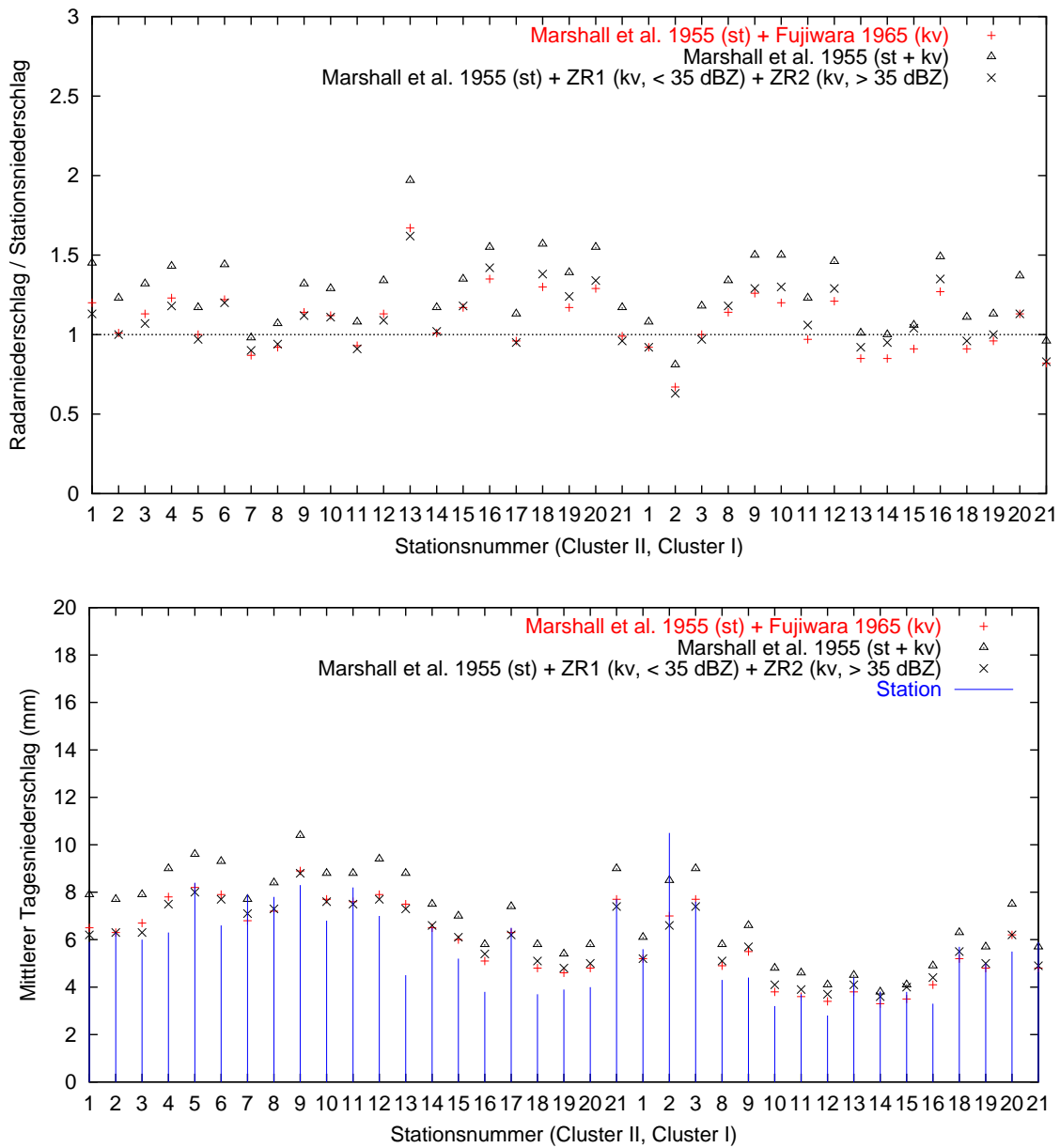


Abbildung 4.12: Vergleich von Stations- und Radarniederschlag, berechnet mit einer statischen Z–R–Beziehung für stratiforme und konvektive Niederschlagsereignisse (Marshall et al. 1955, st + kv), mit zwei manuell getrennten Z–R–Beziehungen (Marshall et al. 1955, st + Fujiwara 1965, kv) bzw. mit drei manuell getrennten Z–R–Beziehungen (Marshall et al. 1955, st + ZR1 und ZR2, kv) für den gesamten August 1999. Oben: Verhältnis von Radar- zu Stationsniederschlag, unten: mittlerer Tagesniederschlag (nur auf Regentage bezogen).

4.3.2 Wolkenmodell

Eine weitere Möglichkeit, das unbekannte aktuelle Tropfenspektrum zu bestimmen, besteht in der Modellierung des Spektrums mittels physikalischer Modelle. Dies sei im folgenden beispielhaft anhand eines Wolkenmodells, das von Issig (1997) [48] am Meteorologischen Institut der Universität Bonn entwickelt wurde, kurz erläutert.

Die Wolke wird dabei als zylindrische Säule mit einem festen Radius betrachtet. Der Konvektionsbereich innerhalb der Wolke ist vertikal in verschiedene Höhenstufen unterteilt, die wolkenfreie Umgebungsluft in radialer Richtung wird allerdings zeitlich und räumlich (als sogenanntes 1.5-dimensionales Modell) konstant gehalten. Eine besondere Eigenschaft des spektralen Modells, das auf einem Modell von Emde & Kahlig (1989) [31] basiert, ist die besonders detaillierte Beschreibung der mikro-physikalischen Prozesse. Der Gesamtflüssigwassergehalt wird dabei in 40 Klassen (zwischen 1 μm und 8 mm) eingeteilt, was die Berechnung realistischer Tropfenspektren ermöglicht. Alle wesentlichen Prozesse für die flüssige Phase wie Kondensation, Evaporation, Koagulation und break-up Prozesse werden explizit behandelt. Die wesentlich komplexere Eisphase wird mittels eines Parametrisierungsschemas von Emde & Kahlig (1989) [31] formuliert. Die Anfangsstörung erfolgt entweder durch eine Warmluftblase oder durch die Vorgabe eines Anfangsimpulses in Form einer Vertikalgeschwindigkeit. Der Anfangszustand der Atmosphäre wird durch eine feuchtlabile Schicht charakterisiert. Die notwendigen Vertikalprofile von Temperatur und Feuchte in 20 Schichten liefert das Lokalmodell des DWD, das ebenfalls am Meteorologischen Institut der Universität Bonn, in diesem Fall mit einer Gitterweite von 2.8 km, zur Verfügung steht.

Reudenbach et al. (2001) [75] führen am Beispiel eines konvektiven Starkniederschlagsereignisses am 4. Juli 1994 einige Fallstudien mit diesem Modell durch, die zu folgendem Ergebnis führen: die sich ergebenden Z- und R-Werte legen nahe, für das Anfangs- und das Reifestadium während der Zellentwicklung zwei unterschiedliche Z-R-Beziehungen anzuwenden. Dabei ähneln die sich ergebenden Zweige in der ersten Phase der Z-R-Beziehung nach Marshall & Palmer (1948) [58], in der zweiten Phase der Z-R-Beziehung nach Fujiwara (1965) [35]. Die alleinige Verwendung der Marshall & Palmer-Beziehung hingegen führt zu einer Überschätzung des am Boden mit Vergleichsstationen gemessenen Niederschlags.

Die operationelle Unterscheidung der einzelnen Entwicklungsstadien innerhalb eines konvektiven Niederschlagsereignisses wird in der vorliegenden Arbeit nicht vorgenommen, jedoch wird die Trennung nach konvektiven bzw. nicht konvektiven Ereignissen und die Wahl der hierfür entsprechenden Z–R–Beziehungen durch diese Studie noch einmal bestätigt.

4.4 Advektionskorrektur

Bevor die Niederschlagshöhen der Radarmessung mit Stationsmessungen verglichen werden können, ist es notwendig, die Radardaten auf geeignete Art und Weise zu akkumulieren. Häufig wird dies lediglich durch einfache Addition der verfügbaren Azimutscans vorgenommen. Bei der Bestimmung von Gebietsniederschlägen kann der hierbei nicht beachtete räumliche Versatz auf kurzer Zeitskala allerdings, insbesondere bei hohen Windgeschwindigkeiten, zu erheblichen Fehlern führen. Realistischer ist die Annahme, daß sich ein in einem bestimmten Zeitintervall betrachtetes Niederschlagsgebiet fortbewegt und dabei zudem seine Intensität verändert. Vor der Akkumulation ist daher eine sogenannte Advektionskorrektur sinnvoll, die eine räumliche Interpolation der Niederschlagsdaten vornimmt.

Zur schematischen Veranschaulichung wird in Anlehnung an Bellon et al. (1991) [8] ein künstliches Regenband betrachtet, das sich ostwärts bewegt und mittels Radarmessung in einer zeitlichen Auflösung von 15 Minuten abgebildet wird (Abbildung 4.13, links und Mitte).

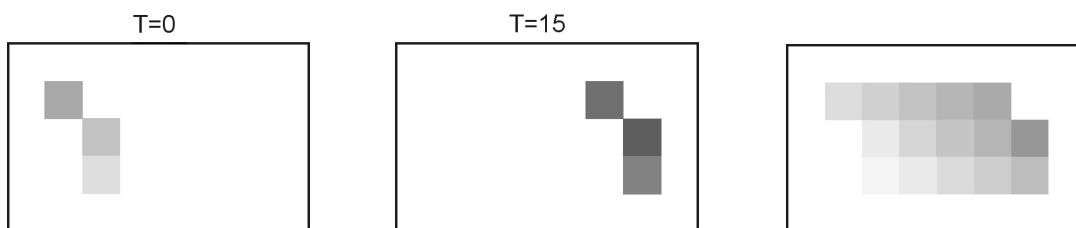


Abbildung 4.13: Schematische Darstellung eines Regenbandes in 15-minütigem Abstand (links und Mitte) sowie das resultierende Niederschlagsfeld nach Advektionskorrektur (rechts).

Zur Interpolation wird angenommen, daß das Regenband sich mit einer konstanten Geschwindigkeit fortbewegt und dabei seine Intensität linear verändert. Hierzu werden zunächst die Zugrichtung sowie die Zuggeschwindigkeit des Regenbandes

bestimmt. Das interpolierte Niederschlagsfeld ergibt sich dann, indem der Niederschlag, der über jedem Regenpixel fällt, linear über alle in Zugrichtung liegende Pixel des betrachteten Zeitintervalls interpoliert wird (Abbildung 4.13, rechts). Die Vorgehensweise wird im folgenden genauer beschrieben.

4.4.1 Berechnung des Windfeldes durch Zellverfolgung

Zur Bestimmung des Verlagerungsvektors einzelner Regenzellen ist es notwendig, ein automatisiertes Zellverfolgungs-Verfahren zu verwenden. Ein geeignetes statistisches Verfahren stellt die Kreuzkorrelationsmethode dar, die in der vorliegenden Arbeit eingesetzt wird.³

Hierfür werden zwei aufeinanderfolgende Azimutscans betrachtet, die Ursprungsscan und Zielscan genannt werden. Der Ursprungsscan wird in gleich große quadratische Teilgebiete untergliedert. In Anlehnung an Anagnostou & Krajewski (1999) [4], die in ihrer Studie 10×10 Teilgebiete mit einer Größe von 20×20 Pixel (zu je $2 \text{ km} \times 2 \text{ km}$) verwenden, werden in der vorliegenden Arbeit ebenfalls 10×10 Teilgebiete, jedoch mit einer Größe von 10×10 Pixel (zu je $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$) verwendet.

Für jedes dieser 100 Teilgebiete im Ursprungsscan wird die Kreuzkorrelation mit verschiedenen Gebieten gleicher Größe im Zielscan innerhalb einer quadratischen Suchumgebung berechnet. Die Suchumgebung ergibt sich aus der Position des Ursprungsscans, versetzt um den letzten Windvektor, welche um U Pixel in jede Richtung erweitert wird (Abbildung 4.14). Dadurch werden Regenzellen in Bildbereichen, die bei der gerade vorherrschenden Windstärke und Windrichtung mit hoher Wahrscheinlichkeit nicht erreicht werden können, bei der Suche von vornherein ausgeschlossen. Am Rand des Azimutscans werden nur solche Zielgebiete betrachtet, bei denen mindestens 75% der Pixel innerhalb des Radargebietes liegen. Damit ergeben sich bis zu $(2U + 1)^2$ verschiedene Zielgebiete pro Teilgebiet. Bei 5-Minuten Scans wird U auf 5 gesetzt, bei 15-Minuten Scans wird U gleich 10 gewählt.

Für ein Teilgebiet und für alle seine zugehörigen Zielgebiete werden Mittelwert, Standardabweichung und Kovarianz der entsprechenden Pixelwerte bestimmt. Daraus wird dann der Korrelationskoeffizient ρ nach der Formel

³Die Umsetzung dieses Verfahrens und die im folgenden beschriebenen Erweiterungen erfolgten zusammen mit Tobias Grimbacher, vgl. auch Grimbacher (2001) [39].

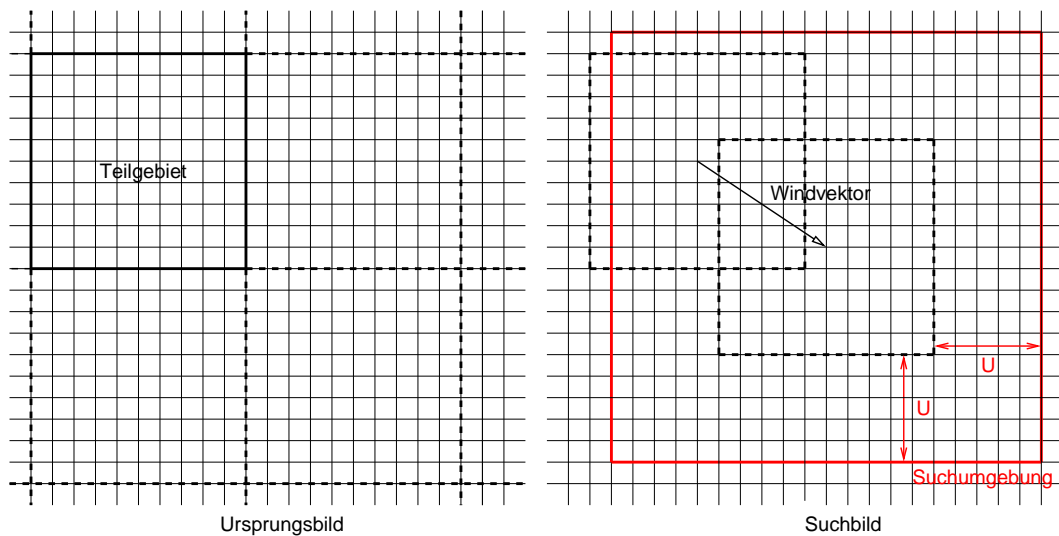


Abbildung 4.14: Schematische Abbildung zur Festlegung der Suchumgebung.

$$\rho_{XY} = \frac{\text{cov}_{XY}}{s_X s_Y} \tag{4.3}$$

berechnet, wobei cov_{XY} die Kovarianz der Pixelwerte im Ursprungs- und Zielgebiet darstellt und s_X beziehungsweise s_Y die Standardabweichungen. Allerdings wird nun nicht einfach jenes Zielgebiet, für welches sich die beste Korrelation mit dem Ursprungsgebiet ergibt, bedingungslos als verlagertes Ursprungsgebiet angenommen, sondern zuvor jeder berechnete Korrelationskoeffizient ρ (der Wertebereich von ρ ist dabei auf positive Korrelationskoeffizienten zu beschränken), mit zwei weiteren Parametern gewichtet.

Das erste Gewicht berücksichtigt das Verhältnis der Mittelwerte der Niederschlagsraten beider Teilgebiete, da ansonsten nur die strukturelle Ähnlichkeit der Felder erfaßt wird. Somit wird verhindert, daß eine stark regnende Zelle mit einer schwach regnenden vertauscht wird, die nur zufällig dieselbe Struktur und damit einen sehr hohen Korrelationskoeffizienten aufweist. Diese Problematik wird schematisch in Abbildung 4.15 veranschaulicht. Zelle 0 stellt das Teilgebiet im Ursprungsscan dar, Zelle 1 und Zelle 2 sind zwei potentielle Trefferkandidaten im Zielscan. Durch eine ähnliche Struktur der Pixelwerte bekommt Zelle 2 mit $\rho_{02} = 0.999$ zunächst einen höheren Korrelationskoeffizienten zugewiesen als Zelle 1 mit $\rho_{01} = 0.995$. Zelle 1 weist jedoch im Vergleich zu Zelle 2 deutlich höhere Regenraten auf und stellt mit großer Wahrscheinlichkeit die richtigere Zielzelle dar.

In diesem Beispiel ergibt sich für Zelle 0 als Mittelwert $m_0 = 16.375$, für Zelle 1 erhält man $m_1 = 14.563$ und für Zelle 2 gilt $m_2 = 8.250$. Dadurch ergibt sich für Zelle 1 ein gewichteter Korrelationskoeffizient von $0.885 = 0.995 \times (14.563/16.375)$ und für Zelle 2 ein gewichteter Korrelationskoeffizient von $0.504 = 0.999 \times (8.250/16.375)$. Somit erzielt Zelle 1 ein höheres Resultat als Zelle 2 und wird daher zur Bestimmung des Verlagerungsvektors verwendet.

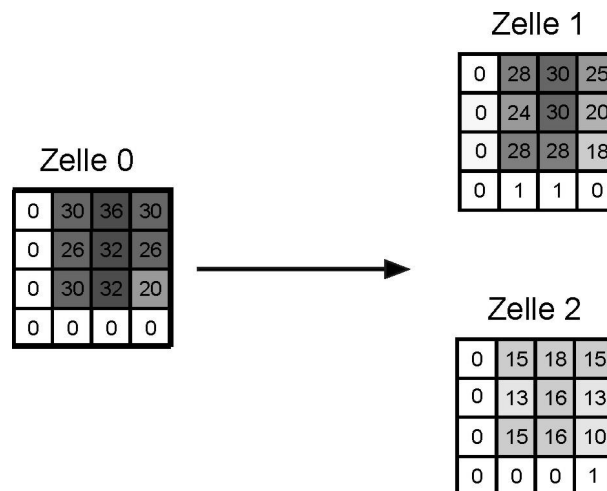


Abbildung 4.15: Schematische Darstellung zum Zellverfolgungsverfahren. Zelle 0 stellt ein Teilgebiet im Ursprungsscan dar, Zelle 1 und Zelle 2 sind zwei potentielle Trefferzellen im Zielscan. Die Zahlenwerte stellen die Regenraten für die einzelnen Pixel dar.

Bei der Bildung der Mittelwertverhältnisse muß darauf geachtet werden, daß der Wertebereich des gewichteten Korrelationskoeffizienten zwischen 0 und 1 bleibt. Dies wird dadurch erreicht, daß jeweils der kleinere der beiden Mittelwerte durch den größeren dividiert wird.

Das zweite Gewicht berücksichtigt die Lage des betrachteten Teilgebiets innerhalb der Suchumgebung. Als Kriterium dient hier der Abstand zwischen tatsächlicher Verschiebung und vermuteter Verschiebung. Je näher der Verlagerungsvektor des betrachteten Teilgebiets am vorhergehenden Windvektor liegt, desto höher ist auch das ihm zugewiesene Gewicht.

Insgesamt ergibt sich der gewichtete Korrelationskoeffizient $\bar{\rho}_{XY}$ als

$$\bar{\rho}_{XY} = \rho_{XY} \cdot \min \left\{ \frac{m_X}{m_Y}, \frac{m_Y}{m_X} \right\} \cdot \left(1 - c_v \frac{|\vec{v}_Y - \vec{v}_a|}{|\vec{v}_{max}|} \right) \quad (4.4)$$

wobei m_X und m_Y die Mittelwerte der Teilgebiete X bzw. Y sind, \vec{v}_Y der Verschiebungsvektor für das Zielgebiet Y , \vec{v}_a der vorhergehende Windvektor und $|\vec{v}_{max}|$ die maximal auftretende Windstärke. Der Faktor c_v soll den Einfluß der Verschiebung im Verhältnis zum ersten Gewicht limitieren und wird auf 0.4 gesetzt. Als Schwellwert für die maximal auftretende Windstärke wird 100 km/h gewählt.

Zwei weitere Schwellwerte sind die Mindestgröße des als Treffer noch verwertbaren Korrelationskoeffizienten (0.1) sowie der minimale Niederschlagswert einer Regenzone (0.1 mm), die als solche überhaupt verfolgt werden soll.

Zum Schluß wird als Windvektor des Teilgebiets der Verschiebungsvektor für das Zielgebiet mit dem größten gewichteten Korrelationskoeffizienten gewählt. Das ganze Verfahren wird auf alle 100 Teilgebiete des Ursprungsscans angewandt.

Die auf diese Weise ermittelten Windfelder zeigen in der Regel ein recht homogenes Bild (Abbildung 4.16). Es erscheint daher zulässig, aus den zahlreichen, für alle Teilgebiete einzeln ermittelten Windvektoren einen jeweils mittleren Windvektor zu bestimmen, der die meteorologische Situation zum momentanen Zeitpunkt repräsentiert und für die anschließende Interpolation herangezogen wird. Der so ermittelte Windvektor wird dann als Ausgangsvektor für die Zellverfolgung im nächsten Azimutscan verwendet.

Prinzipiell könnte für jedes Teilgebiet auch ein unterschiedlicher Windvektor eingesetzt werden. Dabei ergeben sich allerdings zwei Probleme. Zum einen wird bei der Zellverfolgung nicht für jedes Teilgebiet ein Windvektor gefunden. Zum anderen kann es vorkommen, daß bei Konvergenz der Windvektoren die Regenraten eines Teilgebiets mehrmals zur Interpolation herangezogen werden. Diese Problematik wird in der vorliegenden Arbeit durch die Verwendung eines einheitlichen Windvektors für das gesamte Radargebiet vermieden. Auch diejenigen Teilgebiete, in denen kein geeigneter Windvektor, zum Beispiel aufgrund des zu geringen Niederschlags, gefunden wurde, bekommen diesen mittleren Windvektor zugeordnet.

Zur Initialisierung des Zellverfolgungs-Programms wird der Windvektor visuell aus den ersten Azimutscans ermittelt. Eine visuelle Initialisierung wird zum Beispiel durchgeführt, wenn durch längere Niederschlagslücken oder durch Datenausfall kein aktueller Windvektor bekannt ist.

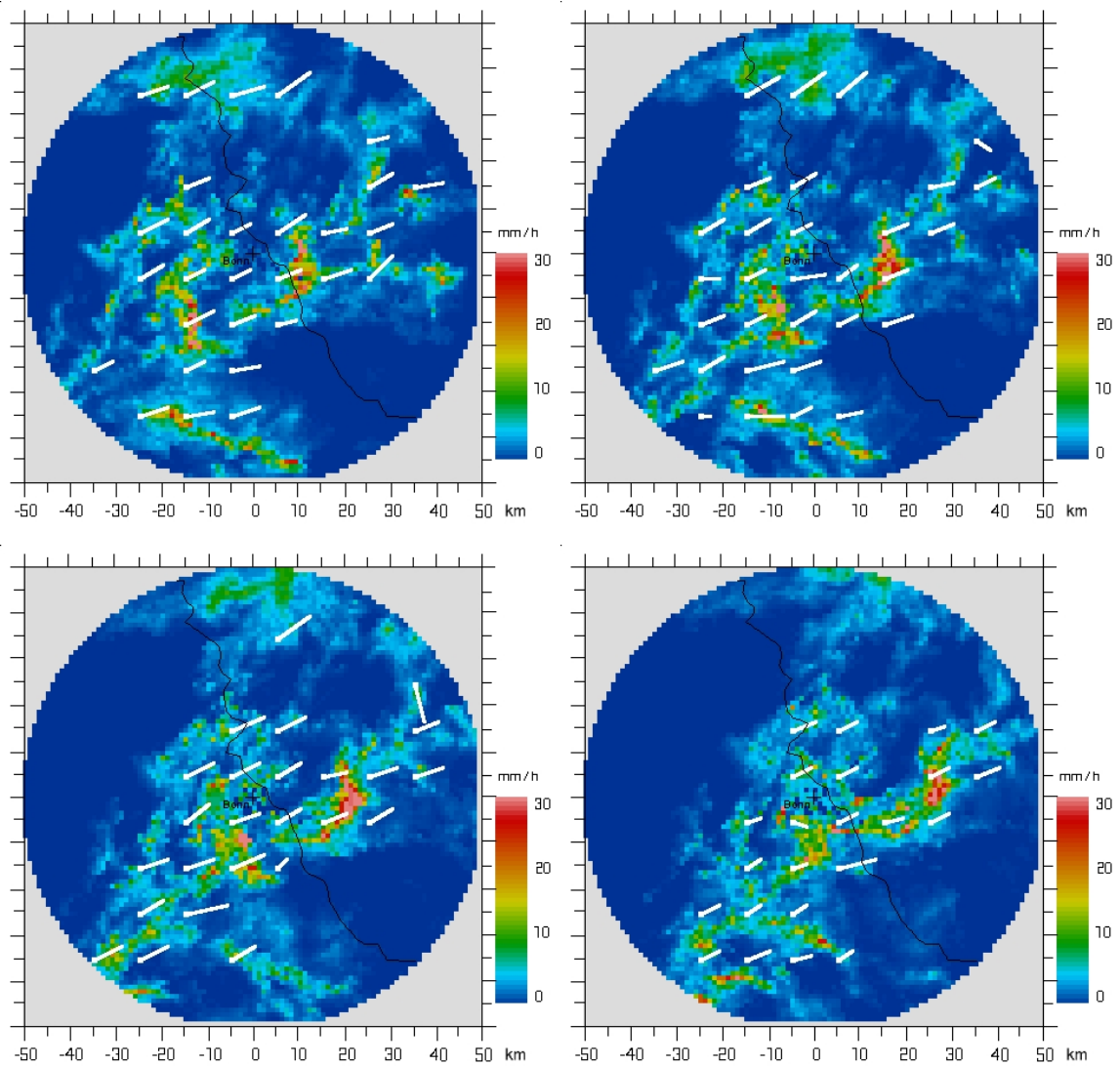


Abbildung 4.16: Niederschlagsintensitäten der Azimutscans vom 14.8.99, jeweils mit eingezeichneten Windvektoren für jedes Teilgebiet: oben: 18:36 Uhr UTC (links) und 18:41 Uhr UTC (rechts), unten: 18:46 Uhr UTC (links) und 18:51 Uhr UTC (rechts).

4.4.2 Interpolation des Niederschlagsfeldes

Der ermittelte mittlere Windvektor wird nun dazu verwendet, den Niederschlag zwischen Ursprungs- und Zielscan zu interpolieren. Unter Annahme einer linearen Fortbewegung des Regenfeldes lautet die Gleichung für die zeitliche Interpolation:

$$R(\vec{u}) = \frac{1}{T(T+1)} \sum_{t=0}^T \left[(T-t)R_1 \left(\vec{u} - \frac{\Delta T}{T} \vec{v} \right) + tR_2 \left(\vec{u} + \frac{\Delta T}{T} \vec{v} \right) \right] \quad (4.5)$$

Hierbei sind T das Zeitintervall zwischen zwei aufeinanderfolgenden Bildern, ΔT das Zeitintervall (1 Minute) der diskreten zeitlichen Interpolation, \vec{v} der Windvektor, $R(\vec{u})$ die Regenrate an der Pixelstelle $\vec{u} = (x, y)$ und R_1 bzw. R_2 die Regenraten an den angegebenen Pixelstellen im Ursprungsscan 1 und Zielscan 2.

Wandern Zellen aus dem Radargebiet hinein bzw. hinaus, ist die Niederschlagsrate im Ursprungs- beziehungsweise im Zielscan an einigen Punkten entlang des Windvektors allerdings unbekannt. Diese Randproblematik wird in der vorliegenden Arbeit durch konstante Extrapolation an solchen Stellen gelöst. Hierbei wird bei fehlendem Niederschlag im Zielscan die Niederschlagsrate aus dem Ursprungsscan, zurückversetzt um den Windvektor, verwendet und umgekehrt. Dies entspricht dann einer konstanten Fortbewegung des Niederschlagsgebiets ohne Intensitätsänderung.

4.4.3 Fallbeispiele

Exemplarisch ist in Abbildung 4.17 (oben) ein Niederschlagsereignis vom 10.6.98 dargestellt. Gut erkennbar ist ein langgezogenes Niederschlagsband, das sich in nordöstlicher Richtung fortbewegt. Die berechnete durchschnittliche Windrichtung beträgt 231° , die Windgeschwindigkeit 50 km/h. Werden die Azimutscans ohne vorherige Advektionskorrektur addiert, ergibt sich ein Niederschlagsmuster von zwei voneinander getrennt erscheinenden Regenbändern, die einen niederschlagsfreien Streifen einschließen (Abbildung 4.17, unten links). Bei Berücksichtigung der Advektion wird hingegen auch der Bereich erfaßt, der mit hoher Wahrscheinlichkeit zwischen den beiden betrachteten Zeitpunkten von dem sich nordostwärts verlagernden Niederschlagsband gestreift wurde (Abbildung 4.17, unten rechts). Bestätigt wird dies beispielsweise durch die Betrachtung der Station 5 des Stationsclusters

I, an der im Zeitraum zwischen 10:38 Uhr und 10:51 Uhr UTC 2.6 mm Niederschlag registriert wurden. Ohne Anwendung der Advektionskorrektur liegt diese Station genau in der niederschlagsfreien Zone zwischen zwei Konvektionsbändern, die Radarmessung beträgt in diesem Fall 0.5 mm. Nach Durchführung der Advektionskorrektur hingegen wird auch diese Zwischenzone durch die Interpolation erfaßt; die Radarmessung beträgt nun 2.0 mm.

