



**Berichte des Deutschen Wetterdienstes**

**196**

**Die Bestimmung der zeitlich-räumlichen Struktur  
des globalen Niederschlags**

von  
Bruno Rudolf



Zitationsvorschlag:

Rudolf, Bruno: Die Bestimmung der zeitlich-räumlichen Struktur des globalen Niederschlags. - Offenbach am Main: Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, 1995. (Berichte des Deutschen Wetterdienstes ; 196)

ISSN der Onlineausgabe: 2194-5969

ISSN der Druckausgabe: 0072-4130

---

## Nutzungsbedingungen



Dieses Dokument steht unter folgender Creative Commons-Lizenz

Sie dürfen das Werk bzw. den Inhalt unter folgenden Bedingungen vervielfältigen, verbreiten und öffentlich zugänglich machen: Sie müssen den Namen des Autors/Rechteinhabers in der von ihm festgelegten Weise nennen. Dieses Werk bzw. dieser Inhalt darf nicht für kommerzielle Zwecke verwendet werden und es darf nicht bearbeitet, abgewandelt oder in anderer Weise verändert werden.

Mit der Verwendung dieses Dokumentes erkennen Sie die Nutzungsbedingungen an.

---

Herausgeber und Verlag: :

Deutscher Wetterdienst  
Frankfurter Straße 135  
D- 63067 Offenbach am Main

Internet: [www.dwd.de](http://www.dwd.de)

Mail: [bibliothek@dwd.de](mailto:bibliothek@dwd.de)

## Inhaltsverzeichnis

	Seite
Zusammenfassung / Abstract .....	5
1 Einführung .....	7
2 Der globale Energie- und Wasserkreislauf, Klimamodelle und die Notwendigkeit ihrer Verifizierung durch beobachtete Niederschlagsdaten .....	9
3 Als Mittelwerte veröffentlichte oder als digitale Rasterdaten verfügbare terrestrische und globale Niederschlagskarten .....	13
4 Bestimmung von Gebietsniederschlägen mit konventionellen Methoden .....	18
4.1 Problematik der konventionellen Niederschlagsmessung und Datenbasis .....	18
4.2 Übertragung der Punktdaten in die Fläche .....	29
4.3 Ansätze zur Quantifizierung der Fehler .....	38
5 Fernerkundung des Niederschlags .....	52
5.1 Niederschlagsbeobachtung durch Radar .....	53
5.2 Die Verwendung von Satellitendaten zur Niederschlagsschätzung .....	58
5.3 Verifizierung und Fehlerschätzung .....	69
6 Nutzung von Wettervorhersagemodellen zur Bestimmung des Niederschlags ...	80
6.1 Ergebnisse der Wettervorhersagemodelle des DWD .....	81
6.2 Modellergebnisse des EZMW und deren Verwendung im WZN .....	84
7 Kombination der Ergebnisse verschiedener Beobachtungstechniken .....	90
zu globalen Niederschlagsverteilungen	
7.1 Die im WZN operationell verwendete Methode .....	92
7.2 In der Entwicklung stehende Methoden des GPCP .....	98
8 Das operationelle System zur globalen Niederschlagsanalyse .....	102
9 Zusammenfassende Bewertung der Ergebnisse .....	107
10 Ausblick .....	112
Literaturverzeichnis .....	115
Verzeichnis der Abkürzungen .....	127
Verzeichnis der Formelzeichen .....	129
Verzeichnis der Tabellen und Bilder im Text .....	131
Verzeichnis der Karten und Farbbilder im Anhang .....	135
Kartenanhang	

## **Zusammenfassung**

Die Bestimmung der zeitlich-räumlichen Struktur des globalen Niederschlags ist Aufgabe des Weltzentrums für Niederschlagsklimatologie (WZN), einer Komponente des Global Precipitation Climatology Projects (GPCP) im Weltklimaforschungsprogramm. Der konkrete Auftrag besteht in der Erstellung eines globalen Datensatzes, der monatliche Gebietsniederschläge in einem Raster von  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  geographischer Länge und Breite für den Zeitraum Januar 1986 bis Dezember 1995 enthält. Im Rahmen des Global Climate Observing Systems (GCOS) ist ein permanenter Betrieb des WZN vorgesehen. Zur Bestimmung des globalen Wasserkreislaufs müssen Niederschlagsdaten aus allen geeigneten Beobachtungstechniken herangezogen werden. Daten unterschiedlicher Art sind von konventionellen Messungen, durch Fernerkundung mit Radar und satellitengestützten Instrumenten sowie, als "Quasibeobachtungen", aus Ergebnissen der numerischen Wettervorhersage zu erhalten. Daten, die der Verifizierung globaler Klimamodelle dienen sollen, müssen allerdings frei von Modellergebnissen sein; von ihnen wird insbesondere eine hohe und quantitativ definierbare Genauigkeit gefordert.

In dieser Arbeit werden die unterschiedlichen Beobachtungstechniken, verfügbaren Daten und Analysemethoden unter den Aspekten ihrer Eignung zur operationellen Verwendung und der Genauigkeit der Ergebnisse diskutiert. Darauf aufbauend wird das im WZN zur routinemäßigen Auswertung der globalen Niederschlagsdaten entwickelte System beschrieben, das die Komponenten Sammlung, Archivierung und Qualitätskontrolle der an Stationen gemessenen Niederschlagshöhen sowie Berechnung der Gebietsniederschläge enthält. Die Methoden dazu wurden in einem vom BMFT geförderten, im DWD ausgeführten FE-Vorhaben entwickelt. In diesem Rahmen wurden außerdem umfangreiche Fehleranalysen durchgeführt und Ansätze zur quantitativen Fehlerschätzung aufgestellt. In Zusammenarbeit mit den Partnern im GPCP, deren Aufgabe die Auswertung der Satellitendaten ist, wurden Verfahren zur Kombination der Ergebnisse beider Beobachtungstechniken entwickelt. Mit Daten von weltweit ca. 6700 Stationen aus den Jahren 1987 und 1988 wurden die Komponenten des Routinesystems erprobt. Der operationelle Betrieb zur routinemäßigen Produktion globaler Datensätze hat im März 1995 begonnen.

Für die Landflächen sind die konventionell gemessenen Niederschlagshöhen nach wie vor die wichtigste Datengrundlage. Wie in dieser Arbeit gezeigt wird, gilt für die o.g. Rastergröße bei globaler Auswertung, daß die Genauigkeit der Gebietsniederschläge im wesentlichen durch die Meßnetzdichte (Anzahl der verfügbaren Stationen) bestimmt wird. Erforderlich sind Niederschlagsdaten von weltweit ca. 40.000 Stationen. Deshalb wurde im WZN eine umfangreiche globale Datensammlung aufgebaut, die bisher monatliche Niederschlagshöhen von mehr als 30.000 Stationen enthält und noch erweitert wird. Für diese Daten ist eine gründliche Qualitätskontrolle notwendig. Außerdem müssen die Daten selbst oder die daraus abgeleiteten Gebietsniederschläge hinsichtlich der systematischen Meßfehler korrigiert werden. Mit der erweiterten Datenbasis werden die monatlichen Gebietsniederschläge im  $2,5^\circ$ -Raster für große Teile der Landflächen befriedigend genau bestimmt werden können. Unsicher bleiben vorerst aber die Ergebnisse für Gebirgsregionen und Gebiete mit überwiegend festen Niederschlägen.

Radar und Satelliteninstrumente liefern zusätzliche, flächendeckend beobachtete Informationen über den Niederschlag. Für die Ozeane sind Satellitendaten und Ergebnisse der Wettervorhersage die einzigen regelmäßig verfügbaren Datenquellen. Diese indirekt gemessenen oder durch ein Modell berechneten Niederschläge weichen aber erheblich von mit konventionellen Daten bestimmten Gebietsniederschlägen ab, wie Vergleichsstudien sowohl für die Landflächen als auch für die Ozeane (Testgebiete) zeigen. Die Abweichungen sind regional sehr unterschiedlich und auch zeitlich variabel. Satelliten- und Radardaten müssen daher an konventionell gemessene Daten angepaßt werden. Die Technik der Niederschlagsbeobachtung mit Hilfe von Satelliten unterliegt einer bereits weit im voraus geplanten, kontinuierlichen Weiterentwicklung, so daß eine allmähliche Verbesserung der Ergebnisse erwartet wird. Das gleiche gilt für die Wettervorhersagemodelle und deren Ergebnisse. Dies erfordert langfristig eine regelmäßige Wiederholung der Vergleiche solcher Daten mit Referenzdaten, die auf konventionellen Messungen oder ggf. auf kalibrierten Radarbeobachtungen beruhen.

## **Abstract**

*The estimation of the temporal/spatial structure of global precipitation is subject of the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC), a component of the Global Precipitation Climatology Project (GPCP) within the World Climate Research Programme. The goal is to create a global dataset of monthly area-mean precipitation on a grid of  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  latitude by longitude for the period from January 1986 to December 1995. In future, the GPCC will permanently operate within the framework of the Global Climate Observing System (GCOS). The determination of the global water cycle requires the use of all suitable observation techniques, i.e. conventional raingauge measurements, remote sensing by satellite instruments and radar as well as numerical weather prediction, what could be a quasi-observation if initialized by observed data. The verification of global climate models requires datasets based on pure observations of high and quantitatively definable accuracy.*

*This paper treats the observation techniques, availability of data, and analysis methods, each under the aspects of operational application and accuracy of the results. Main subjects are the discussion and the objective assessment of the errors. The routine data processing system, developed by the GPCC, is described; its components are collection, archiving and quality control of precipitation measured at stations, as well as calculation of area-means based on the station related data. The routine system has been tested for a period of 24 months (1987 and 1988) using a preliminary observational dataset from about 6700 stations. The concept of a new method of merging information from conventional measurements, satellite based estimates, and model results is introduced. This method is in development in cooperation with other GPCP-participants.*

*The conventionally measured data from raingauges are still the most important information on the terrestrial precipitation. The accuracy of the estimated area-means depends first on the network density. Analyses of monthly precipitation on a global scale should be based on at least 40,000 station-related observations. Up to now, monthly data from more than 30,000 stations have been collected by the GPCC, and the data acquisition is still going on. Analyses based on this data set will provide results, which are of sufficient accuracy on a  $2.5^\circ$  grid for most of the land surface. However, problems will still remain for mountainous regions and areas with mainly solid precipitation.*

*Radar and space-based instruments supply additional information on the spatial structure of precipitation. Satellite data are the only source being available to estimate the oceanic precipitation on a regular basis. Several intercomparison studies show, that the results from conventional raingauge measurements differ considerably from precipitation estimates based on satellite observations or from results of numerical weather prediction or climate models. The deviations are spatially and temporally inhomogeneous. The precipitation fields derived from satellite and radar data need to be adjusted to conventional ground measurements. The development of advanced remote sensing techniques as well as of models is in a continuous progress. In order to validate new products, reference data of high quality will be required in future, too.*

## 1 Einführung

### Das Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie

Die vorliegende Dissertation zum Thema "Die Bestimmung der zeitlich-räumlichen Struktur des globalen Niederschlags" ist mit der Aufgabenstellung und den Arbeiten des Weltzentrums für Niederschlagsklimatologie (WZN) verbunden. Dieses vom Deutschen Wetterdienst (DWD) betriebene Zentrum ist Bestandteil des Global Precipitation Climatology Project (GPCP) des Weltklimaforschungsprogramms. International ist das WZN unter dem Namen Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) bekannt. Ziel des GPCP ist die Bereitstellung einer auf Beobachtungen beruhenden Datenreihe, die gerasterte monatliche Gebietsniederschlagshöhen global flächendeckend für den Zeitraum 1986 bis 1995 enthält. Die Ergebnisse sollen

- der Verifizierung von globalen Klimamodellen,
- der Bestimmung des globalen Wasserhaushalts unter Berücksichtigung der Land-Meerverteilung und der regionalen Strukturen und
- der Untersuchung großräumiger periodischer oder quasi-periodischer Vorgänge in der Atmosphäre, z.B. des ENSO-Phänomens (El Niño/Southern Oscillation),

dienen, wie es im Implementation and Management Plan des Projektes definiert ist (WCRP 1990a). Für die Auflösung der Produkte ist zeitlich der Monat und räumlich ein Raster der Größe  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  geographischer Länge und Breite festgelegt worden. Für die monatlichen Gebietsniederschläge im Raster wird eine Genauigkeit von 10 bis 30 mm angestrebt. Diese Vorgaben orientieren sich an dem, was zum Zeitpunkt der Projektplanung als operationell realisierbar erschien.

Neben dem DWD beteiligen sich am GPCP die Betreiber der meteorologischen Satelliten (ESOC, Japanische Meteorologische Anstalt, die NOAA und die NASA) sowie weitere Einrichtungen der NOAA und NASA, die sich mit Auswertung der Satellitendaten und der Entwicklung neuer Algorithmen zur Schätzung des Niederschlags befassen. Die Teilaufgaben des WZN sind die Auswertung der konventionell gemessenen Niederschlagsdaten für die Landflächen und die Verbindung der Ergebnisse der verschiedenen Beobachtungstechniken unter zusätzlicher Verwendung numerischer Wettervorhersagen zu global vollständigen Datensätzen. Die kurzfristigen Zeit- und Arbeitspläne für das GPCP und damit auch für das WZN werden in jährlichen Sitzungen der Working Group on Data Management for the GPCP abgestimmt und beschlossen.

Auf der Basis der vom DWD in den Jahren 1986 und 1987 erstellten Konzepte und der Ergebnisse einer Arbeitstagung (Iphofen, Dezember 1987, FLEER 1988) begann im Herbst des Jahres 1988 der Aufbau des WZN unter der Leitung von Heribert Fleer. Nach dessen Weggang wurde die Leitung dem Verfasser der vorliegenden Arbeit übertragen. Die Entwicklung der Methoden zur operationellen globalen Niederschlagsanalyse wurde mit umfangreichen Mitteln des BMFT (heutige Bezeichnung BMBW) gefördert. Am Verbundvorhaben zum Forschungsschwerpunkt Wasserkreislauf ist das WZN mit einem noch nicht abgeschlossenen Projekt zur Fehlerschätzung der Niederschlagsbestimmung sowie zur Implementierung einer Methode zur optimalen Verknüpfung von konventionell gemessenen Niederschlagsdaten und Satellitenbeobachtungen beteiligt.

Die dem WZN gestellte Aufgabe erforderte die Entwicklung von Methoden zur Archivierung und Qualitätskontrolle der Beobachtungsdaten, zur Berechnung der Gebietsniederschläge aus an Stationen gemessenen Daten, zur Schätzung der Beobachtungs- und Analysefehler und zur Verwen-

dung von Satellitendaten und Modellergebnissen, und zwar mit der Bedingung, daß alle Verfahren global und routinemäßig eingesetzt werden können. Für die Entwicklungsarbeiten stand dem Verfasser ein Team mit drei, zeitweise vier, wissenschaftlichen Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern, einem Programmierer sowie zwei Wetterdiensttechnikerinnen zur Verfügung. Eine erste Beschreibung der in Entwicklung befindlichen oder vorgesehenen Methoden wurde vier Jahre nach Beginn der Arbeiten veröffentlicht (RUDOLF et al. 1992a). Danach wurden die Methoden im einzelnen erprobt und als Komponenten eines routinefähigen Systems zusammengefügt.

Während der Entwicklungsphase (1989 bis 1994) wurde das WZN von einer wissenschaftlichen Beratergruppe unterstützt, der H. Graßl, H.-J. Liebscher, R. Roth, B. Sevruk und ein Vertreter des WCRP sowie als regelmäßige Gäste P. Arkin, K. Arpe und E. Raschke angehörten. In mehreren Arbeitstagungen (Iphofen 1990, Neustadt 1991 und Koblenz 1992) wurden die Arbeiten des WZN diskutiert und der Fortgang durch Empfehlungen der Beratergruppe geleitet. Im März 1995 wurde der operationelle Betrieb zur routinemäßigen Produktion der fortlaufenden monatlichen Datensätze aufgenommen.

### **Zum Aufbau der vorliegenden Arbeit**

Nach Erläuterungen des Bedarfs an globalen, auf Beobachtungen gestützten Niederschlagsdaten werden die bereits vorliegenden globalen Datensätze und Karten anderer Autoren diskutiert. In je einem Kapitel wird die mit jeder der Beobachtungstechniken (konventionelle Niederschlagsmessung, Radar- und Satellitenbeobachtungen, Wettervorhersagemodelle) verbundene Problematik beschrieben, wobei jeweils die für den operationellen Betrieb geeigneten Methoden herausgestellt und Ansätze zur quantitativen Fehlerschätzung formuliert werden. Eine Methode zur optimalen, fehlerabhängigen Verknüpfung der mit den unterschiedlichen Techniken getrennt ermittelten Gebietsniederschläge wird im GPCP unter Beteiligung des WZN entwickelt. Die Grundzüge dieses Verfahrens und Zwischenergebnisse werden hier mit Zustimmung der Beteiligten vorgestellt. Es folgen ein Überblick über das im WZN entwickelte operationelle System zur globalen Niederschlagsanalyse, eine zusammenfassende Bewertung der erreichbaren Genauigkeit der operationellen Produkte sowie, abschließend, ein Ausblick auf die geplanten Arbeiten, wünschenswerte Untersuchungen und die zu erwartende Entwicklung der Beobachtungstechnik. Im Text erwähnte Karten und Farbbilder sind im Kartenanhang am Schluß dieses Heftes zu finden.

### **Die wichtigsten Definitionen**

Mit Niederschlag bezeichnet man in der Meteorologie das Wasser, das in flüssiger oder fester Form aus der Atmosphäre ausfällt. Unterschieden werden fallende Niederschläge (z.B. Regen, Schnee, Graupel, Hagel) und abgesetzte Niederschläge (z.B. Tau und Reif).

Der in einer definierten Zeitspanne gefallene Niederschlag wird als (z.B.) stündliche, tägliche, monatliche oder jährliche Niederschlagshöhe angegeben. Das ist die Höhe, um die der Wasserspiegel über einer horizontalen Fläche durch Niederschlag in der angegebenen Zeit ansteigt, wenn kein Wasser abfließt, versickert oder verdunstet. Die Einheit "Millimeter Niederschlagshöhe" entspricht im Zahlenwert dem Wasservolumen in Litern, das in der angegebenen Zeitspanne auf die Fläche eines Quadratmeters gefallen ist. Die mittlere Niederschlagshöhe für ein Gebiet wird als Gebietsniederschlag oder Gebietsniederschlagshöhe bezeichnet.

Wenn in der vorliegenden Arbeit von Vorgaben, Aufgaben und Produkten des GPCP gesprochen wird, so ist auch das WZN betroffen und gemeint. Produkte des WZN sind offiziell GPCP-Produkte (WCRP 1994). Spezielle Aufgaben und Arbeiten des WZN werden aber als solche bezeichnet.

## 2 Der globale Energie- und Wasserkreislauf, Klimamodelle und die Notwendigkeit ihrer Verifizierung durch beobachtete Niederschlagsdaten

In weltweitem Interesse stehen heute Fragen, die das Klima betreffen:

- Welche Klimaänderungen sind zu erwarten und wie verteilen diese sich regional? Werden sich die Klimazonen verschieben?
- Was im Detail sind die Ursachen der Klimaentwicklung? Wie groß sind die Einwirkungen des Menschen auf das Klimasystem? Wie kann das Klima geschützt werden? Welche Maßnahmen sind möglich, um anthropogene Einflüsse auf das Klima zu vermindern, und wie effektiv können diese sein?
- Welche Folgen werden sich aus einer Klimaänderung für die Natur und für die menschliche Gesellschaft ergeben? Was sind die Konsequenzen für den Wasserkreislauf der Erde, für die Wasserversorgung der Natur?

Neben diesen in die Zukunft gerichteten Fragen sind auch die natürliche Variabilität des Klimas und besondere Klimaereignisse von wissenschaftlichem wie wirtschaftlichem Interesse, so das El – Niño-Phänomen, welches sich z.B. durch extreme Niederschläge an der tropischen Westküste Südamerikas in quasi-periodischen mehrjährigen Abständen um die Weihnachtszeit äußert. Die Ursache liegt in einer großräumigen Luftdruckanomalie, die wiederum mit Veränderungen der atmosphärischen und ozeanischen Zirkulationen gekoppelt ist. Die ökologischen Auswirkungen reichen vom Verhungern der Fische und Vögel bis zu verheerenden Überschwemmungen (z.B. ARNTZ & FAHRBACH 1991).

Die Bedeutung der o.g. Fragen zeigt sich in den internationalen politischen Aktivitäten der letzten Jahre: die Zweite Weltklimakonferenz in Genf im November 1990, die Konferenz für Umwelt und Entwicklung der Vereinten Nationen in Rio de Janeiro (Climate Agenda) im Juni 1992, die Zwischenstaatliche Konferenz zum Weltklimaprogramm in Genf im April 1993, die Unterzeichnung der Klimarahmenkonvention durch bisher 166 Staaten, die UN-Klimakonferenz in Berlin im März 1995 ("Klimagipfel"). Bereits im Jahr 1979 wurde das Weltklimaforschungsprogramm (World Climate Research Programme, WCRP) eingerichtet.

Im Klimasystem der Erde bestehen vielfältige Wechselbeziehungen zwischen Atmosphäre, Ozeanen, Landoberflächen, polaren Eiskappen und Gebirgsgletschern, wobei die Kreisläufe von Energie und Wasser eng aneinander gekoppelt sind (RAMANATHAN et al. 1989, GRASSL 1990, CHAHINE 1992). Der Wassergehalt der Luft wirkt auf den Strahlungshaushalt von Atmosphäre und Erdoberfläche ein. Er verursacht durch seine räumliche Verteilung Wärmequellen und -senken. Wasserdampf ist ein wirksamer Absorber im langwelligen Bereich (Glashauseffekt). Wolken reflektieren dagegen einen Teil der kurzwelligen Einstrahlung und emittieren im langwelligen Bereich. Zudem ist Wasserdampf ein effektiver Energieträger.

In den tropischen und subtropischen Breiten, wo die Energieaufnahme aus der Sonnenstrahlung groß ist, verdunstet an der Erdoberfläche im Mittel mehr Wasser als durch Niederschlag dorthin zurückfällt. Die zur Verdunstung benötigte Energie wird im Wasserdampf gespeichert und als latente Wärme in die höheren Breiten transportiert. Dort wird sie bei der Kondensation des Wassers freigesetzt. Die vertikalen Energietransporte konzentrieren sich in den Tropen in der hochreichenden Konvektion. Die im zonal gemittelten Atmosphärenschnitt erkennbare vertikal orientierte Zirkulation der Hadley-Zelle bringt die Energie in der höheren Troposphäre bis in die Roßbreiten. Weiter

polwärts werden die großen Energiemengen hauptsächlich in horizontalen Wirbeln, den Zyklonen, transportiert (LORENZ 1955, 1979). Die Energieumsätze an der Erdoberfläche sind sehr unterschiedlich verteilt und von der Verteilung von Land und Wasser abhängig. Die Landoberfläche wird von der Sonneneinstrahlung direkt aufgeheizt und gibt die Energie als fühlbare Wärme rasch an die Atmosphäre ab. Die Ozeane, die mehr als zwei Drittel der Erdoberfläche einnehmen, spielen eine wesentliche Rolle als Energiespeicher sowie als Quelle latenter Wärme. Diese grundlegend verschiedenen Eigenschaften von Land und Meer sowie eine Reihe von weiteren Faktoren (z.B. unterschiedliche Oberflächenrauigkeiten, orographische Strukturen) bewirken, daß die globale atmosphärische Zirkulation, in der Wasser und Energie transportiert werden, vielfältige regionale, teils periodische Besonderheiten aufweist.

Das Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX), in dem auch das GPCP integriert ist, wurde zur quantitativen Erfassung dieser Kreisläufe und der vielfältigen Wechselwirkungen vom Weltklimaforschungsprogramm eingerichtet und als vorrangiges Unterprogramm dieses Jahrzehnts definiert (WCRP 1990b).

Infolge großer Lücken in den verfügbaren Beobachtungsdaten kann das Klima der Gegenwart und Vergangenheit nicht allein durch statistische Auswertungen der Daten analysiert werden. In die Zukunft gerichtete Fragen können ohnehin nur mit Prognosemodellen beantwortet werden. Zur Simulation des Klimas müssen alle wesentlichen physikalischen Beziehungen zwischen den Klimaelementen und -faktoren mathematisch beschrieben und zeitabhängig gelöst werden. Ausgangspunkt für eine Prognoserechnung ist die Analyse der heutigen Klimabedingungen. Mit den Modellen wird die Klimaentwicklung in Szenarien für unterschiedliche Annahmen über die künftigen Emissionen von Treibhausgasen simuliert, wie beispielsweise in den Studien des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, HOUGHTON et al. 1990).

Seit Mitte der sechziger Jahre werden Modelle der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre zur Klimaforschung verwendet (SMAGORINSKY et al. 1965, MANABE et al. 1965). Ihr prinzipieller Aufbau entspricht dem der numerischen Wettervorhersagemodelle. Sie verwenden aber größere räumliche Maschenweiten und Zeitschritte, da einerseits der Klimaverlauf über mehrere Jahrzehnte simuliert wird, andererseits Leistung und Kapazität der Rechenanlagen begrenzt sind. Zur Simulation der Klimaentwicklung müssen auch Veränderungen der Ozeane und Landoberflächen sowie der Ökosysteme berücksichtigt werden, die mit der Klimaänderung einhergehen können. Bei der wenige Tage abdeckenden Wettervorhersage können diese Veränderungen unbeachtet bleiben. Seit einigen Jahren sind Modelle in der Lage, die Zirkulationen in Atmosphäre und Ozeanen zu koppeln, und in jüngsten Modellvarianten werden auch Veränderungen der Vegetation und der polaren Eiskappen und Gebirgsgletscher einbezogen (MANABE 1993). Die Modelle besitzen, obwohl sie bereits auf einem hohen Entwicklungsstand sind, eine Restunsicherheit, weshalb eine Verifizierung der Modellergebnisse durch Meßdaten unverzichtbar ist (BENGTSSON 1994). Dies gilt aus zwei Gründen insbesondere für das Element Niederschlag:

- Der physikalische Prozeß der Niederschlagsbildung kann in globalen Modellen noch nicht direkt simuliert werden. Die horizontale Maschenweite bzw. die spektrale Auflösung der globalen Klimamodelle beträgt derzeit etwa 500 km, und die der globalen Wettervorhersagemodelle erreicht gerade 50 km. Bezüglich dieser Maschenweite ist die Konvektion, die einen wesentlichen Anteil des Gesamtniederschlags bewirkt, subskalig. Die Weite einzelner konvektiver Zellen liegt in der Größenordnung von Kilometern. Zur Simulation der konvektiven Flüsse und der wolkenphysikalischen Prozesse sind daher Parametrisierungen notwendig.
- Gemessene Niederschlagsdaten fließen bisher nicht in die Initialisierung der Modelle ein. Die quantitative Bestimmung der dreidimensionalen Verteilung des Wasserdampfs und der Hy-

drometeore in den Wolken ist noch sehr schwierig. Bezüglich der Niederschlagsberechnung kommt es aber sehr auf die Genauigkeit der Verteilung des Wassers an. In der Anlaufphase der numerischen Vorhersagen treten mehr oder weniger große Abweichungen zwischen den Modellergebnissen und der Wirklichkeit auf, die sich allmählich verringern (Spin-Up-Effekt). Die zeitabhängig berechneten Modellfelder benötigen eine Anpassungszeit, in der sie, ausgehend von den durch Meßdaten geprägten Initialfeldern, zu einem physikalischen Gleichgewicht finden. Für den Niederschlag dauert dieser Vorgang deutlich länger als für die anderen atmosphärischen Variablen (ARPE 1991).

In einem Vergleich der berechneten Niederschläge verschiedener globaler Zirkulationsmodelle stellte GATES (1987) fest, daß sich die Modellergebnisse gegeneinander und gegen Analysen aus Beobachtungen teilweise um mehr als 100% im zonalen Mittel unterscheiden. Trotz eindeutiger Verbesserungen weichen auch die Ergebnisse jüngerer Klimamodelle erheblich von Beobachtungsdaten ab, wie neuere Untersuchungen von BOERS et al. (1992, vgl. Bild 1), HULME (1991), und von LEGATES & WILLMOTT (1992) und eine Übersicht der Working Group for Numerical Experimentation (WCRP 1994a) belegen. Die Korrelation der Gitterpunktergebnisse einiger Modelle mit gerasterten Beobachtungsdaten ergab Korrelationskoeffizienten zwischen 0,6 und 0,8 (HULME 1994a). Die auf Beobachtungsdaten basierenden klimatologischen Niederschlagsanalysen verschiedener Autoren zeigen allerdings ebenfalls untereinander Diskrepanzen (vgl. Kap. 3).

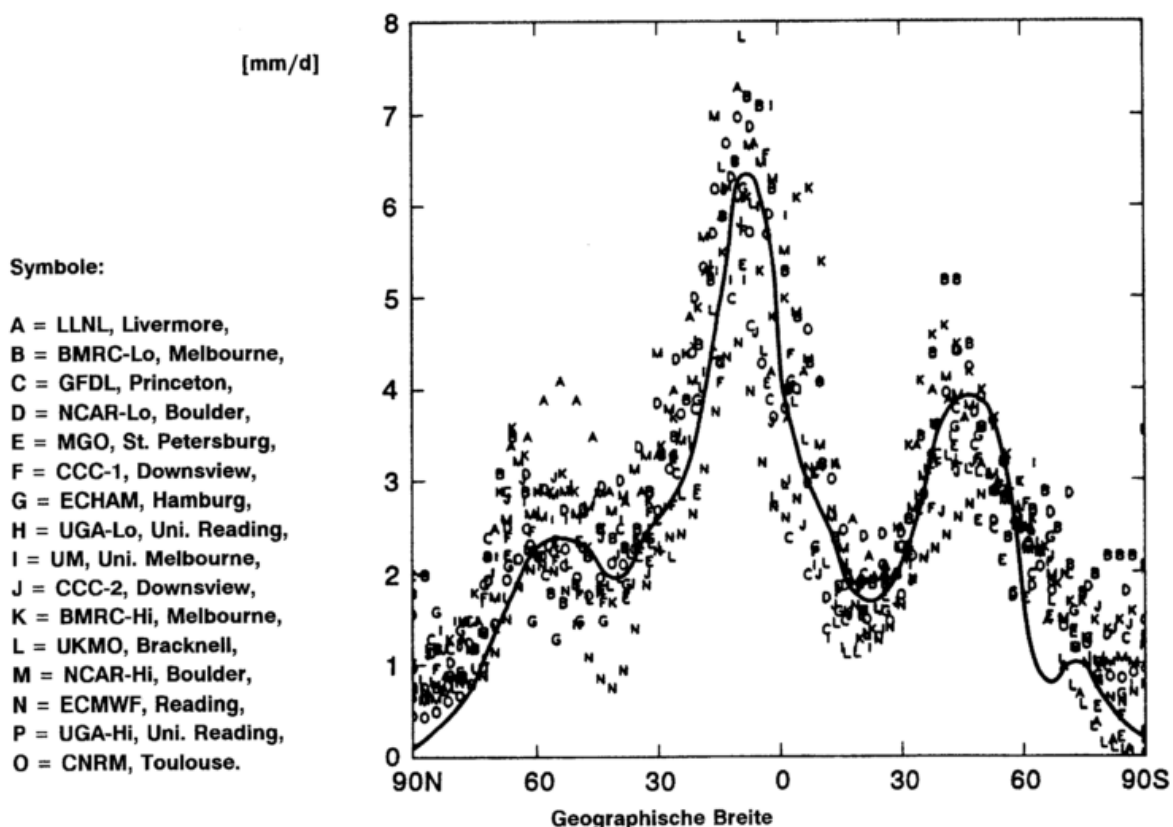


Bild 1: Zonal gemittelte Niederschlagshöhen in mm/d für den Nordsommer (Juni bis August) für verschiedene Zirkulationsmodelle (Symbole neben dem Diagramm) und für die beobachtungsgestützten Analysen von JAEGER (1976, Linie). Bildquelle: BOERS et al. (1992).

Die bis 1990 verfügbaren, auf Beobachtungen resultierenden "Niederschlagsklimatologien" enthalten Informationen zur zeitlichen Struktur des globalen Niederschlags nur in Form von mittleren Jahresgängen der monatlichen Niederschlagshöhe. Da das Klima nicht allein durch Mittelwerte beschrieben werden kann, müssen die Analysen in zeitlicher Folge erstellt werden, was im GPCP in Angriff genommen wird.

Die Modellierer stellen inzwischen Anforderungen an die Beobachtungsergebnisse, die deutlich über die im GPCP-Plan stehenden Definitionen hinsichtlich der Genauigkeit und Auflösung hinausgehen. Die Working Group for Numerical Experimentation (WGNE) hält Beobachtungsergebnisse von der höchsten erreichbaren Genauigkeit zur Verifizierung der Modelle für erforderlich (WCRP 1993a). Die Datensätze sollen monatliche Gebietsniederschlagshöhen in einem Raster von  $1^\circ \times 1^\circ$  geographischer Länge und Breite (entsprechend der Auflösung der heutigen globalen Modelle) enthalten, deren Fehler individuell für jede Rasterzelle und jeden Monat zu bestimmen und anzugeben ist. Darüberhinaus wird gewünscht, daß die zeitliche und räumliche Varianz des Niederschlags für die individuellen Monate und innerhalb von  $1^\circ$  großen Rasterzellen bestimmt wird. Die Datenreihen sollen für einen möglichst langen Zeitraum bereitgestellt werden, so daß auch die Variabilität des Jahresgangs und wichtige Phänomene wie El Niño als Einzelereignisse untersucht werden können.

Wegen der Bedeutung des Niederschlags für die Vegetation und damit für die gesamte Biosphäre sind globale Niederschlagsanalysen eine wichtige Datengrundlage für viele Wissenschaftszweige (MANTON 1993). Auf Beobachtungen beruhende Analysen werden z.B. auch vom International Geosphere-Biosphere Programme (IGBP) benötigt, wobei aber tägliche Niederschlagshöhen mit einem Fehler von nicht mehr als 10% anzustreben sind (HEAL et al. 1993). ROTH (1994) schätzt die erforderliche Genauigkeit der Bestimmung der Gebietsniederschläge aufgrund der wirkungsorientierten Definitionen der Klimazonen nach KÖPPEN (1918). Unter der Vorgabe, daß sich die Grenzen der Klimazonen nicht verschieben sollen, muß eine Erhöhung der Jahresmitteltemperatur um  $1^\circ\text{C}$ , was im Bereich der Klimaprognosen liegt, durch eine Niederschlagserhöhung um je nach Klimazone 10 bzw. 20 mm/a kompensiert werden. Zur Beurteilung der aus einer Erwärmung um  $1^\circ\text{C}$  möglicherweise resultierenden Verlagerung der Klimazonen müßten dann die jährlichen Gebietsniederschlagshöhen – je nach Temperatur und Niederschlag im Übergangsbereich – auf 2% bis 5% genau erfaßt werden.

Unter der Schirmherrschaft der internationalen Organisationen WMO, UNESCO und UNEP und des International Council on Scientific Unions (ICSU) wird das Global Climate Observing System aufgebaut (WCRP 1991, GCOS 1994). In diesem Rahmen wird das WZN die permanente Rolle eines spezialisierten internationalen Datenzentrums übernehmen und regelmäßig globale Niederschlagsanalysen liefern.



**Bild 2: Das von H. Fleer bereits 1987 entworfene Logo des WZN.**

### **3 Als Mittelwerte veröffentlichte oder als digitale Rasterdaten verfügbare terrestrische und globale Niederschlagskarten**

Die Kartierung des globalen Niederschlags hat bereits eine mehr als 100 Jahre alte Tradition. Die beiden ältesten Niederschlagskarten für die ganze Erde stammen von LOOMIS (1882) und von SUPAN (1898a,b). Die globale Karte von MEINARDUS (1934) enthielt im Vergleich zu den Vorgängern eine wirklichkeitsnähere Verteilung der mittleren jährlichen Niederschlagshöhe, besonders für die Ozeane, für die er sich auf eine neue Analyse von SCHOTT (1933) stützen konnte, und für die Tropen, da mittlerweile umfangreichere Daten aus den Meßnetzen der Kolonien vorhanden waren. Die ersten globalen Niederschlagskarten der Jahreszeiten stellte MÖLLER im Jahr 1951 vor.

1976 brachte JAEGER drei wesentliche Neuerungen, weshalb seine Ergebnisse noch heute weltweit Verwendung finden:

- Er verwendete für seine Auswertungen Daten bzw. Atlanten und hält sich, soweit möglich, an einen festen 30jährigen Bezugszeitraum (1931 bis 1960). Nur einige Lücken wurden mit Daten aus abweichenden Zeiträumen geschlossen.
- Er konstruierte global lückenlose Karten für das Jahr und für die Monate, so daß erstmals auch der Jahresgang des Niederschlags global dargestellt wurde.
- Er übertrug die aus Karten entnommenen monatlichen Niederschlagshöhen als Zahlenwerte in ein Raster von Gitterpunkten, was eine Anwendung der Daten mit Rechenprogrammen und damit quantitative Vergleiche mit Ergebnissen von Klimamodellen ermöglichte.

Zur Ermittlung der Niederschlagsverteilung über den Landflächen hat JAEGER die monatlichen Niederschlagshöhenkarten aus insgesamt 32 Klimaatlanten für Kontinente und einzelne Länder verwendet. Für die Ozeangebiete verwendete er die US-Marine-Atlanten, in welchen die Niederschlagshäufigkeit für die Monate kartiert ist. Mittels dieser Häufigkeiten verteilte er die jährliche Niederschlagshöhe der globalen Karte von GEIGER (1965) auf die Monate. Als zusätzliches Kriterium diente ihm bei der Interpretation der Ozeandaten die Vorgabe, daß nach der Integration der monatlichen Niederschlagshöhen über das Jahr und über die ganze Erde eine mittlere jährliche Niederschlagshöhe von 1000 mm resultieren sollte. Dieser Wert wurde durch eine Schätzung der mittleren globalen Verdunstung (KESSLER 1968) und durch jüngere Niederschlagsanalysen anderer Autoren gestützt. Um diesen globalen Mittelwert einzuhalten, schlug JAEGER den von GEIGER bestimmten Niederschlägen der Ozeane rund 6% zu.

Erst Mitte der achtziger Jahre publizierten weitere Autoren globale oder terrestrische Niederschlagskarten als Gitterpunktsdaten (s. Tabelle 1 auf folgender Seite). Die Ergebnisse für die Landflächen basieren auf konventionellen Daten, aber anders als bei JAEGER, der die Gitterpunktswerte aus subjektiv erstellten Karten übernahm, wurden numerische Verfahren zur Interpolation der Meßwerte benutzt. Im WZN wurden die Niederschlagskarten aus den WMO/UNESCO-Klimaatlanten digitalisiert.

Bei JAEGER (1976), SHEA (1986) und LEGATES (1987) beruhen die für die Ozeane angegebenen Niederschlagshöhen auf Schiffsbeobachtungen bzw. auf Atlanten, denen solche Daten zugrunde liegen. Die beiden jüngeren Datensätze mit monatlichen Analysen in zeitlicher Folge enthalten dagegen Satellitenbeobachtungen (FIORINO 1993 und "GPCP Version 1" des WZN, GPCC 1993). Die meisten Datensätze liefern, obwohl sie als global bezeichnet werden, keine Angaben für die Antarktis.

Mit der Verfügbarkeit von Satellitendaten eröffnete sich die Möglichkeit, den Niederschlag auch über den Ozeanen flächendeckend und im Zeitverlauf zu betrachten. Eine erste längere Zeitreihe monatlicher Niederschlagshöhen wurde aus Mikrowellenmessungen gewonnen (Microwave Sensor Unit MSU der polumlaufernden TIROS- und NOAA-Satelliten, SPENCER 1993). Diese Satellitenergebnisse wurden mit den von SCHEMM et al. (1992) bereitgestellten, auf konventionelle Meßdaten gestützten Analysen für die Landflächen zu einem Datensatz vereinigt, der Land und Ozean zwischen etwa 65°N und 60°S abdeckt (FIORINO 1993). Im GPCP werden Infrarotaufnahmen der geostationären Satelliten und der polumlaufernden NOAA-Satelliten sowie die Daten des seit 1987 eingesetzten Special Sensor Microwave / Imager (SSM/I) zur Niederschlagsschätzung verwendet. Die vom WZN bisher erzeugten globalen Niederschlagsdatensätze umfassen die 24 Monate der Jahre 1987 und 1988 (GPCP Version 1, GPCC 1993). Für die Landflächen wurden ausschließlich konventionelle Meßdaten verwendet, die bisher noch nicht hinsichtlich der systematischen Meßfehler korrigiert sind. Die Ozeane sind, soweit vorhanden, mit Satellitenergebnissen belegt. Zur Füllung verbleibender Lücken wurden Ergebnisse der numerischen Wettervorhersage des EZMW einbezogen.

**Tabelle 1: Zusammenstellung gerasterter globaler und terrestrischer Niederschlagskarten verschiedener Autoren.**

Urheber	Publikations-jahr	Zeitraum	monatliche Daten als	Rastergröße	Datenbasis Landflächen	Ozeane	Analyse-methode
Leemans, Cramer	1990	1931 - 1960	Mittelwerte	0.5°	6.090 Stationen	-	objektiv
Eischeid et al.	1991	1800 - 1980	Zeitreihen	4x5°	5.328 Stationen	-	objektiv
Schemm et al.	1992	1979 - 1989	Zeitreihen	2x2,5°	1.300 Stationen	-	objektiv
Hulme	1994	1951 - 1980	Zeitreihen	5°	4.700 Stationen	-	objektiv
WMO/UNESCO	divers	1931 - 1960	Mittelwerte	0.5°	Atlanten	-	manuell
Jaeger	1976	1931 - 1960	Mittelwerte	5°	Atlanten	Atlanten	manuell
Shea	1986	1950 - 1979	Mittelwerte	2.5°	3.600 Stationen	Schiffsdaten	objektiv
Legates	1987	1920 - 1980	Mittelwerte	0.5°	25.000 Stationen	Schiffsdaten	objektiv
Fiorino (NASA)	1993	1979 - 1989	Zeitreihen	2x2,5°	Schemm (s.o.)	Spencer (MSU)	objektiv
GPCP Version 1	1993	1987 - 1988	Zeitreihen	2.5°	6.700 Stationen	IR, SSM/I, Modell	objektiv

Tabelle 2 enthält eine Zusammenstellung der mittleren jährlichen Niederschlagshöhen für die Landflächen, die Ozeane und die ganze Erde, wie sie in der Literatur zu finden waren. Die Ergebnisse beruhen auf Beobachtungsdaten oder auf Energiebilanzbetrachtungen. Die Unterschiede zwischen den Ergebnissen verschiedener Autoren resultieren aus unterschiedlichen Grundlagen, der Anzahl der Meßdaten von Stationen, den betrachteten Zeiträumen und auch aus der Verwendung verschiedener Analysemethoden. Im Laufe der Zeit ist eine Verbreiterung der Datenbasis zu verzeichnen. Rasterdaten, die von Nutzer zu Nutzer weitergegeben werden, können durch Umformatierungen Veränderungen erfahren. Rundungsfehler treten auch bei der Mittelung der Rasterdaten auf. So errechnet das WZN aus den monatlichen Rasterdaten von JAEGER eine jährliche globale Niederschlagshöhe von nur 985 mm gegenüber 1000 mm, wie vom Autor angegeben wurde.

In den auf Beobachtungen beruhenden Schätzungen ab 1974 liegt die mittlere jährliche globale Niederschlagshöhe zwischen 1000 mm und 1027 mm, soweit die verwendeten Daten oder Ergebnisse nicht bezüglich der systematischen Meßfehler korrigiert sind (s. Kap. 4.1). Die korrigierte Karte der UNESCO und die korrigierten Daten von LEGATES liefern mit rund 1130 mm um etwa 10% höhere Mittelwerte. Bei den von HULME (1994a) verglichenen Modellergebnissen liegen die mittleren jährlichen Niederschlagshöhen dagegen zwischen 909 mm und 1135 mm.

Tabelle 2: Mittlere jährliche Niederschlagshöhen für die Landflächen, die Ozeane und die ganze Erde in Reihenfolge der Veröffentlichungsjahre (Quellen: Zusammenstellungen von BAUMGARTNER und REICHEL 1975, JAEGER 1976 und LEGATES 1987, nach 1987 Veröffentlichungen der in der Tabelle genannten Autoren).

Urheber	Publikationsjahr	Land	Ozeane	Global
Brückner	1905	820	994	940
Fritzsche	1906	753	978	910
Schmidt	1915	753	670	690
Wüst	1922	753	740	743
Kaminsky	1925	544	850	760
Ekhart	1930	-	-	970
Brooks & Hunt	1930	665	1102	975
Cherubim	1931	753	925	880
Meinardus	1934	665	1141	1002
Halbfaß	1934	672	1136	1000
Wüst	1936	665	923	780
Wundt	1938	665	958	880
Lvovitch	1945	719	1141	1020
Albrecht	1949	-	-	770
Möller	1951	665	<897	<832
Baumgartner nach Jacobs	1951	-	-	875
Reichel	1952	672	873	810
Wüst	1954	672	897	830
Budyko	1955	672	1025	930
Mosby	1957	686	907	842
Baumgartner nach Albrecht	1960	672	1066	950
Baumgartner nach Privett	1960	-	-	965
Baumgartner nach Knoch	1961	672	1097	970
Budyko	1963	719	1119	1000
Mira-Atlas	1964	726	1141	1020
Sellers	1965	-	-	1004
Strahler	1965	679	828	784
Nace	1968	672	884	820
Keßler	1968	672	1136	1000
Lvovitch	1970	732	1138	1020
Mather	1970	712	1058	955
Baumgartner & Reichel	1970	672	1061	950
Budyko	1970	719	1141	1020
Marcinek	1973	670	1035	931
Baumgartner & Reichel	1973	746	1066	973
Schutz & Gates	1972/74	-	-	865
Manabe & Holloway	1974	972	1077	1041
Jaeger	1976	756	1099	1000
UNESCO	1978	800 <sup>1)</sup>	1270 <sup>1)</sup>	1130 <sup>1)</sup>
<b>Folgende Mittelwerte wurden im WZN aus den vorliegenden Rasterdaten berechnet <sup>2)</sup> :</b>				
Shea	1986	801		
Legates (korrigiert)	1987	875 <sup>1)</sup>	1278 <sup>1)</sup>	1138 <sup>1)</sup>
Legates (nicht korrigiert)	1987	800	1150	1027
Leemans & Cramer	1990	808		
Fiorino (Schemm, Spencer)	1993	815 <sup>3)</sup>	1524 <sup>3)</sup>	
EZMW	-	916 <sup>3)</sup>	1393 <sup>3)</sup>	1217 <sup>3)</sup>
GPCP Version 1 (GPCC)	1993	756 <sup>3)</sup>	1141 <sup>3)</sup>	1012 <sup>3)</sup>

<sup>1)</sup> korrigiert hinsichtlich der systematischen Meßfehler.

<sup>2)</sup> ohne Berücksichtigung der Antarktis.

<sup>3)</sup> nur für die Jahre 1987 und 1988.

Wie folgender Vergleich der Arbeiten von LEGATES und HULME zeigt, kann das Untersuchungsziel zu einer Beschränkung der verwendeten Daten und damit zu Konsequenzen für die aus den Daten abgeleiteten Ergebnisse führen:

- HULME setzte sich das Ziel, den Klimatrend für größere Gebiete zu analysieren. Er benutzte deshalb nur solche Stationen, von denen lange, weitgehend lückenlose Datenreihen vorhanden waren. Zunächst umfaßte seine Datenbasis nur rund 2000 Stationen (HULME 1991), mittlerweile konnte er sie auf mehr als 4000 Stationen erweitern (HULME 1994a). Er teilte die Erdoberfläche in Rasterzellen mit einer Kantenlänge von 5° geographischer Länge und Breite ein. Mit dem Interpolationsverfahren nach BARNES (1973) berechnete er die monatlichen Gebietsniederschläge in zeitlicher Folge für alle Rasterzellen, die wenigstens eine Station enthielten. Bei der 1994 vorhandenen Datenbasis blieben weite Gebiete der Erde, auch über Land, unbelegt: nur ein Viertel der global 2592 Rasterzellen enthält ein Ergebnis, welches für viele der Zellen auf den Daten einer einzigen Station beruht. Aus den Zeitreihen der gerasterten Gebietsniederschläge leitet er den zeitlichen Verlauf der mittleren jährlichen Niederschlagshöhe über den Landflächen für nach der geographischen Breite eingeteilte Zonen ab (HULME 1995).
- LEGATES' Vorgabe war, global vollständige Karten von bestmöglicher Auflösung zu erstellen. Er übernahm und verband daher alle erhältlichen großen Datensammlungen (WERNSTEDT 1972, WILLMOTT et al. 1981, SPANGLER & JENNE 1984) und konnte dadurch die mittleren monatlichen Niederschlagshöhen von weltweit rund 25.000 Stationen zusammentragen, allerdings ohne den Bezugszeitraum der Mittelwerte zu berücksichtigen. Über See verwendete er aus Schiffsbeobachtungen abgeleitete Niederschlagsschätzungen von DORMAN und BOURKE (1979 und 1981), und zum Füllen verbleibender Lücken griff er auf die Ergebnisse von JAEGER zurück. Mit der Interpolationsmethode von WILLMOTT et al. wurden Gitterpunkte im Abstand von 0,5° geographischer Länge und Breite global mit Werten belegt. Hervorzuheben ist, daß LEGATES die Meßdaten vor Anwendung des Interpolationsverfahrens hinsichtlich der systematischen Meßfehler korrigiert und Rasterdatensätze in den beiden Varianten "wie gemessen" und "korrigiert" bereitgestellt hat. Kritisiert wird LEGATES, weil er Mittelwerte aus sehr unterschiedlichen Zeiträumen verwendete.

WILLMOTT et al. (1994) verglichen die aus einer Verringerung der Stationsdichte resultierenden Fehler mit dem zeitlichen Trend. Nach dieser Untersuchung ist der für dieses Jahrhundert festgestellte Trend deutlich kleiner als die gemittelten Beträge der Differenzen zwischen einer Analyse mit 25.000 Stationen und 4000 Stationen. D.h., im Hinblick auf das Ziel des WZN, eine möglichst hohe Genauigkeit der Gebietsmittel zu erreichen, ist eine umfangreiche Datenbasis wie bei LEGATES vorrangig; eine Beschränkung auf die Verwendung von Stationen, für die längere Datenreihen vorliegen, ist für das WZN nicht sinnvoll.

Im WZN liegen die gerasterten mittleren monatlichen Niederschlagshöhen von verschiedenen Autoren vor, nämlich von HULME, JAEGER, LEEMANS & CRAMER und LEGATES. Diese Daten wurden mit den im WZN aus Beobachtungen abgeleiteten Ergebnissen und mit den akkumulierten täglichen Vorhersagen des EZMW für die Monate der beiden einzelnen Jahre verglichen. In den Bildern 3 und 4 sind die Vergleichsergebnisse für das Jahr 1988 dargestellt, und zwar für die zonal und über das Jahr gemittelten monatlichen Niederschlagshöhen für die Landflächen (Bild 3) und für den Jahresverlauf der monatlichen Mittelwerte getrennt für die Landflächen und die Ozeane. Die Beobachtungsergebnisse zeigen untereinander deutlich geringere Differenzen als die Modellergebnisse und WZN-Analysen (GPCP Version 1).

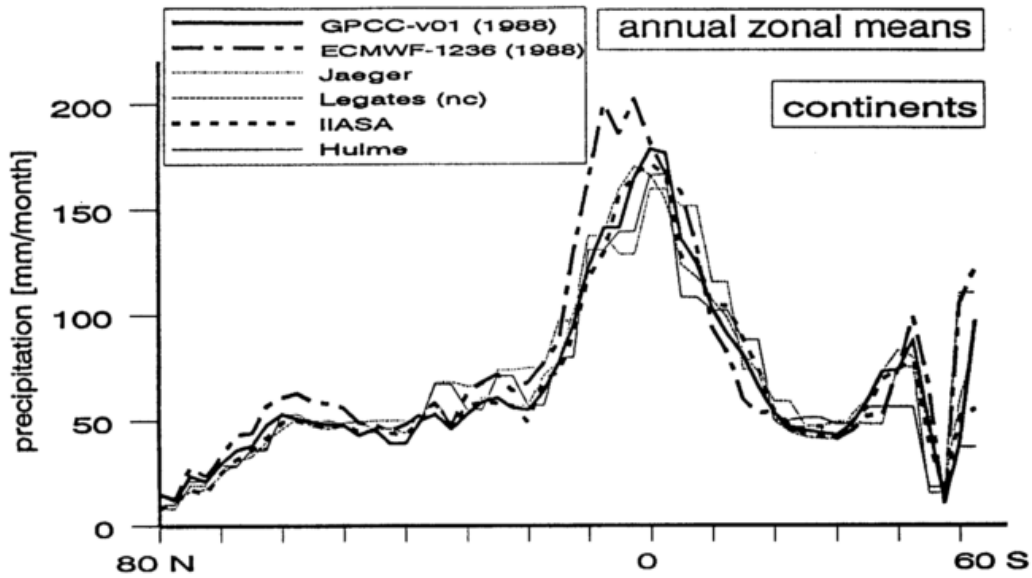


Bild 3: Zonale Mittel der monatlichen Niederschlagshöhen über den Landflächen (Kontinenten) aus verschiedenen Niederschlagsklimatologien nach HULME, JAEGER, LEEMANS & CRAMER (IIASA), LEGATES sowie für das Jahr 1988 aus den auf konventionelle Meßdaten gestützten WZN-Analysen (GPCC) und den Ergebnissen der numerischen Wettervorhersage des EZMW.

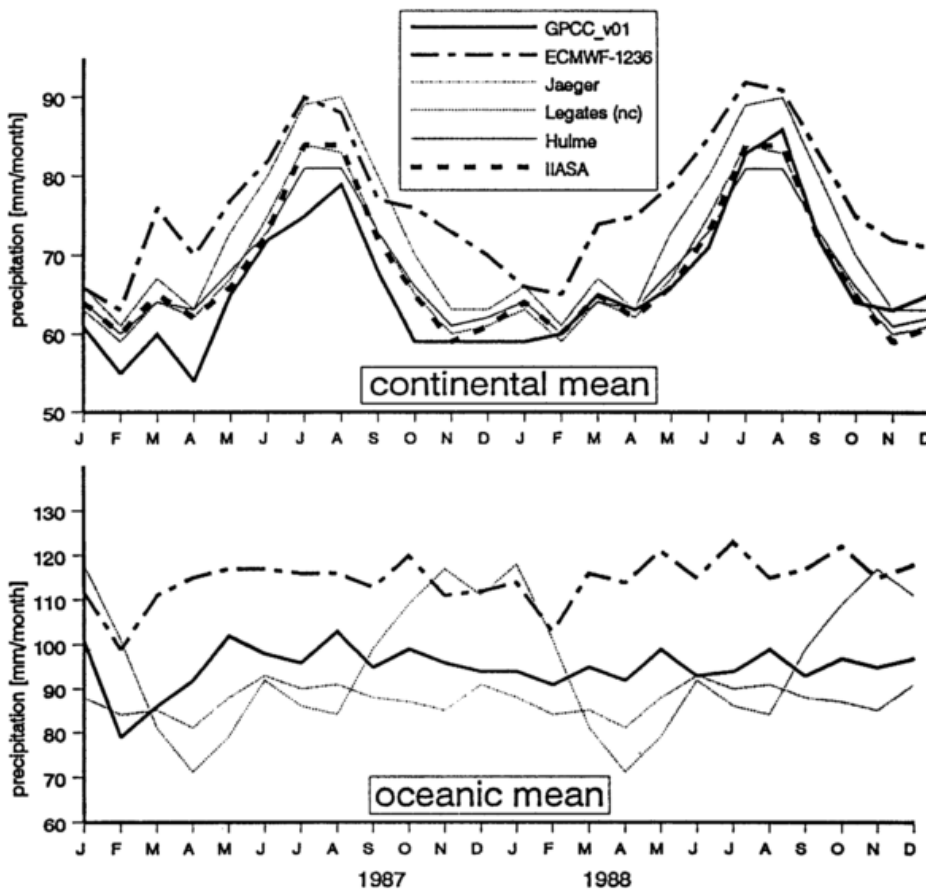


Bild 4: Jahresgänge der für die Kontinente und die Ozeane getrennt gemittelten monatlichen Niederschlagshöhen aus verschiedenen Niederschlagsklimatologien nach HULME, JAEGER, LEEMANS & CRAMER (IIASA), LEGATES sowie für die Jahre 1987 und 1988 aus den auf konventionelle Meßdaten gestützten WZN-Analysen (GPCC) und den Ergebnissen der numerischen Wettervorhersage des EZMW.

## 4 Bestimmung der Gebietsniederschläge mit konventionellen Methoden

Auf herkömmliche Weise werden die fallenden Niederschläge an Beobachtungsstationen gemessen, indem sie durch Sammelgefäße aufgefangen werden. Die Meßergebnisse werden häufig gegenüber der indirekten Niederschlagsbeobachtung durch Fernerkundung als "in-situ-Daten" bezeichnet und als "ground truth data" verwendet. Konventionell gemessene Daten sind aber keinesfalls fehlerfrei. Vom Gerätetyp und von den Wetterbedingungen abhängige systematische Meßfehler sowie Datenübertragungsfehler sind zu berücksichtigen (Kap. 4.1).

Gebietsniederschläge, die aus an Stationen gemessenen Daten abgeleitet werden (Kap. 4.2), sind mit einem Gesamtfehler behaftet, der sich zum einen aus den Meß- und Meldefehlern der stationsbezogenen Daten und zum anderen aus den Fehlern, die aus der Übertragung der Punktdaten auf die Fläche resultieren, zusammensetzt (Kap. 4.3). Es treten sowohl systematische als auch stochastische Fehler auf.

### 4.1 Problematik der konventionellen Niederschlagsmessungen und Datenbasis

Für die Wasserbilanz an der Erdoberfläche ist der den Boden erreichende Niederschlag entscheidend. Daher sollte der Niederschlag unmittelbar am Boden gemessen werden. Aus meßtechnischen Gründen wird jedoch ein über dem Boden angebrachter Trichter mit horizontaler Öffnung verwendet, um den Niederschlag aufzufangen. Aus der Flüssigkeitsmenge (Schnee wird ggf. geschmolzen), die in einer gewissen Zeitspanne aufgefangen wird, und der Querschnittsfläche der Öffnung wird die Niederschlagshöhe berechnet. Zur Bestimmung der Flüssigkeitsmenge werden folgende Techniken eingesetzt:

- Das Wasser wird in einem Gefäß gesammelt, und das Volumen der Flüssigkeit wird in gewissen Zeitabständen mit einem kalibrierten Meßglas ermittelt. In der Regel erfolgt diese Messung einmal täglich zu einer vorgegebenen Uhrzeit.
- Das Wasser wird in einem Gefäß gesammelt, in dem ein Schwimmer beweglich aufgehängt ist, der die Höhe des Wasserspiegels und damit das Volumen des gesammelten Wassers mechanisch nach außen überträgt und auf einer sich drehenden, mit einem Papierstreifen ausgestatteten Walze aufzeichnet. Aus den Registrierstreifen werden üblicherweise stündliche Niederschlagshöhen abgelesen, Auswertungen sind aber auch für kleinere Zeitintervalle bis hinunter zu fünf Minuten möglich (BARTELS et al. 1990). Das Schwimmergefäß wird durch Abheberung in eine größere Sammelkanne geleert, so daß noch eine Kontrollmessung erfolgen kann.
- Das Wasser wird aus dem Trichter in ein kleines Gefäß geleitet, das auf einer Wippe angebracht ist. Wenn ein bestimmtes Gewicht erreicht wird, kippt die Wippe um, so daß sich das Gefäß leert. Die Kippvorgänge werden gezählt.
- Das aus dem Trichter rinnende Wasser wird zu Tropfen von möglichst gleicher, bekannter Größe geformt. Die Tropfen können elektrisch gezählt werden. Der Tropfer ermöglicht die Messung der Niederschlagshöhe in einminütigen Intervallen.

Niederschlagsmesser werden als Ombrometer, Pluviometer und Hyetometer, seltener auch Udometer bezeichnet. Registrierende Geräte werden Niederschlagsschreiber, Ombrograph oder Pluviograph genannt. Vom Wort her bedeuten "ombros" und "hyetos" (griechisch) sowie "pluvia" (la-

teinisch) "Regen" oder "Regenguß", "udus" ist "naß". Durch diese Geräte wird der Niederschlag prinzipiell als flächen- und zeitintegrierte Größe gemessen. Die Auffangfläche der Niederschlagsmesser ist bei Durchmessern zwischen 10 cm und 20 cm so klein, daß die Messung räumlich einen Punkt repräsentiert.

Systematische Niederschlagsmessungen wurden bereits im fünfzehnten Jahrhundert in Korea in einem Netz standardisierter Geräte durchgeführt. Die Meteorologische Zeitschrift berichtete 1911 in einer Kurzmitteilung, daß König Seyo im Jahr 1442 im ganzen Lande Bronzegefäße von einheitlicher Größe aufstellen lies. Über die gefallene Regenmenge war dem Hofe regelmäßig zu berichten. Daten aus dieser Zeit liegen jedoch nicht mehr vor.

In Europa sind Niederschlagsmessungen seit dem siebzehnten Jahrhundert bekannt. Benedetto CASTELLI berichtete über seine Messungen in einem Brief an GALILEI im Juni 1639 (CASTELLI 1660). In Deutschland entwarf Jacob LEUPOLD ein Sammelgefäß, das gegen Verdunstungsverluste geschützt war, und schlug vor, die fürstlichen Meßnetze einheitlich mit diesem Gerät auszurüsten (LEUPOLD 1726). Außerdem konstruierte er einen Regenmesser mit dem Prinzip der Wippe, wie es prinzipiell heute wieder verwendet wird. Im neunzehnten Jahrhundert bestand der wesentliche Fortschritt in der Entwicklung von Geräten mit automatischer Datenaufzeichnung (HORNER 1830, SPRUNG & FUESS 1889). Im Jahr 1897 entwickelte HELLMANN den heute noch verwendeten Niederschlagsschreiber mit Schwimmer und mechanischer Aufzeichnung. GALLENKAMP stellte im Jahr 1905 ein Gerät mit Tropfer und elektrischer Aufzeichnung vor.

HELLMANN führte 1885 ein in der Form und Aufstellungsweise optimiertes Sammelgefäß als neuen Regen- und Schneemesser ein, mit dem das erste deutsche Niederschlagsmeßnetz einheitlich ausgerüstet wurde. 1906 konnte er eine "Regenkarte von Deutschland" auf der Basis der zehnjährigen Meßdaten von mehr als 3.000 Stationen publizieren. Das von ihm eingeführte Meßgerät ist heute noch das Standardgerät in Deutschland (DVWK 1994) und wird zudem in mehreren anderen Ländern eingesetzt (SEVRUK & KLEMM 1989).

Die digitale Datenaufzeichnung ermöglicht die sofortige Übertragung der Daten und deren rasche Auswertung in Zentralen. Für eine solche "Automatisierung" der Meßnetze werden bevorzugt Geräte mit Tropfer und Wippen verwendet. In verschiedenen Ländern, z.B in der Schweiz, werden derzeit schrittweise die traditionellen Sammelgefäße durch Geräte mit elektronischer Datenaufzeichnung und Fernmeldeverbindung, sog. Automaten, ersetzt (Bild 5).

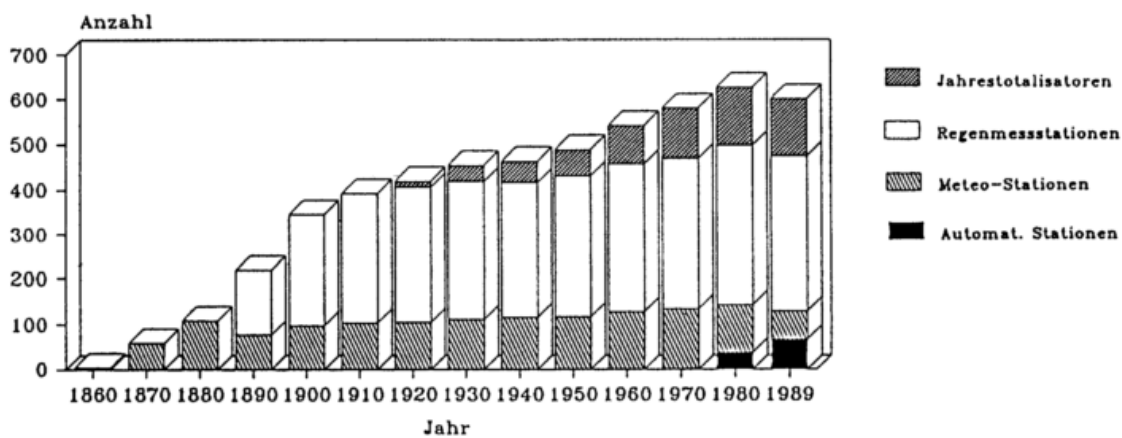


Bild 5: Entwicklung der Niederschlagsmeßnetze der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt  
Bildquelle: WEINGARTNER et al. (1993).

## Genauigkeit der konventionellen Niederschlagsmessung

Wie genau sind nun die mit herkömmlichen Niederschlagsmessern gewonnenen Daten? Zu dieser Frage sagte HELLMANN im Jahr 1911 in einem Vortrag über die Beobachtungsgrundlagen der modernen Meteorologie:

*"Von den Niederschlägen kann die Messung des Regens mit jedem nur einigermaßen zweckmäßig konstruierten Regenmesser genau genug erfolgen, wenn er richtig aufgestellt wird. Zahlreiche sehr umfassende Untersuchungen haben bekanntlich gezeigt, daß der Wind der genauen Regenmessung die größten Hindernisse bereitet, weshalb die Vorschrift, den Regenmesser so frei wie möglich aufzustellen, verlassen werden muß. Aber selbst wenn Cleveland Abbes utopischer Vorschlag, jeden Regenmesser mit einem Anemometer zu versehen, verwirklicht werden könnte, würde man noch nicht imstande sein, die Regenmessung wegen ungleicher Windgeschwindigkeit an den verschiedenen Aufstellungen zu korrigieren bzw. auf Windstille zu reduzieren, da die nähere Umgebung des Regenmessers einen großen Einfluß ausübt, der nicht exakt in die Rechnung eingebracht werden kann. Aus eben diesem Grunde kann auch der Niphersche Schutztrichter, so nützlich er auch sonst ist, nicht alle Ungleichheiten in der Aufstellung eliminieren. Die Genauigkeit der Schneemessung ist an sich schon eine geringere als die der Regenmessung, da der Einfluß des Windes hierbei stärker hervortritt."*

HELLMANN spricht die beiden wesentlichsten Probleme der konventionellen Niederschlagsmessung an, nämlich die Aufstellungsweise des Gerätes und den systematischen Meßfehler, dessen Ausmaß wiederum durch die Aufstellungsweise beeinflusst wird. Damit ein Niederschlagsmesser Daten liefert, die den Niederschlag in der näheren Umgebung repräsentieren, muß er einerseits windgeschützt aufgestellt sein, damit der systematische Meßfehler klein bleibt, darf aber andererseits nicht durch ein Hindernis so abgeschirmt sein, daß ihn schräg fallender Niederschlag nicht erreicht. Wenn diese Bedingungen erfüllt sind, hängt die Ausdehnung des von der Messung repräsentierten Gebietes von der orographischen Lage und dem Windregime ab.

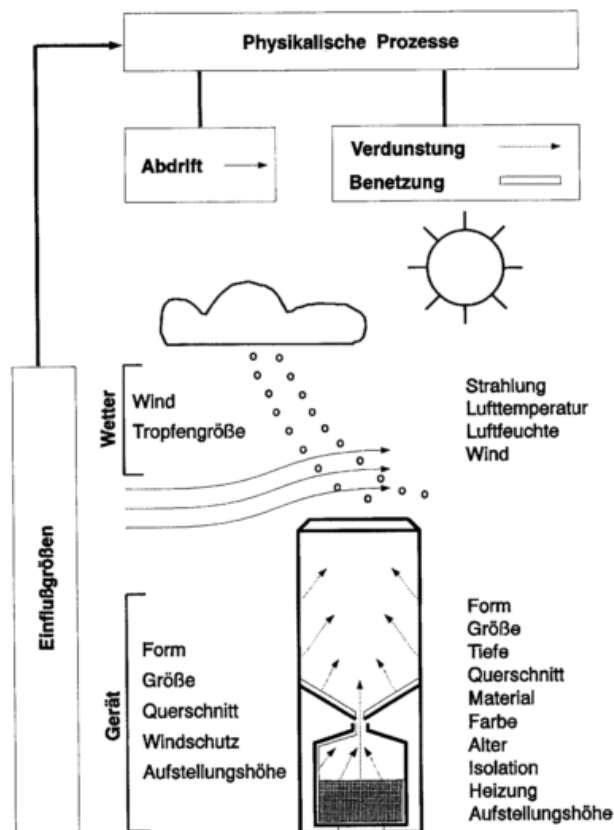
Mit den systematischen Fehlern der Niederschlagsmessung haben sich z.B. JEVONS (1861), KOSCHMIEDER (1934), SEVRUK (1974 etc.) und NEFF ("How much rain does a rain gage gage?", 1977) befaßt. Die Meßfehler haben folgende Ursachen:

- Durch den Körper des Meßgerätes wird das Windfeld deformiert, wodurch Regentropfen und besonders Schnee über den Auffangtrichter hinweg geweht werden anstatt hineinzufallen.
- Infolge der Benetzung der Innenwände des Niederschlagsmessers bleibt Wasser im Auffangtrichter haften und verdunstet; auch beim Leeren des Sammelgefäßes bleibt Wasser darin zurück und wird nicht gemessen.
- Aus dem Sammelgefäß heraus verdunstet Wasser, wenn nach dem Niederschlagsereignis eine gewisse Zeit bis zur Feststellung der Menge vergeht.
- Regentropfen zerplatzen, wenn sie auf die Oberfläche des Auffangtrichters auftreffen, und können hinausspritzen.
- Schnee kann sowohl in den Auffangtrichter hinein als auch aus ihm heraus geweht werden. In der Regel tritt Letzteres auf, da die Meßgeräte abgehoben über dem Grund stehen.

Durch die Geräteaufstellung und Windschutzvorrichtungen können die Meßfehler zwar verringert, aber nicht völlig vermieden werden. Ihr Ausmaß muß also gerätespezifisch festgestellt werden, um die Güte der Daten und der darauf beruhenden Analysen beurteilen zu können.

Bei der konventionellen Messung wird der wirklich gefallene Niederschlag in der Regel unterschätzt. Die Größe der Fehler hängt von den meteorologischen Bedingungen während und - im Falle des Verdunstungsfehlers - auch nach dem individuellen Niederschlagsereignis ab. Von Einfluß sind Windgeschwindigkeit, Anströmrichtung, Lufttemperatur, Luftfeuchte, Strahlung, Niederschlagsart und Tropfenspektrum. Da die meteorologischen Faktoren unmittelbar am Gerät wirken, sind seine Aufstellungsweise und die Gestalt der näheren Umgebung von großer Bedeutung für die Genauigkeit der Messung. Auch Eigenschaften des Meßgerätes selbst, wie Größe, Form und Material sowie Zustand der Trichteroberfläche (Alter, Verschmutzung), haben einen Einfluß auf die gemessene Flüssigkeitsmenge (Bild 6).

Schon JEVONS hatte 1861 unterschiedliche Aufstellungsweisen der Geräte untersucht und festgestellt, daß die gemessene Niederschlagsmenge um so geringer ist, je höher das Meßgefäß aufgestellt und je größer die Windgeschwindigkeit ist. Er begründete dies mit der Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe und der Umströmung des Gerätekörpers. Der windinduzierte Fehler ist bei Schnee besonders groß. Zu seiner Verminderung kann eine am Meßgerät angebrachte lamellenförmige Windschutzvorrichtung dienen, weshalb solche Geräte z.B. in Kanada eingesetzt werden (GOODISON 1978). Daher zeigen auch die Differenzen der Meßwerte von Geräten mit und ohne Windschutzring einen deutlichen Jahresgang (RODDA 1971). Entsprechend dem Schneean teil im Niederschlag ergeben sich regionale Unterschiede der Jahresgänge dieser Differenzen, wie KUMM (1983) in einer Untersuchung für die alten Bundesländer mit windgeschützten und ungeschützten Hellmannschen Niederschlagsmessern feststellte.



**Bild 6:** Einflußgrößen für die systematischen Meßfehler durch Abdrift von Tropfen sowie durch Verdunstung und Benetzung.

Nach SEVRUK (1989). Bildquelle: RUDOLF et al. (1992a).

Bei Schneefall ist eine genauere Bestimmung der Niederschlagshöhe als durch die herkömmlichen Niederschlagsmesser möglich, indem der Neuschnee vom Boden abgehoben und die Flüssigkeitsmenge festgestellt wird. Früher wurde in vielen Ländern standardmäßig so verfahren, wobei aber meist der Schnee nicht gewogen oder eingeschmolzen, sondern nur die Neuschneedeckenhöhe gemessen und ein Verhältnis von 10:1 als Wasseräquivalent des Schnees verallgemeinert angenommen wurde.

Benetzungs- und verdunstungsbedingte Verluste betragen bei unbeheizten Geräten und nicht sehr geringen Niederschlägen nur einige Prozent des Meßwertes. Zu höheren Verdunstungsverlusten führt die Heizung, die bei registrierenden Geräten und niedrigen Temperaturen eingesetzt wird, um den im Trichter befindlichen Schnee zu schmelzen und das Einfrieren des Gerätes zu verhindern.

Weltweit werden rund 50 verschiedene Gerätetypen und Geräte gleicher Bauart in unterschiedlicher Aufstellungshöhe eingesetzt (SEVRUK & KLEMM 1989). Infolge der systematischen Meßfehler können sich Sprünge in den Analysen der räumlichen Niederschlagsverteilung ergeben, wenn in benachbarten Gebieten unterschiedliche Geräte betrieben und die Meßwerte unkorrigiert verwendet werden. Zur Überprüfung der Niederschlagsmessung und gerätespezifischen Schätzung der systematischen Fehler haben LARSON (1986) und GOLUBEV (1986) den Einsatz eines Referenzgerätes initiiert, bei dem durch zwei strömungsdämpfende Zäune der Windeinfluß auf die Messung weitgehend vermieden wird (Double Fence International Reference DFIR, Bild 7). Im Rahmen eines WMO-Projekts werden in mehreren Ländern Vergleichsmessungen für die gebräuchlichsten Niederschlagsmesser mit diesem Referenzgerät durchgeführt, wobei speziell die systematischen Meßfehler bei festen Niederschlägen untersucht werden (WMO/CIMO 1991). Die gleichzeitige Messung der wesentlichsten meteorologischen Einflußgrößen dient der Entwicklung verbesserter Korrekturformeln. An diesen Vergleichen beteiligt sich auch der DWD (GÜNTHER 1993).



Bild 7: Aufstellung des Internationalen Referenzgeräts zur Niederschlagsmessung "DFIR" mit doppeltem Windschutzzaun. Bildquelle: SEVRUK (1992).

Nach Vergleichsmessungen mit diesem Referenzgerät beträgt der windinduzierte Meßfehler des Niederschlagsmessers von HELLMANN bei Regen höchstens 20% (bezogen auf die gemessene, unkorrigierte Niederschlagshöhe). Bei Schneefall und gleichzeitig Windgeschwindigkeiten von 5 m/s oder mehr aber erreichen die Meßergebnisse des DFIR, d.h. die vermutlich wirklichen Niederschlagshöhen, das Doppelte oder ein Mehrfaches der mit dem "Hellmann" gemessenen Werte, selbst wenn an diesem ein Windschutzring angebracht ist (GÜNTHER & GRAF 1991).

Von RICHTER wurde kürzlich eine Studie zur räumlichen und zeitlichen Verteilung des systematischen Gesamtfehlers für Deutschland vorgelegt. Danach liegt der mittlere prozentuale Niederschlagsmeßfehler für den Zeitraum 1961-1990 bei mäßig geschützter Stationslage zwischen 8% und 13%; die höheren Werte werden in den nordöstlichen Bundesländern erreicht. Im Jahresgang wurde das Maximum des mittleren monatlichen Fehlers je nach Gebiet und Stationslage im Januar oder Februar mit Werten zwischen 10% und 34% festgestellt (RICHTER 1995). Mit diesen Fehlern werden die Genauigkeitsanforderungen, die an die vom WZN zu liefernden Produkte gestellt werden, nicht eingehalten.

Im Hydrologischen Atlas der Schweiz wurde eine Niederschlagskarte veröffentlicht, die auf hinsichtlich des systematischen Meßfehlers korrigierten Daten beruht (KIRCHHOFER & SEVRUK 1992). In einer Pilotstudie zur Niederschlagsmessung und -analyse in Österreich wird vorgeschlagen, die Korrekturen an der Einzelmessung unter Berücksichtigung der Andauer des Niederschlags anzubringen und neben den Archiven mit unkorrigierten Meßdaten auch die korrigierten Werte vorzuhalten (SKODA 1994). Die Aufbewahrung der unkorrigierten Daten ist im Hinblick auf die Homogenität der Datenreihen dringend zu empfehlen.

### **Homogenität der Datenreihen**

Zur Untersuchung der Klimavariabilität und des Trends auf der Basis von Beobachtungsdaten ist die Homogenität der Reihen unbedingt vorauszusetzen. Brüche können aus der Verlegung der Station, aus Veränderungen der Stationsumgebung, z. B. Errichtung eines Gebäudes, oder aus Änderungen der Beobachtungstechnik resultieren. Durch eine allmähliche Urbanisierung der Stationsumgebung kann ein Klimatrend vorgetäuscht werden. Beim Niederschlag sind der Wechsel des Gerätetyps und die Änderung der Geräteaufstellung wegen der Windeffekte auf den systematischen Meßfehler problematisch. SEVRUK & KLEMM (1989) haben bei einer Recherche über alle nationalen Niederschlagsmeßnetze festgestellt, daß sich in mehr als 50 Ländern signifikante Veränderungen seit 1960 ergeben haben. Die Automatisierung der Netze führt nun zu neuen Brüchen in den Datenreihen. Parallelmessungen mit den hergebrachten Geräten sind zum Anschluß der künftigen Daten an die alten Reihen notwendig. Wegen der entstehenden Kosten erfolgen diese in vielen Ländern nicht in ausreichendem Umfang.

