

1 Einführung

Wasser ist eine entscheidende Ressource für die Existenz von Leben auf der Erde. 0,001 % des Wassers befinden sich in der Atmosphäre. Es ist der einzige Bestandteil unserer Atmosphäre, der in allen drei Aggregatzuständen (gasförmig, flüssig und fest) vorkommt und durch Phasenumwandlungsprozesse von einem Zustand in einen der beiden anderen übergehen kann. Für verschiedene wirtschaftliche Bereiche sind diverse Zustände innerhalb des Wasserzyklus von großem Interesse, da zum Beispiel das Auftreten oder Ausbleiben von Niederschlag gravierende soziale und wirtschaftliche Probleme mit sich bringen kann. Die mittlere Verweilzeit eines Wassermoleküls in der Atmosphäre beträgt zwischen 9 und 15 Tagen (Marcinek und Rosenkranz, 1996).

Die Niederschlagsverteilung in den mittleren Breiten ist komplexer Natur und hängt u.a. von der großräumigen Verteilung der Hoch – und Tiefdruckgebiete ab, die lokal unter anderem durch die Änderung der thermischen Stabilitätsbedingungen der Atmosphäre beeinflusst werden. Die Abbildung 1.1 zeigt die mittlere Niederschlagsverteilung für Deutschland der Jahre 1961–1990 aus Monatsmitteldaten (Müller-Westermeier, 1995). Deutlich ist ein hoher Niederschlagsgradient zwischen dem östlichen, westlichen und südlichen Deutschland zu erkennen, wobei in topographisch stark gegliederten Gebieten wie dem Schwarzwald, dem Harz und dem Alpenvorland die Niederschlagsmenge am größten ist.

Durch die extreme räumliche Variabilität gehört das Klimaelement Niederschlag nach wie vor zu einer unzureichend erfassten Größe (Rudolf, 2004). Seine exakte Verteilung, seine Art, seine Intensität und seine Dauer sind die am schwierigsten zu erfassenden, zu beschreibenden und vorherzusagenden Wetterelemente. Niederschlagsereignisse überdecken einen weiten zeitlichen und räumlichen Skalenbereich, der von der synoptischen Skala (räumlich 1000 km, zeitliche Dauer bis zu mehreren Tagen) bis zu kleinräumigen konvektiven Einzelzellen (10 km, 30 min) reicht. Besonders bei konvektiven Niederschlägen kann ein einziges Ereignis lokal und zeitlich stark variabel sein (1 km, 1 min). Wintergewitter mittlerer Breiten bedingen eine Mixtur verschiedener Niederschlagstypen: Starker Schneefall, gefrierender Niederschlag und Regen sind in einem einzigen Gewitter möglich. Solche komplexen Abhängigkeiten von Oberflächentopographie und interner mesoskaliger Dynamik für die Niederschlagsprozesse steuernden Parameter führen im Ergebnis zu sehr differenzierten, kleinskalig strukturierten Niederschlagsverteilungen.

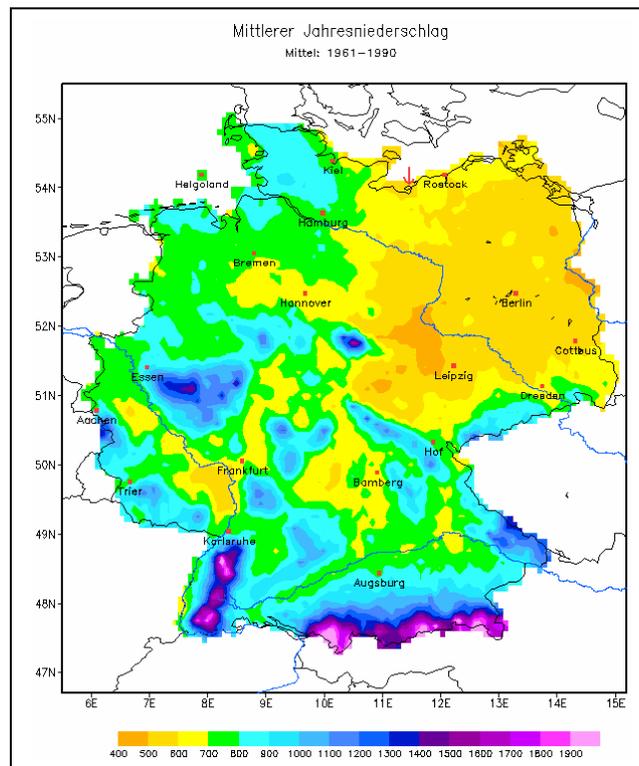


Abb. 1.1: Mittlerer Jahresniederschlag in mm für Deutschland (Klimatologie von 1961-1990, Müller-Westermeier (1995))

Der Zustand der Atmosphäre (Temperatur, Dichte und Luftfeuchtigkeit einer Luftmasse) bestimmt die Art des Niederschlages, welcher durch seinen Typ, seine Menge und seine Intensität (French et al., 1992) charakterisiert wird. Bereits 1982 definieren Houze und Hobbs Niederschlag als stratiform, wenn er aus Nimbostratus und als konvektiv, wenn er aus Cumuli und Cumulonimben fällt.