Einige weitere Beispiele zur Niederschlagsakkumulation, jedoch diesmal auf eine längere Zeitskala angewandt, sind in Abbildung 4.18 jeweils mit und ohne Advektionskorrektur dargestellt. Insbesondere bei den Monatssummen zeigt sich, daß sich die Advektionskorrektur auf lange Sicht wieder herausmittelt. Das mit Advektionskorrektur berechnete Niederschlagsfeld erscheint jedoch deutlich homogener, da das typische „Fischgrätenmuster“ verwischt wird. Ein Nachteil der Advektionskorrektur besteht allerdings darin, daß fehlerhafte Signale, wie beispielsweise Restclutter oder Signale im Bereich der Venusbergabschattung im südöstlichen Bildbereich (siehe Kapitel 3.2.5), ebenfalls advehiert werden.

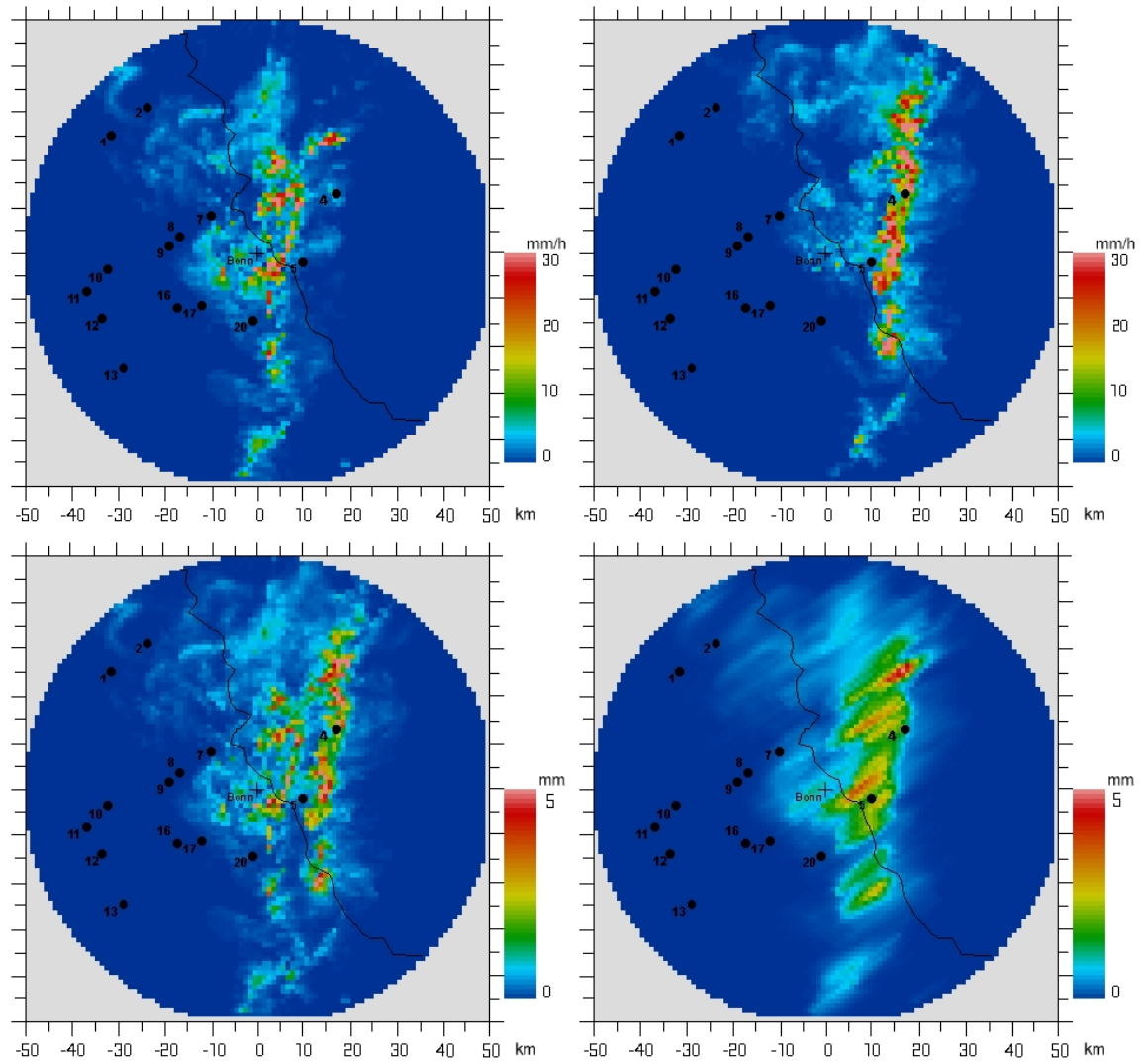


Abbildung 4.17: Niederschlagsintensitäten der Azimutscans von 10:38 Uhr (oben links) und 10:51 Uhr UTC (oben rechts) am 10.6.98, sowie 13-minütige Niederschlagssummen von 10:38 Uhr bis 10:51 Uhr UTC, jeweils ohne (unten links) bzw. mit Advektionskorrektur (unten rechts) ermittelt und mit Stationscluster I überlagert.

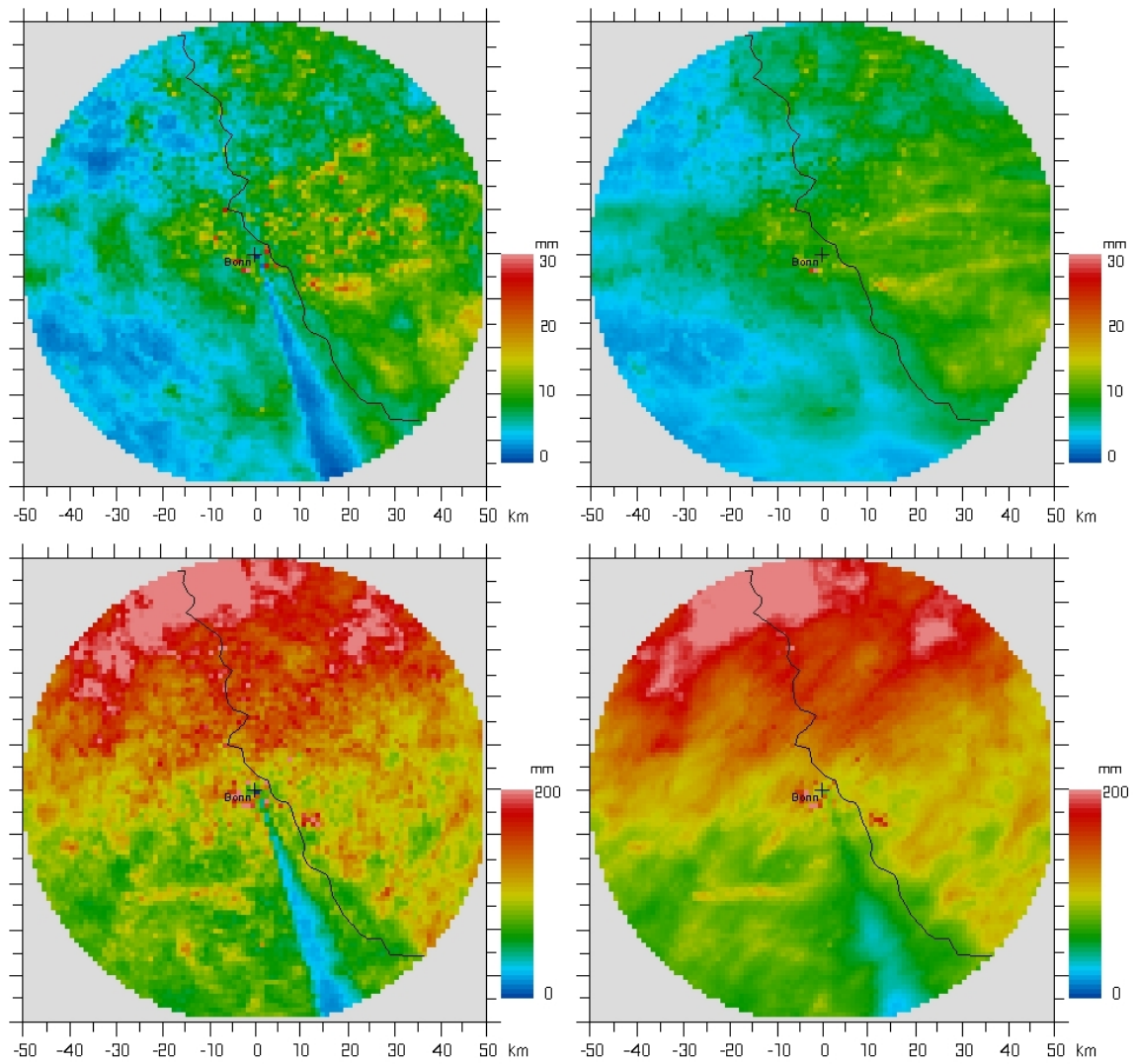


Abbildung 4.18: Niederschlagsverteilungen für die Tagessummen am 29.7.98 (oben) sowie für die Monatssummen für Juni 1998 (unten), ermittelt jeweils ohne (links) bzw. mit Advektionskorrektur (rechts).

Kapitel 5

Niederschlagsquantifizierung mittels statistischer objektiver Analyse

Das zwei- oder dreidimensionale Abbild der Atmosphäre und deren Unterlage zu einem bestimmten Zeitpunkt, welches zum Beispiel als Anfangszustand für eine Vorhersage genutzt werden kann, wird auch als Analyse bezeichnet (vgl. Wergen 2002 [97]). Eine Problemstellung bei der Vorhersage besteht darin, daß der Anfangszustand der Atmosphäre durch Beobachtungsmeßdaten beschrieben wird, die unregelmäßig im Raum verteilt sind und zunächst durch ein entsprechendes Verfahren auf das gewählte Raugitter gebracht werden müssen. Während zum Beispiel für das Lokal-Modell (LM) des DWD in den vergangenen Jahren ein neues Datenassimilations-Schema entwickelt wurde, das sogenannte Nudging-Verfahren, welches auf empirischem Wege optimiert werden muß (vgl. Adrian & Frühwald 2002 [2]), ist das neue Vorhersagemodell GME des DWD, welches die bisherigen Vorhersagemodelle GM (Global-Modell) und EM (Europa-Modell) ersetzt, mit einem statistischen Interpolationsverfahren (einem vier-dimensionalen Verfahren zur inkrementellen optimalen Interpolation, vgl. Schraff & Hess 2002 [81]) ausgestattet.

Die sogenannte „optimale Interpolation“ (OI), die auf Eliassen (1954) [30] bzw. Gandin (1963) [38] zurückgeht, wird häufig als Lösungsmethode der Assimilationsprobleme großskaliger Vorhersagemodelle genannt. Es handelt sich dabei um ein Minimum-Varianz-Schätzverfahren, das sehr nahe mit der Kriging-Interpolation (siehe Kapitel 3.1.2) verwandt ist, die als Spezialfall der optimalen Interpolation angesehen werden kann (vgl. Bhargava & Danard 1994 [12]). Per Definition gewährleistet diese Me-

thode für die Analyse meteorologischer Felder in dem Sinne die „optimale“ Lösung, daß der Interpolationsfehler durch eine entsprechende Wahl der a posteriori zu bestimmenden Interpolationsgewichte minimiert wird. Die sich ergebende Analysefehlervarianz ist dann kleiner als die minimale Fehlervarianz der Beobachtungsdaten. Die zu bestimmenden Gewichte sind allerdings nur dann wirklich „optimal“, wenn gewährleistet ist, daß sowohl die Beobachtungs- als auch die Hintergrundfehlervarianz korrekt angegeben werden können. Ist dies nicht der Fall, ist die Methode nicht mehr „optimal“ und wird als statistische Interpolation bezeichnet (vgl. Daley 1991 [20]).

Allgemein formuliert erlaubt die statistische objektive Analyse (SOA), Beobachtungsdaten mit einem fehlerhaften Hintergrundfeld der gleichen Meßgröße zu kombinieren, um ein „update-Feld“, das sogenannte Analysefeld, mit reduziertem Beobachtungs- und Analysefehler, zu generieren. Neu an dem Verfahren von Pereira Fo & Crawford (1999) [69], das in der vorliegenden Arbeit modifiziert und auf die Bonner Radardaten angepaßt wird, ist die Heranziehung von räumlich und zeitlich hochaufgelösten Radardaten als Hintergrundgitter für das Niederschlagsfeld. Der analysierte Radarniederschlag ergibt sich, indem die Radarmessung pixelweise mit der Summe der gewichteten Differenzen zwischen Radarmessung und Bodenmessung korrigiert wird. Das Problem besteht nun darin, die Interpolationsgewichte so zu wählen, daß der Fehler minimiert wird. Deshalb treffen die meisten Verfahren Annahmen über das Verhalten der Variablen. Für den SOA-Algorithmus werden a priori folgende Annahmen getroffen:

1. die Beobachtungs- und Hintergrundfehler sind unkorreliert (also voneinander unabhängig),
2. die Beobachtungs- und Hintergrundfehler sind erwartungstreu („unbiased“),
3. die Beobachtungsfehler sind unkorreliert,
4. der Hintergrundfehler ist homogen (ortsunabhängig).

Die erste Annahme, daß die Messung des Hintergrundes (Radar) die Beobachtungsmessung (Regenwippen) nicht beeinflußt, erscheint ohne weiteres akzeptabel. Die zweite Annahme ist nicht vollständig zufriedenstellend, denn sowohl bei der Messung mit Regenwippen als auch bei der Radarmessung sind systematische Fehler zu erwarten. Bei der Bodenmessung beispielsweise wird der tatsächlich gefallene Niederschlag häufig systematisch leicht unterschätzt (siehe Kapitel 3.1.1). Bei der Radarmessung spielt die Z–R–Beziehung eine ganz wesentliche Rolle bei der systematischen Fehlinterpretation des zu berechnenden Niederschlags (siehe Kapitel 2.2.2). Der Bias kann aber, soweit er bekannt ist, vor der Anwendung des SOA–Algorithmus aus den Daten entfernt werden, so daß auch diese Bedingung für das Verfahren gilt (siehe Kapitel 3.2.6). Die dritte Annahme ist in der Regel immer dann vertretbar, wenn die Meßdaten mit verschiedenen Instrumenten erhoben werden (vgl. Daley 1991 [20]). Die vierte Annahme, daß sich der Hintergrundfehler homogen verhält, also keine Anisotropie berücksichtigt, wird bei der horizontalen Betrachtungsweise häufig getroffen. Pereira Fo & Crawford (1999) [69] beispielsweise vernachlässigen die Anisotropie–Komponente zugunsten der einfacheren Berechenbarkeit, verweisen an dieser Stelle aber auf Thiebaut (1976) [88], der zeigt, daß eine vorhandene Anisotropie im Hintergrundfeld insbesondere in Gebieten mit geringer Datendichte, oder wenn das Datenmeßnetz im Raum sehr unregelmäßig konfiguriert ist, eine nicht zu vernachlässigende Fehlerquelle darstellt.

5.1 Herleitung der Modellgleichungen

Im folgenden wird der theoretische Hintergrund des SOA–Algorithmus näher erläutert. Die mathematischen Herleitungen basieren auf Daley (1991) [20] sowie Pereira Fo et al. (1998) [68].

Die grundlegende Analyse–Gleichung des SOA–Verfahrens lautet

$$P_a(x_i, y_i) = P_r(x_i, y_i) + \sum_{k=1}^K w_{ik} [P_g(x_k, y_k) - P_r(x_k, y_k)] \quad (5.1)$$

mit

$$\begin{aligned}
 P_a(x_i, y_i) &= \text{Analysierter Niederschlag (mm) am Gitterpunkt } (x_i, y_i), \\
 P_r(x_i, y_i) &= \text{Radarmessung des Niederschlags (mm) am Gitterpunkt } (x_i, y_i), \\
 P_g(x_k, y_k) &= \text{Stationsmessung des Niederschlags (mm) am Stationspunkt } (x_k, y_k), \\
 P_r(x_k, y_k) &= \text{Radarmessung des Niederschlags (mm) am Stationspunkt } (x_k, y_k), \\
 w_{ik} &= \text{noch nicht bestimmtes a posteriori Gewicht,} \\
 K &= \text{Anzahl der Regenwippen (bzw. Anzahl der Beobachtungspunkte).}
 \end{aligned}$$

Gleichung 5.1 kann auch etwas einfacher formuliert werden, wenn folgende Definitionen gelten: $P_a(x_i, y_i) = a_i$ („analysis“), $P_g(x_k, y_k) = o_k$ („observation“), $P_r(x_i, y_i) = b_i$ und $P_r(x_k, y_k) = b_k$ („background“).

Die Analyse-Gleichung lautet dann:

$$a_i = b_i + \sum_{k=1}^K w_{ik}(o_k - b_k) \quad (5.2)$$

Hierbei stellen $a_i - b_i$ das Analyse-Inkrement und $o_k - b_k$ das Beobachtungs-Inkrement dar. Die Punkte (x_i, y_i) gehören dabei zu einem regelmäßigen Pixelgitter, während die Punkte (x_k, y_k) unregelmäßig im zwei-dimensionalen Raum verteilt sind. Sowohl die Beobachtungs- als auch die Hintergrundmessung enthält einen Fehler. $t(x_i, y_i)$ und $t(x_k, y_k)$ werden als die wahren Werte („true“) an den Pixelgitterpunkten (x_i, y_i) und den Stationspunkten (x_k, y_k) definiert. Werden die wahren Werte $t_i = t(x_i, y_i)$ am Gitterpunkt (x_i, y_i) auf beiden Seiten von Gleichung 5.2 subtrahiert, ergibt sich

$$a_i - t_i = b_i - t_i + \sum_{k=1}^K w_{ik}(o_k - b_k) \quad (5.3)$$

Es wird angenommen, daß Beobachtungs- und Hintergrundfehler frei von Bias sind, also der Erwartungswert des Fehlers gleich Null ist (vgl. Annahme Nr. 2), so daß gilt:

$$\langle b_i - t_i \rangle = \langle b_k - t_k \rangle = \langle o_k - t_k \rangle = 0 \quad (5.4)$$

Die eckigen Klammern $\langle \rangle$ stehen hierbei für den Erwartungswert. Werden beide Seiten von Gleichung 5.3 quadriert und der Erwartungswert genommen, ergibt sich

$$\begin{aligned} \langle (a_i - t_i)^2 \rangle &= \langle (b_i - t_i)^2 \rangle + 2 \sum_{k=1}^K w_{ik} \langle (o_k - b_k)(b_i - t_i) \rangle \\ &+ \sum_{k=1}^K \sum_{l=1}^K w_{ik} w_{il} \langle (o_k - b_k)(o_l - b_l) \rangle \end{aligned} \quad (5.5)$$

Dabei wird $E_{ai}^2 = \langle (a_i - t_i)^2 \rangle$ als die erwartete Analysefehlervarianz am Gitterpunkt (x_i, y_i) , und $E_{bi}^2 = \langle (b_i - t_i)^2 \rangle$ als die erwartete Hintergrundfehlervarianz am Gitterpunkt (x_i, y_i) bezeichnet. Weiterhin ist $\langle (o_k - b_k)(b_i - t_i) \rangle$ die Kovarianz zwischen Hintergrundfehler und Beobachtungs-Inkrement sowie $\langle (o_k - b_k)(o_l - b_l) \rangle$ die Kovarianz zwischen den Beobachtungs-Inkrementen an den Stationspunkten (x_k, y_k) und (x_l, y_l) .

Das Problem besteht nun darin, die Gewichte w_{ik} so zu bestimmen, daß Gleichung 5.5 minimiert wird. Beim SOA-Verfahren wird hierzu nach den Gewichten differenziert, während dieser Ausdruck beim Kriging-Verfahren weiter umgeformt wird. Differenzieren in Bezug auf jedes der Gewichte w_{ik} (mit $1 \leq k \leq K$) führt zu

$$\frac{\partial E_{ai}^2}{\partial w_{ik}} = 2 \langle (o_k - b_k)(b_i - t_i) \rangle + 2 \sum_{l=1}^K w_{il} \langle (o_k - b_k)(o_l - b_l) \rangle \quad (5.6)$$

Wird die Ableitung zu Null gesetzt, ergibt sich

$$\sum_{l=1}^K w_{il} \langle (o_k - b_k)(o_l - b_l) \rangle = - \langle (o_k - b_k)(b_i - t_i) \rangle \quad (5.7)$$

Der rechte Term von Gleichung 5.7 kann auch umgeformt werden zu

$$\langle (o_k - b_k)(b_i - t_i) \rangle = \langle (o_k - t_k)(b_i - t_i) \rangle - \langle (b_k - t_k)(b_i - t_i) \rangle \quad (5.8)$$

Terme der Form $\langle (o_k - t_k)(b_i - t_i) \rangle$ sind Kovarianzen zwischen dem Hintergrundfehler und dem Beobachtungsfehler. Unter Berücksichtigung von Annahme Nr. 1 kann der erste Term der rechten Seite von Gleichung 5.8 vernachlässigt werden, denn sind zwei Variablen unkorreliert, verschwindet die Kovarianz.

Nun wird auch der Term in der Summe der linken Seite von Gleichung 5.7 umgeformt, indem man die folgende Gleichung verwendet:

$$\langle(o_k - b_k)(o_l - b_l)\rangle = \langle(o_k - t_k)(o_l - t_l)\rangle + \langle(b_k - t_k)(b_l - t_l)\rangle \quad (5.9)$$

Die sich ergebenden Terme auf der rechten Seite von Gleichung 5.9 stellen jeweils Kovarianzen des Hintergrundfehlers sowie des Beobachtungsfehlers dar.

Setzt man die Umformungen 5.8 und 5.9 in Gleichung 5.7 ein, erhält man schließlich

$$\sum_{l=1}^K w_{il} [\langle(o_k - t_k)(o_l - t_l)\rangle + \langle(b_k - t_k)(b_l - t_l)\rangle] = \langle(b_k - t_k)(b_i - t_i)\rangle \quad (5.10)$$

Nun wird Gleichung 5.10 noch normalisiert, um mit dimensionslosen Größen rechnen zu können. Dazu wird zunächst ein neuer Ausdruck für die Gewichte definiert:

$$w_{il} = \frac{\sqrt{\langle(b_i - t_i)^2\rangle}}{\sqrt{\langle(b_l - t_l)^2\rangle}} \cdot W_{il} \quad (5.11)$$

In Gleichung 5.10 eingesetzt und den Zähler auf die rechte Seite gebracht, folgt hieraus:

$$\sum_{l=1}^K \frac{1}{\sqrt{\langle(b_l - t_l)^2\rangle}} \cdot W_{il} \cdot [\langle(o_k - t_k)(o_l - t_l)\rangle + \langle(b_k - t_k)(b_l - t_l)\rangle] = \frac{\langle(b_k - t_k)(b_i - t_i)\rangle}{\sqrt{\langle(b_i - t_i)^2\rangle}}$$

bzw.

$$\sum_{l=1}^K W_{il} \cdot \left(\frac{\langle(o_k - t_k)(o_l - t_l)\rangle}{\sqrt{\langle(b_l - t_l)^2\rangle}} + \frac{\langle(b_k - t_k)(b_l - t_l)\rangle}{\sqrt{\langle(b_l - t_l)^2\rangle}} \right) = \frac{\langle(b_k - t_k)(b_i - t_i)\rangle}{\sqrt{\langle(b_i - t_i)^2\rangle}} \quad (5.12)$$

Nun wird Gleichung 5.12 durch $\sqrt{\langle(b_k - t_k)^2\rangle}$ dividiert, was zu

$$\begin{aligned} \sum_{l=1}^K W_{il} \cdot \left(\frac{\langle(b_k - t_k)(b_l - t_l)\rangle}{\sqrt{\langle(b_k - t_k)^2\rangle\langle(b_l - t_l)^2\rangle}} + \frac{\langle(o_k - t_k)(o_l - t_l)\rangle}{\sqrt{\langle(b_k - t_k)^2\rangle\langle(b_l - t_l)^2\rangle}} \right) \\ = \frac{\langle(b_k - t_k)(b_i - t_i)\rangle}{\sqrt{\langle(b_k - t_k)^2\rangle\langle(b_i - t_i)^2\rangle}} \end{aligned} \quad (5.13)$$

führt. Dies ist gleichbedeutend mit

$$\boxed{\sum_{l=1}^K W_{il}(\rho_{kl} + \epsilon_{kl}^2) = \rho_{ik} \quad 1 \leq k \leq K} \quad (5.14)$$

wobei

- ρ_{kl} = Hintergrundfehler-Kreuzkorrelation an den Stationspunkten k und l
- ρ_{ik} = Hintergrundfehler-Kreuzkorrelation zwischen Gitterpunkt i und Stationspunkt k
- W_{il} = a posteriori Gewicht
- ϵ_{kl}^2 = normalisierter Beobachtungsfehler

Da die Voraussetzung gilt, daß die Beobachtungsfehler unkorreliert sind (vgl. Annahme Nr. 3), folgt $\epsilon_{kl}^2 = 0$ für $k \neq l$. Damit wird (ϵ_{kl}^2) zu einer Diagonalmatrix mit den Einträgen $\epsilon_{kk}^2 = \langle (o_k - t_k)^2 \rangle / \langle (b_k - t_k)^2 \rangle$ bzw. $\epsilon_{kk}^2 = E_{ok}^2 / E_{bk}^2$ (mit der Beobachtungsfehlervarianz E_{ok}^2 und der Hintergrundfehlervarianz E_{bk}^2).

Gleichung 5.14 ist dimensionslos und kann herangezogen werden, um die a posteriori-Gewichte zu bestimmen. Werden die auf diese Weise bestimmten Gewichte in die Analyse-Gleichung (5.1) eingesetzt, ergibt sich für $P_a(x_i, y_i)$ eine Minimum-Varianzschätzung von $P_t(x_i, y_i)$, dem wahren Niederschlagswert am Gitterpunkt (x_i, y_i) .

Auf ähnliche Weise kann auch die Analysefehlervarianz bestimmt werden. Dies kann sogar geschehen, bevor das SOA-Verfahren angewandt wird. Die Analysefehlervarianz gibt Auskunft über die räumliche Verteilung des erwarteten Analysefehlers und kann zum Beispiel ein Hilfsmittel zur Bestimmung einer optimalen Verteilung von Regenwippen sein.

Dazu wird zuerst Gleichung 5.5 in eine normalisierte Form gebracht. Zunächst wird — wie in Gleichung 5.8 — der Ausdruck $\langle (o_k - b_k)(b_i - t_i) \rangle$ umgeformt, so daß Gleichung 5.5 nun lautet:

$$\begin{aligned} E_{ai}^2 &= E_{bi}^2 + 2 \sum_{k=1}^K w_{ik} (\langle (o_k - t_k)(b_i - t_i) \rangle - \langle (b_k - t_k)(b_i - t_i) \rangle) \\ &+ \sum_{k=1}^K \sum_{l=1}^K w_{ik} w_{il} \langle (o_k - b_k)(o_l - b_l) \rangle \end{aligned} \quad (5.15)$$

Wegen Annahme Nr. 1 entfällt wiederum der Term $\langle (o_k - t_k)(b_i - t_i) \rangle$. Damit ergibt sich

$$E_{ai}^2 = E_{bi}^2 - 2 \sum_{k=1}^K w_{ik} \langle (b_k - t_k)(b_i - t_i) \rangle + \sum_{k=1}^K \sum_{l=1}^K w_{ik} w_{il} \langle (o_k - b_k)(o_l - b_l) \rangle \quad (5.16)$$

Nach Anwendung von Gleichung 5.9 und Gleichung 5.10 ergibt sich:

$$E_{ai}^2 = E_{bi}^2 - \sum_{k=1}^K w_{ik} \langle (b_k - t_k)(b_i - t_i) \rangle \quad (5.17)$$

Werden beide Seiten von Gleichung 5.17 noch durch E_{bi}^2 dividiert, erhält man:

$$\frac{\langle (a_i - t_i)^2 \rangle}{\langle (b_i - t_i)^2 \rangle} = 1 - \sum_{k=1}^K w_{ik} \frac{\langle (b_k - t_k)(b_i - t_i) \rangle}{\langle (b_i - t_i)^2 \rangle} \quad (5.18)$$

Nun wird noch der in Gleichung 5.11 bereits eingeführte Ausdruck für die Gewichte w_{ik} eingesetzt und der linke Term durch ϵ_{ai}^2 ersetzt, so daß Gleichung 5.18 lautet:

$$\epsilon_{ai}^2 = 1 - \sum_{k=1}^K W_{ik} \cdot \frac{\langle (b_k - t_k)(b_i - t_i) \rangle}{\langle (b_i - t_i)^2 \rangle} \cdot \frac{\sqrt{\langle (b_i - t_i)^2 \rangle}}{\sqrt{\langle (b_k - t_k)^2 \rangle}}$$

beziehungsweise

$$\epsilon_{ai}^2 = 1 - \sum_{k=1}^K W_{ik} \cdot \frac{\langle (b_k - t_k)(b_i - t_i) \rangle}{\sqrt{\langle (b_k - t_k)^2 \rangle} \sqrt{\langle (b_i - t_i)^2 \rangle}} \quad (5.19)$$

Gleichung 5.19 kann nun auch so formuliert werden:

$$\epsilon_{ai}^2 = 1 - \sum_{l=1}^K \rho_{ik} W_{il} \quad (5.20)$$

wobei $\epsilon_{ai}^2 = E_{ai}^2/E_{bi}^2$ die normalisierte erwartete Analysefehlervarianz (engl. *Nexerva* = „normalized expected analysis error variance“) darstellt. Die Analysefehlervarianz steht bereits vor Anwendung der Analysegleichung fest und eignet sich damit gut zur räumlichen Konfiguration eines optimalen Meßnetzes. Im allgemeinen ist die Analysefehlervarianz für ein betrachtetes Pixel umso kleiner, je näher der Analyse-Gitterpunkt an einem Beobachtungspunkt liegt.