Eine sorgfältige Analyse der Datenreihen im Hinblick auf Inhomogenitäten ist unverzichtbar, wenn die Daten für Klimatrendstudien geeignet sein sollen. In Projekten der NOAA wurden die Stationsgeschichten für die aus China, Kanada, Rußland und den USA vorhandenen langen Reihen untersucht und dokumentiert (GROISMAN et al. 1991, GROISMAN & EASTERLING 1994, GROISMAN & LEGATES 1994). Infolge von Änderungen der Beobachtungsmethoden sind Sprünge zwischen 5% und 40% in den Datenreihen zu erkennen (KARL et al. 1993).

## Datenbedarf zur Berechnung von Gebietsniederschlägen

Die erforderliche Anzahl von Meßpunkten zur Berechnung eines Gebietsniederschlags wird durch die räumliche Verteilung der Meßpunkte und der Repräsentanzbereiche bestimmt. Sie hängt damit im konkreten Fall von verschiedenen Bedingungen ab; darunter fallen die Gebietsgröße, das Geländere relief, die Verteilung der Stationen bezüglich der hypsographischen Kurve des Gebiets, die Länge des betrachteten Zeitraums und das regionale Niederschlagsklima (dominierende Niederschlagstypen). Für globale Betrachtungen lassen sich aber einige im Mittel gültige, hilfreiche Regeln aufstellen:

- Nach Auswertungen des US Weather Bureau (1947) für tägliche Niederschlagshöhen nimmt der Fehler des aus Stationsdaten ermittelten Gebietsniederschlags mit zunehmender Stationsdichte ab, oder gleichbedeutend, mit der Größe der durchschnittlich von einer Station repräsentierten Fläche zu (vgl. Bild 8). Bei vorgegebener Stationsdichte aber ist der Fehler um so größer, je kleiner das Gebiet ist, für das der Gebietsniederschlag festgestellt werden soll. Dieser Zusammenhang ist nicht linear, wie das folgende, aus dem Diagramm zu entnehmende Beispiel zeigt: Zur Ermittlung des Gebietsniederschlags einer 10.000 km<sup>2</sup> großen Fläche werden 25 Stationen benötigt, für ein Gebiet mit der doppelten Fläche genügen jedoch 33 Stationen, wenn ein Fehler von 10% akzeptiert wird.
- Je länger der Bezugszeitraum ist, desto glatter ist die räumliche Verteilung der Niederschlagshöhe. JENNE und JOSEPH (siehe WMO 1985) haben den Fehler des berechneten Gebietsniederschlags als Funktion der Stationsanzahl untersucht. Danach werden, wiederum unter der Vorgabe eines 10% Fehlers, für monatliche Gebietsniederschläge einer rund 56.000 km<sup>2</sup> großen Fläche jahreszeitenabhängig Daten von 10 bis 17 Stationen benötigt, für tägliche Gebietsmittel dagegen 30 bis 45 Stationen (Bild 9). Diese Daten gelten für die Klimabedingungen in Texas. Eine ähnliche Auswertung von Daten der Elfenbeinküste hat einen noch höheren Datenbedarf ergeben (ebenfalls WMO 1985).

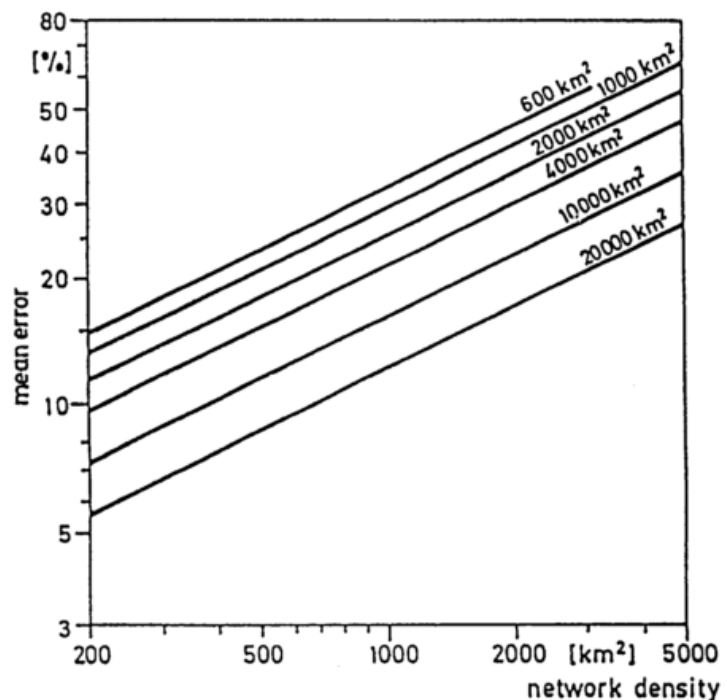


Bild 8: Mittlerer relativer Fehler in Prozent der täglichen Gebietsniederschlagshöhen als Funktion der Fläche (km<sup>2</sup>), die durchschnittlich von einer Station repräsentiert wird, für sechs verschiedene Gebietsgrößen. Bildquelle: US Weather Bureau (1947).

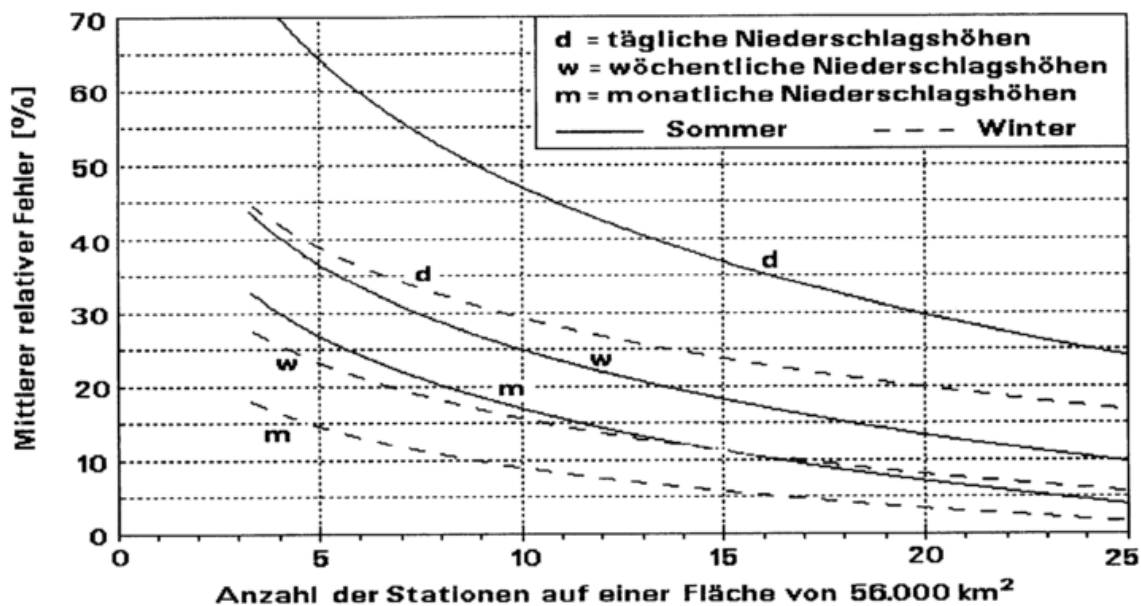


Bild 9: Mittlerer relativer Fehler in Prozent der täglichen, wöchentlichen und monatlichen Gebietsniederschlagshöhen für ein Gebiet in Texas von 220 km x 256 km Größe (ca. 56.000 km<sup>2</sup>) als Funktion der Anzahl der Stationen, die zur Bestimmung des Gebietsniederschlags verwendet werden, getrennt für Sommer und Winter. Insgesamt sind in diesem Gebiet 67 Stationen vorhanden, die im Sommer eine mittlere monatliche Niederschlagshöhe von 65 mm, im Winter von 81 mm ergeben. Diagramm nach Tabellen aus WMO (1985).

Nach den Ergebnisse von JENNE und JOSEPH ergibt sich für die Bestimmung monatlicher Gebietsniederschlagshöhen im 2,5°-Raster ein Datenbedarf von weltweit rund 40.000 Stationen, wenn man voraussetzt, daß alle Landflächen mit Ergebnissen abgedeckt werden und eine Genauigkeit von 10% überall eingehalten wird. Bei Vorgabe einer höheren zeitlichen oder räumlichen Auflösung, d.h. für Auswertungen für Pentaden oder in einem 1°-Raster, müßten Daten einer erheblich größeren Stationsanzahl verfügbar sein; andernfalls wäre die vorgegebene Fehlergrenze nicht einzuhalten.

#### Verfügbarkeit konventionell gemessener Daten für die Landflächen

Regulär werden Niederschlagsdaten von nur rund 4.000 Stationen weltweit ausgetauscht. Rechtliche Grundlage des Austauschs sind die zur Fundierung der Wettervorhersage getroffenen Vereinbarungen der WMO-Mitglieder. Die Daten werden als synoptische Wettermeldungen (SYNOP) mehrmals täglich und als monatliche Klimameldungen (CLIMAT) über das globale Fernmeldesystem der WMO (Global Telecommunication System, GTS) verbreitet.

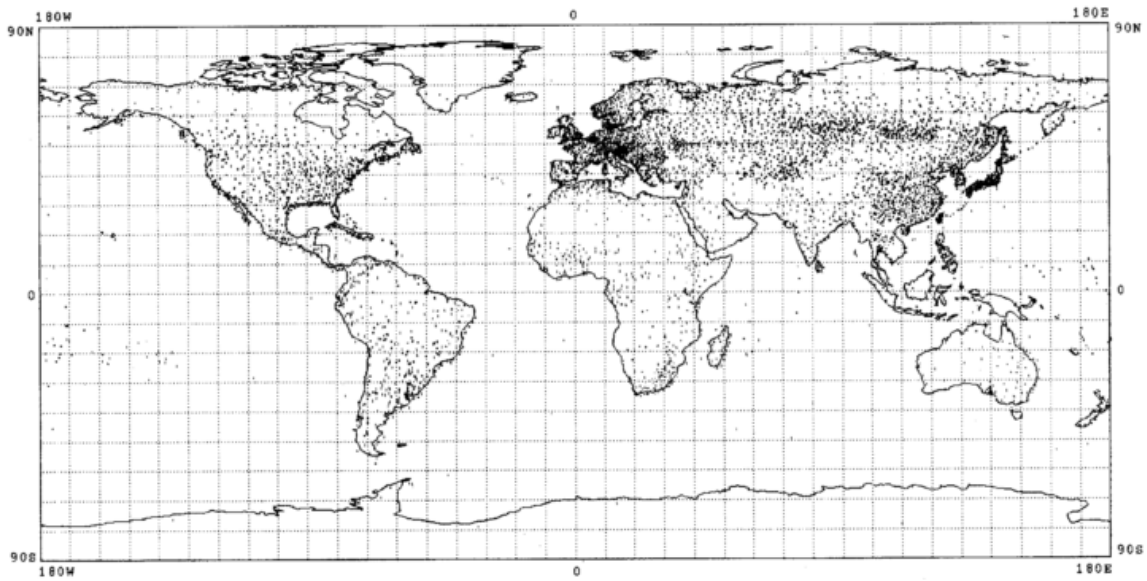
Weltweit werden in nationalen Meßnetzen mehr als 150.000 Niederschlagsmeßstellen betrieben (SEVRUK & KLEMM 1989). Diese Daten werden in der Regel aber nur im jeweiligen Betreiberland genutzt, z.B. zur Vorhersage von Überschwemmungen. In vielen Ländern liegen die Daten nicht bei den nationalen Wetterdiensten sondern bei teilweise dezentralen hydrologischen oder agrarwirtschaftlichen Institutionen und sind nicht in einer Form archiviert, die einen späteren Zugriff erlaubt. Die Daten werden, wenn überhaupt, nur aufgrund spezieller Vereinbarungen und auf freiwilliger Basis internationalen Datenzentren oder anderen Nutzern bereitgestellt.

An einigen Instituten werden Klimadaten gezielt gesammelt, meist im Rahmen von Forschungsprojekten und meist mit dem Ziel, lange Datenreihen zu erhalten und zu ergänzen. Beispiele sind die Sammlungen globaler Klimadaten der East Anglian University (Climate Research Unit, World Climate Disc, ein CD-ROM) und des sog. Global Historical Climatology Network (GHCN), einem Vorhaben der NOAA (PETERSON et al. 1993), die bisher ein Volumen von etwa 5.000 bzw. 7.000 Stationen erreicht haben. Über die Umstände und Kosten der Datenbeschaffung für ein Forschungsprojekt berichtet HULME (1994b): Von 39 befragten Wetterdiensten in Europa haben 15 die Daten kostenlos geliefert. An 17 der Dienste waren Gebühren in sehr unterschiedlicher Höhe zu entrichten. In den übrigen sieben Fällen kam eine Datenlieferung nicht zustande.

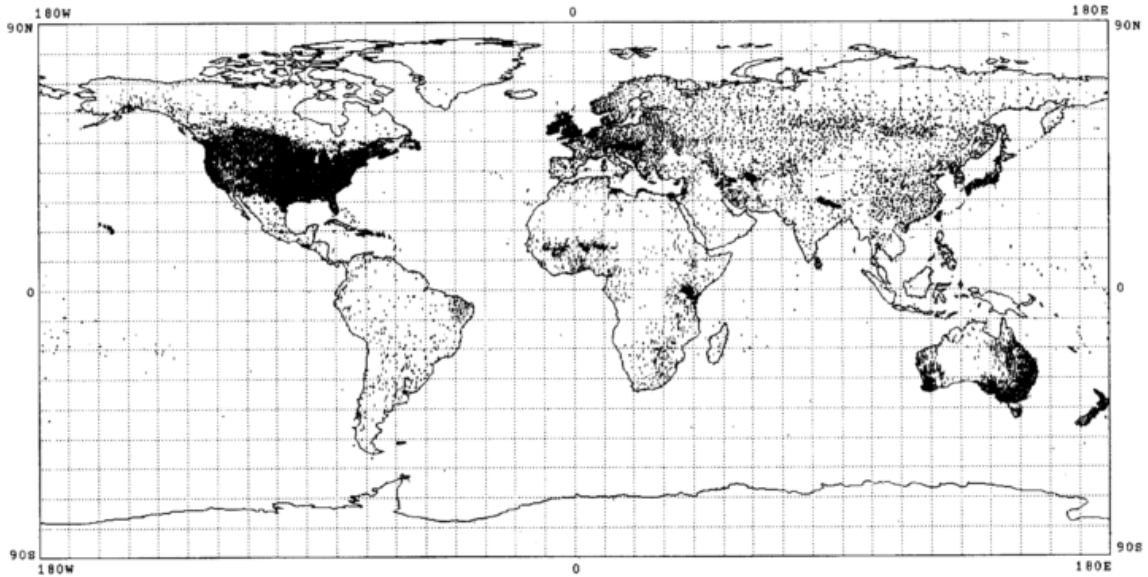
Das WZN konnte unter Hinweis auf seinen internationalen Auftrag bisher die monatlichen Niederschlagshöhen von mehr als 30.000 Stationen aus mehr als 100 Ländern erhalten (vgl. Tab. 3). Zudem wurden regionale und globale Datensammlungen beschafft, u.a. die Normalwertedatei von Legates, die Daten des GHCN und der World Climate Disc, die Afrikadaten der FAO und ein Kollektiv von Daten aus Ost- und Südostasien der Universität von Tokio. Allerdings sind die mit der formalen Prüfung, Umformatierung, Archivierung und Qualitätskontrolle der Daten verbundenen notwendigen Arbeiten sehr aufwendig. Die Aufbereitung des Datenkollektivs mit den monatlichen Niederschlagshöhen aus dem Zeitraum Januar 1986 bis Dezember 1990 wird voraussichtlich bis Ende 1995 abgeschlossen sein, so daß erst danach die Analysen unter Nutzung aller Daten möglich sein werden. Die Gegenüberstellung von Bild 10 (Stationsorte für die über GTS verbreiteten Daten, ca. 5.300 Stationen) und Bild 11 (Stationsorte für die bis zum März 1995 im WZN aufbereiteten Daten, ca. 20.000 Stationen) illustriert einerseits den Erfolg der Datensammlung, andererseits aber auch die verbleibenden Lücken und die Inhomogenität der Verteilung.

**Tabelle 3: Liste der Länder, aus denen zusätzliche monatliche Niederschlagshöhen an das WZN geliefert wurden (• aufbereitete und in die Datenbank aufgenommene Kollektive, Stand April 1995).**

• Argentine	Cuba	Italy	• Nepal	Swasiland
• Australia	• Cyprus	Japan	• Netherlands	Sweden
Austria	Czech Rep.	• Jordan	Neth. Antilles	Switzerland
Azerbaijan	• Djibouti	Kasachstan	• New Zealand	• Syria
Bangladesh	• Dominican Rep.	• Kenya	• Niger	Tadjikistan
• Belarus	Ecuador	Kirgistan	Pacific Atolls	Taiwan
• Belgium	• Egypt	Korea (South)	• Pakistan	• Tanzania
Benin	El Salvador	Kuwait	Peru	Thailand
• Bolivia	Estonia	• Latvia	• Philippines	Trinidad&Tobago
Botswana	• Ethiopia	• Libya	Poland	Turkey
• Brazil	Finland	Lithuania	Puerto Rico	• Turkmenistan
• Brunei	• France	Macedonia	Qatar	• U.K.
Bulgaria	Germany	Malawi	Romania	• Uganda
Burundi	• Ghana	Malaysia	Ruanda	• Ukraine
• Cameroon	• Guatemala	• Mali	• Russia	Uruguay
• Canada	Honduras	Mauritius	Slovak Rep.	• USA
Chile	• Hong Kong	Mexico	Slovenija	Uzbekistan
China	• Hungary	• Mongolia	South Africa	Venezuela
Columbia	• Iran	Morocco	• Spain	Yugoslavia
Comores	• Ireland	Mozambique	• Sri Lanka	Zambia
• Costa Rica	Israel	Namibia	• Sudan	Zimbabwe



**Bild 10: Lage der Stationen, für die monatliche Niederschlagshöhen aus synoptischen Meldungen (empfangen über GTS in Offenbach oder Washington) oder CLIMAT-Meldungen vorliegen (ca. 5.300 Stationen).**



**Bild 11: Lage der Stationen, für die monatliche Niederschlagshöhen in verwendbarer Form für die Jahre 1986 bis 1990 in der Datenbank des WZN vorliegen (ca. 20.000 Stationen, Stand März 1995). Nicht von allen Stationen ist der genannte Zeitraum vollständig abgedeckt.**

## Verfügbarkeit konventionell gemessener Daten für die Ozeane

Für die Ozeane stehen konventionelle Meßdaten in einem sehr geringen Umfang zur Verfügung. Meßdaten von Inselstationen sind wegen der orographischen Effekte nicht für die Niederschlagsbedingungen über dem freien Meer repräsentativ. Hiervon ausgenommen sind nur die Daten der wenigen Stationen auf den pazifischen Atollen, die eine sehr geringe Landfläche und nahezu keine Erhebungen haben. Diese Daten wurden von MORRISSEY & GREENE (1991) gesammelt und aufbereitet.

Auf Schiffen wird im allgemeinen die Niederschlagshöhe nicht gemessen. Durch Augenbeobachtung werden die Art und in groben Abstufungen die Stärke des Niederschlags visuell durch den Beobachter bestimmt und in der synoptischen Wettermeldung verbreitet oder im Schiffstagebuch festgehalten. Aus diesen Daten abgeleitete Niederschlagshöhen sind sehr unsicher. Derartige Daten lassen eine Analyse der Häufigkeit des Niederschlags und die Schätzung der mittleren jährlichen Niederschlagshöhe zu, nicht jedoch die Analyse von Gebietsniederschlägen für Einzelmonate. Die Niederschlagsmessung auf Schiffen mit üblichen Geräten wird bei den über See typischen Windgeschwindigkeiten durch die Umströmung des Schiffskörpers sowie durch das Einfangen von Sprühtröpfchen des Meerwassers verfälscht.

HASSE et al. (1993) entwickelten zwei neue Instrumente, die speziell zur Niederschlagsmessung auf Schiffen ausgelegt sind. Das eine Instrument basiert auf einer den konventionellen Geräten ähnlichen Technik, verfügt aber über je eine horizontal und eine vertikal ausgerichtete Meßfläche, für die der Niederschlag getrennt aufgefangen und gesammelt wird. Aus dem Vergleich beider Mengen kann der durch die Schiffsbewegung verursachte Meßfehler ermittelt werden. Das zweite Gerät basiert auf einem optischen Prinzip, bei dem die Regentropfen durch eine breite Lichtschranke fallen und die Lichtabschwächung, die von der Tropfenanzahl und -größe abhängt, gemessen wird. Optische Niederschlagsmesser, die nicht zu den konventionellen Meßgeräten gehören, müssen kalibriert werden. Die Messung des Salzgehaltes im aufgefangenen Wasser ermöglicht eine Feststellung der Menge des aufgefangenen Meerwassers.

Optische Niederschlagsmesser sind bereits heute auf einigen Bojen installiert. Für den künftigen Einsatz auf Bojen werden in der NOAA akustische Regenmesser entwickelt, mit denen die Schallwellen der auf die Wasseroberfläche auftreffenden Tropfen durch ein im Wasser hängendes Mikrofon gemessen werden. Eine Spektralanalyse erlaubt die Filterung hinsichtlich der von Wind und Wellen verursachten Geräusche (WILKERSON 1990 und 1994, KRAJEWSKI 1992a). Diese neuen Instrumente werden in Zukunft zusätzliche Informationen über die ozeanischen Niederschläge liefern können.

## 4.2 Übertragung der Punktdaten auf die Fläche

Die räumliche Struktur des Niederschlags sowie Gebietsniederschläge werden aus den stations- bzw. punktbezogenen Meßdaten durch Interpolation und Integration abgeleitet. In der Praxis sind die vorhandenen Meßstationen nicht ideal verteilt. Eine geeignete Analyseverfahren muß daher vor allem ungleiche Verteilungen der Stationen kompensieren. Zur operationellen Bestimmung der globalen Verteilung der monatlichen Niederschlagshöhe wird eine Methode benötigt, die zwar möglichst genaue Ergebnisse liefern soll, in jedem Fall aber mit einem begrenzten Personalaufwand routinemäßig angewendet werden muß. An eine weitere Forderung sei erinnert: Die Genauigkeit bzw. der Fehler des Gebietsniederschlags soll für jedes monatliche, rasterbezogene Einzelergebnis angegeben werden.

### Manueller Entwurf einer Isohyetenkarte und Rasterverfahren

Die klassische Methode zur Darstellung der räumlichen Verteilung ist der manuelle Entwurf einer Karte, in die aufgrund der Eintragungen der Meßwerte Linien gleicher Niederschlagshöhe (Isohyeten) eingezeichnet werden. Dabei kann der Bearbeiter seine Kenntnis der Entstehungsprozesse des Niederschlags, den orographischen und klimatischen Hintergrund, die Hauptwindrichtung mit deren Luv- und Leewirkung subjektiv bewertend einbeziehen. Während er die Karte entwirft, können auch die eingetragenen Meßdaten kritisch geprüft werden. Auf diese Weise können auch heute noch wirklichkeitsnähere Analysen des Niederschlagsfeldes erzielt werden als bei allein rechnerischer Behandlung der Meßwerte (BARTELS et al. 1993). Da es sich um eine subjektive Methode handelt, hängt die Zuverlässigkeit der Ergebnisse in hohem Maße von der Erfahrung und dem Geschick des Bearbeiters ab. Der manuelle Kartenentwurf war ursprünglich zur routinemäßigen Anwendung im WZN vorgesehen (FLEER 1988).

Gebietsniederschläge werden aus dem Isohyetenverlauf durch ein sog. Rasterverfahren abgeleitet. Dazu wird über die analysierte Karte ein System von Gitterpunkten gelegt. Für jeden Gitterpunkt wird unter Berücksichtigung des bereits gezeichneten Isohyetenverlaufs, gegebenenfalls auch der Beobachtungswerte von nahegelegenen Stationen, ein Niederschlagswert geschätzt oder durch Interpolation bestimmt. Eine konkrete Vorschrift zur Interpolation zwischen den Isohyeten hat schon MEINARDUS (1900) gegeben. Eine solche Interpolation kann heute mit Hilfe eines Rechners durchgeführt werden, wenn die Isohyeten lückenlos digital erfaßt werden. Im WZN wurde ein Programm dazu entwickelt. Das arithmetische Mittel der Werte der in einem Gebiet liegenden Gitterpunkte ergibt den Gebietsniederschlag.

Zur Erprobung wurden im Auftrag des WZN Isohyetenkarten für sechs Testmonate jeweils getrennt für die Kontinente von dem analyseerfahrenen Klimatologen H. Dronia erstellt. Die Bearbeitungszeit pro Monat betrug bei einer Datenbasis von weltweit 4.500 Stationen eine Woche. Mit einer Erhöhung der Stationsanzahl - die Verwendung von 40.000 Stationen wird angestrebt - würde die Bearbeitungsdauer noch erheblich anwachsen.

Die gezeichneten Isohyeten wurden digitalisiert. Bei diesem ebenfalls zeitaufwendigen Arbeitsvorgang werden Isolinien mit einem Griffel nachgezogen, dessen Position punktweise in einem Rechner gespeichert wird. Dieser Vorgang ist fehleranfällig. Bei der rechnerischen Interpolation der Isohyeten auf Gitterpunkte ergaben sich Probleme an singulären Punkten (Extrema im Niederschlagsfeld) und bei nicht abgeschlossenen Isolinien, z. B. an Küsten oder in datenarmen Gebieten, so daß eine sorgfältige subjektive Kontrolle der Ergebnisse und Wiederholungsläufe mit Eingriffen (Korrektur der digitalen Isohyeten, Eingabe von Stützstellen) notwendig waren.

Der wesentliche Nachteil dieser Methode liegt im mit ihr verbundenen Arbeitsaufwand, der ihre Anwendung im operationellen Betrieb unmöglich macht. Weitere Nachteile sind die Subjektivität der Analyse und die Schwierigkeit, die Genauigkeit der Ergebnisse quantitativ zu bewerten. Die aus den Isohyetenanalysen der sechs Testmonate abgeleiteten gerasterten Gebietsniederschläge lieferten dem WZN eine Basis für Vergleiche mit rechnerisch gewonnenen Ergebnissen.

### Objektive Verfahren zur Bestimmung von Gebietsniederschlägen

Objektive Methoden haben den Vorteil, daß die Ergebnisse nachvollziehbar, die Anwendung wiederholbar ist. Mit Ausnahme der von JAEGER nach Augenmaß interpolierten Rasterdaten wurden alle bekannten, d.h. die in Kapitel 3 genannten gerasterten Niederschlagskarten der Landflächen der Erde mit Hilfe einer gewichteten Mittelung der vorhandenen punktbezogenen Daten erzeugt:

$$P_x = \frac{\sum (w_n \cdot P_n)}{\sum w_n} \quad (1)$$

mit  $P_x$  = Gitterpunktswert,  
 $P_n$  = Meßwert an den Stationen,  
 $w_n$  = Gewicht von  $P_n$ ,  
 $n$  = Index der Stationen,  
 $x$  = Index des Gitterpunktes.

In der Summe werden die in einem vorgegebenen Umkreis um den betrachteten Gitterpunkt liegenden Stationen berücksichtigt. Die Verfahren unterscheiden sich in den Ansätzen zur Bestimmung der Gewichte. Häufig verwendete Ansätze sind:

$$w_n = (r^2 - d_n^2) / (r^2 + d_n^2) \quad (\text{CRESSMAN 1959}), \quad (2)$$

$$w_n = 1/d_n^2 \quad (\text{SALTER 1972}), \quad (3)$$

$$w_n = \exp(-d_n^2/4k) \quad (\text{BARNES 1964 und 1973}), \quad (4)$$

mit  $w_n$  = Gewicht für  $P_n$  in Gl. 1 (die Dimension  $m^{-2}$  in Gl. 3 hebt sich in Gl. 1 auf),  
 $d_n$  = Abstand zwischen Station  $i$  und Gitterpunkt,  
 $r$  = charakteristischer Radius des Einflußbereichs,  
 $k$  = vorzugebende empirische Konstanten.

Die Methode der rein entfernungsweighteten Interpolation hat folgende Schwächen:

- Meßwerte, die auf einem Gitterpunkt liegen, können nicht ohne eine Zusatzbedingung verwendet werden (weil  $d = 0$ ). Sehr nahe an einem Gitterpunkt gelegene Meßwerte werden nicht reproduziert, die räumliche Verteilung wird geglättet.
- Bei der Interpolationsrechnung werden für jeden Gitterpunkt systematisch alle Meßwerte verwendet. Die Berücksichtigung der Daten einer weit entfernt liegenden Station ist jedoch nicht sinnvoll.

- Eine inhomogene Verteilung der Stationsorte führt dazu, daß dichter belegte Gebiete einen größeren Einfluß auf den Gitterpunkt haben als in gleicher Entfernung liegende weniger dicht belegte Gebiete.
- Wenn aufgrund der Gradienten in der räumlichen Verteilung der Meßwerte ein Maximum am Gitterpunkt zu erwarten ist, kann dort jedoch ein lokales Minimum berechnet werden.

Um diese unerwünschten Effekte der entfernungsabhängigen Wichtung zu korrigieren, hat SHEPARD (1968) diese Methode durch eine Reihe zusätzlicher Vorschriften ergänzt. Zur Interpolation zieht er nur Daten einer begrenzten Anzahl von Stationen (minimal 4, maximal 10) aus einem begrenzten Entfernungsbereich heran. Den entfernungsabhängigen Gewichten wird ein Faktor überlagert, der sich aus der Verteilung der Richtungen der Stationsorte zum Gitterpunkt ergibt. Fernerhin werden realistische Minima und Maxima im interpolierten Feld erzeugt, indem die interpolierten Niederschlagshöhen einen Zu- oder Abschlag erhalten, der aus den horizontalen Gradienten der Niederschlagsverteilung berechnet wird. SHEPARD entwickelte dieses Verfahren zur Ermittlung der Initialfelder für das Vorhersagemodells des US-Wetterdienstes, welches damals noch mit kartesischen Koordinaten arbeitete.

WILLMOTT et al. (1985) transformierten den aus mehreren Formeln bestehenden Ansatz auf die Kugeloberfläche und erstellten auf dieser Basis das Rechenprogramm "SPHEREMAP" zur Berechnung von Klimakarten. LEGATES (1987) verwendete dieses Programm zur Konstruktion seiner globalen Niederschlagsklimatologie. Deshalb wurde beschlossen, dieses Verfahren vorläufig auch als Analyseverfahren im WZN einzusetzen. Im Hinblick darauf wurde der Formelsatz zur Berechnung der Gewichte von RUDOLF et al. (1992a) im Detail beschrieben. Folgende Gründe waren ausschlaggebend für die Wahl dieser Methode:

- Die geometrische Interpolation erfolgt distanz- und winkeltreu auf der Kugeloberfläche, so daß bei globaler Anwendung keine besondere Behandlung von Kartenrändern notwendig ist.
- Durch die Einbeziehung der Richtungen der Stationsorte zum Gitterpunkt in die Wichtung wird eine horizontal inhomogene Stationsverteilung gut ausgeglichen.
- Zweck der Anwendung der Methode im WZN ist die Berechnung von Gebietsniederschlägen für relativ große Gebiete und nicht die Bestimmung der Niederschlagshöhe an singulären Punkten. Die Gebietsniederschläge werden aus den Interpolationsergebnissen von mehreren Gitterpunkten abgeleitet, so daß Fehler der Einzelergebnisse gemildert werden.

Die Gebietsniederschläge werden folgenderweise berechnet: Zunächst erfolgt die Interpolation der Meßwerte auf alle über Land gelegenen Gitterpunkte in einem Abstand von  $0,5^\circ$ . Diese Gitterpunkte bilden die Ecken von  $0,5^\circ$ -Rasterzellen, deren Gebietsniederschlag durch arithmetische Mittelung der Eckwerte berechnet wird. Die Gebietsniederschläge im  $2,5^\circ$ -Raster werden durch Mittelung der mit dem Landflächenanteil gewichteten  $0,5^\circ$ -Gebietsniederschläge berechnet.

Mit dieser Methode wurden bis jetzt die Gebietsniederschläge der Landflächen für alle Monate der Jahre 1987 bis 1989 berechnet. Die Auswertungen schreiten nun im operationellen Betrieb zügig voran. Die Karten 1 und 2 im Anhang zeigen exemplarisch die Ergebnisse für die beiden Monate Januar und Juli 1989. Die räumliche Verteilung der Stationen, von denen Daten verwendet wurden, ist in den Karten 3 und 4 als Anzahl der Stationen pro Rasterzelle dargestellt. Diese Ergebnisse sind noch als vorläufig anzusehen, da sie auf den Meßdaten von weltweit nur rund 6.700 Stationen beruhen.

Zur Überprüfung wurden die Ergebnisse von SPHEREMAP für sechs Testmonate mit gerasterten Isohyetenanalysen verglichen. In diesen Vergleich wurden zwei weitere Methoden zur Berechnung der Gebietsniederschläge einbezogen, nämlich

- durch Bildung des arithmetischen Mittels aus allen in der jeweiligen Rasterzelle vorliegenden Meßdaten und
- durch Interpolation der an den Stationen gebildeten Niederschlagsanomalien (Quotient aus monatlicher und mittlerer monatlicher Niederschlagshöhe) und Multiplikation der gerasterten Anomaliekarte mit der gerasterten Verteilung der mittleren Niederschlagshöhe im betreffenden Monat.

Bei einem ersten Vergleich der im 2,5°-Raster für den August 1987 berechneten Gebietsniederschläge zeigte sich eine überraschend gute Übereinstimmung schon dann, wenn nur mindestens zwei Stationen im Raster vorhanden sind (RUDOLF et al. 1992a). Vergleiche für weitere Testmonate haben dies bestätigt (vgl. Bild 12).

Für Rasterzellen mit mehr als vier Stationen sind relevante Unterschiede nur noch für Zellen, die von der Küstenlinie geschnitten werden und deren Wasserflächenanteil mehr als 50% beträgt, oder für im Hochgebirge liegende Gebiete zu finden.

Die Variante der Analyse von Anomalien vor dem Hintergrund einer gerasterten Karte der mittleren monatlichen Niederschlagshöhe hat nicht zu der erhofften Verbesserung geführt. Die Abweichungen zur Handanalyse sind hier deutlich größer als bei der direkten Interpolation der Absolutwerte der Niederschlagshöhe. Grund dafür sind in erster Linie Inkonsistenzen im verfügbaren Datenmaterial. Nicht für alle Stationen, von denen monatliche Daten aus dem Zeitraum 1986 bis 1990 vorliegen, sind Mittelwerte im WZN vorhanden. Aus diesem Grund wird es vorerst bei der direkten Interpolation der monatlichen Niederschlagshöhen bleiben.

Die Vergleiche haben folgende Schwachstellen der verwendeten Analyseverfahren gezeigt:

- Die Interpolation mit SPHEREMAP führt bei großen Distanzen zwischen den Meßpunkten, d.h. in datenarmen Gebieten, zu einer starken Glättung der räumlichen Verteilung. Insbesondere werden dadurch die Niederschlagshöhen in den der ITCZ benachbarten Trockengebieten überschätzt.
- Die Topographie hat einen erheblichen Einfluß auf die räumliche Verteilung der Niederschlagshöhe. Dieser Einfluß wird durch das angewendete Interpolationsverfahren nicht berücksichtigt.

Beide Fehler können durch eine Verbesserung der Datenbasis deutlich verkleinert werden. Es ist deshalb vorgesehen, die Berechnung der Gebietsniederschläge zu wiederholen, sobald die zusätzlich erworbenen Daten (mehr als 30.000 Stationen, s. Kap. 4.1) aufbereitet sein werden.

Die Frage, ob die Berücksichtigung der topographischen Effekte auch zu einer verbesserten Berechnung der Gebietsniederschläge im 2,5°- oder 1°-Raster führt, kann noch nicht beantwortet werden. Zur Diskussion von Verfahren, die in der Regionalklimatologie eingesetzt werden, und deren Eignung zur weltweiten Niederschlagsanalyse hat das WZN im September 1992 einen internationalen Workshop veranstaltet (WCRP 1993b). Empfohlen wurde, diese Frage verstärkt zu verfolgen und in der Analyseverfahren möglichst auch topographische Informationen zu nutzen. Die damit verbundene Problematik wird im folgenden Exkurs behandelt.

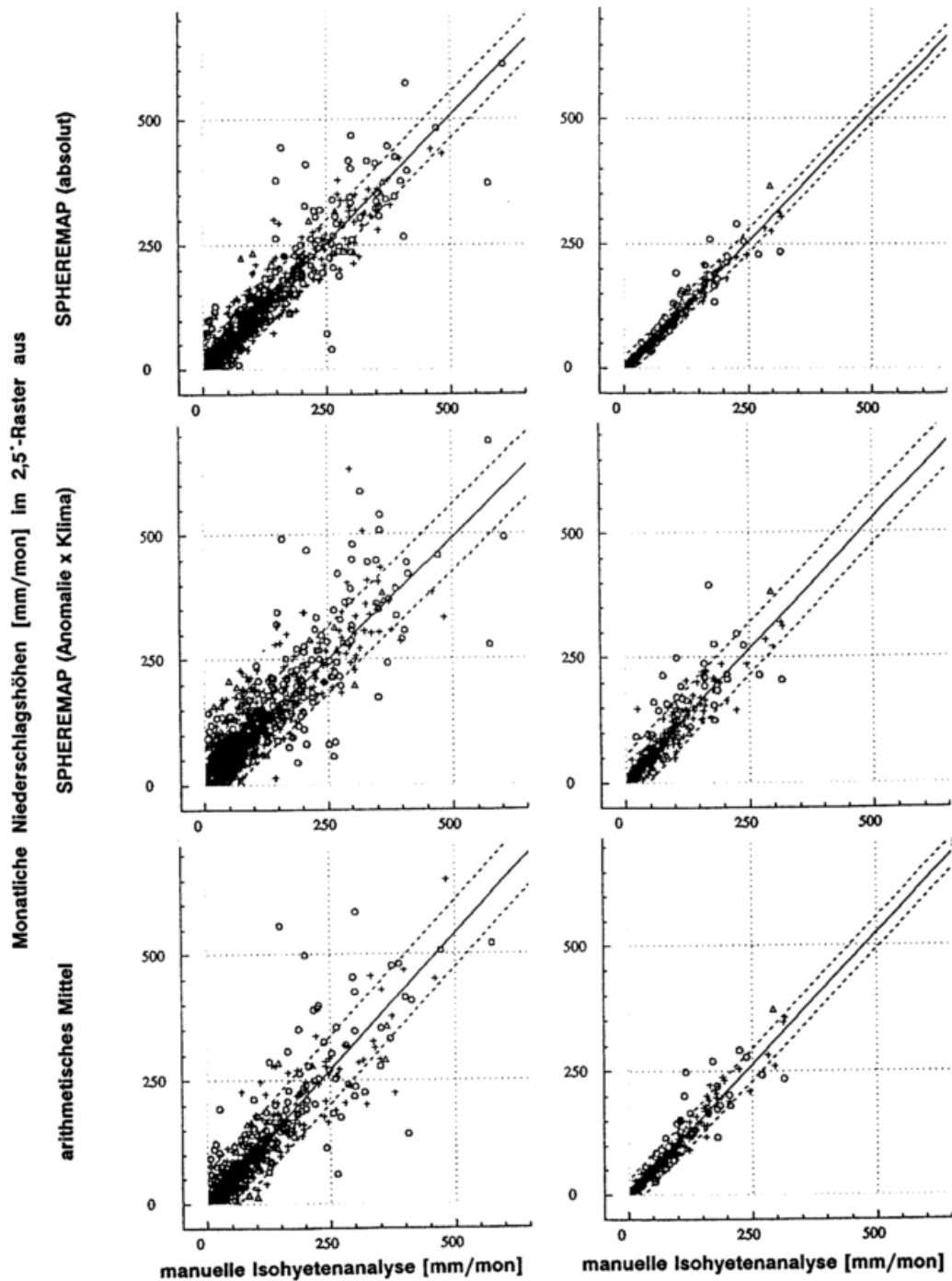


Bild 12: Streudiagramme und Regressionsgeraden für monatliche Gebietsniederschläge, die mit unterschiedlichen Methoden im 2,5°-Raster aus konventionellen Meßdaten bestimmt wurden, für den Monat Oktober 1987. Innerhalb der gestrichelten Linien liegen jeweils 96% der Wertepaare. Die Ergebnisse der Methoden SPHEREMAP-Analyse der Absolutwerte der Niederschlagshöhe (oben), Produkte aus den Ergebnissen der SPHEREMAP-Analyse der Niederschlagsanomalien und den gerasterten mittleren monatlichen Gebietsniederschlägen von LEGATES (mitte) sowie arithmetische Mittelung aller im Raster liegenden Meßwerte (unten), sind jeweils gegen die der manuellen Isohyetenanalyse aufgetragen, und zwar jeweils links für alle Rasterzellen mit weniger als fünf Stationen und rechts für Rasterzellen mit fünf oder mehr Stationen.

Symbole: + Landflächenanteil im Raster  $\geq 50\%$  und mittlere Geländehöhe im Raster  $< 1000$  m NN,  
 o über Land, aber Landflächenanteil im Raster  $< 50\%$ ,  
 Δ mittlere Geländehöhe im Raster  $\geq 1000$  m NN.

## Über den Einfluß der Topographie auf die räumliche Niederschlagsverteilung und über die Problematik der Niederschlagsanalyse auf der Basis topographischer Daten:

Unter den Eigenschaften der Topographie ist die orographische Struktur der Erdoberfläche von erster Bedeutung. Infolge der erzwungenen Hebung der Luft und Wolkenbildung tritt im Stau eines Gebirges vermehrt Niederschlag auf. Auf der Leeseite dagegen sinkt die Luft ab, die Wolken lösen sich auf. Für die Ergiebigkeit der Niederschläge spielen die Anströmrichtung, die Strömungsgeschwindigkeit, die thermische Schichtung der Atmosphäre und der Wassergehalt der Luft eine Rolle. Die Einflüsse des Reliefs können sich in allen Skalen zeigen, wobei sich der Effekt einzelner Berge, des Verlaufs der Täler und Bergketten sowie des gesamten Gebirgsmassivs überlagern. So sind meist hochgelegene Gebirgstäler trotz großer Höhe über dem Meeresspiegel relativ trocken. Der stauseitige Niederschlag betrifft einen mehr oder weniger breiten Streifen des Vorlandes, auch wenn dieses Gebiet flach ist.

In der räumlichen Verteilung der jährlichen oder der mittleren monatlichen Niederschlagshöhe kommen orographische Effekte deutlich zum Ausdruck; Beispiele sind die Niederschlagskarten im Hydrologischen Atlas der Bundesrepublik Deutschland (KELLER et al. 1979) und in den WMO-UNESCO-Klimaatlantanten der Kontinente. Momentaufnahmen, z.B. in Radar- und Satellitenbildern, zeigen Strukturen, die sich aus der jeweiligen wetterlagenbedingten Konfiguration von Konvektionsgebieten und Wetterfronten ergeben, wobei die Rolle orographischer und anderer topographischer Effekte sehr unterschiedlich sein kann (ROTH 1992). Von der Orographie geprägte Strukturen sind in der räumlichen Niederschlagshöhenverteilung eines individuellen Monats nicht immer dominant. In der Niederschlagshöhenverteilung für Deutschland im August 1994 sind beispielsweise ein stark ausgeprägtes Regengebiet über Ostdeutschland und die Lage einzelner Fronten zu erkennen (vgl. Karten 5a und 5b).

Andere topographische Effekte ergeben sich z.B. aus der Verteilung von Land- und Wasserflächen. An Küsten wird durch die horizontal unterschiedliche Bodenrauigkeit eine Konvergenz im bodennahe Windfeld verursacht, die auch in der räumlichen Struktur der Niederschlagshöhe zu erkennen ist (ROTH 1981). Auch die über Wasser- und Landoberflächen unterschiedlichen Vertikalströme fühlbarer und latenter Wärme wirken sich auf den Niederschlag aus.

Eine Studie der heute in der Regionalklimatologie verwendeten Ansätze zur Niederschlagskartierung auf der Basis topographischer oder orographischer Daten (RUDOLF 1995) führte zu folgender Einschätzung:

- Bei den meisten der bisher praktizierten Verfahren werden, wenn die Topographie berücksichtigt wird, nur orographische Strukturen einbezogen, teilweise ausschließlich durch eine lineare Beziehung zwischen Niederschlagshöhe und Geländehöhe. Für Karten der mittleren jährlichen Niederschlagshöhe für Österreich und für die Schweiz wurde jeweils eine für das Gesamtgebiet gleichbleibende Regressionsgerade verwendet (BEHR 1984 und 1993, KIRCHHOFER & SEVRUK 1992). Dabei bleibt die Tatsache unberücksichtigt, daß die Beziehung zwischen Orographie und Niederschlag von Region zu Region große Unterschiede zeigen kann. Aufgrund von Analysen der Niederschlagsverteilung in den Alpen zog HAVLIK bereits 1969 den Schluß, daß Untersuchungen zur vertikalen Niederschlagsverteilung nur am Beispiel von jeweils unter gleichen regionalklimatischen Einflüssen stehenden Stationen durchgeführt werden sollten. Neuere Auswertungen von Daten des Jahres 1991 haben z.B. nördlich des Säntis eine Zunahme, südlich dagegen im Höhenbereich 800 bis 2200 m NN eine Abnahme der jährlichen Niederschlagshöhe mit zunehmender Geländehöhe ergeben (BLUMER & LANG 1993).

- Im DWD wurde ein Verfahren entwickelt, bei dem eine lineare Regression für Niederschlags- und Geländehöhe separat für Gebiete von  $1^\circ$  mal  $1^\circ$  geographischer Breite und Länge durchgeführt wird (MÜLLER-WESTERMEIER 1995). Die Daten der mehr als 4000 Niederschlagsstationen des DWD sind eine ausreichende Basis für die statistischen Auswertungen. Die im  $1^\circ$ -Raster gewonnenen Steigungen und Achsenabschnitte der Regressionsgeraden werden zur Glättung auf  $0,5^\circ$ -Felder interpoliert. Die auf Meeressniveau reduzierten gemessenen Niederschlagshöhen werden auf Gitterpunkte im Abstand von 1 km übertragen und mit den Geländehöhen der Gitterpunkte und der Regressionsgleichung der zugehörigen  $0,5^\circ$ -Gebiete hochgerechnet. Mit dieser Methode erstellt MÜLLER-WESTERMEIER eine Karte der mittleren jährlichen Niederschlagshöhe im Zeitraum 1951-1980 für Deutschland.
- Der Zusammenhang zwischen Niederschlags- und Geländehöhe ist nicht überall näherungsweise linear. HASTENRATH (1967) analysierte die räumliche Struktur der jährlichen Niederschlagshöhen in Mittelamerika. Er verwendete Daten von 45 Meßstationen aus Guatemala, die zwischen der Pazifikküste und westlich des Gebirgskamms gut verteilt im Höhenbereich vom Meeressniveau bis zu 2000 m Höhe darüber lagen. Mit diesen Daten ergab eine parabolische Beziehung die beste Approximation der Höhenabhängigkeit der mittleren jährlichen Niederschlagshöhe. Deren Maximum liegt mit mehr als 4000 mm/a in etwa 900 m NN. Im Meeressniveau und oberhalb von 1700 m NN betragen die jährlichen Niederschlagshöhen weniger als 2000 mm/a. Eine vertikale Abnahme der mittleren Niederschlagshöhe in höher gelegenen Gebirgsbereichen ist nach HASTENRATH auch in Costa Rica, El Salvador, Panama, Venezuela und Sri Lanka zu finden.
- BASIST et al. (1994) untersuchten den Einfluß verschiedener orographischer Kenngrößen auf die Niederschlagshöhenverteilung für zehn weltweit verteilte, jeweils rund 40.000 km<sup>2</sup> große Testgebiete. Sechs orographische Variablen - nämlich Geländehöhe, Hangneigung, Hangorientierung (Richtung der Fallinie), Exposition (Entfernung zum nächsten großen windaufwärts gelegenen Hindernis) und die beiden Kombinationen Geländehöhe mal Exposition und Hangneigung mal Orientierung - wurden als Prädiktoren für die mittlere jährliche Niederschlagshöhe definiert und bivariaten und multivariaten Regressionsanalysen unterworfen. Die für die Testgebiete gefundenen Regressionsbeziehungen sind sehr unterschiedlich. Die Geländehöhe trägt bei dieser Untersuchung vergleichsweise wenig zur Varianzaufklärung bei.
- Zum Zweck der Validierung der im GPCP aus Satellitenbeobachtungen ermittelten Niederschläge werden im Surface Reference Data Centre (SRDC in Asheville, N.C.) für einige Testgebiete konventionell gemessene tägliche Niederschlagshöhen aus möglichst dichten Meßnetzen gesammelt (MCNAB 1994). Zur räumlichen Interpolation ist das Verfahren PRISM vorgesehen (Precipitation-elevation Regressions on Independent Slopes Model, PHILLIPS et al. 1992, DALY et al. 1994). Als orographische Datenbasis wird ein digitales Geländemodell verwendet, das die mittlere Höhe für Rasterzellen 5 min • 5 min (etwa = 6 km • 9 km) enthält. Jeder Station wird eine mesoskalige Geländehöhe entsprechend dieser Rasterdatei zugeordnet. Das Gesamtgebiet wird in Teilgebiete zerlegt, in denen die Richtung der Geländeneigung nahezu konstant ist. Aus den an den Stationen gemessenen Niederschlagshöhen und den zugeordneten mesoskaligen Geländehöhen wird jeweils getrennt für die Teilgebiete eine lineare Regressionsbeziehung berechnet. Diese Beziehung wird zur Reduktion der stationsbezogenen Daten auf ein einheitliches Geländeniveau verwendet. Die reduzierten Daten werden auf die Mittelpunkte der Rasterzellen interpoliert. Die reduzierten interpolierten Daten werden mit der Regressionsgleichung des jeweiligen Teilgebietes auf die Geländehöhe der Rasterzelle hochgerechnet. Für Geländeteile, die höher als die höchstgelegene Station sind, werden besondere Vorschriften gegeben, die verhindern, daß zu große Niederschlagshöhen durch Extrapolation errechnet werden.

- Eine Möglichkeit, komplexe orographische Strukturen in einem formal übertragbaren Modell zur Niederschlagskartierung zu benutzen, liegt in der Hauptkomponenten- oder Faktorenanalyse. Ziel dieser Verfahren ist die Reduktion einer Vielzahl von Daten auf einige Faktoren, die einen möglichst großen Anteil an der Varianz im betrachteten Datenkollektiv erklären. Bei Anwendung der Hauptkomponentenanalyse auf die Geländehöhen an Gitterpunkten beschreiben die Faktoren abstrakte orographische Formen (z.B. Abdachung, Kuppe, Sattel etc.). Für jeden Ort, Gitterpunkt oder Station, läßt sich ein Satz von Gewichten so bestimmen, daß das tatsächliche Gelände relief in der Umgebung der Punkte durch eine Überlagerung der gewichteten Faktoren gut wiedergegeben wird. Die so beschriebenen Stationsumgebungen, d.h. das Polynom der mit Gewichten versehenen Faktoren, und die an den Stationen gemessenen Niederschlagshöhen werden dann einer multivariaten Regressionsrechnung unterworfen. Das Ergebnis liefert die Anteile der einzelnen Faktoren an der Erklärung der Gesamtvarianz in der Niederschlagshöhenverteilung. Als Prädiktoren werden diejenigen Faktoren gewählt, die mit der Niederschlagshöhe signifikant verknüpft sind. Mit dieser werden die gemessenen Daten in orographieabhängige und -unabhängige Anteile zerlegt. Die einen werden mit den multivariaten Regressionsgleichungen, die anderen mit einem rein horizontalen Interpolationsverfahren auf die Gitterpunkte übertragen. Dieses Prinzip wurde zur Kartierung der mittleren monatlichen Niederschlagshöhe für Frankreich mit einer Rasterweite von 5 km (BENICHO (1987), METEOF RANCE 1987) eingesetzt. Eine ausführliche Beschreibung der Methodik gibt KLEIN (1994), der die von ihm entwickelte Version im Regionalklimaprojekt "REKLIP" zur Niederschlagsanalyse im Dreiländereck Baden-Württemberg/Frankreich/Schweiz bei einer Rasterweite von 500 m benutzte.

In einem noch nicht abgeschlossenen Projekt des WZN wird die Eignung der Hauptkomponentenanalyse untersucht. Mit dieser wird exemplarisch die monatliche Niederschlagshöhenverteilung für die USA auf der Basis der Daten von rund 8000 Stationen berechnet und mit Ergebnissen anderer Verfahren verglichen. Die Untersuchung soll u.a. zeigen, ob die Hauptkomponentenanalyse auch bei größeren Maschenweiten der Orographie noch sinnvoll eingesetzt werden kann.

Hinsichtlich der Berücksichtigung der Orographie in der operationellen weltweiten Niederschlagsanalyse steht das WZN vor folgenden Problemen:

Die Ableitung der Beziehungen zwischen der Orographie und der Niederschlagshöhe beruht auf statistischen Auswertungen von Geländedaten und Niederschlagsbeobachtungen. Die Beziehungen selbst sind nicht allgemeingültig, sondern sie besitzen eine große zeitliche und räumliche Variabilität. Diese ist schon am sehr unterschiedlichen Verlauf der entfernungsbezogenen räumlichen Korrelation in der Verteilung der monatlichen Niederschlagshöhe zu erkennen (Bild 13). Zur Auswertung solcher Funktionen wird ebenso wie für die Ermittlung orographisch-klimatologischer Beziehungen eine hohe Datendichte benötigt. Die Verwendung von Beziehungen, die auf einer zu geringen Datenbasis beruhen, kann ebenso große, wenn nicht größere Fehler verursachen als der Verzicht auf orographische Daten bei der Analyse.

Da im WZN nicht Karten der mittleren Niederschlagsverteilung sondern Gebietsniederschläge für individuelle Monate berechnet werden, müßten, wenn die Orographie berücksichtigt werden soll, geeignete Regressionsgleichungen für jeden Monat und für sinnvoll eingegrenzte Teilgebiete getrennt berechnet werden. Bei der Festlegung der Teilgebiete wären nicht nur das Gelände relief, sondern auch die Lage zum Meer und das Windregime zu berücksichtigen. Wenn Teilgebiete aber getrennt bearbeitet werden, so können im zusammengesetzten Feld an den Gebietsgrenzen Sprünge auftreten, die eine Glättung der Ergebnisse erforderlich machen.

Für viele Gebiete der Erde sind konventionelle Meßdaten nicht in dem Umfang zu erhalten, der zur gebietsspezifischen statistischen Bestimmung einer Regressionsgleichung für Niederschlag und Orographie ausreichen würde. Daher sind darauf beruhende Analysemethoden vorerst nicht für den operationellen Betrieb des WZN geeignet. Solche Verfahren sollen aber für Testgebiete zur Überprüfung der operationellen Produkte und zur Fehlerschätzung angewendet werden.

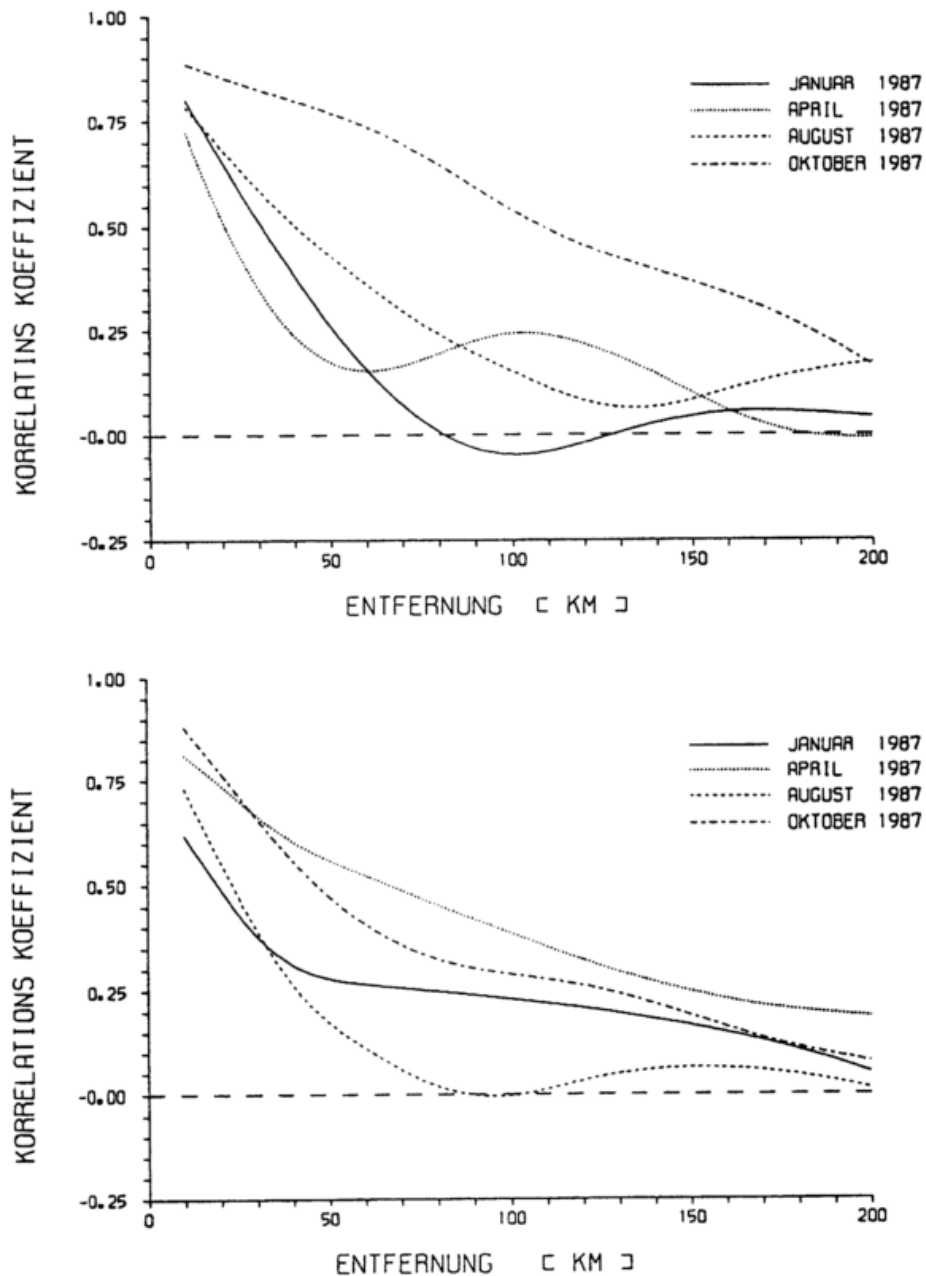


Bild 13: Korrelationskoeffizient als Funktion der Entfernung zwischen zwei Punkten in der räumlichen Verteilung der monatlichen Niederschlagshöhe, hier exemplarisch für zwei Gebiete (2,5°-Rasterzellen) in Australien und jeweils vier Monate.

### 4.3 Ansätze zur Quantifizierung der Fehler

Obwohl die konventionellen Beobachtungsdaten die einzigen direkt gemessenen Niederschlagshöhen sind und bei ausreichender Stationsdichte die zuverlässigsten Gebietsniederschläge liefern, sind die Ergebnisse mit verschiedenen Fehlern behaftet. Dabei können folgende Fehlertypen unterschieden werden:

- Nichtsystematische Fehler in den stationsbezogenen monatlichen Niederschlagshöhen resultieren aus zufälligen Einzelfehlern auf dem Weg der Daten von der Messung zur Archivierung (Übertragungsfehler) und entstehen durch das Füllen von Lücken in Reihen der verwendeten synoptischen Meldungen (4.3.1).
- Systematische Fehler der Niederschlagsmessung ergeben sich infolge von Winddrift und Verdunstung und dadurch nicht erfaßter Niederschlagsanteile (4.3.2).
- Methodische Fehler der Berechnung der Gebietsniederschläge werden durch die Interpolation der Daten von Stationen auf ein Gitterpunktsystem verursacht. Sie können systematisch und stochastisch sein (4.3.3).
- Samplingfehler ergeben sich bei der Berechnung von Gebietsniederschlägen aus der Anzahl und räumlichen Verteilung der verwendeten Stationen (4.3.4).

In den folgenden Abschnitten werden diese Fehlerkomponenten diskutiert und quantifiziert. Im letzten Abschnitt (4.3.5) wird ein Ansatz zur Berechnung des Gesamtfehlers aufgestellt.

#### 4.3.1 Nichtsystematische Fehler in den für Stationen gelieferten oder aus synoptischen Meldungen abgeleiteten monatlichen Niederschlagshöhen

Die sog. Beobachtungsdaten unterliegen auf ihrem Weg von der Messung bis zur Archivierung oder Anwendung einer Bearbeitung in mehreren Schritten, bei denen Fehler nicht ausgeschlossen werden können. Möglich sind z.B. Ablesefehler des Beobachters, Tipp- und Kodierungs- bzw. Entkodierungsfehler und Verfälschungen oder Verluste von Zeichen bei der Fernübertragung. Die aus synoptischen Daten oder täglichen Niederschlagshöhen berechneten monatlichen Niederschlagshöhen enthalten zusätzliche Fehler, wenn die verwendeten Datenreihen ergänzt werden, indem für fehlende Meldungen geschätzte Werte eingesetzt werden.

Im operationellen Betrieb des WZN erfolgt eine Qualitätskontrolle aller Daten, wodurch große Fehler erkannt und beseitigt werden und der Gesamtfehler deutlich verringert wird. Für die synoptischen Daten wird die Konsistenz in der zeitlichen Folge und die Plausibilität durch Vergleich der Meldungen für Niederschlagshöhe mit Wetter geprüft (SCHNEIDER et al. 1992a). Die Kontrolle der monatlichen Daten basiert auf Vergleichen zwischen diesen und den mittleren monatlichen Niederschlagshöhen und den Daten der Nachbarstationen. Das WZN ist bemüht, die Qualitätskontrolle und Fehlerschätzung soweit möglich zu objektivieren und auf statistische Untersuchungen abzustützen. Durch Rechenprogramme werden nach vorgegebenen Kriterien zweifelhafte Daten gesucht und als solche gekennzeichnet. Extremwerte sind ein wichtiges Klimamerkmal und dürfen bei der Analyse nicht unberücksichtigt bleiben. Daher werden die abschließende wissenschaftliche Prüfung der gekennzeichneten Daten und gegebenenfalls Korrekturen durch erfahrene Klimatologen vorgenommen. Bei Korrekturen bleiben auch die Originaldaten erhalten.

Wegen der großen Variabilität des Niederschlags ist es nicht möglich, in den gemeldeten monatliche Niederschlagshöhen Fehler der Größe von 10% oder 20% eindeutig nachzuweisen. Das Ausmaß der verbleibenden Unsicherheit muß geschätzt und als Fehlermaß ausgedrückt werden. Grundlage für die Quantifizierung des nach der Qualitätskontrolle verbleibenden Fehlers sind Vergleiche der Daten von solchen Stationen, für die monatliche Niederschlagshöhen aus unterschiedlichen Quellen geliefert oder abgeleitet wurden. Diese Quellen sind zunächst:

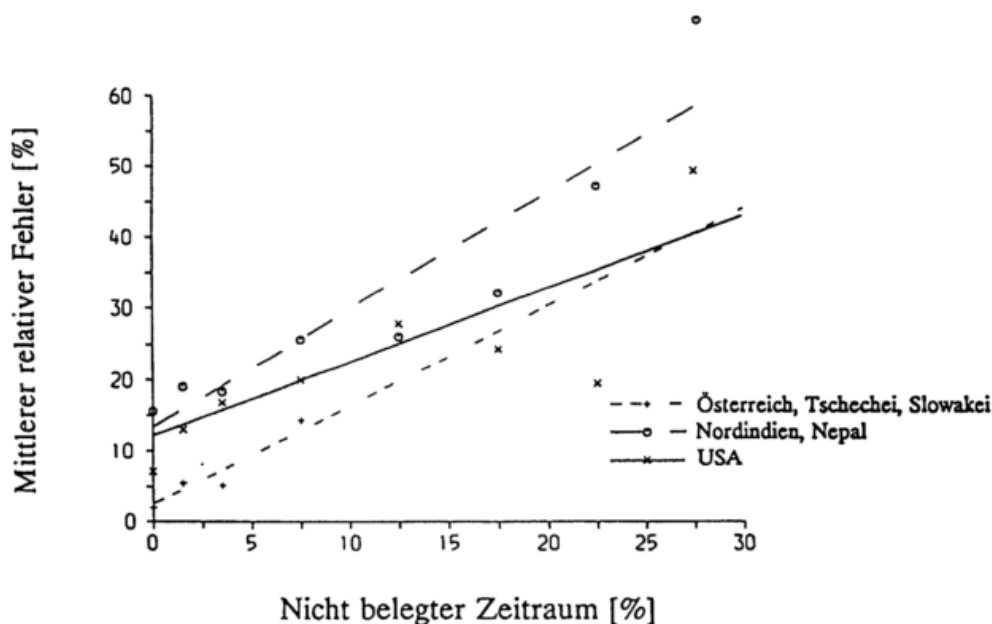
- CLIMAT-Meldungen: Mit diesen werden monatliche Niederschlagshöhen von rund 1.500 Stationen regelmäßig über das globale Fernmeldesystem GTS verbreitet. Die Qualität der CLIMAT-Daten ist als hoch einzustufen, da die von den Wetterdiensten ausgewählten Stationen in der Regel gut betreut werden und die gemeldeten monatlichen Niederschlagshöhen mit den ebenfalls gemeldeten Quintilen nochmals im DWD überprüft werden.
- Synoptische Meldungen: Diese enthalten u.a. eine Niederschlagsgruppe, die ein Zeitintervall und die dafür gemessene Niederschlagshöhe angibt. Die synoptischen Niederschlagsmeldungen werden im WZN geprüft, gegebenenfalls korrigiert und ergänzt und in monatliche Niederschlagshöhen überführt.
- CAC-Daten: Unabhängig vom WZN werden im CAC monatliche Niederschlagshöhen aus synoptischen Daten abgeleitet (CAC: Climate Analysis Center, seit kurzem Climate Prediction Center des US-Wetterdienstes).

Die beiden auf synoptischen Meldungen beruhenden Datensätze (nachfolgend mit "WZN" und "CAC" gekennzeichnet) unterscheiden sich im Stationskollektiv und, was hier wichtig ist, in den Methoden der Qualitätsprüfung und der Füllung zeitlicher Lücken innerhalb der Beobachtungsmonate (SCHNEIDER et al. 1992a, THOMAS & PATTERSON 1983, MISKUS et al. 1988). Im WZN werden engere Ausschlußkriterien angesetzt, im CAC dagegen werden auch größere Lücken durch Schätzwerte aus der "Wettergruppe" geschlossen. (Die Wettergruppe enthält die Niederschlagsart und qualitative Angaben über die Niederschlagsstärke.)

Zuerst wird die Fehlerschätzung für die aus synoptischen Meldungen abgeleiteten monatlichen Niederschlagshöhen beschrieben. Wie bereits gesagt, werden dazu auch unvollständige Reihen verwendet. Der daraus resultierende Fehler wird als Funktion eines Parameters bestimmt, der die Vollständigkeit beschreibt. Für die im WZN aufbereiteten Daten wird dazu die prozentuale zeitliche Belegung des Monats mit Meldungen verwendet. Dieser Ansatz hat sich in Vergleichen mit CLIMAT-Meldungen als zweckmäßig erwiesen (SCHNEIDER et al. 1992). Dem CAC-Datensatz ist die zeitliche Belegung nicht zu entnehmen. Er enthält aber je Station und Monat sowohl die Niederschlagshöhe, die ausschließlich aus gemeldeten Daten abgeleitet wurde, und diejenige, die auf durch Schätzwerte ergänzten Reihen beruht. Zur Beschreibung der Vollständigkeit der CAC-Daten wird die relative Differenz dieser beiden Angaben verwendet.

Rund 1000 Stationen sind in allen drei Datenkollektiven vertreten. Der Vergleich der Daten dieser Stationen ist die Grundlage der Quantifizierung des aus der Unvollständigkeit resultierenden Fehlers. Die aus den CLIMAT-Meldungen stammenden monatlichen Niederschlagshöhen gelten als Referenz. Als Fehlergröße wird die mittlere relative betragsmäßige Differenz der Referenz und jeweils der aus den synoptischen Meldungen abgeleiteten monatlichen Niederschlagshöhen angesetzt. Für diese Fehlergröße wird eine lineare Regressionsrechnung gegen den jeweiligen oben definierten Vollständigkeitsparameter durchgeführt. Da die klimatischen Bedingungen für die Bewertung der Lücken von Bedeutung sind (bei einem geringeren Anteil konvektiver Niederschläge ist die Ergänzung fehlender Meldungen weniger problematisch), erfolgen die Regressionsanalysen getrennt für ausgewählte Regionen (SCHNEIDER et al. 1995).

Die Ergebnisse der Regression sind in Bild 14 exemplarisch für drei Regionen dargestellt, und zwar für den WMO-Block 11 (Österreich, Tschechische und Slowakische Republik), für Nordindien und Nepal sowie für die USA. Die Regressionsgeraden beschreiben je Gebiet den mittleren relativen Fehler der aus synoptischen Meldungen abgeleiteten monatlichen Niederschlagshöhen als Funktion des nicht abgedeckten Zeitanteils. Sie können zur Schätzung des Fehlers für diejenigen Stationen herangezogen werden, für die nur synoptische Daten vorhanden sind.



**Bild 14:** Regression über den relativen Fehler an einzelnen Stationen in Abhängigkeit vom durch synoptische Meldungen nicht belegten Anteil des Monats für den WMO-Block 11 (Österreich, Tschechische und Slowakische Republik), für Nordindien und Nepal sowie für die USA.

Für etwa zweihundert Stationen stehen den CLIMAT-Daten die aus vollständigen synoptischen Reihen berechneten monatlichen Werte gegenüber. Auch hier treten Abweichungen auf, die dazu verwendet werden, den Fehler der CLIMAT-Daten zu schätzen. Da in diesen Fällen nicht zu entscheiden ist, ob eine Abweichung auf Fehlern in den synoptischen Meldungen oder in den CLIMAT-Meldungen selbst zurückzuführen ist, wird die betragsmäßige mittlere relative Differenz beider Datenarten gleichermaßen beiden als Fehler zugeordnet. Auch dies erfolgt regional separat.

Die beschriebenen Fehlerauswertungen wurden bisher für den Zeitraum Januar 1987 bis Dezember 1989 für die drei globalen Datensätze durchgeführt. Die Regressionsgleichungen werden zur Fehlerschätzung für andere Zeiträume angewendet. Allerdings sollen die Auswertungen, wenn die Datenkollektive für einen längeren Zeitraum aufbereitet sind, wiederholt werden, um die Fehlerschätzung auf eine umfangreichere statistische Basis zu stellen.

Ähnliche Untersuchungen sind auch für die Datensätze geplant, die das WZN von einzelnen Ländern erworben hat. Schwierig wird die Bewertung der Datenqualität dann, wenn diese nationalen Datensätze nicht wenigstens einige Stationen enthalten, die auch den globalen Datensätzen angehören. In diesen Fällen ist eine Fehlerschätzung nur durch Vergleiche der Daten des Kollektivs untereinander, mit daraus abgeleiteten Gebietsniederschlägen und Bezugswerten möglich. Dieses Vorgehen hat einen hohen subjektiven Anteil. Sehr hilfreich für die Beurteilung dieser Daten sind vom Urheber gelieferte Angaben über bereits durchgeführte Qualitätskontrollen.

Nach Durchführung der Qualitätsprüfungen im WZN wird jeder in der Datenbank stehenden monatlichen Niederschlagshöhe ein relativer Fehler zugeordnet. Nach den bisherigen Erfahrungen sind die Fehler nicht systematisch verteilt. Die Fehler sind voneinander unabhängig und werden als stochastisch angesehen. Demzufolge gleichen sich die Fehler mehrerer zur Berechnung des Gebietsniederschlags herangezogener Stationen teilweise aus. Zur Bestimmung des mittleren relativen nichtsystematischen Fehlers des Gebietsniederschlags wird der durch folgende Gleichung definierte "absolute Standardfehler" (SCHÖNWIESE 1985) gebildet:

$$\bar{F}_{NS}(i,j,m,a) = \sqrt{\frac{\sum F_n^2}{N \cdot (N - 1)}} \quad (5)$$

- mit  $\bar{F}_{NS}$  = relativer nichtsystematischer Fehler des Gebietsniederschlags der Rasterzelle,  
 $F_n$  = relat. zufälliger Fehler der monatl. Niederschlagshöhe an einer Station,  
 $n$  = Index der Stationen,  
 $N$  = Anzahl der für den Gebietsniederschlag verwendeten Stationen.  
 $i,j$  = Ortsindizes der Rasterzellen ( $i = 1 \dots 72, j = 1 \dots 144$ ),  
 $m,a$  = Zeitindizes der Daten ( $m = 1 \dots 12, a = 1987 \dots$ ).

Bei diesem Ansatz werden alle in einer 2,5°-Rasterzelle liegenden Stationen gleichbehandelt. Der Ansatz gilt, wenn die Gebietsniederschläge durch arithmetische Mittelung der Daten der Stationen berechnet werden. Ein Verfahren, bei dem die Fehler entsprechend der für die Berechnung der Gebietsniederschläge im operationellen Betrieb verwendeten Methode behandelt werden, konnte bisher nicht realisiert werden. Bei dieser Berechnungsmethode werden auch Stationen aus der Umgebung einer Rasterzelle verwendet, so daß die Anzahl der verwendeten Stationen größer als bei der arithmetischen Mittelung ist. Damit würde der resultierende Gesamtfehler tendenziell etwas geringer als bei der Berechnung des Standardfehlers sein.

#### 4.3.2 Systematische Fehler der konventionellen Niederschlagsmessung

Grundlage für die Schätzung der in Kapitel 4.1 beschriebenen systematischen Meßfehler sind Vergleichsmessungen für die am häufigsten eingesetzten Niederschlagsmesser (nationale Standardgeräte). Aus den Ergebnissen entsprechender Feldexperimente und zusätzlicher Windkanaluntersuchungen hat SEVRUK Ansätze zur Schätzung der Meßfehler und Korrektur der Daten abgeleitet. Die Formeln enthalten Komponenten für die Verdunstungs-, Benetzungs-, Spritzwasser- und Winddriftkorrektur, jeweils getrennt für Regen und Schnee (SEVRUK 1982, 1986, NESPOR 1993). Als Parameter werden gerätespezifische Kenngrößen und die Daten der während des Niederschlagsereignisses herrschenden Temperatur-, Feuchte- und Windverhältnisse benötigt. Da für die meisten Stationen nur monatliche Niederschlagshöhen vorliegen, hat SEVRUK (1984, 1985) auch für diese Korrekturformeln entwickelt. Zu deren Anwendung werden die monatlichen Mittelwerte von Temperatur, Feuchte, Niederschlagsart und Windgeschwindigkeit als Parameter benötigt.

Wenn die auf konventionellen Messungen beruhenden monatlichen Niederschlagshöhen ohne entsprechende Korrekturen zur Berechnung der Gebietsniederschläge verwendet werden, ergeben sich zum einen systematisch zu niedrige Mittelwerte für die Landflächen der Erde (vgl. Kap. 3). Zum anderen ist die im WZN geplante Optimum-Schätzmethode zur Kombination der konventionellen Ergebnisse mit Satellitenbeobachtungen prinzipiell nur dann anwendbar, wenn die zu kombinierenden Datensätze frei von systematischen Fehlern sind.

Voraussetzung zur Schätzung oder Durchführung der Korrektur ist die Kenntnis der an den Stationen eingesetzten Instrumente und der meteorologischen Einflußgrößen während der Niederschlagsmessung.

SEVRUK und KLEMM (1989) stellten einen Katalog zusammen, der die benötigten Angaben über die als nationale Standardgeräte verwendeten Niederschlagsmesser zu deren Aufstellungsweise für alle Länder der Erde enthält. Der Katalog beruht auf den Ergebnissen einer Umfrage der WMO. Danach werden an den im Katalog erfaßten, weltweit ca. 150.000 Niederschlagsmeßstellen rund 50 verschiedene Gerätetypen eingesetzt. Als nationale Standardgeräte dominieren acht Modelle, die aber mit oder ohne Windschutzring und in verschiedenen Aufstellungshöhen betrieben werden. Am häufigsten wird der Niederschlagsmesser nach HELLMANN eingesetzt, und zwar in Europa, Südamerika und Afrika an insgesamt 30.000 Stationen. Das chinesische Standardgerät steht an 20.000 Orten. In Großbritannien und den meisten Ländern des Commonwealths wird der Niederschlagsmesser RMO-Mk2 verwendet (18.000 Stationen). In vielen Ländern, die zum Einflußraum der früheren UDSSR gehören, wird das Gerät von TRETJAKOV benutzt (14.000). Weit verbreitet sind außerdem die Geräte des US-Wetterdienstes (11.300), sowie die von Indien (11.000), Australien (7.700) und Brasilien (7.000).