Die hohe enorme Heterogenität der Niederschläge, insbesondere das Verhalten von Niederschlagsbändern in den mittleren Breiten, führt dazu, dass schon deren Diagnose und nicht erst die Prognose erhebliche Probleme bereitet. Hochauflösende Niederschlagsdiagnosen sind als Eingabeparameter in der quantitativen Niederschlagsvorhersage (QNV) erforderlich und auch notwendig zur Verifikation der auf unterschiedlich große Gebiete bezogenen Simulationsergebnisse.

Bekannt ist, dass bei der quantitativen Niederschlagsvorhersage große Defizite beim konvektiven Niederschlag vorhanden sind (Heise, 2002). Internationale Studien zur Beurteilung der Niederschlagsvorhersage innerhalb der WGNE (Working Group on Numerical Experimentation) kommen zu dem Ergebnis, dass die Modelle der QNV noch weit entfernt von einer perfekten Vorhersage sind (Ebert et al., 2003). Bei Vorhersagemodellen, die eine fixierte horizontale und vertikale Auflösung verwenden, wird es außerdem stets Prozesse geben, die im Modellgitter nicht explizit dargestellt werden können. Solche klein-skaligen Prozesse werden zum Beispiel im Lokal-Modell (LM) des Deutschen Wetterdienstes (DWD) mit einem horizontalen Gitterabstand von 7 km, welches bis zum Jahr 2005 operationell eingesetzt wurde, durch die Konvektionsparametrisierung von Tiedtke (1989) beschrieben. Ganz allgemein ist ungeklärt, ob durch eine Parametrisierung grundsätzlich konvektive Prozesse ausreichend beschrieben werden können und inwieweit der konvektive Modell-Niederschlag repräsentativ für einzelne Gebiete dargestellt werden kann (Kaufmann et al., 2003).

Die weitere Entwicklung des LM findet in internationaler Kooperation mit anderen Wetterdiensten in Europa statt, die sich zu einem Konsortium, dem COSMO (Consortium for Small Scale Modelling) zusammengeschlossen haben. Im Jahr 2007 wurde dementsprechend die Modellkette des DWD umbenannt und das Lokal-Modell (LM) wurde durch das COSMO-EU (Schulz und Schättler, 2005) und das Kurzzeitmodell (LMK) durch das COSMO-DE ersetzt. Mit einer horizontalen Maschenweite von $0,025^\circ$ ($\sim 2,8$ km) entspricht das COSMO-DE-Modell der Tendenz, die Vorhersage des Niederschlagsfeldes in immer klein-skaligeren Strukturen zu simulieren und damit eine Parametrisierung der hochreichenden Konvektion zu vermeiden.

Ziel der hier vorgestellten Arbeit ist es, aus stündlichen regionalen synoptischen Beobachtungsdaten und abgeleiteten Wolkentypen aus Meteosat-Daten, die Wolkentypen zu ermitteln die im Zusammenhang mit konvektiven und stratiformen Niederschlag auftreten. Im Endergebnis wird ein neuer Niederschlagsdatensatz in der horizontalen Auflösung von 7 km entsprechend dem Lokal-Modell im konvektiven und stratiformen Skalenbereich für Deutschland erstellt. Dieser neue Beobachtungsdatensatz wird zur Verifikation der QNV auf der stündlichen Zeitskala angewendet.

Motivation

Aufgrund der großen Defizite in der Niederschlagsvorhersage der Wetterdienste in Deutschland wurde im Jahr 2004 von der Deutschen Forschungsgemeinschaft ein Schwerpunktprogramm (SPP) zur ‚Quantitativen Niederschlagsvorhersage‘ ins Leben gerufen. Das Ziel des Schwerpunktprogramms ist es, das Verständnis für die atmosphärischen Prozesse, die für die Niederschlagsbildung von Bedeutung sind, zu verbessern.

In Zusammenarbeit mit Wissenschaftlern aus Universitäten und Großforschungseinrichtungen sowie dem Deutschen Wetterdienst werden folgende wissenschaftliche Ziele im SPP bearbeitet (Hense et al., 2003):

- 1) Identifikation der für die Defizite verantwortlichen physikalischen und chemischen Prozesse bei der QNV,
- 2) Bestimmung und Ausschöpfung der Potenziale vorhandener und neuer Daten und Prozessbeschreibung zur Verbesserung der QNV,
- 3) Bestimmung der Vorhersagefähigkeit von Wettervorhersagemodellen durch statistisch - dynamische Analysen der QNV.