5.2 Anwendung des SOA–Verfahrens

Pereira Fo & Crawford (1999) [69] zeigen in einem Vergleich von Niederschlagsakkumulationen zwischen 15 und 120 Minuten, daß die Qualität der SOA–Schätzung mit wachsendem Akkumulationsintervall steigt. Als Kompromiß zwischen dieser zu beobachtenden Tendenz und dem Ziel, die analysierten Radardaten im Online–Verfahren zur Niederschlagsvorhersage verwenden zu können, wird in der vorliegenden Arbeit das SOA–Verfahren auf der Basis von stündlichen Niederschlagssummen angewandt. Im folgenden werden nun die einzelnen Arbeitsschritte, die zur Bestimmung der Gewichte W_{il} führen, aufgezeigt.

5.2.1 Bestimmung der Hintergrundfehlermatrix

Da der wahre Niederschlagswert unbekannt ist, muß der Hintergrundfehler geschätzt werden. Die Hintergrundfehlermatrix ist die wichtigste Komponente im ganzen SOA–Algorithmus, da sie die Genauigkeit der Analyse in erheblichem Maße beeinflußt.

Pereira Fo & Crawford (1999) [69] oder Michelson et al. (2000) [63] verwenden für alle SOA–Läufe eine einheitliche Korrelogrammfunktion, die sie aus zahlreichen über die Zeit gemittelten empirischen Korrelogrammen (250 Stundensummen) ermitteln. Für eine Echtzeit–Niederschlagsbestimmung ist jedoch eine von der momentanen Wittersituation abhängige Hintergrundfehlermatrix geeigneter. In der vorliegenden Arbeit wird daher für jedes stündliche Niederschlagsereignis eine aktuelle Strukturanalyse durchgeführt und das Korrelogramm neu angepaßt. Hierzu wird anstatt des langfristigen zeitlichen Mittels ein räumliches Mittel verwendet, um den Hintergrundfehler räumlich unabhängig zu machen. Die Hintergrundfehler–Kreuzkorrelation ist defi-

niert als

$$\rho_{kl} = \frac{\langle (P_r(x_k, y_k) - P_t(x_k, y_k))(P_r(x_l, y_l) - P_t(x_l, y_l)) \rangle}{\sqrt{\langle (P_r(x_k, y_k) - P_t(x_k, y_k))^2 \rangle \langle (P_r(x_l, y_l) - P_t(x_l, y_l))^2 \rangle}} \quad (5.21)$$

Zur praktischen Berechnung wird die Kreuzkorrelation $\rho_{kl} = \rho((x_k, y_k), (x_l, y_l))$ durch ein eindimensionales Korrelogramm $\rho(h)$, das nur noch von dem Abstand h zweier Pixelpunkte (x_k, y_k) und (x_l, y_l) abhängt, ersetzt. Dabei liegt die Annahme zugrunde, daß der räumliche Zusammenhang nicht vom Ort, sondern nur vom Abstand der Beobachtungspunkte abhängt (Stationaritätshypothese, siehe Kapitel 3.1.2). Eine möglicherweise vorhandene räumliche Anisotropie wird auf diese Weise allerdings nicht berücksichtigt (vgl. Annahme 4). Neben der Schätzung der Kreuzkorrelation kann das Korrelogramm auch zur Beschreibung der räumlichen Struktur des Niederschlagsfeldes verwendet werden, siehe Kapitel 4.2.2.

Das Korrelogramm wird nun durch ein räumliches Mittel, statt dem sonst üblichen zeitlichen Mittel, bestimmt. Somit ist das Korrelogramm $\rho(h)$ für den Abstand h gegeben als die mittlere Kreuzkorrelation über alle (gleich großen) Teilgebiete mit Abstand h . Statt jedoch alle möglichen Teilgebiete zu betrachten, wird aus Effizienzgründen jeweils ein Teilgebiet im zentralen Bildbereich festgehalten. Zu diesem Referenzgebiet wird die Kreuzkorrelation mit allen Teilgebieten mit Abstand h in horizontaler, vertikaler und diagonaler Richtung ($0^\circ, 45^\circ, 90^\circ, 135^\circ, 180^\circ, 225^\circ, 270^\circ, 315^\circ$) berechnet und daraus das Mittel gebildet (Abbildung 5.2). Der Abstand h wird mit einer Auflösung von $(1 + \sqrt{2})/2 \approx 1.21$ km bis zu einem Maximum von circa 30 km diskretisiert.

Als günstiger Wert wurde für die Seitenlänge der Teilgebiete empirisch 40×40 Pixel ermittelt. Dazu wurden für den Monat September 1998 stufenweise die Seitenlängen der Teilgebiete variiert und anhand der Tagessummen der nicht in die SOA-Berechnung einbezogenen Stationen des Clusters II die RMS-Differenzen zwischen Stationswert und Radarwert berechnet (Abbildung 5.1). Hier zeigt sich, daß sich die RMS-Differenz ab 40 km nicht mehr wesentlich verringert. Da der maximal mögliche Abstand h jedoch mit steigender Seitenlänge kontinuierlich abnimmt, erscheint dieser Wert als ein guter Kompromiß.

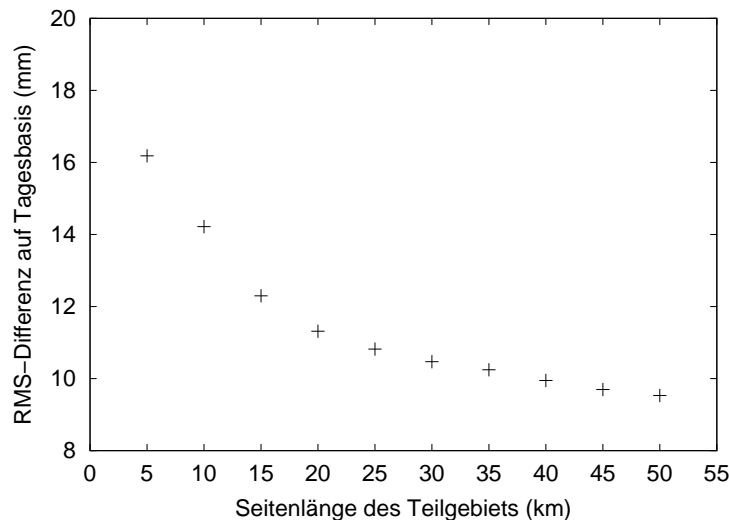


Abbildung 5.1: RMS-Differenzen zwischen analysierten Radardaten und Stationsdaten (Stationscluster II auf Tagessummenbasis) für verschiedene Seitenlängen U der Teilgebiete im September 1998.

In der Regel ist das Korrelogramm eine monoton fallende Funktion. Mit wachsendem Abstand zwischen zwei Punkten nimmt die räumliche Korrelation zwischen zwei Punkten ab, bis sie schließlich gegen Null konvergiert. Die Monotonie des Korrelogramms ist eine notwendige Voraussetzung für die positive Definitheit der Hintergrundfehlermatrix und damit der Anwendbarkeit des SOA-Verfahrens (vgl. Weber & Talkner 1993 [95]). Daher werden die Werte des ermittelten (empirischen) Korrelogramms mittels der Methode der kleinsten Quadrate durch eine kontinuierliche Modellfunktion approximiert, welche den beiden Bedingungen $\rho(h)$ ist positiv und monoton fallend und $\rho(0) = 1$ genügt. In der vorliegenden Arbeit wird eine Funktion der Form $\rho(h) = e^{ch}$ verwendet. Der Steigungskoeffizient c wird dabei für jede stündliche Niederschlagsverteilung neu berechnet.

5.2.2 Bestimmung des Beobachtungsfehlers und Initialisierung der Korrelationsmatrizen

Im nächsten Schritt müssen die Werte für die normalisierten Beobachtungsfehler $\epsilon_{kk}^2 (= E_{ok}^2/E_{bk}^2)$ bestimmt werden. Die Meßgenauigkeit wird bei den zeitlich hochaufgelösten Regenwippen mit 0.1 mm angegeben. Dieser Wert wird für alle Wippen als konstant angenommen.

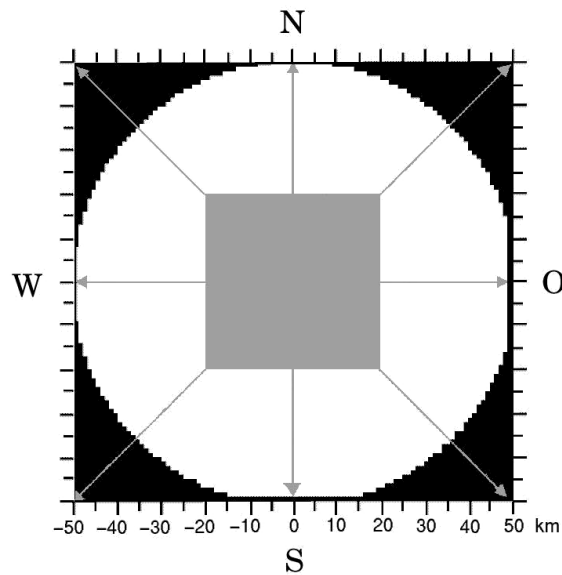


Abbildung 5.2: Abgrenzung eines zentralen Referenzgebietes zur Erstellung der Hintergrundfehler-Kreuzkorrelation aus den Radardaten.

Desweiteren müssen die Matrix $(\rho_{kl} + \epsilon_{kl}^2)$ sowie der Spaltenvektor ρ_{ik} initialisiert werden. Zunächst werden hierzu die Distanzen aller Stationen untereinander sowie die Distanzen aller Radarpixel zu allen Stationen (in km) berechnet. Dieser Schritt muß nur wiederholt werden, wenn sich die Anzahl K der vorhandenen Stationen ändert. Damit ergeben sich eine $(K \times K)$ Matrix für die Distanzen der Stationen untereinander sowie eine $(K \times \text{Pixelanzahl})$ Matrix für die Distanzen der Stationen zu allen Radarpixeln. In diesem Fall beträgt die Pixelanzahl $100 \times 100 (= 10\,000)$ Pixel (siehe Kapitel 3.2.1). Analoge Matrizen ergeben sich für die Kreuzkorrelationen, die mittels der approximierten Modellfunktionen aus den Distanzmatrizen sofort bestimmt werden können.

5.2.3 Lösung des Gleichungssystems

Zur Bestimmung der Gewichte ergibt sich aus Gleichung 5.14 folgendes $K \times K$ Gleichungssystem:

$$\begin{array}{rcll}
 (\rho_{11} + \epsilon_{11}^2)W_{i1} + & \rho_{12}W_{i2} & + \cdots + & \rho_{1K}W_{iK} & = \rho_{i1} \\
 \rho_{21}W_{i1} & + (\rho_{22} + \epsilon_{22}^2)W_{i2} & + \cdots + & \rho_{2K}W_{iK} & = \rho_{i2} \\
 \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\
 \rho_{K1}W_{i1} & + \rho_{K2}W_{i2} & + \cdots + & (\rho_{KK} + \epsilon_{KK}^2)W_{iK} & = \rho_{iK}
 \end{array}$$

Mit der quadratischen Matrix $A = (\rho_{kl} + \epsilon_{kl}^2)$ folgt $A \cdot \vec{W}_i = \vec{\rho}_i$ und somit für die Gewichte $\vec{W}_i = A^{-1} \cdot \vec{\rho}_i$. Die Inversion der Matrix A erfolgt mittels LR-Zerlegung (vgl. Press et al. 1992 [72]) und muß nur einmal pro SOA-Lauf durchgeführt werden. Zur Berechnung der Gewichte \vec{W}_i muß dann nur für jedes Radarpixel (x_i, y_i) eine Matrix-Vektor-Multiplikation durchgeführt werden. Aufgrund der Homogenitätsbedingung (vgl. Annahme 4) gilt, daß die Gewichte der normalisierten und nicht normalisierten Form gleich sind, also $w_{ik} = W_{ik}$ (vgl. Daley 1991 [20]). Mit diesen Gewichten kann die Analysegleichung des SOA-Verfahrens (Gleichung 5.1) auf jedes Radarpixel angewendet und eine neue Niederschlagsverteilung berechnet werden.

5.2.4 Fallbeispiele

Im folgenden werden die oben beschriebenen Arbeitsschritte exemplarisch an zwei ausgewählten Fallbeispielen verdeutlicht. Das SOA-Verfahren wird dabei jeweils auf mit Biaskorrektur und Advektionskorrektur vorbehandelte Radardaten angewandt.

Am 14. August 1999 überquerte ein Frontensystem Deutschland, das vielerorts für kräftige Schauer und Gewitter sorgte (Tabelle B.7). Dieses Regenerereignis wies von den verfügbaren Fällen des Jahres 1999 die höchsten Niederschlagswerte im Meßgebiet auf. Der mittlere Tagesniederschlag, bezogen auf insgesamt 37 Stationen beider Cluster, betrug rund 20 mm, der maximale an Station 10 (Cluster II) registrierte Tagesniederschlag rund 31 mm. Die Radarmessung zeigt an diesem Tag deutlich niedrigere Werte als die Stationsmessungen (Abbildung 5.3, unten). Zunächst wird die Strukturanalyse zur Ermittlung der Korrelogrammfunktion durchgeführt. Die sich ergebende approximierte Funktion lautet in diesem Fall $\rho(h) = e^{-0.0977 \cdot h}$ (Abbildung 5.4). Für die Distanzen zwischen den Stationen des Clusters I ergibt sich folgende (16 × 16) Matrix (Angaben in km, Stationsnummer fettgedruckt):

	1	2	3	8	9	10	11	12	13	14	15	16	18	19	20	21
1	0.0	10.0	48.8	26.6	26.8	29.0	33.4	39.1	50.1	45.3	40.8	38.6	47.0	45.2	49.8	50.9
2	10.0	0.0	43.4	28.9	30.3	36.1	41.1	46.1	56.2	51.1	45.2	42.4	49.3	46.6	50.5	50.8
3	48.8	43.4	0.0	33.2	36.7	50.6	55.7	55.5	57.5	52.8	43.6	40.2	36.9	31.9	30.5	26.8
8	26.6	28.9	33.2	0.0	3.6	17.5	22.8	24.0	30.5	25.1	17.3	14.0	20.6	18.6	23.3	25.0
9	26.8	30.3	36.7	3.6	0.0	13.9	19.2	20.5	27.5	22.1	15.0	12.2	20.2	19.1	24.2	26.4
10	29.0	36.1	50.6	17.5	13.9	0.0	5.7	10.0	21.4	17.1	16.4	16.6	26.8	28.2	33.5	36.9
11	33.4	41.1	55.7	22.8	19.2	5.7	0.0	6.7	18.8	15.6	18.0	19.2	29.1	31.3	36.5	40.2
12	39.1	46.1	55.5	24.0	20.5	10.0	6.7	0.0	12.1	9.2	14.0	16.3	25.1	28.1	33.0	37.1
13	50.1	56.2	57.5	30.5	27.5	21.4	18.8	12.1	0.0	5.4	14.2	17.8	21.9	26.4	30.1	34.5
14	45.3	51.1	52.8	25.1	22.1	17.1	15.6	9.2	5.4	0.0	9.2	12.7	18.4	22.5	26.7	31.0
15	40.8	45.2	43.6	17.3	15.0	16.4	18.0	14.0	14.2	9.2	0.0	3.6	11.2	14.1	19.0	23.1
16	38.6	42.4	40.2	14.0	12.2	16.6	19.2	16.3	17.8	12.7	3.6	0.0	10.3	12.0	17.3	21.0
18	47.0	49.3	36.9	20.6	20.2	26.8	29.1	25.1	21.9	18.4	11.2	10.3	0.0	5.0	8.2	12.6
19	45.2	46.6	31.9	18.6	19.1	28.2	31.3	28.1	26.4	22.5	14.1	12.0	5.0	0.0	5.4	9.0
20	49.8	50.5	30.5	23.3	24.2	33.5	36.5	33.0	30.1	26.7	19.0	17.3	8.2	5.4	0.0	4.5
21	50.9	50.8	26.8	25.0	26.4	36.9	40.2	37.1	34.5	31.0	23.1	21.0	12.6	9.0	4.5	0.0

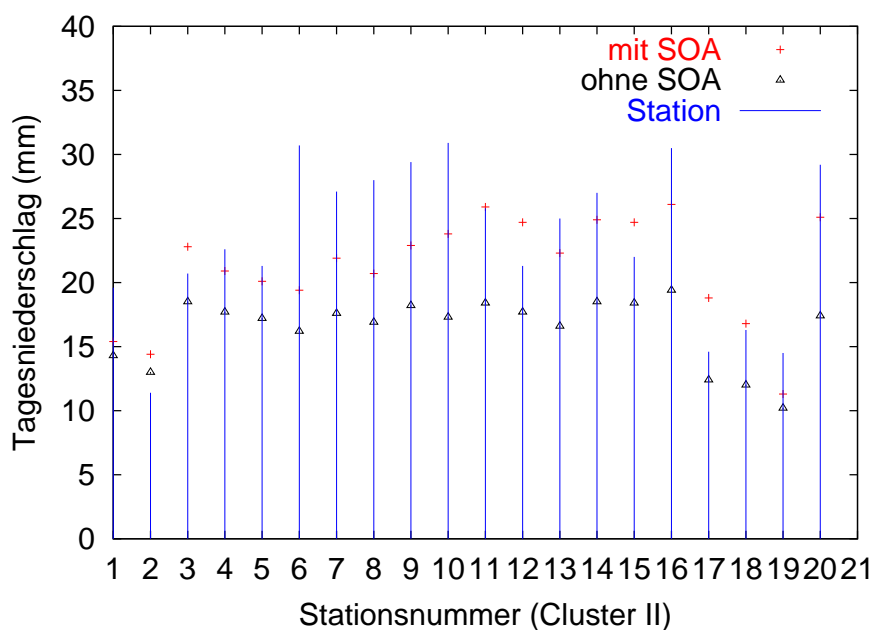
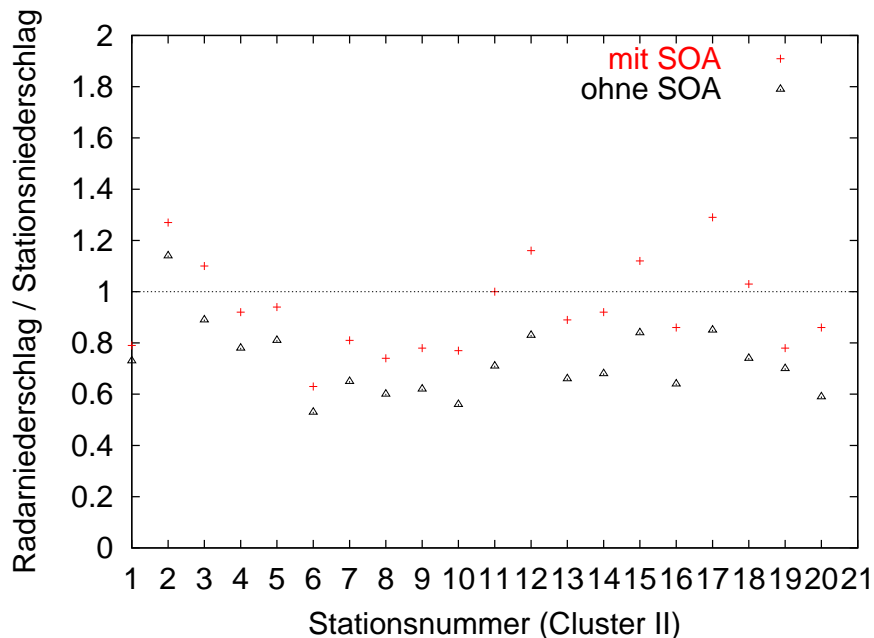


Abbildung 5.3: Vergleich von Radar- und Stationsniederschlag (Stationscluster II), berechnet mit bzw. ohne SOA-Verfahren, für die Tagessumme am 14.8.99. Oben: Verhältnis von Radar- zu Stationsniederschlag, unten: Tagesniederschlag.

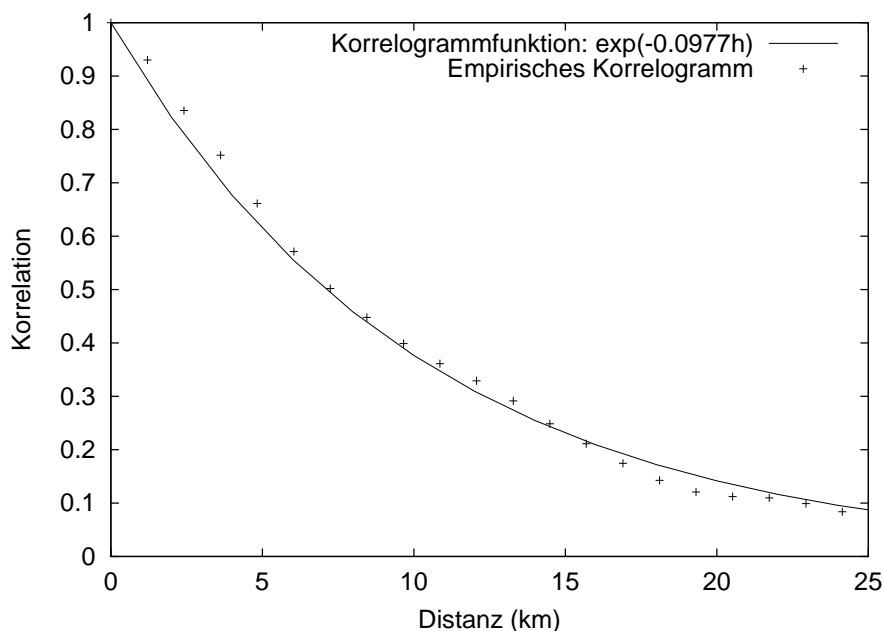


Abbildung 5.4: Korrelogrammfunktion und empirisches Korrelogramm für die Niederschlagsverteilung der Stundensumme des Zeitintervalls von 18:00 Uhr bis 19:00 Uhr UTC am 14.8.99.

Aus der approximierten Modellfunktion ergibt sich weiterhin für die Korrelationsmatrix:

	1	2	3	8	9	10	11	12	13	14	15	16	18	19	20	21
1	1.00	0.38	0.01	0.07	0.07	0.06	0.04	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
2	0.38	1.00	0.01	0.06	0.05	0.03	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
3	0.01	0.01	1.00	0.04	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.07
8	0.07	0.06	0.04	1.00	0.70	0.18	0.11	0.10	0.05	0.09	0.19	0.25	0.13	0.16	0.10	0.09
9	0.07	0.05	0.03	0.70	1.00	0.26	0.15	0.13	0.07	0.11	0.23	0.30	0.14	0.15	0.09	0.08
10	0.06	0.03	0.01	0.18	0.26	1.00	0.58	0.37	0.12	0.19	0.20	0.20	0.07	0.06	0.04	0.03
11	0.04	0.02	0.00	0.11	0.15	0.58	1.00	0.52	0.16	0.22	0.17	0.15	0.06	0.05	0.03	0.02
12	0.02	0.01	0.00	0.10	0.13	0.37	0.52	1.00	0.31	0.41	0.25	0.20	0.09	0.06	0.04	0.03
13	0.01	0.00	0.00	0.05	0.07	0.12	0.16	0.31	1.00	0.59	0.25	0.18	0.12	0.08	0.05	0.03
14	0.01	0.01	0.01	0.09	0.11	0.19	0.22	0.41	0.59	1.00	0.41	0.29	0.16	0.11	0.07	0.05
15	0.02	0.01	0.01	0.19	0.23	0.20	0.17	0.25	0.25	0.41	1.00	0.70	0.34	0.25	0.16	0.10
16	0.02	0.02	0.02	0.25	0.30	0.20	0.15	0.20	0.18	0.29	0.70	1.00	0.37	0.31	0.19	0.13
18	0.01	0.01	0.03	0.13	0.14	0.07	0.06	0.09	0.12	0.16	0.34	0.37	1.00	0.61	0.45	0.29
19	0.01	0.01	0.04	0.16	0.15	0.06	0.05	0.06	0.08	0.11	0.25	0.31	0.61	1.00	0.59	0.42
20	0.01	0.01	0.05	0.10	0.09	0.04	0.03	0.04	0.05	0.07	0.16	0.19	0.45	0.59	1.00	0.65
21	0.01	0.01	0.07	0.09	0.08	0.03	0.02	0.03	0.03	0.05	0.10	0.13	0.29	0.42	0.65	1.00

Die Niederschlagsmessungen der Stationen des Clusters I sowie des Radars vor bzw. nach Anwendung des SOA-Verfahrens für die Stundensumme von 18:00 Uhr bis 19:00 Uhr UTC zeigt Tabelle 5.1. Es werden dabei im „Leave-one-out“-Verfahren abwechselnd jeweils eine der 16 Stationen bei der Anwendung des SOA-Verfahrens

Stationsnr.	1	2	3	8	9	10	11	12
P_g (mm)	0.9	1.3	2.9	3.1	1.9	0.9	1.1	5.0
P_r vor SOA (mm)	0.8	1.1	1.4	1.6	1.5	0.8	0.5	1.8
P_r nach SOA (mm)	0.8	1.3	1.6	2.2	2.8	1.6	1.1	3.4
Stationsnr.	13	14	15	16	18	19	20	21
P_g (mm)	8.4	5.0	4.6	5.0	11.7	9.5	9.0	7.7
P_r vor SOA (mm)	2.0	1.9	2.3	2.4	3.7	4.0	4.9	4.2
P_r nach SOA (mm)	4.3	6.1	5.3	5.0	7.4	9.0	8.9	6.8

Tabelle 5.1: Radar (P_r)- und Stationsniederschlag (P_g) (Stationscluster I) vom 14.8.99, 18:00 Uhr bis 19:00 Uhr UTC vor bzw. nach Anwendung des SOA-Verfahrens.

ausgelassen, um auch für die hochauflösenden Stationen einen unabhängigen Vergleichsdatensatz zu bewahren (auf die Methodik der Fehleranalyse wird in Kapitel 6 noch genauer eingegangen). Der zunächst stark unter den Stationsmessungen liegende Radarniederschlag wird durch das SOA-Verfahren deutlich angehoben (siehe zum Beispiel die Stationen 16–21). In einigen Fällen steigt die Korrektur über den Stationswert hinaus (zum Beispiel bei den Stationen 14 und 15), aber auch hier ist die Differenz zwischen dem Stationswert und dem Radarwert nach Anwendung des SOA-Verfahrens geringer als vorher. Die Niederschlagsverteilungen vor bzw. nach Anwendung des SOA-Verfahrens (unter Verwendung aller Stationen des Clusters I) sind in Abbildung 5.5 dargestellt.

Als weitere Vergleichsstationen werden 21 Stationen des Stationsclusters II herangezogen, dessen Niederschlagsmessungen nur in Form von Tagessummen vorliegen und daher nicht in das SOA-Verfahren mit einbezogen werden. Die Tagessummen vor beziehungsweise nach Anwendung des SOA-Verfahrens weisen an diesem Tag eine ähnliche Struktur auf (Abbildung 5.6). Das Verhältnis des Radarniederschlags zum Stationsniederschlag des Clusters II sowie die dazugehörigen Tagessummen sind in Abbildung 5.3 dargestellt. Der ebenfalls unter den Stationsmessungen liegende Radarniederschlag wird auch hier deutlich angehoben. Die über die Stationen gemittelte RMS-Differenz wird durch die Anwendung des SOA-Verfahrens für beide Stationscluster um über 40% verringert.

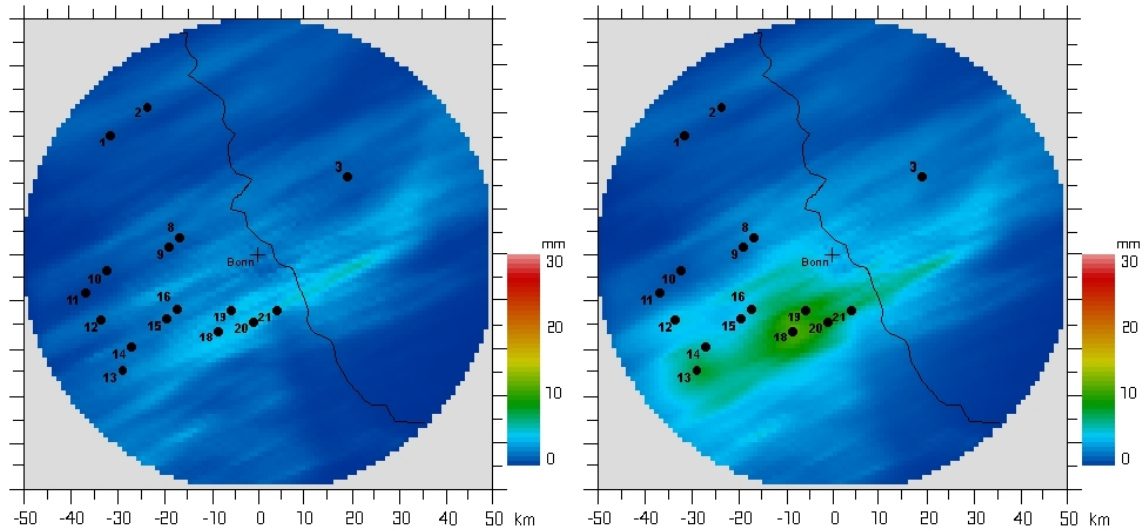


Abbildung 5.5: Niederschlagsverteilungen für die Stundensummen von 18:00 Uhr bis 19:00 Uhr UTC am 14.8.99 vor (links) bzw. nach (rechts) Anwendung des SOA-Verfahrens, überlagert mit Stationscluster I.