Unter Verwendung dieses Katalogs und geschätzter meteorologischer Parameter führte LEGATES (1987) die Korrektur der mittleren monatlichen Niederschlagshöhen für alle Stationen seiner Datensammlung durch. Er wendete dazu folgende Formel an, die auf SEVRUK zurückgeht, aber von ihm an die vorhandenen Informationen über die meteorologischen Einflußgrößen angepaßt worden war:

$$P_{CO} = (1 - s) \cdot \kappa_r \cdot (P_g + \Delta P_{wr} + \Delta P_{er}) + s \cdot \kappa_s \cdot (P_g + \Delta P_{ws} + \Delta P_{es}) \quad (6)$$

- mit  $P_{CO}$  = korrigierte mittlere monatliche Niederschlagshöhe,  
 $P_g$  = gemessene mittlere monatliche Niederschlagshöhe,  
 $s$  = Schneeanteil in der mittleren monatlichen Niederschlagshöhe,  
 $\kappa_r$  = von der Windgeschwindigkeit abhängiger Faktor zur Korrektur bei Regen,  
 $\kappa_s$  = von der Windgeschwindigkeit abhängiger Faktor zur Korrektur bei Schnee,  
 $\Delta P_w$  = Benetzungsverlust bei Regen (r) bzw. Schnee (s),  
 $\Delta P_e$  = Verdunstungsverlust bei Regen (r) bzw. Schnee (s).

Alle benötigten meteorologischen Parameter leitete LEGATES mit Hilfe von empirischen Ansätzen aus den mittleren monatlichen Werten von Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit ab. Die Temperaturdaten erhielt er, indem er die an ca. 7000 Klimastationen gemessenen Lufttemperaturen auf die Orte von rund 25.000 Niederschlagsmeßstellen interpolierte. Den Schneeanteil in der monatlichen Niederschlagshöhe setzte er nach CEHAK und TROCK (1958) als Funktion der mittleren Lufttemperatur an. Die Windgeschwindigkeiten schätzte er auf der Basis globaler Strömungskarten und der orographischen Lage und Exposition der Niederschlagsmesser. Mit insgesamt 28 der Literatur entnommenen empirischen Ansätzen und fünf Tabellen der geräteabhängigen Werte für die Koeffizienten der Ansätze wurden die einzelnen Korrekturterme bestimmt (LEGATES 1987, S. 10-25). Die verwendeten Ansätze sind im einzelnen nicht unproblematisch, da die wirklichen Zusammenhänge stark vereinfacht werden, z.B. die Ableitung einer Windgeschwindigkeit während der Niederschlagsereignisse aus der mittleren monatlichen Windgeschwindigkeit und der Anzahl der Tage mit Niederschlag, welche wiederum geschätzt werden mußte. Andererseits dürfte in näherer Zukunft kein besseres Verfahren zur Schätzung der systematischen Meßfehler für globale Datenkollektive realisierbar sein.

Die korrigierten und die nicht korrigierten Daten der Stationen interpolierte LEGATES mit der Methode von WILLMOTT et al. (1985) auf ein Gitternetz mit der Maschenweite 0,5° geographischer Breite und Länge. Die korrigierten und nicht korrigierten Daten sind jeweils sowohl für die Stationen als auch als Gitterpunktsdatensätze im WZN vorhanden. Aus diesen Daten lassen sich im vieljährigen Mittel gültige Korrekturfaktoren und prozentuale systematische Fehler berechnen:

$$\bar{Cor}_L(i,j,m) = \frac{\bar{C}_{Lco}(i,j,m)}{\bar{C}_{Lm}(i,j,m)} \quad (7)$$

$$\bar{SyF}(i,j,m) = 100 \cdot \{ \bar{Cor}_L(i,j,m) - 1 \}$$

- mit  $\bar{C}_{Lco}$  = mittlerer monatlicher Gebietsniederschlag im 2,5°-Raster  
 aus für die Stationen korrigierten Daten nach LEGATES (1987),  
 $\bar{C}_{Lm}$  = dito aus nicht korrigierten Daten nach LEGATES (1987),  
 $\bar{Cor}_L$  = Korrekturfaktor für den systematischen Meßfehler,  
 $\bar{SyF}$  = mittlerer prozentualer systematischer Meßfehler.  
 $i, j$  = Ortsindizes der Rasterzellen ( $i = 1 \dots 72, j = 1 \dots 144$ ),  
 $m$  = Zeitindex für die Monate ( $m = 1 \dots 12$ ).

Bild 15 zeigt die Häufigkeitsverteilungen der Korrekturfaktoren, die analog der Gleichung 8, jedoch nicht für die Rasterdaten, sondern für die Stationen der Datensammlung von LEGATES berechnet wurden, exemplarisch für die Monate Februar und August. Für die überwiegende Anzahl der Stationen ist der relative Fehler kleiner als 10% (bzw. das Verhältnis < 1,1). Die deutlich erhöhte Häufigkeit größerer Fehler im Nordwintermonat Februar resultiert daraus, daß über großen Landflächen von Nordamerika und Eurasien im Winter Schnee, im Sommer dagegen Regen fällt.

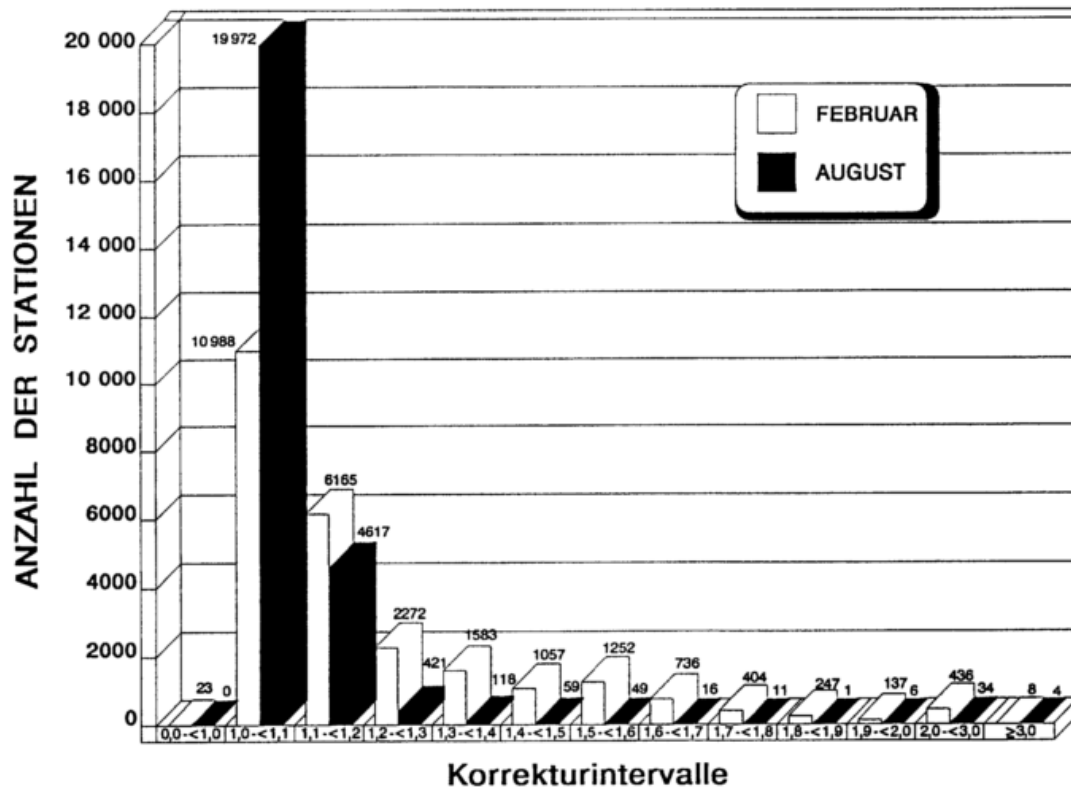


Bild 15: Häufigkeitsverteilung der Korrekturfaktoren zum Ausgleich der systematischen Meßfehler für mittlere monatliche Niederschlagshöhen für Februar und August nach LEGATES (1987). Bildquelle: RUDOLF et al. (1992).

Die Karten 6 bis 9 zeigen die aus den Rasterdaten von LEGATES abgeleiteten räumlichen Verteilungen der mittleren absoluten und prozentualen systematischen Meßfehler im 2,5°-Raster für die Monate Juli und Januar.

Das WZN verfügt bis jetzt noch nicht über eine Technik, die meteorologischen Parameter und damit die systematischen Meßfehler für monatlichen Niederschlagshöhen in zeitlicher Folge zu bestimmen. Daher werden die aus den LEGATES-Daten gewonnenen mittleren monatlichen Korrekturfaktoren auf das 2,5°-Raster übertragen und den Zeitreihen der ohne Korrektur im WZN abgeleiteten monatlichen Gebietsniederschläge beigefügt. Durch Anwendung der Korrekturfaktoren lassen sich in erster Näherung korrigierte Datensätze erzeugen:

$$\bar{P}_{co}(i,j,m,a) = \bar{P}_g(i,j,m,a) \cdot \bar{Cor}_L(i,j,m) \quad (8)$$

mit  $\bar{Cor}_L$  = Korrekturfaktor für den systematischen Meßfehler (s. Gl. 7),  
 $\bar{P}_g$  = fortlaufende monatliche Gebietsniederschläge aus nicht korrigierten Meßdaten,  
 $\bar{P}_{co}$  = korrigierte fortlaufende monatliche Gebietsniederschläge,  
 $i, j$  = Ortsindizes der Rasterzellen ( $i = 1 \dots 72, j = 1 \dots 144$ ),  
 $m, a$  = Zeitindizes der Daten ( $m = 1 \dots 12, a = 1987 \dots$ ).

Nach Anwendung der nur im vieljährigen Mittel gültigen Korrekturfaktoren verbleibt ein unbestimmter Restfehler, da die Witterungsbedingungen, die den Meßfehler beeinflussen, eine erhebliche interannuäre Variabilität haben, die unberücksichtigt bleibt. Von LEGATES & DE LIBERTY (1993) sowie von GROISMAN & LEGATES (1994) wurden Untersuchungen zur Jahr-zu-Jahr-Variabilität des systematischen Meßfehlers für die USA durchgeführt. Darauf gestützt schätzt LEGATES (1995) die Genauigkeit einer pauschalen Korrektur, wie durch Gleichung 8 beschrieben, für die Sommermonate auf rund 30% und die Wintermonate auf ca. 40% des systematischen Meßfehlers selbst.

Die Unsicherheit des pauschalen Korrekturverfahrens muß als zusätzlicher nichtsystematischer Fehler der im operationellen Betrieb für Einzelmonate bestimmten Gebietsniederschläge berücksichtigt werden. Aufgrund der Angaben von LEGATES (1995) wird dieser Fehler einheitlich wie folgt angesetzt:

$$\bar{F}_{co}(i,j,m) = 0,4 \cdot \{ \bar{Cor}_L(i,j,m) - 1 \} \quad (9)$$

mit  $\bar{F}_{co}$  = mittlerer relativer Fehler aufgrund der Unsicherheit der Korrektur des systematischen Meßfehlers ( $i, j, m$  wie bei Gl. 8).

Die hier skizzierte Methode der pauschalen Korrektur sollte durch ein Verfahren ersetzt werden, das den Witterungsbedingungen im Raster und im Einzelmonat gerecht wird. Sofern die benötigten Daten der Einflußgrößen geschätzt werden können, sollte die Korrektur nicht für die Gebietsniederschläge im Raster, sondern vor der Interpolation für die Daten der Stationen erfolgen.

Die Korrekturformeln von SEVRUK oder aber aufgrund neuerer Vergleichsmessungen verbesserte Formeln benötigen zur Anwendung mindestens die Anteile von Schnee und Regen in der monatlichen Niederschlagshöhe. Die Verwendung von Ergebnissen der numerischen Wettervorhersage wäre möglich, würde aber nicht stationsbezogene Ergebnisse liefern. Synoptische Daten könnten ausgewertet werden, um die Meßfehler terminweise zu bestimmen und damit die für monatliche Niederschlagshöhen angenommene Korrekturformel zu überprüfen.

### 4.3.3 Methodischer Fehler der Berechnung der Gebietsniederschläge

Bei der Berechnung von Gebietsniederschlägen entstehen Fehler durch die Interpolation der stationsbezogenen Daten. Der rein methodische Interpolationsfehler kann mit einem vorgegebenen Datenkollektiv berechnet werden, indem für jeden Ort, von dem ein Meßwert vorliegt, ein Schätzwert durch Interpolation der Daten der Nachbarstationen berechnet und die Differenzen von Meß- und Schätzwert für alle Stationen des Gesamtgebietes oder gebietsweise statistisch ausgewertet werden. Der methodische Fehler kann systematisch oder nichtsystematisch sein.

LEGATES (1987) berechnete den mittleren Interpolationsfehler für das von ihm selbst und auch im WZN benutzte Analyseprogramm SPHEREMAP. Er verwendete dazu die auf Beobachtungen beruhenden mittleren jährlichen Niederschlagshöhen von 26.858 Punkten. Die arithmetische Mittelung aller Niederschlagshöhen ergibt 1065 mm/a, die der Differenzen der Meß- und Schätzwerte an diesen Punkten jedoch nur 4 mm/a. Der global gemittelte systematische Interpolationsfehler ist also sehr klein. Für den Mittelwert der Beträge der Differenzen (mittlerer absoluter Fehler) berechnet Legates 149 mm/a, für die Wurzel der mittleren quadratischen Abweichungen aber mit 305 mm/a mehr als das Doppelte. Daraus ist zu erkennen, daß der Fehler größtenteils durch "Ausreißer" verursacht wird. Eine globale Kartierung der Fehler zeigt, daß große Interpolationsfehler nur in datenarmen Gebieten auftreten sowie daß tendenziell große Niederschlagshöhen durch die Interpolation zu gering und kleine zu groß wiedergegeben werden.

Zwei Studien haben gezeigt, daß die Analysemethode bei der Berechnung von großräumigen Gebietsniederschlägen von untergeordneter Bedeutung ist, sofern Daten von wenigstens fünf Stationen pro 2,5°-Raster vorhanden sind:

- Im WZN wurden monatliche Gebietsniederschläge für sechs Testmonate mit vier verschiedenen Methoden im 2,5°-Raster berechnet, und zwar (a) durch arithmetische Mittelung der absoluten Niederschlagshöhen der im Raster gelegenen Stationen, (b) durch Interpolation der absoluten Niederschlagshöhen mit SPHEREMAP, (c) durch Bildung der Produkte der im Raster mit SPHEREMAP berechneten monatlichen Niederschlagsanomalien und gerasterten mittleren monatlichen Niederschlagshöhen, sowie (d) durch Rasterung von Isohyetenkarten, die unabhängig von den objektiv berechneten Karten manuell entworfen worden waren. Ein Vergleich der Ergebnisse ergab, daß die monatlichen Gebietsniederschläge bereits gut überein stimmen, wenn zwei oder mehr Stationen in der Rasterzelle liegen (RUDOLF et al. 1992a). Für Rasterzellen mit mehr als vier Stationen sind nur noch sehr geringe Unterschiede zwischen den Ergebnissen der verschiedenen Methoden zu erkennen (vgl. Bild 12 auf S. 33, Kap. 4.2).
- MCNAB (1994) verwendet für höher auflösende Kartierungen der Niederschlagshöhe das auf orographischen Daten basierende Modell PRISM (DALY et al. 1994, vgl. Kap. 4.2). Er verglich Resultate dieser Methode mit Ergebnissen der arithmetischen Mittelung, des in der Hydrologie heute noch gebräuchlichen Polygonverfahrens (THIESSEN 1911, HORTON 1923) und von SPHEREMAP. Für Rasterzellen mit Kantenlängen von 0,5° und 2,5° konnte auch er bei ausreichender Stationsdichte keine wesentlichen Unterschiede feststellen.

#### 4.3.4 Samplingfehler der Berechnung der Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster

Die Schätzung des von der Anzahl der verfügbaren Stationsdaten abhängigen "Samplingfehlers" der Gebietsniederschlagsberechnung erfolgte auf der Basis einer großen Anzahl von numerischen Experimenten, bei denen der mit Teilkollektiven berechnete Gebietsniederschlag mit den aus allen vorhandenen Daten gewonnenen Ergebnissen verglichen wurde (RUDOLF et al. 1994). Als Testgebiete wurden 42 Rasterzellen ausgewählt, für die jeweils Meßdaten von mehr als 70 Stationen vorliegen. Der Mittelwert aus allen Meßdaten einer Rasterzelle wird als der "wahre" Gebietsniederschlag angenommen.

Durch die Auswahl der Gebiete mit 22 Zellen in Australien, vier in Deutschland und sechzehn in den USA werden unterschiedliche Klima- und Orographiebedingungen erfaßt. Für Deutschland werden je ein Sommer- und ein Wintermonat, für Australien und die USA jeweils mehrere Monate betrachtet. Insgesamt ergeben sich 320 Beispiele, wenn die Summe über die für die ausgewählten Rasterzellen betrachteten Testmonate gebildet wird. Tabelle 4 enthält eine Zusammenfassung der Daten für sechs dieser Beispiele.

Tab. 4: Gesamtanzahl der Stationen, arithmetischer Mittelwert und Standardabweichung der an den Stationen gemessenen monatlichen Niederschlagshöhen für sechs der für die Fehlerschätzung ausgewählten 320 Beispiele.

Beispiel (Lage s. Bild 16)	Land	Monat Jahr	Anzahl der Stationen	Mittelwert [mm/mon]	Standardabw. [mm/mon]
A	USA	Aug. 1987	124	127	58
B	USA	Aug. 1987	73	33	17
C	Australien	Feb. 1987	85	205	207
D	Australien	Feb. 1987	268	37	19
E	Deutschland	Aug. 1987	494	92	32
F	Deutschland	Aug. 1987	262	79	15

Um die für eine statistische Auswertung erforderlich große Anzahl an Experimenten durchführen zu können, mußte zur Gebietsmittelberechnung die einfachste der Methoden, nämlich die arithmetische Mittelung der Meßdaten, herangezogen werden. Aufgrund der Ergebnisse der in Abschnitt 4.3.3 zitierten Methodenvergleiche wird angenommen, daß die Fehlerschätzungen von der Methode unabhängig sind, wenn Daten von wenigstens fünf Stationen in der Rasterzelle vorliegen.

Die numerischen Experimente wurden folgenderweise durchgeführt: Aus dem für die jeweilige Rasterzelle vorhandenen Datenkollektiv wurden mit einer Monte-Carlo-Technik Stichproben entnommen, wobei in mehreren Experimenten eine systematisch variierte Stationsanzahl vorgegeben wurde. Für jede einzelne Stationsanzahl von zwei bis 50 (teilweise auch mehr) Stationen pro Rasterzelle erfolgten jeweils 5000 Zufallsexperimente. Als Fehler ist die Differenz der gemittelten Niederschlagshöhen einer Stichprobe und des "wahren" Gebietsniederschlags definiert. Der relative Fehler ergibt sich durch Division der Differenz durch den wahren Wert. Für jede Stationsanzahl wurde der mittlere relative Fehler aus den Ergebnissen der 5000 Experimente bestimmt. Die mittleren relativen Fehler eines Beispiels (Rasterzelle und Monat) lassen sich, gegen die Stationsanzahl aufgetragen, in einem doppelt-logarithmischen Diagramm meist in guter Näherung als Gerade darstellen (Bild 16).

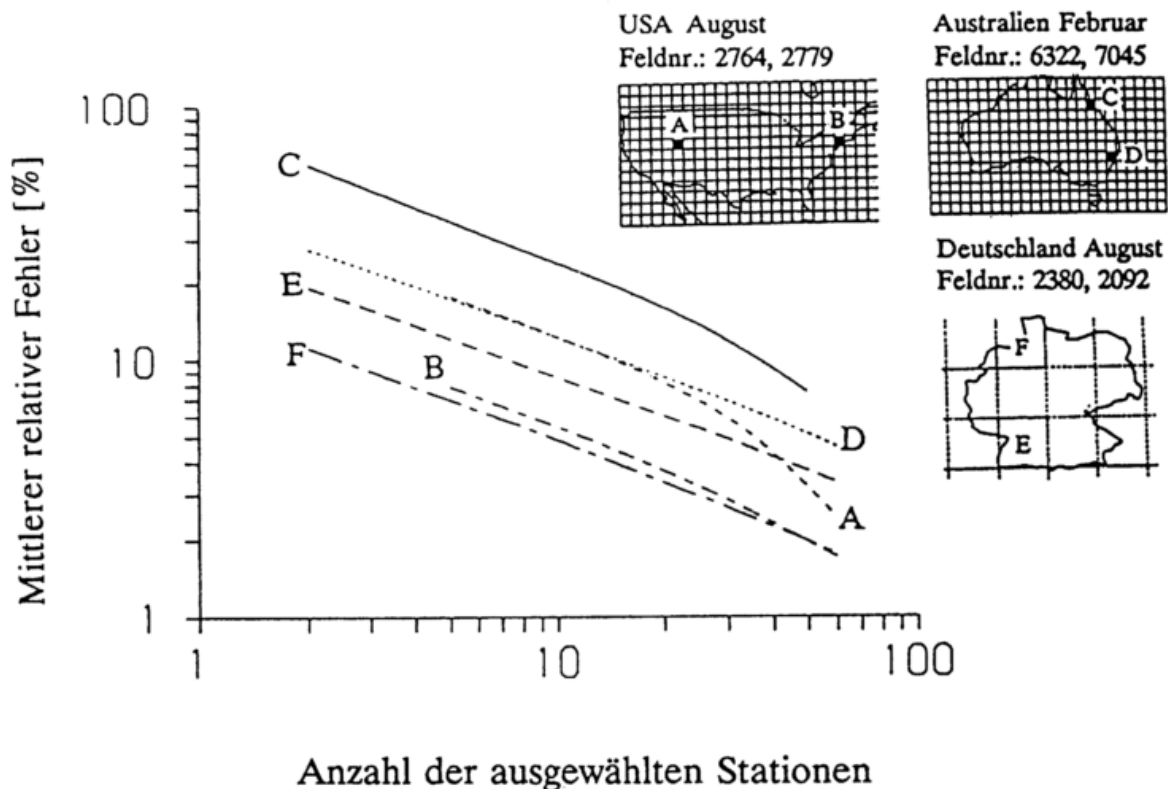


Bild 16: Mittlerer relativer Fehler als Funktion der Anzahl der pro 2,5°-Rasterzelle ausgewählten Stationen für sechs Beispiele (s. Tab. 4) aus Australien, Deutschland und den USA. Bildquelle: RUDOLF et al. (1994).

Die Kurven der Beispiele A, B und C weichen bei höheren Stationsanzahlen von einer Geraden ab, da in diesen Fällen die ausgewählten Stichproben bereits mehr als 30% der Gesamtanzahl der Daten in der Rasterzelle umfassen und somit nicht mehr als voneinander unabhängig angesehen werden können. Für das Beispiel C ergibt sich der Größte der mittleren relativen Fehler. Dieses Gebiet befindet sich im Einflußbereich der ITCZ, wo der Niederschlag eine besonders große räumliche Varianz aufweist. Die Beispiele aus Norddeutschland (F) und dem Nordosten der USA (B) repräsentieren dagegen wesentlich glattere Niederschlagsverteilungen.

Die unterschiedliche Lage der Kurven in Bild 16 ist mit der in den Beispielen unterschiedlichen Variabilität des Niederschlags zu erklären. Um dies zu zeigen, wird, getrennt für jede Stationsanzahl, die Abhängigkeit des mittleren relativen Fehlers von einem Variationskoeffizienten durch eine Regression der Ergebnisse der 320 Beispiele ermittelt. Der Variationskoeffizient wird durch die relative Standardabweichung aller monatlichen Niederschlagshöhen des jeweiligen Beispiels definiert. Der Zusammenhang wird durch folgenden Regressionsansatz beschrieben:

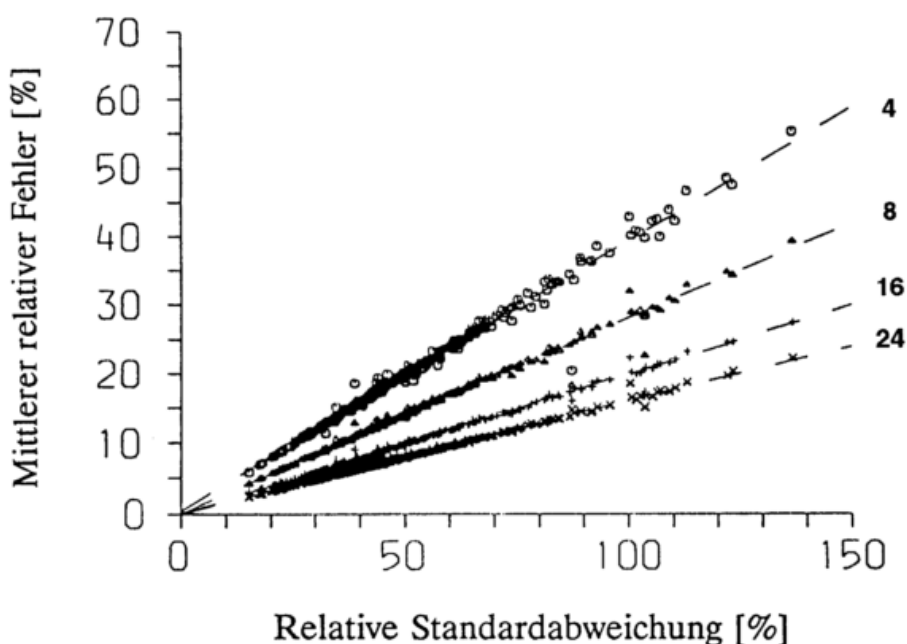
$$\text{MRF}(N,RS) = b(N) \cdot RS(N) + c(N) \quad (10)$$

- mit MRF = mittlerer relativer Samplingfehler,
- RS = relative Standardabweichung der Meßwerte der 2,5°-Zellen,
- b, c = Regressionskoeffizienten,
- N = Anzahl der ausgewählten Stationen pro 2,5°-Zelle.

Die Anzahlen 4, 8, 16 und 24 Stationen pro Rasterzelle ergaben beispielsweise folgende Regressionsgeraden (Korrelationskoeffizienten jeweils dahinter in Klammern):

$$\begin{array}{llll}
 \text{MRF}(4,RS) & = & 0,389 \cdot RS + 0,39 & (0,997) & (10a) \\
 \text{MRF}(8,RS) & = & 0,281 \cdot RS + 0,01 & (0,998) & (10b) \\
 \text{MRF}(16,RS) & = & 0,198 \cdot RS - 0,08 & (0,993) & (10c) \\
 \text{MRF}(24,RS) & = & 0,160 \cdot RS - 0,07 & (0,981) & (10d)
 \end{array}$$

In Bild 17 ist zu sehen, daß die Punkte der Wertepaare alle sehr nahe an der zugehörigen Regressionsgeraden liegen.



**Bild 17:** Streudiagramm und Regressionsgerade (Gl. 10a-d) für den mittleren relativen Samplingfehler gegenüber dem Variationskoeffizienten (relative Standardabweichung), jeweils für 4, 8, 16 und 24 Stationen pro 2,5°-Rasterzelle. Bildquelle: RUDOLF et al. (1994).

Auch die Logarithmen der Steigungen der durch Gleichung 10 beschriebenen Regressionsgeraden und die Logarithmen der Stationsanzahlen erfüllen sehr gut eine lineare Beziehung, wie durch Bild 18 belegt wird. Die Beziehung wird durch folgende Gleichung ausgedrückt:

$$\ln(b) = \ln(0,865) - 0,555 \cdot \ln(N) \quad (11)$$

- mit  $b$  = Steigung der Regressionsgeraden für den mittleren relativen Fehler gegen die relative Standardabweichung aller Meßwerte der 2,5°-Zellen,  
 $N$  = Anzahl der Stationen pro 2,5°-Rasterzelle.

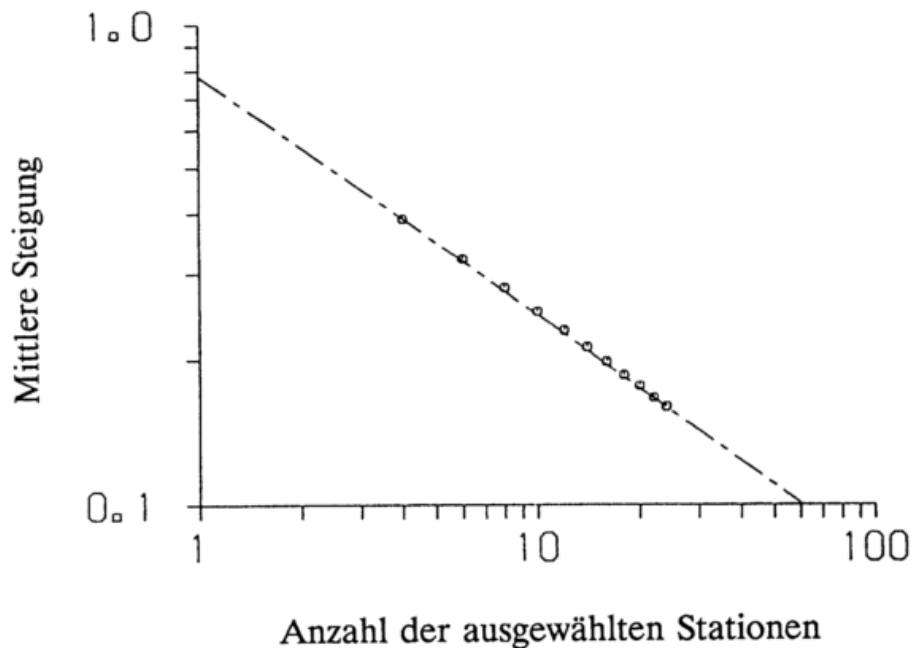


Bild 18: Regression über die Steigungen der in Gleichung 10 definierten Regressionsgeraden gegen die Anzahl der ausgewählten Stationen pro Rasterzelle. Bildquelle: RUDOLF et al. (1994).

Die Kombination der Gleichungen 10 und 11, wobei die Achsenabschnitte  $c(N)$  aus Gleichung 10 für alle Stationsanzahlen gemittelt wurden, wird zu einem Ansatz für den aus der Stationsdichte resultierenden relativen Fehler des Gebietsniederschlags verallgemeinert:

$$\bar{F}_{SA}(i,j,m,a) = 0,37 + 0,865 \cdot RS(i,j,m,a) \cdot \{ N(i,j,m,a) \}^{-0,555} \quad (12)$$

- mit  $\bar{F}_{SA}$  = Samplingfehler des Gebietsniederschlags in einer 2,5°-Rasterzelle,  
 RS = relative Standardabweichung der monatlichen Niederschlagshöhen aus dieser Zelle,  
 N = Anzahl der Stationen in dieser Zelle,  
 i,j = Ortsindizes der Rasterzellen und  
 m,a = Zeitindizes (Monat, Jahr).

Voraussetzung für die Anwendbarkeit der Gleichung 12 ist, daß die Anzahl der in der betrachteten Rasterzelle vorhandenen Beobachtungsdaten ausreicht, um die Standardabweichung zu bestimmen. Im operationellen Betrieb des WZN wird die Standardabweichung nur dann aus den vorhandenen Meßdaten direkt berechnet und der beschriebene Ansatz nur dann verwendet, wenn mindestens 8 Stationen pro Rasterzelle vorhanden sind.

Für die operationelle globale Durchführung der Fehlerschätzung ist es jedoch notwendig, den Samplingfehler auch für Rasterzellen anzugeben, für die nicht genügend Meßwerte vorliegen. Für diese Gebiete wird der relative Samplingfehler vorläufig aus Diagrammen entnommen, die dem Bild 16 entsprechen und bisher für 320 Beispiele vorliegen. Es ist die Kurve eines Beispiels zu verwenden, das dem zu bewertenden Fall möglichst ähnlich ist. Die Auswahl erfolgt vorerst subjektiv. Kriterien für eine objektive Auswahl auf der Basis der topographischen und klimatischen Bedingungen sind noch zu entwickeln. Eine vermutlich bessere, aber noch zu untersuchende Methode wäre die Bestimmung eines Variabilitätsparameters unabhängig von den zur Berechnung des Gebietsniederschlags verwendeten Meßdaten, z.B. aus Satellitenbildern oder Modellergebnissen.

Bei den statistischen Untersuchungen, auf denen die Gleichung 12 beruht, blieb die räumliche Verteilung der Stationen unberücksichtigt. Die Auswahl der Testgebiete und Beispielmonate erfolgte subjektiv auch unter dem Gesichtspunkt einer guten horizontalen Verteilung der vorhandenen Stationen. Die Verteilung der Höhenlagen der Stationen konnte bisher jedoch nicht in die Betrachtungen einbezogen werden. Zur Ergänzung der 320 Beispiele wären noch entsprechende Untersuchungen für Gebiete mit bisher noch nicht berücksichtigten klimatischen Eigenschaften sehr wünschenswert; dies betrifft besonders die höheren geographischen Breiten und Hochgebirgsregionen. Außerdem sollten die als "wahr" angenommenen, aber nur durch arithmetische Mittelung berechneten Gebietsniederschläge überprüft werden. Genauere Referenzdaten können beispielsweise durch Berechnung der Niederschlagsverteilung auf der Basis einer Hauptkomponentenanalyse der topographischen Daten oder durch Verwendung kalibrierter Radarniederschlagsmessungen gewonnen werden.

#### 4.3.5 Gesamtfehler der Gebietsniederschläge aus konventionellen Meßdaten

Für die Gebietsniederschläge, auf die der Korrekturfaktor zum Ausgleich der systematischen Meßfehler bereits angewandt wurde (Gleichung 8), ergibt sich der relative Gesamtfehler aus den in den Abschnitten 4.3.1, 4.3.2 und 4.3.4 beschriebenen Anteilen nach der Regel der Fehlerfortpflanzung (vgl. SCHÖNWIESE 1985):

$$\bar{F}_{\text{KON}}(i,j,m,a) = \{ \bar{F}_{\text{NS}}(i,j,m,a)^2 + \bar{F}_{\text{CO}}(i,j,m)^2 + \bar{F}_{\text{SA}}(i,j,m,a)^2 \}^{1/2} \quad (13)$$

- mit  $\bar{F}_{\text{KON}}$  = relativer Gesamtfehler des aus konventionellen Meßdaten ermittelten Gebietsniederschlags,  
 $\bar{F}_{\text{NS}}$  = nichtsystematischer Fehler nach Gl. 5,  
 $\bar{F}_{\text{CO}}$  = Unsicherheit der Korrektur der syst. Meßfehler nach Gl. 9,  
 $\bar{F}_{\text{SA}}$  = Samplingfehler der Gebietsmittelberechnung nach Gl. 12,  
 $i,j$  = Ortsindizes der Rasterzellen und  
 $m,a$  = Zeitindizes (Monat, Jahr) der Analysen.

#### Bewertung der Fehlerschätzung:

Die vorgestellte Methode zur Schätzung des Gesamtfehlers der aus konventionellen Beobachtungsdaten berechneten Gebietsniederschläge wurde für den operationellen Betrieb des WZN entwickelt. Mit den beschriebenen Ansätzen wird der Versuch unternommen, alle Fehlerfaktoren formal und objektiv zu beschreiben.

Im Hinblick darauf, daß die Fehlerschätzung im operationellen Betrieb weitestgehend automatisch und objektiv durchgeführt werden muß, kann auf Vereinfachungen und pauschale Annahmen bei der Quantifizierung der einzelnen Fehlerkomponenten nicht verzichtet werden. Dies gilt besonders hinsichtlich der systematischen Meßfehler und der Unsicherheit der entsprechenden Korrekturen. Die Bestimmung des von der Stationsdichte abhängigen Fehlers erfolgt in der Anwendung ohne Berücksichtigung der Stationsverteilung und der topographischen Effekte. Diese Vereinfachungen waren angesichts der begrenzten Zeit unumgänglich. In den Abschnitten zu den einzelnen Fehlerkomponenten sind bereits Möglichkeiten zur Überprüfung der Fehlerschätzung und zur Verbesserung der Ansätze angesprochen.

Zur Schätzung des Gesamtfehlers der besonders problematischen Niederschlagsbestimmung im Gebirge wäre ein Vergleich der Gebietsniederschläge für Einzugsgebiete von Flüssen mit deren Abflußdaten sinnvoll. Im Integral über eine den Jahreszyklus umfassende Zeitreihe sollte der gemessene Gebietsniederschlag den Oberflächenabfluß um eine Wassermenge übertreffen, die der Verdunstung und dem nicht meßbaren unterirdischen Abfluß entspricht. Vergleiche sind in Zusammenarbeit mit dem Weltabflußdatenzentrum (Global Runoff Data Centre, GRDC) in der Bundesanstalt für Gewässerkunde in Koblenz geplant. Dazu muß die Unabhängigkeit der Produkte des WZN und des GRDC aber gewährleistet sein.

Eine Unbekannte ist bisher der Umfang des Ausfalls der Meßdatenlieferung bei Wetterkatastrophen, z.B bei Wirbelstürmen oder Überflutungen. Die fortlaufende Datenprüfung im operationellen Betrieb wird Informationen darüber bringen, ob und in welchem Umfang Daten fehlen. Bei der Prüfung werden die vom US-Wetterdienst regelmäßig publizierten globalen Unwetterkarten und der von Dr. Berz (Münchener Rückversicherung) bereitgestellte Katalog der Naturkatastrophen verwendet.

## 5 Fernerkundung des Niederschlags

Die Anwendung der Fernerkundung ( *remote sensing* ) in der Meteorologie basiert darauf, daß elektromagnetische oder akustische Wellen, welche die Atmosphäre durchlaufen, durch Absorption, Reflektion und Streuung abhängig vom meteorologischen Zustand modifiziert oder von der Atmosphäre selbst emittiert werden. Man unterscheidet passive und aktive Meßverfahren. Bei den passiven wird nur ein Empfänger (z.B. ein Radiometer) eingesetzt, mit dem Intensität, Frequenz oder Polarisation der von der Atmosphäre emittierten oder der von einem Hintergrund ausgehenden und durch die Atmosphäre modifizierten Wellen gemessen werden. Aktive Verfahren wie das Radar verwenden einen Sender, der ein genau definiertes Signal abgibt, und einen Empfänger, der das durch die Atmosphäre modifizierte Signal aufnimmt.

Die meteorologische Nutzung der Fernerkundung begann in den vierziger Jahren mit dem Wetterradar, mit dem die örtliche Lage und Ausdehnung der Wolken in einem Umkreis von einigen 100 km quasi-kontinuierlich beobachtet werden können. Dies sind wichtige Informationen für den Luftverkehr in der Start- und Landephase. Aus Satellitenbildern, die seit dem Start des ersten Wettersatelliten TIROS-1 im April 1960 regelmäßig aufgenommen werden, können die großräumigen Wolkenstrukturen und damit die Lage von Tiefdruckgebieten und Fronten erkannt werden. Satellitenbilder dienen zunächst der Wetterbeobachtung und zur Unterstützung der manuellen Analyse von Wetterkarten.

Inzwischen werden die von den Satelliten empfangenen großen Datenmengen archiviert (auch heute noch teilweise nur in zusammengefaßter Form) und mit Computern quantitativ ausgewertet. Der Zusammenhang zwischen der Wellenausbreitung und meteorologischen Größe wird mit Hilfe von Modellen oder empirischen Formeln beschrieben und so zur quantitativen Bestimmung dieser Größen benutzt. Problematisch dabei ist, daß bei der Bestimmung einer dieser Größen Vorgaben oder vereinfachende Annahmen über die übrigen Größen gemacht werden müssen, weil sich die Effekte aller Größen in der Wirkung auf den Strahlungstransfer überlagern. Zur Niederschlagsbeobachtung wird die Tatsache genutzt, daß die Ausbreitung elektromagnetischer Wellen bestimmter Frequenzen durch Hydrometeore (Wassertropfen, Eiskristalle, Schneeflocken) beeinflusst wird. Der Vorteil dieser Methode gegenüber der konventionellen Messung liegt darin, daß die Meßergebnisse von vornherein für einen größeren Raum gelten, da die empfangene Information auf die Wirkung eines größeren Ensembles von Hydrometeoriten zurückzuführen ist. Dieses Kapitel befaßt sich ausschließlich mit der Niederschlagsbestimmung aus Radar- und Satellitenbeobachtungen. Techniken, die noch in Entwicklung stehen oder nicht für den operationellen Einsatz geeignet sind, werden in dieser Arbeit nicht behandelt.

Für die Ozeane können flächendeckende monatliche Gebietsniederschläge nur mit Hilfe von Satellitendaten gewonnen werden. Für die Niederschlagsanalyse über den Landflächen sind sie eine wertvolle Zusatzinformation, insbesondere dort, wo die Dichte der konventionellen Meßdaten gering ist. Aus unterschiedlichen Quellen stammende Satellitenergebnisse werden vom WZN untereinander und mit konventionellen Ergebnissen verglichen und in die monatlichen globalen Datensätze eingebunden.

Die Problematik der Niederschlagsbeobachtung durch Radar wird in dieser Arbeit (5.1) behandelt, weil kalibrierte Radaraufnahmen im Rahmen des GPCP zur Validierung der mit Satellitendaten gewonnenen Niederschlagsschätzungen verwendet werden. Das Hauptgewicht dieses Kapitels liegt jedoch auf der Diskussion der Methoden zur Niederschlagsschätzung aus Satellitendaten (5.2) und der damit verbundenen Fehler (5.3).

## 5.1 Niederschlagsbeobachtung durch Radar

Mit einem Radargerät kann die räumliche Niederschlagsverteilung von einem Meßort aus rundum flächendeckend bis zu einer Entfernung von 100 km in dichter zeitlicher Folge beobachtet werden. Die Grundlagen der Anwendung des Radars zur quantitativen Niederschlagsbestimmung sind z.B. von CLIFT (1985) ausführlich beschrieben worden. Die nachfolgende zusammengefaßte Darstellung soll deutlich machen, daß Niederschlag mit Radar "sehr indirekt" gemessen wird.

### 5.1.1 Methodik der Niederschlagsmessung mit Radar

Über die parabol förmige Radarantenne werden gerichtete, eng gebündelte Mikrowellenimpulse mit Wellenlängen zwischen 3 und 10 cm von wenigen Mikrosekunden Dauer ausgesendet. Wenn die Radarwellen ein Volumen durchlaufen, das Wassertropfen oder Eispartikel enthält, werden sie gestreut, wobei ein Teil der gesendeten Energie rückwärts gestreut, "reflektiert" wird. Um diesen Anteil mit der selben Antenne aufzufangen und zu messen, wird das Radargerät unmittelbar nach dem Senden auf Empfang geschaltet. Aus der Laufzeit des Signals ergibt sich die Entfernung des streuenden Mediums.

Der Wechsel von Impulsabgabe zu Empfang des Signals und zurück erfolgt mehrere hundertmal pro Sekunde. Gleichzeitig wird die Antenne mit einer Umlaufzeit von 20 Sekunden um die senkrechte Achse gedreht. Mit jeder Umdrehung wird ein horizontales Radarbild gewonnen, in dem die Echos vom Bildzentrum entsprechend der Laufzeit des Signals entfernt sichtbar gemacht werden. Nach jeder Umdrehung wird die Antenne etwas steiler aufgerichtet, um die Atmosphäre vom Boden bis in 12 km Höhe abzutasten.

Die Dichte und Größenverteilung der Niederschlagsteilchen bestimmen den Anteil der zurückgestreuten Energie, d.h. die Stärke des Radarechos (RYDE 1947). In der üblicherweise angewendeten Radargleichung nach PROBERT-JONES (1962) wird die Beziehung der vom Empfänger gemessenen Leistung zum sog. "Reflektivitätsfaktor"  $Z$  ausgedrückt.

$$P_E = c_R \cdot (1/\lambda^4) \cdot (1/r^2) \cdot k \cdot Z \quad (14)$$

mit  $P_E$  = Empfangsleistung [W],  
 $c_R$  = geräteabhängige Radarkonstante [ $W \cdot m^3$ ],  
 $\lambda$  = Wellenlänge [m],  
 $r$  = Entfernung des Radarziels von der Antenne [m],  
 $k$  = vom Aggregatzustand des Wassers abhängiger Faktor,  
 $Z$  = Reflektivitätsfaktor [ $mm^6/m^3$ ].

In der Radarkonstanten sind die geräteabhängigen, im Betrieb unveränderlichen, bekannten Größen zusammengefaßt, nämlich die Energie des gesendeten Impulses, der Antennengewinn, die horizontale und vertikale Breite der Keule und die Impulsdauer. Die benutzte Wellenlänge, die ebenfalls abhängig vom Gerätetyp festliegt, bestimmt das Ausmaß der Dämpfung, der der Radarimpuls auf seinem Weg durch Wolken und Niederschlagsgebiete unterliegt. Der Faktor  $k$  beschreibt die integralen Brechungseigenschaften des beobachteten Volumens und hängt vom Zustand der Oberfläche der streuenden Partikeln ab. Seine Werte sind für Wasser (0,93) und Eis (0,176) sehr unterschiedlich (RIEDL 1986).

Auf der Grundlage der Mie-Theorie (Beugung einer ebenen elektromagnetischen Welle an kugelförmigen Teilchen) und unter Verwendung der Rayleigh-Approximation (die streuenden Partikeln müssen klein gegen die Wellenlänge sein) kann hergeleitet werden, daß die "Radarreflektivität" proportional zur Summe der sechsten Potenz der Durchmesser aller im betrachteten Volumen enthaltenen Partikeln ist. Diese Summe wird als Reflektivitätsfaktor bezeichnet. Er ergibt sich aus der Radargleichung mit den Gerätekonstanten, den gemessenen Werten für die Echostärke und der Entfernung (aus der Laufzeit des Signals) sowie einem vorzugebenden Wert des vom Aggregatzustand des Niederschlags abhängigen Koeffizienten. Er ist somit das direkte Ergebnis der Radarmessung.

Im Falle von Regen kann der Reflektivitätsfaktor aus dem Tropfenspektrum, das z.B. mit einem Distrometer gemessen wird (JOSS & WALDVOGEL 1967), folgenderweise bestimmt werden:

$$Z = \sum (n_i \cdot D_{ni}^6) \quad (15)$$

mit  $Z$  = Reflektivitätsfaktor [ $\text{mm}^6/\text{m}^3$ ],  
 $n_i$  = Anzahl der Teilchen in einer Größenklasse (i),  
 $D_{ni}$  = mittlerer Durchmesser der Teilchen einer Größenklasse.

Umgekehrt aber läßt sich das Tropfenspektrum nicht eindeutig aus dem Reflektivitätsfaktor bestimmen, weshalb folgender, als "Z/R-Beziehung" bekannter empirischer Ansatz zur Bestimmung des Niederschlags aus den Radarergebnissen verwendet wird:

$$Z = a \cdot R^b \quad (16)$$

mit  $Z$  = Reflektivitätsfaktor [ $\text{mm}^6/\text{m}^3$ ],  
 $R$  = Niederschlagsrate [ $\text{mm}/\text{h}$ ],  
 $a, b$  = vom Tropfenspektrum abhängige Koeffizienten.

Gemessene Tropfenspektren werden zur Kalibrierung dieser oder ähnlicher empirischer Beziehungen verwendet. Die erste Z/R-Beziehung ( $a = 200$ ,  $b = 1,6$ ) wurde von MARSHALL & PALMER (1948) aus mit Filterpapier gemessenen Tropfenspektren abgeleitet. BATTAN (1973) ordnete 70 verschiedenen, grob definierten Niederschlagstypen unterschiedliche Kombinationen der Koeffizienten zu. Die Werte von  $a$  und  $b$  können von Niederschlagsereignis zu Niederschlagsereignis und sogar innerhalb eines einzelnen Ereignisses zeitlich und räumlich variieren (KREUELS 1988).

Für Radar-Niederschlagsmessungen in einem Umkreis von wenigen Kilometern ist die Verwendung einer zeitlich variablen Z/R-Beziehung sinnvoll, die aus gleichzeitig mit der Radarbeobachtung am Ort gemessenen Tropfenspektren abgeleitet wird (VERWORN 1993). In der operationellen Niederschlagsbeobachtung mit Radar des DWD erfolgt dies nicht, da das Tropfenspektrum in den abzudeckenden größeren Gebieten (Radius 100 km) auch räumlich variiert. Deshalb werden in der Praxis mittlere Werte verwendet ( $a = 256$ ,  $b = 1,42$ ).

Zur Bestimmung des den Boden erreichenden Niederschlags sind Informationen aus den niedrigsten Schichten der Atmosphäre besonders wichtig. Im operationellen Betrieb der DWD-Radaranlagen erfolgen die zur quantitativen Niederschlagsbestimmung verwendeten Antennenumläufe in Zeitabständen von fünf Minuten mit einem Elevationswinkel zwischen  $0^\circ$  und  $2^\circ$  unter Berücksichtigung des Horizontverlaufs. Aus der Summe von 12 quasi momentanen Messungen werden stündliche Niederschlagshöhen abgeleitet. Wegen der starken Varianz der Signale werden die Einzelmessungen ständig über Azimutwinkel von  $1^\circ$  und Entfernungsintervalle von 1 km gemittelt.

### 5.1.2 Probleme bei der Umsetzung der Radarmessungen in Niederschlagsdaten

Abweichungen zwischen den mit einer Z/R-Beziehung umgerechneten Radarergebnissen und der wirklichen Niederschlagshöhe resultieren aus einer Reihe von Faktoren, die teils immer, teils nur in besonderen Situationen wirken (DWD 1993a).

- Die der Radargleichung zugrundeliegende Mie-Theorie gilt nur für kugelförmige Teilchen. Für eine Wellenlänge von 5 cm kann die Rayleigh-Approximation bei Durchmessern von 0.1 bis ca. 8 mm angenommen werden. Tropfen dieser Größe sind jedoch nicht wirklich rund.
- Da eine über die Breite des Radarstrahls integrierte Reflektivität gemessen wird, müssen die Niederschlagsteilchen gleichmäßig im Querschnitt des Strahls (Öffnungswinkel  $1.1^\circ$ ) verteilt sein. Bei größerer Entfernung des Niederschlagsgebietes ist diese Bedingung oft nicht erfüllt.
- Der Zusammenhang zwischen der vom Radar gemessenen Reflektivität und dem Tropfenspektrum ist nicht eindeutig. Bei gleicher Radarreflektivität sind unterschiedliche Niederschlagsraten möglich. In der Praxis aber wird eine mittlere Z/R-Beziehung verwendet.
- Wegen der für Wasser- und Eisoberflächen sehr unterschiedlichen Brechungskonstanten (Faktor  $k$  in der Radargleichung 14) täuschen Schneeflocken, die an der Oberfläche geschmolzen sind, sehr große Wassertropfen vor. Die Schmelzzone einer Regenwolke ist mit ihrer dadurch erhöhten Reflektivität als "bright band" im Vertikalschnitt sichtbar. Wo dieses durch die zur Niederschlagsmessung benutzten Antennenumläufe erfaßt wird, kann die Niederschlagsrate um ihr Fünffaches überschätzt werden.
- Große Dichten großer Tropfen absorbieren einen beträchtlichen Teil der Wellenenergie, so daß dahinter liegende Niederschläge schwächer erscheinen. Diese Dämpfung ist in der Radargleichung nicht berücksichtigt.
- Die Antennen-Nebenkeule, deren Achse gegen die der Hauptkeule um  $2,7^\circ$  nach unten gerichtet ist, kann störende Festziel- oder Bodenechos erzeugen. Bei Inversionen im vertikalen Temperatur- und Feuchteprofil der unteren Atmosphäre wird der Radarstrahl nach unten abgelenkt, wodurch in der Hauptkeule Bodenziele erfaßt werden können. Die starken Gradienten am Rande dieser Echos helfen, sie von Niederschlagsechos zu unterscheiden. Bei klarem Wetter gemessene Radarbilder, sog. Clutterkarten, werden verwendet, um die Festzielechos in Bildern mit Niederschlag zu identifizieren. Mit dopplerfähigen Radargeräten wird die Bewegung des reflektierenden Volumens aus der Veränderung der Wellenlänge des Signals ermittelt. Dadurch können die sich bewegenden Niederschlagsechos von stationären Festzielechos unterschieden werden. Mit einer im DWD eingesetzten neuen Methode werden Festzielechos aufgrund der geringen Varianz ihres Signals auch in Aufnahmen von nicht-dopplerfähigen Geräten eingegrenzt (RIEDL 1994). Sind die Festzielechos identifiziert, so können diese aus dem Radarbild statistisch herausgefiltert werden. Dabei werden allerdings von Festzielechos überlagerte Niederschlagsechos mehr oder weniger unterdrückt.
- Mit der Entfernung vom Radarstandort wächst die Höhe des vom Radarstrahl erfaßten Volumens über dem Boden entsprechend der Erdkrümmung und dem Elevationswinkel der Antenne. Zudem wird mit der Entfernung das erfaßte Volumen größer. Dadurch werden bei weiter entfernten Niederschlägen die großen Tropfen im unteren Wolkenbereich nicht mehr oder nur teilweise erfaßt.

### 5.1.3 Aneichung der Radarbilder an konventionell gemessene Niederschlagshöhen

Das Bild der Echointensität liefert noch keine räumliche Verteilung der Niederschlagshöhe. Diese wird erst durch die Anwendung von Filterfunktionen und, was entscheidend für die Genauigkeit der Niederschlagshöhen ist, durch eine Anpassung ("Aneichung") des Bildes an konventionell gemessene Niederschlagsdaten gewonnen. Nach den bisherigen Erfahrungen des DWD sollten dazu die Daten möglichst aller im Bereich des Radarbildes liegenden Stationen herangezogen werden, wenn eine hohe Genauigkeit der zu bestimmenden Niederschlagshöhen gefordert wird (WEIGL, persönliche Mitteilung). Denn während Radardaten über eine Fläche von ca. 1 km<sup>2</sup> integriert sind, gelten die konventionell gemessenen Niederschlagshöhen nur für den lokalen Einflüssen unterliegenden Meßort. Nach Auffassung des Autors sollte dabei auch der systematische Fehler der konventionellen Niederschlagsmessung berücksichtigt werden.

Die wichtigsten Schritte der im DWD für klimatologische Zwecke durchgeführten sog. "Off-Line-Aneichung" sind: Bereitstellung der Daten aus den Archiven, Koordinatenkonvertierung der Radardaten, erster Vergleich der Daten, Beseitigung der Festziel- und Bodenechos, Füllung der entstehenden Lücken durch Interpolation, Vorkorrektur des Radarbildes durch Glättung, Berechnung der Aneichfaktoren an den Stationsorten (Quotient aus Bodenmeßwert und Radarwert), Transformation aller Daten in ein kartesisches Koordinatensystem, Interpolation der Aneichfaktoren auf die Gitterpunkte, Multiplikation des Radarbildes mit den Aneichfaktoren (DWD 1994).

Die im Kartenanhang gezeigten Bildbeispiele des Radars am Standort Frankfurt illustrieren das gute Ergebnis dieser Aneichmethode auf der Basis einer großen Dichte der konventionellen Daten (s. Karten 10 bis 12 im Anhang).

Das in Karte 10 gezeigte Bild beruht auf den Radaraufnahmen vom 20. August 1992, wozu die 288 Echobilder der niedrigsten Antennenumläufe lediglich mit der im DWD verwendeten mittleren Z/R-Beziehung ( $a = 256$ ,  $b = 1,42$ ) umgerechnet und ansonsten unkorrigiert gemittelt wurden. Deutlich sind die Bodenechos der umliegenden Mittelgebirge und eine im Mittel entfernungsabhängige Abschwächung der Echostärke zu erkennen. Wegen der Erhebung des Taunus wird der Elevationswinkel der Antenne in dieser Richtung bei jedem Umlauf etwas angehoben. Die aus dieser Richtung empfangenen Signale stammen also aus einer höheren Schicht als die Signale aus den übrigen Richtungen. Infolgedessen sind jenseits des Taunus tatsächlich aufgetretene starke Niederschläge im Bild nicht sichtbar. Die digitalen Radardaten weisen für dieses Gebiet dennoch sinnvolle Strukturen auf.

Karte 11 enthält für diesen Tag die räumliche Verteilung der Aneichfaktoren, die auf der Basis der konventionell an ca. 350 Stationen gemessenen täglichen Niederschlagshöhen berechnet und interpoliert wurden. In den Strukturen ist neben den orographischen Effekten die Lage einzelner, vom Radar nicht adäquat erfaßter Niederschlagsmaxima dieses Tages sichtbar. Wenn diese Verteilung dem bereits von Festzielechos befreiten und vorkorrigierten Radarbild durch Multiplikation überlagert wird, ergibt sich die in Karte 12 dargestellte realistische Verteilung der täglichen Niederschlagshöhe.

Die räumliche Verteilung der täglichen Aneichfaktoren zeigt von Tag zu Tag sehr unterschiedliche Strukturen. Je länger aber der Akkumulationszeitraum ist, desto glatter wird die räumliche Verteilung der Aneichfaktoren. Karte 13 zeigt die Verteilung des Medianwertes der täglichen Aneichfaktoren für ein Jahr für die Umgebung von Frankfurt. Hier treten die entfernungsabhängige Dämpfung und die mittleren Effekte der Anhebung des Radarstrahls über den Taunus hervor.

Die Qualität der aus Radardaten mit einer einfacheren Aneichung gewonnenen Gebietsniederschläge ist um so besser, je größer das Gebiet und der Mittelungszeitraum sind. Im DWD, wo die Nutzung des Radars zur quantitativen Niederschlagsmessung erst vor kurzem begonnen hat, liegen noch zu wenig Auswertungen vor, um zu entscheiden, für welche Zeiträume mittlere, für die Umgebung des Standortes charakteristische Felder des Aneichfaktors verwendet werden können.

Für die Umgebung des Hohenpeißenbergs untersuchte RIEDL (1986) die Genauigkeit von mit Radar gewonnenen monatlichen Gebietsniederschlagshöhen durch einen Vergleich mit Ergebnissen des Sammelgebietsverfahrens (DEISENHOFER et al. 1982). Die Radaraufnahmen waren an die Meßdaten von wenigen Stationen angepaßt worden, während im Sammelgebietsverfahren die Daten von wesentlich mehr Stationen (fünf je Basisgebiet) verwendet wurden. Die Vergleiche für 15 Basisgebiete der Größe von 30 bis 264 km<sup>2</sup> ergaben eine hohe Übereinstimmungsrate von 95% bei einer Toleranzbreite von 10%. Die Abweichungen zwischen den beiden Datensätzen haben unterschiedliche Vorzeichen, so daß sie sich im Mittel teilweise kompensieren und die Übereinstimmung für das gesamte Gebiet noch erheblich besser wird.

Wenn die Daten eines dichten konventionellen Meßnetzes zur Aneichung der Radarbilder verwendet werden, so reproduziert das Produkt sowohl die an den Stationen gemessenen Niederschlagshöhen als auch die mit dem Radar gemessenen räumlichen Strukturen zwischen den Meßpunkten. Die aus beiden Datenquellen resultierenden Niederschlagsverteilungen sind daher höherwertig als die durch rechnerische Interpolation konventioneller Meßdaten gewonnenen Ergebnisse (KRAJEWSKI 1987, SEO et al. 1990). Aus angeeichten Radarergebnissen abgeleitete monatliche Gebietsniederschlagshöhen im Raster der WZN-Analysen (2,5°, 1°) und auch im Subraster (0,5°) können als Referenzdaten zur Verifizierung der globalen Produkte und zur Überprüfung der operativen Fehlerschätzung angesehen werden.

#### **5.1.4 Verwendung der Radardaten im Rahmen der globalen Niederschlagsanalyse**

Wetterradargeräte werden bereits in vielen Ländern zur qualitativen Niederschlagsbeobachtung eingesetzt (WMO 1992). Durch Zusammensetzen der digitalen Bilder mehrerer Geräte sind Niederschlagsverteilungen für größere Regionen zu erhalten. Kalibrierte Daten aus Radarverbundsystemen stehen jedoch bisher noch nicht in einem Umfang zur Verfügung, der ausreicht, diese direkt in die globale Niederschlagsanalyse einzubinden. Denn die zur quantitativen Niederschlagsbestimmung notwendigen digitalen Gerätekomponenten sind vielfach noch nicht vorhanden.

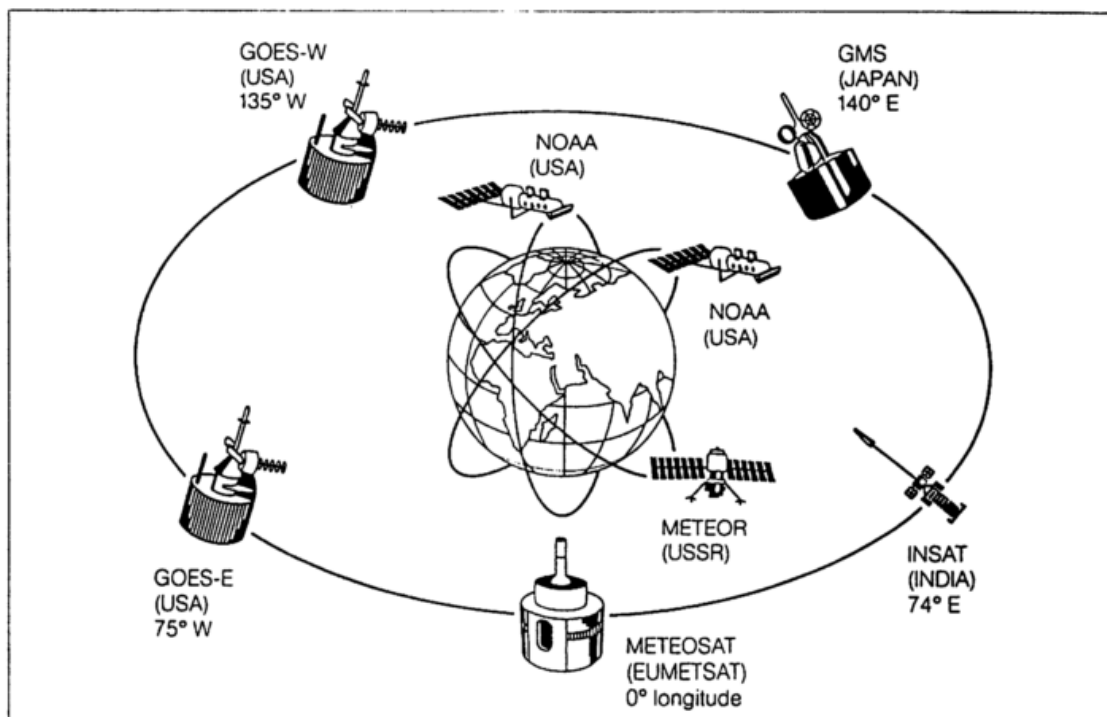
Niederschlagsresultate der Radarverbundsysteme von Großbritannien und Japan, jeweils ergänzt durch die konventionellen Daten der nationalen Niederschlagsmeßnetze, wurden bereits in zwei internationalen Projekten zur Prüfung der aus Satellitenbeobachtungen abgeleiteten Niederschlagsschätzungen verwendet (LEE et al. 1991, ALLAM et al. 1993, ARKIN & XIE 1994). Diese Projekte sind Teil des "Algorithm Intercomparison Programme" (AIP) des GPCP.

Das Radarverbundsystem von Europa wird schrittweise erweitert (CLIFT & NEWSOME 1983, COLLIER 1989, 1993). Auch in Deutschland befindet sich ein flächendeckendes Radarverbundsystem im Aufbau (DWD 1993b). Die Ergebnisse sollen auch für internationale Untersuchungen des regionalen Wasserkreislaufs genutzt werden, z.B. für das Baltic Sea Experiment "BALTEX" (RASCHKE 1994).

## 5.2 Die Verwendung von Satellitendaten zur Niederschlagsschätzung

Eine Voraussetzung für die globale Beobachtung der Atmosphäre mit Hilfe von Satelliten ist, daß Bilder in einer ausreichenden zeitlichen und räumlichen Dichte global oder wenigstens für große Teilgebiete regelmäßig verfügbar sind. Zu diesem Zweck wird das operationelle globale meteorologische Satellitensystem von einer internationalen Gemeinschaft betrieben (Bild 19). Die geostationären Satelliten, die in ca. 36.000 km Höhe über dem Äquator die Erde umkreisen, sind mit Radiometern für den sichtbaren und infraroten Spektralbereich ausgerüstet. Trotz der großen Erdferne haben ihre Infrarotbilder eine hohe räumliche Auflösung: Ein Bildpixel repräsentiert eine Fläche von ca. 8 km x 8 km. Sie tasten ihren Beobachtungsbereich in weniger als 30 Minuten einmal ab. Jeder der Satelliten liefert für sein Blickfeld täglich 48 IR-Bilder. Pro Tag werden acht dieser Bilder zu Datensätzen zusammengefügt, die - abgesehen von einer Lücke über Indien - den ganzen Globus zwischen ca. 55°N und 55°S überdecken und im GPCP zur Bestimmung des Niederschlags verwendet werden (5.2.1).

Im Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) der USA werden Mikrowellendaten gemessen, die zur Niederschlagsbeobachtung besonders gut geeignet sind. Der seit Juli 1987 eingesetzte "Special Sensor Mikrowave/Imager (SSM/I)" liefert Meßdaten in vier Frequenzbereichen. Entsprechend der sonnensynchronen Umlaufbahn des polumlaufernden DMSP-Satelliten entstehen täglich zwei vollständige globale Datensätze. Die Einzelbilder werden jeweils um etwa sechs Uhr morgens und abends Ortszeit gemessen. Die SSM/I-Daten werden von der NASA regelmäßig ausgewertet und auch für die Zwecke des GPCP bereitgestellt (5.2.2). Während die SSM/I-Daten in einem engeren physikalischen Zusammenhang mit dem Niederschlag stehen, kann der Tagesgang nur mit Hilfe der IR-Aufnahmen beobachtet werden. Deshalb wurden im GPCP und anderenorts Techniken zur Kopplung beider Informationen entwickelt (5.2.3).



**Bild 19:** Das globale meteorologische Satellitensystem im Sollzustand. Derzeit ist METEOSAT-5 operationell. METEOSAT-3 ersetzt derzeit den ausgefallenen GOES-East und steht bei 75°W, während sich GOES-7 in der Position 112°W befindet. Bildquelle: EUMETSAT (1989).

## 5.2.1 Niederschlagsschätzung mit Hilfe von Infrarotdaten

Von den geostationären Satelliten aus wird die integrale Strahlungsflußdichte im thermischen Infrarotbereich (IR, Wellenlängenbereich 10,5 bis 12,5  $\mu\text{m}$ ) gemessen. Aus dieser wird die mittlere Schwarzkörper-Strahlungstemperatur des Meßbereichs bestimmt, indem das mit einer Filterfunktion multiplizierte Plancksche Strahlungsgesetz numerisch integriert wird. Die Filterfunktion beschreibt die im Meßbereich unterschiedliche Empfindlichkeit des Radiometers. Mit einem angenommenen vertikalen Temperaturprofil der Atmosphäre wird der Strahlungstemperatur eine Höhe zugeordnet, in der sich näherungsweise die Quelle der gemessenen IR-Strahlung befindet. Bei wolkenfreier Atmosphäre stammt die gemessene Strahlung überwiegend von der Erdoberfläche. Sind jedoch Wolken vorhanden, so wird die Ausstrahlung der Wolkenoberfläche gemessen, denn Wolken sind im thermischen Infrarotbereich nahezu undurchsichtig. Im thermischen Infrarotbild werden hohe Wolken also an ihrer geringen Wärmeabstrahlung erkannt.

Hochreichende kalte Wolken stehen in folgender Beziehung zum Niederschlag: Die Niederschlagsproduktion eines konvektiven Wolkensystems wird durch den Vertikaltransport von Wasserdampf in den Aufwindschläuchen bestimmt. Der vertikale Massenfluß führt im oberen Wolkenbereich zu einer divergenten horizontalen Strömung, die als Wolkenschirm auch im IR-Bild erkennbar ist. Die Größe der im Satellitenbild sichtbaren Fläche des Wolkenschirms wird als Indikator zur Schätzung des Niederschlags verwendet. Die Grundlagen zur Formulierung erster empirischer Ansätze lieferte das GARP Atlantic Tropical Experiment (GATE): Die mit Radar und Regenmessern auf Forschungsschiffen gemessenen Niederschlagshöhen wurden im Vergleich mit IR-Daten statistisch ausgewertet (ARKIN 1979, HUDLOW 1979 und RICHARDS & ARKIN 1981).

### Die im GPCP benutzte Indexmethode (GPI) nach Arkin

Für die Anwendung im operationellen Betrieb definierten ARKIN & MEISNER (1987) den GOES Precipitation Index (GPI). Als Kriterium zur Eingrenzung von kalten Wolken wird ein Schwellenwert für die Schwarzkörper-Strahlungstemperatur festgelegt. Dieser liegt je nach untersuchtem Teilkollektiv zwischen 250 und 225 K. Für die globalen Auswertungen des GPCP wird unverändert der Schwellenwert  $T_s = 235 \text{ K}$  benutzt, der die beste Korrelation zwischen dem Bedeckungsgrad mit hoher kalter Bewölkung und der Niederschlagshöhe für den Gesamtbereich der Tropen lieferte. Die Gebietsniederschlagshöhe im  $2,5^\circ$ -Raster für den Zeitraum einer Pentade oder eines Monats ergibt sich durch folgende Rechenvorschrift:

$$\text{GPI} = A \cdot \Delta t \cdot R_{\text{GPI}} \quad (17)$$

$$\bar{P}_{\text{GPI}} = \Sigma \text{GPI}$$

mit	GPI	=	GOES Precipitation Index,
	A	=	Verhältnis der Summe der Pixelflächen mit $T_{\text{BIR}} < T_s$ zur Gesamtfläche der $2,5^\circ$ -Rasterzelle,
	$T_{\text{BIR}}$	=	Schwarzkörper-Strahlungstemperatur des Pixels,
	$T_s$	=	Schwellenwert zur Definition "kalter" Wolken (= 235 K),
	$\Delta t$	=	Zeitschritt (= 3 Stunden bei täglich 8 IR-Bildern),
	$R_{\text{GPI}}$	=	empirisch vorgegebener Wert der mittleren Regenrate (= 3 mm/h),
	$\bar{P}_{\text{GPI}}$	=	Gebietsniederschlag der Pentade bzw. des Monats im $2,5^\circ$ -Raster,
	$\Sigma$	=	Summe über alle Zeitschritte in der Pentade bzw. im Monat.

Die operationelle Umsetzung der IR-Daten der geostationären Satelliten in Niederschlagsdaten erfolgt im "Geostationary Satellites Precipitation Data Centre (GSPDC)", das von der NOAA als Beitrag zum GPCP betrieben wird. Die Gebietsniederschläge in 2,5°-Rasterzellen werden dort mit der GPI-Methode für den gesamten Bereich zwischen 40°N und 40°S für fortlaufende Pentaden (vom Jahresbeginn an) und für die Monate berechnet. Da die Satellitenbeobachtungen dreistündlich vorliegen, sind für fünf Tage maximal 40 Bilder bzw. Datensätze verfügbar. Es treten jedoch auch hier Datenlücken auf; einzelne Bilder der Satelliten können fehlen. Die Infrarotdaten des indischen Wettersatelliten stehen der NOAA nicht zur Verfügung, obwohl sie bereits für entsprechende Untersuchungen in Indien verwendet wurden (MAHAJAN & GHANEKAR 1991). In den Gebieten, für die zwei Satelliten Daten liefern (im Randbereich der Aufnahmen), werden die Daten desjenigen Satelliten verwendet, der die meisten Bilder in der Pentade bereitgestellt hat. Bei gleicher Anzahl entscheidet sich das Verfahren für die Daten, die mit dem kleinsten Zenitwinkel ermittelt wurden.

Zur Füllung von Lücken in den Daten der geostationären Satelliten wird der Niederschlag aus der gesamten langwelligen Ausstrahlung (OLR, outgoing longwave radiation) des Systems Erde-Atmosphäre geschätzt; die OLR-Daten werden regelmäßig aus den Infrarotmessungen der polumlaufenden NOAA-Satelliten bestimmt (JANOWIAK et al. 1985). Zur Niederschlagserschätzung werden je nach Umfang der verfügbaren Informationen zwei unterschiedliche Verfahren benutzt. Sind genügend Beobachtungen vorhanden, so kann ein Histogramm der Strahlungstemperaturen erstellt und ein Ansatz ähnlich der GPI-Methode verwendet werden. Sind jedoch nur wenige Daten vorhanden, so wird für die Pentade ein mittlerer Strahlungsfluß gebildet und einem Gebietsniederschlag zugeordnet, der durch eine Regressionsanalyse statistisch an die GPI-Ergebnisse angepaßt wird (JANOWIAK & ARKIN 1991).

In der Praxis treten noch weitere Probleme auf: Von den geostationären Satelliten aus gesehen erscheinen Wolken der mittleren Breiten kälter als gleiche Wolken in Äquatornähe, da die gemessene Infrarotstrahlung bei schrägem Blickwinkel aus einer dünneren obersten Wolkenschicht stammt als bei senkrechtem Blick. Zum Ausgleich wurde eine von der geographischen Breite abhängige Korrektur eingeführt (JANOWIAK, persönliche Mitteilung Juli 1993). Bei einem Vergleich der Häufigkeitsverteilungen des GPI für die vier geostationären Satelliten wurden systematische Unterschiede festgestellt, die auf eine ungleiche Empfindlichkeit der Radiometer und ungenaue Filterfunktionen (s.o.) zurückzuführen sind. Vor dem Zusammenfügen der vier Niederschlagsfelder müssen noch Korrekturen mit statistisch abgeleiteten Anpassungsfaktoren vorgenommen werden, um Sprünge an den Übergängen zu vermeiden. Eine Datengrundlage dazu liefern Gebiete, aus denen Beobachtungen von zwei Satelliten vorliegen. Die Entwicklung einer Korrekturfunktion ist noch nicht abgeschlossen (JANOWIAK, mündl. Mitteilungen Sept. 1994 und Jan. 1995).

Der Ansatz des GPI gilt nur für die Schätzung der konvektiven Niederschläge der Tropen und Subtropen. Das Verhältnis von Niederschlag und Ausdehnung des Cirrusschirms konvektiver Wolken kann regional und besonders für kontinentale und maritime Bedingungen unterschiedlich sein. Hohe flache Eiswolken können von den Cirrusschirmen konvektiver Wolken nicht unterschieden werden. Durch die Ausstrahlung einer sehr kalten Erdoberfläche werden auch die Ergebnisse der Rasterzellen verfälscht, die Hochgebirge enthalten. Die operationelle Anwendung anderer auf IR-Daten basierender Methoden (z.B. "Life-History" - s. GRIFFITH et al. 1978, KRÜGER 1983 - oder unter Einbeziehung der VIS-Bildern zur Wolkenklassifikation - s. LOVEJOY & AUSTIN 1979, KRIEBEL 1990, SCHUBERT et al. 1992), scheitert an der Verfügbarkeit der Daten für globale Anwendungen oder am Aufwand, der mit der Anwendung solcher Verfahren verbunden wäre.

Die Karten 14 und 15 zeigen als Beispiele der GPI-Produkte die Ergebnisse für den Januar und den Juli 1989.

## 5.2.2 Niederschlagsschätzung mit Hilfe von Mikrowellendaten

Die Energie der im Mikrowellenbereich von Erde und Atmosphäre ausgehenden Strahlung liegt um sechs Größenordnungen unter der Energie der Infrarotstrahlung. Bei einer passiven Messung müssen daher sehr empfindliche Empfänger eingesetzt werden. Das erste Instrument, das auch zur Niederschlagsbeobachtung konzipiert war, wurde 1987 auf einem polumlaufenden DMSP-Satelliten ins All gebracht. Es hat die Bezeichnung "Special Sensor Microwave / Imager (SSM/I)" und liefert Meßdaten in den vier Frequenzbereichen 19,35 GHz, 22,235 GHz, 37,0 GHz und 85,5 GHz. (Anmerkung: Die Nachkommastellen in den Frequenzangaben werden, wie in der Literatur üblich, im folgenden weggelassen.) In den Kanälen bei 19, 22 und 85 GHz werden die horizontal und vertikal polarisierten Anteile der Strahlung getrennt gemessen. Die Größe der von einem Pixel am Boden abgedeckten Fläche liegt zwischen 69 x 43 km bei 19 GHz und 15 x 13 km bei 85 GHz. In diesen Kanälen werden sowohl die Mikrowellenemission der Hydrometeore selbst als auch der Einfluß der Hydrometeore auf den Strahlungstransfer durch Absorption und Streuung erfaßt (HOLLINGER et al. 1987).

Die Wellen der vier SSM/I-Frequenzen breiten sich in Wolken unterschiedlich aus. Zum Verständnis der zur Niederschlagsschätzung angewendeten Methoden sind folgende Zusammenhänge wichtig, die durch in der Literatur beschriebene experimentelle Untersuchungen und Modellrechnungen zum Strahlungstransfer in Wolken belegt worden sind (z.B. ULABY et al. 1981, ADLER et al. 1991, SIMMER 1994):

- Wolkenfreie Luft ist für Wellen in den SSM/I-Frequenzen nahezu durchsichtig. Eine sehr schwache Absorption erfolgt durch Wasserdampf.
- Bei Wasserwolken und Regentropfen ist die Emission in allen Frequenzen von Bedeutung.
- Die Absorption in Wolken wächst etwa proportional jeweils zur Frequenz und zur Anzahl der Partikel, aber mit der dritten Potenz der Tropfendurchmesser. Die Absorption durch Eispartikel ist wesentlich geringer als die durch Wassertropfen.
- Die Streuung wächst jeweils mit der sechsten Potenz der Frequenz und des Tropfendurchmessers, aber nur linear mit der Anzahl der Partikel.
- Bei Eiswolken ist die Streuung der 85-GHz-Wellen der einzige wichtige Effekt. Für die übrigen SSM/I-Frequenzen sind Eiswolken nahezu durchlässig, d.h. unsichtbar.