Die vorliegende Arbeit ist im Rahmen des SPP dem Themenbereich ‚Verifikation‘ unter dem Codenamen STAMPF (*STAT*istical – dynamical *M*ethods for scale dependent model evaluation and short term *P*recipitation *F*orecasting) zugeordnet und trägt zum Erreichen des SPP Ziels Nr. 3 bei.

Die Beobachtungsdaten, die u.a. vom operationellen Radiosonden-Netzwerk und in bestimmtem Umfang von satellitengestützten Sensoren kommen, liefern die Anfangs- und Randbedingungen für die numerischen Wettervorhersagemodelle. Deren Verfügbarkeit ist daher ein kritischer Punkt bei der QNV. Eine Verbesserung der quantitativen Niederschlagsvorhersage mit hoher räumlicher (≤ 10 km) und zeitlicher Auflösung (≤ 1 h) kann nur erfolgreich sein, wenn die Ursachen für deren Defizite bekannt sind und die Verifikation auf der gleichen Skala stattfindet.

Ein weiteres Problem in der räumlichen Niederschlagsanalyse liegt in der mangelnden Dichte der Bodenbeobachtungen. Dieses Beobachtungsnetz unterliegt ökonomischen sowie technischen Bedingungen und ist recht unterschiedlich in den Bundesländern von Deutschland verteilt. Die daraus resultierenden Lücken bei der Beobachtung können Satellitendaten durch die "Vielzahl ihrer Produkte" auf unterschiedlichste Weise füllen.

Aufbau der Arbeit

Für die Erstellung der Niederschlagsanalyse der Freien Universität Berlin (FUB) werden die stündlich synoptischen Beobachtungsdaten des Niederschlages und der Wolkentypen in Mitteleuropa verwendet. Mit abgeleiteten Wolkentypen aus Fernerkundungsdaten, die in eine normierte Niederschlagshäufigkeit umgesetzt werden, stellt sich die Frage, ob und wie weit die Niederschlagsanalyse der FUB verbessert werden kann.

Die vorliegende Arbeit ist wie folgt aufgebaut: Zunächst werden diverse Verfahren zur räumlichen Niederschlagserfassung beschrieben (Kap. 1). In Kapitel 2 wird die Niederschlagsverteilung des Jahres 2004 für Deutschland vorgestellt und in Kapitel 3 werden sämtliche Daten, die zur Erstellung der räumlichen Niederschlagsanalyse getrennt in einen konvektiven und stratiformen Niederschlag verwendet werden, ausführlich dargestellt. Im vierten Kapitel wird die Wolkenklassifikation aus Satellitendaten vorgestellt sowie für die niederschlagsgebenden Wolkentypen die normierte Niederschlagshäufigkeit. Im fünften Kapitel wird das Verfahren der räumlich hochaufgelösten Niederschlagsanalyse der FUB erläutert, sowie die Anwendung dieser vom Modell unabhängigen Niederschlagsanalyse (FUB) zur Verifikation mit dem LM (Kap. 6). Kapitel 7 schließt mit einer Zusammenfassung und einem Ausblick.

1.1 Stand der Forschung

Vorhersagemodelle bedürfen einer Verifikation, um Fehler erkennen und deuten zu können. Zahlreiche Wissenschaftler arbeiten auf den Gebieten zur Verbesserung der quantitativen Niederschlagsvorhersage, sei es auf dem Gebiet der Verifikation (Damrath, 2002, Kann und Haiden 2005, Paulat, 2007), der Datenassimilation (Sun, 2005) oder um die grundsätzlichen Probleme beim Verständnis und der Interpretation des Niederschlages zu erkennen (Venema et al., 2007). Viele Autoren verwenden eine Kombination aller verfügbaren Datenquellen, wie zum Beispiel Bodenbeobachtungsdaten, Radar- sowie Satellitendaten und auch hydrologische Daten (Abflussdaten). Statistische Verfahren werden entwickelt, um einen Beitrag zur QNV zu liefern (Damrath et al. 2000, Casati et al. 2004, Steinacker et al. 2006, Savvidou et al. 2007). All diese Untersuchungen erarbeiten räumliche Niederschlagsverteilungen, und geben Aufschlüsse über die Wolkenbildung (Kaufmann et al., 2003). Auch größere Unterschiede in der Wasserdampfkonzentration können auf kleinstem Raum beobachtet werden (Rosenfeld und Lensky 1998, Levizzani et al. 2001, Bennartz et al. 2002). Messfehler bei der Niederschlagsmessung (Punktmessung) werden bei Reiss et al. (1992) auf 2-10 % in den Sommermonaten und auf bis zu 70 % in den Wintermonaten ermittelt. Mit der großen Heterogenität der Niederschläge werden die Fragen relevant, wie repräsentativ lokale Messwerte für ein Gebiet sind. Auch stellt sich dabei die Frage nach dem geeigneten Interpolationsverfahren (Steinacker et al. 2006) und welche regionalen Aussagen unter welchen Voraussetzungen abgeleitet werden können. Datenlücken sind verantwortlich für systematische Fehler im Anfangszustand numerischer Wettervorhersagen, die neben Defiziten in den physikalischen Parametrisierungen der primäre Grund für Vorhersagemängel im Allgemeinen und Fehlern in der quantitativen Niederschlagsvorhersage im Besonderen sind.