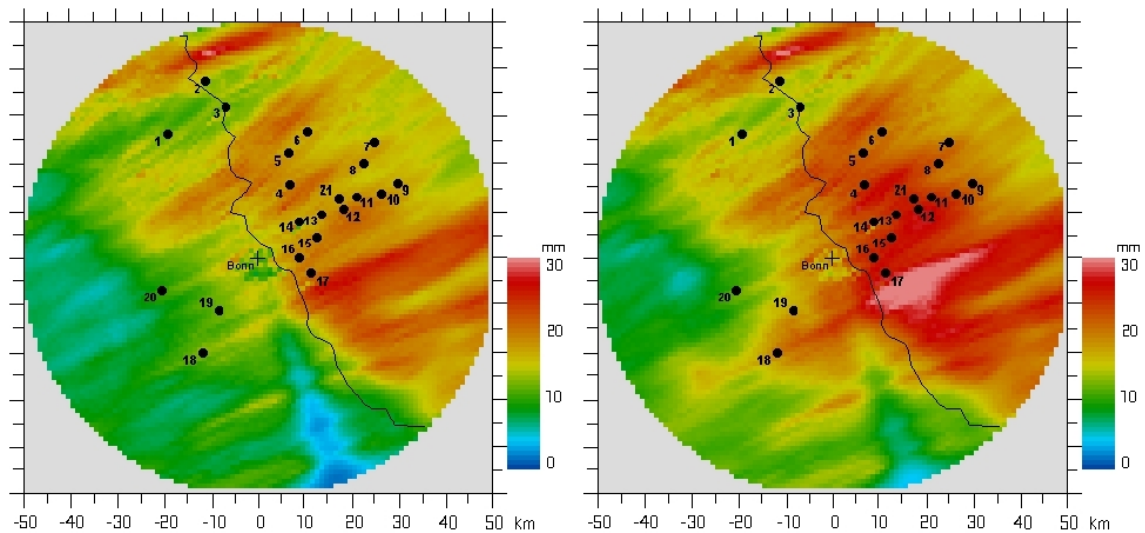


Abbildung 5.6: Niederschlagsverteilungen für die Tagessummen am 14.8.99 vor (links) bzw. nach (rechts) Anwendung des SOA-Verfahrens, überlagert mit Stationscluster II. Für das SOA-Verfahren werden nur die Messungen des Stationsclusters I verwendet; den quantitativen Vergleich mit Stationscluster II zeigt Abbildung 5.3.

Betrachtet man die erwartete Analysefehlervarianz (Nexerva) (Abbildung 5.7) am Beispiel des 14.8.99 für die Stundensumme von 18:00 Uhr bis 19:00 Uhr UTC, so sieht man, daß die lokalen Minima der Varianz an den Regenwippen-Standorten liegen. Die Analysefehlervarianz wird dort jedoch nicht ganz Null, da die Regenwippen mit einem Beobachtungsfehler (0.1 mm) behaftet sind. Wäre der Beobachtungsfehler Null, so wäre die Fehlervarianz an den Regenwippen ebenfalls Null und somit das SOA-Verfahren wie das Kriging exakt interpolierend. Ab einem Abstand von circa 20 km liegt hier die normalisierte Analysefehlervarianz ϵ_{ai}^2 nahe bei eins, was bedeutet, daß in diesen Bereichen nahezu keine Korrektur durch das SOA-Verfahren erfolgt und nur die Niederschlagsinformationen des Radars verwendet werden. Weil hier eine isotrope Korrelationsfunktion eingesetzt wird, sind die Isolinien der Analysefehlervarianz bei isolierten Stationen (wie zum Beispiel bei der rechtsrheinischen Station 3 des Clusters I) konzentrische Kreise. Bei Stationsclustern ist die Varianz jedoch nicht eine einfache Überlagerung von konzentrischen Kreisen, weil benachbarte Stationen einen gewissen Informationsbeitrag leisten, wodurch sich der Analysefehler bei Clustern stärker reduziert als bei isolierten Stationen.

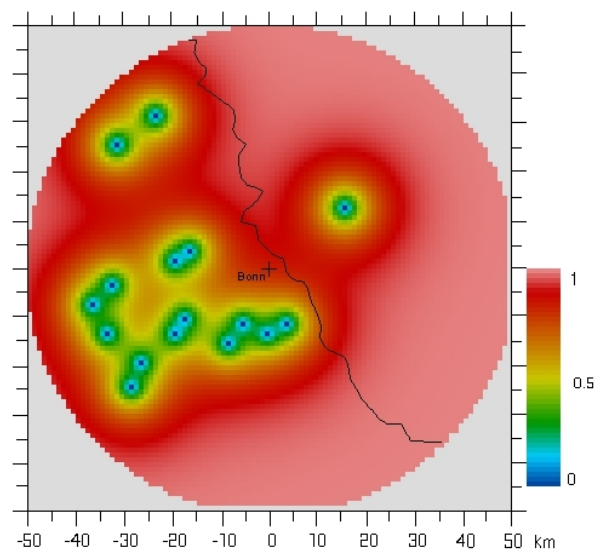


Abbildung 5.7: Berechnete Analysefehlervarianz für die Stundensumme von 18:00 Uhr bis 19:00 Uhr UTC am 14.8.99.

Als weiteres Beispiel wird der 1. August 1998 betrachtet, an dem am späten Abend im Rheinland heftige Schauer und Gewitter auftraten (Tabelle B.3). An einzelnen Stationen wurde auch an diesem Tag bis zu 30 mm Niederschlag gemessen. Im Vergleich zum vorangegangenen Beispiel sind hier die Niederschlagszellen sehr viel

kleinräumiger und strukturierter. Die Niederschlagsmessungen der Stationen des Clusters I sowie des Radars vor bzw. nach Anwendung des SOA-Verfahrens für die Stundensumme von 20:00 Uhr bis 21:00 Uhr UTC zeigt Tabelle 5.2.

Stationsnr.	1	2	4	6	7	8	9	10
P_g (mm)	0.0	0.0	0.1	0.4	2.3	5.6	15.7	2.2
P_r vor SOA (mm)	0.0	0.1	1.2	1.2	5.4	8.1	6.9	2.6
P_r nach SOA (mm)	0.2	0.0	1.1	0.2	4.1	13.1	5.3	4.5
Stationsnr.	11	12	13	16	17	20	21	
P_g (mm)	4.7	4.3	3.6	12.1	8.2	0.8	0.9	
P_r vor SOA (mm)	4.3	4.3	4.1	8.8	6.8	1.7	1.1	
P_r nach SOA (mm)	4.1	4.8	4.1	8.9	7.1	1.0	0.3	

Tabelle 5.2: Radar (P_r)- und Stationsniederschlag (P_g) (Stationscluster I) vom 1.8.98, 20:00 Uhr bis 21:00 Uhr UTC vor bzw. nach Anwendung des SOA-Verfahrens.

Die Niederschlagsverteilungen vor und nach Anwendung des SOA-Verfahrens sind in Abbildung 5.8 dargestellt. Die Struktur der ursprünglichen Niederschlagsverteilung bleibt auch hier nach durchgeführter Analyse weitgehend erhalten, wobei das SOA-Verfahren dennoch zum Teil starke lokale Korrekturen vornimmt. Insgesamt zeigen sich hier jedoch die Grenzen des SOA-Verfahrens bei sehr kleinräumigen Strukturen.

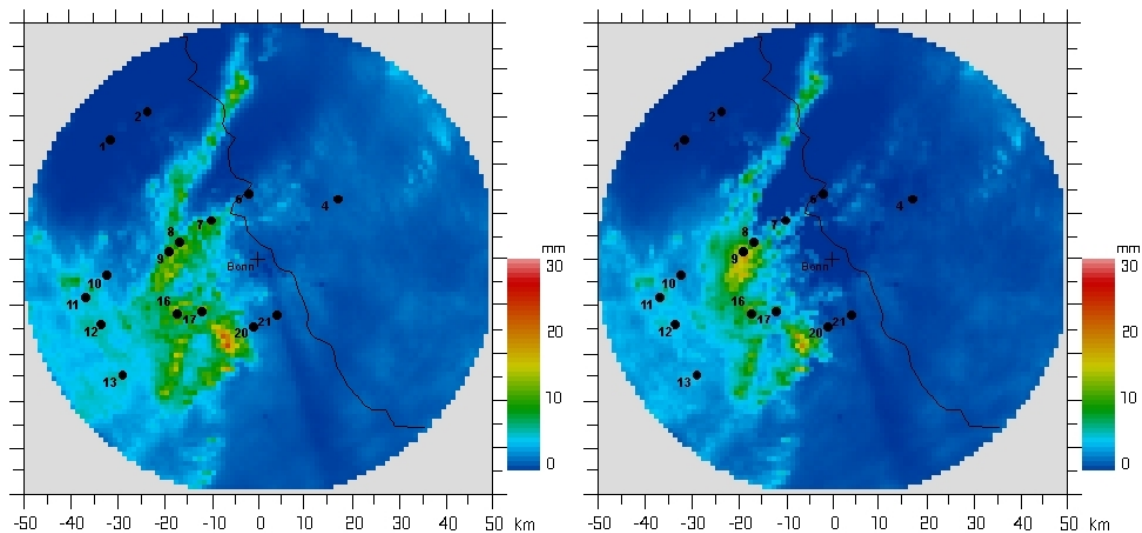


Abbildung 5.8: Niederschlagsverteilungen für die Stundensummen von 20:00 Uhr bis 21:00 Uhr UTC am 1.8.98, vor (links) bzw. nach (rechts) Anwendung des SOA-Verfahrens, überlagert mit Stationscluster I.

In diesem Beispiel treten an den nahe benachbarten Stationen 8 und 9 stark unterschiedliche Meßwerte auf, während das Radar an diesen Stationen den Regen weit über- bzw. unterschätzt hat. Wird nun entweder Station 8 oder Station 9 ausgelassen, so führt dies dazu, daß die Niederschlagsintensität nach durchgeführter Analyse an der jeweils anderen Station stark nach oben bzw. unten gezogen wird. Hierdurch wird die Differenz zwischen Radar- und Stationswerten weiter vergrößert anstatt verringert. Die über die Stationen des Clusters I gemittelte RMS-Differenz wird durch diesen Effekt nach Anwendung des SOA-Verfahrens um circa 32% verschlechtert. Eine Stunde später führt das SOA-Verfahren jedoch wieder zu einer 37%-igen Verbesserung.

Exemplarisch zeigt Abbildung 5.9 schließlich für den ganzen Monat August 1998 das Verhältnis des Radarniederschlags zum Stationsniederschlag vor bzw. nach durchgeführter Analyse. Als Vergleichsstationen werden dazu 20 Stationen des Stationsclusters II herangezogen. Nach durchgeführter Analyse beträgt das Verhältnis von Radar- zu Stationsniederschlag, das zuvor bei etwa 1.5 lag, nahezu 1.

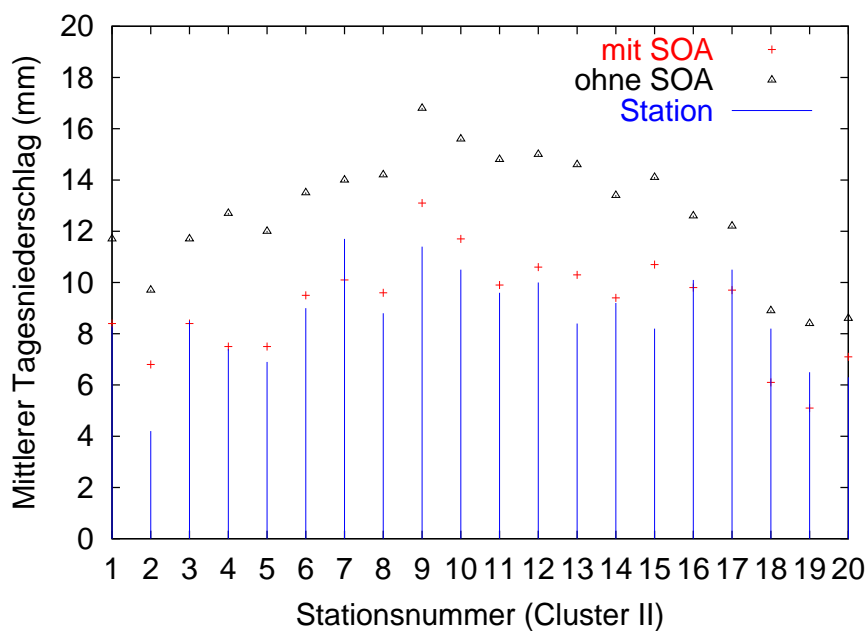
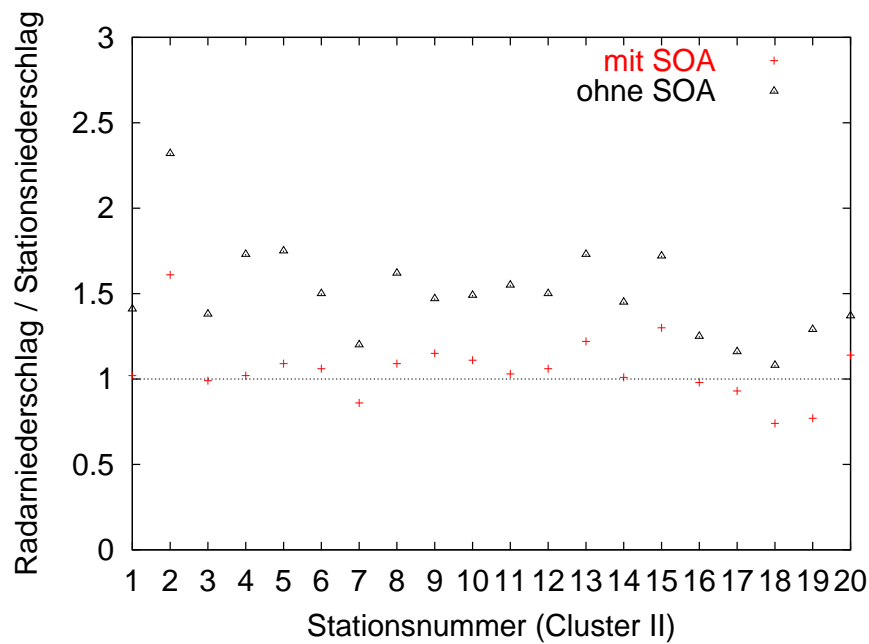


Abbildung 5.9: Vergleich von Stations- und Radarniederschlag, berechnet mit bzw. ohne SOA-Verfahren, für den gesamten August 1998. Oben: Verhältnis von Radar- zu Stationsniederschlag, unten: mittlerer Tagesniederschlag (nur auf Regentage bezogen).

Im August 1998 beträgt die über die 7 Stationen des Kontrollnetzes gemittelte RMS-Differenz ohne Anwendung des SOA-Verfahrens 6.0 mm. Nach Anwendung des SOA-Verfahrens verringert sich die RMS-Differenz selbst bei einem Einsatz von nur vier Stationen auf 5.1 mm. Mit allen 15 Stationen ergibt sich hier eine weitere 6%-ige Verbesserung auf 4.8 mm. Im September 1998 liegt die Radarmessung im Vergleich zu den Stationsmessungen generell recht hoch. Ohne angewandtes SOA-Verfahren beträgt die mittlere RMS-Differenz 21.1 mm, mit SOA-Verfahren auch bei Durchführung mit nur vier Stationen 8.6 mm. Dieses Ergebnis ist wiederum deutlich niedriger als ohne Verwendung des SOA-Verfahrens und entspricht ebenfalls einer nur etwa 6%-igen Verschlechterung gegenüber einer Verwendung aller Stationen.

Insgesamt reagiert das SOA-Verfahren recht stabil auf das Weglassen einzelner Stationen und ist auch bei geringer Stationsdichte noch sinnvoll einsetzbar. Die RMS-Differenz steigt allerdings mehr oder weniger kontinuierlich an, wenn sich die Stationsdichte verringert.

Im September 1998 waren die Korrelogramme wegen der großräumigen Struktur der Niederschlagsereignisse im Monatsvergleich relativ flach, was die geringe Sensitivität des SOA-Verfahrens erklären kann. Obige Aussagen gelten jedoch prinzipiell auch für die anderen Monate, wobei die Sensitivität des SOA-Verfahrens mit der Steilheit der Korrelogramme zunimmt. Aber auch für die anderen Monate stellt sich heraus, daß sich mit dem SOA-Verfahren auch bei geringeren Stationsdichten eine sichtbare Fehlerreduktion erzielen läßt.

Eine weitere Fehlerreduktion durch eine Erhöhung der Stationsdichte scheint nach unten durch andere Faktoren (zum Beispiel der fehlenden Korrespondenz einer Stationsmessung, die eine Punktmessung am Boden darstellt, zu der entsprechenden Radarmessung, die eine Volumenmessung in der Höhe repräsentiert) limitiert zu sein. Es ist also nicht zu erwarten, daß die RMS-Differenz gegen Null geht, wenn die Stationsdichte immer höher wird.

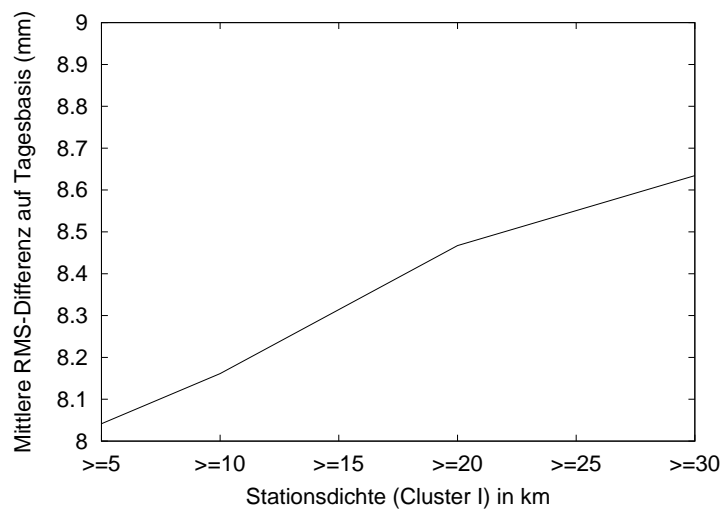
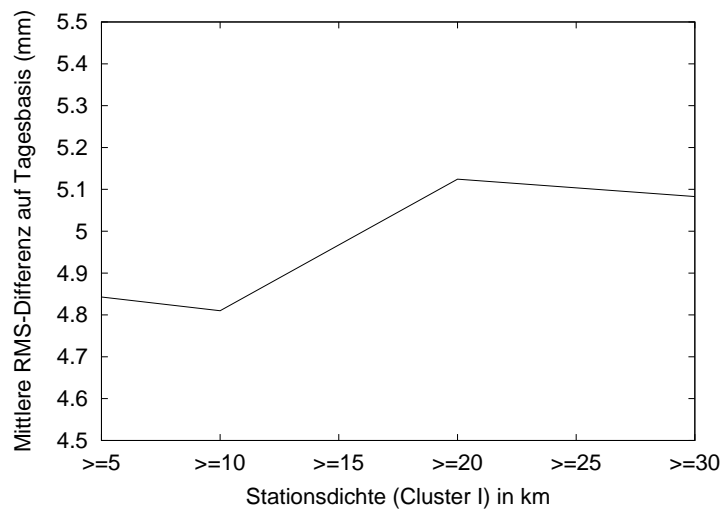


Abbildung 5.11: Mittlere RMS-Differenzen von analysiertem Radar- und Stationsniederschlag ausgewählter Stationen des Clusters II, berechnet mit abnehmender Stationsdichte des Clusters I für die Monate August 1998 (oben) sowie September 1998 (unten).

Kapitel 6

Quantitative Analyse der Verfahren

Im folgenden werden nun die einzelnen Verfahren einer umfangreichen quantitativen Auswertung, die alle verfügbaren Meßdaten der Jahre 1998/99 umfaßt, unterzogen. Es wird dabei zum einen die Wirkungsweise der einzelnen Verfahren quantifiziert und zum anderen ihr Zusammenspiel analysiert. Zunächst wird die angewandte Methodik der Fehlerquantifizierung kurz erläutert.

6.1 Fehlerquantifizierung

Die Qualität eines Interpolationsverfahrens läßt sich anhand eines Vergleichs der gemessenen und interpolierten Werte an derselben Station überprüfen. Die Reihen sind genau dann voneinander unabhängig, wenn in die Schätzung des Interpolationswertes der Meßwert am betrachteten Punkt nicht mit eingeht. Grundsätzlich stehen für einen Vergleich zweier Datensätze mehrere Methoden zur Verfügung. Im einfachsten Fall wird die Methode des linearen Regressionsmodells angewandt, bei der geprüft wird, inwieweit die interpolierten Werte die gemessenen wiedergeben. Bei einer exakten Wiedergabe ergäbe sich hierbei ein Korrelationskoeffizient von 1 und eine Regressionssteigung von 1. Eine exakte Übereinstimmung beider Datenreihen ist natürlich nicht zu erwarten. Zur Fehlerquantifizierung wird das Fehlerbewertungsmaß RMS (engl. *rmse* = root mean square error) mit

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N (P_g^j(x_i, y_i) - P_r^j(x_i, y_i))^2} \quad (6.1)$$

in der Meteorologie international bevorzugt und von der WMO (World Meteorological Organization) empfohlen (vgl. Balzer 1998 et al. [5]). Hierbei sind P_g^j die Stationsmessungen zum Zeitpunkt j am Gitterpunkt (x_i, y_i) und P_r^j die Radarmessungen zum Zeitpunkt j am Gitterpunkt (x_i, y_i) . N bezeichnet die Anzahl aller betrachteten Zeitpunkte. Durch die Fehlerquadrierung werden große Fehler weit mehr „bestraft“ als kleine, eine Eigenschaft, die einer Vielzahl praktischer Konsequenzen fehlerhafter Entscheidungen sehr viel ähnlicher ist als die „lineare“ Bewertung von Fehleinschätzungen. Dieses Maß wird auch in der vorliegenden Arbeit für die folgenden Auswertungen herangezogen.

Es wird dazu angenommen, daß die Stationsmessungen den tatsächlich gefallenen Niederschlag an ihren jeweiligen Standorten am besten repräsentieren und als „ground-truth“ herangezogen werden dürfen. Genaugenommen ist auch die Stationsmessung nur eine Schätzung des „wahren“, unbekanntem Niederschlags. Theoretisch lassen sich die wahren Werte hydrologischer Größen nicht exakt durch Messungen bestimmen, da Meßfehler nie ganz auszuschließen sind. Um dieser Tatsache gerecht zu werden, wird der RMS-Fehler in der vorliegenden Arbeit als RMS-Differenz zwischen Stations- und Radarmessung bezeichnet. Auch in den von der WMO herausgegebenen Richtlinien zur hydrologischen Praxis (vgl. WMO 1994 [99]) wird der Unterschied zwischen dem Meßergebnis und dem wahren Wert der gemessenen Größe als Differenz zwischen dem Meßergebnis und der größten Annäherung an den wahren Wert bezeichnet.

Dennoch messen Regenwippen punktuell den Niederschlag genauer als das Radar, sie sind jedoch nur in einem kleinen Umkreis repräsentativ. Der Regenwippen-Fehler variiert mit steigender Niederschlagsintensität zwischen 50% und 10% (vgl. Duchon et al. 1995 [28]), wobei sehr hohe relative Fehler nur bei ohnehin sehr geringen Niederschlagsraten auftreten. Die Radarmessung hingegen kann Differenzen von 100% und mehr aufweisen (vgl. Smith et al. 1996 [85]).

Die Qualität der Verfahren wird im folgenden anhand von Punktvergleichen mit unabhängigen Stationsdaten überprüft. Dazu stehen grundsätzlich zur Verfügung:

1. der Datensatz des Stationsclusters I (akkumuliert zu Stunden- und Tagessummen)
2. der Datensatz des Stationsclusters II (nur Tagessummen)

Da das SOA-Verfahren auf den zu Stundensummen akkumulierten Niederschlagsmessungen des Stationsclusters I basiert, wird zur Fehlerquantifizierung jeweils die Station ausgelassen, an der der Fehler gemessen wird (Leave-one-out-Verfahren) und die Analyse für jeden Monat jeweils so oft wiederholt, wie Stationen zu Verfügung stehen, also

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{K \cdot N} \sum_{i=1}^K \sum_{j=1}^N (P_g^j(x_i, y_i) - P_a^j(x_i, y_i))^2} \quad (6.2)$$

Hierbei sind N die Zahl der Zeitpunkte, K die Zahl der Stationen und P_g^j die Stationsmessung bzw. P_a^j der analysierte Niederschlag zum Zeitpunkt j am Gitterpunkt (x_i, y_i) . Bei der Berechnung von $P_a^j(x_i, y_i)$ geht die Station am Gitterpunkt (x_i, y_i) jeweils nicht in die Analyse mit ein. So kann auch für das SOA-Verfahren das Stationscluster I zum Vergleich herangezogen werden. Da die Tagesmessungen des Stationsclusters II nicht in das SOA-Verfahren mit eingehen, werden dort alle Stationen zur Fehlerquantifizierung genutzt.

6.2 Einzelanalyse

An dieser Stelle wird nun der quantitative Einfluß der wichtigsten Verfahrenskomponenten (der Advektionskorrektur, der Wahl der Z-R-Beziehung, der Biaskorrektur und des SOA-Verfahrens) auf die Fehlerreduktion bei der Niederschlagsquantifizierung hin untersucht.

6.2.1 Einfluß der Advektionskorrektur

Zunächst wird der Einfluß der Advektionskorrektur auf die Genauigkeit der Niederschlagsquantifizierung betrachtet. Dies geschieht in einem ersten Schritt durch eine rein quantitative Auszählung der Fälle, bei denen die RMS-Differenz nach Durchführung der Advektionskorrektur im Vergleich zu vorher kleiner bzw. größer ist. Die

quantitative Auszählung der auf Tagessummen basierenden 288 Fälle ergibt, daß in nur 57% der Fälle eine Verbesserung durch die Advektionskorrektur erzielt wird (Tabelle 6.1).

RMS-Differenz nach Advektionskorrektur kleiner	163	57%
RMS-Differenz nach Advektionskorrektur größer	125	43%

Tabelle 6.1: Fallstudie zur Advektionskorrektur, basierend auf den RMS-Differenzen auf Tagessummenbasis (Stationscluster I und II).

Die 288 Fälle ergeben sich durch die Betrachtung aller in den acht Monaten jeweils verfügbaren Stationen.

Die nach Monaten getrennten Auswertungsergebnisse sind in Tabelle 6.2 dargestellt. Die prozentuale Verbesserung bzw. Verschlechterung der Advektionskorrektur schwankt dabei nur zwischen circa -4% und 4%.

Monat	RMS-Diff. ohne Advek. (mm)	RMS-Diff. mit Advek. (mm)	Diff. (%)
Juni '98	7.33	7.10	3.1
Juli '98	3.16	3.02	4.4
Aug. '98	9.14	8.93	2.3
Sep. '98	24.08	24.14	-0.2
Juni '99	4.16	4.13	0.7
Juli '99	2.70	2.81	-4.1
Aug. '99	3.79	3.75	1.1
Sep. '99	3.00	2.95	1.7

Tabelle 6.2: RMS-Differenzen zwischen Stations- und Radarwerten (Stationscluster I und II), monatsweise berechnet auf Tagessummenbasis, jeweils mit und ohne Advektionskorrektur (Advek.).

Gemittelt über alle acht Monate und alle verwendeten Stationen ergibt sich ohne Advektionskorrektur eine RMS-Differenz von 11.6 mm, mit Advektionskorrektur eine RMS-Differenz von 11.5 mm, also eine sehr geringe Verbesserung um circa 1%.

Hier zeigt sich die starke Abhängigkeit der Advektionskorrektur von der verwendeten Z-R-Beziehung. Zum Beispiel verstärkt die Advektionskorrektur in der Regel eine Unterschätzung des Niederschlags (wie an einigen Tagen im Juli 1999). Die Advektionskorrektur bringt jedoch oft eine Verbesserung bei einer geringen zeitlichen Auflösung der Radardaten (wie im Jahr 1998). Wie schon in Kapitel 4.4.2

erwähnt, schwächt sich der Einfluß der Advektionskorrektur bei längeren zeitlichen Mitteln ab. Zur Echtzeit-Niederschlagsvorhersage ist es dennoch sinnvoll, insbesondere bei sich schnell fortbewegenden Regenfronten, die Advektionskorrektur einzusetzen. Aufgrund ihres geringen Einflusses auf die Fehlerreduktion auf Tagessummenbasis wird in den folgenden Verfahrensanalysen die Advektionskorrektur jeweils mit durchgeführt.

6.2.2 Einfluß der Z–R–Beziehung

Nun wird untersucht, welchen Einfluß auf die Fehlerreduktion eine dynamische Verwendung von Z–R–Beziehungen durch die Unterscheidung von stratiformen und konvektiven Niederschlagsereignissen besitzt.

Ein Vergleich der RMS–Differenzen auf Tagessummenbasis ergibt, daß in 224 von 288 möglichen Fällen (circa 78%) die RMS–Differenz verringert wird (Tabelle 6.3).

RMS–Differenz nach manueller Trennung kleiner	224	78%
RMS–Differenz nach manueller Trennung größer	64	22%

Tabelle 6.3: Fallstudie zur manuellen Trennung, basierend auf den RMS–Differenzen auf Tagessummenbasis (Stationscluster I und II).

Gemittelt über alle acht Monate und alle verwendeten Stationen, beträgt die RMS–Differenz ohne die manuelle Trennung 11.5 mm, mit manuell durchgeführter Trennung hingegen nur noch 6.9 mm. Der Fehler wird also im Mittel um circa 40% verringert.

Die quantitative Auszählung der Fälle, bei denen die RMS–Differenz nach der automatischen Trennung im Vergleich zu vorher kleiner bzw. größer ist, kommt zu einem ähnlichen Ergebnis (Tabelle 6.4).

RMS–Differenz nach automatischer Trennung kleiner	209	73%
RMS–Differenz nach automatischer Trennung größer	79	27%

Tabelle 6.4: Fallstudie zur automatischen Trennung, basierend auf den RMS–Differenzen auf Tagessummenbasis (Stationscluster I und II).