Aus Modellrechnungen ergeben sich, je nach Frequenzbereich, folgende Zusammenhänge zwischen dem Niederschlag und der Helligkeitstemperatur (die der thermischen Temperatur entspricht, die ein schwarzer Körper hätte, der die vom Radiometer gemessene Mikrowellenenergie aussenden würde):

- Bei den Frequenzen 19 und 22 GHz dominiert die Emission der größeren wärmeren Tropfen der unteren warmen Wolkenschichten. Niederschlag erscheint in diesem Kanal also hell.
- Bei 37 GHz sind sowohl Emission als auch Streuung wirksam.
- Bei 85 GHz ist die Streuung durch Eiswolken der dominierende Effekt. Nur für diese der SSM/I-Frequenzen ist die aus Modellrechnungen abgeleitete mittlere Beziehung von Regenrate und Helligkeitstemperatur tatsächlich eindeutig (ADLER et al 1991).

Da die von den Hydrometeoren emittierte oder durch Streuung und Absorption geschwächte Strahlung vor dem Hintergrund der Strahlung der Erdoberfläche gesehen wird, ist deren Emissivität von entscheidender Bedeutung dafür, welche der beschriebenen Effekte tatsächlich festgestellt werden können.

Die Emissivität der Landflächen beträgt durchschnittlich das 0,9-fache ihrer Schwarzkörperstrahlung. Sie weist trotz unterschiedlicher Bodenarten und Vegetation eine relativ geringe Variabilität auf und ist wie die der Wolken in allen SSM/I-Frequenzen nur schwach polarisiert (MÄTZLER 1990, zitiert bei FLENDER 1994). Die Emission der nur wenig kälteren Wasserwolken ist bei 19 GHz etwa gleich stark wie die des Bodens, so daß sich der Niederschlag bei dieser Frequenz über Land nicht abhebt. Eiswolken dagegen sind durch die bei 85 GHz starke Streuung der vom Boden kommenden Strahlung zu erkennen; sie selbst haben keine wesentliche Eigenemission.

Die Emissivität der Meeresoberfläche hängt zwar von deren Temperatur, Salzgehalt und Rauigkeit (Wind) ab, ist aber insgesamt wesentlich geringer als die der Landoberfläche. Sie ist - je nach Blickwinkel des Instruments - für horizontal und vertikal polarisierte Strahlung unterschiedlich. Das SSM/I-Instrument blickt mit einem Zenitwinkel von  $53,1^\circ$  auf die Erdoberfläche. Damit beträgt die Emissivität bei 19 GHz bei horizontaler rund 0,4 und bei vertikaler Polarisation rund 0,6 (BARRETT & MARTIN 1981). Vor der polarisierten und relativ schwachen Strahlung der Meeresoberfläche hebt sich die wenig polarisierte Emission der warmen Regenwolken bei 19 GHz gut ab. Die Nutzung dieser Frequenz hat den Vorteil, daß die gemessene Emission von den großen Tropfen der unteren Wolkenschichten stammt, also von den Tropfen, die den Boden als Niederschlag erreichen. Auf der Emission beruhende Verfahren können jedoch nur über dem Ozean angewendet werden. Bereits kleine Inseln wirken sich störend aus.

Zur Niederschlagsberechnung aus SSM/I-Daten werden folgende methodisch unterschiedlichen Verfahren verwendet:

- Numerische Strahlungstransfermodelle

Mit der Strahlungstransfergleichung werden die Helligkeitstemperaturen für einen oder mehrere der Kanäle über einer Modellwolke berechnet. Die wolkenphysikalischen Parameter werden iterativ angepaßt, bis die Abweichungen zwischen den Rechenergebnissen und den Meßwerten innerhalb kleiner Grenzen liegen (z.B. WILHEIT et al. 1991, SMITH et al. 1994, KUMMEROW & GIGLIO 1994).

- Empirische Beziehungen von Niederschlagsrate und Helligkeitstemperatur

Zur Beschreibung der Abhängigkeit der Niederschlagsrate von der Helligkeitstemperatur werden einfach anzuwendende Funktionen aufgrund der prinzipiell erwarteten Zusammenhänge entworfen. Die Koeffizienten der Funktionsterme werden an Referenzmessungen oder Modellergebnisse statistisch angepaßt. In den vergangenen Jahren sind etliche Ansätze dieser Art veröffentlicht worden, die sich außer in der Formulierung darin unterscheiden, von welchen der SSM/I-Kanäle Meßergebnisse verwendet werden, und danach als "Emission"- und "Scattering"-Algorithmen bezeichnet werden.

Bei der Auswahl der Verfahren für den operationellen Betrieb ist auch hier der Aufwand ein sehr wichtiger Gesichtspunkt. Die Working Group on Data Management des GPCP hat festgelegt (WCRP 1995), vorläufig für die Ozeane das Verfahren von WILHEIT et al. (1991), für die Landflächen den empirisch abgeleiteten Scattering-Algorithmus von FERRARO et al. (1994) zu benutzen.

## Die im GPCP verwendete Emission-Histogramm-Methode nach Wilheit et al.

Der Niederschlag über den Ozeanen wird operationell im "Polar Satellite Precipitation Data Centre (PSPDC)" des GPCP aus SSM/I-Daten berechnet. Diese Aufgabe wurde vom Goddard Space Flight Center der NASA übernommen. Im Verfahren von WILHEIT et al. (1991) werden die Helligkeitstemperaturen bei vertikaler Polarisation für 19 GHz ( $T_{B,19V}$ ) und 22 GHz ( $T_{B,22V}$ ) verwendet. Die Meßwerte an allen Pixeln einer Fläche werden als Häufigkeitsverteilung ausgewertet, und zwar nicht nur für die Kanäle getrennt, sondern auch für die Linearkombination ( $2 \cdot T_{B,19V} - T_{B,22V}$ ).

Durch die Verwendung dieser Kombination wird der Einfluß der Variabilität des Wasserdampfgehaltes auf die Messung im 19-GHz-Kanal nahezu kompensiert, denn bei 22 GHz beträgt die Absorption durch Wasserdampf etwa das Doppelte derjenigen bei 19 oder 37 GHz.

Die Besonderheit dieser Methode ist die Verwendung einer Verteilungsfunktion für die Regenraten in einer Fläche anstelle einer Summe der Einzelergebnisse pro Pixel. Dies verbessert die Möglichkeiten der Verifizierung oder Aneicherung mit vorhandenen Meßdaten, da Verteilungsfunktionen schon aus verschiedenen Untersuchungen, insbesondere aus GATE, vorliegen und eher als Einzelergebnisse verallgemeinert werden können (KEDEM et al. 1990). Das Verfahren konnte also ohne vorherige spezielle Experimente angewendet werden. Es wurde ursprünglich für Flächengrößen von  $5^\circ$  geographischer Länge und Breite konzipiert (WILHEIT et al. 1991), wird aber nun auch probeweise für die im GPCP definierten  $2,5^\circ$ -Rasterzellen angewendet. Bei einer Rasterweite von  $2,5^\circ$  stehen allerdings nur 20 bis 25 Pixel-Temperaturen für ein Histogramm zur Verfügung.

Basis des Verfahrens ist ein einfaches Wolkenmodell, für das der Strahlungstransfer berechnet wird (Bild 20). Die Obergrenze der Modellwolke wird mit der vorgegebenen Höhe der  $0^\circ$ -Grenze der Lufttemperatur über der Meeresoberfläche gleichgesetzt. Die relative Feuchte nimmt vertikal zwischen den Werten 80% über der Meeresoberfläche und 100% in Höhe der  $0^\circ$ -Grenze linear zu. Für die oberste Wolkenschicht wird vorausgesetzt, daß aus ihr bei einem vorgegebenen Flüssigwassergehalt von  $0,5 \text{ g/m}^3$  kein Niederschlag ausfällt. Für die gesamte übrige Wolkenschicht oberhalb der Meeresoberfläche wird das Vorhandensein von Regentropfen angenommen, deren Größenspektrum durch eine Marshall-Palmer-Verteilung beschrieben wird. Aus dieser Verteilung und der bei der Modellrechnung variierten Regenrate ergibt sich der Tropfengehalt der Wolke.

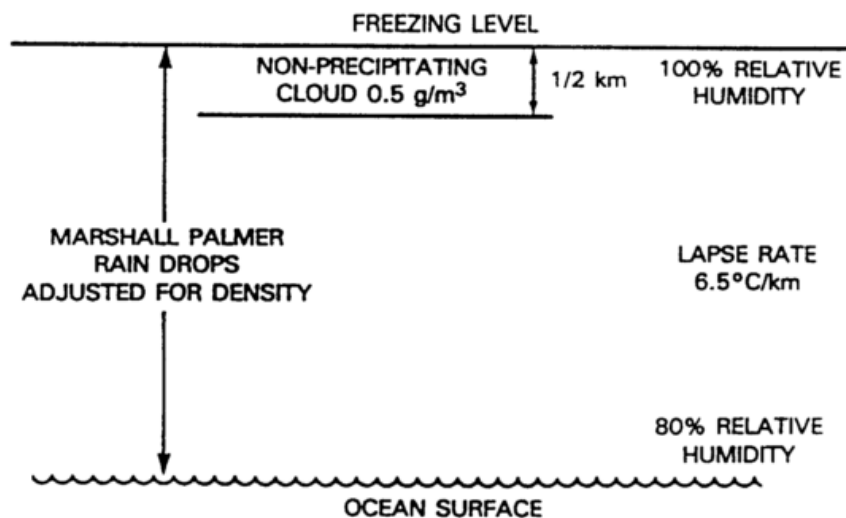


Bild 20: Schema des zur Strahlungsberechnung verwendeten Wolkenmodells. Bildquelle: WILHEIT et al. (1991).

In einer Fallstudie wurden mit unterschiedlichen 0°-Grenzen die Kurven der Funktion zwischen Helligkeitstemperatur bei 19 GHz (vertikale Polarisation) und der Regenrate sowie der o.g. Linear-kombination und der Regenrate ermittelt (Bild 21). Bei einer Höhe der 0°-Grenze von mehr als ca. 2 km ist die Beziehung zwischen Helligkeitstemperatur und Regenrate allerdings nicht eindeutig.

In der Anwendung wird die Höhe der 0°-Grenze für eine Rasterfläche durch Vergleich der gemessenen Histogramme der Helligkeitstemperaturen bei 19 und 22 GHz getrennt bestimmt, da eine von diesem Niveau abhängige Häufung der Wertepaare ( $T_{B,19V} / T_{B,22V}$ ) für den regnenden Teil der Wolke gefunden wurde. Mit der Annahme einer logarithmisch-normalen Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion für die Verteilung der Regenraten in der Rasterzelle und den Kurven aus Bild 21 wird die Verteilungsfunktion der Helligkeitstemperatur berechnet. Dieser wird noch eine empirisch ange-setzte Verteilungsfunktion für die Helligkeitstemperatur des nicht regnenden Teils der Wolke über-lagert. Durch eine iterative Variation der Konstanten der logarithmisch-normalen Funktion wird die berechnete Verteilung der Helligkeitstemperatur an das Histogramm der Meßwerte angepaßt (vgl. Bild 22).

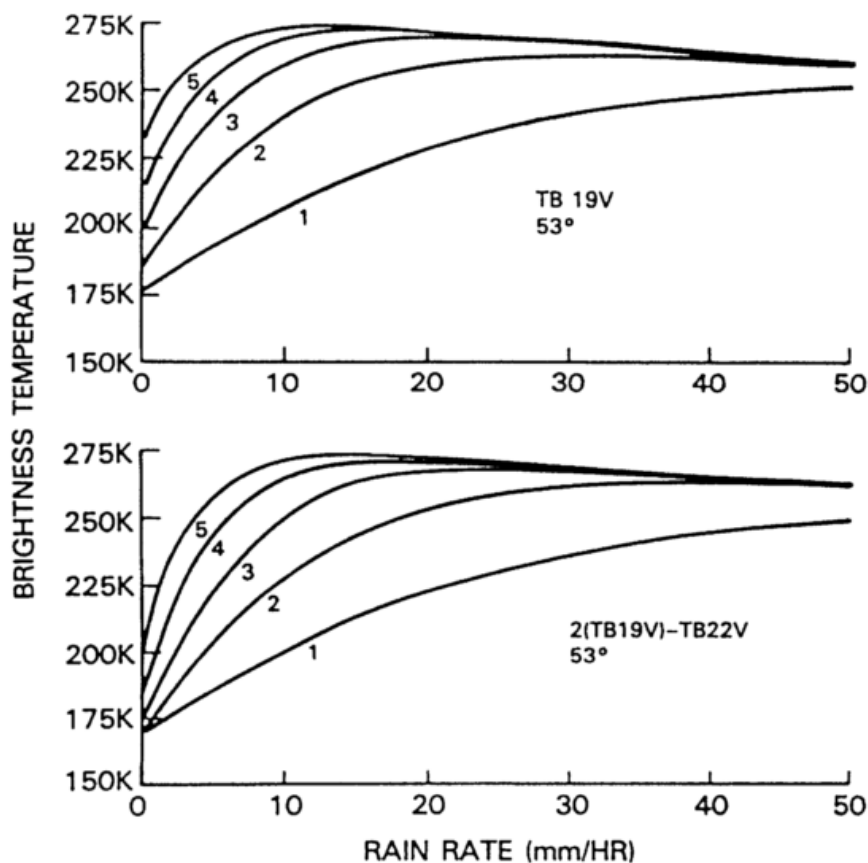


Bild 21: Als Funktion der Regenrate berechnete Helligkeitstemperaturen für verschiedene Höhen der 0°-Grenze (Angaben an den Kurven in km) bei einem Zenitwinkel der Blickrichtung des Instruments von 53° gegen die Erdoberfläche. Oben für  $T_{B,19V}$ , unten für die Kombination  $2 \cdot T_{B,19V} - T_{B,22V}$ . Bildquelle: WILHEIT et al. (1991).

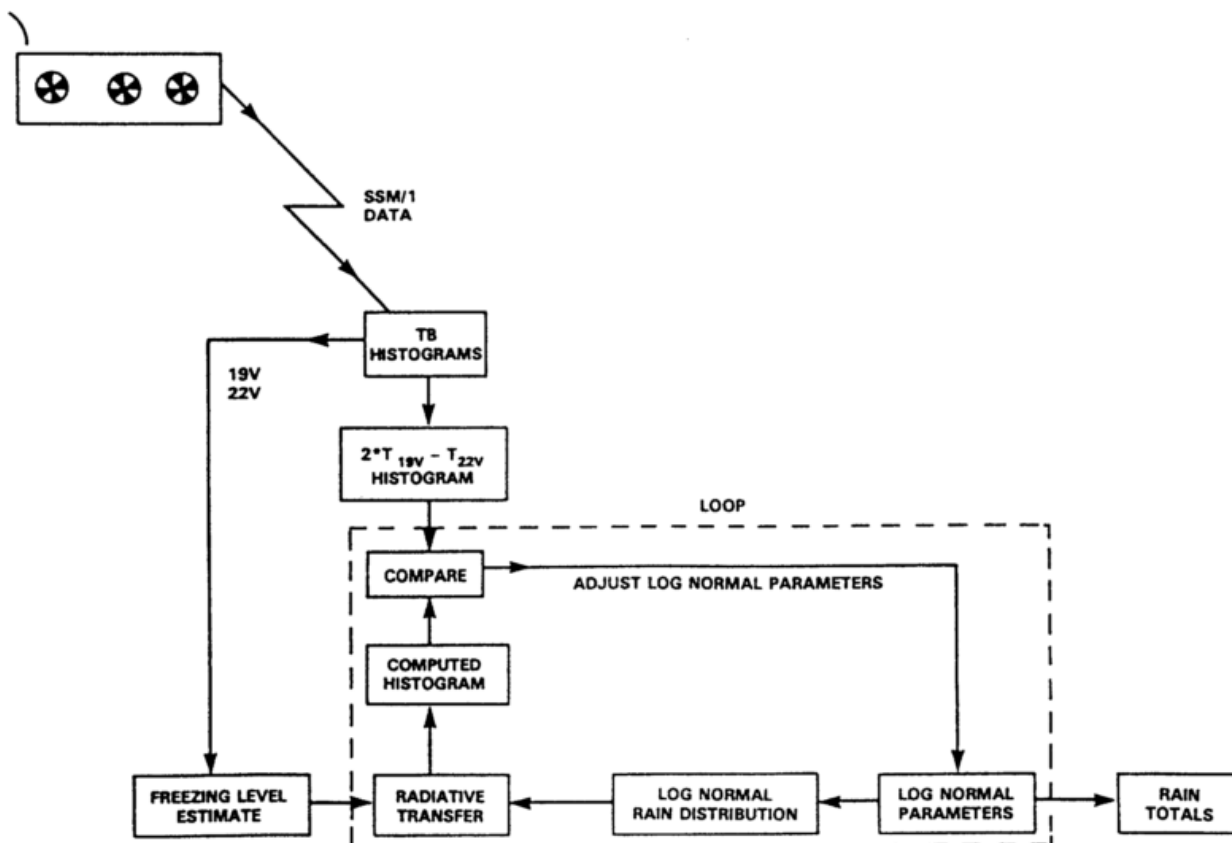


Bild 22: Flußdiagramm zur iterativen Berechnung der Verteilungsfunktion der Regenrate und des daraus resultierenden Gebietsniederschlags aus dem Histogramm der gemessenen Helligkeitstemperaturen. Bildquelle: WILHEIT et al. (1991).

Die angenommene logarithmisch-normale Verteilung gilt nicht für geringe Niederschlagsraten, Bei diesen wird erfahrungsgemäß zuviel Niederschlag berechnet. Um diesen Fehler zu kompensieren, werden berechnete Niederschlagsraten von weniger als 0,5 mm/h im Gesamtergebnis pauschal nicht berücksichtigt.

Die Modellrechnungen setzen horizontale Homogenität, also eine gleichmäßige Füllung des vom Strahl erfaßten Gebietes mit Hydrometeoren voraus. Diese Bedingung ist mit der gegebenen Auflösung von 69 km x 43 km nicht erfüllt. Deshalb sind nachträgliche pauschale Korrekturen erforderlich, wozu CHANG et al. (1993) nach Vergleichen mit in-situ-Daten einen "Beam-Filling-Correction-Factor" zwischen 1,25 und 1,5 angeben. Da die Ergebnisse bisher ohne diese Korrektur von der NASA an das WZN geliefert werden, wird aufgrund der Empfehlung des Urhebers (CHANG, persönliche Mitteilung Juli 1993) im WZN pauschal eine Multiplikation mit 1,5 durchgeführt. Dieser Faktor ist ein problematischer Punkt des Verfahrens, da er operationell nicht genauer bestimmt werden kann.

Die Karten 16 und 17 zeigen das im GPCP verwendete Produkt dieser Methode exemplarisch für die beiden Monate Januar und Juli 1989.

### Beispiele für empirisch abgeleitete Algorithmen:

ADLER et al. (1991) schlagen vor, einen ausschließlich auf dem Streueffekt basierenden Ansatz sowohl über Land als auch über Ozean zu verwenden, da nur für die 85-GHz-Wellen ein monotoner Zusammenhang von Regenrate und Helligkeitstemperatur gefunden wurde. In der aktuellen Fassung ihrer Methode verwenden sie für das "Screening" (Trennung von Gebieten mit und ohne Niederschlag, s.u.) die Daten aller Kanäle (ADLER et al. 1994). Für Land und Ozean werden unterschiedliche Koeffizienten in der  $T_B/R$ -Beziehung angegeben:

$$\text{Land: } R = 59,9 - 0,239 \cdot T_{B,85H} \quad (18)$$

$$\text{Ozean: } R = 120,1 - 0,478 \cdot T_{B,85H}$$

mit  $R$  = Regenrate in mm/h,  
 $T_{B,85H}$  = Helligkeitstemperatur für 85 GHz bei horizontaler Polarisation.

Ein ausschließlich für die Ozeane anwendbarer Algorithmus wurde von BAUER entwickelt (BAUER 1992, BAUER & SCHLÜSSEL 1993). Er stützte sich ebenfalls auf die Ergebnisse eines Strahlungsmodells, in dem die Atmosphäre durch Radiosondendaten beschrieben wird, und berechnete die Helligkeitstemperaturen für eine größere Anzahl von Fällen mit unterschiedlichen Niederschlagsintensitäten. Durch multiple Regression wurde aus den Modellergebnissen eine nicht-lineare Beziehung abgeleitet, mit der die Niederschlagsrate mit den Helligkeitstemperaturen bei 19, 22 und 85 GHz sowie mit deren Differenz bei vertikal und horizontal polarisierten 19-GHz-Wellen verknüpft wird.

Die Ergebnisse der genannten und weiterer Algorithmen wurden in Projekten des GPCP verglichen (s. Kap. 5.3). Mittlerweile wurde im GPCP beschlossen, künftig den von FERRARO et al. (1994) entwickelten Scattering-Algorithmus zur Bestimmung des Niederschlags über den Landflächen zu verwenden. Bei dieser Methode wird ein Index zur Beschreibung der Streuung definiert, in dem nicht nur die Abschwächung der Strahlung bei 85 GHz, sondern auch mit kleineren Anteilen die in den Kanälen 19 und 22 GHz berücksichtigt wird:

$$SI = 4,385 - 0,46 \cdot T_{B,19V} - 1,735 \cdot T_{B,22V} - 0,0589 \cdot (T_{B,22V})^2 - T_{B,85V} \quad (19)$$

$$R = -2,71 + 0,362 \cdot SI$$

mit  $R$  = Regenrate in mm/h,  
 $SI$  = "Scattering Index",  
 $T_{B,xxV}$  = Helligkeitstemperatur für xx GHz bei vertikaler Polarisation.

Anmerkung zum Screening: Bei der Anwendung der Scattering-Algorithmen über Land ist es notwendig, vor der Berechnung der Niederschlagsrate die Niederschlagsgebiete einzugrenzen und von den niederschlagsfreien Gebieten zu trennen. Denn unter bestimmten Bedingungen emittiert die Erdoberfläche in der Frequenz 85 GHz so stark streuend, daß dieser Effekt mit Scattering-Algorithmen fälschlicherweise als Niederschlag interpretiert wird. Als Indikatoren für das Screening werden Schwellenwerte für die Differenzen der Helligkeitstemperaturen verschiedener Kanäle oder für polarisierte und nicht polarisierte Strahlung herangezogen. Den meisten Scattering-Algorithmen wird die Screening-Methode von GRODY (1991) vorgeschaltet, welche wolkenfreie Gebiete über verschiedenen Oberflächen (Ozean, Schnee und Eis, Wüsten) in aufeinanderfolgenden Kriterien unter Verwendung aller SSM/I-Kanäle erkennt und die entsprechenden Pixel kennzeichnet.

## Verwendung der MSU-Daten zur Niederschlagsschätzung nach Spencer

Bereits seit Oktober 1978 wird auf TIROS-N und den Satelliten der NOAA-Serie das Instrument Microwave Sensor Unit (MSU) eingesetzt, das in vier Frequenzen zwischen 50 und 58 GHz arbeitet. Der primäre Zweck dieser Messungen ist die Bestimmung der vertikalen Temperaturverteilung (GRODY 1983). Die Messungen erfolgen am Rand einer Sauerstoffbande, wo die Absorption mit der Frequenz rasch zunimmt, d.h., daß die in den vier Kanälen gemessene Strahlung aus unterschiedlichen Höhen der Atmosphäre stammt. Der Flüssigwassergehalt der Atmosphäre ist dabei ein Störfaktor, den SPENCER (1993) verwendet, um die monatliche Niederschlagshöhenverteilung über den Ozeanen abzuleiten.

Die Helligkeitstemperatur im Kanal 1 (50,3 GHz) steigt mit zunehmendem Flüssigwassergehalt deutlich an und überlagert die der temperaturabhängigen Strahlung der Luft. Es wird angenommen, daß die wärmeren 15% aller Meßwerte mit Niederschlag verbunden sind, für die ein Schwellenwert aus der Häufigkeitsverteilung der Helligkeitstemperaturen ermittelt wird. In den anderen Kanälen ist der Flüssigwassereinfluß schwächer ausgeprägt, so daß der Temperatureinfluß auf die Helligkeitstemperaturen von Kanal 1 mit Hilfe der Meßwerte aus den Kanälen 2 und 3 (53,74 und 54,96 GHz) korrigiert werden kann. Die monatliche Niederschlagshöhe wird als Summe der temperaturkorrigierten Überschreitungen des Schwellenwertes für Kanal 1 gebildet, wobei alle Meßtermine des betrachteten Monats und alle Pixel in 2,5°-Rasterzellen berücksichtigt werden.

$$\bar{P}_{MSU} = a \cdot \sum (\Delta T_{B1}) \cdot [ b \cdot M(T_{air}) + c ] \quad (20)$$

- mit  $\bar{P}_{MSU}$  = monatliche Gebietsniederschlagshöhe,  
 $T_{B1}, T_{B2}, T_{B3}$  = Helligkeitstemperaturen in den Kanälen 1 (50,3 GHz),  
 2 (53,74 GHz) und 3 (54,96 GHz),  
 $\Delta T_{B1}$  = Differenzen der Helligkeitstemperatur  $T_{B1}$  zum Schwellenwert,  
 $T_{air}$  = Lufttemperatur der unteren Troposphäre aus Kanal 2 und 3:  
 $T_{air} = 1,6 \cdot T_{B2} - 0,6 \cdot T_{B3}$ ,  
 $M(T_{air})$  = Langzeitmittel der Lufttemperatur  $T_{air}$  in der Rasterzelle,  
 $a, b, c$  = Koeffizienten ( $a = 3,6 \text{ mm}/(d \cdot ^\circ\text{C})$ ,  $b = 0,0067 \text{ K}^{-1}$ ,  $c = 0,83$ ).

Die Werte der Koeffizienten des Algorithmus wurden aufgrund konventioneller Meßdaten von 132 an der Küste und auf flachen Inseln gelegenen Stationen festgelegt. Im Gegensatz zu den übrigen Verfahren werden also nicht Niederschlagsraten für einzelne Termine bestimmt, sondern monatliche Mittelwerte. Da die MSU-Daten seit 1979 kontinuierlich gemessen und archiviert wurden, liegt für diese eine wesentlich längere Zeitreihe monatlicher Niederschlagskarten als für die SSM/I-Daten vor. Die aus MSU-Daten gewonnenen Gebietsniederschläge sind darüberhinaus von Interesse, da sie von den Infrarot- und SSM/I-Daten unabhängig sind und damit eine zusätzliche Information liefern.

### 5.2.3 Methoden zur Kombination von IR- und SSM/I-Daten

IR- und SSM/I-Daten haben hinsichtlich der Nutzung zur Niederschlagsbestimmung jeweils ihre eigenen Vor- und Nachteile: Die vom All aus gemessenen Mikrowellen werden von Hydrometeorologen beeinflusst, die physikalisch enger mit dem zum Boden gelangenden Niederschlag verknüpft sind als die im Infrarot strahlende Wolkenoberfläche. Die heute verfügbaren Aufnahmen bzw. Daten des SSM/I geben jedoch keine Information über den Tagesgang des Niederschlags. Durch die Kombination von IR- und SSM/I-Beobachtungen wird beabsichtigt, die Vorteile beider zu nutzen. Auch hierzu wurden unterschiedliche Methoden entwickelt. Zwei Beispiele sind:

- ADLER et al. (1993) berechnen rasterbezogene Korrekturfaktoren für die monatlichen IR-Niederschlagsschätzungen aus dem Verhältnis der Ergebnisse der sonnensynchronen zwölfstündlichen SSM/I-Daten und dem dazu näherungsweise zeitgleich gemessenen Teilkollektiv der IR-Daten. Das Feld der Korrekturfaktoren wird durch ein gleitendes gleichgewichtetes Mittel über die benachbarten Rasterwerte geglättet, da die Niederschlagsschätzungen aus SSM/I-Daten - durch die geringe Sammelrate und Untergrundeffekte bedingt - eine deutliche unerwünschte Streuung aufweisen. Das geglättete Feld der Korrekturfaktoren wird schließlich auf das der monatlichen Niederschlagshöhen, die unter Verwendung aller IR-Aufnahmen berechnet wurden, als Multiplikator angewendet. Zwei Untersuchungen zur Verifizierung haben für diese Methode eine Übereinstimmung mit Gebietsniederschlägen aus konventionellen Meßdaten ergeben, die im Mittel besser als die Übereinstimmung war, die für die beiden verwendeten Datensätze separat erreicht wurde (für ein 1,25°-Raster und stündliche IR-Daten, Japan, ADLER et al. 1993 bzw. für ein 2,5°-Raster, dreistündliche IR-Daten, global, HUFFMAN et al. 1993). Insbesondere waren die systematischen Abweichungen über den Landflächen für das kombinierte Produkt deutlich geringer als für die GPI-Ergebnisse.
- JOBARD & DESBOIS (1994) führen mit Hilfe der IR- und SSM/I-Daten terminweise eine Klassifikation der Wolken und des Niederschlags durch (Rain and Cloud Classification, RACC). Für alle Gebiete und Termine, zu denen beide Datenquellen vorliegen, werden die IR-Helligkeitstemperatur, deren räumliche Varianz (Quadrate der Standardabweichung der im Umkreis liegenden Pixeldaten) und die mit einem SSM/I-Algorithmus bestimmte Niederschlagsrate als Parameter verwendet. Ein Klassifikationsschema unter ausschließlicher Nutzung der IR-Daten wird an die Ergebnisse der multispektralen Methode angepaßt und auf alle IR-Aufnahmen angewendet. Die Niederschlagsrate ist direktes Ergebnis der Klassifikation.

Wegen des großen Aufwands für die Datenverarbeitung kann im operationellen Betrieb nur ein pauschales Verfahren wie die Anpassungsmethode nach ADLER et al. (1993) angewendet werden. Die Genauigkeit der kombinierten Satellitendaten wird in erster Linie durch die Leistung des jeweils verwendeten Mikrowellen-Algorithmus bestimmt, an dessen Ergebnisse ja die IR-Resultate angepaßt werden.

### 5.3 Verifizierung und Fehlerschätzung

Quantitative Aussagen zur Genauigkeit der indirekt aus Satellitenbeobachtungen abgeleiteten Gebietsniederschläge können nur durch umfangreiche Vergleiche mit auf konventionellen Messungen beruhenden Ergebnissen gewonnen werden. Daher wurden in internationaler Zusammenarbeit während der letzten Jahre mehrere Projekte zur Verifizierung der mittlerweile zahlreichen Methoden zur Niederschlagsbestimmung durchgeführt, an denen auch das WZN beteiligt war (5.3.1). Die Ergebnisse dieser Projekte liefern auch die Basis zur Quantifizierung der Fehler der Satellitenprodukte (5.3.2).

#### 5.3.1 Ergebnisse der Vergleiche von Gebietsniederschlägen aus Satellitendaten und konventionellen Beobachtungen

Das "Algorithm Intercomparison Programme (AIP)" des GPCP sieht eine Serie von Experimenten in weltweit verteilten Testgebieten zur Kalibrierung der Algorithmen zur Niederschlagsschätzung aus Satellitenbeobachtungen vor. Das "WetNet Precipitation Intercomparison Programme" hat mit ebenfalls mehreren Projekten die Prüfung der Ergebnisse und Bewertung der Verfahren zum Ziel. Die bisher abgeschlossenen Projekte hatten folgenden Rahmen:

- AIP-1: First Algorithm Intercomparison Project. Als Referenzdaten wurden die Ergebnisse der kalibrierten Radardaten des AMeDAS-Netzes verwendet, die für die beiden 30-tägigen Zeiträume 1. bis 30. Juni und 15. Juli bis 15. August 1989 verfügbar waren und Japan sowie die umliegenden Meeresflächen abdecken (Arkin & XIE 1994). Für siebzehn IR- und zehn SSM/I-Algorithmen wurden monatliche, tägliche, und stündliche Gebietsniederschläge im 1,25°-Raster verglichen. Hauptziel dieses Projektes war die Kalibrierung der Algorithmen, wozu die aus einzelnen Satellitenaufnahmen abgeleiteten Niederschlagsraten betrachtet wurden (LEE et al. 1991).
- AIP-2: Second Algorithm Intercomparison Project. AIP-2 war die Fortführung von AIP-1 mit erweiterten statistischen Auswertemethoden und für eine andere Region. Das Testgebiet umfaßte die britischen Inseln und das westeuropäische Festland. Einbezogen waren acht IR-Methoden (einschließlich der IR/VIS- und AVHRR-Split-Window-Techniken) sowie neunzehn auf SSM/I-Daten beruhenden Algorithmen. Die Referenzdaten aus dem Zeitraum 1. Februar bis 31. März 1991 stammten aus den nationalen hydrometeorologischen Netzen, ergänzt durch Radardaten aus dem FRONTIERS-Archiv und dem Projekt COST-73 (European Radar Network). Sie wurden im British Meteorological Office aufbereitet (ALLAM et al. 1993).
- PIP-1: First WetNet Precipitation Intercomparison Project. WetNet ist ein Programm der NASA. Die Vergleichsprojekte für den Niederschlag haben das Ziel, die Güte der aus Satellitendaten gewonnenen Ergebnisse einzustufen (BARRETT et al. 1994a,b). In PIP-1 wurden die monatlichen Gebietsniederschläge von siebzehn für die Ozeane und neun für die Landflächen geeigneten Algorithmen getestet. Darunter war mit der GPI-Methode nur noch ein Verfahren vertreten, mit dem ausschließlich IR-Daten genutzt werden. Verglichen wurden hier nicht die Ergebnisse aus einzelnen Satellitenaufnahmen, sondern die monatlichen Niederschläge für vier Monate, nämlich August bis November 1987. Als Referenzdaten wurden für die Landflächen die gerasterten Ergebnisse der objektiven Analysen des WZN, für die Ozeane in Rasterzellen gebildete arithmetische Mittel der Meßwerte der pazifischen Atoll-Stationen verwendet (MORRISSEY et al. 1994).

Die Ergebnisse aller drei Projekte bestätigen die bereits theoretisch erkannten Anwendungsbereiche und auch Schwächen der verschiedenen Techniken: So werden mit dem grundsätzlich über Land und See anwendbaren Scattering-Algorithmus Niederschläge aus niedrigen warmen Wolken nicht erkannt, wie es auch bei den auf Infrarotdaten beruhenden Methoden der Fall ist. Unterschiedliche Verfahren, die ausschließlich auf IR-Daten beruhen, liefern ähnliche Resultate (AIP-1). Diese sind für Einzelfälle deutlich schlechter als SSM/I-Ergebnisse, deren Genauigkeit wiederum regional sehr unterschiedlich ist und davon abhängt, welche Niederschlagsart dominiert und welche Methode (Emission oder Scattering) verwendet wird (AIP-1 und AIP-2). Jeder der SSM/I-Algorithmen kann unter Bedingungen, die seinen theoretischen Vorgaben nahekommenden, den Niederschlag gut erkennen und in anderen Fällen versagen.

Auch für die monatlichen Gebietsniederschläge sind die Ergebnisse der satellitengestützten Verfahren sehr uneinheitlich (PIP-1). Dies gilt im Vergleich der Algorithmen untereinander ebenso, wie für den Vergleich der Ergebnisse eines bestimmten Algorithmus für die Einzelmonate oder für die verschiedenen Regionen. In PIP-1 wurden drei statistische Kenngrößen (mittlere Abweichung zu den Referenzdaten, mittlere quadratische Abweichung und Korrelationskoeffizient) zur Bewertung der Ergebnisse berechnet (Bilder 23 und 24, Tabelle 5). Danach erhalten die Satellitenergebnisse (mit Ausnahme der Algorithmen von Barrett) durchweg für die Landflächen der Tropen und der Südhemisphäre sowie für die tropischen Ozeane bessere Bewertungen als für die nordhemisphärischen Landflächen. Die in die Vergleiche miteinbezogenen Ergebnisse des EZMW-Modells (0-24h-Vorhersagen, vgl. Kap. 6) verhalten sich umgekehrt.

Obwohl die SSM/I-Algorithmen auf der besseren physikalischen Grundlage beruhen, ist die GPI-Methode infolge der höheren zeitlichen und räumlichen Auflösung der Infrarotdaten konkurrenzfähig bei der Bestimmung der Niederschläge für die Tropen und Subtropen. Der hohe Korrelationskoeffizient läßt erwarten, daß eine Aneicherung zu einer deutlich besseren Gesamtbewertung ihrer Eignung zur Niederschlagsanalyse führen wird. So zeigt das Verfahren mit Kombination von SSM/I- und IR-Daten von ADLER et al. (1993, "Adler-comb" in Tab. 5) deutlich geringere systematische Abweichungen zu den Referenzdaten als die beiden Datenarten getrennt (GPI und Adler). Die quadratischen Abweichungen sind allerdings wie bei allen Konkurrenten sehr groß. Ein Anteil der Streuung ist auch in den Referenzdaten begründet, deren Genauigkeit bei der gegebenen geringen Stationsdichte nicht zu hoch angesetzt werden darf. Der stochastische mittlere relative Fehler der konventionell ermittelten Gebietsniederschläge liegt unter tropischen Bedingungen bei zwei Stationen pro Rasterzelle zwischen 30% und 60% (vgl. Kap. 4.3.4).

Das EZMW-Modell erreicht mit den täglichen 0-24h-Vorhersagen im Mittel über die betrachteten Landflächen zwischen 60°N und 40°S den ersten Platz und erzielt auch für die einzelnen Zonen gute Ergebnisse. In der Zone 20°N-20°S ist eine im Mittel leichte Überschätzung der tropischen konvektiven Niederschläge festzustellen, während für die übrigen Bereiche etwas zu geringe Niederschläge berechnet werden (Bild 23). Im Vergleich zu den Meßdaten der Atollinseln liefert das Modell den auffallend schlechtesten Korrelationskoeffizienten (Bild 24). Für die mit nur sieben Rasterzellen repräsentierten Ozeane schneiden die MSU-Niederschläge sehr gut ab, wobei zu bedenken ist, daß die zum Vergleich herangezogenen Atolldaten auch im zur Kalibrierung verwendeten Datensatz enthalten waren.

Die PIP-1-Ergebnisberichte (KNIVETON et al. 1994, BARRETT et al. 1994b) enthalten keine konkreten Angaben über die relativen Fehler. Zur Orientierung mag ein Vergleichsergebnis des WZN dienen, wonach die GPI-Ergebnisse für eine 60 Breitengrade umfassende Zone mit der ITC im Zentrum über Land um durchschnittlich etwa 70% höher sind als die aus konventionellen Meßdaten abgeleiteten Gebietsniederschläge (RUDOLF et al. 1995).

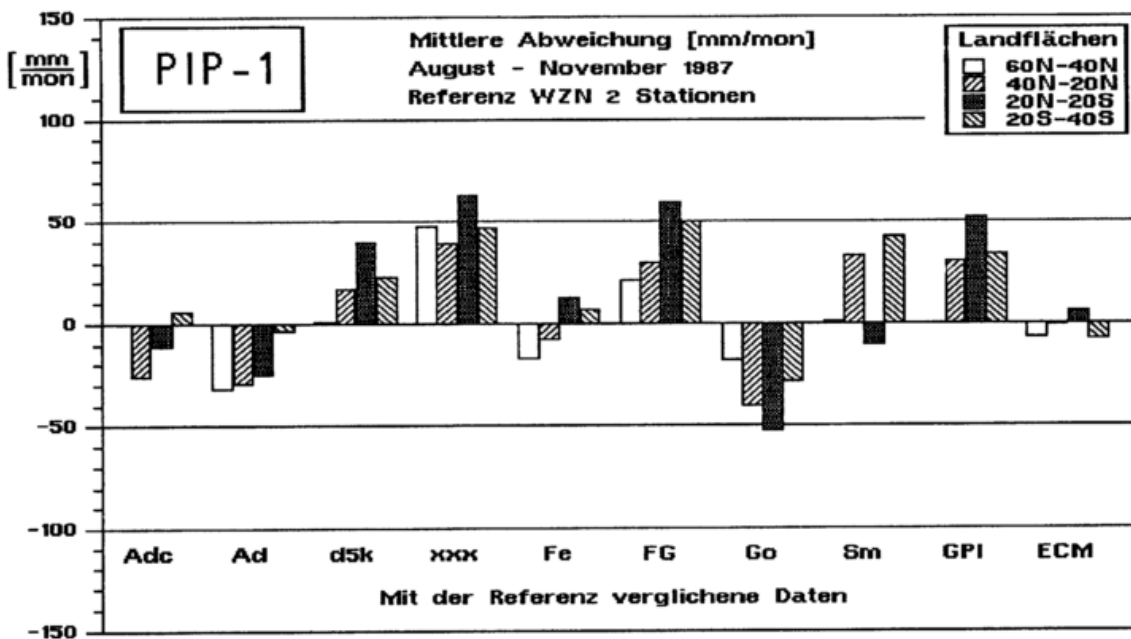
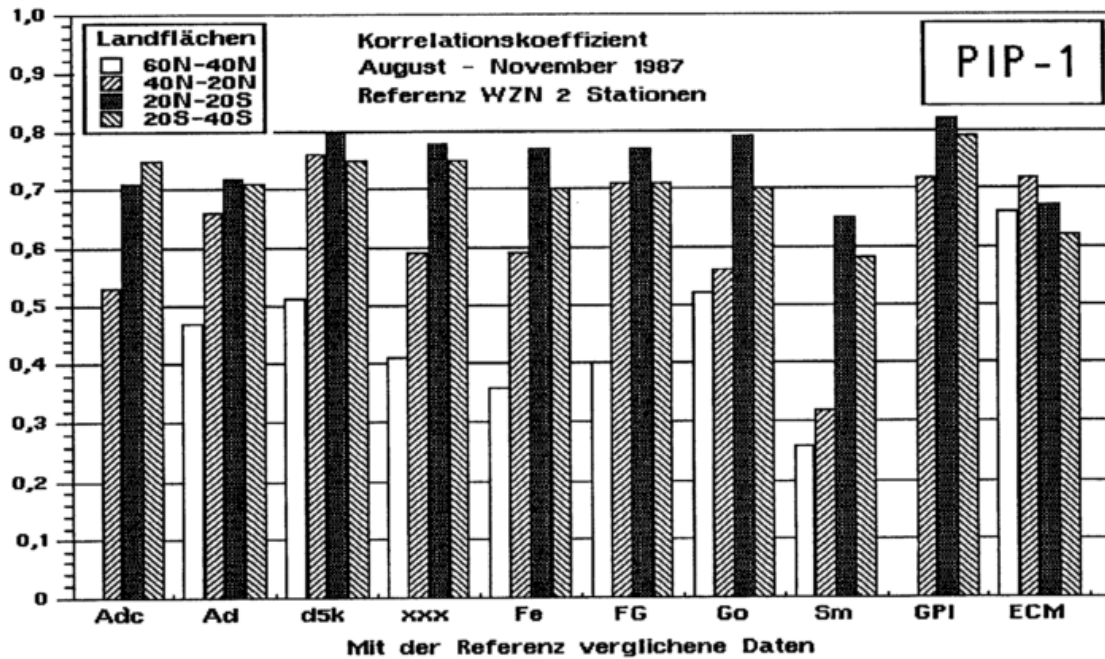


Bild 23: Vergleichsergebnisse PIP-1 (BARRETT et al. 1994b): Korrelationskoeffizienten (oben) und mittlere Abweichungen (unten) der monatlichen Gebietsniederschläge in 2,5°-Rasterzellen für die Landflächen im Zeitraum August bis November 1987. Referenzdaten sind die Ergebnisse der WZN-Analysen für Rasterzellen mit mindestens 2 Stationen, Vergleichsbasis sind insgesamt 2419 Wertepaare (605 Rasterzellen, 4 Monate).

Bezeichnungen und Autoren der Algorithmen: Adc=Adler-IR/MW-kombiniert, Ad=Adler-scattering, dk5=Barrrett/Kniveton, xxx=Barrett/Kidd, Fe=Ferriday, FG=Ferraro/Grody, Go=Goodman, Sm=Smith, GPI=Arkin, ECM=EZMW-Modell.

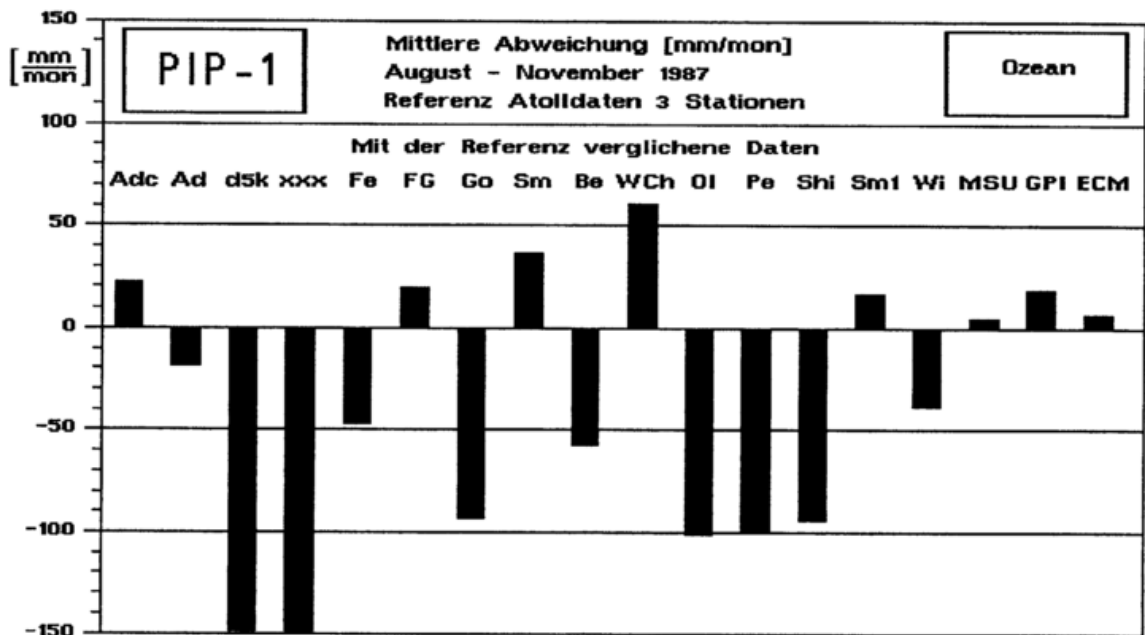
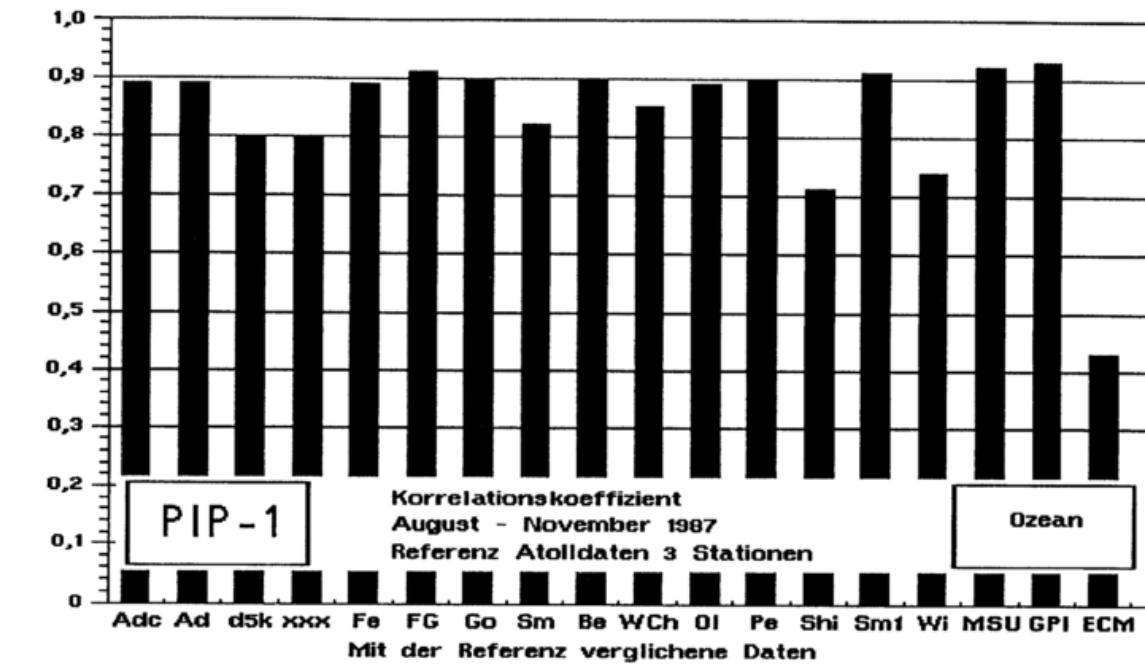


Bild 24: Vergleichsergebnisse PIP-1 (BARRETT et al. 1994b): Korrelationskoeffizienten (oben) und mittlere Abweichungen (unten) der monatlichen Gebietsniederschläge in 2,5°-Rasterzellen für den Ozean im Zeitraum August bis November 1987. Referenzdaten sind die arithmetischen Mittel der Meßdaten für Rasterzellen mit mindestens 3 Stationen auf pazifischen Atollen, Vergleichsbasis sind 28 Wertepaare (7 Rasterzellen, 4 Monate).

Bezeichnungen und Autoren der Algorithmen wie Bild 23, sowie: Be=Berg, WCh=Wilheit/Chang/Liu, OI=Olson, Pe=Petty, Shi=Shibata, Sm1=Smith-1, Wi=Wilheit, MSU=Spencer.

Tab. 5: Ergebnisse der Vergleiche von PIP-1 (BARRETT et al. 1994b, Tables 5a, 5b, 5c, 5e) für die monatlichen Gebietsniederschläge in 2,5°-Rasterzellen im Zeitraum August bis November 1987. Referenzdaten für die Landflächen sind die Ergebnisse der WZN-Analysen für Rasterzellen mit mindestens zwei Stationen, für die Ozeane die arithmetischen Mittel der konventionellen Meßdaten für Rasterzellen mit mindestens drei Stationen auf pazifischen Atollinseln. Die beiden in jeder Rubrik bestplatzierten Werte sind unterstrichen. Die in den Tabellen von BARRETT et al. (1994b) angegebenen Nachkommastellen der Abweichungen sind hier gerundet.

Bereich	Landflächen -----				Ozean	-----	Ozean
	60°N-40°N	40°N-20°N	20°N-20°S	20°S-40°S	Atolle		Atolle
Anzahl Wertepaare	891	706	532	290	28		28

Algorithmus	Mittlere Abweichung = "systematischer" Fehler (mm/mon)					Algorithmus	
Adler comb		-26	-11	<u>6</u>	22	Berg	-58
Adler	-32	-29	-25	-4	-19	W./Chang	61
Barrett/Knivetton	<u>1</u>	17	40	23	-149	Olson	-101
Barrett/Kidd	48	39	63	47	-149	Petty	-99
Ferriday	-17	-8	13	7	-47	Shibata	-94
Ferraro/Grody	21	30	60	50	19	Smith-1	17
Goodman	-18	-40	-52	-28	-94	Wilheit	-38
Smith	<u>1</u>	33	-10	43	37		
Arkin GPI		31	52	34	19	Spencer MSU	<u>5</u>
EZMW-Modell	-7	-1	<u>6</u>	-8	<u>7</u>		

Algorithmus	Wurzel der mittleren quadratischen Abweichung (mm/mon)					Algorithmus	
Adler comb		79	<u>72</u>	59	102	Berg	81
Adler	48	72	<u>74</u>	<u>51</u>	93	W./Chang	123
Barrett/d5k	47	<u>67</u>	89	63	178	Olson	122
Barrett/xxx	82	101	108	83	178	Petty	117
Ferriday	52	77	77	62	84	Shibata	137
Ferraro/Grody	68	90	121	102	102	Smith-1	104
Goodman	<u>41</u>	84	87	<u>49</u>	121	Wilheit	98
Smith	83	208	85	123	148		
Arkin GPI		82	96	60	<u>68</u>	Spencer MSU	<u>56</u>
EZMW-Modell	<u>35</u>	<u>69</u>	92	54	127		

Algorithmus	Korrelationskoeffizient					Algorithmus	
Adler comb		,53	,71	<u>,75</u>	,89	Berg	,90
Adler	,47	,66	,72	,71	,89	W./Chang	,85
Barrett/d5k	,51	<u>,76</u>	<u>,80</u>	,75	,80	Olson	,89
Barrett/xxx	,41	,59	,78	,75	,80	Petty	,90
Ferriday	,36	,59	,77	,70	,89	Shibata	,71
Ferraro/Grody	,40	,71	,77	,71	,91	Smith-1	,91
Goodman	<u>,52</u>	,56	,79	,70	,90	Wilheit	,74
Smith	,26	,32	,65	,58	,82		
Arkin GPI		,72	<u>,82</u>	<u>,79</u>	<u>,93</u>	Spencer MSU	<u>,92</u>
EZMW-Modell	<u>,66</u>	<u>,72</u>	,67	,62	,43		

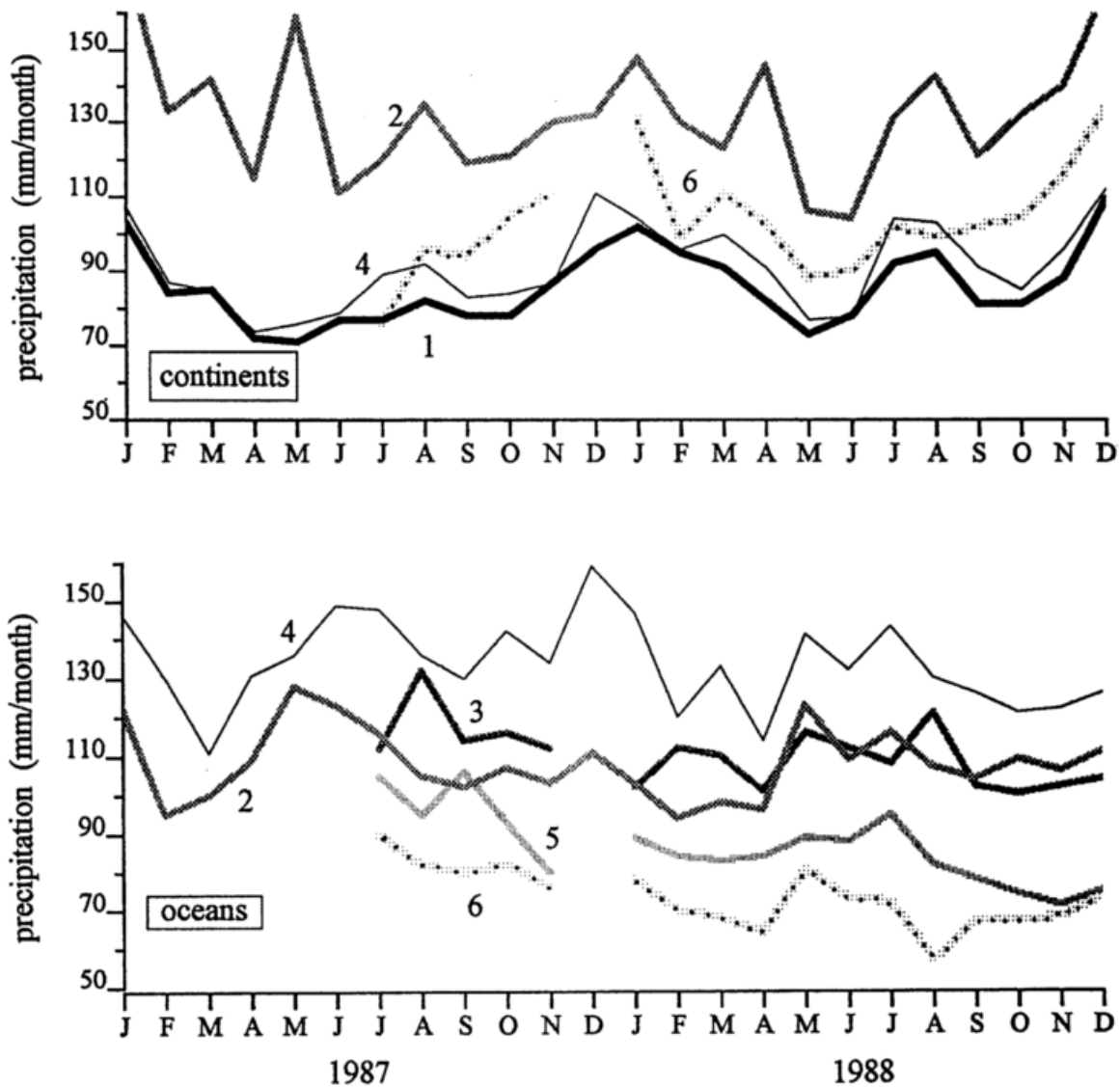
Die den bisherigen Vergleichen zugrunde liegenden Datenzeiträume sind zu kurz, sei es zu einer abschließenden Kalibrierung der Methoden, sei es zur Verifizierung und Fehleranalyse. FLENDER (1994) kalibrierte auf der Basis der AIP-2-Referenzdaten verschiedene scattering-Algorithmen neu. Die Algorithmen waren von den Autoren vorher mit anderen Daten geeicht worden. Er teilte die AIP-2-Daten in Kalibrierungs- und Testdaten auf. Die von ihm gefundenen Koeffizienten weichen erheblich von den ursprünglichen ab und führen zu einer besseren Übereinstimmung mit den Testdaten. Er schließt richtig, daß die Übertragbarkeit der neu kalibrierten Ansätze auf andere Regionen und Zeiträume ebenso fraglich ist wie die der Originalalgorithmen. Auch der Zeitraum des "globalen" PIP-1 erfaßt mit nur vier Monaten im Herbst 1987 nicht den Jahresgang der Niederschlagsverteilung.

Für die in der Datenbank des WZN verfügbaren Rasterdaten erfolgen im operationellen Betrieb einige statistische Auswertungen und Vergleiche. So konnten schon in der Erprobungsphase die auf konventionellen Messungen beruhenden Gebietsniederschläge mit den Ergebnissen verschiedener Satelliten-Algorithmen und des EZMW-Modells verglichen werden.

Bild 25 zeigt die mittleren monatlichen Niederschlagshöhen für eine äquatoriale, 60 Breitengrade umfassende Zone, die jahreszeitabhängig mit der mittleren Lage der ITCZ verschoben wird, im Zeitverlauf getrennt für Land und Ozean. Die Abweichungen zwischen den Kurven der verschiedenen Satellitenergebnisse und der konventionellen Analysen schwanken deutlich von Monat zu Monat. Gleiches gilt auch für die hier nicht dargestellten Korrelationskoeffizienten der Satellitenprodukte und konventionell gewonnenen Beobachtungsergebnisse.

Ein Vergleich der breitenabhängigen, zonal gemittelten Gebietsniederschläge für die drei Monate September bis November 1987 läßt erkennen, daß mit der GPI-Methode die tropischen Niederschläge über Land erheblich überschätzt und die von den Tiefdruckgebieten der Westwindzone ausgehenden Zirren als Niederschlag interpretiert werden (Bild 26). In den Subtropen dagegen liefern die Infrarotdaten eher zu geringe Niederschlagshöhen. Die mit dem Streualgorithmus von Ferraro gewonnenen Ergebnisse weichen in den mittleren und höheren Breiten deutlich nach unten von den anderen Schätzungen ab. Vergleichsweise gut stimmen die beiden aus konventionellen Meßdaten abgeleiteten Kurven überein, obwohl unterschiedliche Stationskollektive und Analyseverfahren verwendet wurden.

Rasterweise durchgeführte Vergleiche zwischen den aus konventionellen Meßdaten und Satellitenbildern abgeleiteten Gebietsniederschlägen haben eine große Streuung gezeigt (HAUSCHILD et al. 1992, RUDOLF et al. 1992b, RUDOLF et al. 1995). Zu bedenken aber ist, daß die verwendeten Rasterdaten des WZN noch als vorläufig und für weite Gebiete unsicher einzustufen sind. Die Datenbasis der konventionellen Beobachtungen ist mit durchschnittlich weltweit nur 6700 Stationen zu gering, um gesicherte Gebietsniederschläge für flächendeckende Vergleiche mit Satellitenergebnissen zu liefern. Im Laufe des kommenden Jahres werden die Meßdaten von mehr als 30.000 Stationen aus über 100 Ländern für den Zeitraum Januar 1986 bis Dezember 1990 aufbereitet sein und für eine Reanalyse und erneute Vergleichsstudien herangezogen werden können. Diese Daten sollen dann auch Angaben zu den stochastischen und systematischen Fehlern der konventionell ermittelten Gebietsniederschläge nach den in Kapitel 4.3 beschriebenen Ansätzen enthalten. Entsprechende Fehleranalysen für die Satellitenergebnisse sind eine notwendige Grundlage der Verknüpfung der konventionellen Meßdaten mit Satellitendaten (vgl. Kap. 7). Ein Ansatz dazu wird im folgenden Kapitel 5.3.2 beschrieben.



**Bild 25:** Aus verschiedenen Beobachtungstechniken gewonnene monatliche Gebietsniederschläge der äquatorialen, 60 Breitengrade umfassenden Zone (Dez.-Feb.: 20°N-40°S, Jun.-Aug.: 40°N-20°S, sonst: 30°N-30°S) für die Jahre 1987 und 1988. Oben: für die Landflächen, unten: für die Ozeane.

- Datenquellen:**
- 1 konventionelle Meßdaten von ca. 6.700 Stationen (WZN)
  - 2 IR-Satellitendaten, GPI-Methode (ARKIN)
  - 3 SSM/I-Daten, Emission-Histogramm-Methode (WILHEIT/CHANG/CHIU)
  - 4 über Land: konventionelle Meßdaten von ca. 2.500 Stat. (SCHEMM)  
über Ozean: MSU-Satellitendaten (SPENCER)
  - 5 SSM/I-Daten, Emission-Algorithmus (GRODY & FERRARO)
  - 6 SSM/I-Daten, Scattering-Algorithmus (FERRARO)

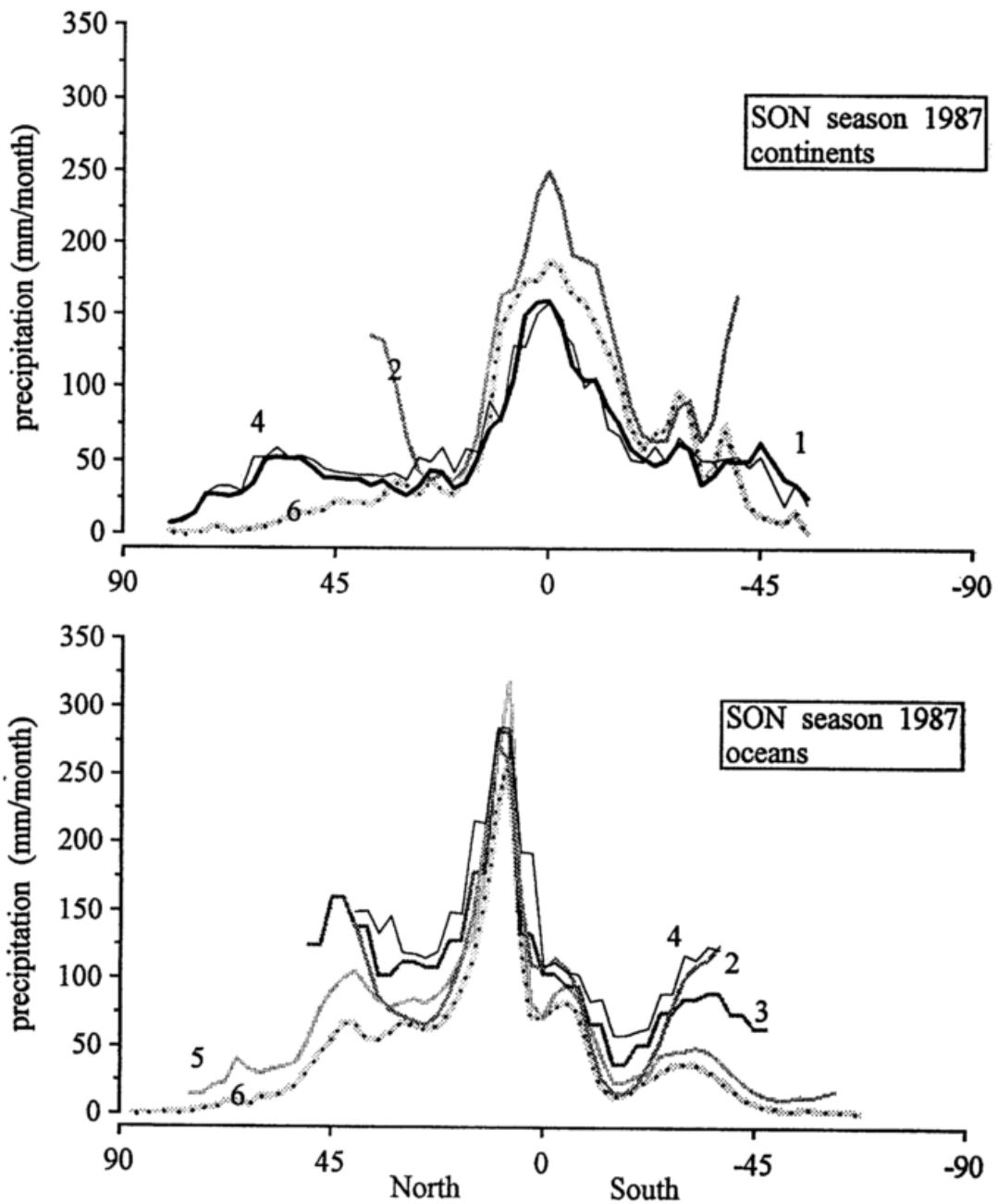


Bild 26: Breitenabhängiger Verlauf der zonal getrennt für Land- und Ozeanflächen gemittelten monatlichen Gebietsniederschläge für verschiedene Beobachtungstechniken für den Herbst 1987 (Sept. - Nov. 1987). Oben: für die Landflächen, unten: für die Ozeane.

- Datenquellen:
- 1 konventionelle Meßdaten von ca. 6.700 Stationen (WZN)
  - 2 IR-Satellitendaten, GPI-Methode (ARKIN)
  - 3 SSM/I-Daten, Emission-Histogramm-Methode (WILHEIT/CHANG/CHIU)
  - 4 über Land: konventionelle Meßdaten von ca. 2.500 Stat. (SCHEMM)  
über Ozean: MSU-Satellitendaten (SPENCER)
  - 5 SSM/I-Daten, Emission-Algorithmus (GRODY & FERRARO)
  - 6 SSM/I-Daten, Scattering-Algorithmus (FERRARO)

### 5.3.2 Ein Ansatz zur Quantifizierung der Fehler der aus Satellitendaten gewonnenen Gebietsniederschläge

Die Fehler der aus Satellitendaten gewonnenen Gebietsniederschläge können - ähnlich wie bei den konventionellen Ergebnissen - in drei Arten eingeteilt werden, und zwar in

- systematische, methodisch und klimatisch bedingte Fehler (Ursache ist, daß bestimmte Niederschlagsarten, die regional bevorzugt auftreten, durch einen Algorithmus nicht erkannt oder prinzipiell über- oder unterschätzt werden),
- zufällig verteilte, methodisch bedingte Fehler (Ursache ist das indirekte Meßprinzip an sich, bei dem eine gewisse Streuung der Ergebnisse um den wahren Wert auftritt),
- zufällig verteilte, stochastische Fehler aufgrund einer unvollständigen Datenbasis (Ursache ist das Fehlen von einzelnen Bildern im Monat oder von Daten in Teilen eines Bildes).

Ein erster Ansatz zur operationellen quantitativen Schätzung der nicht-systematischen Fehler individuell für jeden einzelnen Rasterwert des monatlichen Gebietsniederschlags wurde von HUFFMAN et al. (1995) entwickelt und probeweise für den kombinierten IR-SSM/I-Algorithmus von ADLER et al. (1993) angewendet. Voraussetzung dieses Verfahrens ist, daß die Niederschlagsdaten keine systematischen Fehler enthalten, bzw. daß dieser vorher durch eine Anpassung eliminiert wurden.

Das zum Test verwendete Verfahren liefert für den Breitenbereich 40°N bis 40°S Niederschläge mit den an die SSM/I-Ergebnisse angepaßten GPI-Ergebnissen (AGPI = Adjusted GOES Precipitation Index, s. Kap. 5.2). In den Breitenbereichen polwärts von 40°N bzw. 40°S beruhen die Niederschlagsschätzungen nur auf SSM/I-Daten, und zwar auf dem Algorithmus von ADLER et al. (1993, Gscat = Goddard scattering algorithm, s. Kap. 5.2). Für die zufällig verteilten methodischen Fehler, die für vollständig vorhandene Satellitendaten gelten, werden vorläufig Experimentierwerte aufgrund der PIP-1-Vergleiche vorgegeben. Unter der Bedingung, daß bei vollständiger Datengrundlage täglich acht IR-Aufnahmen und zwei Mikrowellenbilder vorliegen, nehmen HUFFMAN et al. folgende Werte für den mittleren relativen Fehler an:

$$\text{RMGF}_{\text{AGPI}} = 0,2 \quad \text{relativer methodischer Grundfehler der monatlichen angepaßten GPI-Ergebnisse,} \quad (21)$$

$$\text{RMGF}_{\text{Gscat}} = 0,4 \quad \text{relativer methodischer Grundfehler der monatlichen Ergebnisse des Scattering-Algorithmus.}$$

Sobald Vergleichsdaten für einen längeren Zeitraum vorliegen, können die mittleren methodischen Fehler genauer bestimmt werden, ggf. im Jahresgang und regional unterschiedlich.

Die geostationären Satelliten liefern maximal 240 oder 248 Bilder pro Monat mit 30 oder 31 Tagen). Die Datengrundlage der AGPI-Ergebnisse gilt für eine 2,5°-Rasterzelle als vollständig, wenn dort für jeden der möglichen Termine ein IR-Bild vorliegt. Die Feststellung der Vollständigkeit der SSM/I-Information ist aufgrund der Geometrie des Beobachtungspfads des Satelliten schwieriger. Da die metrischen Abstände der Meridiane mit zunehmender geographischer Breite abnehmen, die Pfadbreite aber gleichbleibt, werden Rasterzellen in den äquaturnahen Zonen durch zwei Umläufe des Satelliten nicht vollständig, in höheren Breiten dagegen von mehr als nur zwei Umläufen pro Tag erfaßt. Ferner ergibt sich aus dem unterschiedlichen Blickwinkel des pendelnden Radio-

meterstrahls eine Verzerrung, bei der Pixel am Rand des Pfades eine größere Fläche als in der Pfadmitte repräsentieren. Zur Normierung wird ein äquivalentes Mikrowellenbild definiert, indem die Wertigkeit der Pixel entsprechend ihrer Flächengröße korrigiert und die Anzahl der vorhandenen Pixel in Relation zur in einem Raster in Pfadmitte möglichen Anzahl gesetzt wird. Die Summe der für eine Rasterzelle verfügbaren äquivalenten Mikrowellenbilder wird als Kriterium für die Vollständigkeit der Information verwendet.

Der niedrige Wert der Helligkeitstemperatur ist für einzelne Pixel nicht auf Niederschlag, sondern auf eine kalte Bodenoberfläche zurückzuführen oder aber hinsichtlich seiner Ursache unklar. Solche Pixel werden durch das Screening identifiziert und bei der Bestimmung des Niederschlags nicht berücksichtigt. Je größer die Anzahl solcher Pixel ist, desto ungenauer ist die geschätzte Niederschlagsrate. Daher wird für Rasterzellen, in denen mehr als 20% der Pixel in die Kategorie "kalter Boden" oder "zweifelhafter Meßwert" fallen, die Niederschlagsrate nicht berechnet (ADLER et al. 1994). Mit dieser zusätzlichen Bedingung ergibt sich folgender Ansatz zur Beschreibung der Vollständigkeit der Satelliteninformation durch eine korrigierte Anzahl von Bildern:

$$\begin{aligned} N_{SSMI} &= n_{SSMI} \cdot [ 1 - 5 \cdot ( f_{cold} + f_{amb} ) ] && \text{bei } f_{cold} + f_{amb} \leq 0,2 \\ &= 0 && \text{bei } f_{cold} + f_{amb} > 0,2 \end{aligned} \quad (22)$$

mit  $n_{SSMI}$  = Anzahl äquivalenter Mikrowellenbilder,  
 $f_{cold}$  = Anteil der Pixel mit niedriger Helligkeitstemperatur  
infolge kalter Bodenoberfläche,  
 $f_{amb}$  = Anteil der Pixel mit ungeklärter Helligkeitstemperatur.

Der relative Fehler der Satellitenprodukte wird abhängig von der Anzahl der IR- und der vollständigen äquivalenten SSM/I-Bilder folgenderweise angesetzt:

$$\begin{aligned} RMF_{AGPI} &= RMGF_{AGPI} \cdot [ A / N_{SSMI} + B / N_{IR} ]^{0,5} \\ RMF_{Gscat} &= RMGF_{Gscat} \cdot [ C / N_{SSMI} ]^{0,5} \end{aligned} \quad (23)$$

mit  $N_{IR}$  als der Anzahl der IR-Bilder im Monat in der Rasterzelle,  
 $RMGF_{AGPI}$  und  $RMGF_{Gscat}$  nach Gl. 21,  
 $N_{SSMI}$  nach Gl. 22,  
und den Koeffizienten  $A = 16,9$ ,  $B = 127$  und  $C = 36$ .

Die konstanten Größen ergaben sich aus einer Abgleichung der vorgegebenen Grundfehlerbreite (Gleichung 21) mit den Fehleransätzen für AGPI und Gscat (Gleichung 23), wobei gefordert wurde, daß

- der Fehler für Gscat bei 40° Breite seinen Grundwert 0,4 erreicht, wenn dort die SSM/I-Daten vollständig vorhanden sind,
- der Fehler für AGPI seinen Grundwert 0,2 erreicht, wenn sowohl alle IR-Bilder vorhanden sind als auch das Vollständigkeitskriterium für Gscat erfüllt ist, und
- der Fehler für AGPI den für Gscat vorgegebenen Grundwert 0,4 erreicht, wenn die Anzahl der verfügbaren IR-Bilder der maximal möglichen Anzahl 36 der äquivalenten Mikrowellenbilder entspricht.

Einige besondere Bedingungen sind noch zu behandeln. In Fällen, wo zwar IR-Bilder vorliegen, aber keine SSM/I-Daten zur Anpassung vorhanden sind, wird dem relativen Fehler der Wert 0,9 zugeordnet, was durch Vergleiche der IR-Ergebnisse mit konventionellen Meßdaten gestützt wird. In den seltenen Fällen, wo Gleichung 23 einen größeren Fehler für die angepaßten GPI-Ergebnisse als für das reine SSM/I-Produkt liefert, wird der kleinere der beiden Werte angenommen. Schließlich bleibt der Fehler undefiniert, wo Satellitendaten nicht verfügbar sind.

Unter Berücksichtigung der Sonderfälle und der Tatsache, daß GPI-Ergebnisse nur für den Breitenbereich 40°N bis 40°S vorliegen, wird folgendes Schema für die Zuordnung der Ergebnisse aus Gleichung 23 aufgestellt, womit der relative nicht-systematische Fehler der Gebietsniederschläge individuell für die einzelnen Rasterzellen und Monate entsprechend der jeweiligen Bedingungen bestimmt werden kann:

Im Bereich 40°N bis 40°S:

$$\begin{aligned} \bar{F}_{MUS}(i,j,m,a) &= \text{RMF}_{AGPI} && \text{für } \text{RMF}_{AGPI} \leq \text{RMF}_{Gscat} \\ &= \text{RMF}_{Gscat} && \text{für } \text{RMF}_{AGPI} > \text{RMF}_{Gscat} \\ &= 0,9 && \text{für } N_{SSMI} = 0 \end{aligned} \quad (24)$$

und außerhalb des Bereichs 40°N bis 40°S:

$$\begin{aligned} \bar{F}_{MUS}(i,j,m,a) &= \text{RMF}_{Gscat} && \text{für } N_{SSMI} > 0 \\ &= \text{fehlt} && \text{für } N_{SSMI} = 0 \end{aligned}$$

mit  $\bar{F}_{MUS}$  = relativer Fehler der aus den kombinierten IR- und SSM/I-Ergebnissen ermittelten Gebietsniederschläge,  
 $\text{RMF}_{AGPI}$  = relativer Fehler der angepaßten GPI-Ergebnisse (Gl. 23),  
 $\text{RMF}_{Gscat}$  = relativer Fehler der Gscat-Ergebnisse (Gl. 23),  
 $N_{SSMI}$  = Anzahl der verfügbaren äquivalenten SSM/I-Bilder (Gl. 22),  
 $i,j$  = Ortsindizes der Rasterzellen und  
 $m,a$  = Zeitindizes (Monat, Jahr).

#### Bewertung der Methode zur Fehlerbestimmung:

Das hier beschriebene Schema zur Bestimmung des relativen Fehlers der Satellitenergebnisse ergänzt die in Kapitel 4.3 beschriebene Methode der Fehlerberechnung für die aus konventionellen Daten abgeleiteten Gebietsniederschläge. Die Realisierung beider Verfahren im operationellen Betrieb wird die Grundlage der Kombination beider Beobachtungstechniken durch eine fehlerabhängige Wichtung der getrennt gewonnenen Ergebnisse sein (vgl. Kap. 7).

Vom Prinzip her ist der Fehleransatz nicht an die Verwendung der GPI-Methode für IR-Daten und des Scattering-Algorithmus von ADLER et al. (1993) gebunden. Die in den Fehleransätzen enthaltenen Konstanten müssen nur an andere Algorithmen angepaßt werden. Systematische Fehler werden in diesem Ansatz nicht berücksichtigt. Es wird vorausgesetzt, daß eventuell vorhandene systematische Fehler vor der Verknüpfung der Satellitenprodukte mit Daten anderer Herkunft durch eine Anpassung beseitigt werden.

## 6 Nutzung von Wettervorhersagemodellen zur Bestimmung des Niederschlags

Zur Erstellung der vom WZN geforderten global vollständigen Niederschlagsdatensätze kann auf Modellergebnisse nicht verzichtet werden, da auf der Erde große Gebiete existieren, die mit den beobachteten Niederschlagsdaten nicht abgedeckt werden. Die Initialfelder einer numerischen Wetterprognose enthalten dagegen an allen Gitterpunkten Werte der prognostischen Modellgrößen. Zur Erzeugung der Initialfelder werden Beobachtungsdaten verwendet, die im Rahmen der sog. "Analyse" auf die Modellgitterpunkte übertragen werden. Die Interpolationsmethode, mit der im WZN die Gebietsniederschläge aus an Stationen gemessenen Daten berechnet werden, wurde ursprünglich von SHEPARD (1968) als objektives Analyseverfahren für die Initialisierung eines Wettervorhersagemodells entwickelt. Da nicht von allen prognostischen Modellgrößen weltweit und flächendeckend Beobachtungen vorliegen, werden die vollständigen Ergebnisfelder einer früheren Vorhersage zur Initialisierung an die vorhandenen Beobachtungsdaten herangezogen.