Der wachsende Bedarf nach integrierten Datensystemen zur Verbesserung der QNV zeigt sich an verstärkt durchgeführten Vergleichen zwischen Datenergebnissen der unterschiedlichen Beobachtungssysteme und auch an Kombinationsversuchen der unterschiedlichen Datensätze (Xie und Arkin 1995, Vicente et al. 1998, Dai et al. 1999, Reudenbach et al. 2001, Wulfmeyer et al. 2007).

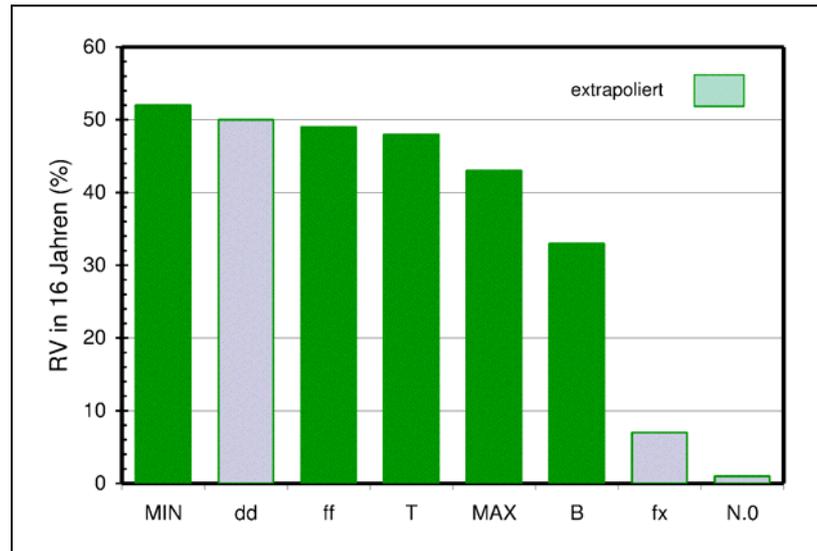


Abb. 1.2: Zunahme der Prognosegüte (RV) der 24-h Vorhersage des Deutschen Wetterdienstes von 1984 – 2000 für verschiedene Modellvariablen im Mittel für 14 Stationen in Deutschland: Tagesminimumtemperatur (MIN), Tagesmaximumtemperatur (MAX), Durchschnittstemperatur (T), Windrichtung (dd), Windstärke (ff), Wolkenbedeckungsgrad (B), Windspitzen > 12 m/s (fx) und Niederschlag ja/nein (N.0), (Balzer, 2002).

Zwischen 1984 und 2000 hat sich die Qualität der numerischen Wettervorhersage des Lokal-Modells (Doms et al., 2002) vom DWD für einige meteorologische Parameter stetig im Bereich der Kurz- (bis 3 Tage) und Mittelfrist- (bis 10 Tage) Vorhersage verbessert (Balzer, 2002). Diese Vorhersagen zeigen gelegentlich Strukturen wie einzelne konvektive Zellen oder schmale Regenbänder, welche in früheren Modellen nicht simuliert werden konnten. Die Qualität der Temperaturvorhersage (Abb.1.2) zeigt eine deutliche Zunahme von etwa 48 %, ähnliche Ergebnisse werden bei der Windrichtung (50 %), der Windstärke (49 %) und u.a. für den Wolkenbedeckungsgrad (32 %) erreicht. Die Vorhersage des Niederschlages wurde dabei faktisch nicht verbessert. Nicht einmal in der Fragestellung, ob überhaupt Niederschlag in einem gewissen Bereich fällt (Niederschlag ja/nein). Auch die den Niederschlag beeinflussenden Prozesse sind bis heute nicht vollständig verstanden. Große Defizite gibt es in erster Linie bei der konvektiven Niederschlagsvorhersage, bei denen hohe Niederschlagssummen auf kurzen Zeitskalen auftreten (Toth et al., 2000).