Gemittelt über alle acht Monate und alle verwendeten Stationen ergibt sich mit dem automatischen Trennverfahren allerdings eine RMS–Differenz von 10.5 mm, im

Vergleich zur manuellen Trennung also im Mittel nur noch eine Verbesserung um circa 9%.

Die in Kapitel 4.2.2 angesprochene Schwierigkeit, großflächige konvektive Systeme allein aufgrund der räumlichen Ausdehnung zu erkennen, ist sicherlich ein bedeutender Grund dafür, daß die Rate von 40% nicht erreicht wird, da gerade diese Ereignisse häufig zu beträchtlichen Niederschlägen führen. Ebenso fallen Radardaten mit nur geringen Niederschlägen, wie sie zum Beispiel im Zerfallsstadium eines ehemals konvektiven Systems auftreten können und die in der manuellen Analyse den stratiformen Fällen zugeordnet werden, bei der automatischen Trennung wegen fehlender räumlicher Ausdehnung nicht in die stratiforme Kategorie. Trotz dieser Einschränkungen hinsichtlich des zu erwartenden Erfolgs bei der Erkennung großräumiger konvektiver Fälle erscheint es jedoch lohnend, die Trennung stets durchzuführen.

Ein Vergleich der automatischen Trennung mit der manuell erfolgten Trennung ergibt, daß hin 4359 von insgesamt 7680 betrachteten Fällen die manuelle Vorgabe richtig erkannt wird oder die Erkennung wegen zu geringen Niederschlags in den Radardaten keine Rolle spielt. In 3321 Fällen wird falsch erkannt, wobei jedoch konvektive Fälle, deren Erkennung das eigentliche Ziel der Trennung darstellt, nur eine geringe Fehlerquote von circa 35% aufweisen. Die einzelnen Fallunterscheidungen sind in Tabelle 6.5 dargestellt.

manuelle Trennung		automatische Trennung	
stratiformes Ereignis	5972 Fälle	stratiformes Ereignis	3247 Fälle
		konvektives Ereignis	2725 Fälle
konvektives Ereignis	1708 Fälle	konvektives Ereignis	1112 Fälle
		stratiformes Ereignis	596 Fälle

Tabelle 6.5: Vergleich zwischen manueller und automatischer Trennung von konvektiven und stratiformen Niederschlagsereignissen.

Die nach Monaten getrennten Auswertungsergebnisse sind in Tabelle 6.6 dargestellt. Die prozentuale Verbesserung bei der manuellen Trennung schwankt zwischen circa 2% und 50% und führt im Monatsmittel in keinem Fall zu einer Verschlechterung. Auch bei der automatisierten Methode kann die Verbesserung der RMS-Differenz im günstigsten Fall noch fast 20% betragen, und im Mittel bewirkt sie auch hier in keinem Monat eine Verschlechterung.

Monat	RMS-Diff. ohne Tr. (mm)	RMS-Diff. mit manueller Tr. (mm)	Diff. (%)	RMS-Diff. mit automatischer Tr. (mm)	Diff (%)
Juni '98	7.10	6.39	10.0	6.66	6.2
Juli '98	3.02	2.96	2.0	2.45	18.9
Aug. '98	8.93	6.28	29.7	7.40	17.1
Sep. '98	24.14	12.53	48.1	21.73	10.0
Juni '99	4.13	3.70	10.4	4.08	1.2
Juli '99	2.81	2.75	2.1	2.72	3.2
Aug. '99	3.75	3.49	6.9	3.61	3.7
Sep. '99	2.95	2.88	2.4	2.94	0.3

Tabelle 6.6: RMS-Differenzen zwischen Stations- und Radarwerten (Stationscluster I und II), monatsweise berechnet auf Tagessummenbasis jeweils ohne, mit manueller sowie mit automatischer Trennung (Tr.) zwischen konvektiven und stratiformen Niederschlagsereignissen.

6.2.3 Einfluß der Biaskorrektur

Die quantitative Auszählung der 288 Fälle im Hinblick auf die RMS-Differenz nach Anwendung der Biaskorrektur ergibt, daß in 75% der Fälle eine Verbesserung erzielt wird (Tabelle 6.7).

RMS-Differenz nach Biaskorrektur kleiner	217	75%
RMS-Differenz nach Biaskorrektur größer	71	25%

Tabelle 6.7: Fallstudie zur Biaskorrektur, basierend auf den RMS-Differenzen auf Tagessummenbasis (Stationscluster I und II).

Die nach Monaten getrennten Auswertungsergebnisse sind in Tabelle 6.8 dargestellt. Die prozentuale Verbesserung bei der Biaskorrektur schwankt dabei zwischen circa -2% und 28%.

Gemittelt über alle acht Monate und alle verwendeten Stationen ergibt sich ohne Biaskorrektur eine RMS-Differenz von 11.5 mm, mit Biaskorrektur eine RMS-Differenz von 8.7 mm, also eine Verbesserung um circa 24%.

Diese doch sehr starke Reduktion der RMS-Differenz legt es nahe, die Biaskorrektur in jedem Fall anzuwenden. In dieser Statistik wird ein einheitlicher Biaskorrekturfaktor über alle acht Monate (77 Niederschlagstage) verwendet, was einer einmaligen Geräteaneichung entspricht. Natürlich ist auch eine Aneichung für kürzere Zeiträume möglich (was die RMS-Differenzen insbesondere im Jahr 1999 weiter

Monat	RMS-Diff. ohne Biaskorr. (mm)	RMS-Diff. mit Biaskorr. (mm)	Diff. (%)
Juni '98	7.10	5.74	19.2
Juli '98	3.02	2.48	17.9
Aug. '98	8.93	6.47	27.6
Sep. '98	24.14	17.49	27.5
Juni '99	4.13	4.01	2.9
Juli '99	2.81	2.64	6.0
Aug. '99	3.75	3.39	9.6
Sep. '99	2.95	3.00	-1.7

Tabelle 6.8: RMS-Differenzen zwischen Stations- und Radarwerten (Stationscluster I und II), monatsweise berechnet auf Tagessummenbasis, jeweils mit und ohne Biaskorrektur.

verringern würde). Dies würde jedoch zum einen dem Echtzeit-Gedanken widersprechen, zum anderen ist Vorsicht bei der Verwendung zu kurzer Zeiträume zur Bestimmung des Korrekturfaktors geboten, da dann zu sehr auf das momentane Niederschlagsereignis und zu wenig auf die Gerätecharakteristik geeicht wird. Insbesondere nach Änderungen oder Wartungsarbeiten an der Radaranlage erscheint es jedoch sinnvoll, den Biaskorrekturfaktor neu zu berechnen.

6.2.4 Einfluß des SOA-Verfahrens

Ein Vergleich der Tagessummen ergibt, daß in 78% von 288 möglichen Fällen die RMS-Differenz durch das SOA-Verfahren verringert wird (Tabelle 6.9). Hierbei werden die Stationen des Clusters I im Leave-one-out-Verfahren herangezogen (siehe Kapitel 6.1), so daß insgesamt wiederum beide Stationscluster für den Vergleich zur Verfügung stehen.

RMS-Differenz nach SOA-Verfahren kleiner	224	78%
RMS-Differenz nach SOA-Verfahren größer	64	22%

Tabelle 6.9: Fallstudie zum SOA-Verfahren, basierend auf den RMS-Differenzen auf Tagessummenbasis (Stationscluster I und II).

Gemittelt über alle acht Monate und alle verfügbaren Stationen auf Tagessummenbasis beträgt die RMS-Differenz vor Anwendung des SOA-Verfahrens 11.5 mm, danach 6.0 mm. Die RMS-Differenz pro Tag wird also durch das SOA-Verfahren im Mittel um circa 48% verbessert.

Auf Stundensummenbasis, wobei hier nur die Stationen des Clusters I eingehen, ergibt sich ebenfalls in circa 75% aller Fälle eine Verringerung der RMS-Differenz (Tabelle 6.10). Unterscheidet man in dieser Statistik nach konvektiven und nicht konvektiven Niederschlagsereignissen auf Stundensummenbasis, so zeigt sich, daß in den nicht konvektiven Fällen (welche die Mehrzahl der Ereignisse darstellen) das SOA-Verfahren den RMS-Fehler in 75% der Fälle verbessert, während sich für die rein konvektiven Fälle (welche für die größten Niederschlagsmengen verantwortlich sind) sogar eine Rate von 78% ergibt. Die Verbesserungsrate liegt für Stunden, in denen die Klassifikation von stratiform zu konvektiv (oder umgekehrt) wechselt, mit 72% nur leicht darunter. Insgesamt läßt sich also sagen, daß das SOA-Verfahren den RMS-Fehler in etwa 3/4 der Fälle unabhängig vom Niederschlagsereignis verbessert.

	alle Fälle		nicht konv.		konv.		gemischt	
RMS-Differenz nach SOA kleiner	25502	75%	16373	75%	5592	78%	3537	72%
RMS-Differenz nach SOA größer	8562	25%	5558	25%	1604	22%	1400	28%

Tabelle 6.10: Fallstudie zum SOA-Verfahren, basierend auf den RMS-Differenzen auf Stundensummenbasis (Stationscluster I).

Schließlich wird die RMS-Differenz auf Tagessummenbasis monatsweise betrachtet (Tabelle 6.11). Dabei zeigen sich für die einzelnen Monate hohe Differenzen hinsichtlich der Effizienz des SOA-Verfahrens. Am deutlichsten hebt sich der September 1998 ab, in dem die Überschätzung des Radarniederschlags recht hoch war (siehe Kapitel 3.2.3). Durch das SOA-Verfahren wird die RMS-Differenz pro Tag immerhin um fast 58% verringert, sie ist allerdings mit 10.16 mm immer noch recht hoch. Bei fast allen Monaten ist eine Verbesserung zu beobachten (wie auch bei Pereira Fo und Crawford 1999 [69]). Allerdings ist diese nur gering, wenn die RMS-Differenz schon vor Anwendung des SOA-Verfahrens recht niedrig war, wie beispielsweise im September 1999. Im Juli 1999 zeichnet sich eine leichte Verschlechterung um circa 1% durch das SOA-Verfahren ab. In diesem Monat wurde generell wenig Niederschlag registriert, so daß diese Verschlechterung nicht so stark ins Gewicht fällt. Nimmt man bei der Auswertung den 12. und 13. Juli heraus, ergibt sich bereits wieder eine leichte Verbesserung um circa 5%. An diesen beiden Tagen kam es zeitweilig zur Entwicklung kleinräumiger konvektiver Zellen, die lokal begrenzt zu

starken Niederschlägen führten, beim Punkt-zu-Punkt-Vergleich mit dem Radar in dieser Intensität aber nicht erfaßt wurden. So kam es, wie auch in dem bereits beschriebenen Fallbeispiel vom 1.8.98, zu großen Unterschieden in der Radarmessung bei eng benachbarten Stationen, was beim Auslassen jeweils einer dieser Stationen zu entgegengesetzten Interpolationsrichtungen des SOA-Verfahrens führt.

Monat	RMS-Diff. ohne SOA (mm)	RMS-Diff. mit SOA (mm)	Diff. (%)
Juni '98	7.10	5.23	26.3
Juli '98	3.02	2.37	21.5
Aug. '98	8.93	4.99	44.1
Sep. '98	24.14	10.16	57.9
Juni '99	4.13	2.85	31.0
Juli '99	2.81	2.83	-0.7
Aug. '99	3.75	3.11	17.1
Sep. '99	2.95	2.76	6.4

Tabelle 6.11: RMS-Differenzen zwischen Stations- und Radarwerten (Stationscluster I und II), monatsweise berechnet auf Tagessummenbasis, jeweils mit und ohne SOA-Verfahren.

6.3 Zusammenspiel der Verfahren

Nach der Untersuchung des Einflusses der einzelnen Verfahrenskomponenten soll nun das Zusammenspiel der Komponenten analysiert werden. Dies geschieht zum einen, wie im vorhergehenden Kapitel, anhand der RMS-Differenzen der beiden Stationscluster auf Tagessummenbasis, und zum anderen an Flächenmittelvergleichen zweier ausgewählter Gebiete im Radargebiet.

Hierbei werden nicht alle möglichen Verfahrenskombinationen, bestehend aus ohne/mit Advektionskorrektur, ohne/mit Biaskorrektur, ohne/mit SOA-Verfahren, ohne Trennung sowie mit automatischer bzw. mit manueller Trennung (insgesamt 24 Kombinationen) betrachtet, sondern nur die wichtigsten Kombinationen ausgewählt.

6.3.1 Punktvergleiche

In Abbildung 6.1 werden die RMS-Differenzen auf Tagessummenbasis für 14 verschiedene Verfahrenskombinationen gegenübergestellt.

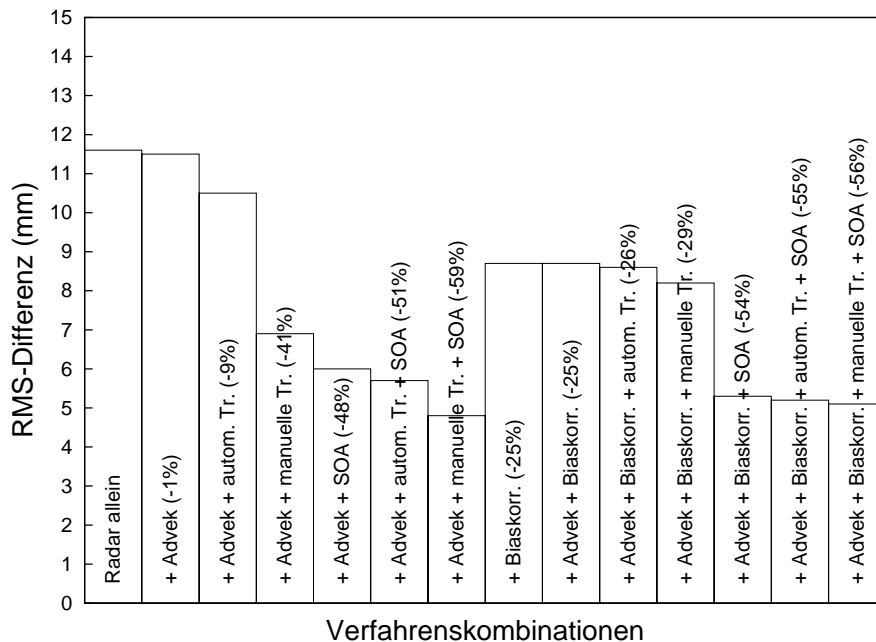


Abbildung 6.1: RMS-Differenzen zwischen Stations- und Radarwerten (Stationscluster I und II) für unterschiedliche Verfahrenskombinationen, jeweils berechnet auf Tagessummenbasis über alle acht Monate.

Hierbei lassen sich folgende Feststellungen treffen:

- der Einfluß der Advektionskorrektur ist, wie schon in der Einzelanalyse gesehen, auch in der Kombination mit den anderen Verfahren gering,
- die Trennung (insbesondere die manuelle) hat ohne Biaskorrektur einen recht großen Einfluß auf die Fehlerreduktion, mit der Biaskorrektur jedoch nur noch einen recht geringen,
- die manuelle Trennung bringt mit 41% Verbesserung auch ohne das SOA-Verfahren und die Biaskorrektur eine schon recht starke Fehlerreduktion; dies zeigt, wie wichtig die Wahl der richtigen Z-R-Beziehung ist,
- die automatische Trennung leistet ohne die Biaskorrektur nicht soviel wie die manuelle Trennung,

- die Biaskorrektur bringt alleine schon etwa 25% Verbesserung, der Fehler läßt sich ohne das SOA-Verfahren durch andere Verfahren jedoch kaum weiter verringern,
- das SOA-Verfahren erzielt mit und ohne Biaskorrektur mit etwa 55% Verbesserung die gleiche Leistung, mit Biaskorrektur ist der Einfluß der Trennung aber geringer.

Die optimale Kombination besteht in dieser Studie aus dem gleichzeitigen Einsatz von SOA-Verfahren und manueller Trennung. Für die Echtzeit-Niederschlagsbestimmung ist die Kombination aus SOA-Verfahren, Advektionskorrektur und Biaskorrektur (evtl. mit automatischer Trennung) empfehlenswert.

Betrachtet man die einzelnen Monate (Abbildung 6.2), so zeigt sich, daß vor allem der September 1998 für den Unterschied zwischen diesen beiden Kombinationen verantwortlich ist.

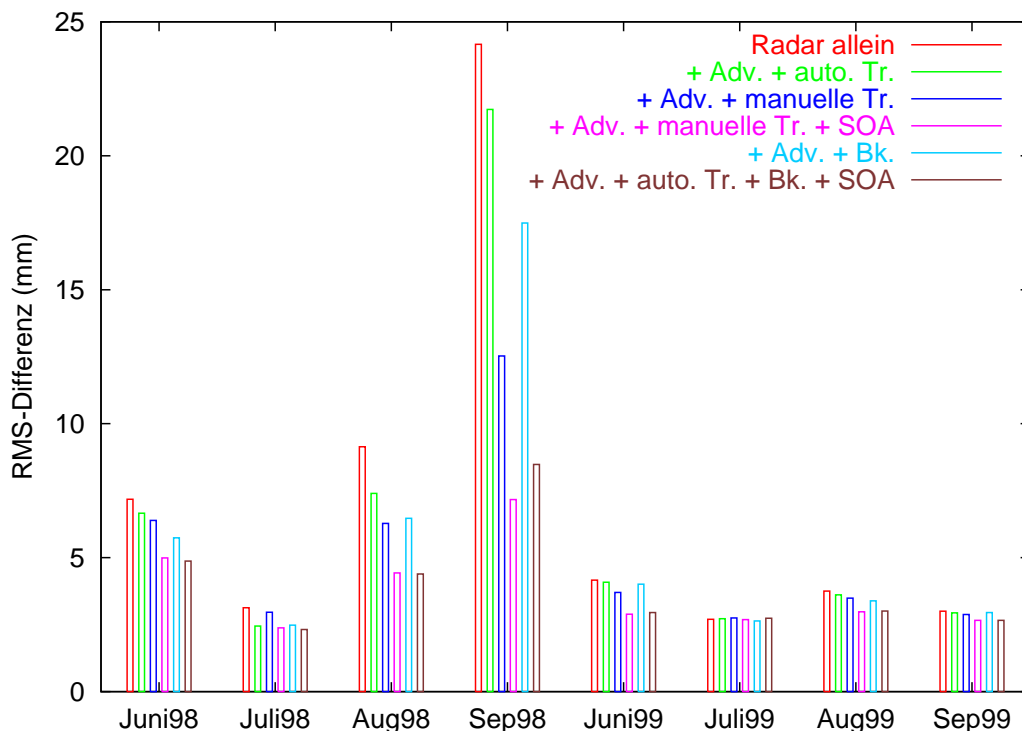


Abbildung 6.2: RMS-Differenzen zwischen Stations- und Radarwerten (Stationscluster I und II), monatsweise berechnet auf Tagessummenbasis, jeweils für unterschiedliche Verfahrenskombinationen.

Prinzipiell läßt sich hier aber sagen, daß obige Feststellungen auch für die Einzelmonate zutreffen. Nur im Juli 1999 konnte durch kein Verfahren eine Reduktion des RMS-Fehlers erreicht werden (das SOA-Verfahren war sogar um 1% schlechter als das Radar). Weiterhin zeigt sich, daß es Monate gibt (wie der Juli 1999 und der September 1999), in denen die automatische und die manuelle Trennung gleich gute Ergebnisse erzielen. Einen Überblick über die detaillierten Ergebnisse der monatsweise durchgeführten Fehler-Analyse für 14 Verfahrenskombinationen gibt Tabelle C.1 im Anhang.

6.3.2 Flächenmittelvergleiche

Zur Beurteilung der Wasserstände von Flüssen ist die Kenntnis von exakten Gebietsniederschlagshöhen entscheidend. Im folgenden werden daher für zwei ausgewählte Gebiete die Monatssummen des Niederschlags, wie sie sich nach Anwendung der verschiedenen Verfahrenskombinationen ergeben, auch im Flächenmittel miteinander verglichen. Im Gegensatz zu Punktvergleichen ist ein Flächenmittelvergleich zudem, was positionelle Ungenauigkeiten von Stations- und Radarpixeln betrifft, weniger fehleranfällig.

Für das Gebietsniederschlagsmittel P_B eines betrachteten Gebietes B der Fläche $|B|$ gilt:

$$P_B = \frac{1}{|B|} \int \int_B P(x, y) \, dx \, dy \quad (6.3)$$

In der praktischen Berechnung wird dieses Flächenmittel durch eine Summe angenähert:

$$P_B \approx \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N P(x_i, y_i) \quad (6.4)$$

N ist dabei die Anzahl aller zu diesem Gebiet gehörenden Pixel mit den Niederschlagshöhen $P(x_i, y_i)$.

Es wurden zwei Gebiete derart ausgewählt, daß jeweils eines der beiden Stationscluster in einem der Gebiete mit einer möglichst hohen Stationsdichte präsent ist. Im Bereich des Stationsclusters I wurde ein rechteckiges Gebiet (im folgenden als

G1 bezeichnet, mit einer Größe von 290 km^2) definiert, das zum einen etwa das Einzugsgebiet der Ahr darstellt und zum anderen noch genügend Stationen enthält (Abbildung 6.3, links). Im Bereich des Stationsclusters II bietet sich hierzu das Einzugsgebiet der Wahn an (im folgenden als G2 bezeichnet, mit einer Größe von 70 km^2 , Abbildung 6.3, rechts).

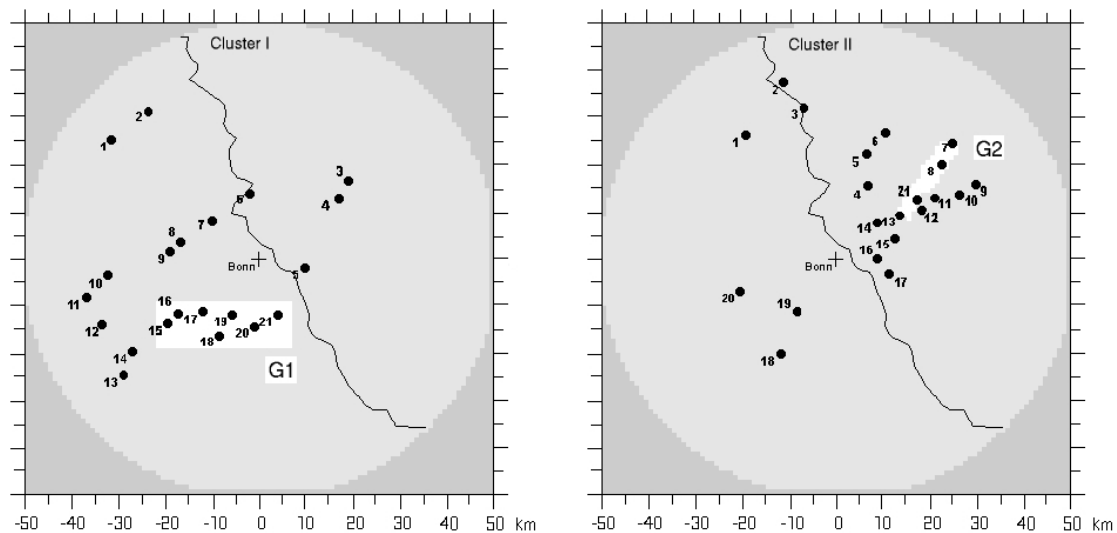


Abbildung 6.3: Links: ausgewähltes Gebiet im Einzugsbereich der Ahr (G1, weiße Fläche) mit Stationscluster I, rechts: Einzugsbereich der Wahn (G2, weiße Fläche) mit Stationscluster II.

Ein Nachteil bei Flächenmittelvergleichen ist das Fehlen von geeigneten Vergleichsdaten, da hier nicht — wie bei Punktvergleichen — unabhängige Stationsdatensätze zur Fehleranalyse herangezogen werden können. Die Qualität der auf die Fläche interpolierten Stationsdaten ist von der Güte des verwendeten Interpolationsverfahrens abhängig. Eine Qualitätsprüfung des in der vorliegenden Arbeit verwendeten Kriging-Interpolationsverfahrens (siehe Kapitel 3.1.2) bestätigt allerdings die Annahme, daß bei einer relativ hohen Stationsdichte für begrenzte Gebiete wie G1 und G2 die mittels Kriging interpolierte Niederschlagsinformation als „ground-truth“ für den Flächenmittelvergleich herangezogen werden darf.

Dennoch werden zur Fehleranalyse an dieser Stelle keine RMS-Differenzen, sondern nur die Tendenzen der ermittelten Niederschlagssummen betrachtet. In erster Näherung sollten die absoluten Differenzen zwischen den Radar- und den Boden- gebietsmitteln mit fortschreitender Korrektur und Aneichung geringer werden. Es werden hierzu ausschließlich Monatssummen untersucht, da sich bei statistischen Interpolationsverfahren die Fehlervarianz über längere Zeitreihen reduziert.

Betrachtet man die Monatssummen-Flächenmittel des Niederschlags der beiden Einzugsgebiete (Abbildung 6.4) unter Verwendung der Advektions- und Biaskorrektur, der Trennung und des SOA-Verfahrens, so sieht man, daß in fast allen Fällen die Niederschlagshöhen näher an den Vergleichsdaten liegen als ohne diese Verfahren. Die detaillierten Ergebnisse dieser Auswertung sind in den Tabellen C.2 und C.3 im Anhang aufgelistet. Vor allem stark überschätzter Niederschlag (wie im September 1998) wird gut an den Stationsniederschlag angeglichen. Insgesamt ist die Angleichung im Jahr 1998 etwas besser als im Jahr 1999. Optimal ist wiederum die Kombination aus SOA-Verfahren und manueller Trennung beziehungsweise die Kombination aus SOA-Verfahren, Advektionskorrektur und Biaskorrektur. Die Ergebnisse beider Verfahren liegen hier sehr nahe beieinander.

Im Juli 1998 entfernt sich für das Wahn-Einzugsgebiet das Flächenmittel des SOA-Verfahrens von dem Flächenmittel aus dem Stationscluster II und die manuelle Trennung alleine führt zu einer besseren Übereinstimmung. Für das Ahr-Einzugsgebiet nähert sich in diesem Monat das Flächenmittel des SOA-Verfahrens jedoch wieder beiden Kriging-Flächenmitteln an. Betrachtet man speziell den Juli 1999, in dem das SOA-Verfahren für den Punktvergleich zu einer Vergrößerung der RMS-Differenz geführt hat, so sieht man bei den Flächenvergleichen sogar eine leichte Verbesserung. Im Gegensatz dazu schneiden die Ergebnisse der verschiedenen Verfahrenskombinationen im Juni 1999 nicht so gut ab wie bei den Punktvergleichen.

Bei der Interpretation muß berücksichtigt werden, daß nur die mit Stationswerten des Clusters II gebildeten Flächenmittel vollständig unabhängig von den analysierten Radarniederschlagswerten sind, da das Stationscluster I in das SOA-Verfahren mit eingeht. Dennoch werden jeweils beide Kriging-Cluster betrachtet, da insbesondere im Fall des Gebietes G2 nur vergleichsweise wenige Stationen des Clusters II zur Kriging-Interpolation zur Verfügung stehen.

Insgesamt läßt sich jedoch sagen, daß das SOA-Verfahren mit automatischer bzw. manueller Trennung auch über größere Gebiete hinweg zu einer sehr guten Übereinstimmung mit dem Stationsniederschlag führt.

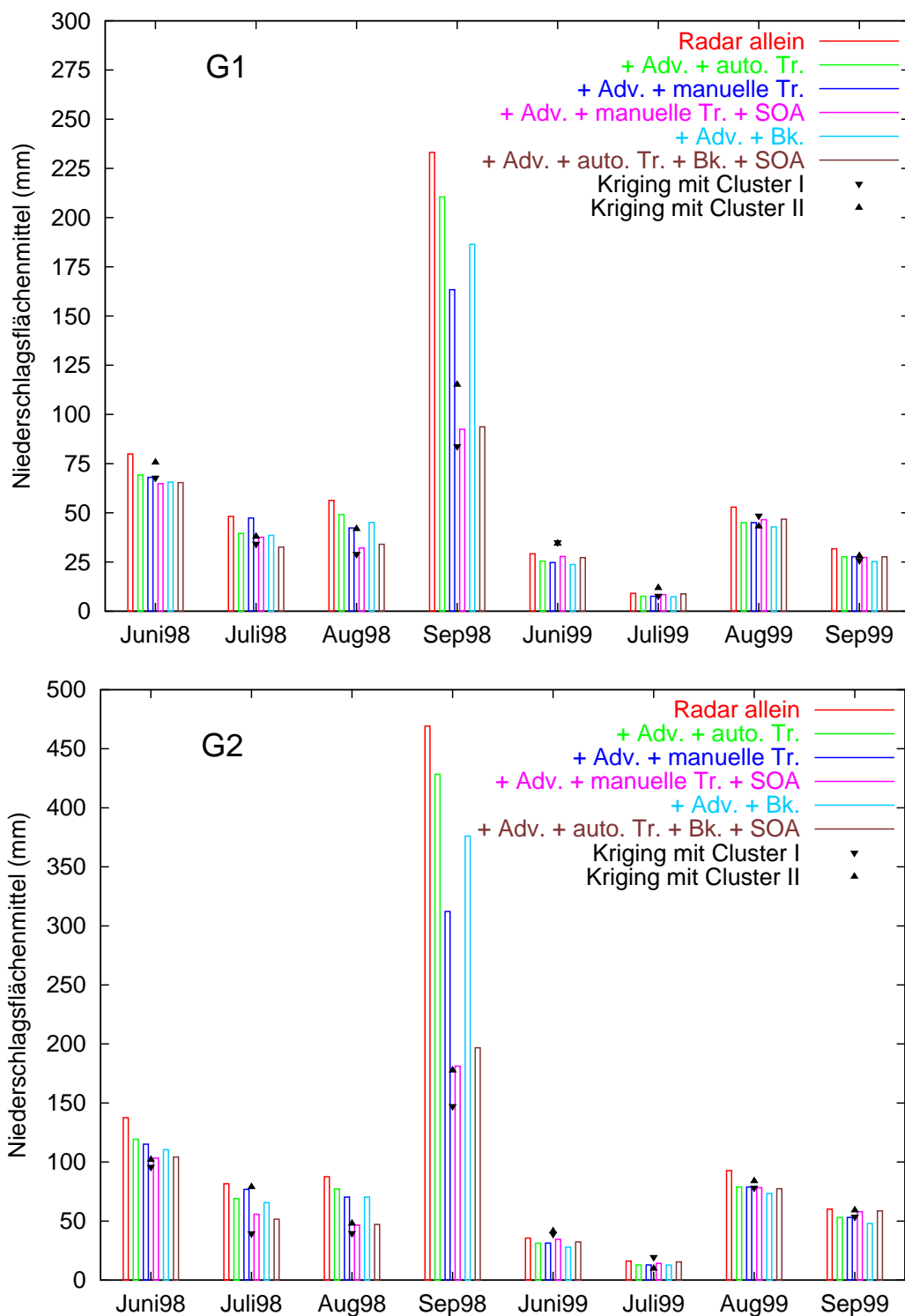


Abbildung 6.4: Flächenmittel des Radar- und Stationsniederschlags als Monatssummen in Gebiet G1 (oben) und Gebiet G2 (unten). Die Radardaten wurden dabei jeweils mit unterschiedlichen Verfahrenskombinationen bearbeitet.