Niederschlagsbeobachtungen fließen bisher nicht in die Initialisierung der Vorhersagemodelle ein. Die täglich vorhergesagten Niederschlagsverteilungen können jedoch insoweit als durch Beobachtungen gestützte Analysen angesehen werden, als das Modell regelmäßig mit Beobachtungsdaten anderer Elemente an die synoptische Wetterlage angepaßt wird. Ein großer Vorteil der Modelle ist, daß sie regelmäßig dreidimensionale, physikalisch konsistente Felder der atmosphärischen Variablen in hoher zeitlicher Auflösung liefern. Es liegt daher nahe, die Anfangsfelder und Kurzfristvorhersagen als Analysen für klimatologische Anwendungen zu benutzen. Mit der Simulation des Niederschlags sind jedoch einige Probleme verbunden, die hauptsächlich aus der zu geringen Auflösung der Modelle resultieren:

In den Vorhersagemodellen werden Niederschläge aus der skaligen Bewölkung, die ein Gittervolumen vollständig ausfüllt, und aus subskaligen Wolken unterschiedlich behandelt (DOMS 1993). Skalige Bewölkung ist meist mit großflächigen Niederschlägen verbunden. Deren Modellierung beruht auf der Berechnung der Kondensationsrate bei Hebung oder diabatischen Abkühlung einer gesättigten Luftschicht. Die für konvektive Niederschläge verantwortlichen Zirkulationzellen werden jedoch von Wettervorhersagemodellen nicht aufgelöst. Die Niederschlagsproduktion durch Konvektion muß deshalb mit Hilfe von stark vereinfachenden Annahmen parametrisiert werden. Auch orographisch bedingte Niederschläge sind teils subskalig, besonders bezüglich der Maschenweite globaler Modelle. Mit der geglätteten Modellorographie wird die räumliche Feinstruktur der atmosphärischen Felder nicht abgebildet, was sich ebenfalls auf die Genauigkeit der aus den Modellergebnissen abgeleiteten großräumigen Gebietsniederschläge auswirken kann.

Weitere Faktoren, die zu Fehlern in den Modellergebnissen führen, sind: Die bei der Niederschlagsentstehung beteiligten mikrophysikalischen Vorgänge werden in Wettervorhersagemodellen in vereinfachter Form simuliert. Nach dem Start einer Modellrechnung müssen sich die modellierten Prozesse stabilisieren. Der Anlaufeffekt ("Spin Up") ist bei der Berechnung des Niederschlags besonders ausgeprägt.

In diesem Kapitel wird zunächst anhand von Ergebnissen der Vorhersagemodelle des DWD gezeigt, in welchem Rahmen die Genauigkeit der mit den heutigen Modellen berechneten monatlichen Gebietsniederschläge liegt (6.1). Anschließend werden die vom WZN benutzten globalen Ergebnisse der Vorhersagen des EZMW diskutiert (6.2).

## 6.1 Ergebnisse der Wettervorhersagemodelle des DWD

Der DWD pflegt und betreibt z.Z. drei Wettervorhersagemodelle, das globale spektrale Modell T106 mit einer horizontalen Auflösung im versetzten Gauß'schen Gitter von etwa 125 km sowie als Gitterpunktsmodelle das Europa- und das Deutschland-Modell mit horizontalen Maschenweiten von 55 km bzw. 14 km (MAJEWSKI 1994, MAJEWSKI & SCHRODIN 1994, DWD 1995). Für die Realitätsnähe der vorhergesagten räumlichen Niederschlagsverteilung ist die Auflösung des Modells entscheidend. Fehlvorhersagen der synoptischen Wetterentwicklung durch das Global-Modell äußern sich allerdings auch in den Ergebnissen der eingebetteten Modelle.

Karte 18 enthält die Verteilungen der monatlichen Niederschlagshöhen für Deutschland und die Schweiz im Vergleich der Ergebnisse der drei DWD-Modelle, des EZMW-Modells und einer Analyse aus den Beobachtungsdaten von etwa 4.600 Niederschlagsmessern für den Monat November 1994. Die Gebietsgröße entspricht der von rund acht  $2,5^\circ$ -Rasterzellen, für die monatliche Gebietsniederschläge im WZN bestimmt werden. Nur das Deutschland-Modell (DM) liefert eine gute Reproduktion der räumlichen Feinstruktur der beobachteten Niederschlagshöhe. Das Ergebnis des Europa-Modells (EM) zeigt noch eine den Beobachtungsdaten nahekommende Verteilung, wenn nach Augenmaß Gebietsmittel im WZN-Raster gebildet werden. Das Global-Modell des DWD (GM) unterschätzt in diesem Monat die Niederschlagshöhen für den Alpenrand, besonders für die Schweiz. Das EZMW-Modell (EC) dagegen überschätzt die dortigen Niederschläge deutlich, liefert aber zu niedrige Ergebnisse für die nördliche Hälfte des Gesamtgebietes.

Die Abweichungen zwischen Modell- und Beobachtungsergebnissen variieren zeitlich und räumlich, wie an den Zeitreihen der Gebietsniederschläge für zwei Bundesländer und das Jahr 1994 in Bild 27 zu sehen ist. Für das weitgehend flache Bundesland Niedersachsen sind die Modellergebnisse deutlich besser – der relative Fehler des DM liegt dort meist unter 10% – als für das orographisch stärker gegliederte und kontinental geprägte Bayern, wo die Niederschlagshöhe von beiden Modellen im Sommer deutlich unterschätzt wird. Die Beobachtungsergebnisse beruhen auf den Daten aller Niederschlagsstationen des DWD.

Vom Global-Modell des DWD liegen keine für die Bundesländer getrennt berechneten Gebietsniederschläge vor, so daß die Ergebnisse dieses Modells nur in einen Vergleich für ganz Deutschland einbezogen werden können (Bild 28). Die für das Jahr 1994 festzustellende mittlere Überschätzung des Gesamtniederschlags um etwa 12% durch das GM resultiert aus wesentlich zu hohen Vorhersagen für die Einzelmonate Mai bis Juli, in denen konvektive Niederschläge dominieren. In den übrigen Monaten trifft das GM die beobachteten Gebietsniederschläge für ganz Deutschland recht gut. In der jährlichen Summe kommt erwartungsgemäß das DM den Beobachtungen am nächsten.

Die in Bild 29 gezeigte Gegenüberstellung der täglichen Niederschlagshöhen im Monat November 1994 illustriert, daß sich die teilweise sehr großen Vorhersagefehler der einzelnen Tage im Gesamtfehler der monatlichen Gebietsniederschläge weitgehend kompensieren. Es ist festzustellen, daß die täglichen Niederschlagsvorhersagen des GM tendenziell und qualitativ stimmen, quantitativ aber erheblich von den gemessenen Gebietsniederschlagshöhen abweichen.

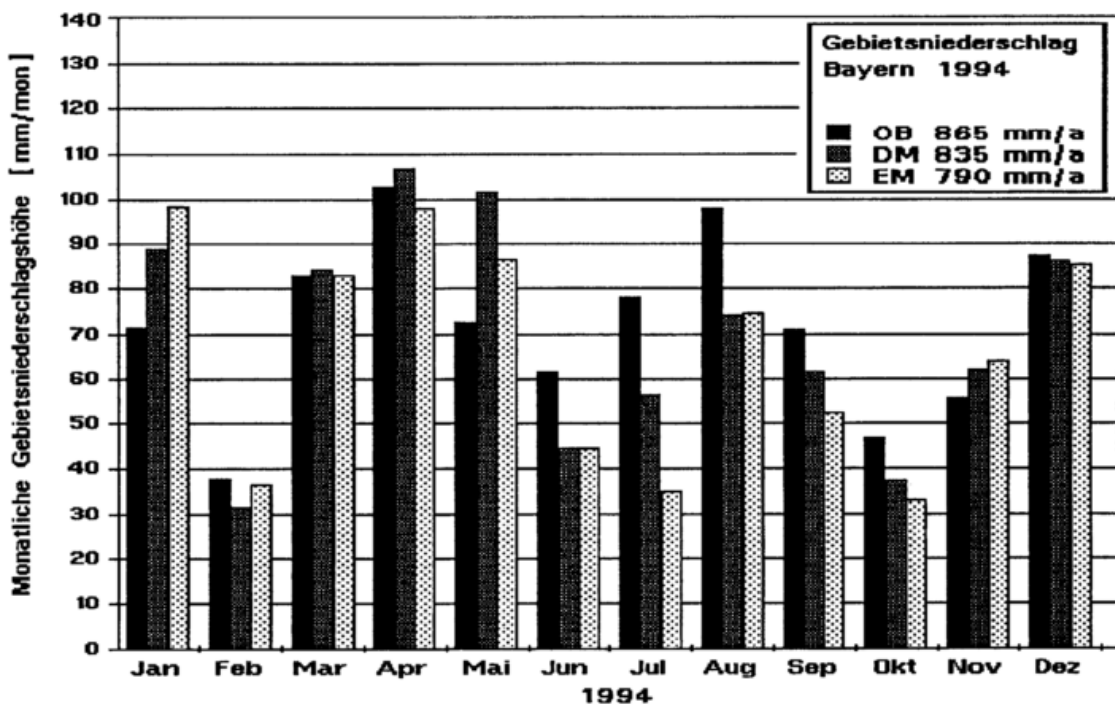
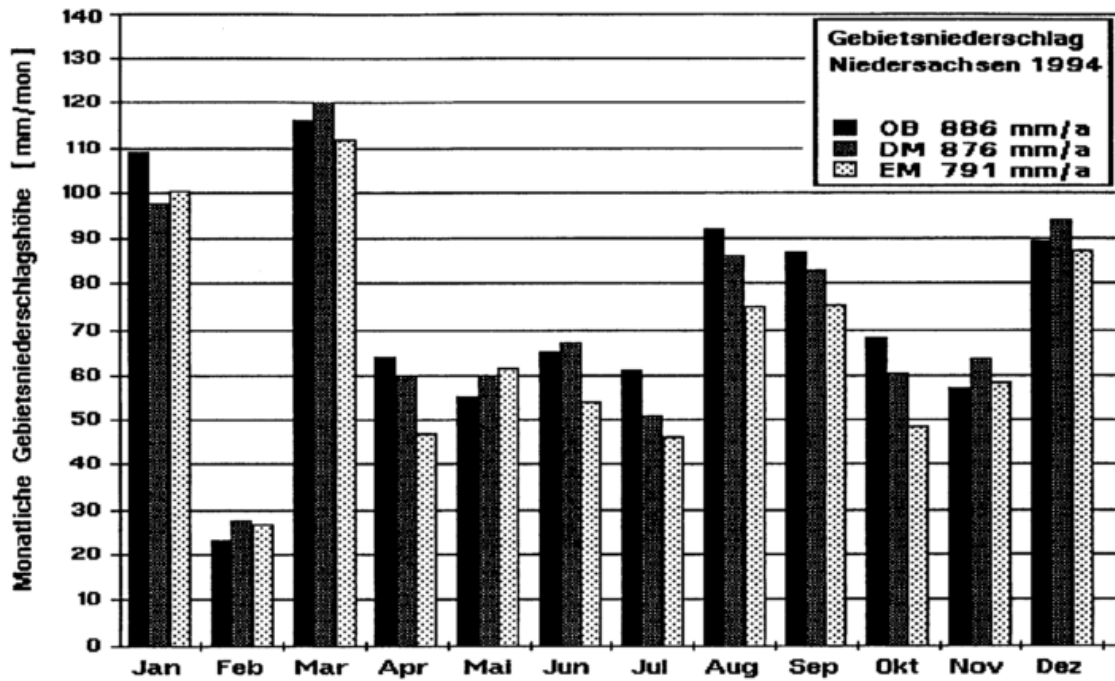


Bild 27: Aus täglichen Vorhersagen des Europa- und des Deutschland-Modells abgeleitete monatliche Gebietsniederschläge für das Jahr 1994 für Niedersachsen (47.431 km<sup>2</sup>) und Bayern (70.546 km<sup>2</sup>) im Vergleich zu Beobachtungsergebnissen auf der Basis aller Stationen aus dem Niederschlagsmeßnetz des DWD. OB = Beobachtungen, DM = Deutschland-Modell, EM = Europa-Modell.

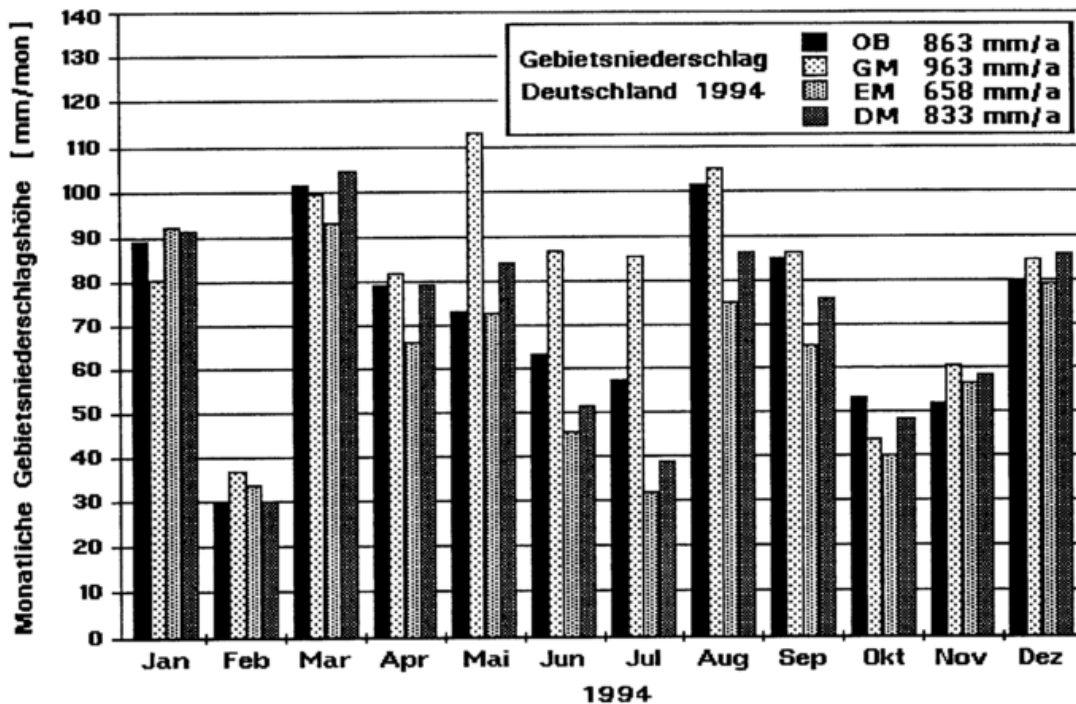


Bild 28: Aus täglichen Vorhersagen der DWD-Modelle abgeleitete monatliche Gebietsniederschläge für das Jahr 1994 für ganz Deutschland (360.429 km<sup>2</sup>) im Vergleich zu Beobachtungsergebnissen (Niederschlagsmeßnetz des DWD, mehr als 4000 Stationen). OB = Beobachtungen, GM = Global-Modell, EM = Europa-Modell, DM = Deutschland-Modell.

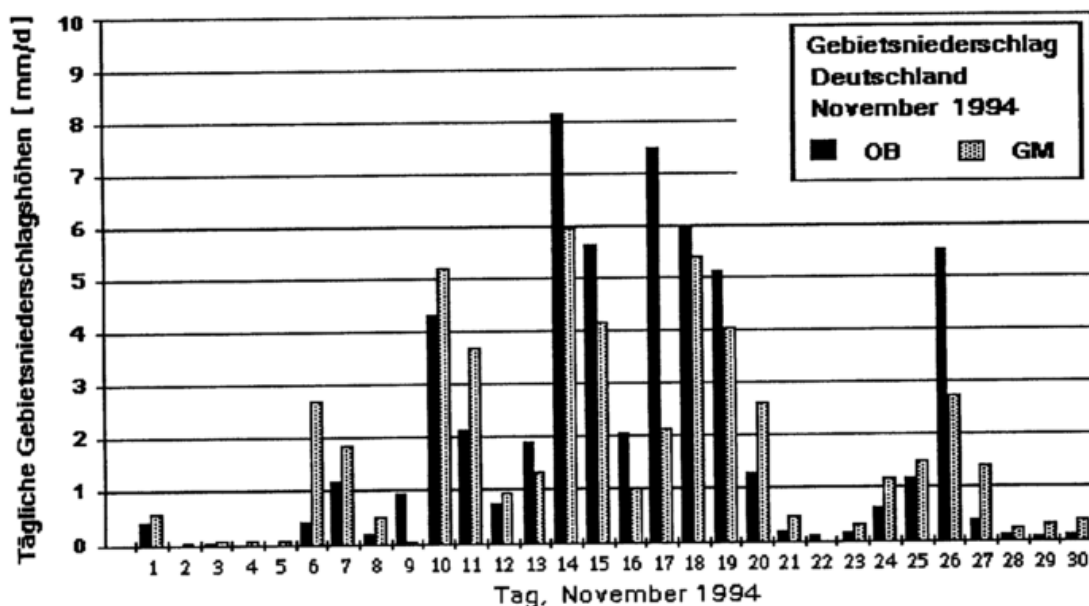


Bild 29: Aus Vorhersagen des Global-Modells des DWD abgeleitete tägliche Gebietsniederschläge für den November 1994 für ganz Deutschland (360.429 km<sup>2</sup>) im Vergleich zu Beobachtungsergebnissen (Niederschlagsmeßnetz des DWD, mehr als 4000 Stationen). OB = Beobachtungen, GM = Global-Modell.

## 6.2 Modellergebnisse des EZMW und deren Verwendung im WZN

In den bisher vom WZN erstellten globalen Datensätzen für die Jahre 1987 bis 1989 wurden ausschließlich Modellergebnisse des EZMW verwendet, da globale Niederschlagsverteilungen aus DWD-Vorhersagen für die Zeit vor 1993 nicht mehr vorliegen. Künftig aber sollen auch die Ergebnisse des Global-Modells des DWD und – sobald verfügbar – die der z.Z. im EZMW laufenden "Reanalyse" (Wiederholung der Vorhersagen für den Zeitraum 1979 bis 1995 mit einer speziellen Modellversion) in Vergleiche einbezogen werden.

Zu Beginn der Arbeiten wurden dem WZN monatlich integrierte Modellergebnisse vom EZMW bereitgestellt, die bereits in Reading aus den täglichen Niederschlagshöhen der jeweils ersten 24 Vorhersagestunden abgeleitet worden waren. Die horizontale Auflösung des damals operationellen spektralen Modells mit der Wellenzahl 106 beträgt im Gauß'schen Gitter in zonaler Richtung konstant  $1,125^\circ$ , in meridionaler Richtung im Mittel  $1,1213^\circ$  bei einer geringen Variation mit der geographischen Breite (ECMWF 1988). Die Transformation der Modellergebnisse auf die Rastergrößen von  $1,0^\circ \times 1,0^\circ$  und  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  erfolgte im WZN. Dazu wurde, da die Modell-Maschenweite in zonaler Richtung exakt und auch in meridionaler Richtung in sehr guter Näherung  $9/8^\circ$  beträgt, zunächst ein Zwischenraster mit einem Gitterabstand von  $1/8^\circ$  belegt. Die Gebietsniederschläge für die gewünschten Rastergrößen  $2,5^\circ$  oder  $1,0^\circ$  wurden durch Mittelung über entsprechend viele  $1/8^\circ$ -Rasterwerte berechnen.

Im EZMW beginnen die operationellen Vorhersagen täglich um 12 UTC, so daß eine 0-24stündige Vorhersage für die Zeitspanne von diesem Starttermin bis 12 UTC des jeweils folgenden Tages gilt. Niederschlagsschätzungen aus Satellitendaten sind dagegen am Kalenderdatum und 0 UTC orientiert. Zur Anpassung an die durch UTC definierte Zeitgrenze wurden auch auf den 12-36stündigen Vorhersagen beruhende monatliche Niederschlagshöhen gebildet und untersucht. Die täglichen Vorhersagedaten wurden vom WZN direkt aus dem Datenarchiv des EZMW geholt und zu monatlichen Niederschlagshöhen aufsummiert.

Eine erste Prüfung der auf den 0-24h-Vorhersagen beruhenden monatlichen Gebietsniederschläge erfolgte im WZN auf der Basis von drei Testmonaten (Februar, Juni und August 1987) in einem Vergleich mit den aus konventionellen Beobachtungen abgeleiteten Gebietsniederschlägen der Landflächen (SCHNEIDER et al. 1992b). Danach sind zwar die innertropische Konvergenzzone (ITCZ), die subtropischen Trockengebiete und die Frontalzonen der gemäßigten Breiten im Modellergebnis erkennbar, Abweichungen zu den Beobachtungsergebnissen sind aber hinsichtlich der genauen Lage der ITCZ und der Niederschlagshöhen festzustellen. Die ITCZ wird vom Modell wesentlich zu breit dargestellt, die konvektiven tropischen Niederschläge werden überschätzt. In den Modellergebnissen zeigt die ITCZ eine zu geringe Nord-Süd-Verlagerung vom Februar zum August. Die Niederschläge der gemäßigten Zone dagegen werden durch die Vorhersagen im Mittel etwas unterschätzt.

Bild 30 illustriert die deutliche Überschätzung der tropischen Niederschläge über Land durch das Modell in einem Raum-Zeit-Schnitt (geographische Breite gegen die Monate des Jahres 1987). Dargestellt sind die relativen Differenzen der zonalen Mittelwerte der 0-24h-Vorhersagen und Beobachtungsergebnisse, bezogen auf die letzteren. Auf der jeweiligen Winterhemisphäre erreichen die relativen Differenzen zwischen Modell und Analyse Werte bis zu 100%, wobei die Schwerpunkte im Januar bei  $10^\circ\text{N}$  und im Juli bei  $12^\circ\text{S}$  liegen. Eine geringere Niederschlagsunterschätzung um rund 20% ist in den Monaten Mai bis August südlich von ca.  $25^\circ\text{S}$  festzustellen. Eine Ausdehnung des im Diagramm abgebildeten Breitenbereichs ist nicht möglich, da relative Differenzen für die außerhalb liegenden Trockenzonen nicht gebildet werden können.

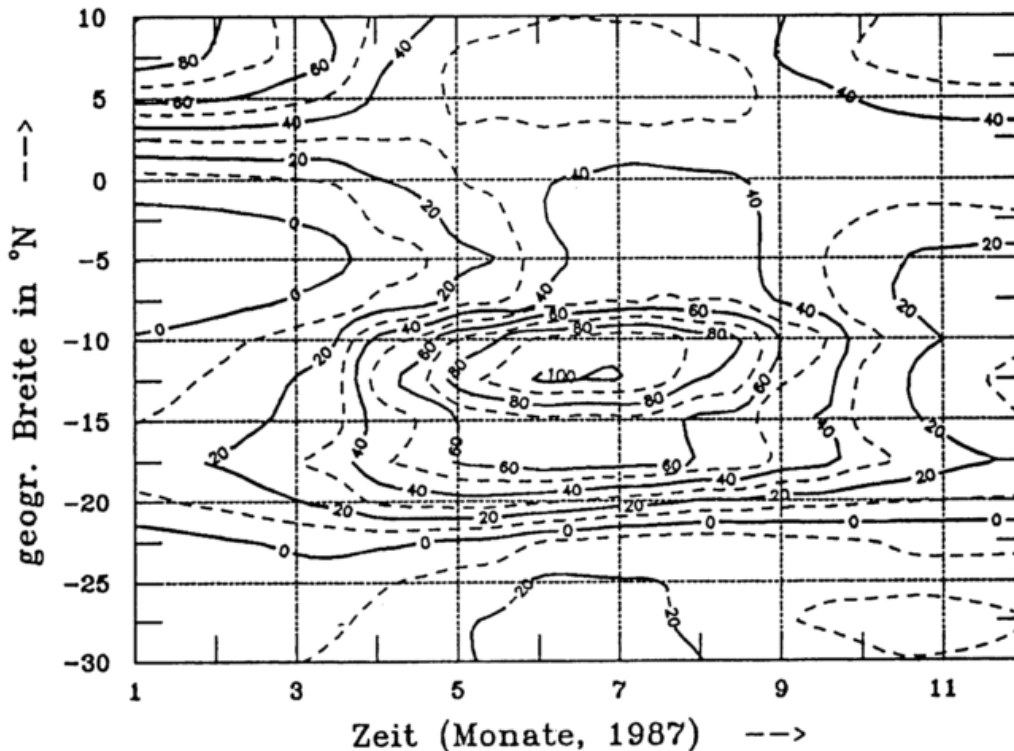


Bild 30: Raum-Zeit-Schnitt der relativen Differenzen der zonal gemittelten monatlichen Gebietsniederschläge aus den 0-24h-Vorhersagen des EZMW und den Beobachtungsergebnissen des WZN für die Landflächen für 1987 (relative Differenzen in % bezogen auf die Beobachtungsergebnisse). Bildquelle: ENGELBARTH (1992).

Die auf den ersten Vergleichen begründete Einschätzung der Modellergebnisse wird im allgemeinen durch die nun für 36 Monate (Januar 1987 bis Dezember 1989) vorliegenden Auswertungen des WZN bestätigt. Sie gelten weitgehend auch für die 12-36h-Vorhersagen.

Die Karten 19 und 20 enthalten die räumlichen Verteilungen der aus den 12-36h-Prognosen gewonnenen monatlichen Niederschläge für die Monate Januar und Juli 1989. Eine Gegenüberstellung mit den Karten der Beobachtungsergebnisse (Karten 1, 2, 14 bis 17) zeigt, daß die Modellergebnisse über weiten Gebieten zu hoch oder zu niedrig sind und daß die Lage einzelner Niederschlagsmaxima schlecht reproduziert wird, z.B. im Januar über Südamerika und im Juli über Indien und Ostafrika. Die räumlichen Verteilungen der Differenzen der Vorhersage- und Beobachtungsergebnisse zeigen für die beiden Monate eine sehr unterschiedliche Struktur (Karten 21 und 22). Im Januar sind über den Landflächen der Südhalbkugel Gebiete mit großen Abweichungen von wechselndem Vorzeichen zu erkennen. Im Juli überwiegen über den Landflächen Gebiete, für die das Modell die höheren Niederschläge liefert (blaue Rasterfelder). Obwohl auch für das Jahr 1989 erhebliche Unterschiede zwischen den EZMW-Vorhersagen und den Beobachtungsergebnissen festzustellen sind, ist im Vergleich mit den Ergebnissen für die Jahre 1987 und 1988 zu erkennen, daß die Anzahl der Rasterzellen mit großen Diskrepanzen zwischen den 12-36h-Vorhersagen und Beobachtungsergebnissen abgenommen hat. Diskrepanzen werden als groß eingestuft, wenn die relative Differenz größer als 50% und gleichzeitig die absolute Differenz größer als 5 mm/mon ist (RUDOLF et al. 1992a).

Ein Vergleich der 12-36h- und 0-24h-Vorhersagen führt mit den stark streuenden Differenzen die geringe Persistenz der Modellergebnisse vor Augen (s. Karten 23 und 24).

Da Wettervorhersagemodelle einer fortlaufenden Weiterentwicklung unterliegen, ist eine allmähliche Verbesserung der quantitativen Niederschlagsvorhersage zu erhoffen. Dies gilt jedoch nicht unbedingt für jede einzelne Modelländerung, denn die Fehlerursachen der Niederschlagsberechnung sind sehr vielfältig. Nach Erfahrungen des EZMW kann die Niederschlagsvorhersage sehr empfindlich auf eine Modelländerung reagieren. Eine Maßnahme, die zur Korrektur der Temperaturvorhersage vorgenommen wird, kann sich u.U. ungünstig auf die Niederschlagsvorhersage auswirken (VITERBO 1994).

Die wichtigsten Modifikationen im operationellen EZMW-Modell und deren Auswirkungen auf den simulierten hydrologischen Zyklus wurden von ARPE (1991) zusammengefaßt. Über die nachfolgenden und aktuelle Änderungen wurde bzw. wird regelmäßig im ECMWF Newsletter berichtet (STRAUSS 1989 bis 1994). Von Bedeutung für die Niederschlagsresultate waren z.B. die Einführung eines neuen Konvektionsschemas (Mai 1989), die Erhöhung der latenten Wärmeflüsse über dem Ozean in Schwachwindssituationen (Juni 1990), der Wechsel zum Modell T213 mit höherer horizontaler und vertikaler Auflösung (September 1991) sowie Änderungen bei der Behandlung des Bodenwassergehalts (März 1994 und Juli 1994).

Für die globalen Mittelwerte der monatlichen Verdunstungs- und Niederschlagshöhen ist ein Gleichgewicht zu fordern, damit sich weder am Boden noch in der Atmosphäre Wasser anreichert. Die Abweichung zwischen diesen beiden Größen ist daher ein guter Indikator für den mittleren Modellfehler. Um den Spin-Up-Effekt des Modells deutlich zu machen, werden die global und monatlich gemittelten täglichen Niederschlags- und Verdunstungsvorhersagen gegen den zur Berechnung der monatlichen Mittelwerte verwendeten Vorhersagetag aufgetragen. Bild 31 zeigt dies, jeweils am Beispiel des Monats Juli, für die Jahre 1987 bis 1994.

Für die Jahre 1987 bis 1989 wird die Niederschlagshöhe (und zwar deren konvektiver Anteil, ARPE 1994) an den ersten zwei bis drei Vorhersagetagen deutlich über- und die Verdunstung unterschätzt; das Gleichgewicht wird erst allmählich nach sieben bis neun Vorhersagetagen erreicht. Für die folgenden Jahre ist die anfängliche Niederschlagsüberschätzung geringer und von kürzerer Dauer; nach weniger als einem bis zu zwei Tagen tritt eine Umkehr auf: die Verdunstung ist dann etwas größer als der Niederschlag. Im Juli 1994 überschreitet die Verdunstung vom ersten Vorhersagetag an den Niederschlag um rund 5%, was zu einer Austrocknung des Modellbodens führt. Der Effekt tritt nicht global gleichmäßig, sondern mit regionalen Schwerpunkten auf, so über Afrika für die Zeit Oktober 1993 bis Februar 1994 (KLINKER, pers. Mitteilung November 1994) und über Europa und Ostasien für Mai und Juni 1994 (STRAUSS 1994).

Wegen des Spin-Up-Effekts sollten zur quantitativen Bestimmung der globalen Niederschläge vielleicht eher die Ergebnisse eines späteren Vorhersagetages als die des ersten Tages verwendet werden. Dann ist jedoch die aus dem Anwachsen des Vorhersagefehlers resultierende Ungenauigkeit größer (SIMMONS et al. 1995). Im Rahmen der begrenzten Zeit konnten keine weiteren Untersuchungen zur Beurteilung der Unterschiede durchgeführt werden. Da die Modellergebnisse nur zur Ergänzung der Beobachtungen in den höheren Breiten über den Ozeanen genutzt werden, wird die Untersuchung dieser Angelegenheit im WZN zurückgestellt.

Um die aus der Fortentwicklung der Modelle resultierenden, für klimatologische Anwendungen unerwünschten Inhomogenitäten in den Zeitreihen der Modellergebnisse zu vermeiden, wird im EZMW z.Z. eine Reanalyse mit täglich vier Modellinitialisierungen und Kurzfristvorhersagen durchgeführt, wozu eine unveränderte, für diesen Zweck optimierte Version des Modells T106 verwendet wird (GIBSON et al. 1993). Im Laufe des nächsten Jahres sollen die Ergebnisse für den Zeitraum 1979 bis 1995 vorliegen und dann auch in die Analysen des WZN einbezogen werden.

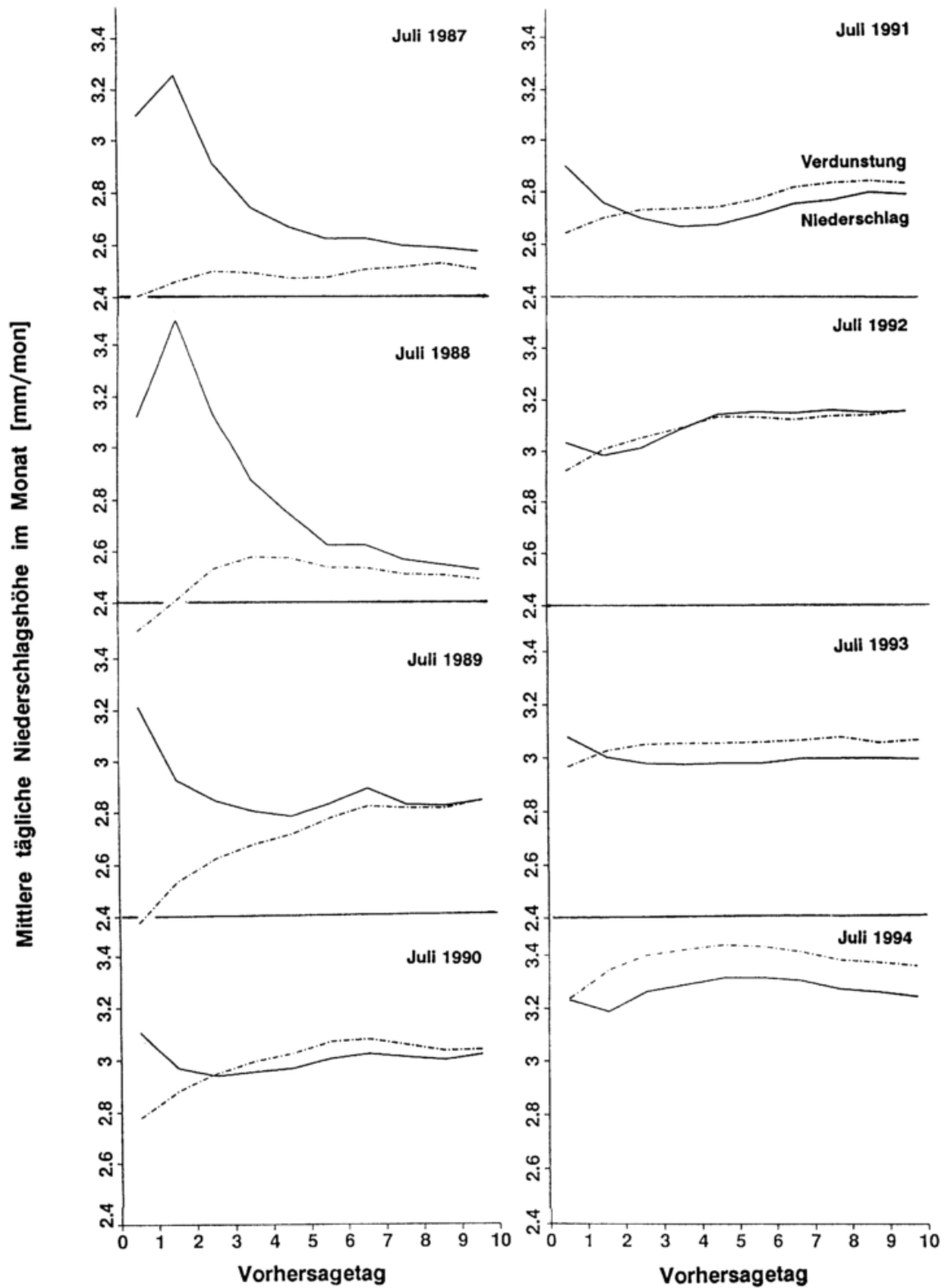


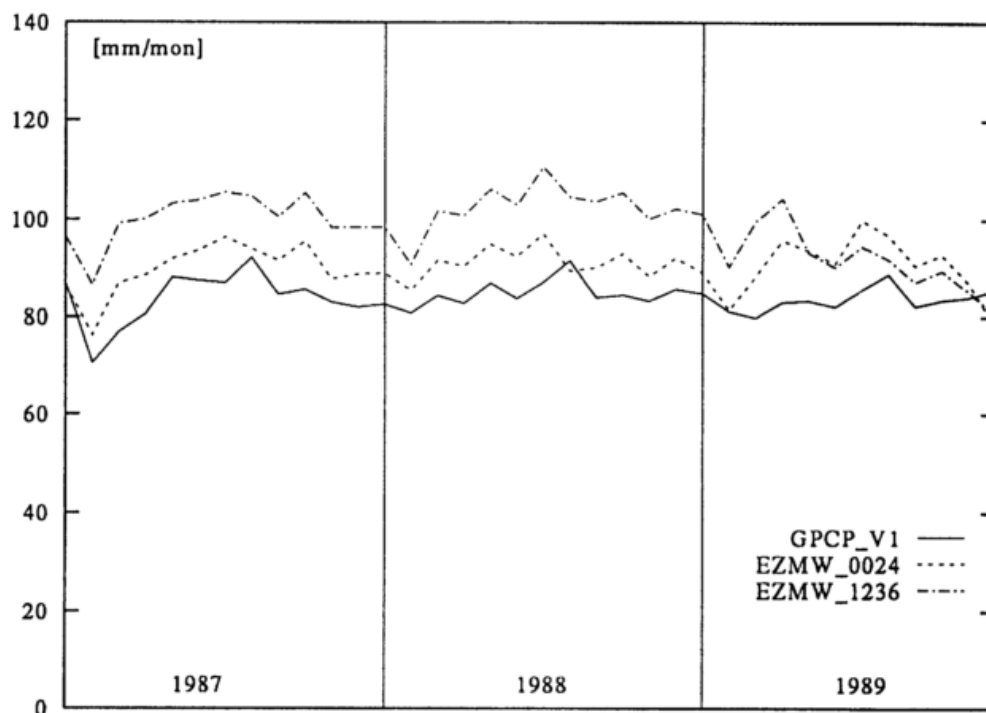
Bild 31: Ergebnisse des EZMW-Modells für die mittlere globale Niederschlagshöhe (durchgezogene Linien) und die mittlere globale Verdunstungshöhe (gestrichelt) als Funktion des Vorhersagetages für die Monate Juli der Jahre 1987 bis 1994. Bildquelle: EZMW (KLINKER 1992 und 1995).

Im bisher vom WZN bearbeiteten Zeitraum Januar 1987 bis Dezember 1989 erfolgte eine für die Niederschlagsresultate sehr wichtige Änderung des EZMW-Modells. Am 4. Mai 1989 wurde eine neues Schema zur Berechnung der konvektiven Niederschläge in die Routine übernommen.

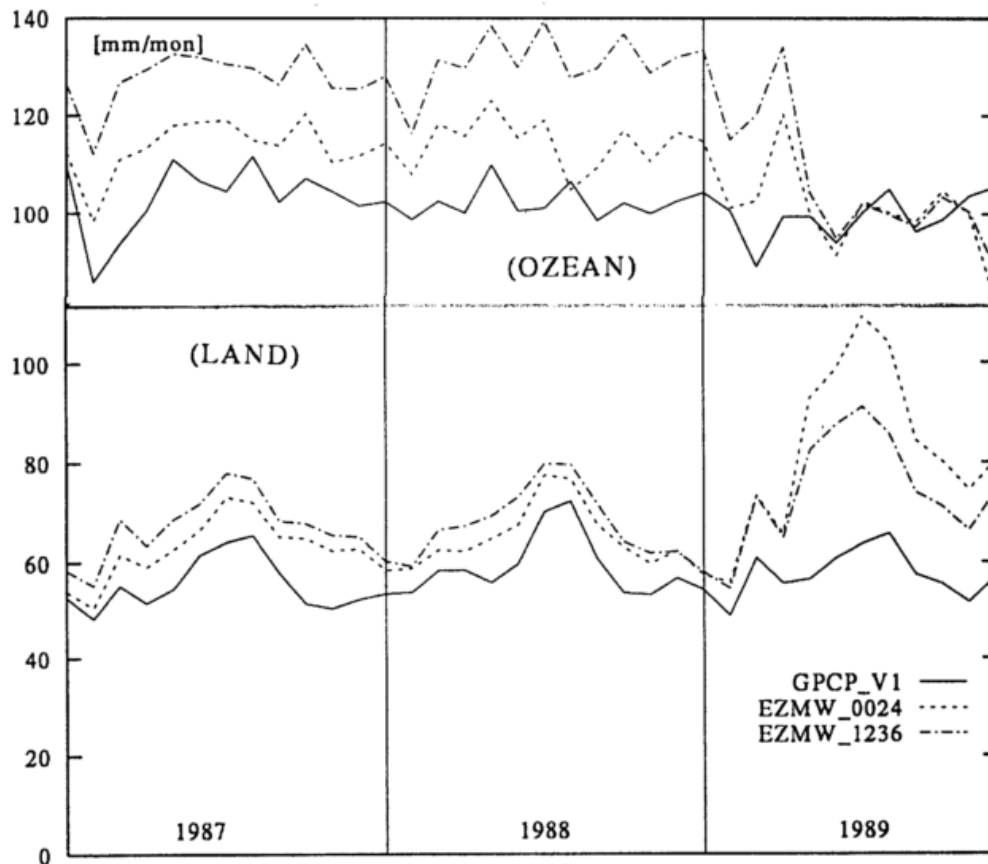
Der Effekt der Modelländerung ist am Verlauf der global gemittelten monatlichen Niederschlagshöhen zu erkennen (Bild 32). Bis zum April 1989 (einschließlich) sind die globalen Resultate der 12-36h-Vorhersagen um 10 bis 15% höher als die der 0-24h-Vorhersagen, die selbst wiederum höher als die überwiegend auf Beobachtungen beruhenden Resultate sind. Im Mai 1989 verringert sich die Überschätzung des globalen Niederschlags durch die 12-36h-Prognosen deutlich. Sie ist danach sogar etwas geringer als die der 0-24h-Vorhersagen.

Noch deutlicher ist die Verbesserung der Vorhersagen nach dem April 1989, wenn sie für nur die Ozeane im Breitenbereich 50°N bis 50°S mit den Satellitenergebnissen verglichen werden. Anders aber sieht es für die Landflächen aus: nach der Modelländerung liegen dort die aus den Vorhersagen und aus konventionellen Meßdaten abgeleiteten Gebietsniederschläge weiter auseinander als vorher (Bild 33).

Die zum Vergleich herangezogenen globalen Beobachtungsergebnisse ("GPCP-V1"), die im nächsten Kapitel noch näher erläutert werden, beruhen über Land auf den im WZN erstellten Analysen der konventionell gemessenen monatlichen Niederschlagshöhen von rund 6.700 Stationen und über den Ozeanen im Breitenbereich zwischen 50°N und 50°S auf Satellitendaten. Die Beobachtungslücken über den Ozeanen polseitig der Breiten 50°N und 50°S sind mit den EZMW-Modellergebnissen gefüllt.



**Bild 32:** Global gemittelte monatliche Niederschlagshöhen der monatlich aufsummierten täglichen Vorhersagen des EZMW (Vorhersagezeiträume 0-24h und 12-36h) sowie der weitgehend auf Beobachtungen beruhenden Resultate des GPCP (Landflächen: konventionell gemessene Daten von ca. 6.700 Stationen; Ozeane IR- und SSM/I-Daten zwischen 50°N und 50°S, in höheren Breiten 12-36h-Vorhersagen des EZMW). Linker Rand: Januar 1987, vertikale Trennlinien: Januar 1988 und Januar 1989, rechter Rand: Dezember 1989.



**Bild 33:** Für die Ozeane (nur zwischen 50°N und 50°S, oben) und die Landflächen (unten) getrennt gemittelte monatliche Niederschlagshöhen der monatlich aufsummierten täglichen Vorhersagen des EZMW (Vorhersagezeiträume 0-24h und 12-36h) sowie der ausschließlich auf Beobachtungen beruhenden Ergebnisse des GPCP (Landflächen: konventionell gemessene Daten von ca. 6.700 Stationen; Ozeane IR- und SSM/I-Satellitendaten). Linker Rand: Januar 1987, vertikale Trennlinien: Januar 1988 und Januar 1989, rechter Rand: Dezember 1989.

Zusammenfassende Beurteilung der Fehler der aus EZMW-Vorhersagen abgeleiteten monatlichen Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster:

Der relative Fehler der aus den täglichen Prognosen eines globalen Wettervorhersagemodells abgeleiteten monatlichen Niederschlagshöhen läßt sich nicht allgemeingültig angeben, denn er unterliegt fortlaufend Schwankungen, die von den sich ändernden Eigenschaften der Modelle abhängen. Für das vom EZMW in den Jahren 1987 bis 1989 eingesetzte Modell wird der relative Fehler der monatlichen Gebietsniederschläge in 2,5°-Rasterzellen in außertropischen flachen Gebieten auf 20% bis 40% geschätzt; in Einzelfällen kann er jedoch regional deutlich darüber liegen. Für die Tropen und Hochgebirge erreicht er im Mittel 100%, in den Randgebieten der ITCZ sogar noch deutlich höhere Prozentwerte. Bei der Bewertung der Fehler ist zu berücksichtigen, daß die bisher vorliegenden Beobachtungsergebnisse noch auf einer zu geringen Datenbasis beruhen und auch nicht hinsichtlich der systematischen Meßfehler korrigiert sind.

## **7 Kombination der Ergebnisse verschiedener Beobachtungstechniken zu globalen Niederschlagsverteilungen**

Mit keiner der verfügbaren Beobachtungsmethoden allein kann die globale Niederschlagsverteilung flächendeckend bestimmt werden. Jeder der auf eine einzelne Beobachtungsmethode gestützten gerasterten Datensätze, im folgenden "Datenart" genannt, ist außerdem mit mehr oder weniger großen Fehlern behaftet. Die zur Kombination der Datenarten verwendete Methode muß den Stärken und Schwächen der jeweiligen Datenquelle gerecht werden. Es liegt nahe, hierzu die orts- und zeitabhängigen Fehlervarianzen der verschiedenen Produkte zu verwenden, wobei den konventionell gemessenen Daten bei ausreichender Stationsdichte eine Referenzfunktion zugemessen wird.

Zur Kombination der verschiedenen Datensätze kommen drei prinzipiell unterschiedliche Verfahren zur Anwendung:

- **Die Patchworkmethode:**

Für ein Gebiet, repräsentiert durch eine Gruppe oder auch einzelne Rasterzellen, wird eine einzige der Datenarten nach einem Prioritätenschema ausgewählt. Als Kriterien für die Auswahl können geographische Eigenschaften oder aber, sofern vorhanden, die Angaben zur Qualität der Einzelprodukte dienen. Angesichts der noch großen Unsicherheit der Satellitendaten und der Ermangelung anderer Beobachtungen über den Ozeanen wird bei den bisher bekannten Anwendungen (GPCC 1993 und FIORINO 1993) die Priorität der verfügbaren Datensätze an den Landflächenanteil im Raster gebunden. D.h., konventionelle Meßergebnisse werden für die Landflächen, Satellitenschätzungen für die Ozeane verwendet.

Vorteile: Die Datenquelle ist für jede einzelne Rasterzelle eindeutig und kann gekennzeichnet werden. Von einem Nutzer nicht gewünschte Komponenten (z.B. Modellergebnisse) können in der Anwendung ausgeblendet werden. Regional begrenzt verfügbare Produkte, z.B. kalibrierte Radardaten, könnten auf einfache Weise eingebunden werden.

Nachteile: Zur Bestimmung der Niederschlagshöhe werden nicht alle verfügbaren Informationen genutzt. An den Grenzen von zwei Datenarten, d.h. an den Küstenlinien und zwischen Satelliten- und Modellergebnissen, können Sprünge auftreten.

- **Anpassung der Satellitendaten an Stützstellen:**

Die von Satellitenbeobachtungen stammenden räumlichen Niederschlagsverteilungen werden, da sie nicht direkt gemessen worden sind, an Referenzdaten angepaßt. Dazu werden meist aus an Stationen konventionell gemessenen Daten abgeleitete Gebietsniederschläge verwendet, weil auch jeder einzelne aus Satellitendaten abgeleitete Niederschlagswert nicht einen Punkt, sondern eine größere Fläche repräsentiert. Die Anpassung kann auf unterschiedliche Weise erfolgen. Eine Möglichkeit bietet das Verfahren von HERMAN et al. (1994), bei dem die bei der GPI-Methode festen Parameter (Temperaturschwellenwert, Regenrate, s. Kap. 5.2) räumlich variabel gehalten und so bestimmt werden, daß die Niederschlagsschätzung mit den Beobachtungen der synoptischen Stationen harmonisiert. Eine andere Methode wurde von GAIROLA & KRISHNAMURTI (1992) vorgestellt: Die als erste Schätzung verwendete Niederschlagsverteilung beruht auf OLR-Beobachtungen, die bereits durch eine Regres-

sionsanalyse an SSM/I-Messungen angeglichen wurden. Dieses Feld wird dann an Stützstellen angepaßt, die sowohl auf konventionellen Meßdaten als auch auf SSM/I-Ergebnisse beruhen.

**Vorteile:** Das so kombinierte Produkt ist sicher genauer als die satellitengestützte Schätzung allein oder das Ergebnis einer rein geometrischen Interpolation konventioneller Meßdaten, insbesondere im Falle eines lückenhaften Meßnetzes. Die Methode eignet sich besonders gut zur Beseitigung des systematischen Fehlers ("bias") aus den Satellitenergebnissen.

**Nachteile:** Der Fehler der aus konventionellen Meßdaten abgeleiteten Gebietsniederschläge wird nicht berücksichtigt. Der Fehler der kombinierten Daten wird mit der Anpassungsmethode nicht berechnet. Er kann nur nachträglich durch Vergleiche mit Referenzdaten geschätzt werden.

- **Die Optimum-Schätzung auf der Basis einer fehlerabhängigen Wichtung:**

Bei dieser Methode werden mehrere Datensätze vermischt, deren Ergebnisse individuell für jede Rasterzelle mit einem fehlerabhängigen Wichtungsfaktor gemittelt werden. Zur Anwendung dieser Methode müssen die Fehler für jede der Datenarten in jedem einzelnen Rasterelement bekannt sein. Unter der Voraussetzung, daß die kombinierten Schätzungen voneinander unabhängig sind, können dann die Gebietsniederschläge so bestimmt werden, daß die Quadrate der Fehler im Endprodukt minimiert werden. Bei der Anwendung der Optimum-Schätzung wird außerdem vorausgesetzt, daß die zu kombinierenden Datenarten keine systematischen Fehler enthalten (KRAJEWSKI 1992b). Ein solches Verfahren wurde als Gemeinschaftsarbeit des WZN und einer Arbeitsgruppe der NASA entwickelt und erprobt (HUFFMAN et al. 1995).

**Vorteile:** Das Ergebnis der Optimierung liefert für jede Rasterzelle sowohl einen Gebietsniederschlag als auch dessen Fehler. Das Ergebnis besitzt die im Rahmen der verfügbaren Informationen höchste objektiv bestimmbare Genauigkeit.

**Nachteile:** Wenn sich systematische Fehler nicht vollständig aus den Datensätzen entfernen lassen, kann durch eine räumlich ungleiche Verteilung der Fehler, z.B. dort, wo Rasterzellen mit unterschiedlicher Stationsdichte benachbart sind, eine unrealistische räumliche Varianz im Feld der berechneten Gebietsniederschläge erzeugt werden.

Im GPCP wird mit bzw. an drei Verfahren gearbeitet. Mit einer ersten, der derzeitigen Datenbasis gerechten einfachen Patchwork-Methode werden im WZN die mit "GPCP Version 1" bezeichneten globalen Datensätze erzeugt (7.1). Sobald die Datenbasis es erlaubt, d.h. wenn die vom WZN bereitgestellten konventionellen Ergebnisse durch eine größere Stationsanzahl belegbar sind, soll eine Technik zur optimalen Kombination der Datenarten eingesetzt werden. Im GPCP wurden zwei Ansätze entworfen, die sich nun in der Erprobung befinden und schließlich beide in die später verwendete Methode einfließen werden (7.2).

## 7.1 Die im WZN operationell verwendete Methode

Aufgrund der im Rahmen von GEWEX gestellten Anforderungen werden schon jetzt global flächendeckende Ergebnisse, obwohl die Datenbasis noch sehr schwach ist, im WZN als vorläufig eingestufte Produkte unter der Bezeichnung "GPCP Version 1" mit einer Patchwork-Methode und einem einfachen Prioritätenschema operationell erzeugt und verbreitet.

Das Prioritätenschema ist durch die Datenbasis begründet, die deshalb noch einmal zusammenfassend dargestellt wird:

- Konventionelle Meßdaten

Aus konventionellen Meßdaten abgeleitete Gebietsniederschläge liegen für die Landflächen vor, wobei aber die Mehrzahl der 2,5°-Rasterzellen keine Station enthält. Bei ausschließlicher Verwendung von GTS-Daten (SYNOP und CLIMAT) sind für nur 100 der insgesamt 3676 Rasterzellen Daten von mehr als fünf Stationen vorhanden. Die Anzahl dieser Rasterzellen erhöht sich auf rund 300, wenn ausgewählte zusätzliche Meßdaten einbezogen werden (Bild 34). Nur für diese Rasterzellen kann der Gebietsniederschlag mit einem Fehler von weniger als 10% berechnet und angegeben werden. Für die übrigen Felder wird zwar ein Gebietsniederschlag mit den vorhandenen wenigen Daten oder durch Interpolation der Daten der Nachbargebiete berechnet. Ein Fehler kann für diese Ergebnisse nicht geschätzt werden. Eine deutliche Verbesserung der Datensituation wird sich ergeben, wenn die zusätzlichen Daten aus nationalen Quellen aufbereitet sein werden.

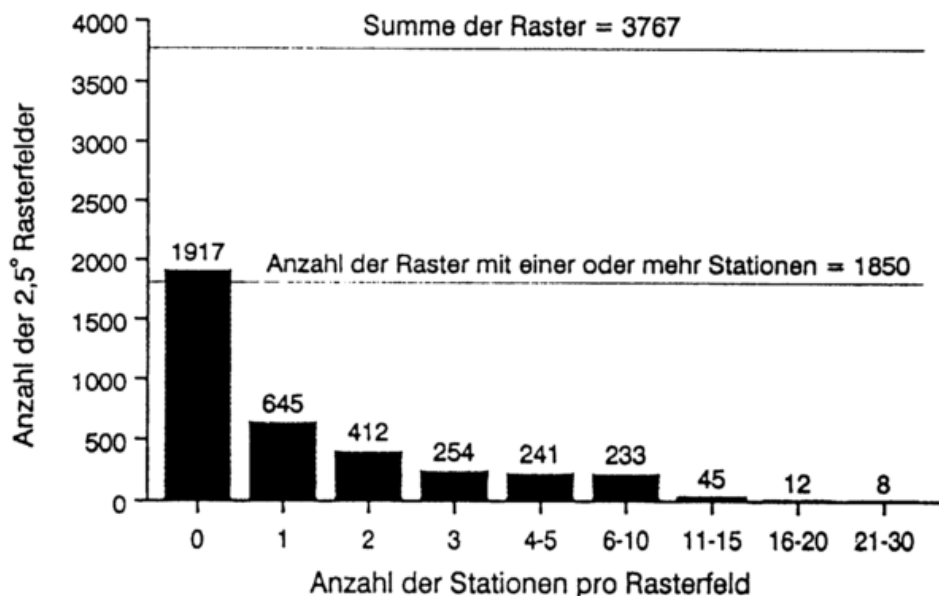


Bild 34: Häufigkeitsverteilung der Anzahl der 2,5°-Rasterzellen in Abhängigkeit von der Anzahl der Stationen pro Rasterzelle, für die monatliche Niederschlagshöhen bisher in den Analysen berücksichtigt werden konnten. Gesamtanzahl der Stationen = 6724, Gesamtanzahl der Rasterzellen mit einem Landanteil von mindestens 25% = 3767, Testmonat = August 1987.

- Satellitendaten

Auf Satellitendaten beruhende Niederschlagsschätzungen werden bisher operationell nur mit zwei Methoden gewonnen. Verfügbar sind erstens Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster für die Landflächen und Ozeane aus der GPI-Methode unter Verwendung der IR-Daten und zweitens Gebietsniederschläge im 5,0°-Raster für die Ozeane aus der Histogramm-Methode auf der Basis von SSM/I-Daten (s. Kap. 5.2). Aus SSM/I-Daten abgeleitete Niederschläge sind für die Landflächen bisher nicht regelmäßig verfügbar.

Für die Landflächen gilt: Die im WZN durchgeführten Vergleiche der Ergebnisse aus Satellitenbeobachtungen und konventionell gemessenen Daten haben so große Abweichungen gezeigt, daß vorerst auf die Verwendung der IR-Daten für die Landflächen verzichtet wird (vgl. Bild 35, oben).

Für Ozeane gilt: Die Satelliten liefern für die Ozeane die einzigen regelmäßig verfügbaren, auf Beobachtungen beruhenden und flächendeckenden Niederschlagsdaten. Es kann noch nicht entschieden werden, welche der beiden genannten Datenarten im Mittel genauer ist (vgl. Bild 35, unten).

- Ergebnisse der numerischen Wettervorhersage

Die Genauigkeit der aus den EZMW-Vorhersagen berechneten global vollständigen Verteilungen der monatlichen Niederschlagshöhe läßt sich aufgrund der bisher noch lückenhaften Vergleiche noch nicht einstufen. Nach Auffassung der Nutzer der Produkte des GPCP sollen diese, soweit möglich, nur auf Beobachtungen beruhen. Daher werden die Modellergebnisse nur unter Kennzeichnung zum Füllen von Lücken verwendet.

Bevor das Prioritätenschema beschrieben wird, sind noch folgende Besonderheiten zu erwähnen:

- Die Gebietsniederschläge für die Antarktis werden durch objektive Analyse der Daten von etwa 25 am Rand gelegenen Stationen sowie der Südpolstation in einem separaten Rechengang berechnet. Dadurch wird vermieden, daß außerhalb der Antarktis gemessene Daten (Inseln, Südspitze Südamerikas) einen Beitrag zu den innerhalb der Antarktis interpolierten Niederschlagshöhen liefern. Das Resultat ist eine nahezu lineare Abnahme von den erfahrungsgemäß am Rand der Antarktis höheren zu den am Pol geringeren Niederschlägen. Diese Verteilung wird als realistischer angesehen als die im Vergleich zu den Meßdaten zu trockenen EZMW-Ergebnisse.
- Niederschlagsschätzungen aus Infrarotdaten werden zwar für den Breitenbereich 40°N bis 40°S an das WZN geliefert, genutzt werden sie aber nur in einer 60 Breitengrade umfassende Zone, deren Lage jahreszeitenabhängig am Sonnenstand orientiert ist und sich ähnlich der ITCZ verlagert. Durch diese Einschränkung wird vermieden, daß die im IR-Bild sichtbare, in den Wintermonaten auch in die Zone 40°N-40°S hineinreichende Cirrusbewölkung zur Niederschlagsschätzung verwendet wird.
- Den Gebietsniederschlägen im kombinierten globalen Produkt wird für jede Rasterzelle eine Kennung hinzugefügt, aus der die jeweils verwendete Datenart und – über Land – die Anzahl der verwendeten Meßpunkte hervorgeht. Später sollen die für die Landflächen angegebenen Gebietsniederschläge durch die Angaben der nach den Ansätzen von Kapitel 4.3 bestimmten Fehler in jeder Rasterzelle ergänzt werden.

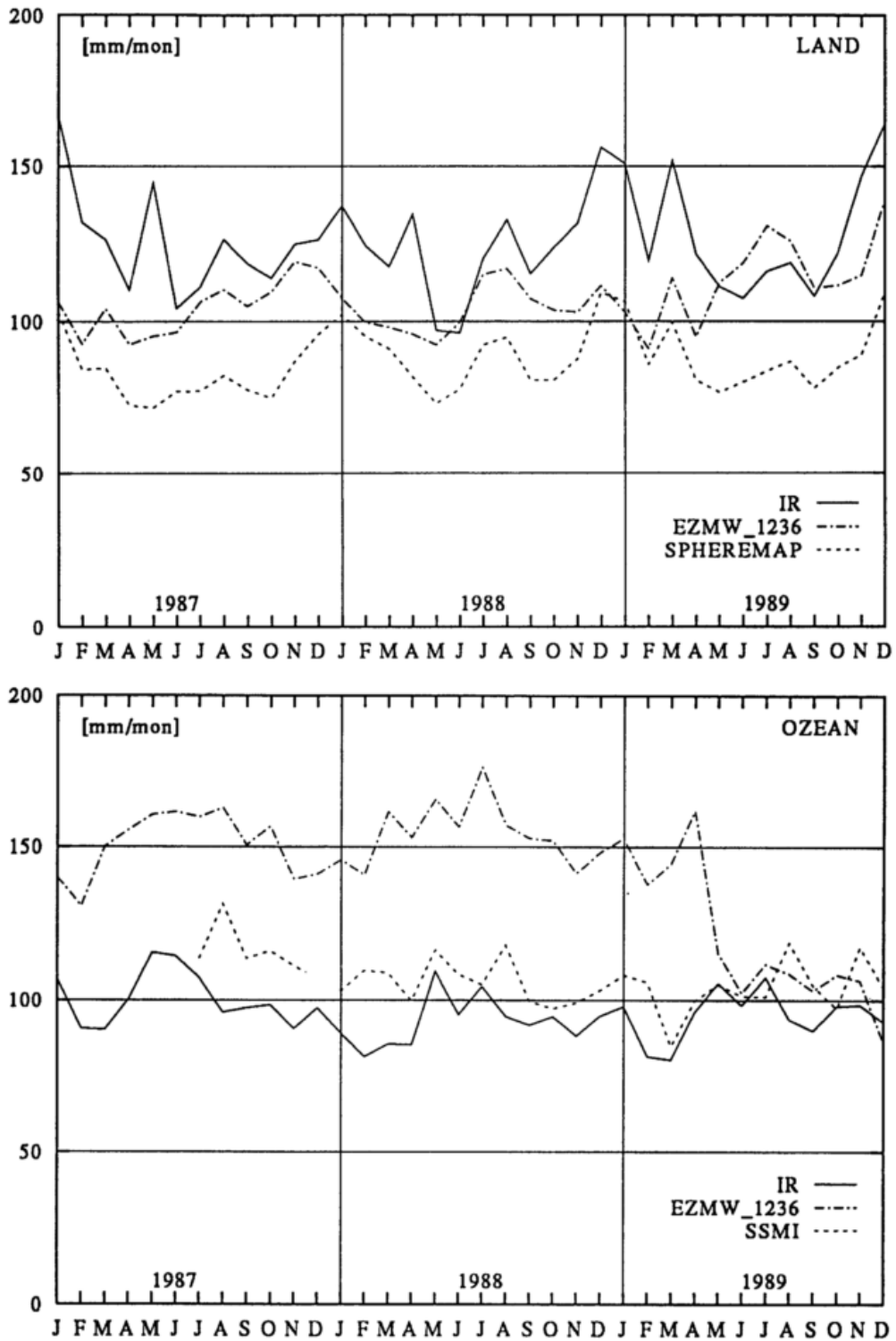


Bild 35: Monatliche Gebietsniederschlagshöhen aus den heute operationell verfügbaren Daten für eine 60 Breitengrade umfassende, am Sonnenhöchststand orientierte und im Jahresgang variierte Zone für den Zeitraum Januar 1987 bis Dezember 1989, getrennt für die Landflächen (oben) und Ozeane (unten). Bezeichnungen: SPHEREMAP = SPHEREMAP-Analyse der konventionellen Meßdaten von ca. 6700 Stationen, EZMW\_1236 = Ergebnisse der 12-36h-Vorhersagen des EZMW, IR = mit der GPI-Methode ausgewertete IR-Satellitendaten, SSMI = Ergebnisse der Emission-Histogramm-Auswertung der SSM/I-Daten.

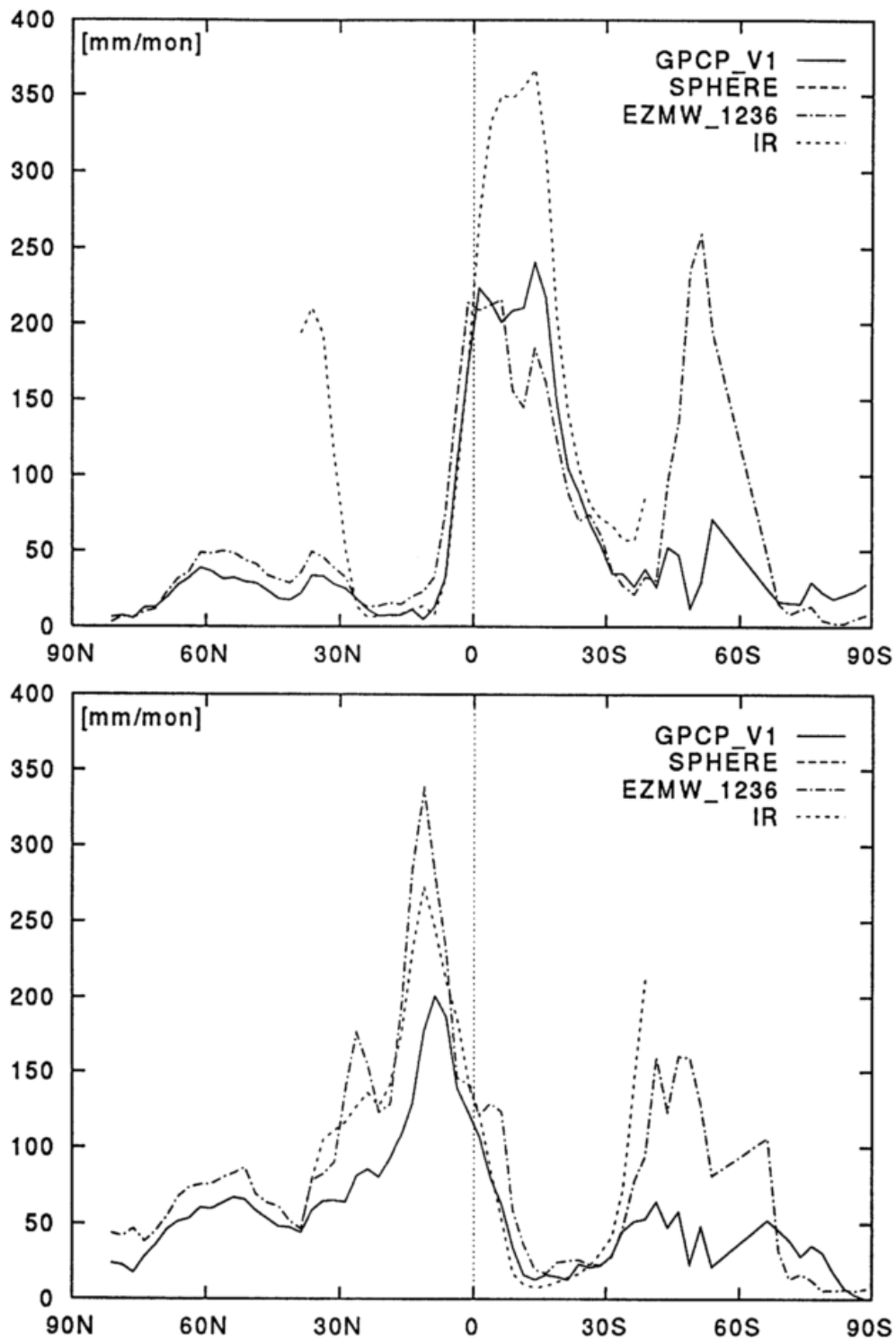
Die einzelnen Datenarten werden nach folgendem Schema ausgewählt:

- **Landanteil im Raster  $\geq 50\%$  (= Landflächen)**
  - > **Gebietsniederschlag: Ergebnis der Analyse konventioneller Daten**  
**Kennung:  $\geq 0$  (Anzahl der Stationen im Raster = 0, 1, 2, . . .)**
  
- **Landanteil im Raster  $< 50\%$  (= Ozeane)**
  - im Bereich der geographischen Breiten**
    - 40°N - 20°S für die Monate Mai, Juni und Juli,**
    - 35°N - 25°S für die Monate April und August,**
    - 30°N - 30°S für die Monate März und September,**
    - 30°N - 30°S für die Monate Februar und Oktober,**
    - 20°N - 40°S für die Monate November, Dezember und Januar,**
  
  - wenn SSM/I vorhanden:**
    - > **Gebietsniederschlag: Mittel aus IR- und SSM/I-Produkt,**  
**Kennung: - 31**
  
  - wenn SSM/I nicht vorhanden:**
    - > **Gebietsniederschlag: IR-Produkte,**  
**Kennung: - 11,**
  
- außerhalb der genannten geographischen Breiten**
  - wenn SSM/I vorhanden:**
    - > **Gebietsniederschlag: SSM/I-Produkt,**  
**Kennung: - 21,**
  
  - wenn SSM/I nicht vorhanden:**
    - > **Gebietsniederschlag: EZMW-Ergebnis (12-36h),**  
**Kennung: - 42.**

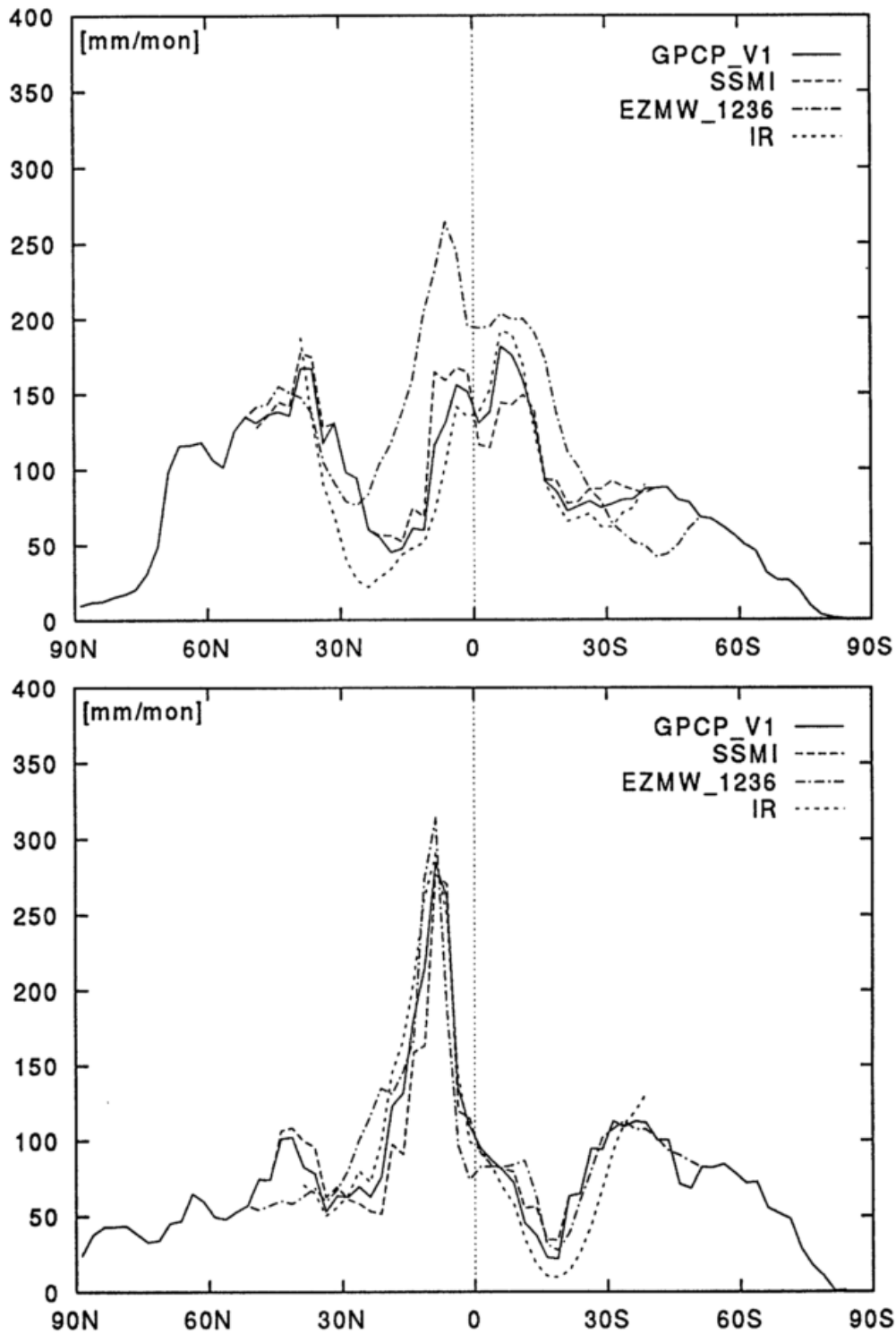
Unter Verwendung dieser einfachen Methode wurden bisher monatliche global vollständige Datensätze für die Jahre 1987 bis 1989 zusammengestellt. Die aus den globalen Datensätzen entnommenen, breitenabhängig zonal gemittelten Niederschlagshöhen sind für die Monate Januar und Juli 1989 in Bild 36 für die Landflächen und in Bild 37 für die Ozeane dargestellt. Im Vergleich zu den ebenfalls eingetragenen Ergebnissen der einzelnen Datenarten zeigen die kombinierten Daten insgesamt realistischere Profile.

Auf ähnliche Weise wurde ein den Bereich 65°N bis 60°S abdeckender Datensatz in der NASA erzeugt (FIORINO 1993), wozu über Land die gerasterten Gebietsmittel aus konventionellen Meßdaten von weltweit jedoch nur ca. 1.300 Stationen (SCHEMM et al. 1992) und für die Ozeane die Schätzwerte aus den MSU-Satellitendaten (SPENCER 1993) verwendet wurden. Ergebnisse liegen bereits für den Zeitraum 1979 bis 1993 vor.

Beispiele für die jeweils beide der zusammengesetzten Niederschlagsverteilungen geben die Karten 25 bis 28.



**Bild 36:** Breitenabhängiger Verlauf der zonal für die Landflächen gemittelten monatlichen Gebietsniederschläge für die mit der Patchworkmethode zusammengesetzte globale Niederschlagsverteilung "GPCP-V1" sowie getrennt für die verwendeten, operationell verfügbaren Datenarten (SPHEREMAP-Analyse der konventionellen Meßdaten von ca. 6700 Stationen, mit der GPI-Methode ausgewertete IR-Satellitendaten, Ergebnisse der 12-36h-Vorhersagen des EZMW), oben für den Januar 1989, unten für den Juli 1989.



**Bild 37: Breitenabhängiger Verlauf der zonal für die Landflächen gemittelten monatlichen Gebietsniederschläge für die mit der Patchworkmethode zusammengesetzte globale Niederschlagsverteilung "GPCP-V1" sowie getrennt für die verwendeten, operationell verfügbaren Datenarten (Ergebnisse der Emission-Histogramm-Auswertung der SSM/I-Daten, mit der GPI-Methode ausgewertete IR-Satellitendaten, Ergebnisse der 12-36h-Vorhersagen des EZMW), oben für den Januar 1989, unten für den Juli 1989.**

## 7.2 In der Entwicklung stehende Methoden des GPCP

Ziel des GPCP ist eine optimale Kombination der Datenarten zu einem globalen Produkt, in dem die Fehler der Gebietsniederschläge der einzelnen Rasterzellen möglichst gering sind. In der Entwicklung einer geeigneten Methode wurden zwei Wege verfolgt:

HUFFMAN et al. (1995) verknüpfen die verfügbaren Datensätze schritt- und paarweise nacheinander, und zwar zuerst durch eine Angleichung der Niederschlagsschätzungen aus Infrarotdaten an die aus Mikrowellendaten, danach durch eine Optimum-Schätzung unter Verwendung des sog. Multi-Satellitenproduktes und der Ergebnisse der konventionellen Messungen und schließlich durch Einfügen der EZMW-Vorhersagen in die verbleibenden Lücken. XIE und ARKIN (1995a) vermischen mehrere Satellitenprodukte und die Modellergebnisse durch eine Optimum-Schätzung in einem Arbeitsgang; das daraus resultierende Produkt wird anschließend an Ergebnisse konventioneller Meßdaten angepaßt.

Beide Verfahren werden nachfolgend kurz umrissen. Am Beispiel der von HUFFMAN et al. entwickelten und bereits publizierten Methode wird die Optimum-Schätzung formal beschrieben.

### Ansatz von HUFFMAN et al. (1995):

In der zur Erprobung verwendeten Version dieses Verfahrens werden (1.) die Infrarot-Daten auf der Basis der GPI-Methode, (2.) die SSM/I-Daten auf der Basis des Scattering-Algorithmus von ADLER et al. (1994), (3.) die Analysenergebnisse des WZN für die konventionellen Meßdaten (vorläufige Version auf der Basis von ca. 6.700 Stationen) und (4.) die monatlich aufsummierten 12–36h-Vorhersagen des EZMW schrittweise nacheinander kombiniert.

Das Prinzip der im ersten Schritt vorgenommenen Anpassung der Infrarot- an die Mikrowellenergebnisse basiert auf dem in Kapitel 5.2.3 beschriebenen Verfahren von ADLER et al. (1993). Abweichend davon werden jetzt anstelle der Daten der geostationären Satelliten die der polumlaufenden NOAA-Satelliten zur Berechnung der IR-SSM/I-Anpassungsfaktoren verwendet. Aus den angepaßten GPI-Ergebnissen (AGPI) der Breitenzone 40°N bis 40°S und der SSM/I-Ergebnisse außerhalb dieser Zone wird das "Multi-Satellite-Product" zusammengesetzt.

Die anschließende Kombination des Multi-Satellitenproduktes mit den konventionell bestimmten Gebietsniederschlägen geht von dem üblichen Ansatz einer gewichteten Mittelung der beiden Datenarten aus, wobei alle Größen für einen individuellen Rasterwert mit Orts- und Zeitbezug gelten:

$$\bar{P}_{\text{OBS}} = w_{\text{KON}} \cdot \bar{P}_{\text{KON}} + w_{\text{MUS}} \cdot \bar{P}_{\text{MUS}} \quad (25)$$

$$\text{mit } w_{\text{KON}} + w_{\text{MUS}} = 1$$

und  $\bar{P}_{\text{OBS}}$  aus allen Beobachtungen kombinierte Gebietsniederschläge,  
 $\bar{P}_{\text{KON}}$  Gebietsniederschläge aus konventionellen Meßdaten,  
 $\bar{P}_{\text{MUS}}$  Gebietsniederschläge aus dem Multi-Satellitenprodukt,  
 $w$  die entsprechenden normierten Wichtungsfaktoren.