Interpolationsmethoden

Das Ziel einer räumlichen Interpolation ist es, aus den verschiedenen räumlich verteilten Messpunkten, an denen zu einem bestimmten Zeitpunkt gemessen wird, die kontinuierliche räumliche Verteilung zu schätzen. Historisch gesehen ist eine der ersten Interpolationsmethoden der Ansatz von Panofsky (1949). Dieser entwickelte Polynome, die sich allen Beobachtungen in einem kleinen Gebiet anpassten, was jedoch zu Diskontinuitäten an den Grenzen der Bereiche führte. Ein nächster Schritt war die Einbeziehung des geostrophischen Windes, um einen meteorologischen Hintergrund für die Analyse zu erhalten. Gilchrist und Cressman (1954) unternahmen einen weiteren Schritt, indem sie die Polynome lokal und nicht mehr innerhalb eines ganzen Gebietes an die Beobachtungen anpassten. Die Möglichkeit einer Verbesserung der Analyse durch die Einführung eines Hintergrund- oder First-guess-Feldes in Form einer numerischen Prognose wurde zuerst von diesen beiden Autoren erwähnt. Die weitere Entwicklung in der Interpolation wurde von Bergthorsson und Döös (1955) sowie Thompson (1961) fortgesetzt, welche die Methode der ‚sukzessiven Korrektur‘ einführten. Barnes (1964) stellte eine Interpolationsmethode vor, die das Cressman Verfahren als meistbenutztes empirisches lineares Analyseschema ersetzte (Sinha et al., 2006). Durch eine Linearkombination der Beobachtungen selbst wird der gesuchte Wert errechnet.

Eine weitere Interpolationsmethode ist die Optimum Interpolation (OI), bekannt als ‚statistische Interpolation‘ (Kolmogorov, 1941), die von Gandin (1965) weiterentwickelt wurde. Diese Interpolationsmethode bezieht sich auf den Minimum-Varianz-Ansatz, was bedeutet, dass die Analysefehlervarianz minimiert wird und dass ein Hintergrundfeld vorhanden ist. Gandin wählte dafür ein klimatologisches Feld, heute dagegen wird das Ergebnis einer numerischen Vorhersage dafür herangezogen.

Ein weiteres Interpolationsverfahren ist das ‚Kriging‘. Kriging ist ein Oberbegriff für eine Reihe von Schätzverfahren. Gemeinsam ist ihnen, dass die Variable aus einem deterministischen, also einem Hintergrundfeld und einem Zufallsanteil aufgefasst wird. Dieses Interpolationsverfahren von räumlichen Daten wurde zu Beginn der 50-er Jahre von D. Krige eingeführt und kommt in zahlreichen Varianten wie dem ‚universal Kriging‘, dem ‚ordinary Kriging‘ oder dem ‚punctual Kriging‘ vor (Daley, 1991).

Cressman Analyse

Die objektive Analyse, wie zum Beispiel die Cressman Analyse (Cressman, 1959), wird dann verwendet, wenn unregelmäßig verteilte Beobachtungsdaten auf ein regelmäßiges Gitter interpoliert werden sollen (Sevruk, 1982). Es wird ein auf Schätzungen beruhendes Anfangsfeld vorgegeben, welches dann in mehreren Durchläufen durch Beobachtungsdaten korrigiert wird. Eine Besonderheit der Cressman Analyse ist, dass der Hintergrundwert auf der Basis der benachbarten Beobachtungen im Laufe mehrere Durchgänge der ‚Wahrheit‘ angepasst wird. Dabei wird der Einflussradius jedes Mal verringert, um Informationen aus kleineren Skalen mit entsprechender Datendichte mit eingehen zu lassen. Der Korrekturwert (K_i) für alle Beobachtungen, die in einem Kreis mit vorzugebendem Radius (R) um den betrachteten Gitterpunkt liegen wird wie folgt berechnet:

$$K_i = w_i B_i \quad (1.1)$$

$$w_i = \frac{R^2 - d_i^2}{R^2 + d_i^2} \quad (1.2)$$

B_i ist die Abweichung zwischen dem Beobachtungswert und dem auf den Beobachtungsort interpolierten Wert des zu korrigierenden Feldes. w_i ist das Gewicht, d_i stellt den Abstand der Beobachtung zum betrachteten Gitterpunkt dar. Liegt die Beobachtungsstation außerhalb des Einflussradius ($w < 0$) gilt für $w_i = 0$ an diesem Punkt. Vorteile der Cressman Analyse sind kurze Rechenzeiten. Durch die Mittelung dieser verschiedenen Korrekturen an den Datenpunkten innerhalb des Einflussbereiches wird das Ergebnisfeld geglättet. Der Nachteil dieses Verfahrens ist, dass die Größe der Einflussradien auf das zu analysierende Feld abgestimmt werden muss, um die günstigsten Einflussradien für jedes zu analysierende Niederschlagsfeld neu herauszufinden. Werte, die zu große Abweichungen vom First-guess-Feld aufweisen, werden nicht zur Interpolation herangezogen. Zusätzlich wird die Differenz zwischen dem interpolierten und dem beobachteten Wert bestimmt. Wird dabei die vorher festgelegte Schranke überschritten, so wird der beobachtete Wert als fehlerhaft angenommen und nicht verwendet. Bei diesem Interpolationsverfahren fällt auf, dass in datenreichen Gebieten die Analyse den Beobachtungen, in einem datenärmeren Gebiet jedoch dem Hintergrundfeld ähnelt.