Kapitel 7

Schlußbetrachtung und Ausblick

Zum Abschluß werden die Beiträge und Ergebnisse der vorliegenden Arbeit noch einmal zusammengefaßt und mit anderen Projekten mit ähnlicher Zielsetzung verglichen. Es werden einige Erweiterungs- und Verbesserungsmöglichkeiten der verwendeten Verfahren aufgezeigt und ein Ausblick auf zukünftige Einsatzmöglichkeiten und Forschungsrichtungen gegeben.

7.1 Zusammenfassung der Ergebnisse

In der vorliegenden Arbeit wurden verschiedene Verfahren zur Niederschlagsquantifizierung aus Radardaten umgesetzt, erweitert, miteinander verglichen und ihr Zusammenspiel untersucht. Hierzu zählen insbesondere die Advektionskorrektur, die Biaskorrektur, eine manuelle und automatisierte Trennung von konvektiven und nicht konvektiven Niederschlagsereignissen sowie das SOA-Verfahren. Ergänzend wurden zwei Verfahren zur Ableitung von Z-R-Beziehungen betrachtet sowie eine Methode zur Clutterkorrektur mit Meteosat-Daten vorgestellt. In Einzelfallbeispielen und einer acht Sommermonate umfassenden Studie wurden die Eigenschaften sowie die Vor- und Nachteile der verschiedenen Verfahren aufgezeigt. Die dabei gewonnenen Erkenntnisse werden an dieser Stelle noch einmal zusammengefaßt und diskutiert.

Die Advektionskorrektur dient der räumlichen Interpolation bei der zeitlichen Akkumulation der Radardaten. In verschiedenen Fallbeispielen hat sich bestätigt, daß die Advektionskorrektur eine realistischere Darstellung der Niederschlagsverteilung ermöglicht, insbesondere bei sich mit großer Geschwindigkeit fortbewegenden Nie-

derschlagsbändern. Über längere Zeiträume gesehen trägt die Advektionskorrektur zur Fehlerreduktion insgesamt jedoch nur wenig bei. Bei der Betrachtung kürzerer Zeitskalen (zum Beispiel einer Stunde oder weniger), die für die Echtzeitbereitstellung der Niederschlagsmessung im Vordergrund des Interesses stehen, kann sie jedoch — wie in Kapitel 4.4.2 gezeigt — durchaus zu einer genaueren Niederschlagsbestimmung aus den Radardaten führen.

Die Biaskorrektur erfolgt zur Elimination systematischer Fehler in den Radardaten durch einen Vergleich des Radarniederschlags mit Stationsdaten über einen längeren Zeitraum hinweg. Sie kann starke Über- oder Unterschätzungen in der Z–R–Beziehung zur Umrechnung der Radarreflektivitäten in Niederschlagshöhen korrigieren, sie hat jedoch nur Einfluß auf die Konstante, nicht aber auf den Exponenten der Z–R–Beziehung. Weiterhin erlaubt die Biaskorrektur keine räumlich lokalen Korrekturen und ist für kürzere Zeiträume nicht sinnvoll anwendbar. Dennoch kann sie in einigen Fällen zu einer mittleren Fehlerreduktion von über 25% führen, wie in Kapitel 6.2.3 gezeigt wird.

Die manuelle bzw. automatische Trennung von konvektiven und stratiformen Niederschlagsereignissen ermöglicht eine Anpassung der Z–R–Beziehung an den jeweiligen Typ des Niederschlagsereignisses. Durch die Verwendung verschiedener Z–R–Beziehungen kann auch der Exponent in der Z–R–Beziehung variiert werden, was in fast allen Fällen einen erheblichen Einfluß auf die Fehlerreduktion hat. Die in Kapitel 6.2.2 durchgeführte Fehleranalyse zeigt, daß durch die manuelle Trennung im Extremfall Korrekturen von bis zu 48% erreicht werden. Die automatische Unterscheidung zwischen konvektiven und stratiformen Niederschlagsereignissen im operativen Betrieb erreicht immerhin noch eine Fehlerreduktion von bis zu 20%, ist also in jedem Fall empfehlenswert.

Das SOA–Verfahren schließlich erlaubt auch eine lokale Korrektur der Radarmessung durch Hinzuziehung von Stationsdaten und damit eine deutliche Verbesserung der Niederschlagsquantifizierung. Dabei bleibt die Struktur der ursprünglichen Radarniederschlagsverteilungen weitgehend erhalten, während die Niederschlagshöhen den Werten der Bodenmessungen angeglichen werden. Das SOA–Verfahren ist für großflächige Niederschlagsereignisse besonders geeignet. Bei lokal sehr begrenzten konvektiven Zellen kann es in Einzelfällen zu einer fehlerhaften Interpolation führen, insbesondere, wenn das Radar die Niederschlagsmessung eng benachbarter Statio-

nen in jeweils entgegengesetzter Tendenz unter- beziehungsweise überschätzt. Zur Echtzeit-Anpassung an die aktuelle Niederschlagsituation wurde das ursprüngliche SOA-Verfahren modifiziert, wodurch quantitativ auch für kurze Zeiträume sehr gute Ergebnisse erzielt werden können. Zusammen mit der Advektionskorrektur und der Biaskorrektur wird hier der Fehler bei der Niederschlagsquantifizierung durchschnittlich um 54% reduziert. In einer Sensitivitätsstudie zeigt sich, daß die Stationsdichte einen relativ geringen Einfluß auf die Fehlerreduktion hat, wodurch sich das SOA-Verfahren auch bei wenigen Stationen zumindest bei großflächigen Ereignissen noch sinnvoll einsetzen läßt.

In einer acht Monate umfassenden Auswertung der verschiedenen Verfahren, die alle verfügbaren Meßdaten (Radar und Stationen) umfaßt, wurde der Einfluß der einzelnen Verfahrenskomponenten und ihr Zusammenspiel im Rahmen einer RMS-Fehleranalyse mit jeweils unabhängigen Stationsdaten untersucht. Hierbei stellt sich heraus, daß die Kombination aus Advektionskorrektur, manueller Trennung und SOA-Verfahren zu den besten Ergebnissen mit einer durchschnittlich 59%-igen Fehlerreduktion führt. Auch in Flächenvergleichen schneidet diese Kombination am besten ab.

Zusätzlich zu diesen Verfahren wurden zwei Verfahren zur Ableitung von Z-R-Beziehungen betrachtet. Die Anwendung der WPM-Methode auf die Radar- und Stationsdaten ergab für konvektive Niederschlagsereignisse eine Z-R-Beziehung, die der von Fujiwara (1965) [35] für Gewitter vorgeschlagenen Z-R-Beziehung sehr ähnelt. Das eingesetzte Wolkenmodell lieferte ebenfalls ein ähnliches Ergebnis, allerdings begrenzt auf das Reifestadium der Zellentwicklung. Diese Resultate können zum einen als Bestätigung der Eignung dieser Z-R-Beziehung für konvektive Niederschlagsereignisse im Bonner Raum gesehen werden. Zum anderen wird damit noch einmal die Notwendigkeit eines dynamischen Einsatzes von Z-R-Beziehungen unterstrichen. Weiterhin wurde ein Algorithmus zur Clutterkorrektur mit Meteosat-Daten vorgestellt. Es zeigt sich, daß die Anwendung eines solchen Verfahrens zur zusätzlichen Cluttererkennung prinzipiell geeignet ist. Für einen effektiveren Einsatz sind allerdings höher aufgelöste Satellitendaten nötig. Diese stehen nun durch den ersten Satelliten der MSG-Generation (Meteosat-8), der sich seit Januar 2004 im operationellen Einsatz befindet, zur Verfügung.

7.2 Verbesserungs- und Erweiterungsmöglichkeiten

Das Potential der in der vorliegenden Arbeit angewandten Verfahren zur genaueren Niederschlagsmessung mittels Radardaten ist sicherlich noch nicht ausgeschöpft. Im folgenden werden daher einige Verbesserungsmöglichkeiten diskutiert.

Ein zentraler Ansatzpunkt zur verbesserten Niederschlagsbestimmung ist die Wahl und Handhabung der Z–R–Beziehung. An vielen Stellen in der Literatur wird die dynamische Auswahl der Z–R–Beziehung in Abhängigkeit von der Art des Niederschlagsereignisses, dem Wolkenstadium sowie dem Ort betont (siehe Kapitel 4.2). Dies kann zum einen durch die Verwendung von mehr als zwei bzw. eines ganzen Spektrums von Z–R–Beziehungen für verschiedene Niederschlagsereignisse geschehen. Zum anderen könnten mit physikalischen Wolkenmodellen aktualisierte Z–R–Beziehungen in automatisierter Weise lokal sowie angepaßt an das Entwicklungsstadium der Wolke bestimmt werden. Dabei können die zur Initialisierung des Wolkenmodells benötigten Vertikalprofile von Druck und Feuchte aus Radiosondenaufstiegen oder aus einem numerischen Wettervorhersagemodell stammen. Die operationelle Realisierung solcher aufwendiger Verfahren ist jedoch zum jetzigen Zeitpunkt noch ungelöst.

Weiterhin könnte die automatisierte Trennung konvektiver und stratiformer Niederschlagsereignisse mittels Strukturanalysen, wie sie in der vorliegenden Arbeit vorgenommen wird, mit anderen in der Literatur bekannten Trennverfahren kombiniert werden. Durch die Hinzuziehung eines maximalen Reflektivitätswertes als weiteren Schwellwert (neben dem Steigungskoeffizienten der Korrelogramme) für die Trennung sowie die Durchführung einer Gradientenanalyse der Reflektivitäten ließen sich vermutlich insbesondere die großräumigen konvektiven Niederschlagsereignisse besser erfassen, die ansonsten als stratiformer Niederschlag klassifiziert werden. Auch die Analyse der Struktur dreidimensionaler Radarscans kann zu einer verbesserten Klassifizierung führen.

Die Strukturanalyse an sich, die neben der Trennung zur Bestimmung der Gewichte im SOA–Verfahren eine zentrale Rolle spielt, könnte durch ein aufwendigeres Verfahren zur Erzeugung der Korrelogramme möglicherweise genauere Ergebnisse erzielen. In dem in der vorliegenden Arbeit angewandten Verfahren wird jeweils ein Teilgebiet im zentralen Bereich des Azimutscans festgehalten und zu diesem Refe-

renzgebiet die Kreuzkorrelation mit den Teilgebieten in horizontaler, vertikaler und diagonaler Richtung mit einem festgelegten Abstand bestimmt. Denkbar ist jedoch auch ein Verfahren, das alle möglichen Teilgebiete mit diesem Abstand betrachtet. Dadurch wäre sichergestellt, daß alle vorhandenen Niederschlagsgebiete erfaßt werden, allerdings auf Kosten einer weniger effizienten Berechenbarkeit.

Eine mögliche Verbesserung der Advektionskorrektur besteht darin, die Interpolation nicht nur für einen einheitlichen Windvektor durchzuführen, sondern einzeln für die in jedem Teilgebiet bestimmten Windvektoren. Somit würden auch kleinräumige Turbulenzen im Windfeld berücksichtigt. Eventuelle Ausreißer bei den ermittelten Windvektoren würden allerdings auch stärker betont, was ein geeignetes Erkennen der Ausreißer und deren Elimination oder eine entsprechende Glättung des Windvektorfeldes notwendig macht. Der Aufwand für ein derartiges rechen- und zeitintensives Verfahren erscheint jedoch im Vergleich mit den Verbesserungsquoten, die durch die anderen Verfahren erzielt werden, nicht gerechtfertigt. Darüber hinaus könnte das Advektionsverfahren mit Hilfe der bekannten Zugrichtungen zur Niederschlagsvorhersage auf sehr kurzer Zeitskala genutzt werden (vgl. Verworn 1998 [93]).

Auch das SOA-Verfahren kann in einigen Punkten sicherlich noch verbessert werden. Eine Möglichkeit besteht in der bereits angesprochenen Berücksichtigung von Anisotropien im Hintergrundfeld, was besonders bei Niederschlagsbändern vorteilhaft wäre. Weiterhin könnte die reine Distanzabhängigkeit der Hintergrundfehler-Kreuzkorrelation durch eine lokale, zum Beispiel von der Orographie abhängige, Funktion ersetzt werden. Beide Fälle würden zu einem erheblichen Mehraufwand bei der Berechnung führen, was möglicherweise die Echtzeitfähigkeit des Verfahrens gefährden würde.

Neben statistischen Interpolationsverfahren können auch ganz andere Klassen von Verfahren zur Fusion von Stations- und Radardaten, zum Beispiel Neuronale Netze (vgl. Matsoukas et al. 1999 [60]), eingesetzt werden. Die Nachteile von Neuronalen Netzen für die Echtzeitvorhersage sind jedoch die lange Laufzeit, das Fehlen einer Minimierung von statistischen Kenngrößen, zum Beispiel der Fehlervarianz, und ein schlechtes Abschneiden bei nicht gelernten, das heißt bisher nicht aufgetretenen Fällen.

7.3 Vergleich mit ähnlichen Untersuchungen

Ein Projekt mit ähnlicher Zielsetzung wie die der vorliegenden Arbeit ist das bereits mehrfach erwähnte RADOLAN-Projekt des Deutschen Wetterdienstes. Das dort verwendete Aneichungsverfahren ist eine Kombination verschiedener Teilprogramme, unter anderem zur dynamischen Bestimmung von Z-R-Beziehungen, zur Clutterkorrektur und zur Trennung von stratiformen und konvektiven Niederschlagsereignissen, die über mehrere Jahre hinweg entwickelt wurden. Die angeeichten Radardaten berechnen sich dort aus der pixelweisen Multiplikation der Radardaten mit zuvor bestimmten Aneichfaktoren, welche ähnlich wie die Korrekturfaktoren der Biaskorrektur aus dem Verhältnis von Stationswerten und Niederschlagswerten (Faktorenverfahren) ermittelt werden. Eine zweite Aneichmethode besteht darin, die Differenz zwischen Boden- und Radardaten zu den Radardaten zu addieren (Differenzenverfahren). Nach der Aneichung stimmen die Radarwerte — wie auch beim SOA-Verfahren — an den Stationspunkten mit den Stationsmessungen weitgehend überein. Im Gegensatz zum SOA-Verfahren wird jedoch die Distanzabhängigkeit der Korrektur nicht an das aktuelle Niederschlagsereignis angepaßt, und die Aneichungsfehlervarianz wird nicht minimiert. Im Rahmen der RADOLAN-Untersuchungen bestätigen sich einige Resultate, die auch in der vorliegenden Arbeit gefunden wurden. Insbesondere bei konvektiven Niederschlagsereignissen konnte dort gezeigt werden, daß die häufig auftretenden radarseitigen Über- oder Unterschätzungen durch eine dynamische Anwendung mehrerer Z-R-Beziehungen stark reduziert werden, was im allgemeinen auch zu besser aneichbaren Radarniederschlagsdaten führt. Die Größenordnungen der Qualitätsverbesserung quantitativer Radarniederschlagsdaten durch dynamische Z-R-Beziehungen erreichen jedoch ebenso wie in der vorliegenden Arbeit in der Regel nicht diejenige Verbesserung, die allein durch die Aneichung an Stationsdaten erfolgt. Weiterhin konnte gezeigt werden, daß eine Verbesserung der Radarniederschlagshöhen — wie beim SOA-Verfahren — auch durch Verwendung einer nur geringen Anzahl von Bodenniederschlagsmeßwerten zu erreichen ist. Auch die RADOLAN-Aneichung führt in der Mehrzahl der betrachteten Einzelfälle im Offline-Verfahren zu einer Verringerung des Fehlers, für längere Zeiträume liegt jedoch noch keine Fehlerstatistik mit unabhängigen Stationsdaten vor (vgl. DWD 1998a [22], DWD 1999a [24], DWD 2001 [26] und Weigl 2002 [96]).

Ein weiteres Verbundprojekt in diesem Forschungsbereich ist das EU-Projekt MUSIC (Multiple Sensor Precipitation Measurements, Integration, Calibration and Flood Forecasting) in Italien. Hauptzielsetzung auch dieses Projekts ist die verbesserte Niederschlagsquantifizierung aus der Kombination von Wetterradar, Satellitenfernerkundung und konventioneller Bodenmessung. Insbesondere das Arbeitspaket 4 beschäftigt sich dabei mit Niederschlagsschätzung aus Radardaten. Im Rahmen der dortigen Untersuchungen bestätigte sich beispielsweise die Notwendigkeit einer hohen zeitlichen Auflösung, am besten im Minutenabstand, der Radardaten für den Vergleich mit Stationsdaten. Falls eine solche Auflösung nicht verfügbar ist, wird eine Advektionskorrektur, entweder basierend auf Doppler-Windgeschwindigkeiten oder über eine Korrelationsanalyse, wie in der vorliegenden Arbeit durchgeführt, empfohlen. Weiterhin zeigt sich auch hier, daß eine Trennung der Z-R-Beziehungen für verschiedene Typen von Niederschlagsereignissen zu einer verbesserten Niederschlagsquantifizierung führt. Dabei wird außerdem empfohlen, die dreidimensionalen Radardaten zu einer verbesserten Trennung von konvektiven und stratiformen Ereignissen über vertikale Gradienten und das Bright Band heranzuziehen (vgl. Hanesen (2001) [43]).

7.4 Ausblick

Die Bedeutung einer verlässlichen Niederschlagsquantifizierung für unsere Gesellschaft ist unbestritten. Insbesondere der Hochwasserschutz profitiert von genaueren Niederschlagsdaten, die als Eingabe in Hochwasservorhersagemodelle benötigt werden. Für hydrologische Anwendungen wird eine Genauigkeit der Niederschlagsmessung von mindestens 10% gefordert (vgl. Joss et al. 1998 [52]). Dies kann momentan nur mit aufwendigen statistischen Verfahren, wie beispielsweise dem SOA-Verfahren, erreicht werden. Weitere wichtige Anwendungsbereiche sind die Landwirtschaft, die Abflußregulierung in Städten oder der Betrieb von Kläranlagen.

Die Verbesserung der Niederschlagsquantifizierung ist daher Gegenstand intensiver gegenwärtiger Forschungsbemühungen. Im April 2004 beispielsweise beginnt ein Schwerpunktprogramm der deutschen Forschungsgemeinschaft mit genau diesem Inhalt („Quantitative Niederschlagsvorhersage“). Internationale Anstrengungen in dieser Richtung sind neben dem MUSIC-Projekt beispielsweise das im Mai 2003 als

GARP- (Global Atmospheric Research Program) Nachfolger etablierte Vorhaben THORPEX („The Observing System Research and Predictability Experiment“), ein globales atmosphärisches Forschungsprogramm des WWRP („World Weather Research Program“).

In diesem Forschungsrahmen ist die vorliegende Arbeit als weiterer Baustein zu sehen, um die Quantifizierung des komplexen Phänomens Niederschlag für wirtschaftliche Anwendungen voranzubringen.

Anhang A

Auflistung der Niederschlagsereignisse

In den Tabellen A.1 und A.2 sind alle Niederschlagsereignisse für den Zeitraum von Juni bis September 1998 und 1999 zusammengestellt, an denen mindestens eine von allen verfügbaren Regenwippen im Untersuchungsraum eine Niederschlagsmenge ≥ 0.1 mm/Stunde aufwies. Insgesamt wurden so 77 Tage erfaßt. Weiterhin angegeben sind die ungefähre Dauer der Niederschlagsereignisse, die in den Radardaten als konvektiv klassifiziert wurden, sowie die Zeiträume (nur Regentage) in denen aufgrund technischer Probleme keine Radardaten erfaßt wurden.

Tabelle A.3 gibt einen Überblick über die jeweiligen Ausfallzeiten der Regenwippen. Wenn eine Regenwippe nur an einigen Regentagen im Monat ausgefallen ist, so wurde sie für den gesamten Monat nicht verwendet. Längere Ausfälle bedeuten zum Teil, daß die entsprechende Wippe erst zu einem späteren Zeitpunkt in Betrieb genommen wurde.

Nr.	Tag	Azimutscans mit konvektiven Niederschlagsereignissen (h in UTC)	Datenausfälle/ techn. Probleme
1	1.6.98		
2	2.6.98	14:21–18:08, 19:08–21:08, 22:21–23:08	
3	6.6.98	5:08–6:08, 7:38–10:08, 16:51–17:38 22:21–23:21	
4	7.6.98	10:51–12:21	
5	10.6.98	9:38–11:21	
6	11.6.98	8:21–9:51, 11:08–18:51	
7	12.6.98		
8	14.6.98	2:08–3:38, 5:21–5:51, 11:51–17:51	
9	15.6.98	8:51–19:51	
10	16.6.98	10:08–13:08, 14:21–16:21	
	17.6.98		Tag fehlt
	25.6.98		Tag fehlt
11	27.6.98	22:21–23:38	
12	30.6.98	18:08–20:51	
13	6.7.98		
14	7.7.98		
15	8.7.98		
16	11.7.98	11:08–15:21	
17	12.7.98		
18	13.7.98	17:51–20:21	
19	15.7.98	10:38–13:38, 16:38–18:38	
20	16.7.98		
	23.7.98		Tag fehlt
21	28.7.98	11:21–15:38, 17:21–19:21	
22	29.7.98		
23	1.8.98	18:21–22:08	
	4.8.98		Tag fehlt
24	21.8.98	15:38–17:38, 19:08–22:38, 23:51	
25	22.8.98	0:08–1:51	
26	23.8.98	21:21–23:08	
27	24.8.98	1:21–3:08, 10:08–14:21, 15:21–15:51	
	26.8.98		Tag fehlt
28	1.9.98		
29	2.9.98	2:08–8:51	15:38–16:51 UTC fehlt
30	3.9.98	2:08–6:21, 11:21–13:21,	
31	5.9.98	1:38–2:38, 15:51–17:51	
32	6.9.98	0:38–5:21, 10:51–13:08	
33	7.9.98	7:08–9:08, 18:21–23:21	
34	8.9.98		
35	9.9.98	4:21, 13:21–13:38, 17:08–18:08	
36	12.9.98	10:21–14:51	
37	13.9.98	17:51–23:51	
38	14.9.98	0:08–2:21, 10:51–16:08, 19:38–23:51	
39	15.9.98	0:08–6:51	
40	16.9.98	5:51–8:38, 14:08–14:21, 20:51–23:38	13:51 UTC fehlt
41	17.9.98	4:08–10:21	
42	30.9.98	7:51–10:51	00:08–7:43 UTC fehlt

Tabelle A.1: Ausgewählte Niederschlagsereignisse von Juni bis September 1998.

Nr.	Tag	Azimutscans mit konvektiven Niederschlagsereignissen (h in UTC)	Datenausfälle/ techn. Probleme
	1.6.99		Tag fehlt
43	2.6.99	13:03–13:43, 14:43–15:13	9:33–10:33 UTC fehlt
44	3.6.99		
45	4.6.99		
46	5.6.99		
	6.6.99		
47	7.6.99		Tag fehlt
48	10.6.99		
49	13.6.99	10:33, 11:33–12:43, 13:43–14:03	
50	27.6.99	14:33–16:21, 18:13–18:21, 19:13–21:33 22:43–23:03	
	28.6.99		Tag fehlt
51	29.6.99		23:51 UTC fehlt
	30.6.99		Tag fehlt
52	5.7.99	0:01–1:11, 5:11–6:11	
53	6.7.99		
54	7.7.99	12:06–12:26, 13:06–20:46	
55	12.7.99	10:21–15:26	
56	13.7.99	9:26–20:11	
	14.7.99		Tag fehlt
	18.7.99		Tag fehlt
	19.7.99		Tag fehlt
	20.7.99		Tag fehlt
	22.7.99		Tag fehlt
57	5.8.99	5:46–7:31, 14:21–16:46	
58	7.8.99	0:56–1:36	
59	10.8.99	8:11–9:26, 11:01–16:31, 17:16–20:41 21:26–23:46	
60	14.8.99	18:31–21:26, 22:46–23:56	
61	15.8.99	11:36–13:41, 14:11–16:51	
62	16.8.99	16:31–19:46	
63	17.8.99		
64	18.8.99	13:21–14:26, 15:31–17:11	
65	19.8.99		
66	20.8.99	17:11–18:06	
	25.8.99		Tag fehlt
67	26.8.99	11:21–12:56, 18:31–21:06	
	6.9.99		Tag fehlt
68	15.9.99	13:11–15:01, 15:31–16:06, 16:46–17:31, 20:36–20:56, 21:46–22:11, 22:31–23:56	
69	17.9.99		
70	20.9.99		
71	21.9.99		
72	22.9.99		
73	23.9.99	00:01–00:46, 02:56–06:16, 23:11–23:26	
	24.9.99		Tag fehlt
74	26.9.99	10:16–11:36, 11:51–13:36, 14:16–14:41	
75	28.9.99		
76	29.9.99		
77	30.9.99	13:36–15:21, 17:06–17:31	

Tabelle A.2: Ausgewählte Niederschlagsereignisse von Juni bis September 1999.

Zeitraum	Wippenausfall
Juni 1998	Zündorf, FGAN Wachtberg
Juni–August 1998	Kleinaltendorf
Juni–September 1998	Harzheim, Kirspenich, Todenfeld, Stein, Wahnbach2
Juli 1998	Odendorf
Juli–September 1998	Frankenforst
September 1998	FGAN Wachtberg, Bonn–Roleber
Juni–September 1999	Schwadorfer Hof, Odendorf, Wahnbach1
August–September 1999	Zündorf, Frankenforst
September 1999	Krawinkel

Tabelle A.3: Wippenausfälle im Zeitraum Juni bis September 1998/99

Anhang B

Kurzcharakteristik der Wettersituationen

Unter Hinzuziehung verschiedener Wetterkarten (Berliner Wetterkarte 1998 [10], Berliner Wetterkarte 1999 [11], DWD 1998b [23] und DWD 1999b [25] wird im folgenden in knapper Form die jeweilige Wettersituation für jeden betrachteten Tag charakterisiert (Tabelle B.1 bis B.8).

Nr.	Tag	Kurzcharakteristik der Wettersituation
1	1.6.98	Ein Vorstoß kühler Meeresluft brachte vor allem im Westen und Süden Deutschlands gebietsweise Schauerniederschläge.
2	2.6.98	In der ersten Tageshälfte sorgte ein Vorstoß warmer Meeresluft zunächst für überwiegend mäßigen Niederschlag. In der zweiten Tageshälfte wurde die Warmluft von einer aus westlicher Richtung kommenden Kaltfront verdrängt, die bundesweit vielfach heftige Schauerniederschläge brachte.
3	6.6.98	Ein markantes Tiefdruckgebiet zog im Tagesverlauf von Nordfrankreich nach Jütland. Im Warmsektor der Kaltfront traten im Nordwesten und westlich des Rheins Gewitter mit starken Böen und Hagel auf, während der Südosten Deutschlands weitgehend niederschlagsarm blieb.
4	7.6.98	Im Tagesverlauf überquerte die Kaltfront eines Nordseetiefs den größten Teil Deutschlands ostwärts. Die Frontpassage erfolgte im Rheinland gegen Mittag.
5	10.6.98	Ein Trog über der Deutschen Bucht zog an diesem Tag nach Nordosten. Im Nordwesten regnete es in der ersten Tageshälfte anfangs recht ergiebig, vereinzelt traten auch Schauer und Gewitter auf.
6	11.6.98	Zwischen einer nach Osten abziehenden Kaltfront und einer von der Nordsee sich nähernden Kaltfront herrschte vorübergehend schwacher Zwischenhocheinfluß. In der Westhälfte und im Süden Deutschlands herrschte im Bereich labil geschichteter Luft überwiegend Schauerwetter, vereinzelt traten Gewitter mit ergiebigen Niederschlägen auf.
7	12.6.98	Zwischen der nach Osten abgezogenen Kaltfront griff im Tagesverlauf ein Zwischenhochkeil auf den Norden und Westen über. Im Rheinland traten nur vereinzelt Schauer auf, während es im Südosten Deutschlands zu andauernden Niederschlägen kam.
8	14.6.98	Ein Tiefdruckgebiet zog von Südostengland zu den Niederlanden, seine Okklusion überquerte Deutschland ostwärts. Gegen 13:00h UTC lag diese genau über der Kölner Bucht und brachte vereinzelt Schauer und Gewitter.
9	15.6.98	Eine über Deutschland liegende Okklusion eines Tiefdruckgebiets schob sich langsam nordostwärts; auf ihrer Rückseite bestimmten labil geschichtete Luftmassen das Wetter mit starker Bewölkung, Schauern und Gewittern.
10	16.6.98	Ein kräftiges Tief verlagerte sich von Südkandinavien nach Norwegen. Seine Front lag über dem Norden Deutschlands, wo es verbreitet zu schauerartigen oder gewittrigen Regenfällen unterschiedlicher Intensität kam.
11	27.6.98	Die Witterung war bestimmt durch ein Tiefdrucksystem mit seinem Bodenzentrum über Schottland. In einer bis nach Nordwestdeutschland reichenden Konvergenzlinie, die mit Warmluftzufuhr verbunden war, wurde konvektive Hebung gefördert. Vor allem im Norden, aber auch im übrigen Deutschland bildeten sich im Tagesverlauf zum Teil gewittrige Schauer aus.
12	30.6.98	Im Laufe des Tages griff auf den Nordwesten und Norden Deutschlands eine Warmfrontwelle über. Im Nordwesten kam es zu teils gewittrigen Regenfällen.