Unter der Bedingung, daß keine Kreuzkorrelation der Fehler der kombinierten Datensätze besteht, was NORTH et al. (1991) für konventionelle Niederschlagsmessungen und Schätzungen aus Satellitendaten nachgewiesen haben, gilt für das Quadrat des Gesamtfehlers:

$$E_{OBS}^2 = w_{KON}^2 \cdot E_{KON}^2 + w_{MUS}^2 \cdot E_{MUS}^2 \quad (26)$$

mit E mittlere Fehler (Indizes wie in Gl. 25),  
w die entsprechenden Wichtungsfaktoren.

Mit der Forderung, die Quadrate der Gesamtfehler zu minimieren (d.h. mit  $\partial E_{OBS}^2 / \partial w_{KON} = 0$  und  $\partial E_{OBS}^2 / \partial w_{MUS} = 0$ ), resultiert für die Gewichte:

$$w_{KON} = E_{MUS}^2 / (E_{KON}^2 + E_{MUS}^2) \quad \text{und} \quad (27)$$

$$w_{MUS} = E_{KON}^2 / (E_{KON}^2 + E_{MUS}^2)$$

mit E, w wie in Gleichung 26.

Schließlich ergibt sich durch Einsetzen von (27) in (26) für die Gesamtfehlervarianz:

$$E_{OBS}^2 = E_{KON}^2 \cdot E_{MUS}^2 / (E_{KON}^2 + E_{MUS}^2) \quad (28)$$

mit E wie in Gleichung 26.

Für die Fehlervarianzen  $E_{KON}$  und  $E_{MUS}$  werden die relativen Fehlerbreiten  $\bar{F}_{KON}$  und  $\bar{F}_{MUS}$  nach den Gleichungen 13 und 24 (Kap. 4.3.5 und 5.3.2) eingesetzt.

Das "All-Observation-Product" bedeckt die Erdoberfläche nicht vollständig. Die verbleibenden Lücken werden zuletzt mit den Ergebnissen der EZMW-Vorhersagen gefüllt. Wenn eine orts- und zeitbezogene Fehlerschätzung für die Modellergebnisse möglich ist, könnte die Kombination durch Wichtung nach dem oben beschriebenen Formalismus erfolgen, wodurch Modellergebnisse in die Gebietsniederschläge aller Rasterzellen einfließen würden.

#### Ansatz von XIE & ARKIN (1995a):

Diese Methode beruht auf der Vorstellung, daß die konventionellen Meßdaten bei ausreichender Stationsdichte genaue Gebietsniederschlagshöhen liefern, während die räumliche Struktur der Niederschlagsverteilung vom Satelliten-Modell-Produkt richtig reproduziert wird.

Im ersten Schritt werden verschiedene Satellitenprodukte, nämlich die GPI-Ergebnisse, die Resultate des Scattering-Algorithmus von GRODY & FERRARO (1992) und die der Emission-Histogramm-Auswertung von CHANG et al. (1993), sowie die Ergebnisse der numerischen Wettervorhersage in einem Arbeitsgang durch eine fehlergewichtete Mittelung miteinander kombiniert. Das dazu benutzte "Maximum-Likelihood"-Verfahren entspricht prinzipiell der bei HUFFMAN zur Kombination der Satelliten- und Beobachtungsergebnisse verwendeten Methode, die voraussetzt, daß die kombinierten Datensätze voneinander unabhängig sind und keine systematischen Fehler enthalten. Die zur Wichtung benötigten Fehlervarianzen werden durch statistische Vergleiche der zu kombinierenden Datensätze mit den aus konventionellen Meßdaten abgeleiteten Gebietsniederschlägen gewonnen (XIE & ARKIN 1995b). Grundlage der Vergleiche waren die WZN-Ergebnisse und die von MORRISSEY gelieferten Atolldaten.

In einem zweiten abschließenden Schritt wird das Satelliten-Modell-Produkt mit den konventionellen Analysen des WZN verknüpft. Mit der verwendeten Anpassungsmethode werden die relativen (d.h. die auf das jeweilige globale Mittel bezogenen) räumlichen Verteilungen des Satellitenprodukts und des erstrebten kombinierten Produkts gleichgesetzt. Die für das kombinierte Produkt unbekanntes Verteilung der absoluten Niederschlagshöhe wird mit Hilfe der Werte an Stützstellen ermittelt. Stützstellen sind Rasterzellen mit mindestens fünf Stationen. An der Küste werden alle Rasterzellen als Stützwerte unabhängig von der Stationsdichte verwendet. Die mathematische Lösung des Problems erfolgt durch Integration der als Poissongleichung beschriebenen relativen räumlichen Verteilung mit den Daten der Stützstellen als Randbedingung. Das Verfahren wird z.B. von REYNOLDS (1988) beschrieben, der es zur Analyse der Meeresoberflächentemperatur verwendete.

Der wesentliche Unterschied dieser Methoden zu der von HUFFMAN et al. liegt in der umgekehrten Reihenfolge der Verwendung der beiden Techniken Angleichung und Optimum-Schätzung. Die Methode von XIE & ARKIN mißt den konventionellen Meßdaten deutlicher eine Referenzfunktion zu, als dies bei der anderen Methode der Fall ist. Angesichts der großen systematischen Abweichungen zwischen den Satellitenprodukten und konventionellen Beobachtungsergebnissen ist dem zuzustimmen.

Die Voraussetzungen der Anwendbarkeit der Maximum-Likelihood-Methode im Verfahren von XIE & ARKIN werden mit den verfügbaren Daten nicht erfüllt. Denn die Fehlervarianzen der im ersten Schritt kombinierten Satelliten- und Modellergebnisse sind nicht voneinander unabhängig bestimmt worden, da die gleichen konventionellen Meßdaten verwendet wurden, die später auch in das Endprodukt einfließen.

Der wichtigste Mangel der mit diesem Verfahren erstellten Produkte liegt darin, daß die Fehler, die rasterweise bestimmt und angegeben werden sollen, durch die Methode selbst nicht geliefert werden. Die Fehler müssen also durch nachträgliche Vergleiche mit Referenzdaten (z.B. aus dem Algorithm Intercomparison Programme) geschätzt werden. Auf diese Weise können sie aber nur exemplarisch ermittelt werden.

#### Entwicklung einer erweiterten Methode unter Berücksichtigung systematischer Fehler:

Beide Verfahren erfüllen nicht die Voraussetzung, daß die kombinierten Datenarten frei von systematischen Fehlern sein müssen. Die Satellitenprodukte und Modellergebnisse zeigen im Vergleich untereinander und zu den konventionell bestimmten Gebietsniederschlägen große, regional unterschiedliche Abweichungen (s. Karten 29 und 30). Die IR-Niederschläge sind im Mittel über das ganze Jahr (hier 1987, ähnlich 1988) über Land deutlich höher als die Modellergebnisse, jedoch nicht für einige im Osten der Kontinente gelegene Küstenbereiche. Der gleiche Effekt zeigt sich im Vergleich zwischen den IR-Beobachtungen und den konventionell bestimmten Gebietsniederschlägen. Über Ozean dagegen sind im Mittel die Modellniederschläge deutlich höher, nicht jedoch für weite Bereiche vor den Westküsten der Kontinente, d.h. über vergleichsweise kalter Meeresoberfläche (vgl. Kartenteil).

In Anbetracht der wenigen bisher ausgewerteten Datenjahre und der noch geringen Zuverlässigkeit der konventionell bestimmten Gebietsniederschläge wäre der Versuch einer Erklärung dieser Strukturen spekulativ. Weitere Untersuchungen sind notwendig, auch hinsichtlich der Verlässlichkeit der Modellergebnisse. Eine Basis hierfür werden neue Beobachtungsdaten aus dem tropischen Pazifik liefern, die im Rahmen von COARE gewonnen und im AIP-3 des GPCP genutzt werden.

In einer Arbeitsgruppe mit Vertretern der NASA, der NOAA und des DWD (WZN) wird an einem gemeinsamen verbesserten Verfahren gearbeitet. Das Schema eines möglichen Ablaufs ist in Bild 38 skizziert. Gegenüber der Methode HUFFMAN et al. (1995) sind zusätzliche Zwischenschritte eingeführt worden, mit denen das Multi-Satellitenprodukt und die Modellergebnisse an die konventionellen Daten angepaßt werden, bevor sie mit diesen fehlerabhängig vermischt werden. Die Ergebnisse aus Infrarotdaten soll je nach deren Herkunft (geostationäre oder polumlaufernde Satelliten) getrennt an die SSM/I-Ergebnisse angepaßt werden, um die unterschiedliche Empfindlichkeit der Radiometer zu berücksichtigen. Eine Reihe von Detailproblemen, so die Behandlung der Küstengebiete, müssen noch gelöst werden.

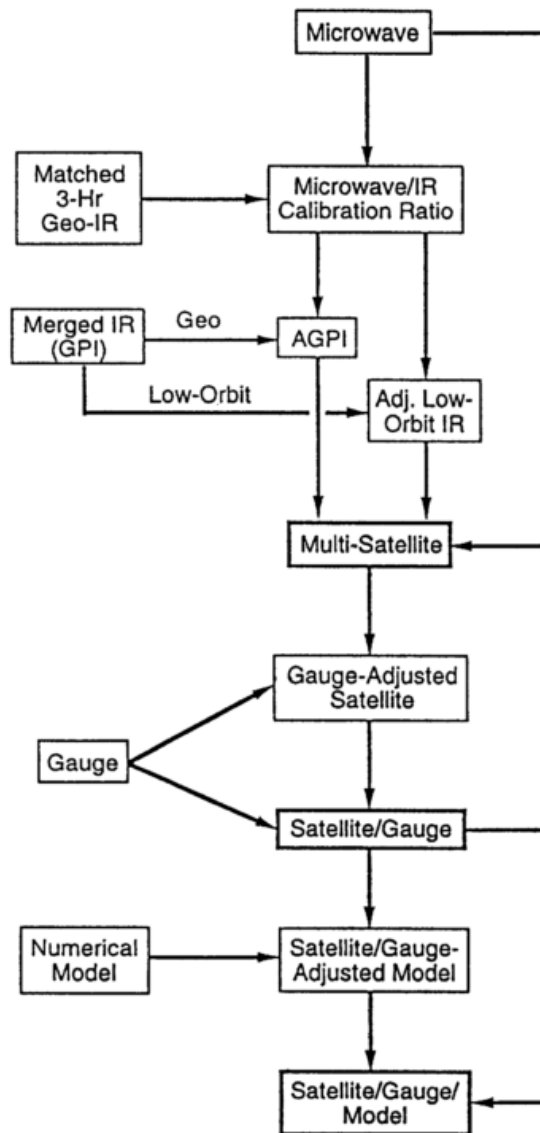


Bild 38: Flußdiagramm der für das GPCP geplanten Methode zur Kombination der Niederschlagsverteilungen aus Satellitendaten, konventionellen Beobachtungen und Ergebnissen der numerischen Wettervorhersage. Bildquelle: GPCP-Arbeitstreffen in Washington, D.C., USA, 25.-28. Oktober 1994.

Erläuterungen: Gauge = konventioneller Niederschlagsmesser, low orbit = (niedrig) polumlaufernder Satellit, adjusted = angepaßt, matched = zu den Mikrowellendaten zeitlich passende IR-Einzelbilder, merged = vermischt. Die Boxen bezeichnen Felder von Rasterdaten aus der jeweils benannten Quelle.

## 8 Das operationelle System zur globalen Niederschlagsanalyse

Zur regelmäßigen Produktion digitaler globaler Niederschlagskarten auf monatlicher Basis wurde im WZN eine für den operationellen Betrieb geeignete Datenverarbeitungsroutine entwickelt. Der Ablauf der Arbeiten, die auf dem Weg vom Dateneingang bis zum globalen Produkt für jeden Datenmonat durchzuführen sind, wird in Bild 39 (S. 106) illustriert. Die im Diagramm neben den Komponenten stehenden Nummern beziehen sich auf folgende Beschreibung:

### Übernahme der über GTS empfangenen Daten (1 - 3)

Die weltweit sowie zusätzlich speziell für Europa (RA VI) über das Global Telecommunication System GTS (1) verbreiteten Daten werden in Offenbach empfangen und im Meteorologischen Rechenzentrum des DWD temporär gespeichert. Die globalen SYNOP- und CLIMAT-Meldungen wurden früher für klimatologische Zwecke ausschließlich im Seewetteramt Hamburg (SWA) benutzt. Deshalb werden sie vom SWA aus regelmäßig abgerufen, sortiert und dauerhaft archiviert. Das WZN übernimmt die vorsortierten synoptischen Daten und die im SWA geprüften CLIMAT-Meldungen, sobald dies vom Arbeitsablauf her notwendig ist.

Mit den CLIMAT-Meldungen stehen monatliche Niederschlagshöhen von durchschnittlich 1500 Stationen, darunter ca. 1000 beständig meldende, zur Verfügung (2). Die synoptischen Meldungen enthalten Niederschlagshöhen für kurze Zeitintervalle zwischen 6 und 24 Stunden von mehr als 5000 Stationen (3). Diese Daten sind zum Teil aber sehr unvollständig.

### Berechnung monatlicher Niederschlagshöhen aus synoptischen Meldungen (4 - 7)

Im WZN werden die synoptischen Daten zunächst zu globalen Datensätzen mit stationsbezogenen monatlichen Reihen umsortiert (4). Anschließend erfolgt eine automatische Prüfung der gemeldeten Niederschlagshöhen durch ein Rechenprogramm, das für inkonsistente oder als falsch vermutete Einzelmeldungen Korrekturen anbietet (5). Die Korrekturvorschläge werden von fachlich ausgebildetem und erfahrenem Personal überprüft und bestätigt, abgelehnt oder ersetzt (6). Auf der Basis von ca. 3.500 Stationen, deren Reihen in mindestens 70% des Monats mit synoptischen Daten belegt sind, werden monatliche Niederschlagshöhen berechnet, mit einer Angabe über die Vollständigkeit versehen (7) und schließlich in die Punktdatenbank des WZN übertragen.

### Aufbereitung der konventionell gemessenen Niederschlagsdaten aus anderen Quellen (8)

Konventionell gemessene Niederschlagsdaten sind von zusätzlichen Stationen aus verschiedenen Quellen verfügbar, so aus anderen globalen und regionalen Datensammlungen, aus Periodika wie "Monthly Climatic Data for the World" sowie die Daten, die das WZN von Institutionen anderer Länder erhält (vgl. Tab. 3, Seite 26).

Die Aufbereitung der auf unterschiedlichen Datenträgern und in unterschiedlichen Formaten gelieferten Daten ist sehr arbeitsaufwendig: Zunächst sind die Lesbarkeit und die Formate festzustellen sowie die Daten zu lesen, teilweise auch von Listen zu erfassen. Darauf folgt eine Prüfung der Art der Koordinatenangaben (Grad und Minuten oder Dezimalsystem). Alle Datenkollektive werden dann in das gleiche, PC-lesbare Format gebracht. Die Stationsorte werden für jedes einzelne Datenkollektiv in einer Eintragungskarte auf dem PC-Bildschirm dargestellt, wodurch solche Stationen entdeckt werden, die aufgrund größerer Koordinatenfehler außerhalb der jeweiligen Landesgrenzen zu liegen scheinen. Bei einem Fehlverdacht erfolgt ein Vergleich der gemeldeten Stationskoordinaten mit Angaben in einem Atlas und, falls notwendig, eine Rückfrage bei den Datenlie-

feranten. Wenn die Daten hinsichtlich der Koordinatenangaben kontrolliert sind, werden sie in die Punktdatenbank eingespielt. Die aus den verschiedenen Quellen stammenden Datenkollektive überlappen sich teilweise. Einige der in mehreren Kollektiven gleichzeitig enthaltenen Stationen unterscheiden sich geringfügig in den zur Identifizierung benötigten Informationen (Namen, Kennnummern, Koordinaten). Dies tritt auch bei Lieferungen zur Ergänzung der Zeitreihen bereits vorliegender Datenkollektive auf. In nicht seltenen Fällen muß individuell recherchiert werden, ob einzuspielende Daten zu einer bereits im Datenkatalog enthaltenen oder zu einer neuen Station gehören.

#### Archivierung der monatlichen Niederschlagshöhen in der Punktdatenbank "PDB" (9 - 11)

Die monatlichen Niederschlagshöhen werden als globale Datensätze in einer Sortierung nach Jahren und Monaten in der Punktdatenbank des WZN archiviert (9). Für Stationen, von denen Daten aus mehreren Quellen vorhanden sind (SYNOP, CLIMAT, andere), werden alle Meßwerte in die PDB aufgenommen. Dies ermöglicht einen Abgleich und eine Bewertung der Daten im Rahmen der Qualitätskontrolle. Alle Daten erhalten eine Herkunftskennung sowie, je nach ihrer Herkunft, vorläufige Qualitätskennungen. Plätze für die bei der weiteren Bearbeitung zu bestimmenden Korrekturfaktoren sind ebenfalls vorgesehen.

Die nicht zeitabhängigen Daten der Stationen, d.h. die geographischen Koordinaten, nationalen und internationalen Kennnummern, die Stationshöhen sowie die mittleren monatlichen Niederschlagshöhen und deren Bezugszeitraum werden separat gespeichert (10). Die Zuordnung der monatlichen Niederschlagsdaten zu den zeitunabhängigen Daten erfolgt über kurze interne Kennnummern. Ein Inhaltsverzeichnis der Datenbank kann jederzeit abgefragt werden (11).

#### Schätzwerte für die systematischen Meßfehler (12 - 13)

Die Korrekturfaktoren zum Ausgleich der systematischen Fehler der konventionellen Niederschlagsmessung werden aus der von LEGATES bereitgestellten Datensammlung entnommen, die korrigierte und nicht korrigierte mittlere monatliche Niederschlagshöhen von ca. 25.000 Stationen enthält (vgl. Kap. 4.3.2).

#### Auswahl der für die Analyse vorgesehenen Daten (14)

Dieser Schritt erfolgt, wie die anschließende Berechnung der Gebietsniederschläge, zweimal. Im ersten Durchgang wird für alle registrierten Stationen je ein Wert herausgezogen, sofern im bearbeiteten Monat mindestens ein Wert aus einer der Quellen vorliegt. Wenn Daten für eine Station aus mehreren Quellen vorhanden sind, wird der vermutlich verlässlichste Wert nach einer Prioritätenregel gewählt. Der zweite Durchlauf erfolgt nach der ersten Berechnung der Gebietsniederschläge und der darauf aufbauenden Qualitätskontrolle. Die zweite Auswahl beruht auf den überarbeiteten Qualitätskennzeichnungen und korrigierten Daten.

#### Erste Berechnung der Gebietsniederschläge im Raster (15)

Für jede Rasterzelle, identifiziert durch  $(i,j)$ , wird die monatliche Gebietsniederschlagshöhe  $\bar{P}_1(i,j)$  mit der in Kap. 4.2 beschriebenen Methode berechnet (Interpolationsschema nach SHEPARD 1968, Programm SPHEREMAP von WILLMOTT et al. 1985). Die Ergebnisse (16) werden in der Rasterdatenbank (19) als Karte gespeichert. Außerdem werden die Daten der in den Rasterzellen liegenden Stationen statistisch ausgewertet, wobei die Anzahl  $N(i,j)$ , das arithmetische Mittel  $M(i,j)$ , die Standardabweichung  $S(i,j)$ , das Maximum  $P_{\max}(i,j)$  und das Minimum  $P_{\min}(i,j)$  der je Raster vorhandenen Meßwerte ermittelt werden.

Auf der Basis einer SPHEREMAP-Interpolation der für die Stationen gebildeten Quotienten der monatlichen und mittleren monatlichen Niederschlagshöhen werden auch die Gebietsmittel der Niederschlagsanomalie  $\bar{A}(i,j)$  berechnet (17). Dabei ist die Datendichte allerdings etwas geringer als bei der Berechnung der Gebietsniederschläge, da Bezugswerte nur für einen Teil der Stationen vorliegen. Eine zweite Schätzung der monatlichen Gebietsniederschläge  $\bar{P}_2(i,j)$  wird gewonnen, indem die Anomalien  $\bar{A}(i,j)$  im Raster mit den mittleren monatlichen Gebietsniederschlägen von LE-GATES  $\bar{C}_{Lm}(i,j)$  - s. Rasterdatenbank (19) - multipliziert werden.

#### Qualitätskontrolle der an Stationen gemessenen monatlichen Niederschlagshöhen (18)

Die Qualitätskontrolle der monatlichen Niederschlagshöhen besteht aus zwei Teilen, einer automatischen Vorprüfung sowie einer wissenschaftlichen abschließenden Prüfung und ggf. Korrektur. Eine vollautomatische Prüfung oder Korrektur ist nicht sinnvoll, da bei eng gefaßten Entscheidungskriterien tatsächlich aufgetretene extreme Niederschläge unberücksichtigt, bei weit gefaßten Grenzen aber zu viele große Fehler unerkannt bleiben würden.

In der Vorprüfung werden die Abweichungen der stationsbezogenen monatlichen Niederschlagshöhen sowohl zu den ihren mittleren monatlichen Werten (Bezugswerten) als auch zu den im ersten Durchgang berechneten Gebietsniederschlagshöhen ermittelt. Das Rechenprogramm ordnet allen Daten eine diesen Abweichungen entsprechende Markierung zu.

Bei der anschließenden wissenschaftlichen Prüfung können nach subjektiver Einschätzung die Qualitätskennungen geändert werden. Bei erkennbarer Fehlerursache ist auch eine Korrektur des Meßwertes möglich. Für diese interaktive Qualitätskontrolle werden die Orte aller Stationen in einem frei wählbaren Kartenausschnitt auf dem Bildschirm einer Workstation dargestellt, wobei unterschiedliche Stationssymbole die jeweilige Datenquelle und Farben das Ergebnis der Vorprüfung anzeigen. Zusätzlich sind die monatlichen Niederschlagshöhen in der Karte eingetragen. Nach einem Mausklick auf ein Stationssymbol werden alle in der Punktdatenbank vorhandenen Daten der Station in einem Fenster ausgegeben. Dieses Fenster dient auch zur Eingabe der Korrekturen. Der Bearbeiter kann seine Entscheidung auf umfangreiche Informationen abstützen, die er in graphisch aufbereiteter Form interaktiv abrufen kann. Zur Beurteilung möglicher orographischer Ursachen einer auffälligen Abweichung eines stationsbezogenen Wertes vom Gebietsniederschlag kann ein drehbarer, dreidimensionaler Geländeplot der Stationsumgebung betrachtet werden. Außerdem läßt sich jede beliebige Karte der Rasterdatenbank in den Bildhintergrund holen, z.B. Klimakarten, orographische Daten oder die Ergebnisse der anderen Beobachtungstechniken. Auch die Differenzen von zwei Rasterkarten können verwendet werden. Zur Überprüfung extrem hoher Werte steht schließlich ein Katalog extremer Wetterereignisse zur Verfügung.

Die Qualitätskennungen und korrigierten Werte (als solche markiert) werden in die PDB übernommen. Aber auch die Originaldaten bleiben erhalten. Erste Erfahrungen haben ergeben, daß etwa 5% aller Werte durch die automatische Prüfung bezweifelt und 1 bis 2% manuell korrigiert oder von der weiteren Verwendung ausgeschlossen werden.

#### Zweite Berechnung der Gebietsniederschläge im Raster (15)

Nach der interaktiven Qualitätskontrolle werden die Gebietsniederschläge erneut berechnet und die statistischen Auswertungen der Meßwerte im Raster wiederholt. Die neuen Ergebnisse ersetzen die der Erstanalyse (16, 17) in der Rasterdatenbank (19). Bei Bedarf können die ersten Ergebnisse zum Zweck von Vergleichsstudien ausgelagert und aufbewahrt werden.

## Rasterdatenbank (19) mit den Datensätzen 16, 17 und 20 - 25

Die Rasterdatenbank enthält die im WZN vorliegenden globalen Rasterkarten als zweidimensionale Matrizen ("Datensätze"), nämlich die vom WZN produzierten Ergebnisse (15, 16, 17), die von NOAA und NASA regelmäßig gelieferten Niederschlagsschätzungen aus Satellitendaten (22, 23), die monatlich aufsummierten EZMW-Modellergebnisse (24) sowie die orographischen Daten (20) und gerasterten Klimakarten (21). Die Rasterdatenbank ist für die Aufnahme weiterer Niederschlagsschätzungen offen (25). Die zeitabhängigen Datensätze sind wie die Punktdaten nach Jahren und Monaten sortiert. Die Datensätze können extrahiert, auf dem Bildschirm dargestellt und als Farbkarten gedruckt werden. Werkzeuge zur Kombination mehrerer Datensätze und für statistische Auswertungen sind bereits integriert und können rasch angewendet werden.

## Verknüpfung der verschiedenen Datenarten (26 - 30)

Vergleiche der Ergebnisse der verschiedenen Beobachtungstechniken bilden die Grundlage für die gegenseitige Anpassung der Datensätze und für die Bestimmung der verbleibenden stochastischen Fehler. Das Routinesystem des WZN bietet dazu folgende Möglichkeiten:

- Berechnung der monatlichen Niederschlagshöhen im Mittel über größere Gebiete (d.h. für Gruppen von Rasterzellen) für mehrere Monate in Folge und Darstellung dieser Mittelwerte von mehreren Datensätzen im zeitlichen Verlauf (z.B. Bild 25, S. 75),
- Berechnung der monatlichen Niederschlagshöhen im zonalen Mittel und Darstellung dieser Mittelwerte von mehreren Datensätzen in Abhängigkeit von der geographischen Breite (z.B. Bild 26, S. 76),
- Berechnung verschiedener statistischer Kenngrößen (mittlere Abweichung, Standardabweichung, Korrelationskoeffizient, Steigung der Regressionsgeraden u.a.) für mehrere Datensätze jeweils gegen eine Referenz und Darstellung der Kenngrößen als Kurven im Zeitverlauf,
- Regressionsanalyse für die Rasterwerte aus zwei der Datensätze mit wählbaren Bedingungen zur Eingrenzung von Teilkollektiven (Anzahl der Stationen, Geländehöhe, Landanteil im Raster) und Darstellung der Regressionsfunktion in einem Streudiagramm (z.B. Bild 12, S. 33),
- Bias-Scores, in denen die Quote der Übereinstimmungen bzw. klassifizierter Abweichungen zwischen je zwei Datensätzen dargestellt wird,
- Berechnung der Differenzen, Quotienten und klassifizierten Abweichungen der Rasterwerte aus zwei Datensätzen und deren Darstellung als Rasterkarten (z.B. Karten 29 und 30).

Diese Auswertungen können global oder getrennt für die Landflächen und Ozeane, für einzelne Kontinente oder für frei wählbare, durch die geographische Länge und Breite eingegrenzte Teilgebiete durchgeführt werden. Alle Auswertungen sind für Einzelmonate oder im Mittel für Jahreszeiten und Jahre möglich.

Die zur Anpassung (27) und Verknüpfung vorgesehenen Methoden sind in Kapitel 7 beschrieben. Als Voraussetzung der Anwendung einer Optimum-Schätzmethode (29) müssen die Fehler jeder einzelnen Datenart getrennt für jedes Rasterfeld ermittelt werden (28). Im WZN werden die Fehler der aus konventionellen Messungen abgeleiteten Gebietsniederschläge mit den in Kapitel 4.3 beschriebenen Ansätzen berechnet. Die Fehlerschätzung für die operationellen Satellitenprodukte (Kap. 5.3.2) kann nur von oder gemeinsam mit den Urhebern dieser Daten durchgeführt werden. Solange die Optimum-Schätzmethode noch nicht eingesetzt werden kann (Kap. 7.2), werden global vollständige Datensätze mit der Patchworkmethode erzeugt (Kap. 7.1).

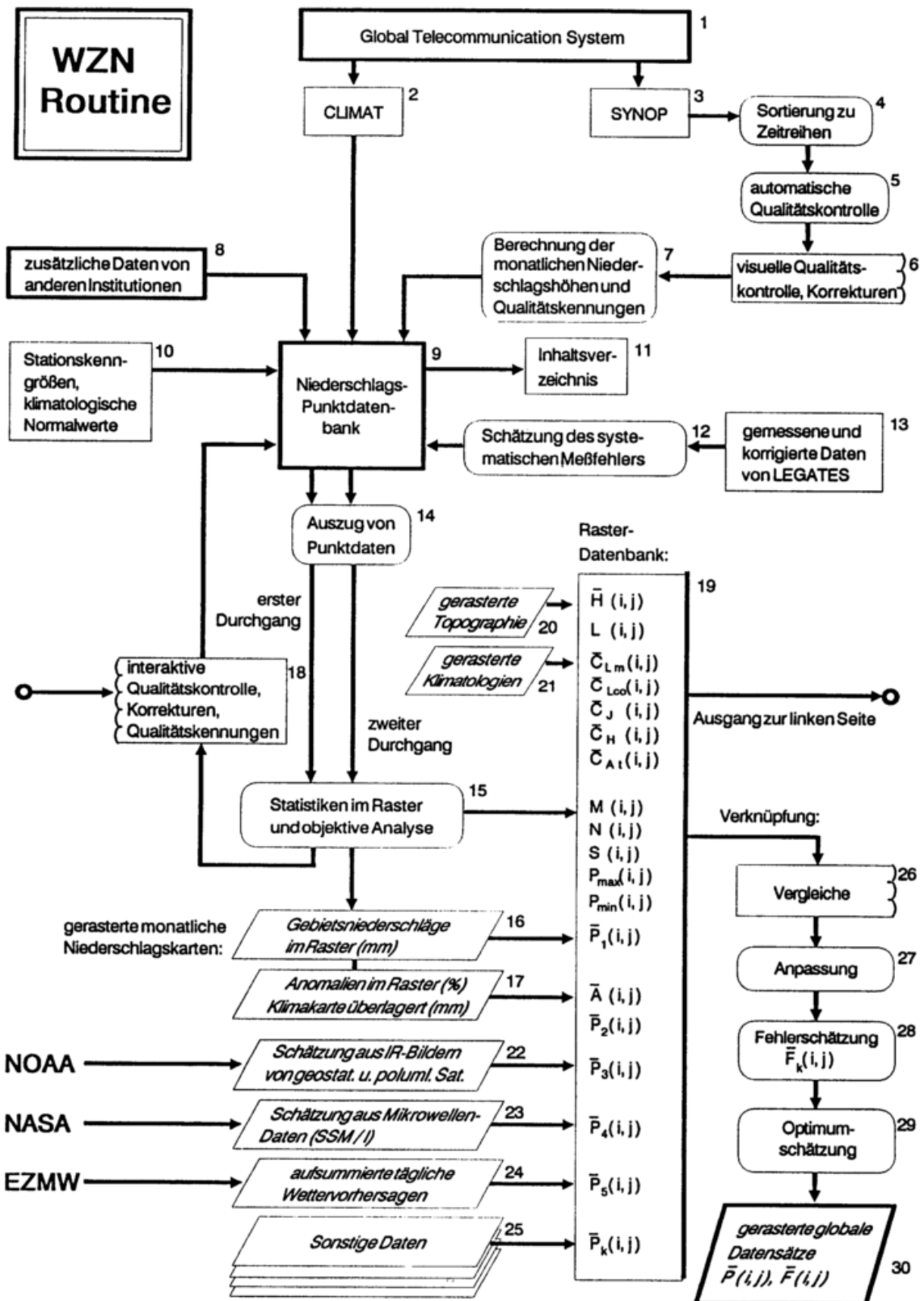


Bild 39: Ablaufplan der WZN-Routine zur Produktion einer gerasterten globalen Niederschlagskarte auf der Basis von konventionell gemessenen Niederschlagsdaten, Niederschlagsschätzungen aus Satellitenbeobachtungen und Ergebnissen der numerischen Wettervorhersage.

## 9 Zusammenfassende Bewertung der Ergebnisse

Zunächst sei noch einmal an die vom WCRP gestellten Anforderungen erinnert: Benötigt werden globale gerasterte monatliche Gebietsniederschläge von möglichst hoher Genauigkeit in zeitlicher Folge für den Zeitraum 1986 bis 1995. Der Projektplan sieht Auswertungen im Raster von  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  geographischer Breite und Länge vor (WCRP 1990a). Zur Verifizierung der globalen Klimamodelle, dem primären Verwendungszweck der Daten, sollen die Gebietsniederschläge ausschließlich auf Beobachtungen beruhen, ihre Fehler sollen gebiets- und zeitbezogen bestimmt und angegeben werden.

Die bis zum Jahr 1990 veröffentlichten Rasterdaten, wie die von JAEGER (1976), SHEA (1986), LEGATES (1987) und LEEMANS & CRAMER (1990), liefern räumlichen Verteilungen der mittleren monatlichen Gebietsniederschlagshöhe, sie enthalten aber keine Information über die Variabilität von Jahr zu Jahr. Für die Ozeane, soweit abgedeckt, sind die Ergebnisse nicht gut belegt. Erste, als Zeitreihen für die Landflächen verfügbare Datensätze, wie die von SCHEMM et al. (1993) und HULME (1994a) sowie auch die bisherigen Produkte des WZN, beruhen auf einer - im Hinblick auf die geforderte Genauigkeit - zu dünnen Datenbasis mit jeweils ca. 1300, 4700 bzw. 6700 Stationen. Sie enthalten außerdem nicht die geforderten Fehlerangaben.

Im WZN wurde ein routinefähiges System zur Bestimmung der monatlichen Gebietsniederschlagshöhen für die Landflächen unter Verwendung konventioneller Meßdaten und zur Verbindung dieser Ergebnisse mit Satelliten- und Modellprodukten zu vollständigen globalen Datensätzen entwickelt und erprobt. Randbedingung für die Auswahl der in das System integrierten Methoden war, daß der Betrieb operationell mit begrenztem Personal realisiert werden kann.

Die bisher mit den Routinemethoden erstellten Produkte umfassen globale Datensätze für 36 Monate (Januar 1987 bis Dezember 1989, Stand 30. April 1995). Die darin für die Landflächen angegebenen Gebietsniederschläge beruhen ausschließlich auf konventionell gemessenen Daten von ca. 6700 Stationen, die für die Ozeane angegebenen Gebietsniederschläge stammen aus den im GPCP operationell verfügbaren Satellitendaten sowie aus EZMW-Vorhersagen. Beispiele sind die Karten 25 und 26. Für die globalen Produkte wird im Raster die jeweilige Datenherkunft angegeben, im Falle der Verwendung konventioneller Meßdaten werden auch die Anzahl der Stationen im Raster und der mittlere systematische Fehler nach LEGATES (1987) geliefert.

Mit der Anerkennung der Entwicklungsarbeiten und ersten farbigen Produkte des WZN wurden eine Reihe von Wünschen verbunden (WCRP 1993a,b), die nicht gleichzeitig und ohne weiteres erfüllbar sind. Die Ergebnisse werden für einen möglichst langen, auch in die Zeit vor 1986 zurückreichenden Zeitraum gewünscht und, entsprechend der Maschenweiten der heutigen Modelle, auch in einem Raster von  $1,0^\circ \times 1,0^\circ$  benötigt. Schließlich besteht der Wunsch nach rasterbezogenen Daten über die zeitliche Variabilität, z.B. Tage mit Niederschlag, und den mittleren Tagesgang innerhalb jedes einzelnen Monats.

In den folgenden Abschnitten werden die Leistungsfähigkeit der im WZN entwickelten und vorerst anzuwendenden Methoden sowie die damit erreichbare Genauigkeit der Gebietsniederschläge diskutiert, wobei mögliche Entwicklungsarbeiten zur Verbesserung der Komponenten des operationellen Systems sowie zur Erweiterung des Leistungsumfangs entsprechend der gestellten Anforderungen aufgezeigt werden. Vor allem gilt: Eine gute Datenbasis ist das A und O. Sie ist nicht nur für die Genauigkeit der daraus abgeleiteten Gebietsniederschläge ausschlaggebend, sondern auch eine Voraussetzung zur Durchführung einer gebiets- und zeitbezogenen Fehlerschätzung.

### Berechnung der Gebietsniederschläge aus konventionellen Meßdaten:

Die Berechnung der Gebietsniederschläge für die Landflächen beruht auf einer rechnerischen geometrischen Interpolation der an Stationen gemessenen Daten auf Gitterpunkte. Im Rahmen der globalen Anwendung bei Rastergrößen von  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  oder auch  $1^\circ \times 1^\circ$  und angesichts der erreichbaren Datenbasis ist diese Methode der Bestimmung monatlicher Gebietsniederschlagshöhen angemessen.

Eine manuelle Isohyetenanalyse für alle Kontinente nimmt zu viel Zeit in Anspruch, um regelmäßig zur Bestimmung der Gebietsniederschläge durchgeführt werden zu können. Die Anwendung von Rechenverfahren, mit denen heute auf der Basis einer statistischen Bestimmung räumlicher Korrelationsfunktionen, wie Kriging (z.B. STREIT 1981) oder orographisch-klimatologischer Beziehungen digitale regionale Klimakarten erzeugt werden können, ist im operationellen Betrieb problematisch. Denn die räumliche Varianz der Niederschlagsfelder wird bei Einzelmonaten zu einem deutlich geringeren Anteil als bei längeren Zeiträumen durch solche Beziehungen erklärt. Ein globaler Einsatz einer statistisch fundierten Methode scheitert auch daran, daß die erreichbare Datendichte für viele Gebiete nicht zur statistischen Berechnung der Beziehungen ausreicht.

Die Verteilung der Höhenlagen der Stationen wird im Hochgebirge in der Regel der tatsächlichen orographischen Struktur nicht gerecht (KUBAT 1972). Es wäre möglich, den Meßdaten von Stationen aus einer unterrepräsentierten Höhenlage ein erhöhtes Gewicht im Interpolationsverfahren zu verleihen, wie es schon von MYERS (1959) vorgeschlagen wurde. Dies ist jedoch nicht unproblematisch, wenn die Gebietsniederschläge – wie im WZN – für Einzelmonate zu bestimmen sind (vgl. die Situation in Karte 5). Untersuchungen einer einfachen Methode zur Niederschlagsanalyse mit Berücksichtigung der Verteilung der Stationshöhen relativ zur hypsometrischen Kurve des Gebietes könnten durchgeführt werden, wenn die zusätzlichen Daten der 30.000 Stationen aufbereitet worden sind. Aufgrund der mit den zusätzlichen Daten gegebenen höheren Dichte lassen sich gebietsweise Korrelationsfunktionen der räumlichen Niederschlagsverteilung und Beziehungen zur Orographie untersuchen. Wenn die Ergebnisse nicht direkt bei der operationellen Berechnung der Gebietsniederschläge zur Anwendung kommen könnten, so wäre es aber möglich, auf ihrer Grundlage die Datenbasis zu optimieren und eine einfachere Methode zur Berücksichtigung der Orographie zu überprüfen.

### Zur Fehlerschätzung (für die Landflächen):

Die ursächlich verschiedenen, teils stochastischen, teils systematischen Fehler der aus konventionell gemessenen Daten abgeleiteten Gebietsniederschläge wurden analysiert (Kap. 4.3). Es wurde gezeigt, daß bei globalen Betrachtungen die Datendichte einen größeren Einfluß auf die Genauigkeit der Ergebnisse hat als die zur Berechnung der Gebietsmittel verwendete Methode. Auf der Basis statistischer Auswertungen der stationsbezogenen Niederschlagsdaten und der daraus berechneten Gebietsniederschläge wurden Ansätze zur operationellen Schätzung der von der Stationsdichte abhängigen Fehlerkomponente entwickelt. Als Basis einer statistischen Fehlerschätzung sollten Daten von wenigstens acht Stationen pro Rasterzelle vorhanden sein.

Vorrangige Aufgabe wäre, die zum Ausgleich der systematischen Fehler der konventionellen Niederschlagsmessung verwendeten pauschalen Schätzwerte zu überprüfen und durch monatlich individuell bestimmte Korrekturen zu ersetzen. Als Basis der Untersuchung können die synoptischen Daten dienen, für die der systematische Meßfehler ereignisbezogen in zeitlicher Folge bestimmt werden kann. Zur Anwendung im operationellen Betrieb müßten Schätzmethode für die meteorologischen Einflußgrößen (Temperatur, Wind und Niederschlagsform) entwickelt werden.

Besonders problematisch ist die Bestimmung der Gebietsniederschlagshöhe für Gebirgsregionen. Fehlerquellen sind der besonders große systematische Meßfehler, z.B. infolge der hangparallelen Windkomponente (GRUNOW 1953), die durch die Messung nicht erfaßten Nebelniederschläge (MARLOTH 1906, GRUNOW & TROLLNER 1969, ATTMANNSPACHER 1978). Die Angaben über einen zur Korrektur notwendigen Aufschlag reichen von 50% bis mehr als 100%. Das Wettervorhersagemodell T213 liefert für die Alpen im Vergleich zu Beobachtungen deutlich höhere Niederschläge, was auf die Verwendung der Enveloppe-Orographie im Modell zurückgeführt wurde (LANZINGER 1993). Zur Überprüfung dieser Einschätzung und gleichzeitig zur genaueren Bestimmung der Beobachtungsfehler sollten weitere Untersuchungen durchgeführt werden, z.B. Vergleiche der für Einzugsgebiet von Gebirgsflüssen integrierten Gebietsniederschläge mit gemessenen Abflußdaten.

#### Zur erreichbaren Genauigkeit (für die Landflächen und Ozeane):

Die in Kapitel 4.3 beschriebenen Untersuchungen zum Fehler der aus konventionell gemessenen Daten berechneten Gebietsniederschläge zeigen, daß zur Einhaltung einer Fehlergrenze von 10% monatliche Niederschlagshöhen von mindestens fünf Stationen pro 2,5°-Rasterzelle benötigt werden, von deutlich mehr Stationen sogar in konvektiv geprägten Klimazonen, Küsten- und Gebirgsregionen. Damit ergibt sich für die Landflächen der Erde insgesamt ein Bedarf an Daten von etwa 40.000 Stationen.

Mit Blick auf dieses "Soll" wurde im WZN eine umfangreiche Niederschlagsdatensammlung aufgebaut, die bisher monatliche Niederschlagshöhen von mehr als 30.000 Stationen enthält (s. Tab. 3, Seite 26). Diese Daten liegen größtenteils für den Zeitraum 1986 bis 1990, teils auch länger, vor. Bis April 1995 konnten etwa 70% der gelieferten Daten nach Prüfung der Stationskoordinaten in die Punktdatenbank aufgenommen werden. Die Aufbereitung der bis jetzt vorhandenen Daten aus dem Zeitraum 1986 bis 1990 wird voraussichtlich zum Beginn des Jahres 1996 abgeschlossen sein, so daß dann genauere Gebietsniederschläge und deren Fehler berechnet sowie die räumlichen, zeitlichen und statistischen Verteilungen der Fehler ausgewertet werden können.

Mit dieser erweiterten Datenbasis werden sich die monatlichen Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster mit einem relativen Fehler von weniger als 10% für große Teile der Landflächen ermitteln lassen. Es wird jedoch auch künftig Gebiete geben, aus denen keine konventionellen Meßdaten zu erhalten sind (vornehmlich Wüsten). Problematisch bleibt die Bestimmung der Gebietsniederschläge für Hochgebirgsregionen und Gebiete mit einem hohen Anteil fester Niederschläge, selbst wenn die Datendichte den o.g. Forderungen entspricht. Die dort großen systematischen Meßfehler lassen sich nur in grober Näherung eingrenzen und korrigieren, so daß mit einem Restfehler von 50% der korrigierten monatlichen Niederschlagshöhe zu rechnen ist.

Die Genauigkeit der aus Satellitenbeobachtungen abgeleiteten Gebietsniederschläge ist nur durch Vergleich mit Ergebnissen aus direkt gemessenen Daten feststellbar. Untersuchungen wie das erste WetNet Precipitation Intercomparison Project, das Algorithm Intercomparison Programme des GPCP sowie die vom WZN durchgeführten Vergleiche zeigen, daß aus Satellitendaten abgeleitete monatliche Gebietsniederschläge noch mit erheblichen Fehlern bei einer großen räumlichen und zeitlichen Fehlervarianz behaftet sind. Der stochastische Fehler aber liegt noch zwischen 20% und 50% (vgl. Kap. 5.3). Zudem sind systematische, regional unterschiedliche Abweichungen zwischen auf verschiedenen Methoden beruhenden Niederschlagsschätzungen zu finden. Eine große Fehler-spanne ist demnach für den großen durch die Ozeane bedeckten Teil der Erdoberfläche anzusetzen, wo die Niederschlagsbestimmung ausschließlich auf Satellitenbeobachtungen abgestützt werden kann.

Die Entwicklung der Methoden zur quantitativen Bestimmung des Niederschlags mit Hilfe von Satellitendaten steht noch am Anfang. Die dem WZN gelieferten operationellen Satellitenprodukte wurden im Laufe der vergangenen fünf Jahre mehrfach durch neue, z.T. deutlich veränderte Ergebnisse ersetzt, da die Methoden in Details korrigiert wurden. Zudem wurden in den letzten Jahren zahlreiche neue Algorithmen zur Schätzung des Niederschlags veröffentlicht, die auf den heute operationell gemessenen Satellitendaten beruhen (Infrarot, Mikrowellen). Neue Satelliteninstrumente sind geplant, z.B. Infrarotradiometer mit einem geteilten Meßbereich für die geostationären Satelliten der nächsten Generation und ein Radar, das auf dem polumlaufernden Satelliten der Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM, ein gemeinsames Projekt Japans und der USA, SIMPSON et al. 1988) und eventuell auf dem europäischen ENVISAT zum Einsatz kommen soll. In Anbetracht dieser Entwicklung sind auch künftig Vergleiche der Satellitenergebnisse mit Referenzdaten notwendig, die durch direkte Niederschlagsmessungen in ausreichender Dichte begründet sind. Die Datenbanken des WZN und die dazu entwickelten statistischen Werkzeuge bieten eine gute Grundlage für fortlaufende Vergleiche.

Die Untersuchung der aus den täglichen EZMW-Vorhersagen abgeleiteten monatlichen Gebietsniederschläge hat gezeigt, daß auch diese von konventionellen Beobachtungsergebnissen abweichen, und zwar z.T. erheblich sowie räumlich und zeitlich variabel. Größe und Verteilung der Fehler der Modellergebnisse können stark auf Änderungen einzelner Modellkomponenten reagieren. Der Spin-Up-Effekt der 1987 bis 1989 operationellen Version des EZMW-Modells verursacht z.B. bei Verwendung der Vorhersagen für den ersten Tag (0-24h oder 12-36h, s. Kap. 6.2) eine um 25% bis 30% größere global gemittelte monatliche Niederschlagshöhe als bei Verwendung der Vorhersagen für einen späteren Tag, während dieser Unterschied in den Jahren danach deutlich geringer war. Die Ergebnisse der operationellen globalen Modelle des EZMW und des DWD sollen in die kontinuierlichen Vergleichsuntersuchungen des WZN eingeschlossen werden, sowie auch die Ergebnisse der z.Z. im EZMW laufenden Reanalyse, die voraussichtlich im Jahr 1996 für den Zeitraum 1979 bis 1995 vorliegen werden.

Durch die geplante optimale Kombination verschiedener, voneinander unabhängiger Datensätze wird der Fehler verkleinert werden können. Die Entwicklung einer zur globalen Niederschlagsanalyse anwendbaren Optimum-Schätzmethode ist noch nicht abgeschlossen. Angesichts der grundsätzlichen Eigenschaften der unterschiedlichen Datenarten (direkte/indirekte Messung, erreichbare Datendichte) werden jedoch auch in absehbarer Zukunft die konventionell gemessenen Daten für die Landflächen und die Satellitenbeobachtungen für die Ozeane die primäre Basis zur Bestimmung der Niederschlagshöhe und für deren Genauigkeit ausschlaggebend bleiben.

Zusätzliche indirekte, aber von Satellitenbeobachtungen unabhängige Informationen über den Niederschlag sind durch Messungen des Schalls der auf die Meeresoberfläche fallenden Tropfen mit Unterwassermikrophonen (KRAJEWSKI 1992, WILKERSON 1991 und 1994) oder durch die Ortung der "Sferics" (durch Blitze verursachten Störungen des elektromagnetischen Feldes, HEYDT & VOLLAND 1966, GRANDT & VOLLAND 1989, GOODMAN 1990, GRANDT 1992) zu erhalten. Wenn auch die Genauigkeit der damit geschätzten Niederschlagshöhen nicht höher als die der Satellitenprodukte sein dürfte, so wären solche Daten im Prozeß der Kombination der verschiedenen Datenarten von Nutzen.

Die für die polaren Eiskappen bestimmten Gebietsniederschläge sind bisher äußerst schwach durch Beobachtungen belegt. Algorithmen zur Niederschlagsschätzung aus Satellitendaten sind über eisbedecktem Boden nicht anwendbar. Die EZMW-Vorhersagen liefern für die polaren Gebiete offensichtlich zu geringe Niederschläge. Verfügbar sind jedoch aus Satellitendaten abgeleitete monatliche Schneedeckenhöhen im 1°-Raster (CHANG et al. 1990). Die Verwendbarkeit dieser Daten zur Schätzung der monatlichen Niederschlagshöhen wäre zu prüfen.

### Zur Produktion und Publikation der Rasterdatensätze:

Entsprechend den im GPCP gesetzten Prioritäten ist das Nahziel, Gebietsniederschläge für die Landflächen möglichst bald, spätestens bis September 1995 für die sieben Jahre 1986 bis 1992 zu berechnen (WCRP 1995). Dies läßt sich aufgrund des mit der Qualitätskontrolle der Daten verbundenen Aufwands nur mit einer eingeschränkten Anzahl von Stationen realisieren. Für diese Analysen werden die im DWD über GTS empfangenen synoptischen Daten und CLIMATs, die im US-Wetterdienst empfangenen synoptischen Daten sowie die Afrikadaten der FAO verwendet. Die durchschnittliche Anzahl der Stationen beträgt damit 6700, ähnlich wie bei den bisher vorliegenden Produkten.

Von vielen Seiten wurden längere Datenreihen angefordert. Das WZN beabsichtigt daher, mit den auf konventionellen Messungen beruhenden vorgeprüften monatlichen Niederschlagshöhen des Global Historical Climatology Network (GHCN) Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster für alle Monate der Jahre 1961 bis 1990 mit den vorhandenen Methoden zu berechnen. Bei Verzicht auf eine zusätzliche Qualitätskontrolle der GHCN-Daten ist eine weitgehend automatische Durchführung möglich. Wenn die Datensammlung des WZN einen größeren Zeitraum abdecken wird, sollte für alle Stationen die zeitliche Datenbelegung geprüft werden. Ziel wäre eine Kennzeichnung der Stationen mit vollständigen Reihen, um auch eine hinsichtlich der Datenbasis weitestgehend homogene Zeitreihe gerasterter monatlicher Gebietsniederschläge erstellen zu können.

An das WZN wurde auch der Wunsch herangetragen, globale Datensätze auf täglicher Basis zu produzieren. Eine operationelle Analyse der weltweiten Verteilung der täglichen Niederschlagshöhe auf der Basis konventioneller Meßdaten ist schon aufgrund des dazu notwendigen Aufwands an Personal und Rechenzeit auszuschließen. Selbst wenn die technischen Voraussetzungen dafür geschaffen würden, wären die Ergebnisse zweifelhaft, da einerseits der Datenbedarf für tägliche Auswertungen erheblich größer, andererseits die Datenverfügbarkeit aber geringer als für monatliche Auswertungen ist. Aus verfügbaren Daten können aber statistische Aussagen über die zeitliche Variabilität des Niederschlags innerhalb des einzelnen Monats abgeleitet werden. Die Infrarotdaten der geostationären Satelliten würden relative Häufigkeitsverteilungen der dreistündlicher Regenraten für die Tropen liefern. Diese Verteilungen müßten aber durch Auswertungen der synoptischen Daten verifiziert werden. Die Verwendung von Ergebnissen der Wettervorhersagemodelle für die mittleren und höheren Breiten wäre zu erwägen.

Die globalen Produkte des WZN bzw. GPCP werden in Kartenform publiziert und sind als digitale Daten im 2,5°-Raster über Internet (World Wide Web) abrufbar, somit also frei verfügbar. Auf Wunsch werden sie vom WZN auf PC-lesbaren Disketten geliefert. Die Ergebnisse für die Landflächen werden außerdem in höherer räumlicher Auflösung (1,0° x 1,0°) auf CD-ROM durch das "International GEWEX Office" veröffentlicht, zunächst für die 24 Monate der Jahre 1987 und 1988.

### Eine abschließende Bemerkung zur Verwirklichung der an das WZN gerichteten Anforderungen:

Das für den operationellen Betrieb des WZN, d.h. zur Datenaufbereitung und Produktion der Ergebnisse, benötigte Personal ist im Haushalt des DWD verankert. Um der geforderten Genauigkeit der aus Beobachtungsdaten abgeleiteten monatlichen Gebietsniederschläge näher zu kommen, sind die Einbindung neuer Daten sowie verbesserte Methoden zur Gebietsniederschlagsberechnung und genaueren Fehlerschätzung erforderlich. Möglich Arbeiten des WZN dazu wurden aufgezeigt. Förderungsanträge für drei die Hauptprobleme (systematischer Meßfehler, Orographie, Nutzung der Schneehöhendaten) betreffende Projekte wurden 1993 gestellt. Die Realisierung der Projekte fiel jedoch bisher der angespannten Haushaltslage zum Opfer.

## 10 Ausblick

Der Ausbau der Datensammlung des WZN wird der wichtigste und effektivste Beitrag zur Erhöhung der Genauigkeit der Ergebnisse sein. Er wird deshalb forciert. Am "Soll" von 40.000 Stationen fehlen für den Zeitraum 1986 bis 1990 noch etwa 10.000, oder eher noch mehr, da die bisher vorliegenden Daten Lücken lassen, die größer als 25% der gesamten Landflächen sind. Auch eine kontinuierliche Ergänzung der Zeitreihen ist notwendig. Die Aufbereitung dieser Daten hat die höchste Priorität unter den im WZN anstehenden Arbeiten.

Gleichzeitig werden die gerasterten monatlichen Gebietsniederschläge für die Landflächen mit einer eingeschränkten Datenbasis als vorläufige Produkte fortlaufend erstellt. Im Laufe des Jahres 1996 wird damit das WZN "up to date" sein. Danach soll regelmäßig kurz nach Ablauf eines Monats für diesen ein erster Überblick über die Niederschlagsverteilung für die Landflächen auf der Basis der in Offenbach empfangenen GTS-Daten veröffentlicht werden. Die Genauigkeit dieser Produkte wird später durch Vergleich mit den Ergebnissen einer Reanalyse mit der erweiterten Datensammlung zu prüfen sein. Diese Reanalyse wird ebenfalls im Laufe des Jahres 1996 beginnen. Wie schnell diese Arbeiten vorangehen werden, wird hauptsächlich von der Realisierung der geplanten technischen Ausstattung des WZN abhängen. In der Reanalyse wird auch die Genauigkeit der Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster und monatsbezogen bestimmt werden können. Für große Teile der Landflächen wird der von der Stationsdichte abhängige relative Fehler kleiner als 10% sein. Mit den Fehlerschätzungen wird schließlich die konzipierte optimale Kombination der auf konventionellen Daten gestützten Ergebnisse mit Satellitendaten in der Praxis realisiert werden können. Es ist vorgesehen, die Produkte des WZN künftig generell auch in einem 0,5°-Raster zu archivieren.

Viele Wissenschaftler aus unterschiedlichen Richtungen der Klimatologie und Hydrologie haben bereits die vorläufigen Produkte angefordert und ein großes Interesse an längeren Zeitreihen der Rasterdaten geäußert, so daß, wenn diese vorliegen, mit einer noch deutlich steigenden Nachfrage zu rechnen ist. Die zur Verifizierung der globalen Klimamodelle vorgesehenen Produkte des WZN bieten eine Reihe von weiteren Anwendungsmöglichkeiten. Sie sind ebenso zur Prüfung der monatlich integrierten Ergebnisse von Wettervorhersagemodellen wie zur Validierung der satellitengestützten Beobachtungstechniken geeignet. Die Verwendung der Gebietsniederschläge der Landflächen ist in einem Projekt des WCP-Water, der hydrologischen Komponente des Weltklimaprogramms zum Abgleich mit Abflußdaten vorgesehen. Das United Nations Environment Programme (UNEP) bezeichnet die auf Beobachtungen beruhenden Rasterdaten des WZN als eine grundlegende Information von allgemeinem Interesse.

Mehrere internationale Projekte werden in den nächsten Jahren Ergebnisse liefern, die für die Arbeit des WZN von Bedeutung sind. Vom 3rd Algorithm Intercomparison Project des GPCP werden ergänzende Informationen über die Genauigkeit der Satellitenprodukte und Modellergebnisse in der Region des westlichen tropischen Pazifiks erwartet. Im Rahmen von BALTEX, einem europäischem Beitrag zu GEWEX mit dem Ziel der Erfassung des Wasser- und Energiehaushalts im Bereich der Ostsee und der Einzugsgebiete ihrer Zuflüsse, soll der Niederschlag in höherer Auflösung mittels Radar, dichten konventionellen Meßnetzen und mesoskaligen Modellen analysiert werden; mit den Ergebnissen werden die Konvergenz der Strömung an flachen Küsten und deren Effekt auf die räumliche Struktur der Niederschlagshöhe untersucht werden können. Die Analyse der Feinstruktur des Niederschlags im Gebirge ist ein Ziel im Mesoscale Alpine Programme. Das Solid Precipitation Measurement Project der WMO befaßt sich mit der Schätzung des systematischen Meßfehlers speziell für feste Niederschläge.

Langfristig gesehen wird sich das WZN auf neue Datenquellen einstellen müssen. Im Laufe der nächsten zehn Jahre werden die Beobachtungstechniken, insbesondere die Fernerkundung, Fortschritte machen. Zum Einsatz kommen neue Meßinstrumente auf Schiffen, optische und akustische Meßfühler auf Bojen und das satellitengetragene aktive Niederschlagsradar. Die regionalen Radarverbundnetze über Land werden ausgebaut. Schließlich wird eine weltweite Koordination der Klimabeobachtung und Auswertung der Daten vom Global Climate Observing System (GCOS) erwartet.

Die Einrichtung von GCOS dokumentiert die Notwendigkeit der globalen Klimabeobachtung. Das WZN wird in diesem Rahmen die Rolle eines spezialisierten globalen Zentrums übernehmen. Eine große Bedeutung haben dabei neue Datenquellen und Auswertemethoden. Zu deren Einbindung in die operationelle globale Niederschlagsanalyse werden die Routinearbeiten des WZN weiterhin durch Forschungsprojekte begleitet werden müssen, so daß auch in Zukunft globale Datensätze für die verschiedenen Bereiche der Klimaforschung bereitgestellt werden können, die den steigenden Anforderungen hinsichtlich der Genauigkeit der Gebietsniederschlagshöhen, der Zuverlässigkeit der Fehlerschätzungen sowie der räumlichen und zeitlichen Auflösung der Ergebnisse gerecht werden.

## Literaturverzeichnis

- ADLER R.F., G.J. HUFFMAN & P.R. KEEHN (1994): Global rain estimates from microwave-adjusted geosynchronous IR data. *Remote Sensing Review* 11(1-4), S. 125-152.
- ADLER R.F., A.J. NEGRI, P.R. KEEHN & I.M. HAKKARINEN (1993): Estimation of monthly rainfall over Japan and surrounding waters from a combination of low-orbit microwave and geosynchronous IR data. *J. of Applied Meteorol.* 32, S. 335 - 356.
- ADLER R.F. et al. (1991): Microwave simulations of a tropical rainfall system with a three-dimensional cloud model. *J. of Applied Meteorol.* 30, S. 924 - 953.
- ALBRECHT, F. (1960): Jahreskarten des Wärme- und Wasserhaushaltes der Ozeane. Ber. Deutscher Wetterdienst 66.
- ALLAM, R., G. HOLPIN, P. JACKSON & G.-L. LIBERTI (1993): Second Algorithm Intercomparison Project of the Global Precipitation Climatology Project. Pre-Workshop Report, UK Meteorol. Office.
- ARKIN, P.A. (1979): The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the b-scale array. *Monthly Water Review* 107, S. 1382-1387.
- ARKIN, P.A., & B.M. MEISNER (1987): The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982-84. *Monthly Weather Review* 115(1), S. 51-74.
- ARKIN, P.A., & P. XIE (1994): The Global Precipitation Climatology Project: First Algorithm Intercomparison Project. *Bull. American Meteorol. Society* 75(3), S. 401 - 419.
- ARNTZ, W.E., & E. FAHRBACH (1991): El Niño, Klimaexperiment der Natur, Physikalische Ursachen und biologische Folgen. Birkhäuser, Basel.
- ARPE, K. (1991): The hydrological cycle in the ECMWF short-range forecasts. *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 16(1/2), S. 33-59.
- ARPE, K. (1994): Estimation of precipitation using the ECMWF analysis-forecast scheme. *Remote Sensing Review* 11(1-4), S. 93-105.
- ATTMANNSPACHER, W. (1978): Neue Methoden zur Messung des Punkt- und Flächenniederschlags. Ber. des Deutschen Wetterdienstes 146.
- BARNES, S.L. (1964): A technique for maximizing details in numerical weather map analysis. *J. of Applied Meteorol.* 3, S. 396 - 401.
- BARNES, S.L. (1973): Mesoscale objective map analysis using weighted time-series observations. NOAA Technical Memorandum. ERL NSSL-62 U.S. Dept. of Commerce.
- BARRETT, E.C., & D.W. MARTIN (1981): The use of satellite data in rainfall monitoring. Academic Press, London.
- BARRETT, E.C. et al. (1994a): The first WetNet Precipitation Intercomparison Project (PIP-1). *Remote Sensing Review* 11(1-4), S. 49-60.
- BARRETT, E.C. et al. (1994b): The First WetNet Precipitation Intercomparison Project: Interpretation of Results. *Remote Sensing Review* 11(1-4), S. 303-373.
- BARTELS, H. et al. (1993): Meteorologische Systeme für hydrologische Anwendungen. Arbeitsgruppe des Deutschen IHP/OHP-Nationalkomitees, IHP/OHP-Berichte 9, BfG.
- BARTELS, H., F.M. ALBRECHT & J. GUTTENBERGER (1990): Starkniederschlagshöhen für die Bundesrepublik Deutschland. Teil 1 und Teil 2 in einem Ringordner. Deutscher Wetterdienst.
- BASIST, A., G.D. BELL & V. MEENTEMEYER (1994): Statistical relationships between topography and precipitation patterns. *J. of Climate* 7(9), S. 1305-1315.
- BATTAN, L.J. (1973): Radar observation of the atmosphere. University of Chicago Press.
- BAUER, P. (1992): Wasserdampf, Gesamtwasser und Niederschlagsraten aus Daten passiver Mikrowellenradiometer über dem Ozean. Forschungsbericht DLR-FB 92-37.

- BAUER, P., & P. SCHLÜSSEL (1993): Rainfall, total water, ice water, and water vapor over sea from polarized microwave simulations and special sensor microwave / imager data. *J. of Geophysical Research* 98(D11), S. 20,737-20,759.
- BAUMGARTNER, A., & E. REICHEL (1970): Preliminary results of new investigations of world's water balance. *Bull. International Association of Hydrological Science*, S. 65-78.
- BAUMGARTNER, A., & E. REICHEL (1973): Eine neue Bilanz des globalen Wasserkreislaufs. *Umschau*, S. 631-632.
- BAUMGARTNER, A., & E. REICHEL (1975): Die Weltwasserbilanz. Oldenbuorg, München und Wien.
- BEHR, D. (1984): Ermittlung von Niederschlagsverteilungen und Gebietsniederschlägen unter Einbeziehung digitaler Geländeinformationen. Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft, TU Wien.
- BEHR, D. (1993): Methods for national and regional precipitation distribution assessment. *Analysis Methods of Precipitation on a Global Scale, Report of a GEWEX Workshop, Koblenz, Germany, 14-17 Sept. 1992, Organized by the Global Precipitation Climatology Centre, WCRP-81, WMO/TD-No. 558, S. A/77-A/86.*
- BENICHO, P. (1987): Annual and interannual variability of statistical relationships between precipitation and topography in a mountainous area. 10. Conference in Probability and Statistics in Atmosphere Sciences, S. 273-278.
- BENGTSSON, L. (1994): Wie gut können wir das Klima mit einem numerischen Modell der Allgemeinen Zirkulation simulieren? *Observation und Simulation der Atmosphäre, Symposium zur Einhundertjahrfeier des Meteorologischen Observatoriums Potsdam, 6. und 7. Mai 1993, Annalen der Meteorol. 29, Deutscher Wetterdienst, S. 93-132.*
- BLUMER, F.P., & H. LANG (1993): Altitudinal dependence of precipitation in the eastern swiss alps. *Proceedings Intern. WMO/IAHS/ETH Symposium on Precipitation and Evaporation (Ed. M. Lapin, Slovak Hydromet Inst. Bratislava, B. Sevruc, ETH Zürich) 1, S. 127-133.*
- BOERS, G.J. et al. (1992): Some results from an intercomparison of the climates simulated by 14 atmospheric general circulation models. *J. of Geophysical Research* 97(D12), S. 12,771-12,786.
- BROOKS, C. E. P., & T. M. Hunt (1930): The zonal distribution of rainfall over the earth. *Mem. Royal Meteorol. Society* 3, S. 139.
- BRÜCKNER, E. (1905): Die Bilanz des Kreislaufes des Wassers auf der Erde. *Geographische Zeitschrift* 11, S. 436.
- BUDYKO, M.I. (1963): Der Wärmehaushalt der Erdoberfläche. Deutsche Fassung von E. PELZL, *Fachliche Mitteilungen, herausgegeben von der Inspektion Geophysikalischer Beratungsdienst der Bundeswehr im Luftwaffenamt, Reihe I Nr. 100.*
- BUDYKO, M.I. (1970): The water balance of the oceans. *Symposium on World Water Balance 1. International Association Scientific Hydrology Publications* 92, S. 24-33.
- CASTELLI, B. (1660): *Misura dell' acque correnti. Ber. an Galilei, Perugia, S. 49.*
- CEHAK-TROCK, H. (1958): Der feste Niederschlag im atlantischen Klimagebiet. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B, Band 8(3/4), S. 352-368.*
- CHAHINE, M.T. (1992): The hydrological cycle and its influence on climate. *Nature* 359, S. 373-380.
- CHANG, A.T.C., L.S. CHIU & T.T. WILHEIT (1993): Oceanic monthly rainfall derived from SSM/I. *Eos, Transactions, American Geophysical Union* 74(44), S. 505 und 513.
- CHANG, A.T.C., J.L. FOSTER & D.K. HALL (1990): Satellite estimates of northern hemisphere snow volume. *International J. of Remote Sensing* 11(1), S. 167-172.
- CLIFT, G.A. (1985): Use of radar in meteorology. WMO-No. 625, Techn. Note No. 181.
- CLIFT, G.A., & D.H. NEWSOME (1983): Das europäische Wetterradarprojekt COST 72, Echtzeitmessung des Niederschlags mit Hilfe von Wetterradar. *Umschau* 83, Heft 17, S. 498-504.
- COLLIER, C.G. (1989): COST 73: The development of a weather radar network in western Europe. *Weather Radar Networking, Seminar on COST Project 73, Kluwer Academic Publishers, S. 11-22.*
- COLLIER, C.G. (1993): The application of a continental-scale radar database to hydrological process parametrization within Atmospheric General Circulation Models. *J. of Hydrology* 142, S. 301-318.

- CRESSMAN, G.P. (1959): An operational objective analysis system. *Monthly Weather Review* 87, S. 367-374.
- DALY, C., R.P. NEILSON & D.L. PHILLIPS (1994): A statistical-topographic model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain. *J. of Applied Meteorol.* 33, S. 140-158.
- DEISENHOFER, H.E., H. KUMM, & H. WOLLKOPF (1982): Berechnung von monatlichen Gebietsniederschlägen mit dem Sammelgebietsverfahren am Beispiel des Iller-Einzugsgebietes. *Deutscher Wetterdienst*.
- DOMS, G. (1993): Parametrisierung von Wolken- und Niederschlagsprozessen in numerischen Wettervorhersagemodellen. *Promet* 3'93, S. 72-79.
- DORMAN, C.E., & R.H. BOURKE (1979): Precipitation over the pacific ocean, 30°S to 60°N. *Monthly Weather Review* 107(7), S. 896-910.
- DORMAN, C.E., & R.H. BOURKE (1981): Precipitation over the atlantic ocean, 30°S to 70°N.- *Monthly Weather Review* 109(3), S. 941-948.
- DVWK (1994): Niederschlag - Empfehlung für Betreiber von Niederschlagsstationen. Merkblätter zur Wasserwirtschaft 230, Kommissionsvertrieb Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser mbH Bonn.
- DWD (1993a): Radar-Info. Informationen zum Radarverbund des DWD. *Deutscher Wetterdienst*.
- DWD (1993b): Jahresbericht 1992 des DWD. *Deutscher Wetterdienst*.
- DWD (1994): Nutzung quantitativer Radarniederschlagsdaten. Arbeitspapier zur Wetteramtsleitertagung, K7/63.03.RA vom 09.03.1994 und Anlagen.
- DWD (1995): Quaterly report on the operational NWP-Models of the Deutscher Wetterdienst. Research Department, Ed. R. Schrodin, *Deutscher Wetterdienst*.
- ECMWF (1988): User guide to ECMWF products. Version 1.1.
- EISCHEID, J.K., H.F. DIAZ, R.S. BRADLEY & P.D. JONES (1991): A comprehensive precipitation data set for global land areas. U.S. Dep. of Energy, Report DOE/ER 69017T-H1.
- EKHART, E. (1930): Eine neue Regenkarte der Erde. *Petermanns geographische Mitt.* 76, S. 57-64.
- ENGELBART, D. (1992): Vergleich von monatlichen Gebietsniederschlägen aus einer objektiven Analyse konventioneller Messungen mit Resultaten der 0-24h bzw. 12-36h EZMW-Modellprognosen. Referendararbeit im Ausbildungsabschnitt II/2 - Klimadienst, *Deutscher Wetterdienst*.
- EUMETSAT (1989): EUMETSAT missions and services. EUMETSAT EUM BR 02.
- FERRARO, R.R., N.C. GRODY & G.F. MARKS (1994): Effects of surface conditions on rain identification using the DMSP-SSM/I. *Remote Sensing Review* 11, S. 195-209.
- FIORINO, M. (1993): Mitteilung an K. Arpe, MPI Meteorologie Hamburg betr. Merged Precipitation Data.
- FLEER, H. (1988): Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie. Bericht über eine Arbeitstagung in Iphofen am 3./4.12.1987. *Deutscher Wetterdienst*.
- FLENDER, F. (1994): Bestimmung von Niederschlagsraten über Land mit Hilfe passiver Mikrowellendaten. Diplomarbeit im Institut für Umweltphysik, Fachbereich 1 - Physik, Universität Bremen.
- GAIROLA, R.M., & T.N. KRISHNAMURTI (1992): Rain rates based on SSM/I, OLR and raingauge data sets. *Meteorol. and Atmospheric Physics* 50, S. 165-174.
- GALLENKAMP, W. (1905): Über den Verlauf des Regens - Eine neue Methode der Regenmessung. *Meteorol. Zeitschrift* 22, S. 1-10.
- GATES, W.L. (1987): Problems and prospects in climate modelling. *Toward Understanding Climate Change*. Westview Press, Boulder, S. 5-33.
- GCOS (1994): Report of the Third Session of the Joint Scientific & Technical Committee for GCOS (Abingdon, UK, November 1-3, 1993). GCOS-3, WMO/TD No. 590.
- GEIGER, R. (1965): Wandkarten 1:30 Mill., Jährlicher Niederschlag. Justus Perthes, Darmstadt.

- GIBSON, J.K., P. KALLBERG, A. NOMURA & S. UPPALA (1993): The ECMWF Re-Analysis (ERA) Project - plans and current status. ECMWF Newsletter 64, S. 3-10.
- GOLUBEV, V. S. (1986): On the problems of standard conditions for precipitation gauge installation. Sevruck (Ed.), Correction of precipitation measurements, Züricher Geographische Schriften 23, S. 57-59.
- GOODISON, B. E. (1978): Accuracy of canadian snow gauge measurements. J. of Applied Meteorol. 17, S. 1542-1548.
- GOODMAN, S.J. (1990): Predicting thunderstorm evolution using ground based lightning detection networks. NASA Technical Memorandum TM-103521.
- GPCC (1993): Global area-mean monthly precipitation totals on a 2.5° grid for the year 1988 (preliminary results, derived from rain-gauge measurements, satellite observations and numerical weather prediction Results). Rep. DWD/WZN-1993/07-1, Deutscher Wetterdienst.
- GRANDT, C. (1992): Thunderstorm monitoring in South Africa and Europe by means of low frequency sferics. J. of Geophysical Research 97, S. 18215-18226.
- GRANDT, C., & H. Volland (1989): Die Registrierung der Blitzaktivität in Südafrika mit Hilfe einer VLF-Sferics-Anlage: Vergleich mit Meteosat-Infrarotmessungen. Kleinheubacher Ber. 32, S. 205.
- GRASSL, H. (1990): The exceptional role of the water cycle for global climate. Mitt. des Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg 69, S. 195-211.
- GRIFFITH, C.G. et al. (1978): Rain estimation from geosynchronous satellite imagery - visible and infrared studies. Monthly Weather Review 106, S. 1153-1171.
- GRODY, N.C. (1983): Severe storms observations using the microwave sounding unit. J. of Climate and Applied Meteorol. 22, S. 609-625.
- GRODY, N.C. (1991): Classification of snow cover and precipitation using the special sensor microwave liager. J. of Geophysical Research 96, S. 7423-7435.
- GRODY, N.C., & R.R. FERRARO (1992): A comparison of passive microwave rainfall retrieval methods - regional and global assessment. Proceedings of the 6<sup>th</sup> Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, Atlanta, GA, American Meteorol. Society, MA, S. 60-65.
- GROISMAN, P.Y., & D.R. EASTERLING (1994): Variability and trends of total precipitation and snowfall over the united states and canada. J. of Climate 7(1), S. 184-205.
- GROISMAN, P.Y., V.V. KOKNAEVA, T.A. BELOKRYLOVA & T.R. KARL (1991): Overcoming biases of precipitation measurement: A history of the USSR experience. Bull. American Meteorol. Society 72(11), S. 1725-1733.
- GROISMAN, P.Y., & D.R. LEGATES (1994): The accuracy of united states precipitation data. Bull. American Meteorol. Society 75(2), S. 215-227.
- GRUNOW, J. (1953): Niederschlagsmessung am Hang. Meteorol. Rundschau 6, S. 85-91.
- GRUNOW, J., & H. TROLLNER (1969): Nebelniederschlag im Hochgebirge. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B, Band 17, S. 201-228.
- GÜNTHER, T. (1993): German participation in the WMO Solid Precipitation Intercomparison: Final results. Proceedings Intern. WMO/IAHS/ETH Symposium on Precipitation and Evaporation 1 (Ed. M. Lapin, Slovak Hydromet Inst. Bratislava, B. Sevruck, ETH Zürich), S. 93-102.
- GÜNTHER, T., & B. GRAF (1991): Wind related errors in different methods of solid precipitation measurement. Hydrolog. Processes 5, S. 233-241.
- HASSE, L., M. GROSSKLAUS & K. UHLIG (1993): Measurement of precipitation at sea. Proceedings Intern. WMO/IAHS/ETH Symp. on Precipitation and Evaporation 1 (Ed. M. Lapin, B. Sevruck), Slovak Hydromet Inst., S. 36-41.
- HASTENRATH, S.L. (1967): Rainfall distribution and regime in central america. Archiv für Meteorol., Geophysik und Bioklimatologie, Serie B, Band 15, S. 201-241.
- HAUSCHILD, H., M. REISS, B. RUDOLF & U. SCHNEIDER (1992): Die Verwendung von Satellitendaten im WZN. Meteorol. Zeitschrift N. F. 1 Nr. 1, S. 58-66.