Überblick von Verfahren zur Erstellung von Niederschlagsdatensätzen

Generell basieren räumliche Niederschlagsanalysen auf Meldungen eines mehr oder weniger dichten Stationsnetzes (Bill, 1996) und können durch deterministische oder durch statistische Methoden erstellt werden. Die deterministische Methode geht davon aus, dass der zu interpolierende Wert unbekannt ist, aber als einzelner Wert existiert. Bei der statistischen Methode wird angenommen, dass der zu interpolierende Wert eine Zufallsgröße ist, der nicht ohne Fehler zu bestimmen ist, sondern durch eine statistische Verteilungsfunktion und andere statistische Kenngrößen bestimmt ist. Für statistische Größen entwirft man ein geostatistisches Modell, das bei dem nichtstatistischen Verfahren fehlt. Die Niederschlagsstationen können dabei regelmäßig oder unregelmäßig verteilt sein. Da die Wirklichkeit der meteorologisch-physikalischen Phänomene nicht direkt zugänglich ist, bestimmt die zur Verfügung stehende Messtechnik das Ausmaß der Annäherung und damit die untersuchte Datenwelt.

Mit der großen Heterogenität der Niederschläge werden allerdings die Fragen relevant, wie repräsentativ lokale Messwerte für Gebietsangaben sind und welche regionalen Aussagen unter welchen Voraussetzungen abgeleitet werden können. Der wachsende Bedarf nach integrierten Datensystemen zeigt sich an den verstärkt durchgeführten Vergleichen zwischen den Datenergebnissen der unterschiedlichen Beobachtungssysteme und an den Kombinationsversuchen der unterschiedlichen Datensätze (Houghton 1950, Gustafsson 1986, Jensen 1989, Hutchinson 1993, Lorenz und Skoda 2001, Yates et al. 2006). Die Verfahren beruhen auf der Annahme, dass es Ähnlichkeiten zwischen räumlich benachbarten Werten gibt, die sich im Wesentlichen durch die Wahl der unterschiedlichen Interpolationsmethoden unterscheiden. Einfachere Verfahren zur Berechnung des Gebietsniederschlags werden in Gebieten mit größeren Höhenunterschieden verwendet. Hier seien als Beispiele das arithmetische Mittel oder die Zuordnung von Flächenanteilen über die hypsometrische Kurve (dabei wird die Verteilung der Flächen gegenüber den Geländehöhen aufgetragen) genannt (Dyck und Peschke, 1995).

Viele Wissenschaftler konzentrierten sich in den achtziger Jahren auf die räumliche Kovarianz bzw. die Autokorrelation zwischen meteorologischen Größen. Bratseth (1986) verwendet die Korrelationsfunktion für Vorhersagefehler, um daraus Gewichte für die Gebiete, die eine geringere Stationsdichte aufweisen, zu bestimmen. Sashegyi et al. (1993) bestätigt die Bratseth-Methode für die

numerische Analyse von Daten. Die gängigste Interpolationsmethode ist das Verfahren nach Barnes (1964) mit einigen Änderungen von Maddox (1980) und Buzzi et al. (1991). Ein Vergleich verschiedener Analysemethoden ist beispielsweise von Goodin et al. (1979) sowie Seaman und Hutchinson (1985) zur Überprüfung der verschiedenen Analysen gemacht worden. Eine ausführliche Darstellung der Methoden findet sich in den Lehrbüchern von Thiébaux und Pedder (1987) sowie Cressie (1991). Fehlerabschätzungen zwischen Punktmessungen und statistisch berechneten Mittelwerten wurden von Flitcroft et al. (1989) für konvektive Niederschlagsdaten aus dem semi-ariden West-Afrika durchgeführt. Sie fanden heraus, dass große lokale Niederschlagsmengen selbst für kleine Umgebungsgebiete nicht repräsentativ sind.