Tabelle B.1: Wettersituation Juni 1998

Nr.	Tag	Kurzcharakteristik der Wettersituation
13	6.7.98	Zwischen einem kräftigen Tiefdrucksystem mit seinem Zentrum über Südkandinavien und einem Hoch über dem Nordatlantik gelangte kühle Meeresluft arktischen Ursprungs in den Norden und die Mitte Deutschlands. Im nördlichen Deutschland war es wechselnd bewölkt, Schauer traten nur vereinzelt auf.
14	7.7.98	Deutschland lag an diesem Tag am Rand eines Tiefdrucksystems über Südschweden in einer kühlen nordwestlichen Strömung arktischen Ursprungs. Von Nordwesten her näherte sich am Abend ein weiterer Tiefausläufer. Vor allem in Norddeutschland kam es zu Schauern, während es im mittleren Deutschland vielfach trocken blieb.
15	8.7.98	Zwischen einem Azorenhoch und einem ausgeprägten Tiefdruckwirbel über Südkandinavien strömte hochreichende kalte Luft arktischen Ursprungs nach Mitteleuropa, die in Deutschland zu reger Schauerstätigkeit führte.
16	11.7.98	Im Tagesverlauf überquerte ein sich ostwärts verlagerndes Frontensystem Deutschland, welches im Westen Deutschlands zunächst zu Niederschlägen führte. In der zweiten Tageshälfte setzte sich dann schwacher Zwischenhocheinfluß durch und die Bewölkung lockerte auf. Am Abend näherte sich dem Westen wiederum eine Welle aus dem atlantischen Raum.
17	12.7.98	Wetterbestimmend waren ein Tiefdruckwirbel westlich der Britischen Inseln, der sich im Laufe des Tages weiter verstärkte, sowie ein zweites Tiefdrucksystem, das unter Abschwächung von Südengland ostwärts über Deutschland hinweg zog. An dessen Warmfront verstärkten sich die Hebungsprozesse, und es entwickelte sich ein über die Mittelgebirge hinweg laufendes Regenband. In der zweiten Tageshälfte lockerte die Bewölkung von Südwesten her wieder auf.
18	13.7.98	Das Frontensystem eines quasiortsfesten und für die Jahreszeit sehr kräftigen Tiefdruckgebiets über der Nordsee überquerte ganz Deutschland. Im Norden Deutschlands bestimmte subpolare Meeresluft mit Schauern das Wetter.
19	15.7.98	Das über der Nordsee liegende Tiefdrucksystem verlagerte sich nach Schweden, das zugehörige Bodentief zog von der Nordsee unter Abschwächung nach Skandinavien. Labile Meereskaltluft war die Ursache, daß in vielen Orten Deutschlands im Tagesverlauf Schauer niedergingen.
20	16.7.98	Vom Ostatlantik her zog ein Tiefdrucksystem unter leichter Verstärkung nach Osten und lag mittags mit seinem Zentrum über dem Ärmelkanal. Es war begleitet von einem ausgedehnten Niederschlagsband, das mittags fast den gesamten Süden und Westen Deutschlands erfaßte und im Rheinland vor allem in der ersten Tageshälfte Dauerregen brachte. Innerhalb von sechs Stunden fiel dabei in der Eifel örtlich bis zu 12 Liter/Quadratmeter.
21	28.7.98	Bestimmend für das Wetter in Mitteleuropa war ein großer Höhentrog, der mit seiner Achse über den Britischen Inseln und der Biskaya lag und im weiteren Tagesverlauf auch die Deutsche Bucht sowie Westdeutschland erreichte. Die auf der Rückseite des Wirbels nach Deutschland wehende Luft wies große Labilität auf, und verschiedentlich bildeten sich Gewitter.
22	29.7.98	Nach kurzem Zwischenhocheinfluß wurde Deutschland in der zweiten Tageshälfte von Tiefausläufern erreicht. Eine Okklusion überquerte das Rheinland mit einem ausgedehnten Regengebiet gegen Mittag.

Tabelle B.2: Wettersituation Juli 1998

Nr.	Tag	Kurzcharakteristik der Wettersituation
23	1.8.98	Ganz Europa lag im Bereich eines umfangreichen Troges, dessen Achse sich von Skandinavien über die Britischen Inseln bis nach Portugal ausdehnte. Eine Front, die in ihrer vollen Ausdehnung von Ostspanien über die Alpen hin bis nach Polen reichte, führte im Rheinland am späten Abend zu heftigen Schauern und Gewittern.
24	21.8.98	Von Nordwesten her führten Tiefausläufer wolkenreiche Luft heran. Es traten verbreitet ergiebige Regenfälle auf, die im Norden Deutschlands mit dem Durchzug einer Okklusion am Abend in Schauer und Gewitter übergingen.
25	22.8.98	Die über Süddeutschland liegende Kaltfront verlagerte sich zu den Alpen, so daß ganz Deutschland in den Zustrom kühler, aus Westen einfließender Meeresluft geriet. Es traten wiederholt Regenfälle auf, vor allem im Norden Deutschlands auch einzelne Gewitter.
26	23.8.98	Auf der Rückseite eines umfangreichen Tiefausläufers floß zunächst noch kühle (subpolare) Meeresluft in die Nordhälfte Deutschlands, während der Süden Deutschlands bereits unter Zwischenhocheinfluß stand. Im Norden kam es gelegentlich zu Schauern.
27	24.8.98	Ein gut ausgeprägter Tiefausläufer wanderte von Schottland her nach Osten, wobei sich durch Einbeziehung feuchtwarmer subtropischer Meeresluft ein eng begrenzter Sturmwirbel entwickelte. Auf ungewöhnlichem Wege überquerte er in der ersten Tageshälfte mit seinem Zentrum das Norddeutsche Tiefland und verursachte dort zum Teil heftige Regenfälle.

Tabelle B.3: Wettersituation August 1998

Nr.	Tag	Kurzcharakteristik der Wettersituation
28	1.9.98	Ein Tief über der Biskaya zog mit seinem Regengebiet zur Deutschen Bucht und gestaltete das Wetter in Nordrhein-Westfalen in der zweiten Tageshälfte unbeständig.
29	2.9.98	Eine ostwärts wandernde Okklusionsfront sorgte an diesem Tag immer wieder zu schauerartigen Verstärkungen des Niederschlags und für einzelne Gewitter.
30	3.9.98	Ein Tiefausläufer mit feuchtwarmen Luftmassen, begleitet von einem Niederschlagsfeld, drang langsam nach Nordosten vor. Die Warmfrontokklusion brachte dabei in vielen Gebieten Deutschlands größere Niederschlagsmengen.
31	5.9.98	Eine sich von Westen nach Osten bewegende Warmfrontokklusion eines Nordseetiefaufläufers sorgte in der ersten Tageshälfte für Niederschläge im Rheinland.
32	6.9.98	Ganz Mitteleuropa stand unter dem Einfluß zweier umfangreicher Atlantikwirbel, die mit einer südlichen bis südwestlichen Strömung für warme Luftmassen sorgten. Im Bereich der Warmluftschlieren von der nach Deutschland gezogenen Okklusion kam es vor allem im Nordosten Deutschlands zu Dauerniederschlag.
33	7.9.98	Deutschland war noch immer geprägt von zwei kräftigen Wirbeln tropischer Herkunft, die zu wechselhaftem Wetter mit Niederschlägen führten. Die westlich wandernde Okklusion brachte allerdings nur noch dem westlichen Deutschland nennenswerte Regenfälle.
34	8.9.98	Eine Okklusionsfront, die Norddeutschland überquerte, wurde nur von einem sehr schwach ausgeprägten Niederschlagsband begleitet. Im Rheinland kam es im Laufe des Tages zu vereinzelt schwachen Niederschlägen.
35	9.9.98	Auf der Ostseite eines Tiefdrucksystems über Nordwesteuropa gelangte vorübergehend sehr warme Luft subtropischen Ursprungs in den Osten Deutschlands. Die zugehörige Kaltfront brachte örtlich geringfügige Niederschläge.
36	12.9.98	Infolge weiträumiger Hebungsprozesse der über Mitteleuropa vorhandenen sehr warmen und feuchten Luftmassen subtropischen Ursprungs entstanden ausgedehnte Niederschlagsfelder, die in weiten Teilen Deutschlands zu Dauerregen führten.
37	13.9.98	Zwischen zwei Tiefdruckwirbeln entstanden an einer gut ausgeprägten Okklusion immer wieder Wellen, die sich nordwärts bewegten. An dieser Okklusion und auch an der aufgrund der Temperatur recht scharfen Kaltfront, die bis zum zentralen Mittelmeerraum reichte, kam es in Deutschland zu ergiebigen Niederschlägen.
38	14.9.98	Ein kleines Teiltief an der Westseite des über Deutschland liegenden Höhenwirbels wanderte nach Südosten. An seiner Vorderseite entstand ein größeres Niederschlagsfeld, das vor allem den Westen und den Südwesten Deutschlands erfaßte.
39	15.9.98	Im Randbereich des weiter nach Osten gewanderten Tiefdruckwirbels erstreckte sich eine Zone starken und ergiebigen Niederschlags von den Niederlanden bis nach Südwestdeutschland. Die maximalen Niederschläge fielen in den frühen Morgenstunden.
40	16.9.98	Das niederschlagsreiche Wetter setzte sich auch an diesem Tag im größten Teil Deutschlands noch fort. Der über der Nordsee gelegene Tiefdruckausläufer zog zwar unter erheblicher Abschwächung nach Südosten, brachte aber bis mittags vor allem im Westen und Nordwesten Deutschlands gebietsweise ergiebige Niederschläge.
41	17.9.98	Innerhalb eines breiten Höhentrogos blieb ganz Mitteleuropa im Einfluß kühler subpolarer Meeresluft. Ein ostwärts wandernder Tiefdruckwirbel brachte besonders in den Mittelgebirgen ergiebigen Regen, während in Norddeutschland nur vereinzelt Schauer auftraten.
42	30.9.98	Ein sich nordostwärts verlagernder Tiefdruckwirbel verstärkte sich unter Einbeziehung frischer Kaltluft an seiner Rückseite erheblich. Seine Okklusion überquerte bis zum Vormittag Frankreich und griff mittags mit starken Niederschlägen auf den Westen Deutschlands über.

Tabelle B.4: Wettersituation September 1998

Nr.	Tag	Kurzcharakteristik der Wettersituation
43	2.6.99	Auf der Vorderseite eines Tiefdruckwirbels setzte sich von Süden her vorübergehend subtropische Warmluft auch in Bodennähe durch. Mit heftigen Gewittern zog dann in der zweiten Tageshälfte die Kaltfront des Wirbels über Deutschland hinweg.
44	3.6.99	Das Tiefdrucksystem vom Vortag hatte den größten Teil Deutschlands überquert und zog weiter ostwärts, auf seiner Rückseite floß kühle Meeresluft nach Deutschland ein. In der verhältnismäßig stabil geschichteten subpolaren Meeresluft entstanden nur noch vereinzelt Schauer.
45	4.6.99	Die Passage einer ostwärts wandernden Okklusion brachte dem Rheinland nachmittags und gegen Abend verbreitet Gewitter in der erwärmten subpolaren Meeresluft.
46	5.6.99	Die Okklusionsfront vom Vortag verlagerte sich nur langsam nach Osten, wobei es zu Wellenbildung kam. Dadurch entstand ein größeres Regengebiet, das sich entsprechend der troposphärischen Strömung von Südwesten nach Nordosten ausbreitete und das nordwestliche Deutschland erfaßte.
47	7.6.99	Mitteleuropa lag zwischen einem hochreichenden kalten Langwellentrog im Westen und einer warmen Antizyklone im Osten unter einer kräftigen südwestlichen Höhenströmung. Mit ihr wanderten im Luftdruckfeld nur schwach ausgeprägte Tiefdruckwellen nach Nordosten. Im Westen Deutschland kam es vereinzelt zu Schauern.
48	10.6.99	Ein hochreichender, recht aktiver Tiefdruckwirbel mit seinem Zentrum über der deutschen Nordseeküste sorgte mit der dazugehörigen Okklusion und dessen ausgeprägter Wolkenspirale vor allem auf Jütland für starken Regen. Im Binnenland hingegen blieb die Schauer-tätigkeit gering.
49	13.6.99	Deutschland lag weiterhin im Einfluß eines sich abschwächenden Höhentiefs. In Bereich dieses flachen Tiefdruckwirbels kam es mittags im Westen und Süden Deutschlands örtlich zu Schauern und Gewittern, die aber nur von geringer Intensität waren.
50	27.6.99	Ein Randtief, das vom Ärmelkanal nach Südschweden zog, beeinflusste an diesem Tag das Wetter in Deutschland. Die dazugehörige Kaltfront überquerte Deutschland im Tagesverlauf und löste örtlich Schauer und Gewitter aus.
51	29.6.99	Bereits am Vormittag griffen auf den Nordwesten Deutschlands Wolkenfelder über, die mit dem Frontensystem eines Randtiefs in Verbindung standen. Hinter einer nur sehr undeutlich ausgeprägten Warmfront setzte sich in ganz Deutschland von Südwesten her subtropische Meeresluft durch. Infolge ihres großen Feuchtegehalts überwog im Westen Deutschlands starke Bewölkung, doch fiel nur wenig Niederschlag.

Tabelle B.5: Wettersituation Juni 1999

Nr.	Tag	Kurzcharakteristik der Wettersituation
52	5.7.99	Auf der Vorderseite eines westeuropäischen Höhentrogs lag Deutschland im Zustrom schwülwarmer und labil geschichteter Luftmassen. Die Kaltfront auf der Trogvorderseite drang von Nordwesten her bis nach Mitteldeutschland. Im Vorfeld der Front bildeten sich immer wieder Gewitterzellen und auch großräumige Gewittercluster aus.
53	6.7.99	Eine Luftmassengrenze quer über Deutschland trennte sehr warme Luftmassen im Osten von kühlerer, wolkenreicher Luft im Westen. In der feuchtlabil geschichteten Warmluft bildeten sich teilweise Gewitter mit verbreiteten Niederschlägen, die im Rheinland aber nur gering ausfielen.
54	7.7.99	Über Deutschland wurden im Laufe des Tages die Reste der feuchtwarmen Luft nach Südosten abgedrängt, von Norden her strömte kühlere und trockenere Luft nach. Die Regenfälle verlagerten sich dadurch von der Mitte Deutschlands nach Süden. Die einfließende Luftmasse war aber weiterhin labil geschichtet, so daß sich im Tagesverlauf in Westdeutschland zahlreiche kleinräumige Gewitterzellen mit örtlich sehr ergiebigen Niederschlägen ausbilden konnten.
55	12.7.99	Tiefer Luftdruck über Mitteleuropa sog schwülwarme Luftmassen nach Deutschland. Um die Mittagszeit entwickelten sich erste Gewitter, die vor allem in Süddeutschland besonders kräftig ausfielen.
56	13.7.99	Über Deutschland blieb die nahezu überall labil geschichtete und feuchtwarme Luft erhalten. Hebungsvorgänge sorgten für konvektive Umlagerungen mit heftigen Gewittern und Starkregen.

Tabelle B.6: Wettersituation Juli 1999

Nr.	Tag	Kurzcharakteristik der Wettersituation
57	5.8.99	Die Wettersituation in Deutschland wurde von dem Frontensystem eines Tiefdruckwirbels westlich von Irland bestimmt. Eine rasch nordostwärts wandernde Kaltfrontokklusion sorgte für schauerartige und teilweise gewitterdurchsetzte Niederschlagsgebiete in großen Teilen Deutschlands.
58	7.8.99	Deutschland lag in einer vom Atlantikgebiet südwestlich der Britischen Inseln ausgehenden Tiefdruckrinne. Der Wetterablauf wurde dabei von feuchtwarmen Luftmassen bestimmt. Ein von Nordostfrankreich nach Norddeutschland ziehendes Tiefdruckgebiet wies einen sehr breiten Warmsektor auf, in dessen schwülwarmer Luft sich mit der trogvorderseitigen Hebung und der damit einhergehenden Labilisierung Gewitterwolken bildeten.
59	10.8.99	Deutschland lag am Südwestrand eines Tiefdruckgebiets über dem Ostseeraum. Eine Kaltluftstapel dieses Tiefs überquerte den Norden und Westen Deutschlands. Hinter ihr floß Meeresluft polaren Ursprungs nach. Mit einer kräftigen südwestlichen Höhenströmung zogen Schauer und Gewitter rasch nach Nordosten, die dem Rheinland teilweise sehr große Niederschlagsmengen brachten.
60	14.8.99	Deutschland lag auf der Südseite eines Tiefdruckwirbels mit seinem Kern bei Schottland. Sein weitgehend okkludiertes Frontensystem überquerte ganz Deutschland und bestimmte den Wetterverlauf mit kräftigen Schauern und Gewittern.
61	15.8.99	Am Rande eines Tiefdruckwirbels über den Britischen Inseln und der Nordsee gelangte feuchte und kühle Luft nach Deutschland. In dieser von Westen herangeführten subpolaren Meeresluft bildeten sich mittags rasch weitere Schauer und Gewitter. Die Niederschlagsintensität im Rheinland war jedoch gering.
62	16.8.99	Ganz Deutschland wurde von den Ausläufern eines Tiefdruckgebiets bei Schottland überquert. Ab der zweiten Tageshälfte begann es von Südwesten her zu regnen, wobei in Norddeutschland der Schauercharakter überwog.
63	17.8.99	Deutschland lag auf der Südostseite eines Zentraltiefs über den Britischen Inseln, von dem sich eine Tiefdruckrinne über die Nord- und Ostsee zu einem Tiefdruckwirbel über Nordrußland erstreckte. Ostwärts wandernde Störungen gestalteten das Wetter wechselhaft. Örtlich wurden aber nur geringe Niederschlagsmengen gemessen.
64	18.8.99	Von Westen her erreichte ein Tiefausläufer Deutschland. Auf seiner Vorderseite labilisierte sich besonders in Norddeutschland die Schichtung der Luftmasse. Die dazugehörige Okklusion brachte dem Westen und Nordwesten Schauer und vereinzelte Gewitter.
65	19.8.99	Der am Vortag noch über der Nordsee gelegene Tiefdruckwirbel verlagerte sich bis zum Kattegat. An seiner Südseite frische der Südwestwind in Norddeutschland kräftig auf. Mit entsprechend hoher Geschwindigkeit verlagerten sich die verbreitet in der subpolaren Meeresluft entstehenden Schauerzellen über das nördliche Deutschland hinweg nach Nordosten. Das Rheinland wurde davon aber nur gestreift und wies kaum Niederschlag auf.
66	20.8.99	Am Südrand einer von der Nordsee nach Südschweden verlaufenden Tiefdruckzone gelangte subpolare Meeresluft in den Norden Deutschlands, in der Schauer und Gewitter entstanden. Die Kaltfrontokklusion hatte Norddeutschland bereits am Mittag überquert. Im Rheinland wurden erst in der zweiten Tageshälfte kleinere Niederschlagsmengen gemessen.
67	26.8.99	Deutschland wurde von einem Frontensystem des Tiefdruckwirbels über der Nordsee mit seinem Zentrum bei Nordirland überquert. Auf der Vorderseite dieses Tiefdruckwirbels setzte sich über Süddeutschland sehr warme tropische Luft durch. Starke Bewölkung, häufig verbunden mit Schauern und Gewittern, überquerte fast ganz Deutschland.

Tabelle B.7: Wettersituation August 1999

Nr.	Tag	Kurzcharakteristik der Wettersituation
68	15.9.99	Über dem westlichen Deutschland verstärkte sich ein Hitzetief. In den Norden drang mit einer Kaltfront von Osten her etwas kühlere Luft ein. Im Rheinland kam es in der zweiten Tageshälfte zu ergiebigen Niederschlägen.
69	17.9.99	Atlantische Fronten überquerten Deutschland im Laufe des Tages von West nach Ost und führten mäßig warme Meeresluft heran. Schauer und Gewitter waren in ganz Deutschland zu verzeichnen.
70	20.9.99	Die Kaltfront eines Tiefdruckwirbels mit Zentrum über den Britischen Inseln überquerte Deutschland von Südwesten her und führte zu Schauer- und Gewittertätigkeit in vielen Teilen Deutschlands.
71	21.9.99	Deutschland lag am Südostrand eines umfangreichen Tiefdrucksystems über dem östlichen Nordatlantik, den Britischen Inseln und der Nordsee. Am späten Abend überquerte eine Kaltfront das Rheinland, brachte aber nur geringe Niederschlagsmengen.
72	22.9.99	In einer südwestlichen Strömung überquerte ein atlantischer Tiefausläufer die Mitte und den Norden Deutschlands. In den frühen Morgenstunden überquerte ein Frontensystem das Rheinland, den Rest des Tages blieb es trocken.
73	23.9.99	Mit der Annäherung eines kurzweiligen Troges wurden warme Luftmassen gehoben und es entstanden an der Kaltfront zahlreiche Gewitter, die in den Morgenstunden auf den Westen Deutschlands übergriffen und vielerorts zu starken Niederschlägen führten (bis zu 24 mm Regen pro Quadratmeter innerhalb kurzer Zeit am Flughafen Köln–Bonn).
74	26.9.99	Die Welle eines Frontensystems überquerte in der ersten Tageshälfte Süddeutschland. Ausläufer dieser Niederschläge erreichten auch das Rheinland, allerdings waren die gemessenen Regenmengen gering.
75	28.9.99	Aufgrund einer West–Wetterlage verlagerten sich in rascher Folge atlantische Tiefausläufer über Deutschland hinweg. Vor allem im Norden Deutschlands wurden hohe Niederschlagsintensitäten verzeichnet.
76	29.9.99	Ein Sturmtief zog von Irland zum Skagerrak. Seine Warmfront überquerte im Laufe des Tages Norddeutschland, eine nachfolgende Kaltfront drang von Nordwesten her bis in die Mitte Deutschlands vor, wo sie sich durch Wellenbildung verzögerte. Die Regenfälle setzten im Rheinland am frühen Nachmittag ein.
77	30.9.99	Die Wellen ausbildende Kaltfront eines nach Skandinavien ziehenden Tiefdruckwirbels zog langsam südostwärts. Im Tagesverlauf gingen die Niederschläge von Nordwesten her in Schauer und Gewitter über.

Tabelle B.8: Wettersituation September 1999

Anhang C

Detaillierte Ergebnistabellen der Fehleranalyse

Auf den nächsten Seiten folgen die detaillierten Ergebnisse der monatsweise durchgeführten Fehleranalyse (RMS-Differenzen) sowie der Gebietsmittelbestimmung für die verschiedenen Verfahrenskombinationen. Bei der RMS-Fehleranalyse ist zusätzlich in der letzten Spalte jeweils der Mittelwert des Fehlers sowie die mittlere prozentuale Verbesserung über alle Monate angegeben.

	Juni '98	Juli '98	Aug. '98	Sep. '98	Juni '99	Juli '99	Aug. '99	Sep. '99	Ø
Radar allein	7.33	3.16	9.14	24.08	4.16	2.70	3.79	3.00	11.6
+ Advek	7.10	3.02	8.93	24.14	4.13	2.81	3.75	2.95	11.5 (ca. 1%)
+ Advek + automat. Tr.	6.66	2.45	7.40	21.73	4.08	2.72	3.61	2.94	10.5 (ca. 9%)
Advek + manuelle Tr.	6.39	2.96	6.28	12.53	3.70	2.75	3.49	2.88	6.9 (ca. 41%)
+ Advek + SOA	5.23	2.37	4.99	10.16	2.85	2.83	3.11	2.76	6.0 (ca. 48%)
+ Advek + automat. Tr. + SOA	5.12	2.34	4.47	9.17	2.92	2.72	3.01	2.76	5.7 (ca. 51%)
+ Advek + manuelle Tr. + SOA	4.99	2.38	4.43	7.17	2.89	2.69	2.98	2.66	4.8 (ca. 59%)
+ Biask.	5.75	2.59	6.56	17.52	4.04	2.57	3.40	2.99	8.7 (ca. 25%)
+ Advek + Biask.	5.74	2.48	6.47	17.49	4.01	2.64	3.39	2.95	8.7 (ca. 25%)
+ Advek + automat. Tr. + Biask.	5.80	2.43	6.47	17.37	4.05	2.74	3.39	2.85	8.6 (ca. 26%)
+ Advek + manuelle Tr. + Biask.	5.88	2.49	6.47	16.5	4.04	2.72	3.57	2.97	8.2 (ca. 29%)
+ Advek + Biask. + SOA	4.84	2.33	4.45	8.42	2.92	2.67	2.94	2.73	5.3 (ca. 54%)
+ Advek + automat. Tr. + Biask. + SOA	4.87	2.32	4.39	8.48	2.95	2.74	3.01	2.66	5.2 (ca. 55%)
+ Advek + manuelle Tr. + Biask. + SOA	4.92	2.34	4.47	8.16	2.94	2.78	3.06	2.76	5.1 (ca. 56%)

Tabelle C.1: RMS-Differenzen (in mm) zwischen Stations- und Radarwerten, monatsweise berechnet für die Tagessummen beider Stationscluster, jeweils für unterschiedliche Verfahrenskombinationen. Letzte Spalte: mittlere RMS-Differenzen über alle acht Monate zusammen und prozentuale Verbesserung im Vergleich zum „unbehandelten“ Radarniederschlag (Radar allein).

	Juni '98	Juli '98	Aug. '98	Sep. '98	Juni '99	Juli '99	Aug. '99	Sep. '99
Radar allein	79.5	47.5	54.8	228.4	29.0	9.1	53.1	31.7
Radar + Advek	82.1	48.2	56.3	233.1	29.6	9.0	53.6	31.6
Radar + Advek + automatische Tr.	69.2	39.5	49.1	210.5	25.5	7.6	45.0	27.7
Radar + Advek + manuelle Tr.	68.0	47.4	42.3	163.4	24.7	7.6	45.0	27.7
Radar + Advek + SOA	67.9	38.1	33.6	100.3	28.2	9.1	48.3	28.0
Radar + Advek + automatische Tr. + SOA	64.9	35.8	33.0	95.3	27.5	8.4	46.5	27.3
Radar + Advek + manuelle Tr. + SOA	64.8	37.6	32.1	92.5	27.8	8.4	46.5	27.3
Radar + Biaskorr.	63.9	37.8	44.5	182.7	23.3	7.3	42.3	25.4
Radar + Advek + Biaskorr.	65.6	38.5	45.1	186.4	23.7	7.3	42.8	25.2
Radar + Advek + automatische Tr. + Biaskorr.	66.4	37.9	45.1	187.6	24.0	7.5	46.2	26.8
Radar + Advek + manuelle Tr. + Biaskorr.	68.0	38.7	46.3	189.8	24.2	7.7	44.6	26.5
Radar + Advek + Biaskorr. + SOA	64.7	31.9	34.0	93.8	27.4	8.5	46.5	27.0
Radar + Advek automatische Tr. + Biaskorr. + SOA	65.3	32.6	34.0	93.7	27.2	8.8	46.8	27.6
Radar + Advek manuelle Tr. + Biaskorr. + SOA	65.7	35.4	33.4	95.5	27.4	8.8	47.0	27.3
Kriging mit Cluster I	67.8	43.2	29.0	83.8	35.0	7.8	48.5	25.9
Kriging mit Cluster II	75.6	37.9	41.8	115.1	34.4	11.8	43.1	28.1

Tabelle C.2: Flächenmittel des Radar- und Stationsniederschlags (in mm) auf Monatssummenbasis in Gebiet G1. Die Radardaten wurden dabei jeweils mit unterschiedlichen Verfahrenskombinationen bearbeitet.