- HAVLIK, D. (1969): Ein Beitrag zur vertikalen Niederschlagsverteilung in den Alpen. *Freiburger Geographische Hefte* 7.
- HEAL, O.W., J.-C. MENAUT & W.L. STEFFEN (Eds.) (1993): Towards a global terrestrial observing system (GTOS): Detecting and monitoring change in terrestrial ecosystems. MAB Digest 14 and IGBP Global Change Report 26, UNESCO and IGBP.
- HELLMANN, G. (1885): Neue Regen- und Schneemesser. *Zeitschr. für Instrumentenkunde*, Heft III.
- HELLMANN, G. (1897): Ein neuer registrierender Regenmesser. *Meteorol. Zeitschrift*, S. 41-44.
- HELLMANN, G. (1906): Regenkarte von Deutschland. Verlag von Dietrich Reimer, Berlin (mit 2 Seiten Erläuterungen).
- HELLMANN, G. (1911): Die Beobachtungsgrundlagen der modernen Meteorologie. *Meteorolog. Zeitschrift*, Bd. 28 Heft 10, S. 438-451.
- HERMAN, A., P.A. ARKIN & D. MISKUS (1994): Ten day rainfall estimates for the African Sahel using the combination of high resolution meteosat infrared and rain gauge data for the 1993 growing season. *Proceedings 7th Conf. on Satellite Meteorology and Oceanography*, Monterey CA, American Meteorol. Society, S. 206-214.
- HEYDT, G., & H. Volland (1989): Atmosphärische Störungen und ihre Verwendung zur quantitativen Analyse der Gewittertätigkeit. *Zeitschrift für Meteorol.* 18(11/12), S. 424-430.
- HOFMANN, G. (1956): Verdunstung und Tau als Glieder des Wasserhaushaltes. *Planta* 47, S. 303-322.
- HOLLINGER, J.P. et al. (1987): Special sensor microwave / imager user's guide. Naval Research Laboratory, Washington D.C.
- HORNER (1830): Ein neuer Regenmesser. *Jahrbuch der Chemie und Physik* 2(1), S. 36-43.
- HORTON, R.E. (1923): Accuracy of areal rainfall estimates. *Monthly Weather Review* 51, S. 348-353.
- HOUGHTON, J.T., G.J. JENKINS & J.J. EPHRAUMS (Eds.) (1990): *Climate Change, The IPCC Scientific Assessment*. University Press, Cambridge.
- HUDLOW, M.D. (1979): Mean Rainfall Patterns for the Three Phases of GATE. *J. Appl. Meteorol.* 18, S. 1656-1669.
- HUFFMAN, G.J., R.F. ADLER, P.R. KEEHN & A.J. NEGRI (1993): Examples of global rain estimates from combined low-orbit microwave and geosynchronous IR data. *Proceedings of the 4th Symp. on Global Change Studies*, Anaheim CA, American Meteorol. Society, S. 318-323.
- HUFFMAN, G.J., R.F. ADLER, B. RUDOLF, U. SCHNEIDER & P.R. KEEHN (1995): Global precipitation estimates based on a technique for combining satellite-based estimates, raingage analyses, and NWP-Model precipitation information. *J. of Climate* 8(5), S. 1284-1295.
- HULME, M. (1991): An intercomparison of model and observed global precipitation climatologies. *Geophysical Research Letters* 18(9), S. 1715-1718.
- HULME, M. (1994a): Validation of large-scale precipitation fields in general circulation models. *Global Precipitation and Climate Change* (Eds. M. Desbois, F. Desalmand), NATO ASI, I 26, Springer Verlag, S. 387-405.
- HULME, M. (1994b): The cost of climate data - a European experience. *Weather* 49, S. 168-174.
- HULME, M. (1995): Estimating global changes in precipitation. *Weather* 50(2), S. 34-42.
- JAEGER, L. (1976): Monatskarten des Niederschlags für die ganze Erde. *Bericht des Deutschen Wetterdienstes* 139(18).
- JANOWIAK, J.E. (1992): Tropical rainfall: A comparison of satellite-derived rainfall estimates with model precipitation forecasts, climatologies, and observations. *Monthly Weather Review* 120, S. 448-462.
- JANOWIAK, J.E., & P.A. ARKIN (1991): Rainfall variation in the tropics during 1986-89, as estimated from observations of cloud-top temperature. *J. Geophysical Research* 96, supplement, S. 3359-3373.
- JANOWIAK, J.E., A.F. KRUEGER, P.A. ARKIN & A. GRUBER (1985): *Atlas of outgoing longwave radiation derived from NOAA satellite data*. NOAA Atlas No. 6., National Oceanic and Atmospheric Administration, Silver Spring Md.
- JENNE, R., & JOSEPH (1985): siehe WMO 1985.

- JEVONS, W. S. (1861): On the deficiency of rain in elevated rain gauge caused by wind. *Philosophical Magazine* 22, S. 421-443.
- JOBARD, I., & M. DESBOIS (1994): Combination of satellite microwave and infrared measurements for rainfall estimation. *Global Precipitations and Climate Change* (Eds. M. Desbois, F. Desalmond), NATO ASI, I26, Springer-Verlag, S. 265-278.
- JOSS, J., & A. WALDVOGEL (1967): Ein Spektrograph für Niederschlagstropfen mit automatischer Auswertung. *Pure and Applied Geophysic* 68, S. 240-246.
- KARL, T.R., R.G. QUAYLE & P.Y. GROISMAN (1993): Detecting climate variations and change: New challenges for observing and data management systems. *J. of Climate* 6(8), S. 1481-1494.
- KEDEM, B., L. CHIU & G. NORTH (1990): Estimation of mean rain rates: Applications to satellite observations. *J. of Geophysical Research* 95, S. 1965-1972.
- KELLER, R. et al. (1978): *Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland*. DFG, Gesamtleitung R. Keller. Verlag Chemie GmbH, Weinheim.
- KESSLER, A. (1968): Globalbilanzen von Klimaelementen. *Berichte des Inst. für Meteorologie u. Klimatologie de TH Hannover* 3.
- KESSLER, A. (1985): Heat balance climatology. *World Survey of Climatology* (ed. Landsberg), Bd. 1a (ed. Essenwanger), Elsevier, Amsterdam.
- KIRCHHOFER, W., & B. SEVRUK (1992): Mittlere jährliche korrigierte Niederschlagshöhen 1951-1980. *Hydrologischer Atlas der Schweiz*, 1. Lfg., Tafel 2.2, Bern.
- KLEIN, G. (1994): Regionalisierung von Niederschlag mit Hilfe digitaler Geländeinformationen. *Schweizer Geographische Hefte* 44 (Hrsg. H. Goßmann).
- KLINKER, E. (1992 und 1995): Briefe vom 17.12.1992 und vom 7.2.1995 mit Abbildungen zum globalen Wasserhaushalt im EZMW-Modell.
- KNIVETON, D.R. et al. (1994): The First WetNet Precipitation Intercomparison Project: Generation of results. *Remote Sensing Review* 11(1-4), S. 243-302.
- KNOCH, K. (1961): Niederschlag und Temperatur (Weltkarten) - Welt-Seuchen-Atlas III, Hamburg, 5 Seiten, 3 Karten.
- KÖPPEN, W. (1918): Klassifikation der Klimate nach Temperatur, Niederschlag und Jahresverlauf. *Geographische Mitt.* 64, S. 193-203 und 243-248.
- KOSCHMIEDER, H. (1934): Methods and results of definite rain measurements. *Monthly Weather Review* 62(1), S. 5-7.
- KRAJEWSKI, W. (1987): Cokriging of radar-rainfall and rain gage data. *J. of Geophysical Research* 92, S. 9571-9580.
- KRAJEWSKI, W. (1992a): A new method of estimating climatological rainfall over open ocean using underwater acoustic sensor. *Analysis Methods of Precipitation on a Global Scale, Report of a GEWEX Workshop*, Koblenz, Germany, Organized by the Global Precipitation Climatology Centre, WCRP-81, WMO/TD-No. 558, S. A/36-A/38.
- KRAJEWSKI, W. (1992b): Methods of merging multisensor rainfall estimates. *Analysis Methods of Precipitation on a Global Scale, Report of a GEWEX Workshop*, Koblenz, Germany, Organized by the Global Precipitation Climatology Centre, WCRP-81, WMO/TD-No. 558, S. A/63-A/67.
- KREUELS, R. (1988): Repräsentativität und Genauigkeit von Regenmeßsystemen. *Zeitschrift für Stadtentwässerung und Gewässerschutz* 4, S. 39-72.
- KRIEBEL, K.T. (1990): Wolkenanalyse mit Satellitendaten. *Promet* 3/4'90, S. 86-91.
- KRÜGER, L.-R. (1983): Ermittlung konvektiver Niederschläge mittels METEOSAT-Infrarotdaten. *Meteorol. Rundschau* 36, S. 50-58.
- KUBAT, O. (1972): Die Niederschlagsverteilung in den Alpen mit besonderer Berücksichtigung der jahreszeitlichen Verteilung. *Alpenkundliche Studien*. 10. Veröffentlichung der Universität Innsbruck 73.
- KUMM, H. (1983): Vergleichsmessungen mit windgeschützten und ungeschützten Niederschlagsmeßgeräten. *Ber. des Deutschen Wetterdienstes* 162.

- KUMMEROW, C., & L. GIGLIO (1994): A satellite passive microwave technique for estimating rainfall and rainfall structure. Part I: Algorithm Description; Part II: Applications to SSM/I Data. *J. of Applied Meteorol.* 33, S. 3-18 und 19-34.
- LANZINGER, A. (1992): Verification of precipitation forecasts. Analysis Methods of Precipitation on a Global Scale, Report of a GEWEX Workshop, Koblenz, Germany, Organized by the Global Precipitation Climatology Centre, WCRP-81, WMO/TD-No. 558, S. A/123-A/128.
- LARSON, L. W. (1986): Experiences, investigations and recommendations concerning wind induced precipitation measurement errors. Sevruck (Ed.) *Correction of precipitation measurements*, Züricher Geographische Schriften 23, S. 49-56.
- LEE, T.H., J.E. JANOWIAK & P.A. ARKIN (1991): Atlas of products from the Algorithm Intercomparison Project 1: Japan and surrounding regions June - August 1989. University Corporation for Atmospheric Research .
- LEEMANS, R., & W.P. CRAMER (1990): The IIASA database for mean monthly values of temperature, precipitation and cloudiness on a global terrestrial grid. Working Paper WP-90-41, Biosphere Dynamics Project, International Inst. for Applied Systems Analysis.
- LEGATES, D.R. (1987): A climatology of global precipitation. *Publications in Climatology* 40(1), Newark, Delaware.
- LEGATES, D.R. (1995): Precipitation measurements biases and climate change. AMS 6th Symp. on Global Change Detection, Dallas, Texas, American Meteorol. Society, S. 168-173.
- LEGATES, D.R., & C.J. WILLMOTT (1992): A comparison of GCM-simulated and observed mean January and July precipitation fields. *Global and Planetary Change* 5(4), S. 345-363.
- LEGATES, D.R., & T.L. DE LIBERTY (1993): Estimates of biases in precipitation gage measurements: An example using the United States raingage network. Proc. AMS 8th Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation. Anaheim, CA, S. J48-J51.
- LEUPOLD, J. (1726): *Theatrum Staticum - Schau-Platz der Gewichtskunst und Waagen*. S. 298, Tafeln 17 und 18, Wiederauflage im Verlag Th. Schäfer, Hannover.
- LORENZ, E. (1955): Available potential energy and the maintenance of the general circulation. *Tellus* 7, S. 157-167.
- LORENZ, E. (1979): Numerical evaluation of moist available energy. *Tellus* 31/3, S. 230-235.
- LOVEJOY, S., & G.L. AUSTIN (1979): The delineation of rain areas from visible and IR satellite data for GATE and mid latitudes. *Atmosphere-Ocean* 17, S. 77-92.
- L'VOVITCH, M.I. (1964): Blatt 60/61 in *Mira Atlas*.
- L'VOVITCH, M.I. (1970): World water balance. Symposium on World Water Balance 1, International Association Scientific Hydrology Publication 92, S. 401-415.
- MAHAJAN, P.N., & S.P. GHANEKAR (1991): Assessment of satellite-observed HRC data for rainfall estimates over the tropical Indian Ocean. *Mausam* 42(4), S. 347-352.
- MAJEWSKI, D. (1994): Mesoskalige Wettervorhersage mit dem Deutschland-Modell (DM) des Deutschen Wetterdienstes. *Mitt. der Deutschen Meteorol. Gesellschaft* 4, S. 15-20.
- MAJEWSKI, D., & R. SCHRODIN (1994): Short description of the Europa-Modell (EM) and Deutschland-Modell (DM) of the Deutschen Wetterdienst (DWD). Bericht der Abteilung Forschung des Deutschen Wetterdienstes.
- MANABE, S. (1993): Greenhouse gas-induced evolution of the coupled ocean-atmosphere-land surface system over several countries. Eröffnungsvortrag zur IAMAP-IAHS-Tagung in Yokohama.
- MANABE, S., D. G. HAHN & J. HOLLOWAY (1974): The seasonal variation of the tropical circulation as simulated by a global model of the atmosphere. *J. Atmosphere Science* 31, S. 43.
- MANABE, S., J. SMAGORINSKY & R.F. STRICKLER (1965): Simulated climatology of a general circulation model with a hydrological cycle. *Monthly Weather Review* 93/12, S. 769-798.
- MANTON, M.J. (1993): Rainfall and its estimation. *Australian Meteorol. Magazine* 42, S. 135-142.
- MARCINEK (1973): Angeführt bei LEGATES (1987) ohne Quellenangabe.

- MARLOTH, R. (1906): Über Wassermengen, welche Sträucher und Bäume aus treibenden Wolken auffangen. *Meteorol. Zeitschrift* 23, S. 547.
- MARSHALL, J.S., & W.M.K.PALMER (1948): The distribution of rain drops with size. *J. of Meteorol.* 5, S. 165-166.
- MATHER, J.R. (1970): The average annual water balance of the world. *Proceedings of the Symposium on Water Balance in North America, June 23-26, 1969, American Water Resources Association Proceedings Series 7*, S. 29-40.
- MÄTZLER, C. (1990): Algorithms for retrieving snowpack properties from a Multichannel Imaging Microwave Radiometer (MIMR), *Study of Microwave Interaction with the Earth's Surface. Report, ESA Study Contract 8447/89/NL/PB/(SC)*.
- MCNAB, A. (1994): Status report at the 8th session of the working group on data management for the WCRP Global Precipitation Climatology Project. Offenbach, unveröffentlicht.
- MEINARDUS, W. (1900): Eine einfache Methode zur Berechnung von klimatologischen Mittelwerten von Flächen. *Meteorol. Zeitschrift* 6, S. 241-275.
- MEINARDUS, W. (1934): Die Niederschlagsverteilung auf der Erde. *Meteorol. Zeitschrift* 51, S. 345-350.
- METEOFRANCE (1987): Une application de la méthode AURELHY - La cartographie nationale de champs de normales pluviométriques. *Beilage zu la météorologie, VII. Serie (19)*, S. I-XVI.
- Meteorologische Zeitschrift (1911): Regenschirm in Korea im 15. Jahrhundert. *Meteorol. Zeitschrift* 28/5, S. 232-233.
- MIRA ATLAS (1964): Physisch-geographischer Atlas der Erde (Orig. russ.) Moskau. Dazu: *Soviet Geography, Review and Translation*. 6 Nos. 5-6, Publ. by American Geogr. Society New York 1965.
- MISKUS, D., J.D. Laver & F.G. Finger (1988): The climate analysis center's interactive climate assessment data base. *Preprints Fourth International Conference on Interactive Information and Processing Systems for Meteorology, Oceanography, and Hydrology, Anaheim, CA*, S. 217-223.
- MÖLLER, F. (1951): Vierteljahreskarten des Niederschlags für die ganze Erde. *Petermanns geographische Mitt.* 95, S. 1-7.
- MORRISSEY, M.L., & J.S. GREENE (1991): The pacific atoll raingage data set. *Joint Inst. for Marine and Atmospheric Research, University of Hawaii, Honolulu*.
- MORRISSEY, M. et al. (1994): Surface data sets used in WetNet's PIP-1 from the comprehensive pacific rainfall data base and the Global Precipitation Climatology Centre. *Remote Sensing Review* 11, S. 61-91.
- MÜLLER-WESTERMEIER, G. (1995): Numerisches Verfahren zur Erstellung klimatologischer Karten. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* 193, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes.
- MYERS, V.I. (1959): A method of determination average watershed precipitation transactions. *American Society of Agriculture Engineers*, 2(11), S. 82-83.
- NACE (1968): Angeführt bei LEGATES (1987) ohne Quellenangabe.
- NEFF, E.L. (1977): How much does a rain gage gage? *J. of Hydrology* 35, S. 213-220.
- NESPOR, V. (1993): Numerical simulation and wind tunnel measurements: Aerodynamics of precipitation gauges. *Proceedings Intern. WMO/IAHS/ETH Symposium on Precipitation and Evaporation 1* (Ed. M. Lapin, Slovak Hydromet Inst. Bratislava, B. Sevruk, ETH Zürich), S. 127-133.
- NORTH, G.R., S.S.P. SHEN & R.B. UPSON (1991): Combining rain gages with satellite measurements for optimal estimates of area-time averaged rain rates. *Water Resources Research* 27, S. 2785-2790.
- PETERSON, T.C., D.R. EASTERLING, R.S. VOSE & J.K. EISCHEID (1993): The Global Historical Climatology Network Precipitation. *Proceedings Intern. WMO/IAHS/ETH Symposium on Precipitation and Evaporation 1* (Ed. M. Lapin, Slovak Hydromet Inst. Bratislava, B. Sevruk, ETH Zürich), S. 82-87.
- PHILLIPS, D.L., J. DOLPH & D. MARKS (1992): A comparison of geostatistical procedures for spatial analysis of precipitation in mountainous terrain. *Agriculture and Forest Meteorology* 58, S. 119-141.
- PROBERT-JONES, J.R. (1962): The radar equation in meteorology. *Quarterly J. Royal Meteorol. Society* 88, S. 485-495.

- RAMANATHAN, V., B.R. BARKSTROM & E.F. HARRISON (1989): Climate and the earth's radiation budget. *Physics Today*, S. 22-32.
- RASCHKE, E. (1994): BALTEX, Scientific plan for the Baltic Sea Experiment. 2nd edition, GKSS, Geesthacht.
- REYNOLDS, R.W. (1988): A real-time global sea surface temperature analysis. *J. of Climate* 1, S. 75-86.
- RICHARDS, F., & P.A. ARKIN (1981): On the relationship between satellite-observed cloud cover and precipitation. *Monthly Weather Review* 109(5), S. 182-193.
- RICHTER, D. (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Meßfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. *Ber. des Deutschen Wetterdienstes* 194.
- RIEDL, J. (1986): RADAR - Flächenniederschlagsmessung, *Promet* 2/3'86, S. 20-23.
- RIEDL, J. (1994): Examples of improvements to clutter suppression in current operational weather radar systems. Reihe "Deutscher Wetterdienst Abteilung Forschung Arbeitsergebnisse" 19.
- RODDA, J.C. (1971): On the questions of rainfall measurement and representativeness. *IAHS Symposium on World Water Balance*, S. 173 - 186.
- ROTH, R. (1981): Die Konvergenz an Flachküsten. *Meteorol. Rundschau* 34(1), S. 24-26.
- ROTH, R. (1992): Beispiele für die Struktur von Niederschlagsereignissen. *Mitteilungen der Senatskommission für Wasserforschung, DFG-11*, S. 93-102.
- ROTH, R. (1994): Einige Bemerkungen zum Klimaimpaktproblem auf der Basis der Klimaklassifikation von Köppen und Geiger anlässlich des 100. Geburtstages von R. Geiger. *Meteorol. Zeitschrift N.F.* 3(4), S. 250.
- RUDOLF, B. (1993): Management and analysis of precipitation data on a routine basis. *Proceedings Intern. WMO/IAHS/-ETH Symposium on Precipitation and Evaporation 1* (Ed. M. Lapin, Slovak Hydromet Inst. Bratislava, B. Sevruc, ETH Zürich), S. 69-76.
- RUDOLF, B., H. HAUSCHILD, M. REISS & U. SCHNEIDER (1992a): Beiträge zum Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie. *Meteorol. Zeitschr. N.F.* 1/1, S. 7-84 (Berechnung der Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster durch ein objektives Analyseverfahren, S. 32-50; Zusammenfassung der Ergebnisse von verschiedenen Datenquellen, S. 72-76.)
- RUDOLF, B., H. HAUSCHILD, M. REISS & U. SCHNEIDER (1992b): Comparison of monthly precipitation analyses derived from conventional measurements, satellite estimates and model results. *Proceedings of the Central Symposium of the 'International Space Year' Conference, München, 30. März bis 4. April 1992, ESA SP-341*, S. 157-162.
- RUDOLF, B., H. HAUSCHILD, W. RÜTH & U. SCHNEIDER (1994): Terrestrial precipitation analysis: Operational method and required density of point measurements. *Global Precipitations and Climate Change* (Eds. M. Desbois, F. Desalmond), NATO ASI, I 26, Springer Verlag, S. 173-186.
- RUDOLF, B. (1995): Zusammenfassende Beschreibung diverser Methoden zur Analyse räumlicher Verteilungen der Niederschlagshöhe. *Interner Bericht, Deutscher Wetterdienst*.
- RUDOLF, B., H. HAUSCHILD, W. RUETH & U. SCHNEIDER (1995): Comparison of raingauge measurements, precipitation estimates from satellite data and model results. *Contribution to COSPAR 94, accepted by Advances in Space Research*.
- RUPRECHT, E., & C. THOMAS (1994): Use of microwave radiometry to estimate precipitation: Physical basis and inter-comparison of algorithms. *Global Precipitations and Climate Change* (Eds. M. Desbois, F. Desalmond), NATO ASI, I 26, Springer Verlag, S. 249-264.
- RYDE, J.W. (1947): The attenuation and radar echos produced at centimetre wavelengths by various meteorological phenomena. *Meteorological Factors of Radio Wave Propagation, Physical Society*, S. 169-188.
- SALTER, P.M. (1972): Areal rainfall analysis by computer. *IAHS Publication* 106, S. 497-509.
- SCHEMM, J., S. SCHUBERT, J. TERRY & S. BLOOM (1992): Estimates of monthly mean soil moisture for 1979-1989. *NASA Technical Memorandum* 104571, GSFC.
- SCHNEIDER, U., D. HENNING, H. HAUSCHILD, M. REISS & B. RUDOLF (1992a): Zur Berechnung monatlicher Niederschlagshöhen aus synoptischen Meldungen. *Meteorol. Zeitschrift N.F.* 1/1, S. 22-31.

- SCHNEIDER, U., H. HAUSCHILD, M. REISS & B. RUDOLF (1992b): Erste Vergleiche der aus täglichen Vorhersagen des EZMW-Modells T106 und aus konventionellen Meßdaten abgeleiteten monatlichen Gebietsniederschläge. *Meteorol. Zeitschrift N.F.* 1/1, S. 66-72.
- SCHNEIDER, U., B. RUDOLF & W. RÜTH (1995): Estimating the error-range associated with area-average monthly precipitation analysed from raingauge measurements on a global scale. *Interner Bericht, Deutscher Wetterdienst.*
- SCHÖNWIESE, C.-D. (1985): *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler.* Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- SCHOTT, G. (1933): Die jährlichen Niederschlagsmengen auf dem Indischen und Stillen Ozean. *Annalen der Hydrographie* 61, S. 1-12.
- SCHUBERT, U., H. NEUMEISTER & H. SCHINDOWSKI (1992): *Meteosat-Bilddaten und Niederschlagswahrscheinlichkeit.* Deutsche Meteorologentagung Berlin 1992, *Annalen der Meteorologie* 27, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, S. 48-49.
- SCHUTZ, C., & W.L. GATES (1972/1974): Global climatic data for the surface: R-1029-ARPA (1972), R-915/1-ARPA (1972), R-1317-ARPA (1973), R-1425-ARPA (1974), RAND Corporation, Santa Monica.
- SEO, S., W.F. KRAJEWSKI & D.S. BOWLES (1990): Stochastic interpolation of rainfall data from rain gages and radar using cokriging. *Water Resources Research, Part 1 (Design of Experiments)* 26(3), S. 469-477, Part 2 (Results) 26 (5), S. 915-924.
- SEVRUK, B. (1974): Comparison of mean rain catch of various gauge networks. *Nordic Hydrology* 5, S. 50-63.
- SEVRUK, B. (1982): *Methods of correction for systematic error in point precipitation measurement for operational use.* Operational Hydrology Rep. 21, World Meteorological Organization, WMO Rep.-No. 589
- SEVRUK, B. (1984): Correction of monthly totals of solid and liquid precipitation for systematic error. *Proceedings of the Conference on Applied Climatology, Zürich im August 1994, ETH Zürich.*
- SEVRUK, B. (1985): Correction of monthly precipitation for wetting losses. *TECIMO III, WMO Instruments and Observing Methods Rep. 22, S. 7-12.*
- SEVRUK, B. (1986): Correction of precipitation measurements, Summary Report. Sevruc (Ed.), *Correction of precipitation measurements, Züricher Geographische Schriften* 23, S. 13-23.
- SEVRUK, B. (1989): Reliability of precipitation measurements. *Proceedings of the WMO/IAHS/ETH Workshop on Precipitation Measurement, St. Moritz (Ed. B.Sevruc), S. 13-19.*
- SEVRUK, B. (1992): Reference measurements of precipitation. *CRI News* 2, S. 4.
- SEVRUK, B., & S. KLEMM (1989): *Catalogue of national standard precipitation gauges.* WMO/TD-No. 313, Instruments and Observing Methods Report 39.
- SHEA, D. (1986): *Climatology atlas: 1950-1979, surface air temperature, precipitation, sea-level pressure, and sea-surface temperature (45°S - 60°N).* NCAR Technical Note, NCAR/TN-269+STR.
- SHEPARD, D. (1968): A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data. *Proceedings 23rd ACM National Conference, Brandon/Systems Press, S. 517-524.*
- SIMMER, C. (1994): *Satellitenfernerkundung hydrologischer Parameter der Atmosphäre mit Mikrowellen.* Habilitationsschrift, Universität Kiel, 1991, Verlag Dr. Korvac, Hamburg.
- SIMMONS, A.J., R. MUREAU & T. PETROLIAGIS (1995): Error growth and predictability estimates from the ECMWF forecasting system. *Eingereicht für Quarterly J. of the Royal Meteorol. Society.*
- SIMPSON, J., R.F. ADLER & G.R. NORTH (1988): A proposed Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite. *Bull. American Meteorol. Society* 69, S. 279-295.
- SKODA, G. (1994): Pilotstudie zu den Themen Korrekturmöglichkeiten von Fehlern bei der Niederschlagsmessung und Möglichkeiten der Bestimmung der Höhenabhängigkeit des Niederschlags. *Hydrographischer Dienst in Österreich. Mitteilungsblatt* 72, S. 63-65.
- SMAGORINSKY, J., S. MANABE & J.L.HOLLOWAY (1965): Numerical research from a nine-level general circulation model of the atmosphere. *Monthly Weather Review* 93, S. 727-768.

- SMITH, E.A., X. XIANG, A. MUGNAI & G.J. Tripoli (1994): Design of an inversion-based precipitation profile retrieval algorithm using an explicit cloud model for initial guess microphysics. *Meteorol. and Atmospheric Physics* 54(1-4), S. 53-78.
- SPANGLER, W.M.L., & R.L. JENNE (1984): World monthly surface station climatology. National Center of Atmospheric Research, Scientific Computing Division.
- SPENCER, R.W. (1993): Global oceanic precipitation from the MSU during 1979-91 and comparisons to other climatologies. *J. of Climate* 6(7), S. 1301-1326.
- SPRUNG, A., & R. FUESS (1889): Neue Registrierapparate für Regenfall und Wind mit elektrischer Übertragung. *Meteorol. Zeitschrift* 6, S. 344-348.
- STRAHLER (1964): Angeführt bei LEGATES (1987) ohne Quellenangabe.
- STRAUSS, B. (1989-1994): Changes to the operational forecasting system. *ECMWF Newsletter* 48 (Dec. 1989) bis 67 (Autumn 1994), jeweils S. 2.
- STREIT, U. (1981): Kriging - eine geostatistische Methode zur räumlichen Interpolation hydrologischer Informationen. *Wasserwirtschaft* 71(7/8), S. 219-224.
- SUPAN, A. (1898a): Die jährlichen Niederschlagsmengen auf den Meeren. *Petermanns geogr. Mitt.* 44, S. 179-182.
- SUPAN, A. (1898b): Die Verteilung des Niederschlags auf der festen Erdoberfläche. *Petermanns geographische Mitt. Erg.-H.* 124.
- THIESSEN, A.H. (1911): Precipitation averages for large areas. *Monthly Weather Review* 39, S. 1082-1084.
- THOMAS, A.R., & V.L. PATTERSON (1983): A reliable method for estimating precipitation amounts. *Preprints Fifth Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation of AMS, Toronto*, S. 554-561.
- ULABY, F.T., R.K. MOORE & A.K. FUNG (1981): *Microwave remote sensing. Vol. I: Microwave Remote Sensing Fundamentals and Radiometry.* Artech House Inc., Norwood.
- UNESCO (1978): World water balance and water resources of the earth. *UNESCO Series Studies and Reports in Hydrology* 29.
- US Navy Marine Climatic Atlas of the World 1-7, US Office of Naval Operations, Washington, 1955-1965.
- US-WEATHER BUREAU (1947): Thunderstorm rainfall. *Hydromet. Rep.* 5.
- VERWORN, H.-R. (1993): Niederschlagsmessung mit Radar - Stand und Ausblick aus hydrologischer Sicht. *Schriftenreihe für Stadtentwässerung und Gewässerschutz* (Hrsg. F. Sieker, Univ. Hannover), SuG-Verlagsgesellschaft, Heft 6, S. 106-131.
- VITERBO, P. (1994): Initial values for soil moisture. *ECMWF, Memorandum Research Department* (28. Nov. 1994).
- WCRP (1990a): Global Precipitation Climatology Project implementation and data management plan. *WMO/TD-No.* 367.
- WCRP (1990b): The scientific plan for the Global Energy and Water Cycle Experiment. *WMO/TD-No.* 376.
- WCRP (1991): The Global Climate Observing System. Report of a meeting convened by the chairman of the joint scientific committee for the WCRP, *WMO/TD-No.* 412.
- WCRP (1993a): Global observations, analyses and simulation of precipitation. Report of a WGNE/GEWEX Workshop, NMC, Camp Springs, MD, USA, 27.-30. Oct. 1992, *WMO/TD-No.* 544, WCRP-78.
- WCRP (1993b): Analysis methods of precipitation on a global scale. Report of a GEWEX Workshop, organized by the Global Precipitation Climatology Centre, Sept. 1992, Koblenz, *WMO/TD-No.* 558.
- WCRP (1994a): Atmospheric modelling in support of WCRP. Ninth session of the CAS/JSC working group for numerical simulation, Toulouse, 8.-12. November 1993.
- WCRP (1994b): Global Precipitation Climatology Project (GPCP) - catalog of products. *WMO/TD-No.* 638.
- WCRP (1995): Report of the eight session of the WCRP/GEWEX working group on data management for the Global Precipitation Climatology Project (GPCP). 28. - 30. Sept. 1994.

- WEINGARTNER, R., M. SPREAFICO & C. LEIBUNDGUT (1993): Der Hydrologische Atlas der Schweiz. Deutsche Gewässerkundl. Mitt. 37, S. 54-63.
- WERNSTEDT, F.L. (1972): World climate data. Climatic Data Press, Lemont, Pennsylvania.
- WILHEIT, T.T., A.T.C. CHANG & L.S. CHIU (1991): Retrieval of monthly rainfall indices from microwave radiometric measurements using probability distribution functions. J. of Atmospheric and Oceanic Technology 8, S. 118-136.
- WILKERSON, J.C. (1990): Global Precipitation Climatology Project Plan for the calibration and validation of satellite precipitation measurements. WMO/TD-No. 335.
- WILKERSON, J.C. (1994): Ocean rain observation using underwater acoustic techniques, status report for the 8th session of the working group on data management for the WCRP Global Precipitation Climatology Project. Offenbach, September 1994, unveröffentlicht.
- WILLMOTT, C. J., J.R. MATHER & C.M. ROWE (1981): Average monthly and annual surface air temperature and precipitation data for the World. Univ. of Delaware, Publications in Climatology 34, Part I (The Eastern Hemisphere), Part II (The Western Hemisphere).
- WILLMOTT, C. J., S.M. ROBERSON & J.J. FEDDEMA (1994): Estimating continental and terrestrial precipitation Averages from rain-gauge networks. Int. J. of Climatology 14, S. 403-414.
- WILLMOTT, C. J., C.M. ROWE & W.D. PHILPOT (1985): Small-scale climate maps: A sensitivity analysis of some common assumptions associated with grid-point interpolation and contouring. American Cartographer 12(1), S. 5-16.
- WMO (1985): Review of requirements for area-averaged precipitation data, surface-based and space-based estimation techniques, space and time sampling, accuracy and error, data exchange. WCP-100, WMO/TD-No. 115.
- WMO (1992): GOS - Ground Weather Radar Stations as at mid-1992. 14 Tabellen der Grätetypen und -standorten für die Regional Associations der WMO.
- WMO/CIMO (1991): International organizing committee for the WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison. Final Report of the Fifth Session, Valdai, Russia, WMO.
- WMO/UNESCO (1971): Climatic atlas of Europe; Maps of mean temperature and precipitation, I.
- WMO/UNESCO (1975): Climatic atlas of South America; Maps of mean temperature and precipitation, I.
- WMO/UNESCO (1979): Climatic atlas of North and Central America; Maps of mean temperature and precipitation, I.
- WMO/UNESCO (1981): Climatic atlas of Asia; Maps of mean temperature and precipitation, I.
- World Climate Disc, Global Climatic Change Data. Chadwyck-Healey Ltd., Cambridge/UK (1992).
- XIE, P., & P.A. ARKIN (1995a): Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model predictions. Bericht zum GPCP, NOAA/NMC Washington DC, eingereicht zur Veröffentlichung im J. of Climate.
- XIE, P., & P.A. ARKIN (1995b): An intercomparison of gauge observations and satellite estimates of monthly precipitation. Angenommen vom J. of Applied Meteorol.

## Verzeichnis der Abkürzungen

AGPI	Adjusted GOES Precipitation Index
AIP	Algorithm Intercomparison Programme des GPCP
AMeDAS	Automated Meteorological Data Acquisition System (Japan)
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BALTEX	Baltic Sea Experiment (Regionales GEWEX-Projekt mit deutscher Beteiligung)
BfG	Bundesanstalt für Gewässerkunde (Koblenz)
BMBW	Bundesminister für Bildung und Wissenschaft
BMFT	Bundesminister für Forschung und Technologie (bis 1994, danach BMBW)
BMRC	Bureau of Meteorology Research Centre (Melbourne)
CAC	Climate Analysis Centre (NOAA, Washington DC)
CAS	Commission for Atmospheric Sciences
CCC	Canadian Climate Centre (Downsview)
CIMO	Commission for Instruments and Methods of Observation
CLIMAT	über GTS verbreitete monatliche Klimadaten
CNRM	Centre Nationale de Recherches Météorologiques (Toulouse)
COADS	Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (WDC-A for Meteorology)
COARE	Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment (TOGA)
COST	Cooperation in Science and Technical Research (Europäisches Programm)
DFIR	Double Fence International Reference (Niederschlagsmesser)
DM	Deutschland-Modell des DWD (Meso- $\beta$ -scale)
DMSF	Defense Meteorological Satellite Programme (USA)
DVWK	Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau
DWD	Deutscher Wetterdienst (Offenbach)
EC	(hier:) globales Vorhersagemodell des EZMW
ECHAM	European Center-Hamburg Model (Klimamodell im MPI Hamburg)
ECMWF	European Centre for Medium Range Weather Forecasts (Reading)
EM	Europa-Modell des DWD
ENSO	EL Nino/Southern Oscillation (Klimaphänomen)
ENVISAT	Environmental Satellite
ESOC	European Space Operations Centre (Darmstadt)
EUMETSAT	European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites (Darmstadt)
EZMW	Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage (Reading)
FAO	Food and Agriculture Organization of the United Nations (Rom)
FRONTIERS	Forecasting Rain, Optimized using New Techniques of Interactively Enhanced Radar and Satellite Data (UK)
GARP	Global Atmospheric Research Programme
GATE	GARP Atlantic Tropical Experiment
GCOS	Global Climate Observing System
GEWEX	Global Energy and Water Cycle Experiment
GFDL	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (Princeton NJ)
GHCN	Global Historical Climatology Network
GM	Global-Modell des DWD
GMS	Geostationary Meteorological Satellite (Japan, 140° E)
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellites der NOAA (75° W, 135° W)
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre (= WZN)
GPCP	Global Precipitation Climatology Project

GPI	GOES Precipitation Index
GRDC	Global Runoff Data Center (BfG, Koblenz)
GSFC	Goddard Space Flight Center der NASA (Greenbelt MD)
GSPDC	Geostationary Satellite Precipitation Data Center des GPCP (CAC, Washington DC)
GTS	Global Telecommunication System (WWW, WMO)
ICSU	International Council of Scientific Unions
IGBP	International Geosphere-Biosphere Programme
IIASA	International Institute for Applied Systems Analysis (Laxenburg, Österreich)
INSAT	Indian National Satellite (74° E)
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IR	Infrarot (Satellitenbilder)
ITCZ	Inter-Tropical Convergence Zone
JSC	Joint Scientific Committee
LLNL	Lawrence Livermore National Laboratory (Livermore CA)
METEOSAT	Meteorological Satellite (Geostationärer Satellit der EUMETSAT, 0°)
MGO	Main Geophysical Observatory (St. Petersburg)
MPI	Max-Planck-Institut (für Meteorologie, Hamburg)
MSU	Microwave Sounding Unit
NASA	National Aeronautical and Space Administration (Washington DC)
NCAR	National Center for Atmospheric Research (Boulder CO)
NCDC	National Climatic Data Centre (NOAA, Asheville NC)
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration (Washington DC)
OLR	Outgoing Longwave Radiation
PDB	Punktdatenbank des WZN
PIP	Precipitation Intercomparison Project
PRISM	Precipitation-elevation Regressions on Independent Slopes (Analysemethode)
PSPDC	Polar Satellite Precipitation Data Centre des GPCP (GSFC, Greenbelt MD)
RACC	Rain and Cloud Classification (Auswertemethode für Satellitendaten)
REKLIP	Regio Klima Projekt (Deutschland, Frankreich, Schweiz)
SHEREMAP	Interpolationsverfahren zur Erstellung von globalen Klimakarten
SRDC	Surface Reference Data Centre des GPCP (NCDC, Asheville NC)
SSM/I	Special Sensor Microwave Imager
SYNOP	Synoptische Wettermeldungen
TIROS	Television and Infrared Operational Satellite
TOGA	Tropical Ocean and Global Atmosphere Programme (WCRP)
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission (USA und Japan)
UKMO	United Kingdom Meteorological Office (Bracknell)
UNEP	United Nations Environment Programme (Nairobi)
UNESCO	United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (Paris)
VIS	Visible Spectrum Radiation (0.4 - 0.7µm; Satellitenbilder)
WCRP	World Climate Research Programme
WDC	World Data Centres der ICSU
WDC-A	World Data Centre A (for Meteorology: NCDC, Asheville NC)
WDC-B	World Data Centre B (for Meteorology: Obnisk, Russia)
WGNE	CAS/JSC Working Group on Numerical Experimentation
WMO	World Meteorological Organization (Genf)
WWW	World Weather Watch (WMO)
WZN	Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (DWD, Offenbach; s. GPCC)

## Verzeichnis der Formelzeichen

A	Flächenanteil kalter Pixel (hohe Wolken) einer Rasterzelle im IR-Satellitenbild
$A_i, B, C$	Koeffizienten im Ansatz zur Fehlerschätzung der angepaßten GPI-Ergebnisse
$\bar{A}$	Gebietsmittel der Niederschlagsanomalie im 2,5°-Raster
a	Index für das Jahr
a, b	vom Tropfenspektrum abhängige Koeffizienten der Marshall-Palmer-Beziehung
a, b, c	Koeffizienten der Niederschlagsschätzung aus MSU-Satellitendaten
b, c	Steigung und Achsenabschnitt der Regressionsgeraden
$C_{RI}$	geräteabhängige Radarkonstante
$C_{At}$	mittlerer monatlicher Gebietsniederschlag im Raster aus den WMO/UNESCO-Atlanen
$\bar{C}_H$	mittlerer monatlicher Gebietsniederschlag im Raster nach HULME (1991)
$\bar{C}_J$	mittlerer monatlicher Gebietsniederschlag im Raster nach JAEGER (1976)
$C_{Lco}$	mittlerer monatlicher Gebietsniederschlag im Raster nach LEGATES (1987) auf der Basis korrigierter Daten
$\bar{C}_{Lm}$	mittlerer monatlicher Gebietsniederschlag im Raster nach LEGATES (1987) auf der Basis nicht korrigierter Daten
$\bar{C}_{orL}$	Korrekturfaktor für den systematischen Meßfehler im Raster
$D_{ni}$	mittlerer Durchmesser der Teilchen einer Größenklasse
$d_n$	Abstand zwischen einer Station und einem Gitterpunkt
E	mittlere Fehler in der Optimum-Schätzmethode nach HUFFMAN (1995)
$F_n$	relat. zufälliger Fehler der monatl. Niederschlagshöhe an einer Station
$f_{amb}$	Anteil der Pixel mit ungeklärter Helligkeitstemperatur
$f_{cold}$	Anteil der Pixel mit niedriger Helligkeitstemperatur infolge kalter Bodenoberfläche
$\bar{F}$	mittlerer relativer Gesamtfehler im Raster des globalen Produkts $\bar{P}$
$\bar{F}_{CO}$	mittlerer relativer Fehler der Korrektur des systematischen Meßfehlers
$\bar{F}_k$	mittlerer relativer Gesamtfehler im Raster des Einzelprodukts $\bar{P}_k$
$\bar{F}_{NS}$	relativer nichtsystematischer Fehler im Raster aufgrund von Fehlern der stationsbezogenen Daten
$\bar{F}_{SA}$	Samplingfehler des Gebietsniederschlags im Raster
$\bar{F}_{KON}$	relativer Gesamtfehler der aus konventionell gemessenen Daten ermittelten Gebietsniederschläge im Raster
$\bar{F}_{MUS}$	relativer Fehler der kombinierten IR- und SSM/I-Ergebnisse im Raster
GPI	GOES Precipitation Index
$\bar{H}$	mittlere orographische Höhe im Raster
i, j	Indizes zur Kennung der Rasterzellen ( $i = 1 \dots 72, j = 1 \dots 144$ )
k	vom Aggregatzustand des Wassers abhängiger Faktor
k	empirische Konstante im Wichtungsansatz von BARNES (1973)
L	relativer Anteil der Landfläche im Raster
M	arithmetisches Mittel von gemessenen Niederschlagsdaten im Raster
MRF	mittlerer relativer Samplingfehler
m, a	Indizes zur Kennung der Monate und Jahre
N	Anzahl der für den Gebietsniederschlag verwendeten Stationen im Raster
$N_{IR}$	Anzahl der IR-Bilder im Monat für die Rasterzelle
$N_{SSMI}$	Anzahl der verfügbaren äquivalenten SSM/I-Bilder für die Rasterzelle
n	Index der Stationen
$n_i$	Anzahl der Teilchen (Tropfen oder Eis) in einer Größenklasse (i)
$n_{SSMI}$	Anzahl äquivalenter Mikrowellenbilder

$P_{\max}$	größte im Raster gemessene monatliche Niederschlagshöhe
$P_{\min}$	kleinste im Raster gemessene monatliche Niederschlagshöhe
$P_n$	Niederschlagshöhen an den Stationen
$P_x$	interpolierte Niederschlagshöhen, z.B. an den Gitterpunkten
$P_g$	gemessene mittlere monatliche Niederschlagshöhe
$P_{CO}$	korrigierte mittlere monatliche Niederschlagshöhe
$P_E$	Empfangsleistung eines Radargerätes
$\bar{P}_g$	monatliche Gebietsniederschläge aus nicht korrigierten Meßdaten
$\bar{P}_k$	monatliche Gebietsniederschläge der Datenart k
$\bar{P}_{CO}$	korrigierte monatliche Gebietsniederschläge
$\bar{P}_{GPI}$	Gebietsniederschlag im Raster nach der GPI-Methode (IR-Satellitendaten)
$\bar{P}_{KON}$	Gebietsniederschläge aus konventionellen Meßdaten
$\bar{P}_{MUS}$	Gebietsniederschläge aus dem Multi-Satellitenprodukt
$P_{OBS}$	aus allen Beobachtungen optimal kombinierte Gebietsniederschläge
R	Niederschlagsrate
$R_{GPI}$	mittlere, in der GPI-Methode vorgegebene Regenrate (= 3 mm/h)
RS	relative Standardabweichung der monatlichen Niederschlagshöhen im Raster
$RMF_{AGPI}$	relativer Fehler der angepaßten GPI-Ergebnisse
$RMF_{Gscat}$	relativer Fehler der Gscat-Ergebnisse
$RMGF_{AGPI}$	relativer methodischer Grundfehler der angepaßten GPI-Ergebnisse
$RMGF_{Gscat}$	relativer methodischer Grundfehler der Ergebnisse des Scattering-Algorithmus
r	charakteristischer Radius des Einflußbereichs um einen Gitterpunkt
r	Entfernung des Radarziels von der Antenne
S	Standardabweichung der in einem Raster an Stationen gemessenen monatlichen Niederschlagshöhen
SI	Scattering Index nach FERRARO et al. (1994)
$\bar{SyF}$	mittlerer prozentualer systematischer Meßfehler
s	Schneeanteil in der mittleren monatlichen Niederschlagshöhe
$T_S$	Schwellenwert zur Definition "kalter" Wolken in der GPI-Methode (= 235 K)
$T_{BIR}$	Schwarzkörper-Strahlungstemperatur des Pixels in IR-Satellitenbildern
$T_{B,xxH}$	Helligkeitstemperatur für xx GHz bei horizontaler Polarisation
$T_{B,xxV}$	Helligkeitstemperatur für xx GHz bei vertikaler Polarisation
$T_{B1}, T_{B2}, T_{B3}$	Helligkeitstemperaturen in den Kanälen 1, 2 und 3 der MSU-Messungen
$T_{air}$	mittlere Lufttemperatur der unteren Troposphäre aus MSU-Messungen
w	Wichtungsfaktoren
Z	Reflektivitätsfaktor in der Radargleichung
$\lambda$	Wellenlänge
$\kappa_r$	von der Windgeschwindigkeit abhängiger Faktor zur Korrektur bei Regen
$\kappa_s$	von der Windgeschwindigkeit abhängiger Faktor zur Korrektur bei Schnee
$\Delta P_e$	Verdunstungsverlust bei Regen (r) bzw. Schnee (s)
$\Delta P_w$	Benetzungsverlust bei Regen (r) bzw. Schnee (s)
$\Delta T_{B1}$	Differenzen der MSU-Helligkeitstemperatur $T_{B1}$ zum Schwellenwert
$\Delta t$	Zeitschritt in der GPI-Methode (= 3 Stunden bei täglich 8 IR-Bildern)

## **Verzeichnis der Tabellen und Bilder im Text**

Tab.1, S. 14: Zusammenstellung gerasterter globaler und terrestrischer Niederschlagskarten verschiedener Autoren.

Tab. 2, S. 15: Mittlere jährliche Niederschlagshöhen für die Landflächen, die Ozeane und die ganze Erde in Reihenfolge der Veröffentlichungsjahre (Quellen: Zusammenstellungen von BAUMGARTNER und REICHEL 1985, JAEGER 1976 und LEGATES 1987, nach 1987 Veröffentlichungen der in der Tabelle genannten Autoren).

Tab. 3, S. 26: Liste der Länder, aus denen zusätzliche monatliche Niederschlagshöhen an das WZN geliefert wurden (Stand April 1995).

Tab. 4, S. 46: Gesamtanzahl der Stationen, arithmetischer Mittelwert und Standardabweichung der an den Stationen gemessenen monatlichen Niederschlagshöhen für sechs der für die Fehlerschätzung ausgewählten 320 Beispiele.

Tab. 5, S. 73: Ergebnisse der Vergleiche von PIP-1 (BARRETT et al. 1994b).

Bild 1, S. 11: Zonal gemittelte Niederschlagshöhen in mm/d für den Nordsommer (Juni bis August) für verschiedene Zirkulationsmodelle und für die beobachtungsgestützten Analysen von JAEGER. Bildquelle: BOERS et al. (1992).

Bild 2, S. 12: Das von H. Fleer bereits 1987 entworfene Logo des WZN.

Bild 3, S. 17: Zonale Mittel der monatlichen Niederschlagshöhen über den Landflächen (Kontinenten) für verschiedene Niederschlagsklimatologien nach HULME, JAEGER, LEEMANS & CRAMER sowie LEGATES und, für das Jahr 1988, für die auf konventionelle Meßdaten gestützten WZN-Analysen sowie die Ergebnisse der numerischen Wettervorhersage des EZMW.

Bild 4, S. 17: Jahresgänge der für die Kontinente und die Ozeane getrennt gemittelten monatlichen Niederschlagshöhen für verschiedene Niederschlagsklimatologien nach HULME, JAEGER, LEEMANS & CRAMER sowie LEGATES und, für die Jahre 1987 und 1988, für die auf konventionelle Meßdaten gestützten WZN-Analysen sowie die Ergebnisse der numerischen Wettervorhersage des EZMW.

Bild 5, S. 19: Entwicklung der Niederschlagsmeßnetze der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt Bildquelle: WEINGARTNER et al. (1993).

Bild 6, S. 21: Einflußgrößen für die systematischen Meßfehler nach SEVRUK (1989). Bildquelle: RUDOLF et al. (1992).

Bild 7, S. 22: Aufstellung des Internationalen Referenzgeräts "DFIR" für die Niederschlagsmessungen mit doppeltem Windschutzzaun. Bildquelle SEVRUK (1992).

Bild 8, S. 24: Mittlerer relativer Fehler in Prozent der täglichen Gebietsniederschlagshöhen als Funktion der Fläche, die durchschnittlich von einer Station repräsentiert wird, für sechs Gebietsgrößen. Bildquelle: US Weather Bureau (1947).

Bild 9, S. 25: Mittlerer relativer Fehler in Prozent der täglichen, wöchentlichen und monatlichen Gebietsniederschlagshöhen für ein Gebiet in Texas von 220 km x 256 km Größe (ca. 56.000 km<sup>2</sup>) als Funktion der Anzahl der Stationen, die zur Bestimmung des Gebietsniederschlags verwendet werden, getrennt für Sommer und Winter. Diagramm nach Tabellen aus WMO (1985).

Bild 10, S. 27: Lage der Stationen, für die monatliche Niederschlagshöhen aus synoptischen Meldungen oder CLIMAT-Meldungen vorliegen (ca. 5.300 Stationen).

Bild 11, S. 27: Lage der Stationen, für die monatliche Niederschlagshöhen für die Jahre 1986 bis 1990 in der Datenbank des WZN vorliegen (ca. 20.000 Stationen, Stand März 1995).

Bild 12, S. 33: Streudiagramme für monatliche Gebietsniederschläge, die mit unterschiedlichen Methoden im 2,5°-Raster aus konventionellen Meßdaten bestimmt wurden, für den Monat Oktober 1987.

Bild 13, S. 37: Korrelationskoeffizient als Funktion der Entfernung in der räumlichen Verteilung der monatlichen Niederschlagshöhe, exemplarisch für zwei Gebiete in Australien, jeweils für vier Monate.

Bild 14, S. 40: Regression über den relativen Fehler an einzelnen Stationen in Abhängigkeit vom durch synoptische Meldungen nicht belegten Anteil des Monats für den WMO-Block 11 (Österreich, Tschechische und Slowakische Republik), für Nordindien und Nepal sowie für die USA.

Bild 15, S. 43: Häufigkeitsverteilung der Korrekturfaktoren zum Ausgleich der systematischen Meßfehler für mittlere monatliche Niederschlagshöhen für Februar und August nach LEGATES (1987). Bildquelle: RUDOLF et al. (1992).

Bild 16, S. 47: Mittlerer relativer Fehler als Funktion der Anzahl der pro 2,5°-Rasterzelle ausgewählten Stationen für sechs Beispiele aus Australien, Deutschland und den USA. Bildquelle: RUDOLF et al. (1994).

Bild 17, S. 48: Streudiagramm und Regressionsgerade für den mittleren relativen Samplingfehler gegenüber dem Variationskoeffizienten (relative Standardabweichung), jeweils für 4, 8, 16 und 24 Stationen pro 2,5°-Rasterzelle. Bildquelle: RUDOLF et al. (1994).

Bild 18, S. 49: Regression über die Steigungen der in Gleichung 10 definierten Regressionsgeraden gegen die Anzahl der ausgewählten Stationen pro Rasterzelle. Bildquelle: RUDOLF et al. (1994).

Bild 19, S. 58: Das globale meteorologische Satellitensystem. Bildquelle: EUMETSAT (1989).

Bild 20, S. 63: Schema des zur Strahlungsberechnung verwendeten Wolkenmodells. Bildquelle: WILHEIT et al. (1991).

Bild 21, S. 64: Als Funktion der Regenrate berechnete Helligkeitstemperaturen für verschiedene Höhen der 0°-Grenze für 19 GHz und die Kombination ( $2 \cdot T_{B,19V} - T_{B,22V}$ ). Bildquelle: WILHEIT et al. (1991).

Bild 22, S. 65: Flußdiagramm zur iterativen Berechnung der Verteilungsfunktion der Regenrate und des daraus resultierenden Gebietsniederschlags aus dem Histogramm der gemessenen Helligkeitstemperaturen. Bildquelle: WILHEIT et al. (1991).

Bild 23, S. 71: Vergleichsergebnisse PIP-1 (BARRETT et al. 1994b): Korrelationskoeffizienten und mittlere Abweichungen der monatlichen Gebietsniederschläge in 2,5°-Rasterzellen für die Landflächen im Zeitraum August bis November 1987.

Bild 24, S. 72: Vergleichsergebnisse PIP-1 (BARRETT et al. 1994b): Korrelationskoeffizienten und mittlere Abweichungen der monatlichen Gebietsniederschläge in 2,5°-Rasterzellen für den Ozean im Zeitraum August bis November 1987.

Bild 25, S. 75: Aus verschiedenen Beobachtungstechniken gewonnene monatliche Gebietsniederschläge der äquatorialen, 60 Breitengrade umfassenden Zone für die Jahre 1987 und 1988.

Bild 26, S. 76: Breitenabhängiger Verlauf der zonal getrennt für Land- und Ozeanflächen gemittelten monatlichen Gebietsniederschläge für verschiedene Beobachtungstechniken für den Herbst 1987 (Sept. - Nov. 1987).

Bild 27, S. 82: Aus täglichen Vorhersagen des Europa- und des Deutschland-Modells abgeleitete monatliche Gebietsniederschläge für das Jahr 1994 für Niedersachsen und Bayern im Vergleich zu Beobachtungsergebnissen auf der Basis aller Stationen aus dem Niederschlagsmeßnetz des DWD.

Bild 28, S. 83: Aus täglichen Vorhersagen der DWD-Modelle abgeleitete monatliche Gebietsniederschläge für das Jahr 1994 für ganz Deutschland im Vergleich zu Beobachtungsergebnissen (Niederschlagsmeßnetz des DWD).

Bild 29, S. 83: Aus Vorhersagen des Global-Modells des DWD abgeleitete tägliche Gebietsniederschläge für den November 1994 für ganz Deutschland im Vergleich zu Beobachtungsergebnissen (Niederschlagsmeßnetz des DWD).

Bild 30, S. 85: Raum-Zeit-Schnitt der relativen Differenzen der zonal gemittelten monatlichen Gebietsniederschläge aus den 0-24h-Vorhersagen des EZMW und den Beobachtungsergebnissen des WZN für die Landflächen für 1987.

Bild 31, S. 87: Ergebnisse des EZMW-Modells für die mittlere globale Niederschlagshöhe und die mittlere globale Verdunstungshöhe als Funktion des Vorhersagetages für die Monate Juli der Jahre 1987 bis 1994. Bildquelle: EZMW (KLINKER 1992 und 1995).

Bild 32, S. 88: Global gemittelte monatliche Niederschlagshöhen für die monatlich aufsummierten täglichen EZMW-Vorhersagen und die weitgehend auf Beobachtungen beruhenden GPCP-Ergebnisse.

Bild 33, S. 89: Für die Ozeane zwischen 50°N und 50°S und die Landflächen getrennt gemittelte monatliche Niederschlagshöhen der monatlich aufsummierten täglichen Vorhersagen des EZMW sowie der ausschließlich auf Beobachtungen beruhenden Ergebnisse des GPCP.

Bild 34, S. 92: Häufigkeitsverteilung der Anzahl der 2,5°-Rasterzellen in Abhängigkeit von der Anzahl der Stationen pro Rasterzelle, für die monatliche Niederschlagshöhen bisher in den Analysen berücksichtigt werden konnten. Bildquelle: RUDOLF (1994).

Bild 35, S. 94: Monatliche Gebietsniederschlagshöhen aus den heute operationell verfügbaren Daten für eine äquatoriale, 60 Breitengrade umfassende, im Jahresgang des Sonnenhöchststandes variierte Zone für den Zeitraum Januar 1987 bis Dezember 1989, getrennt für die Landflächen und Ozeane.

Bild 36, S. 96: Breitenabhängiger Verlauf der zonal für die Landflächen gemittelten monatlichen Gebietsniederschläge für die mit der Patchworkmethode zusammengesetzte globale Niederschlagsverteilung sowie getrennt für die verwendeten Datenarten: konventionelle Meßdaten, IR-Satellitendaten, Vorhersagen des EZMW, für den Januar bzw. den Juli 1989.

Bild 37, S. 97: Breitenabhängiger Verlauf der zonal für die Landflächen gemittelten monatlichen Gebietsniederschläge für die mit der Patchworkmethode zusammengesetzte globale Niederschlagsverteilung "GPCP-V1" sowie getrennt für die verwendeten Datenarten: SSM/I-Satellitendaten, IR-Satellitendaten, Vorhersagen des EZMW, für den Januar bzw. den Juli 1989.

Bild 38, S. 101: Flußdiagramm der für das GPCP geplanten Methode zur Kombination der Niederschlagsverteilungen aus Satellitendaten, konventionellen Beobachtungen und Ergebnissen der numerischen Wettervorhersage. Bildquelle: GPCP-Arbeitstreffen in Washington, D.C., USA, 25.-28. Oktober 1994.

Bild 39, S. 106: Ablaufplan der WZN-Routine zur Produktion einer gerasterten globalen Niederschlagskarte auf der Basis von konventionell gemessenen Niederschlagsdaten, Niederschlagsschätzungen aus Satellitenbeobachtungen und Ergebnissen der numerischen Wettervorhersage.

## **Verzeichnis der Karten und Farbbilder im Anhang:**

Karte 1: Monatliche Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster, abgeleitet aus konventionell gemessenen Daten von rund 6.700 Stationen durch objektive Analyse, für den Januar 1989.

Karte 2: dito für den Juli 1989.

Karte 3: Anzahl der Stationen pro 2,5°-Raster für die in Karte 1 dargestellten Gebietsniederschläge für den Januar 1989.

Karte 4: dito für den Juli 1989.

Karten 5a und 5b: Monatliche Niederschlagshöhe für Deutschland für den August 1994 (5a, oben) sowie mittlere monatliche Niederschlagshöhe für den August im Bezugszeitraum 1951-1980 (5b, unten), berechnet auf der Basis der Beobachtungen von jeweils mehr als 4.000 Stationen des DWD mit einer konstanten Regressionsbeziehung von Niederschlagshöhe und Geländehöhe. Bildquelle: DWD, Abteilung Klimatologie, K3.

Karte 6: Absoluter durch systematische Meßfehler bedingter Fehler der mittleren monatlichen Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster, abgeleitet aus den Differenzen der korrigierten und nichtkorrigierten Daten von LEGATES (1987), für den Monat Januar.

Karte 7: dito für den Monat Juli.

Karte 8: Prozentualer durch systematische Meßfehler bedingter Fehler der mittleren monatlichen Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster, abgeleitet aus den korrigierten und nichtkorrigierten Daten von LEGATES (1987) als relative Differenz bezogen auf die nichtkorrigierten Daten, für den Monat Januar.

Karte 9: dito für den Monat Juli.

Karte 10: Unkorrigierte, in die Einheit der täglichen Niederschlagshöhe mit einer allgemeinen Z/R-Beziehung umgerechnete, mittlere Verteilung der Radarechointensität für den 20. August 1992 für die Umgebung von Frankfurt am Main. Bildquelle: DWD, Hydrometeorologie.

Karte 11: Aneichfaktoren für das Radarechobild vom 20. August 1992, die auf der Basis von konventionell an 350 Stationen gemessenen täglichen Niederschlagshöhen berechnet und interpoliert wurden. Bildquelle: DWD, Hydrometeorologie.

Karte 12: Mit den vorkorrigierten, von Festzielechos befreiten Radarbildern und den Aneichfaktoren aus Karte 11 berechnete räumliche Verteilung der täglichen Niederschlagshöhe für den 20. August 1992 für die Umgebung von Frankfurt am Main. Bildquelle: DWD, Hydrometeorologie.

Karte 13: Medianwert der täglichen Radar-Aneichfaktoren für alle Tage des Jahres 1992. Bildquelle: DWD, Hydrometeorologie.

Karte 14: Monatliche Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster, mit der GPI-Methode aus den IR-Satellitendaten abgeleitet, für den Januar 1989.

Karte 15: dito für den Juli 1989.

Karte 16: Monatliche Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster, mit der Methode von WILHEIT et al. (1991) aus den SSM/I-Satellitendaten abgeleitet, für den Januar 1989.

Karte 17: dito für den Juli 1989.

Karte 18: Räumliche Verteilungen der monatlichen Niederschlagshöhe im November 1994 für Deutschland und die Schweiz nach Beobachtungen (ca. 4.000 Stationen des Niederschlagsmeßnetzes des DWD und ca. 600 Meßstellen der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt) und den täglichen Vorhersagen der drei Modelle des DWD sowie des globalen Modells des EZMW. Bildquelle: Abteilung Forschung, DWD.

Karte 19: Monatliche Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster, abgeleitet aus den täglichen 12-36h-Vorhersagen des EZMW, für den Januar 1989.

Karte 20: dito für den Juli 1989.

Karte 21: Differenzen der monatlichen Gebietsniederschläge aus den 12-36h-Vorhersagen des EZMW und den Beobachtungsergebnissen im 2,5°-Raster für den Januar 1989.

Karte 22: dito für den Juli 1989.

Karte 23: Differenzen der monatlichen Gebietsniederschläge aus den 12-36h – und den 0-24h-Vorhersagen des EZMW im 2,5°-Raster für den Januar 1989.

Karte 24: dito für den Juli 1989.

Karte 25: Monatliche Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster, zusammengesetzt als Patchwork aus konventionell gemessenen Daten, IR- und SSM/I-Satellitenbeobachtungen sowie Ergebnissen der numerischen Wettervorhersage ("GPCP Version 1"), für den Januar 1989.

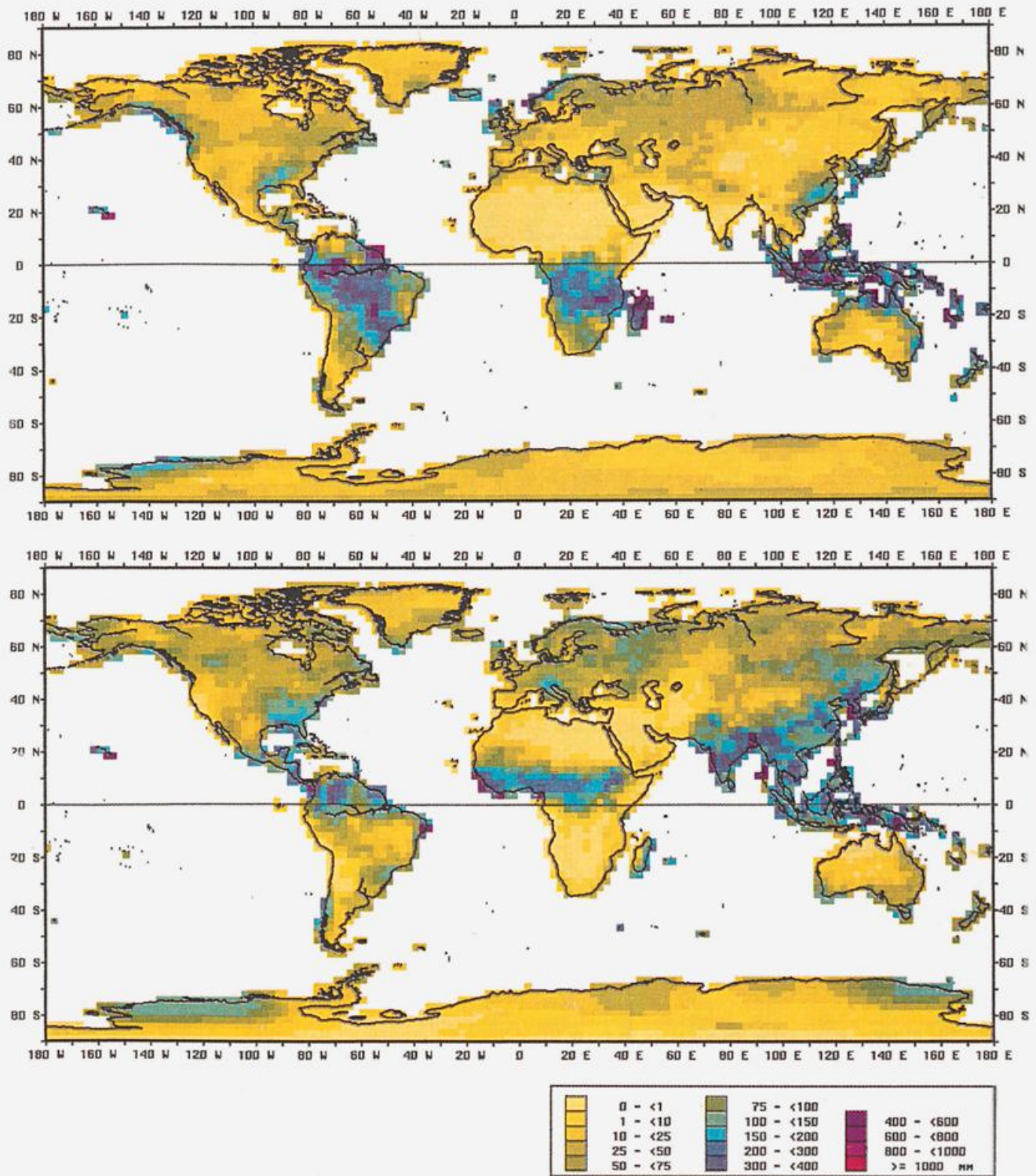
Karte 26: dito für den Juli 1989.

Karte 27: Monatliche Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster, zusammengesetzt als Patchwork aus konventionell gemessenen Daten (SCHEMM) und MSU-Satellitenbeobachtungen (SPENCER). Quelle der Daten: FIORINO (1993), für den Januar 1989.

Karte 28: dito für den Juli 1989.

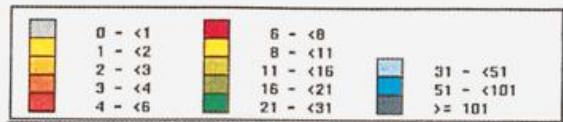
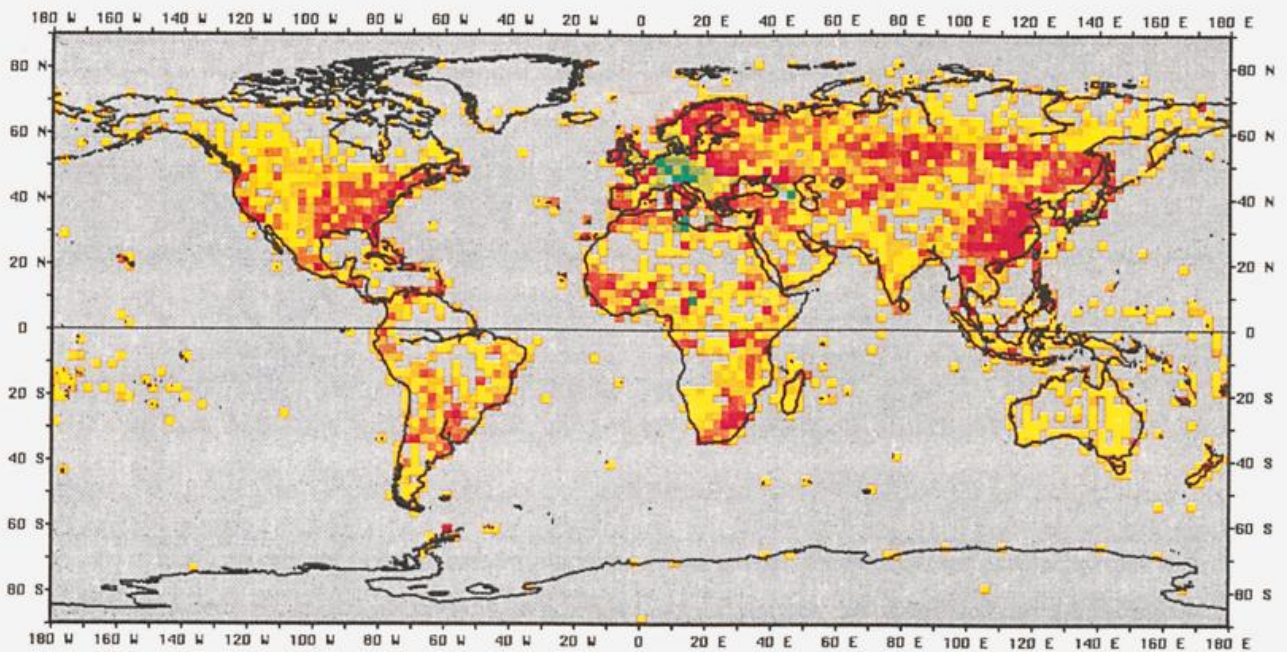
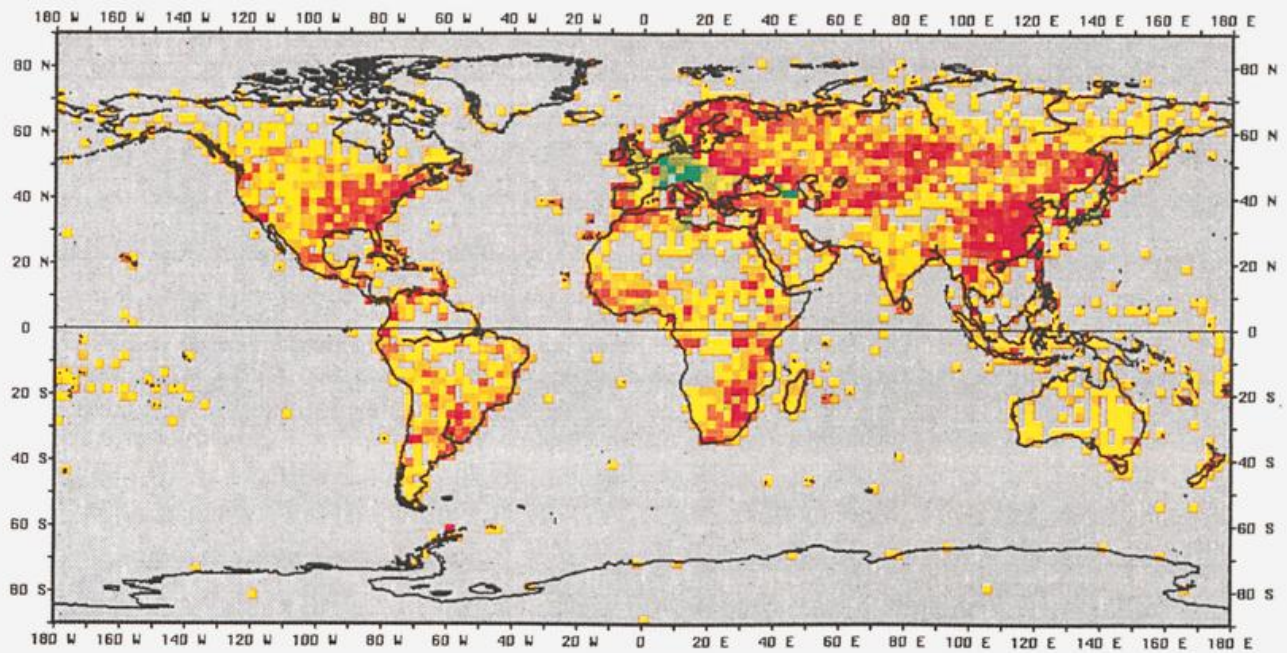
Karte 29: Differenzen der im 2,5°-Raster über das Jahr 1987 gemittelten monatlichen Gebietsniederschläge der GPI-Auswertung der Infrarotdaten und der monatlich aufsummierten 12 – 36h-Vorhersagen des EZMW.

Karte 30: Differenzen der im 2,5°-Raster über das Jahr 1987 gemittelten monatlichen Gebietsniederschläge der GPI-Auswertung der Infrarotdaten und der konventionellen Beobachtungsergebnisse.



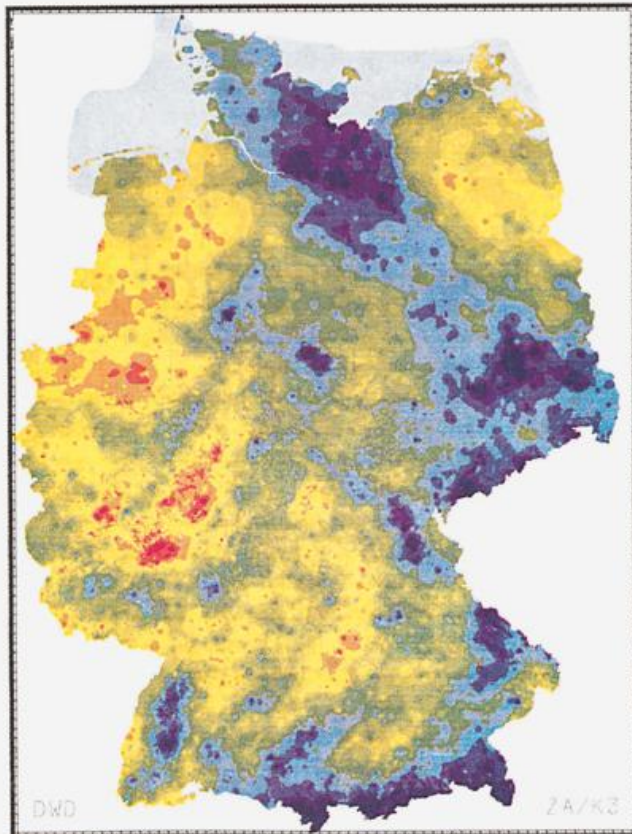
Karte 1 (oben): Monatliche Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster, aus konventionell gemessenen Daten von weltweit rund 6.700 Stationen durch objektive Analyse mit SPHEREMAP im WZN berechnet, für den Januar 1989.

Karte 2 (unten): Monatliche Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster, aus konventionell gemessenen Daten von weltweit rund 6.700 Stationen durch objektive Analyse mit SPHEREMAP im WZN berechnet, für den Juli 1989.

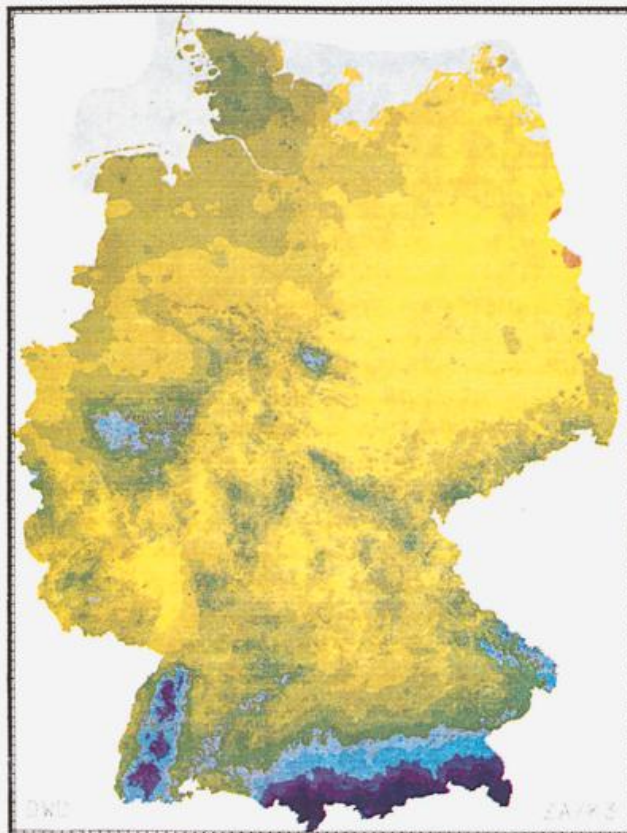


Karte 3 (oben): Anzahl der Stationen pro 2,5°-Raster für die in Karte 1 dargestellten Gebietsniederschläge für den Januar 1989.

Karte 4 (unten): Anzahl der Stationen pro 2,5°-Raster für die in Karte 2 dargestellten Gebietsniederschläge für den Juli 1989.