Ein Interpolationsschema, das am Institut für Meteorologie und Geophysik an der Universität Wien seit 1995 entwickelt wurde und seither laufend weiterentwickelt wird, ist das sogenannte VERA-Verfahren (Vienna Enhanced Resolution Analysis). VERA ist ein objektives Analyseverfahren meteorologischer Daten über komplexer Orographie (Alpenraum und Randgebiete) und basiert auf der Fingerprint-Technik (Steinacker et al., 2000). Das Verfahren kann Strukturen auflösen, die kleiner als die Skala des mittleren Stationsabstandes sind, indem Zusatzinformationen (Vorwissen) über das Verhalten der Felder in die Analyse eingebracht werden. Stationsmessungen, Radardaten und topographische Informationen werden mit variablen Gewichten in die Analyse mit eingebunden und ermöglichen eine modellunabhängige Analyse, ohne ein First-guess-Feld erstellen zu müssen. Das Gewicht, das mit Hilfe des Radars bestimmte Niederschlagsmuster mit in die Analyse einfließen lässt, wird räumlich und zeitlich variabel direkt aus den Beobachtungsdaten erstellt. Bei der Interpolation der Messwerte, für die ein Variationsansatz verwendet wird, werden die Quadrate der räumlichen ersten und zweiten Ableitungen der Funktion, die das Messfeld approximieren soll, minimiert. Dabei wird davon ausgegangen, dass sich Feldverteilungen so verhalten, dass ihre Krümmung minimiert wird, was bedeutet, dass sich ein geglätteter Feldverlauf ergibt. In einer weiteren Arbeit von Steinacker et al. (2006) konnte gezeigt werden, dass durch den Einsatz des Radarfingerprints die durch Konvektion geprägte Niederschlagsverteilung in der Analyse rekonstruiert wurde, ohne das dazu eine a priori Gewichtung notwendig war.

Dagegen verwendet Ahrens (2004, 2008) für die Alpenregion ein Verfahren, das durch das zusätzliche Einbringen von Informationen, wie die Abhängigkeit von Wetterlagen und der Orographie sowie Radardaten, die Niederschlagsanalyse verbessert. Ahrens verwendet eine Kombination mit einem stochastischen Verfahren, um auf feinen Skalen die statistischen Eigenschaften zu generieren.

Die Technik der Disaggregation (Binder und Schär, 1995) stellt eine weitere Möglichkeit dar, einen räumlich und zeitlich hochaufgelösten Niederschlagsdatensatz unter Verwendung von Beobachtungsdaten und Radarkompositen zu erstellen. Frei und Schär (1998) erstellen einen Niederschlagsdatensatz zur Validierung des alpinen Lokal-Modells, wobei das Interpolationsverfahren auf der SYMAP-Methode von Shepard (1984) mit einem Richtungs-Distanz-Gewichtungsverfahren basiert. Um die Radardaten auf das Gitter zu bringen, wurde das arithmetische Mittel aller Radarpixel, die zu den nächstliegenden drei Gitterpunkten gehören, berechnet. Den mathematischen Ansatz der Disaggregation beschreibt Paulat (2007) wie folgt: $d = a \cdot \frac{c}{b}$, mit $a = 1$ h Radarsumme, $b = 24$ h Radarsumme, $c = 24$ h Bodenmessung, und $d = 1$ h Summe des Niederschlages am Gitterpunkt. Die Fehler bei diesem Verfahren liegen überwiegend in der Überschätzung der Niederschlagsmenge im Radar.

Milan und Simmer (2007) verwenden für eine Erstellung einer Niederschlagsanalyse ein Verfahren unter dem Namen PIB (Physical Initialization Bonn), welches in der LM Version 3.15 des DWD enthalten ist. Radardaten werden auf ein Gitter von 2,8 km interpoliert, zusätzlich werden Beobachtungsdaten des Niederschlages und teilweise Modelldaten für die Niederschlagsanalyse verwendet.

In der Hydrologie wird der Gebietsniederschlag u.a. mit dem Verfahren der so genannten Georegression erstellt. In einem ersten Schritt wird eine Regression für den Niederschlag mit der Seehöhe über N.N. aufgestellt. Mittels dieser Regressionsgleichung wird dann für alle Punkte, an denen Zusatzinformationen vorhanden sind, die Menge des Niederschlages bestimmt. Anschließend werden die Residuen (Beobachtungswert minus den aus der Regression bestimmten Wert) räumlich interpoliert und das Ergebnis zum Regressionswert hinzugezählt. Die Georegression wird für die räumliche Interpolation des Niederschlages verwendet, wenn eine Höhenabhängigkeit zu erwarten ist (Goovaerts, 2000). Entscheidend bei allen Interpolationsverfahren, die Zusatzinformationen verwenden, ist die geeignete Wahl der Zusatzvariablen, da ungeeignete Variablen die Interpolation

verschlechtern können. Die Eignung lässt sich aus Korrelationen und anderen statistischen Gegenüberstellungen bestimmen (Blöschl und Grayson, 2000). In Blöschl und Merz (2002) werden die unterschiedlichsten deterministischen und statistischen Methoden der Interpolation dargestellt

In der hier vorliegenden Arbeit wird das objektive Analyseverfahren nach Cressman verwendet, um die unregelmäßig verteilten Beobachtungsstationen auf das LM-Gitter zu interpolieren. Diese neuartige räumliche Niederschlagsanalyse der Freien Universität Berlin wird durch Wolkentypen aus Beobachtungen und abgeleiteten Wolkentypen aus Satellitendaten in einen konvektiven und stratiformen Anteil getrennt. Das Cressman-Verfahren ist ein anerkanntes Verfahren, um punktuelle Informationen bzw. einer Stationsmessung in eine flächendeckende Information in diesem Fall die Niederschlagsmenge umzurechnen. So verwendet der DWD zum Beispiel bei der operationellen Analyse der Wassertemperatur auch das Verfahren nach Cressman (Wergen und Buchhold, 2002).