	Juni '98	Juli '98	Aug. '98	Sep. '98	Juni '99	Juli '99	Aug. '99	Sep. '99
Radar allein	135.1	82.6	88.5	461.1	35.5	16.1	93.0	60.0
Radar + Advek	137.2	81.6	87.6	469.2	35.0	16.1	91.7	60.0
Radar + Advek + automatische Tr.	119.3	69.1	77.3	428.4	31.2	12.9	78.8	53.1
Radar + Advek + manuelle Tr.	115.1	76.8	70.3	312.2	28.1	12.9	78.8	53.1
Radar + Advek + SOA	111.3	57.9	51.1	219.7	35.7	17.3	84.3	62.2
Radar + Advek + automatische Tr. + SOA	103.7	51.0	47.6	203.0	33.4	14.2	78.3	57.9
Radar + Advek + manuelle Tr. + SOA	103.4	55.8	46.6	181.2	32.8	14.2	78.3	57.9
Radar + Biaskorr.	110.0	65.7	69.8	369.3	28.5	12.9	74.2	48.1
Radar + Advek + Biaskorr.	110.4	65.6	70.3	376.0	27.9	12.8	73.4	48.0
Radar + Advek + automatische Tr. + Biaskorr.	111.5	66.7	70.3	372.5	28.0	14.4	76.7	53.4
Radar + Advek + manuelle Tr. + Biaskorr.	112.9	67.3	68.9	362.3	27.9	15.2	75.3	48.8
Radar + Advek + Biaskorr. + SOA	104.5	51.1	47.0	198.6	32.5	14.8	77.0	55.8
Radar + Advek + automatische Tr. + Biaskorr. + SOA	104.3	51.6	47.1	196.8	32.4	15.5	77.4	58.7
Radar + Advek + manuelle Tr. + Biaskorr. + SOA	105.0	52.1	46.8	192.2	33.3	16.6	76.6	56.3
Kriging mit Cluster I	95.9	39.5	39.8	147.3	39.1	19.5	78.2	53.7
Kriging mit Cluster II	101.9	78.9	47.9	177.6	41.4	9.7	83.9	59.1

Tabelle C.3: Flächenmittel des Radar- und Stationsniederschlags (in mm) auf Monatssummenbasis in Gebiet G2. Die Radardaten wurden dabei jeweils mit unterschiedlichen Verfahrenskombinationen bearbeitet.

Abkürzungsverzeichnis

AVHRR	Advanced very high resolution radiometer an Bord von NOAA-Satelliten
DFG	Deutsche Forschungsgemeinschaft
DVWK	Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau
DWD	Deutscher Wetterdienst
ESOC	European Space Operations Centre
EU	Europäische Union
EUMETSAT	Europäische Behörde für den operationellen Betrieb meteorologischer Beobachtungssatelliten, Sitz Darmstadt
FGAN	Forschungsgesellschaft für Angewandte Naturwissenschaften
GARP	Global Atmospheric Research Program
GME	Globales Modell des Deutschen Wetterdienstes, Gitterabstand etwa 50 km
IR	Infrarot-Kanal von Meteosat
LAWA	Länderarbeitsgemeinschaft Wasser
LM	Regionales und lokales Wettervorhersagemodell des DWD, Gitterabstand etwa 7 km
LWC	Liquid water content
METEOSAT	geostationärer Wetterbeobachtungssatellit, Betrieb durch EUMETSAT
MESZ	Mitteleuropäische Sommerzeit
MIUB	Meteorologisches Institut der Universität Bonn
MSG	Meteosat Second Generation, geostationärer Wetterbeobachtungssatellit, gestartet 2002
MUSIC	Multiple Sensor Precipitation Measurements, Projekt der EU-Kommission im 5. Rahmenprogramm

NEXERVA	Normalized expected analysis error variance
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration, USA, betreiben die polarumlaufenden Wettersatelliten NOAA 14/15/16
PPI	Plan parallel indicator (Azimutscan)
RADAR	Radio detection and ranging
RADOLAN	Radar–Online–Aneichung, Projekt des DWD
RHI	Range–height indicator (Elevationsscan)
RMS	Root mean square
SEVIRI	Spinning enhanced visible and infrared imager, abbildendes Radiometer an Bord von MSG
SFB	Sonderforschungsbereich
SOA	Statistische objektive Analyse
THORPEX	The observing system research and predictability experiment, Programm des WWRP zur Erforschung der Defizite meteo- rologischer Beobachtungssysteme
UTC	Universal time coordinated
VIS	Visueller Kanal von Meteosat
WMO	World Meteorological Organization
WPM	Window probability matching
WWRP	World Weather Research Program
Z–R	Beziehung zwischen Radarreflektivität Z und Niederschlags- intensität R

Symbolverzeichnis

Symbol	Bezeichnung	Einheit
a	Vorfaktor der Z–R–Beziehung	-
a'	angeeichter Vorfaktor der Z–R–Beziehung	-
a_i	analysierter Niederschlag am Gitterpunkt (x_i, y_i)	mm
b	Exponent der Z–R–Beziehung	-
b_i	Radarmessung des Niederschlags am Gitterpunkt (x_i, y_i)	mm
b_k	Radarmessung des Niederschlags am Gitterpunkt (x_k, y_k)	mm
c	Steigungskoeffizient	-
c_v	Gewicht zum Verschiebungseinfluß	-
cov	Kovarianz	mm ²
d	Entfernung zum Volumenziel	m
e	Klassenbreite	km
f	Korrekturfaktor der Biaskorrektur	-
g	Kriging–Gewicht	-
h	Distanzklasse (Abstand)	km
h_f	Flughöhe von Meteosat	km
h_w	Wolkenhöhe	km
h_p	Pulslänge	m
i, j, k, l	Numerierungsindex	-
m	Radarniederschlags–Mittelwert	mm
o	Regenwippenmessung des Niederschlags	mm

q	maximaler betrachteter Abstand bei der Variogramm-Bestimmung	km
r	Tropfenradius	mm
r_e	Erdradius	km
s	Standardabweichung des Niederschlags	mm
t	wahrer Niederschlag	mm
\vec{u}	Position (x, y)	km
v_t	Endfallgeschwindigkeit der Regentropfen	m/s
\vec{v}	Verschiebungsvektor	km/h
\vec{v}_a	vorhergehender Verschiebungsvektor	km/h
$ \vec{v}_{max} $	maximale Windstärke	km/h
w	SOA-Gewicht	-
A	Matrix	-
B	Gebiet	km ²
C	gemessener Grauwert	count
C_0	Space Count	count
C_p	Konstante der integralen Regenkenngroße J	verschiedene
D	Tropfendurchmesser	mm
E	solare Bestrahlungsstärke	W/m ²
E_a	erwartete Analysefehlervarianz	mm ²
E_b	erwartete Hintergrundfehlervarianz	mm ²
E_o	Beobachtungsfehlervarianz	mm ²
F_r	Reflektionsfaktor	sr ⁻¹
G	Antennengewinn	1 oder dB
J	integrale Regenkenngroße (allgemein)	verschiedene
K	Anzahl der Regenwippen	-
$ K_b ^2$	Funktion des komplexen Brechungsindex	-
K_d	Dämpfungskoeffizient	dB/km
L	Radianz	W/(m ² sr)
N	Anzahl (allgemein)	-
$N_T(D)$	Verteilungsfunktion der Tropfengrößen (Tropfenspektrum)	m ⁻³ mm ⁻¹
$N_T(0)$	Vorfaktor der Verteilungsfunktion	m ⁻³ mm ⁻¹

P	Niederschlagshöhe (allgemein)	mm
P_a	analysierter Niederschlag	mm
P_r	Radarmessung des Niederschlags	mm
P_g	Regenwippenmessung des Niederschlags	mm
P_B	Gebietsniederschlagsmittel	mm
P_t	Senderleistung	W
\bar{P}_r	Empfangsleistung	W
\mathcal{P}	Wahrscheinlichkeit	-
R	Niederschlagsintensität (Regenrate)	mm/h
T	Zeitintervall	min
U	Suchumgebung	km
V	Pulsvolumen	m ³
\mathcal{V}	kumulative Verteilungsfunktion	-
W	dimensionsloses SOA-Gewicht	-
Z	Reflektivitätsfaktor	mm ⁶ /m ³
Z_0	Normierungsfaktor für dbZ	mm ⁶ /m ³
α	Kalibrierungsfaktor	W/(m ² sr count)
β	Vorfaktor der Dämpfungskorrektur	-
δ	Variogrammwert	mm ²
γ	Exponent der Dämpfungskorrektur	-
Γ	Gammafunktion	-
ϵ	normalisierter Beobachtungsfehler	-
ϵ_a	normalisierte erwartete Analysefehlervarianz	-
ζ	horizontaler Skalierungsfaktor	-
η	Radarreflektivität	m ² /m ³
θ	horizontaler Öffnungswinkel	°
λ	Wellenlänge des Radars	cm
Λ	Formparameter der Tropfengrößenverteilung	mm ⁻¹
μ	Exponent der Gammaverteilung	-
ν	Kosinus des Sonnenzenitwinkels	-
ρ	Korrelationskoeffizient	-
$\rho(h)$	Korrelogrammfunktion	-
$\bar{\rho}$	gewichteter Korrelationskoeffizient	-

$\vec{\rho}$	Spaltenvektor zur Bestimmung der SOA-Gewichte	-
σ	Rückstreuquerschnitt	m ²
τ	Lagrangemultiplikator	-
ϕ	Breitengrad	°
ψ	Längengrad	°

Literaturverzeichnis

- [1] Adler, R.F. & A.J. Negri (1988): A satellite infrared technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 27, pp. 30–51.
- [2] Adrian, G. & D. Frühwald (2002): Design der Modellkette GME/LM. *Promet*, Jg. 27, S. 106–110.
- [3] Akin, H. & H. Siemes (1988): Praktische Geostatistik. Eine Einführung für den Bergbau und die Geowissenschaften. Springer–Verlag, Berlin.
- [4] Anagnostou, E.N. & W.F. Krajewski (1999): Real–time radar rainfall estimation. Part I: Algorithm formulation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol. 16, pp. 189–197.
- [5] Balzer, K., W. Enke & W. Wehry (1998): Wettervorhersage. Mensch und Computer — Daten und Modelle. Springer–Verlag, Berlin.
- [6] Battan, L.J. (1973): Radar Observation of the Atmosphere. University of Chicago Press, Chicago.
- [7] Beheng, K.D. (1998): Grundlagen der Wolkenphysik und der Dynamik von Wolken und Fronten. In: *Annalen der Meteorologie*, Nr. 38, S. 7–24, Herbstschule Radarmeteorologie vom 2.–6. November 1998 in Oberpfaffenhofen, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach/Main.
- [8] Bellon, A., F. Fabry & G.L. Austin (1991): Errors due to space/time sampling strategies in high resolution radar data used in hydrology. In: *The 25th Conference on Radar Meteorology*, Preprint, Paris, pp. 840–843.
- [9] Berliner Wetterkarte (1996): Amtsblatt des Instituts für Meteorologie. ISSN 0177–3984, Jg. 45, Berlin.

- [10] Berliner Wetterkarte (1998): Amtsblatt des Instituts für Meteorologie. ISSN 0177–3984, Jg. 47, Berlin.
- [11] Berliner Wetterkarte (1999): Amtsblatt des Instituts für Meteorologie. ISSN 0177–3984, Jg. 48, Berlin.
- [12] Bhargava, M. & M. Danard (1994): Application of optimum interpolation to the analysis of precipitation in complex terrain. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 33, pp. 508–518.
- [13] Biggerstaff, M.I. & S.A. Listemaa (2000): An improved scheme for convective/stratiform echo classification using radar reflectivity. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 39, pp. 2129–2150.
- [14] Blöschl, G. & R. Merz (2002): Methoden der hydrologischen Regionalisierung im Zusammenhang mit der Niederschlag–Abflussmodellierung. *Wiener Mitteilungen*, Nr. 164, S. 149–178.
- [15] Bolen, S., V.N. Bringi & V. Chandrasekar (1998): An optimal area approach to intercomparing polarimetric radar rain–rate algorithms with gauge data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol. 15, pp. 605–623.
- [16] Breuer, L.J. (1988): Grundlagen der Radarhydrometrie. *Zeitschrift für Stadtentwässerung und Gewässerschutz*, H. 4, S. 5–37.
- [17] Bringi, V.N. & V. Chandrasekar (2001): Polarimetric Doppler Weather Radar: Principles and Applications. Cambridge University Press, Cambridge.
- [18] Chilès, J.P. & P. Delfiner (1999): Geostatistics: Modeling Spatial Uncertainty. Wiley, New York.
- [19] Collier, C.G. (1996): Applications of Weather Radar Systems. Wiley, Chichester.
- [20] Daley, R. (1991): Atmospheric Data Analysis. Cambridge University Press, Cambridge.
- [21] DWD (Deutscher Wetterdienst) (Hrsg.) (1996): Europäischer Wetterbericht. ISSN 0341–2970, Jg. 21, Offenbach/Main.

- [22] DWD (Deutscher Wetterdienst) (Hrsg.) (1998a): Zweiter Zwischenbericht zum Projekt RADOLAN, Routineverfahren zur Online–Aneichung der Radarniederschlagsdaten mit Hilfe von automatischen Bodenniederschlagsstationen (Ombrometer), Offenbach/Main. (http://www.dwd.de/de/wir/Geschaeftsfelder/Hydrometeorologie/a_href_pages/RADOLAN/index1.htm)
- [23] DWD (Deutscher Wetterdienst) (Hrsg.) (1998b): Wetterkarte. Amtsblatt des Deutschen Wetterdienstes. ISSN 0936–5818, Offenbach/Main.
- [24] DWD (Deutscher Wetterdienst) (Hrsg.) (1999a): Dritter Zwischenbericht zum Projekt RADOLAN, Routineverfahren zur Online–Aneichung der Radarniederschlagsdaten mit Hilfe von automatischen Bodenniederschlagsstationen (Ombrometer), Offenbach/Main. (http://www.dwd.de/de/wir/Geschaeftsfelder/Hydrometeorologie/a_href_pages/RADOLAN/index1.htm)
- [25] DWD (Deutscher Wetterdienst) (Hrsg.) (1999b): Wetterkarte. Amtsblatt des Deutschen Wetterdienstes. ISSN 0936–5818, Offenbach/Main.
- [26] DWD (Deutscher Wetterdienst) (Hrsg.) (2001): Fünfter Zwischenbericht zum Projekt RADOLAN, Routineverfahren zur Online–Aneichung der Radarniederschlagsdaten mit Hilfe von automatischen Bodenniederschlagsstationen (Ombrometer), Offenbach/Main. (http://www.dwd.de/de/wir/Geschaeftsfelder/Hydrometeorologie/a_href_pages/RADOLAN/index1.htm)
- [27] Doelling, I.G., J. Joss & J. Riedl (1998): Systematic variations of Z–R–relationships from drop size distributions measured in northern Germany during seven years. *Atmospheric Research*, Vol. 47–48, pp. 635–649.
- [28] Duchon, C.E., T.M. Renkevans & W.L. Crosson (1995): Estimation of daily area–average rainfall during the CaPE experiment in central Florida. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 34, pp. 2704–2714.
- [29] Eissing, R. (1976): Streuung und Dämpfung elektromagnetischer Wellen an Niederschlägen in cm/mm–Wellenlängenbereichen. *Berichte des Instituts für Radarmeteorologie und Maritime Meteorologie*, Nr. 33, Universität Hamburg.
- [30] Eliassen, A. (1954): Provisional report on calculation of spatial covariance and autocorrelation of the pressure field. Report No. 5, Videnskaps–Akademiet Institut for Vaer og Klimaforskning, Oslo.

- [31] van de Emde, K. & P. Kahlig (1989): Comparison of the observed 19th July 1981, Montana thunderstorm with results of a one-dimensional cloud model using Kessler parameterized microphysics. *Annales Geophysicae*, Vol. 7, pp. 405–414.
- [32] Eriksson, A. (1987): Qualität von Winden aus manipulierten Meteosat-Bildfolgen zwischen 52°N und 75°N. Diplomarbeit an der Freien Universität Berlin.
- [33] ESOC (European Space Operations Centre) (Hrsg.) (1991): Annexe to the METEOSAT-5 Calibration Report, April 1991, Darmstadt.
- [34] ESOC (European Space Operations Centre) (Hrsg.) (1996): METEOSAT-5 Calibration Report 1996, Darmstadt.
- [35] Fujiwara, M. (1965): Raindrop-size distribution from individual storms. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 22, pp. 585–591.
- [36] Fulton, R.A, J.P. Breidenbach, D. Seo, D.A. Miller & T. O'Bannon (1998): The WSR-88D rainfall algorithm. *Weather and Forecasting*, Vol. 13, pp. 377–395.
- [37] Fulton, R.A. (1999): Sensitivity of WSR-88D rainfall estimates to the rain-rate threshold and rain gauge adjustment: A flash flood case study. *Weather and Forecasting*, Vol. 14, pp. 604–624.
- [38] Gandin, L. (1963): Objective Analysis of Meteorological Fields. English translation, Israel Program for Scientific Translation, Jerusalem.
- [39] Grimbacher, T. (2001): Niederschlag und Orographie im Bonner Raum aus Radardaten. Diplomarbeit am Meteorologischen Institut der Universität Bonn.
- [40] Gunn, K. & T. East (1954): The microwave properties of precipitation particles. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 80, pp. 522–545.
- [41] Hacker, S. (1996): Probleme mit der Dämpfungskorrektur von Radardaten. Diplomarbeit am Meteorologischen Institut der Universität Bonn.
- [42] Hagen, M. (1998): Glossar Radarbegriffe. In: *Annalen der Meteorologie*, Nr. 38, S. 253–257, Herbstschule Radarmeteorologie vom 2.–6. November 1998 in Oberpfaffenhofen, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach/Main.

- [43] Hannesen, R. (2001): Quantitative Precipitation Estimation from Radar Data — A Review of Current Methodologies. Deliverable 4.1, resulting from Workpackage 4, Project MUSIC — Multiple-Sensor Precipitation Measurements, Integration, Calibration and Flood Forecasting, European Commission. (<http://www.geomin.unibo.it/orgv/hydro/music/index2.htm>)
- [44] Heuel, E. (1996): Sommergewitter mittlerer Breiten: Untersuchung der Dynamik und Intensität konvektiver Niederschläge anhand digitaler Meteosat-Daten. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Bonn.
- [45] Heuel, E. & G. Heinemann (1999): Remote sensing of precipitation by means of Meteosat and radar. In: *Proceedings of the 1999 Meteorological Satellite Data Users' Conference*, Copenhagen, 6th–10th September, EUMETSAT, Darmstadt, pp. 319–323.
- [46] Houze, R.A. (1993): *Cloud Dynamics*. Academic Press, San Diego.
- [47] Isaaks, E.H. & R.M. Srivastava (1989): *Applied Geostatistics*. Oxford University Press, Oxford.
- [48] Issig, C. (1997): Ein spektrales Wolkenmodell mit integriertem Strahlungsübertragungsmodell zur Unterstützung von Niederschlagsalgorithmen aus Fernerkundungsdaten. Dissertation am Meteorologischen Institut der Universität Bonn.
- [49] Jaeneke, M. (1995): Der Radarverbund des DWD als Hilfsmittel der regionalen und lokalen Gewitterprognose. *Promet*, Jg. 24, S. 55–72.
- [50] Jameson, A.R. & A.B. Kostinski (2002): Spurious power-law relations among rainfall and radar parameters. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 128, pp. 2045–2058.
- [51] Joss, J. & A. Waldvogel (1990): Precipitation measurement and hydrology. In: *Radar in Meteorology*, American Meteorological Society, Boston, pp. 577–606.
- [52] Joss, J., P. Meischner, M. Hagen, J. Riedl & E. Weigl (1998): Quantitative Niederschlagsmessung. In: *Annalen der Meteorologie*, Nr. 38, S. 101–110, Herbstschule Radarmeteorologie vom 2.–6. November 1998 in Oberpfaffenhofen, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach/Main.

- [53] Kammer, A. (1982): Quantitative Messung der Feinstrukturen von Gebietsniederschlägen mit Radar. Diplomarbeit am Meteorologischen Institut der Universität Bonn.
- [54] Kriebel, K.T., H. Mannstein & V. Amman (1996): Absolute calibration of the Meteosat-5 visible channels. In: *Proceedings of the 1996 Meteorological Satellite Data Users' Conference*, Vienna, 16th–20th September, EUMETSAT, Darmstadt, pp. 31–40.
- [55] Lang, P. (1997): Niederschlagsquantifizierung auf der Basis von Radardaten. *Promet*, Jg. 26, S. 22–31.
- [56] Levizzani, V., R. Amorati, P.P. Alberoni, S. Nanni & R. Rizzi (1997): Satellite and radar analysis of convective precipitation in northern Italy: A cloud structure point of view. In: *Proceedings of the 1997 Meteorological Satellite Data Users' Conference*, Brussels, 29th September–3rd October, EUMETSAT, Darmstadt, pp. 285–292.
- [57] Mächel, H.O. (1989): Erfassung der räumlichen Struktur der Niederschläge im Ruhrgebiet mittels des statistischen Interpolationsverfahrens Kriging. Diplomarbeit am Meteorologischen Institut der Universität Bonn.
- [58] Marshall, J.S. & W.M. Palmer (1948): The distribution of raindrops with size. *Journal of Meteorology*, Vol. 5, pp. 165–166.
- [59] Marshall, J.S., W. Hitschfeld & K.L.S. Gunn (1955): Advances in radar weather. *Advances in Geophysics*, Vol. 2, pp. 1–56.
- [60] Matsoukas, C., S. Islam & R. Kothari (1999): Fusion of radar and rain gage measurements for an accurate estimation of rainfall. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 104 (D24), pp. 437–450.
- [61] Meetschen, D. (1999): Erkennung, Nutzung und Entfernung von Clutter zur Verbesserung der Niederschlagsmessung mit dem Bonner Radar. Diplomarbeit am Meteorologischen Institut der Universität Bonn.
- [62] Mendel, H.G. (1977): Die Berechnung von Gebietsniederschlägen. *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen (DGM)*, Jg. 21, S. 129–141.

- [63] Michelson, D.B., V.L. Foltescu, L. Häggmark & B. Lindgren (2000): MESAN Mesoscale analysis precipitation. *Meteorologische Zeitschrift*, Vol. 9, pp. 85–96.
- [64] Núñez, J.M.G. & J.M.F. Serdán (1996): Use of a satellite product in the improvement of a radar + satellite combined image. In: *Proceedings of the 1996 Meteorological Satellite Data Users' Conference*, Vienna, 16th–20th September, EUMETSAT, Darmstadt, pp. 323–326.
- [65] Nystuen, J.A. (1999): Relative performance of automatic rain gauges under different rainfall conditions. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol. 16, pp. 1025–1043.
- [66] Olbrück, G. (1975): Das Wetterradar. Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst. Nr. 7, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach/Main.
- [67] Pamment, J.A. & B.J. Conway (1998): Objective identification of echoes due to anomalous propagation in weather radar data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol. 15, pp. 98–113.
- [68] Pereira Fo, A.J., K.C. Crawford & C.L. Hartzell (1998): Improving WSR-88D hourly rainfall estimates. *Weather and Forecasting*, Vol. 13, pp. 1016–1028.
- [69] Pereira Fo, A.J. & K.C. Crawford (1999): Mesoscale precipitation fields. Part I: Statistical analysis and hydrologic response. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 38, pp. 82–101.
- [70] Perrone, M., D. Lucignanc & L. Spadacenta (1985): Clouds and precipitation over Italy. In: *Proceedings of the 5th METEOSAT Scientific Users' Meeting*, Rome, 27th–31th May, ESA, Darmstadt, pp. 1–6.
- [71] Porcù, F. & V. Levizzani (1992): Cloud classification using METEOSAT VIS–IR imagery. *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 13, pp. 893–909.
- [72] Press, W.H., S.A. Teukolsky, W.T. Vetterling & B.P. Flannery (1992): *Numerical Recipes in C*. Cambridge University Press, Cambridge.
- [73] Raghavan, S. (2003): *Radar Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

- [74] Reudenbach, C. (2000): Konvektive Sommerniederschläge in Mitteleuropa. Eine Kombination aus Satellitenfernerkundung und numerischer Modellierung zur automatischen Erfassung mesoskaliger Niederschlagsfelder. Dissertation am Geographischen Institut der Universität Bonn.
- [75] Reudenbach, C., G. Heinemann, E. Heuel, J. Bendix & M. Winiger (2001): Investigation of summertime convective rainfall in Western Europe based on a synergy of remote sensing data and numerical models. *Meteorology and Atmospheric Physics*, Vol. 76, pp. 23–41.
- [76] Reiss, M., H. Hauschild, B. Rudolf & U. Schneider (1992): Die Behandlung des systematischen Fehlers bei Niederschlagsmessungen. *Meteorologische Zeitschrift*, Jg. 1, S. 51–58.
- [77] Rinehart, R.E. (1991): Radar for Meteorologists or You, too, can be a Radar Meteorologist. Part III. Knight Printing Company, Fargo, North Dakota.
- [78] Rogers, R.R. (1979): A Short Course in Cloud Physics. Pergamon Press, Oxford.
- [79] Rosenfeld, D., D.B. Wolff & D. Atlas (1993): General probability–matched relations between radar reflectivity and rain rate. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 32, pp. 50–72.
- [80] Rosenfeld, D. & E. Amitai (1998): Comparison of WPMM versus regression for evaluating Z–R relationships. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 37, pp. 1241–1249.
- [81] Schraff, C. & R. Hess (2002): Realisierung der Datenassimilation im LM. *Pro-met*, Jg. 27, S. 156–164.
- [82] Scholl, M.C. (1991): Fallstudie über die Kongruenz von Niederschlagsinformation aus SYNOP-, MODELL- und METEOSAT-Daten. Ein empirisches Verfahren zur meteorologischen Datenintegration im regionalen Gitter. Dissertation an der Freien Universität Berlin.
- [83] Schlüter, M. (1996): Einführung in geomathematische Verfahren und deren Programmierung. Enke-Verlag, Stuttgart.

- [84] Schroth, A. (1995): Theoretische Grundlagen der Radartechnik. In: *Annalen der Meteorologie*, Nr. 32, S. 19–69, Herbstschule Radarmeteorologie vom 23.–31. Oktober in Oberpfaffenhofen, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach/Main.
- [85] Smith, J.A., D.J. Seo, M.L. Baeck & M.D. Hudlow (1996): An intercomparison study of NEXRAD precipitation estimates. *Water Resources Research*, Vol. 32, pp. 2035–2046.
- [86] Steiner, M., R.A. Houze Jr. & S.E. Yuter (1995): Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 34, pp. 1978–2007.
- [87] Thekaekara, M.P. (1974): Extraterrestrial solar spectrum, 3000–6100 Å at 1-Å intervals. *Applied Optics*, Vol. 13, pp. 518–522.
- [88] Thiebaut, H.J. (1976): Anisotropic correlation functions for objective analysis. *Monthly Weather Review*, Vol. 104, pp. 994–1002.
- [89] Tokay, A. & D.A. Short (1996): Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from stratiform versus convective clouds. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 35, pp. 355–371.
- [90] Uijlenhoet, R. (2001): Raindrop size distributions and the Z–R relationship. In: Griffith, R.J. et al. (eds.), *Radar hydrology for real time flood forecasting*, European Commission, Environment and Climate Programme, Luxembourg, pp. 87–100.
- [91] Ulbrich, C.W. (1983): Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, Vol. 22, pp. 1764–1775.
- [92] Ulbrich, C.W. & L.G. Lee (1999): Rainfall measurement error by WSR–88D radars due to variations in Z–R law parameters and the radar constant. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol. 16, pp. 1017–1024.
- [93] Verworn, H.-R. (1998): Radar für hydrologische Anwendungen. In: *Annalen der Meteorologie*, Nr. 38, S. 183–196, Herbstschule Radarmeteorologie vom 2.–6. November 1998 in Oberpfaffenhofen, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach/Main.

- [94] Wallace, J.M. & P.V. Hobbs (1977): Atmospheric Science. Academic Press, New York.
- [95] Weber, R.O. & P. Talkner (1993): Some remarks on spatial correlation function models. *Monthly Weather Review*, Vol.121, pp. 2611–2617.
- [96] Weigl, E. (2002): Projekt RADOLAN. Niederschlagsmessung mit Radar. Online verfügbar unter (http://www.dwd.de/de/wir/Geschaeftsfelder/Hydrometeorologie/a_href_pages/RADOLAN/index1.htm)
- [97] Wergen, W. (2002): Datenassimilation — ein Überblick. *Promet*, Jg. 27, S. 142–149.
- [98] Wexler, R. & D. Atlas (1963): Radar reflectivity and attenuation of rain. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 2, pp. 276–280.
- [99] World Meteorological Organization (WMO) (1994): Guide to Hydrological Practices. WMO No. 168, Geneva.
- [100] Xin, L., G. Reuter & B. Larochelle (1997): Reflectivity–rain rate relationships for convective rainshowers in Edmonton. *Atmosphere–Ocean*, Vol. 35, pp. 513–521.

Danksagung

Leider ist in der Anfangsphase der vorliegenden Arbeit mein Betreuer Herr Prof. Dr. Heinz-Dieter Schilling, dem ich dieses sehr interessante Thema verdanke, unerwartet verstorben. Die Betreuung wurde freundlicherweise von Herrn Prof. Dr. Günther Heinemann übernommen, dem ich für seine kontinuierliche Unterstützung und vielfältigen Hilfestellungen besonders danken will. Weiterhin möchte ich Herrn Prof. Dr. Clemens Simmer, Prof. Dr. Matthias Winiger und Frau Prof. Dr. Susanne Crewell für ihr reges Interesse und ihre Hilfe danken. Dank gesagt sei weiterhin meinen Kollegen am Geographischen und Meteorologischen Institut der Universität Bonn, insbesondere Dirk Meetschen, Tobias Grimbacher und Dr. Christoph Reudenbach.

Für die Bereitstellung der Radardaten sowie die Benutzung der Software zur Clutter- und Dämpfungskorrektur und zur Interpolation danke ich der Gruppe Fernerkundung am Meteorologischen Institut. Weiterhin sei dem Wetteramt Essen sowie dem Erftkreisverband für die freundliche Überlassung der Niederschlagsdaten gedankt.

In der Zeit vom Oktober 1997 bis zum Mai 1998 erhielt ich für die Durchführung dieser Arbeit eine Graduiertenförderung des Landes Nordrhein-Westfalen. Im Anschluß (Juni 1998 bis Juni 2001) wurde diese Arbeit vom Sonderforschungsbereich 350 der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziell unterstützt. Den Antragstellern und Förderinstitutionen sei ebenfalls gedankt.

Ganz besonderer Dank schließlich geht an Hana, Pia, Johannes und Thomi für das sorgfältige Korrekturlesen der Arbeit sowie an alle meine weiteren Freunde und Bekannten für ihre andauernde moralische Unterstützung.