Fernerkundungsdaten

Weitere Verfahren zur flächenhaften Niederschlagsbestimmung basieren auf Fernerkundungsdaten von satellitengestützten Instrumenten, da die hohe zeitliche Wiederholungsrate für das kontinuierliche Monitoring der Atmosphäre prädestiniert ist. Die Spannweite der derzeit zur Verfügung stehenden satelliten-gestützten Methoden ist groß und die ersten Niederschlagsschätzungen wurden für konvektive Bewölkung in den tropischen und subtropischen Ozeangebieten mit Hilfe des IR-Kanals (Thermisches Infrarot) entwickelt (Arkin und Meisner, 1987). Die meisten Verfahren verwenden die infraroten Spektralkanäle, da der Niederschlag indirekt aus der emittierten Strahlung der Wolkenoberflächen abgeleitet werden kann. Es besteht ein linearer Zusammenhang zwischen dem bodennahen Niederschlag und der Höhe der Wolkenobergrenze (Temperatur) sowie der Mächtigkeit der Wolken. Der Vorteil dieser Methode ist, dass Daten für ihre Anwendung in angemessener zeitlicher und räumlicher Auflösung weltweit vorhanden sind. Das ist gerade dort ein Vorteil, wo kein oder nur ein dünnes konventionelles Bodenmessnetz zur Verfügung steht, was besonders über den Ozeanen und in den Entwicklungsländern der Fall ist. Eine detaillierte historische Zusammenfassung zur Abschätzung des Niederschlages aus operationellen Satellitensystemen befindet sich in Barret und Martin (1981), bei Kidder und Vonder Haar (1995) und bei Levizzani (2000).

Passive Mikrowellentechniken werden in Wilheit et al. (1994) beschrieben. Zusätzlich stehen im IR-Bereich verschiedene Techniken zur Verfügung, unter anderem der Wolkenindex-Algorithmus, der 1979 von Arkin entwickelt wurde. In Arealen mit Wolkenflächentemperaturen < 253 K wird die Niederschlagsabschätzung mit Radarregenschätzungen trainiert. Satellitengestützte Schätzungen des World Climate Research Program sowie des Global Precipitation Climatology Project (GPCP) nutzen diese Methode für operationelle weltweite Niederschlagsabschätzungen (Ebert 1996, GPCP 1997). Wolkenmodell-Algorithmen zur Niederschlagsbestimmung versuchen die Niederschlagsrate auf physikalisch-statistische Art zu bestimmen. Die statistische Relation beobachteter Wolkenoberflächentemperaturen zu bodengestützten Messwerten wird durch die Beziehung der modellierten Wolkenoberflächentemperaturen und der zugehörige Regenraten ersetzt. Die Convective Stratiform Technique (CST) unterscheidet zwischen konvektiven sowie stratiformen Niederschlägen und kombiniert den einfachen Lebenszyklus der Wolken. Den Gebieten mit stratiformen Niederschlag wird eine feste Regenrate zugewiesen, der konvektive Niederschlag stammt jedoch aus Wolkenmodellberechnungen. Weitere Methoden zur Niederschlagsabschätzung in der Fernerkundung sind unter anderem die Split-Window Methode, welche den Kanal im Nahen Infrarot und den Wasserdampfkanal einsetzt (Kurino, 1997).

Auf der Grundlage einer mehrjährigen Niederschlagszeitreihe aus Satellitendaten erstellt Reudenbach (2003) eine differenzierte konvektive Niederschlagsanalyse in Relation zur synoptischen Anströmungsrichtung und zur Topographie. Für die Zuweisung der Niederschlagsraten zu den klassifizierten Satellitendaten verwendet er eine Regression zwischen der Wolkentemperatur und Niederschlagsrate. Desweiteres gehen Radiosondenprofile und auch ein 1-dimensionales Wolkenmodell in den von ihm entwickelten Algorithmus mit ein. Die vollständig neuentwickelte ‚Enhanced Convective Stratiform Technique‘ ermöglicht durch die Verwendung des Wasserdampfkanals eine ausreichend gute Schätzung der Vertikalerstreckung der Wolkensysteme.