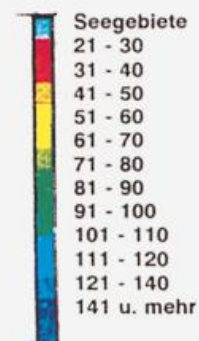
5a: Monatliche Niederschlagshöhe für den August 1994



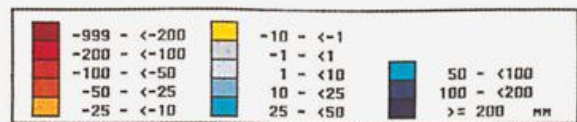
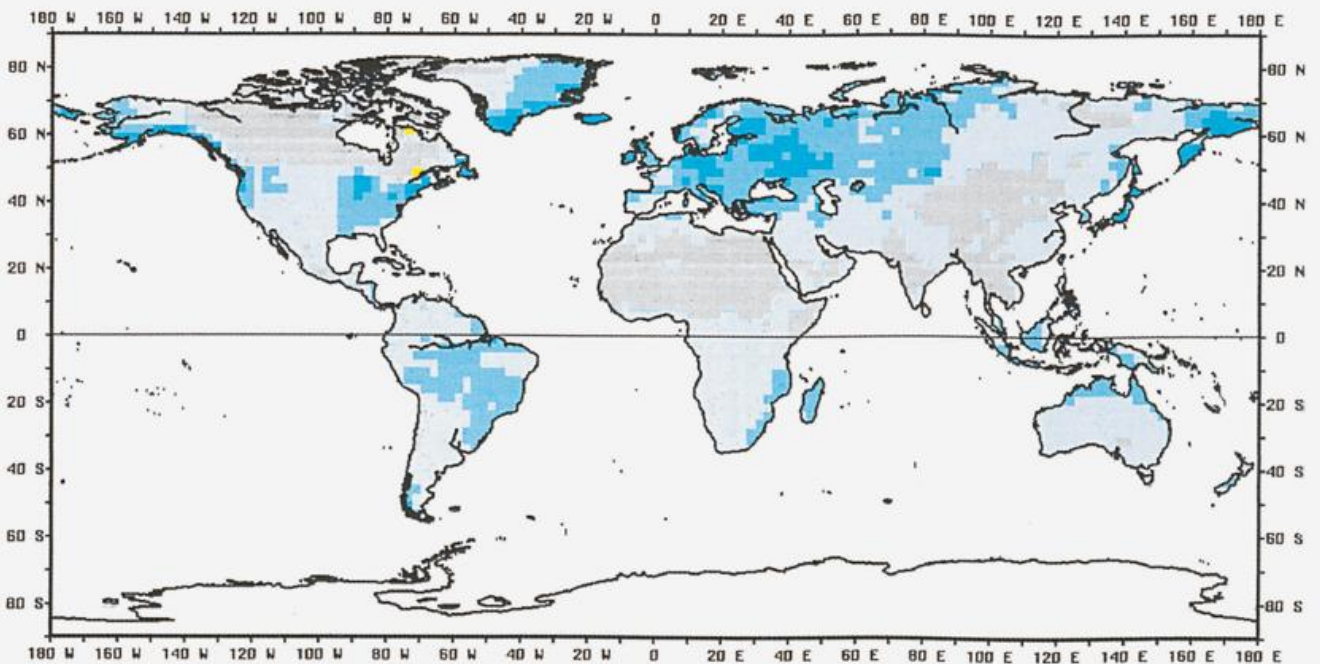
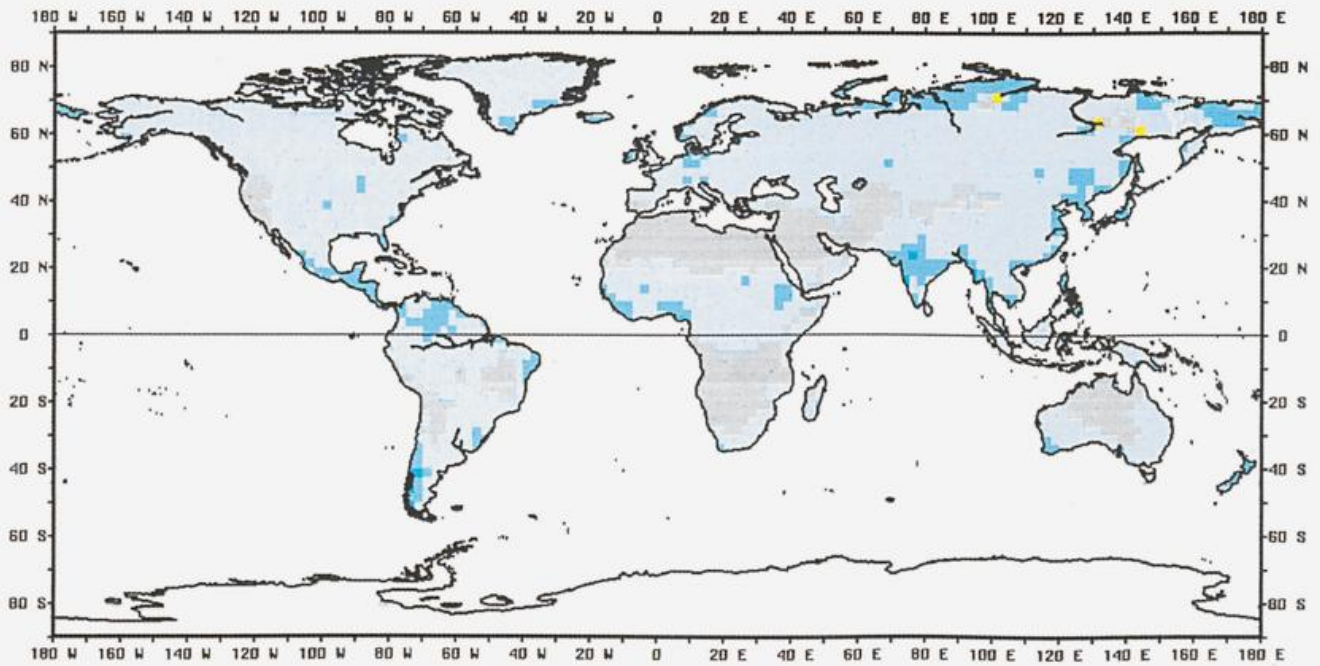
5b: Mittlere monatliche Niederschlagshöhe für den August, 1951 bis 1980.

Legende:

mm/mon

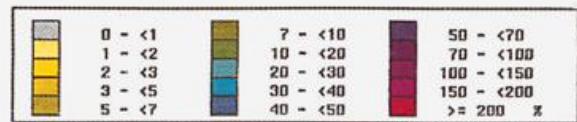
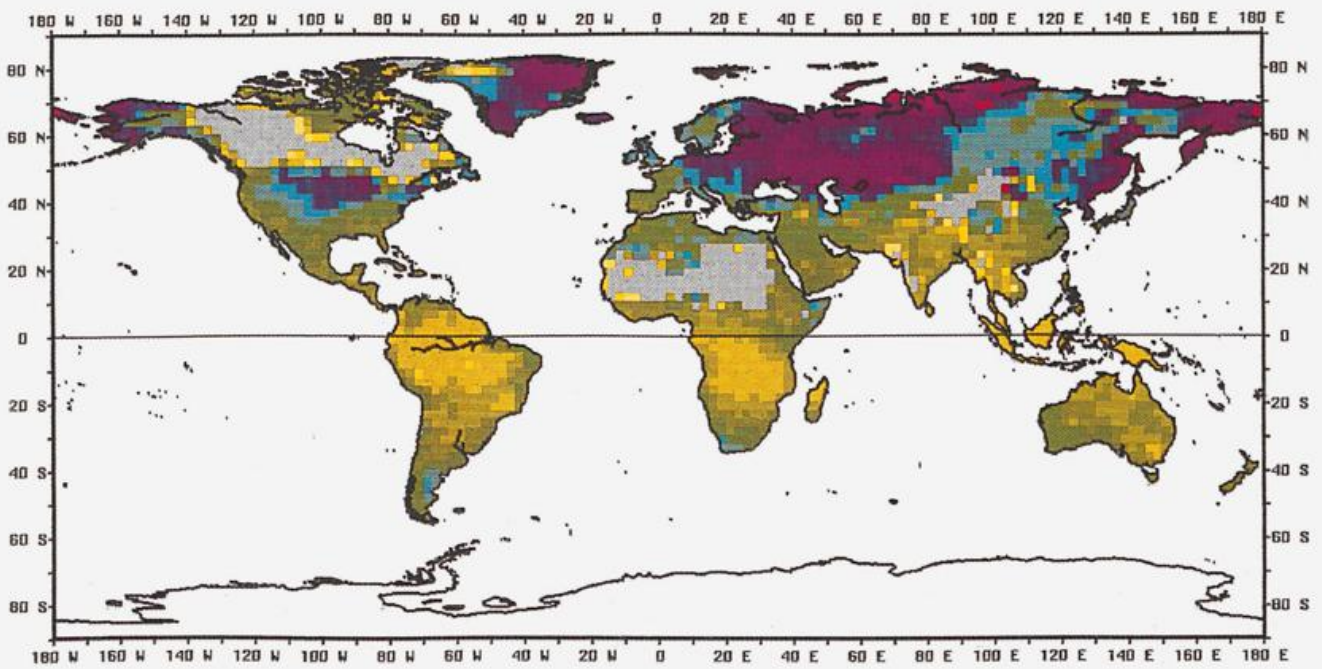
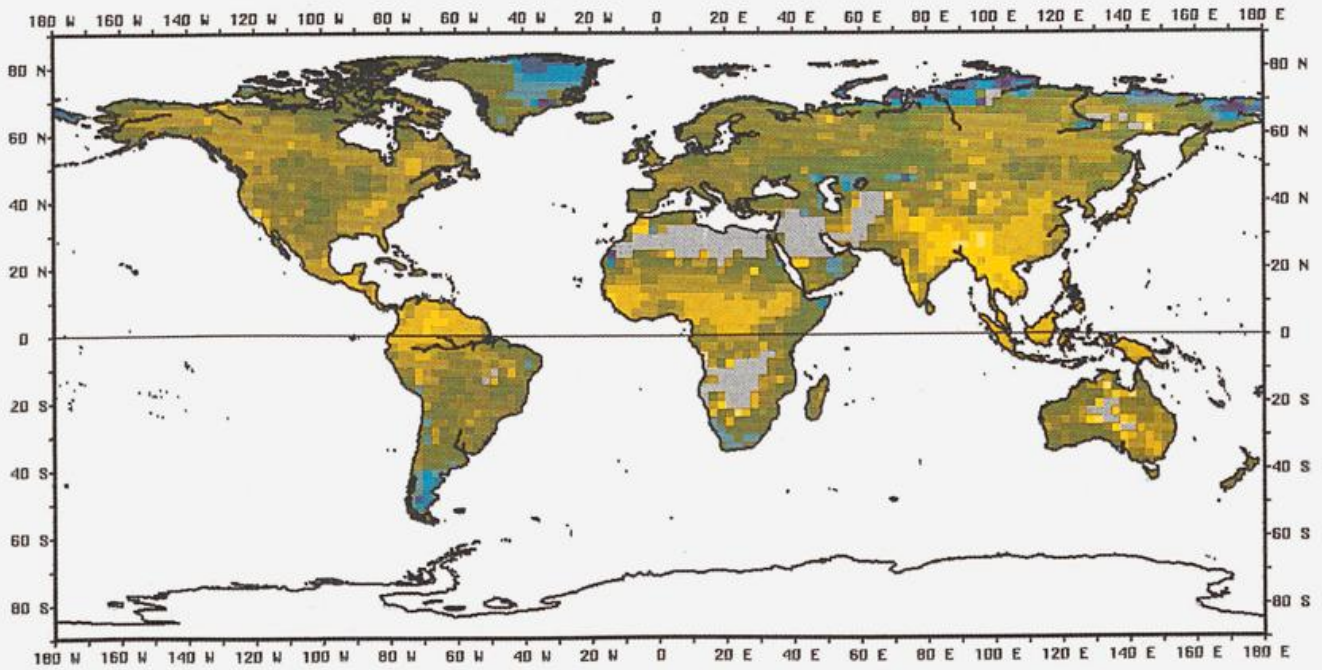


Karten 5a und 5b: Monatliche Niederschlagshöhe für Deutschland für den August 1994 (5a, oben) sowie mittlere monatliche Niederschlagshöhe für den August im Bezugszeitraum 1951-1980 (5b, unten), berechnet auf der Basis der Beobachtungen von jeweils mehr als 4.000 Stationen des DWD mit einer konstanten Regressionsbeziehung von Niederschlagshöhe und Geländehöhe. Bildquelle: DWD, Abteilung Klimatologie, K3.



Karte 6 (oben): Absoluter durch systematische Meßfehler bedingter Fehler der mittleren monatlichen Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster, abgeleitet aus den Differenzen der korrigierten und nichtkorrigierten Daten von LEGATES (1987), für den Monat Januar.

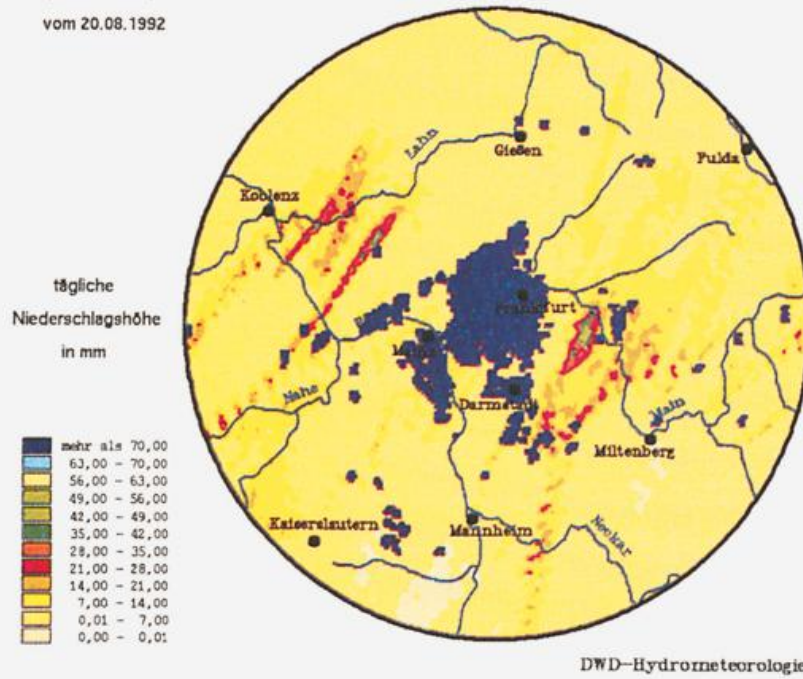
Karte 7 (unten): Absoluter durch systematische Meßfehler bedingter Fehler der mittleren monatlichen Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster, abgeleitet aus korrigierten und nichtkorrigierten Daten von LEGATES (1987), für den Monat Juli.



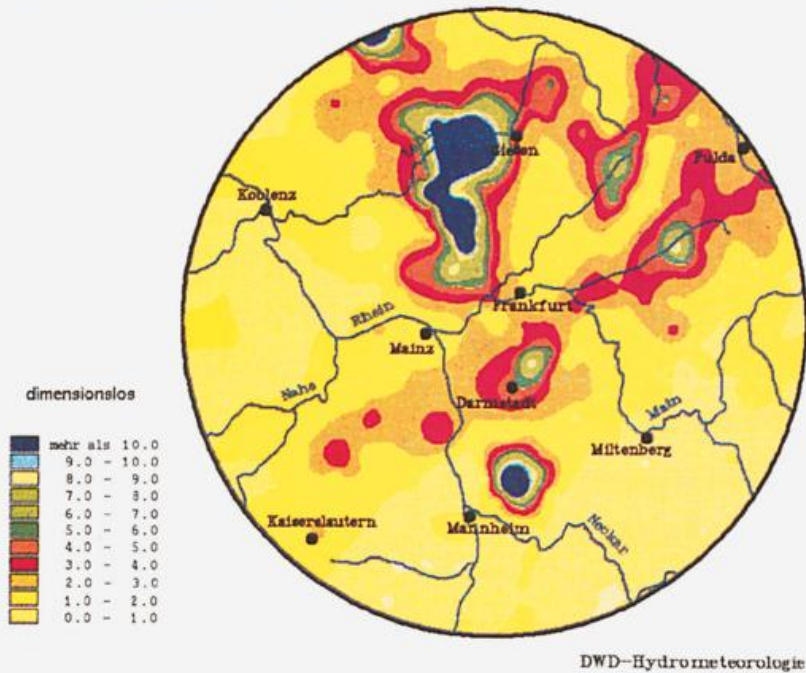
Karte 8 (oben): Prozentualer durch systematische Meßfehler bedingter Fehler der mittleren monatlichen Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster, abgeleitet aus den korrigierten und nichtkorrigierten Daten von LEGATES (1987) als relative Differenz bezogen auf die nichtkorrigierten Daten, für den Monat Januar.

Karte 9 (unten): Prozentualer durch systematische Meßfehler bedingter Fehler der mittleren monatlichen Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster, abgeleitet aus den korrigierten und nichtkorrigierten Daten von LEGATES (1987) als relative Differenz bezogen auf die nichtkorrigierten Daten, für den Monat Juli.

Original Radarergebnis  
vom 20.08.1992



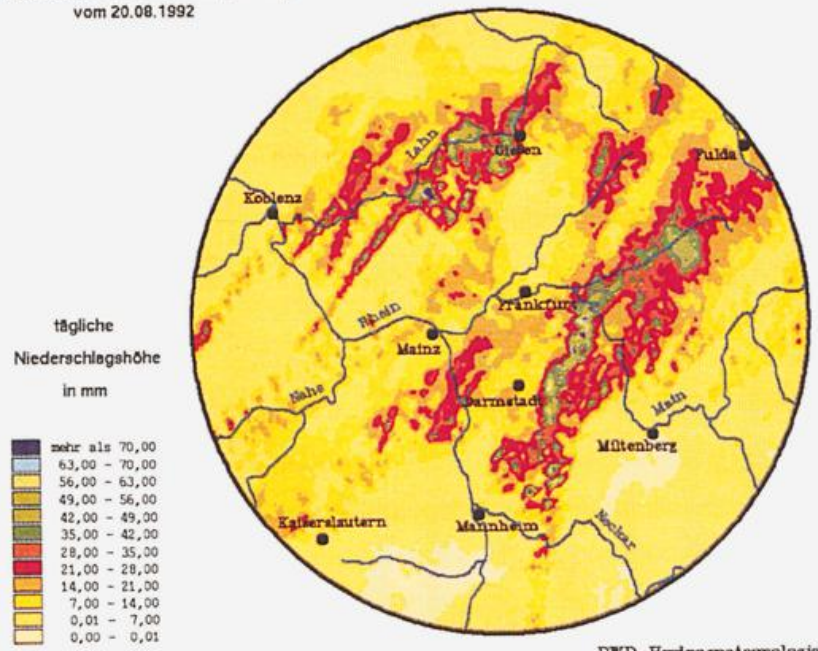
Tägliche Anweichfaktoren für den 20.08.1992



Karte 10 (oben): Unkorrigierte, in die Einheit der täglichen Niederschlagshöhe mit einer allgemeinen Z/R-Beziehung umgerechnete, mittlere Verteilung der Radarechointensität für den 20. August 1992 für die Umgebung von Frankfurt am Main. Bildquelle: DWD, Hydrometeorologie.

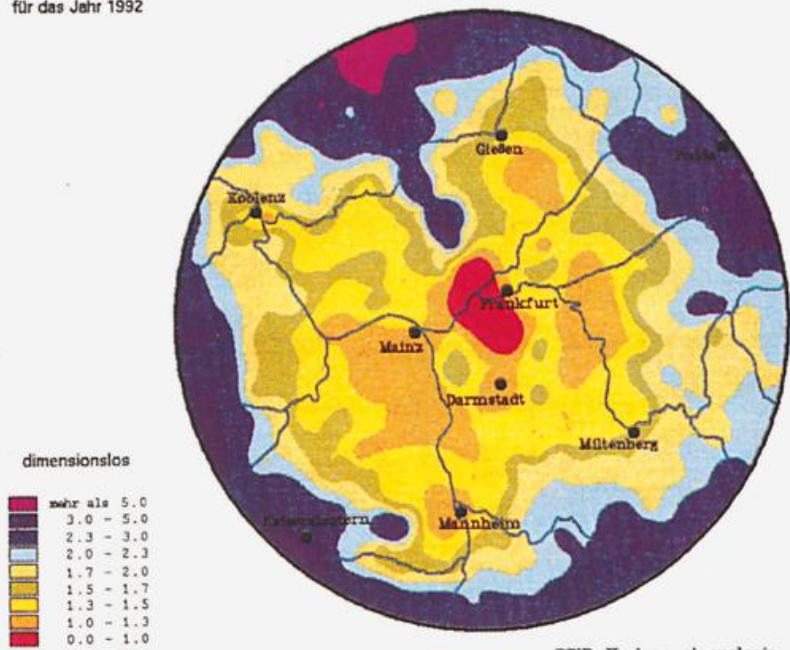
Karte 11 (unten): Anweichfaktoren für das Radarechobild vom 20. August 1992, die auf der Basis von konventionell an 350 Stationen gemessenen täglichen Niederschlagshöhen berechnet und interpoliert wurden. Bildquelle: DWD, Hydrometeorologie.

Angezeichnetes Radarergebnis (off-line)  
vom 20.08.1992



DWD-Hydrometeorologie

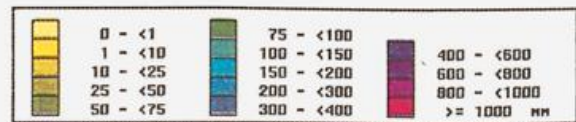
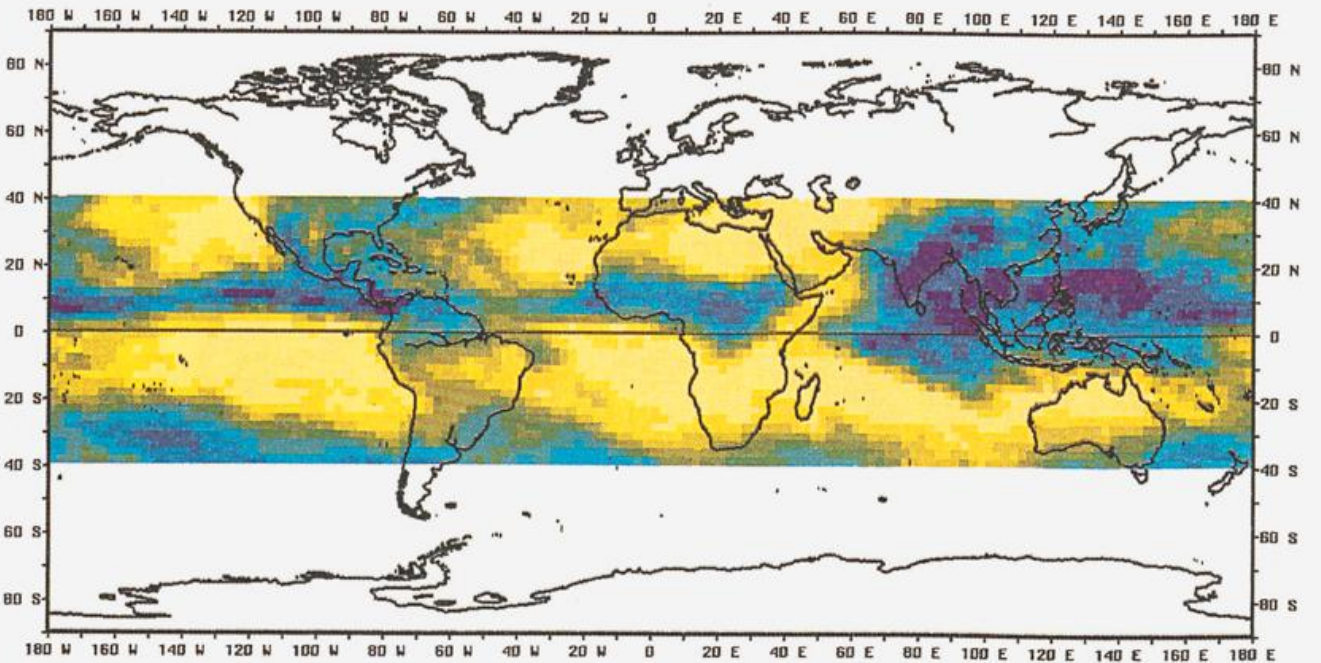
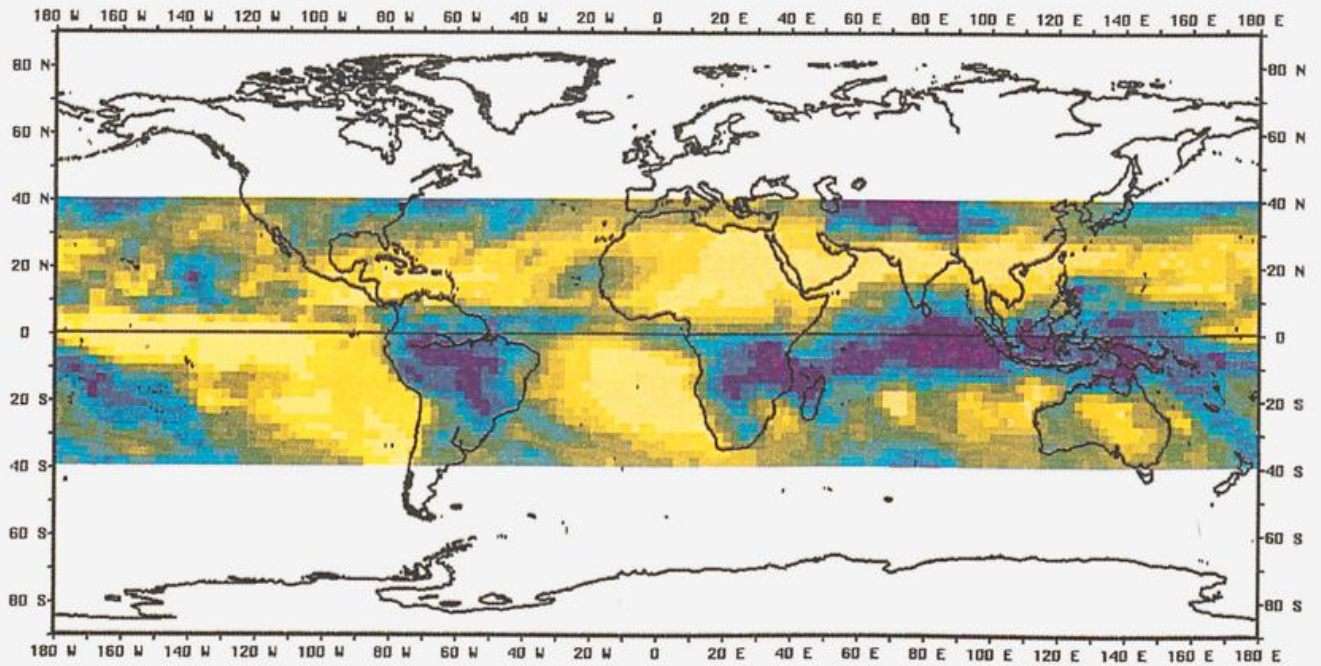
Median der täglichen Anweichfaktoren  
für das Jahr 1992



DWD-Hydrometeorologie

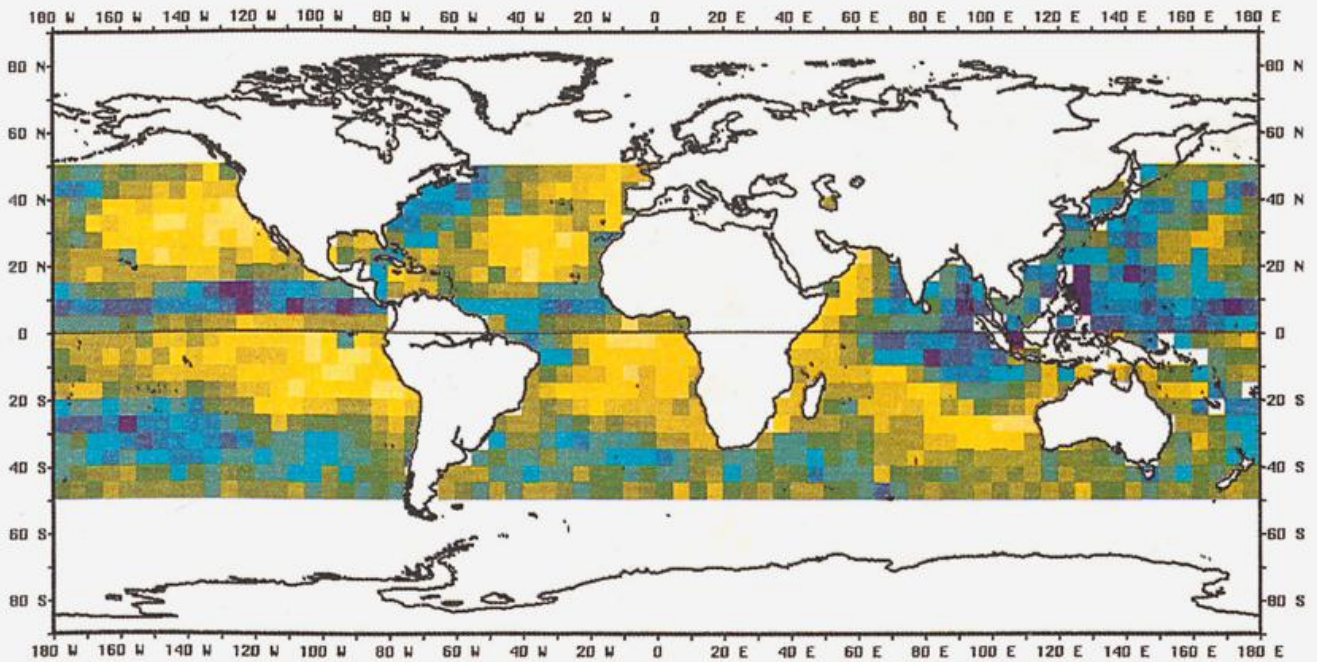
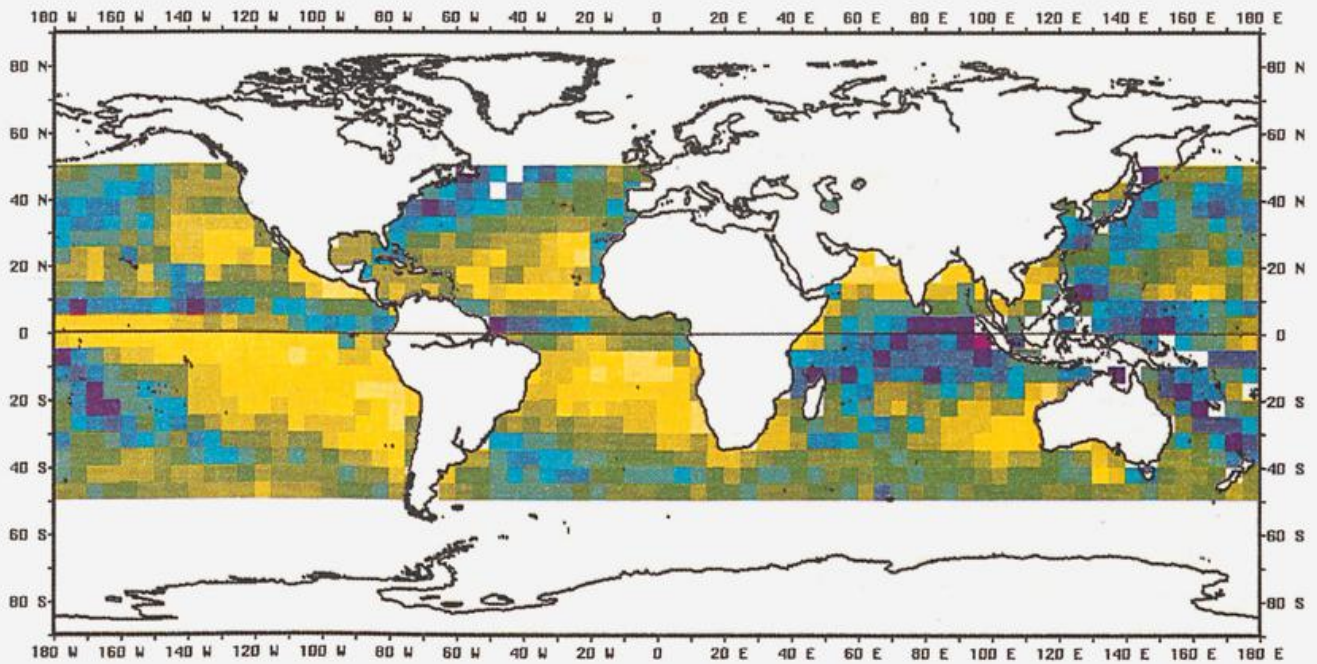
Karte 12 (oben): Mit den vorkorrigierten, von Festzielechos befreiten Radarbildern und den Anweichfaktoren (Karte 11) berechnete räumliche Verteilung der Niederschlagshöhe für den 20. August 1992 für die Umgebung von Frankfurt am Main. Bildquelle: DWD, Hydrometeorologie.

Karte 13 (unten): Medianwert der täglichen Radar-Anweichfaktoren für alle Tage des Jahres 1992. Bildquelle: DWD, Hydrometeorologie.



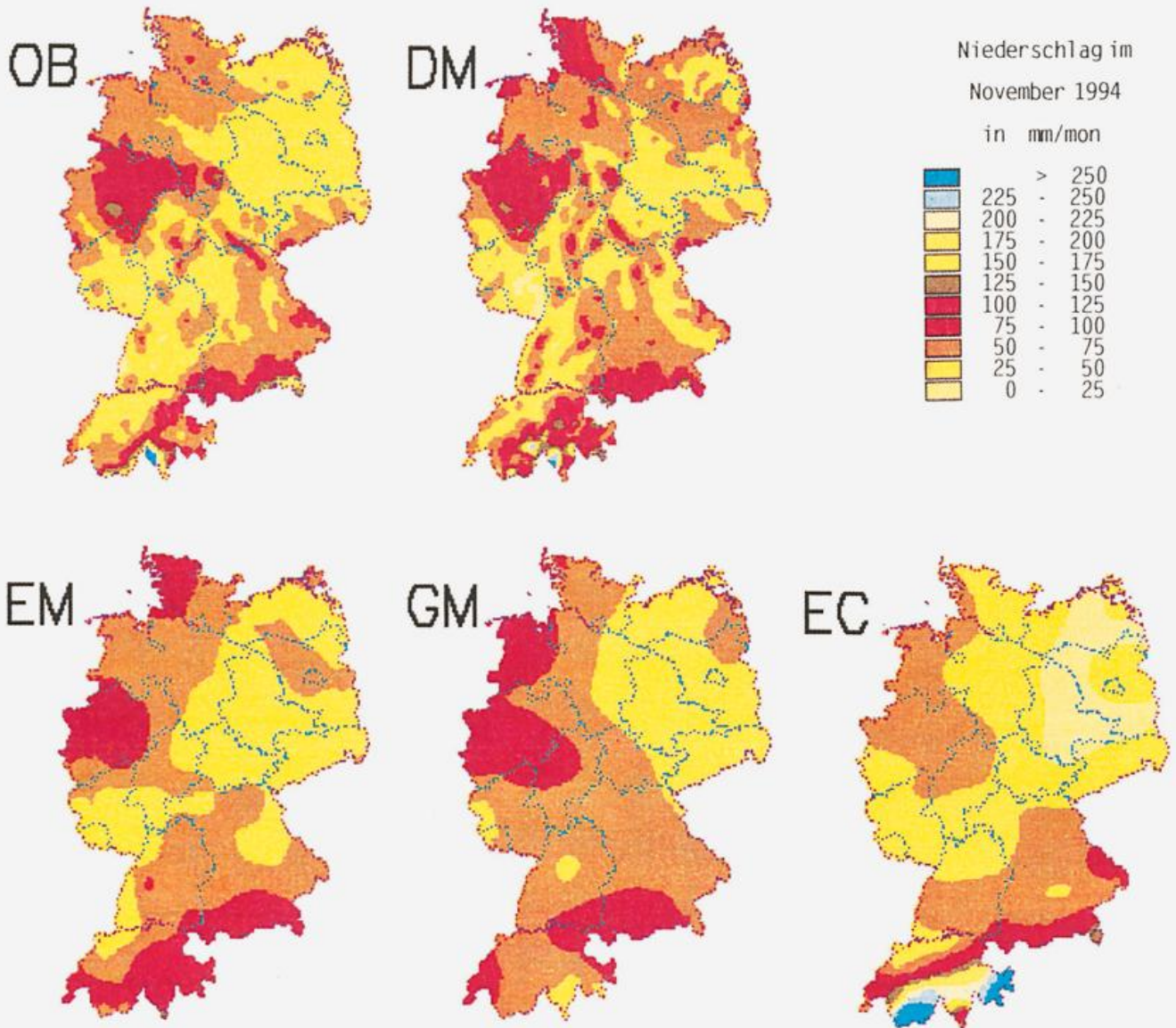
Karte 14 (oben): Monatliche Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster, mit der GPI-Methode aus den IR-Satellitendaten abgeleitet, für den Januar 1989.

Karte 15 (unten): Monatliche Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster, mit der GPI-Methode aus den IR-Satellitendaten abgeleitet, für den Juli 1989.

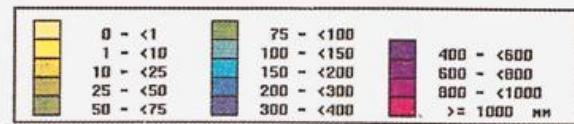
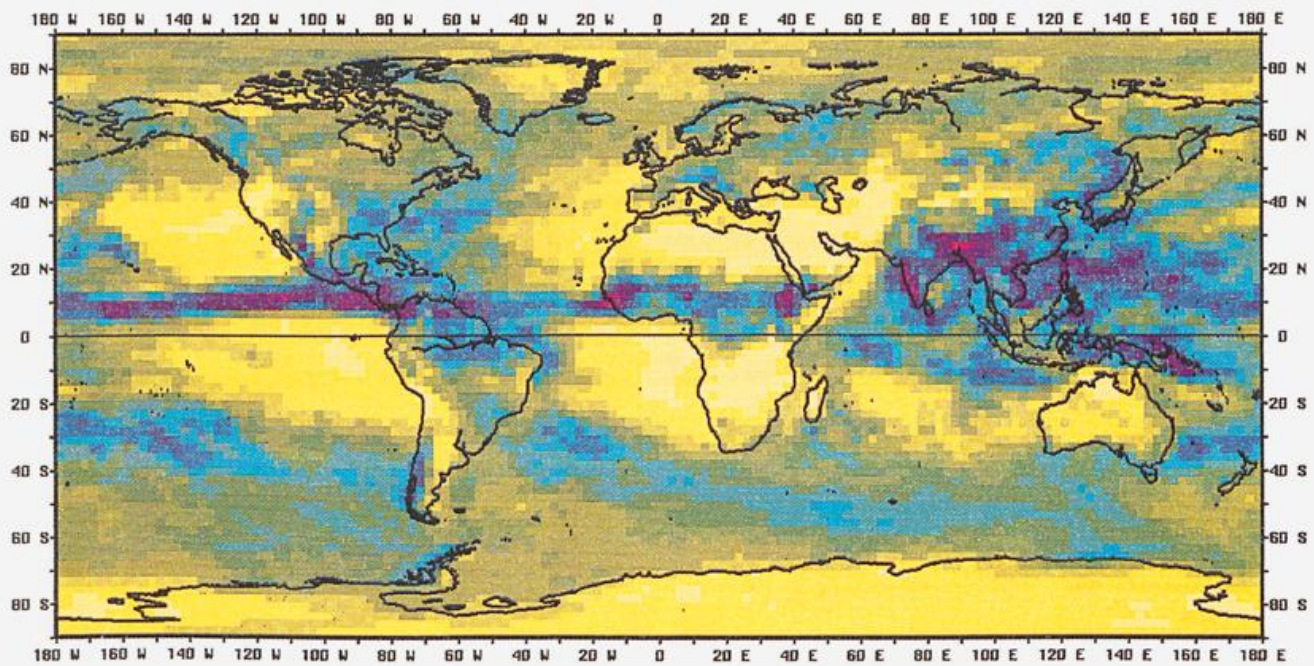
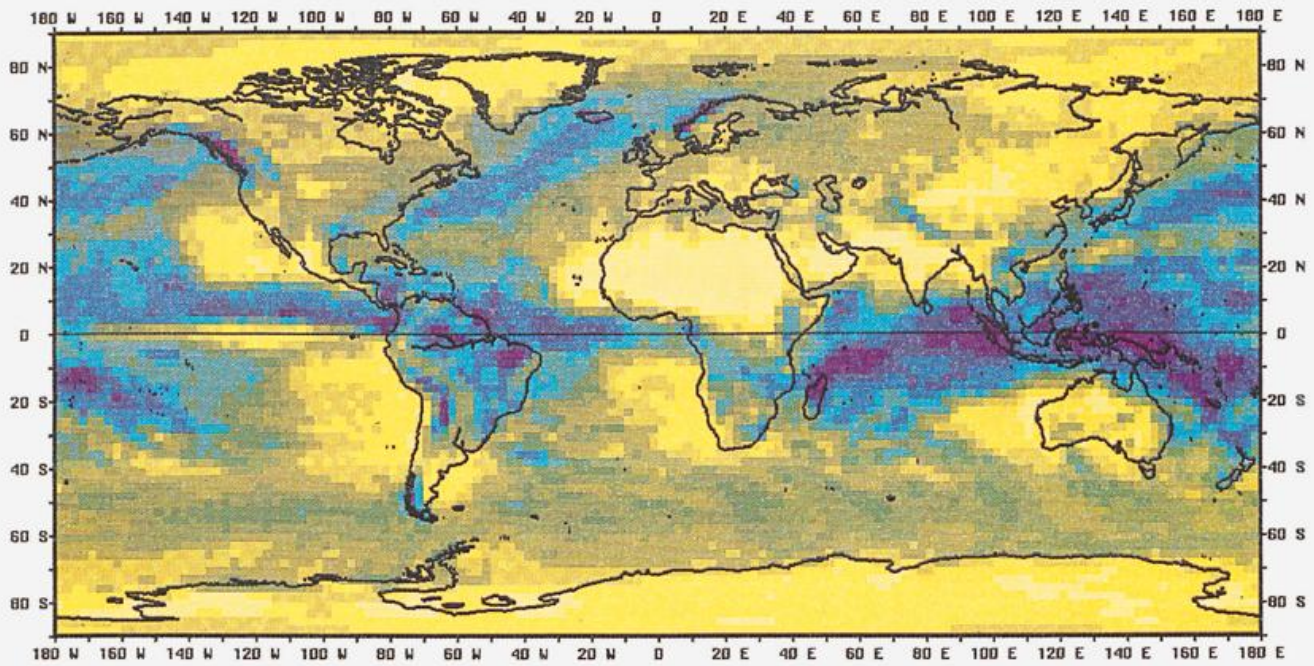


Karte 16 (oben): Monatliche Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster, mit der Methode von WILHEIT et al. (1991) aus den SSM/I-Satellitendaten abgeleitet, für den Januar 1989.

Karte 17 (unten): Monatliche Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster, mit der Methode von WILHEIT et al. (1991) aus den SSM/I-Satellitendaten abgeleitet, für den Juli 1989.

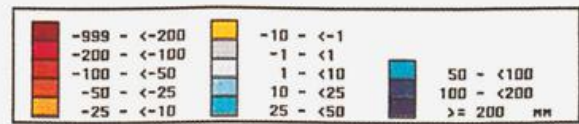
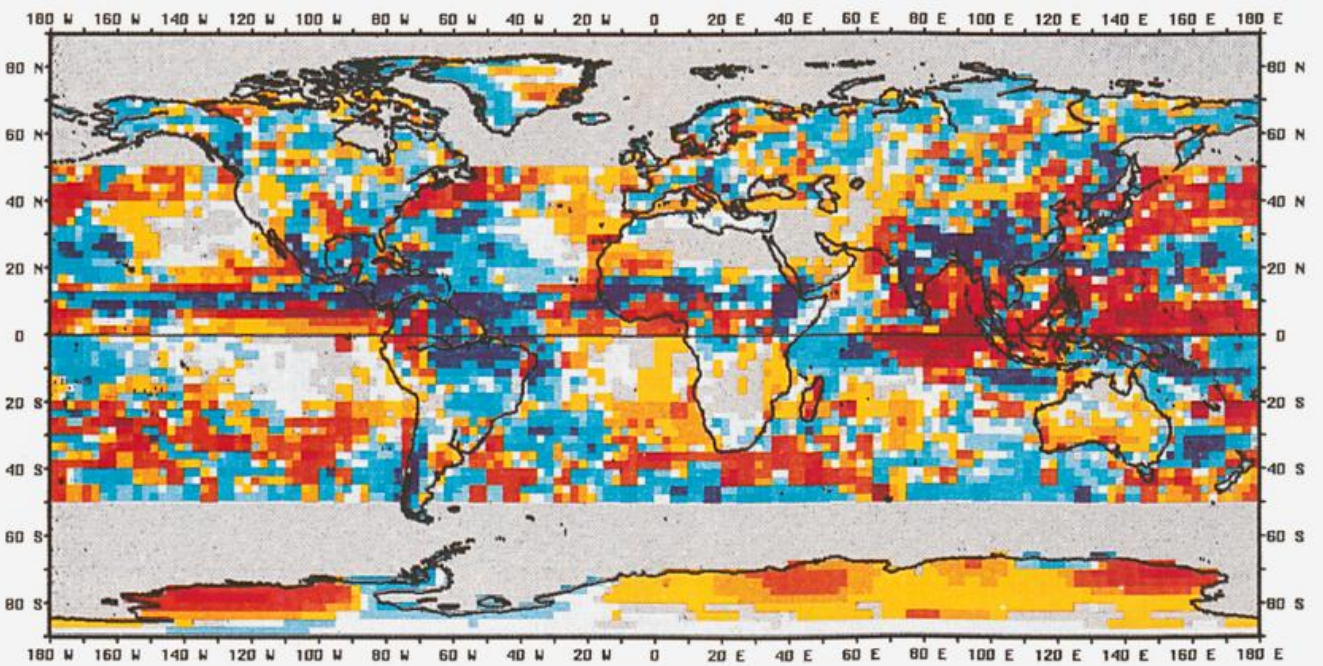
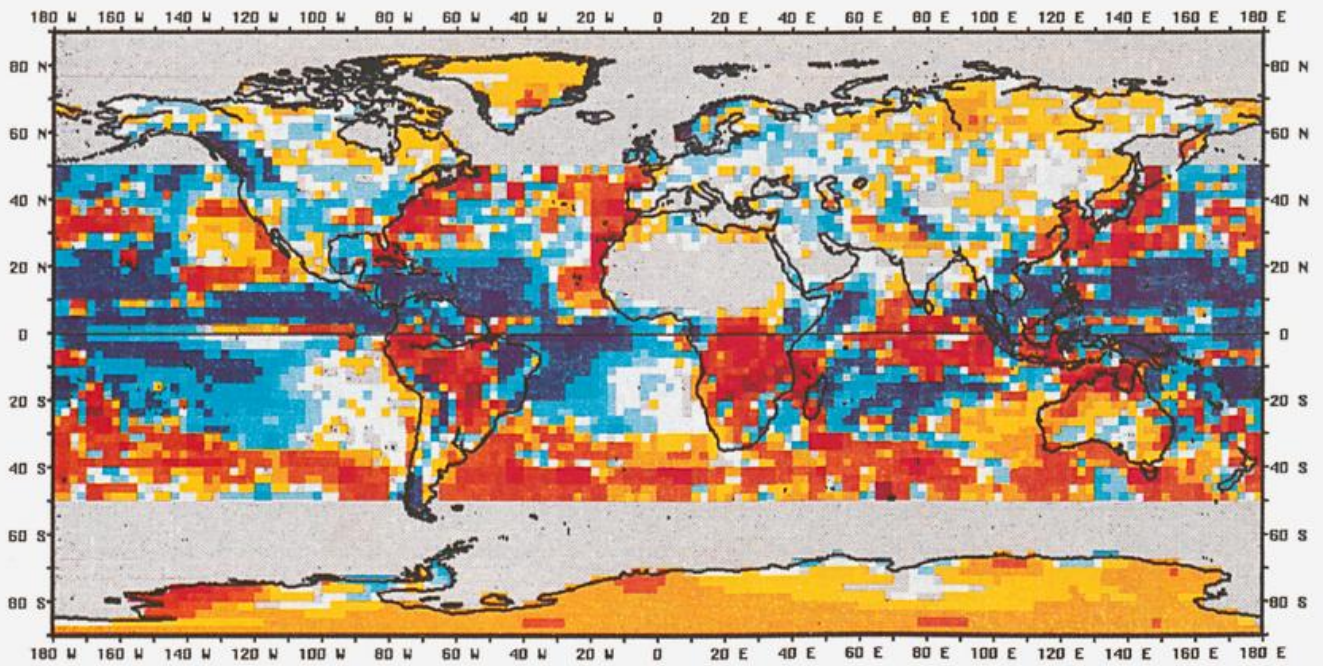


Karte 18: Räumliche Verteilungen der monatlichen Niederschlagshöhe in Millimetern im November 1994 für Deutschland und die Schweiz nach Beobachtungen (OB = Analysen auf der Basis von ca. 4.000 Stationen des Niederschlagsmeßnetzes des DWD und ca. 600 Meßstellen der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt) und den täglichen Vorhersagen der drei Modelle des DWD (GM = Global-Modell T106, EM = Europa-Modell, DM = Deutschland-Modell) und des globalen Modells des EZMW (EC = Global-Modell T213). Bildquelle: Abteilung Forschung, DWD.



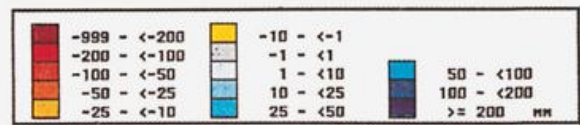
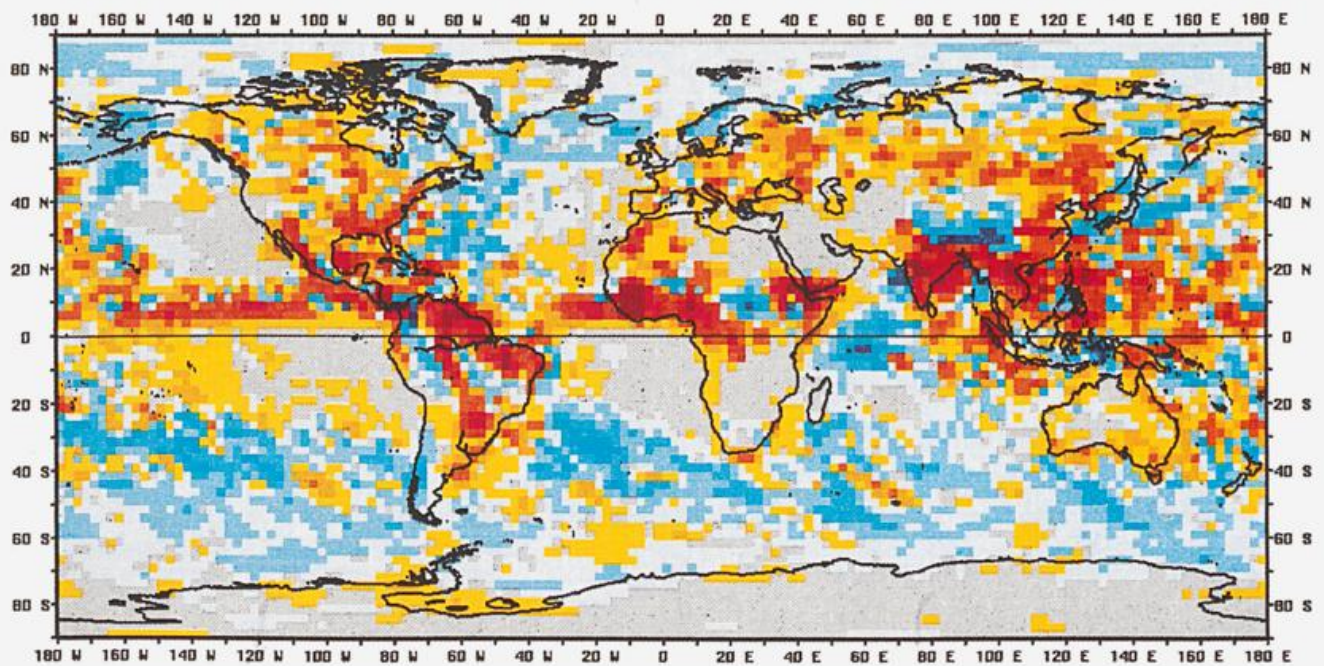
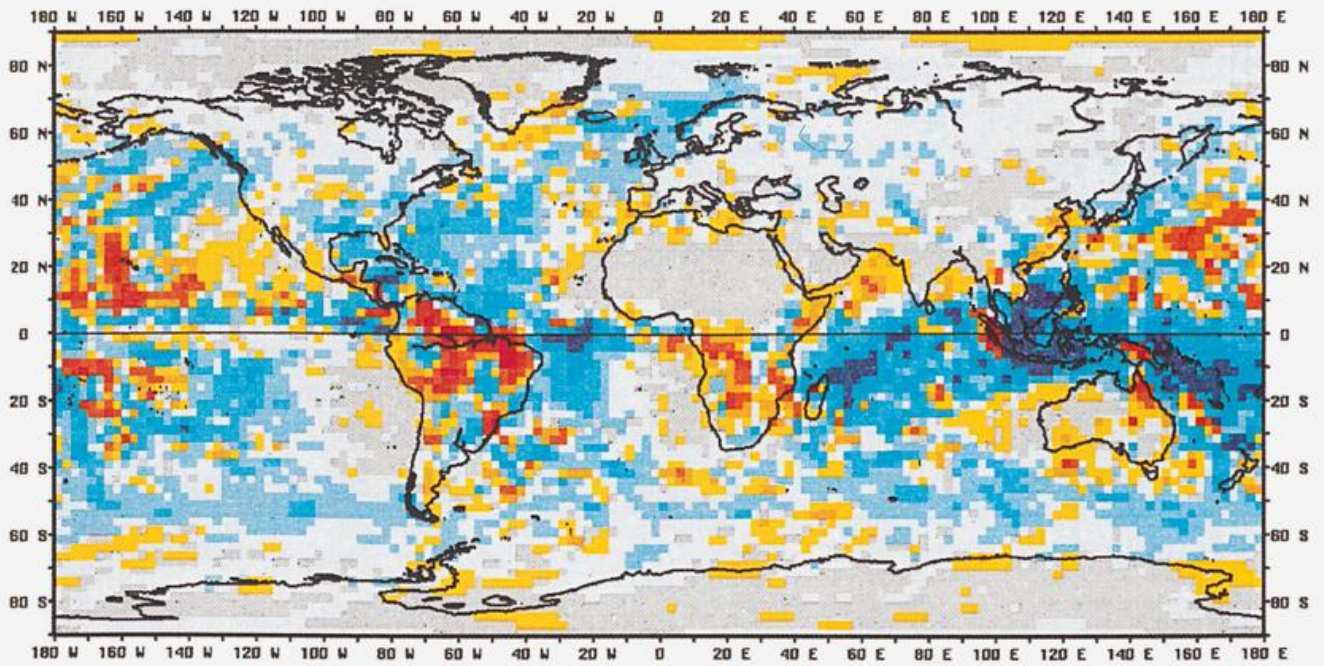
Karte 19 (oben): Monatliche Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster, abgeleitet aus den täglichen 12-36h-Vorhersagen des EZMW, für den Januar 1989.

Karte 20 (unten): Monatliche Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster, abgeleitet aus den täglichen 12-36h-Vorhersagen des EZMW, für den Juli 1989.



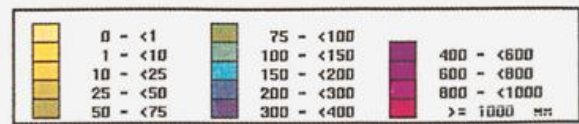
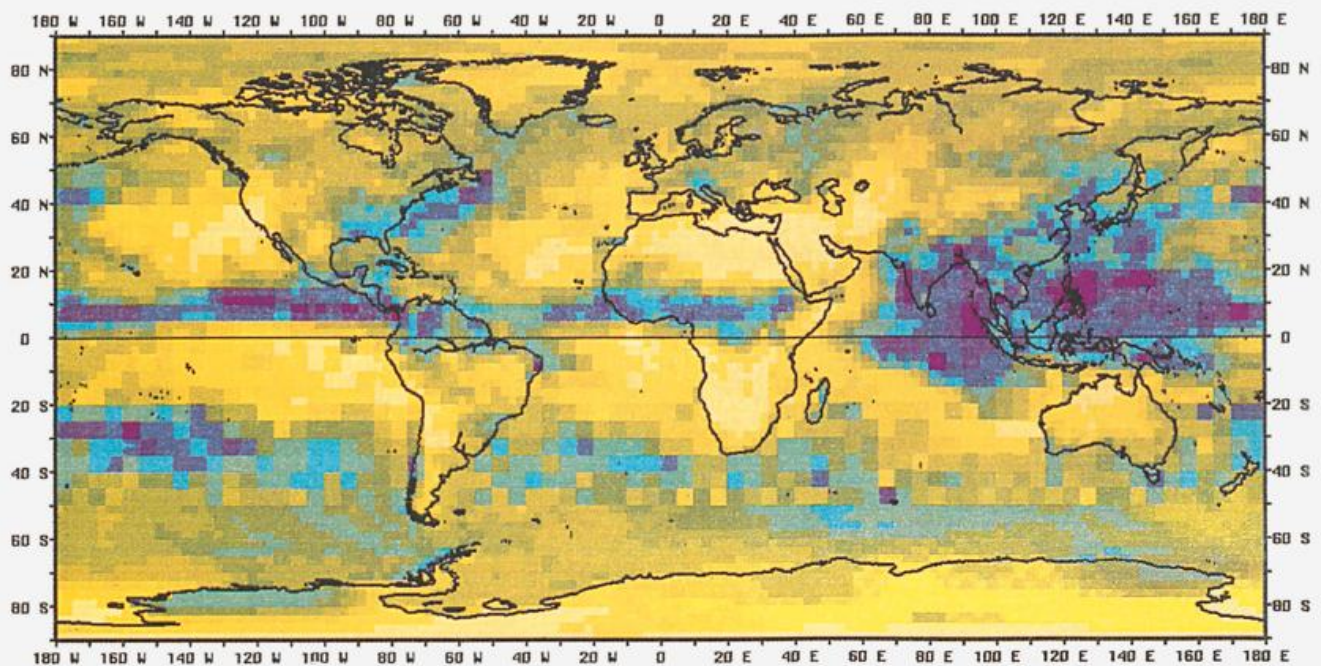
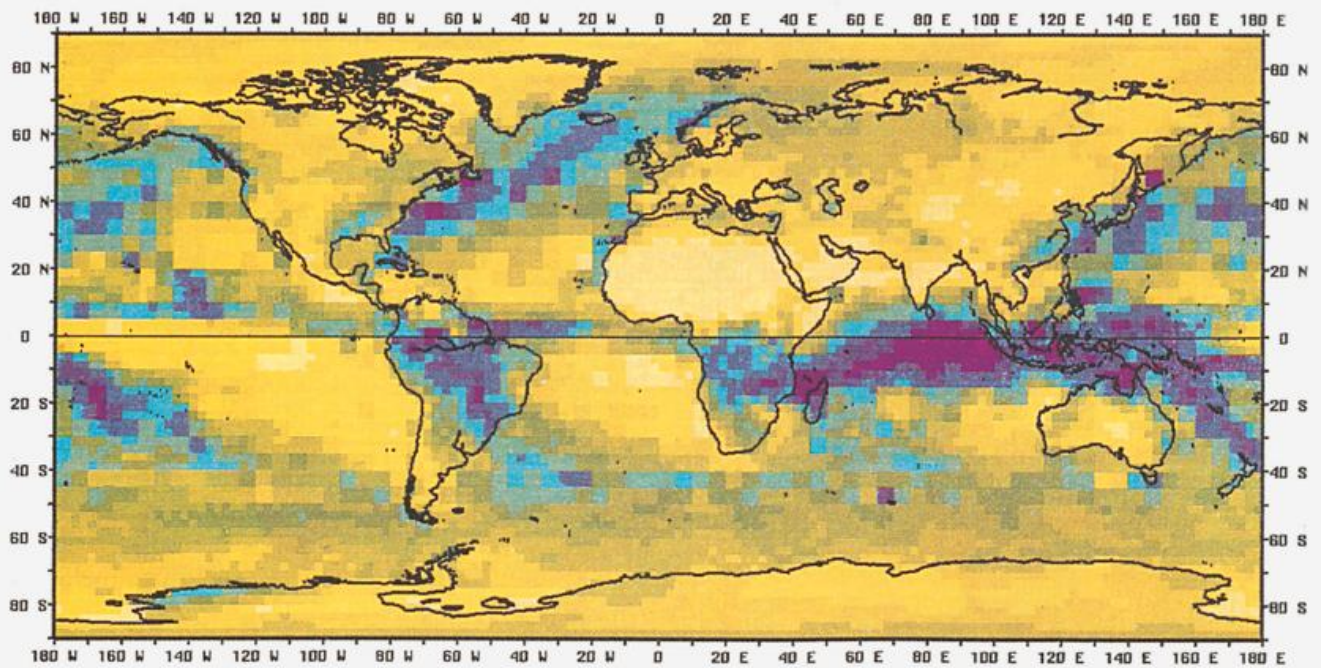
Karte 21 (oben): Differenzen ( a - b ) der monatlichen Gebietsniederschläge aus (a) den 12-36h-Vorhersagen des EZMW (Karte 19) und (b) den Beobachtungsergebnissen (Karte 1) im 2,5°-Raster für den Januar 1989.

Karte 22 (unten): Differenzen ( a - b ) der monatlichen Gebietsniederschläge aus (a) den 12-36h-Vorhersagen des EZMW (Karte 20) und (b) den Beobachtungsergebnissen (Karte 2) im 2,5°-Raster für den Juli 1989.



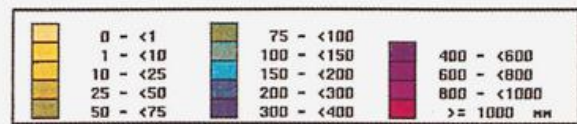
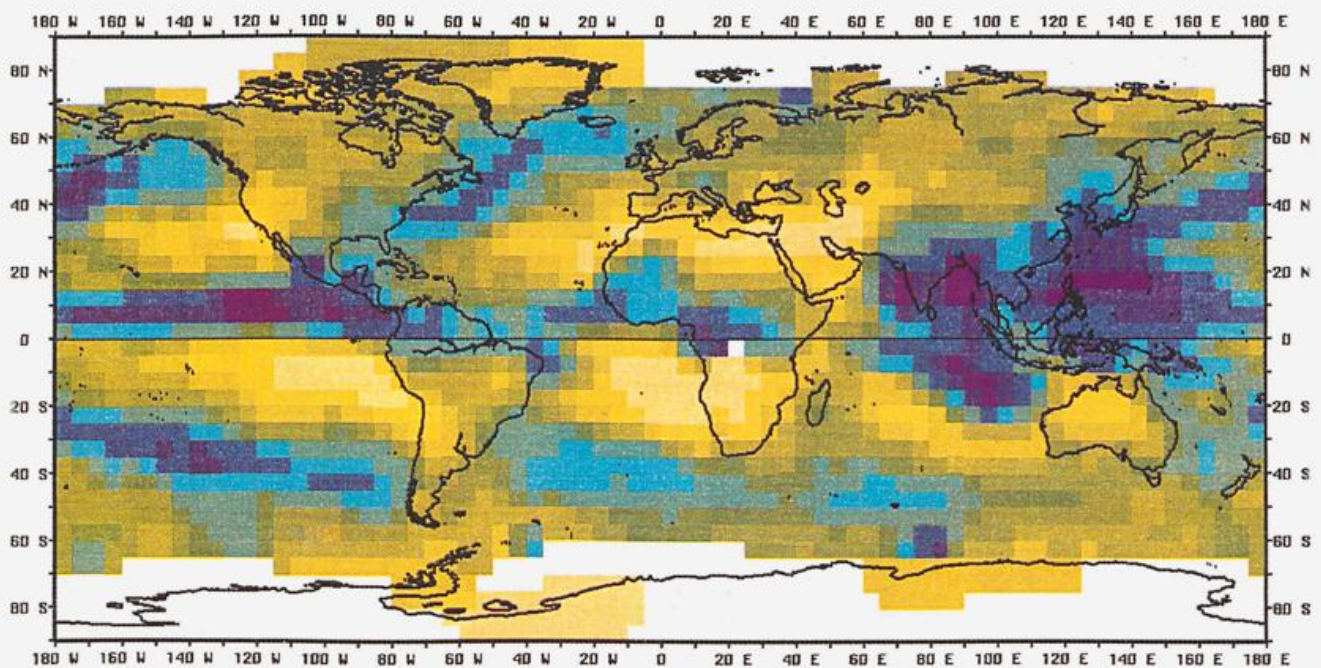
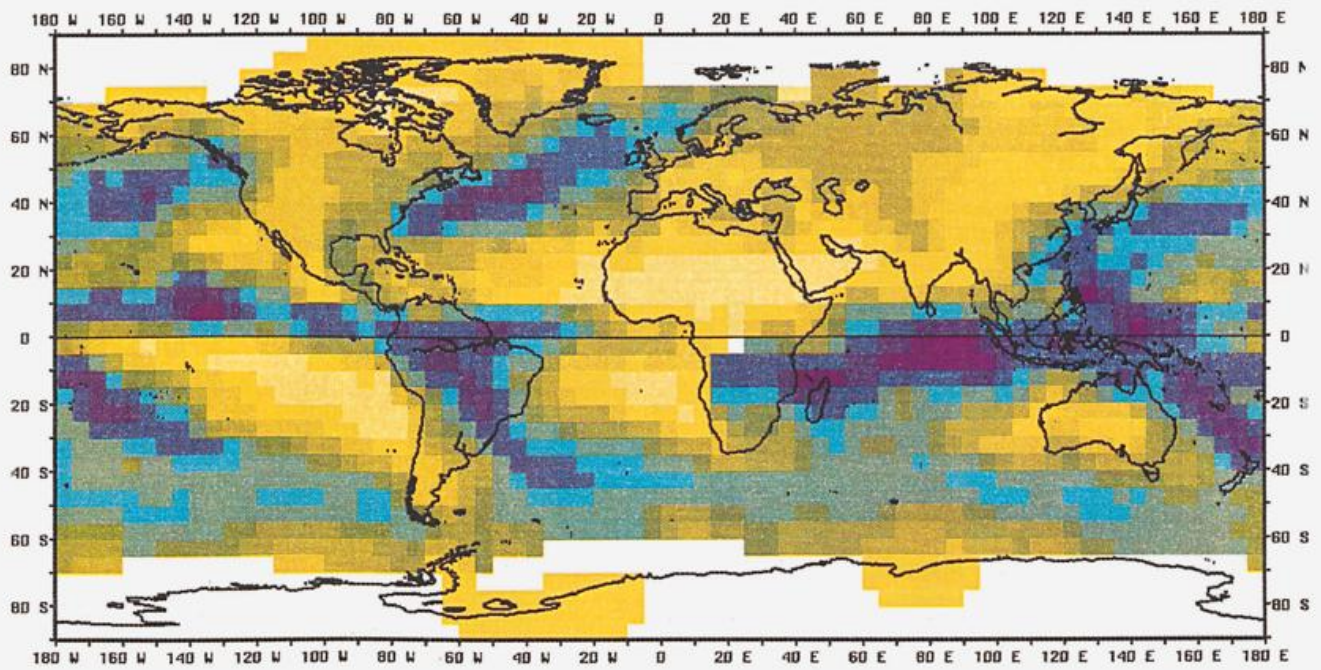
Karte 23 (oben): Differenzen ( a - b ) der monatlichen Gebietsniederschläge aus (a) den 12-36h- und (b) den 0-24h-Vorhersagen des EZMW im 2,5°-Raster für den Januar 1989.

Karte 24 (unten): Differenzen ( a - b ) der monatlichen Gebietsniederschläge aus (a) den 12-36h- und (b) den 0-24h-Vorhersagen des EZMW im 2,5°-Raster für den Juli 1989.



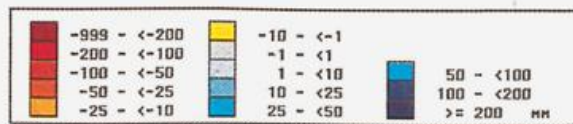
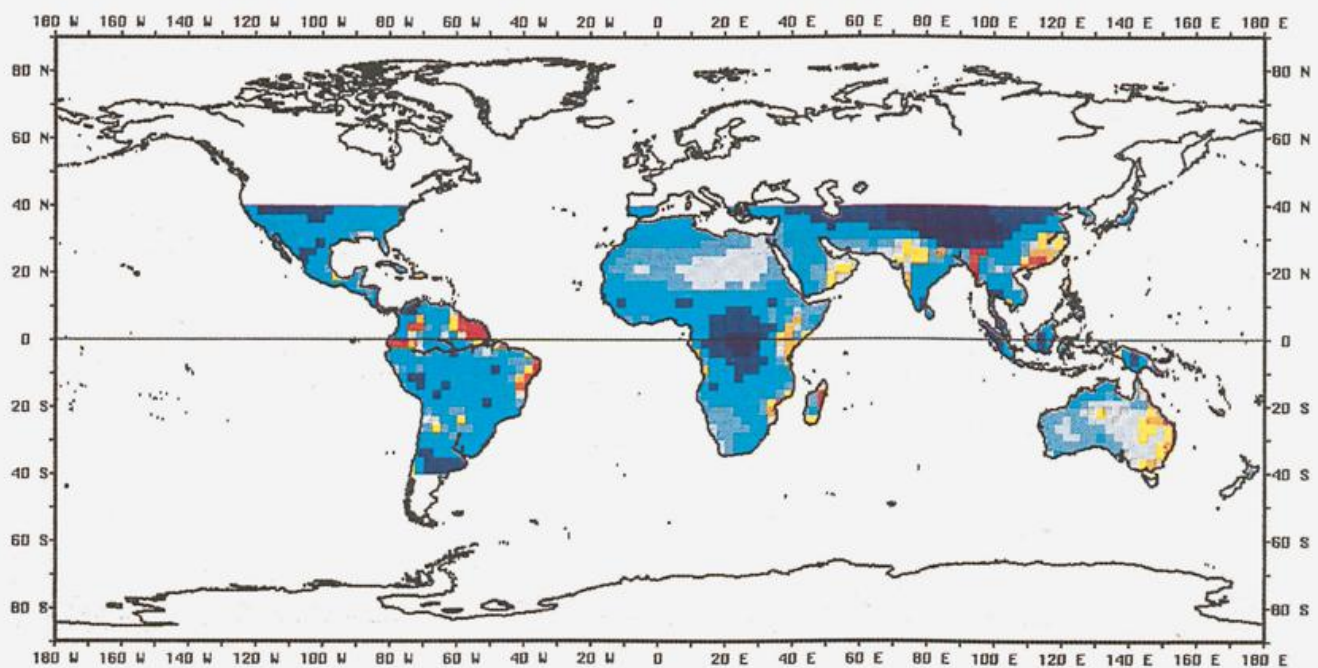
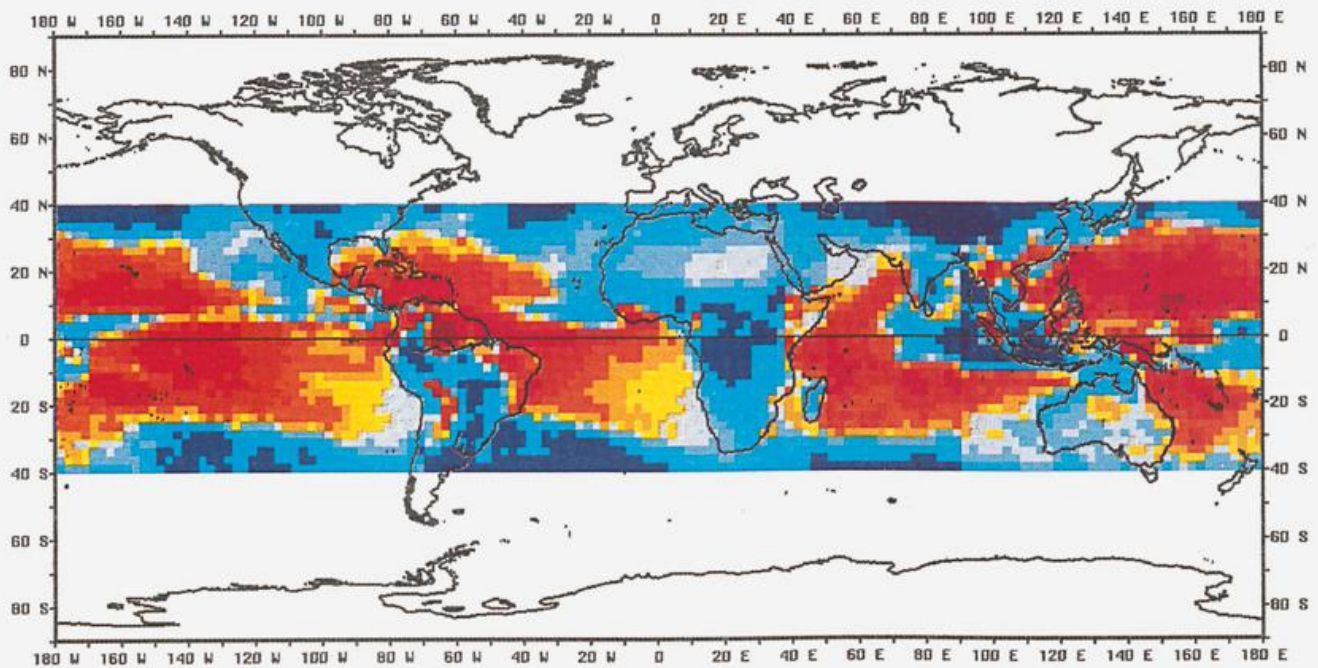
Karte 25 (oben): Monatliche Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster für den Januar 1989, zusammengesetzt als Patchwork aus konventionell gemessenen Daten, IR- und SSM/I-Satellitenbeobachtungen sowie Ergebnissen der numerischen Wettervorhersage ("GPCP Version 1").

Karte 26 (unten): Monatliche Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster für den Juli 1989, zusammengesetzt als Patchwork aus konventionell gemessenen Daten, IR- und SSM/I-Satellitenbeobachtungen sowie Ergebnissen der numerischen Wettervorhersage ("GPCP Version 1").



Karte 27 (oben): Monatliche Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster für den Januar 1989, zusammengesetzt als Patchwork aus konventionell gemessenen Daten (SCHEMM) und MSU-Satellitenbeobachtungen (SPENCER). Quelle der Daten: FIORINO (1993).

Karte 28 (unten): Monatliche Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster für den Juli 1989, zusammengesetzt als Patchwork aus konventionell gemessenen Daten (SCHEMM) und MSU-Satellitenbeobachtungen (SPENCER). Quelle der Daten: FIORINO (1993).



Karte 29 (oben): Differenzen ( a - b ) der im 2,5°-Raster über das Jahr 1987 gemittelten monatlichen Gebietsniederschläge (a) der GPI-Auswertung der Infrarotdaten und (b) der 12-36h-Vorhersagen des EZMW.

Karte 30 (unten): Differenzen ( a - b ) der im 2,5°-Raster über das Jahr 1987 gemittelten monatlichen Gebietsniederschläge (a) der GPI-Auswertung der Infrarotdaten und (b) der konventionellen Beobachtungsergebnisse.

## Danksagungen

Die in der vorliegenden Dissertation beschriebenen Methoden und Ergebnisse wurden im Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie, also im Deutschen Wetterdienst, erarbeitet. Sie wurden mit umfangreichen Mitteln des BMBF (vormals BMFT) in den beiden FE-Vorhaben "Einrichtung eines Weltzentrums für Niederschlagsklimatologie (WZN): Entwicklung von Methoden zur globalen Berechnung von monatlichen Gebietsniederschlägen" (Förderkennzeichen 07KF005) und "Begleitendes FE-Vorhaben zum WZN: Fehlerschätzung und Implementierung einer Methode zur optimalen Verknüpfung konventioneller und anderer Niederschlagsdaten (insbesondere Satellitendaten) zur operationellen globalen Niederschlagsanalyse" (Förderkennzeichen 07VWK01/06 - WK 24/94 im Verbundvorhaben "Wasserkreislauf") gefördert. DWD und BMBF haben damit auch die Abfassung dieser Dissertation ermöglicht.

Zuerst ist das Engagement aller jetzigen und früheren Mitarbeiterinnen und Mitarbeiter des WZN anzuerkennen, die hier in alphabetischer Folge mit ihren Arbeitsgebieten aufgeführt werden: Michael Albrecht (Dez. 1994 - Juni 1995, Niederschlagsanalyse auf der Orographie), Petra Ernst (seit Jan. 1989, fachliche Datenprüfung, Verwaltungsangelegenheiten), Peter Finger (seit Jan. 1989, Programmierung der DV-Routinen), Dr. Heribert Fler (Sep. 1988 - Aug. 1989, Leitung), Tobias Fuchs (seit April 1995, Bearbeitung der synoptischen Daten), Hubert Hauschild (Jan. 1989 - Nov. 1994, Einbindung der Satellitendaten und Modellergebnisse, statistische Ergebnisauswertungen), Dörte Heerdegen (Jan. 1989 - März 1993, Büro), Regina Keil (Mai 1993 - Feb. 1994, Büro), Manuela Reiss (Jan. 1989 - Dez. 1993, Betreuung der Entwicklung der Punktdatenbank), Wolfgang Rüth (seit Feb. 1992, Fehlerschätzung, wissenschaftliche Betreuung der Datensammlung und Punktdatenbank), Andrea Schmidt (seit Okt. 1992, Verwaltung der Datensammlung), Udo Schneider (seit Jan. 1989, Entwicklung und wissenschaftliche Betreuung der Qualitätskontrollen, statistische Fehleruntersuchungen). Außerdem waren Horst Dronia (Isohyetenanalyse für alle Kontinente, 5 Testmonate), Ulrich Fritsch (Entwicklung von Grafikprogrammen) und Jürgen Lang (Entwicklung der Punktdatenbank) auf Vertragsbasis für das WZN tätig. Die Arbeiten aller trugen dazu bei, daß ich diese Dissertation schreiben konnte.

Den wissenschaftlichen Beratern des WZN, P. Arkin (NOAA), K. Arpe (MPI für Meteorologie), S. Benedict (WCRP), H. Graßl (früher MPI, jetzt WCRP), R. Roth (Universität Hannover) und B. Sevruk (ETH Zürich), sei Dank für ihre Bemühungen um das WZN, ihre wertvollen Empfehlungen und das Vorantreiben der Arbeiten. D. Legates (University of Oklahoma) stellte seine umfangreiche Datensammlung sowie das von Willmott, Rowe und Philpot entwickelte Programm SPHEREMAP zur Berechnung von Klimakarten zur Verfügung, wodurch die Arbeiten des WZN einen großen Schub erhielten. Mit R. Adler und G. Huffman (beide Goddard Space Flight Center der NASA) bestand eine sehr gute Zusammenarbeit bei der Entwicklung einer Methode zur Kombination der konventionellen Niederschlagsmessungen und Satellitenbeobachtungen. Dem Betreuer meiner Dissertation, Prof. R. Roth, danke ich für die Diskussionen und Ratschläge sowie Prof. K. Lecher für seine Bemühungen als Korreferent.

Vielen, die ich nicht alle nennen kann, möchte ich für die Bereitstellung von Daten und Unterlagen, Ratschläge oder anderweitige Unterstützung danken, darunter den DWD-Kolleginnen und Kollegen H. Bartels, B. Dietzer, M. Kalb, G. Müller-Westermeier, R. Reinke, E. Weigl (alle Abt. Klimatologie), U. Damrath, E. Heise und A. Link (Abt. Forschung), J. Riedl (MO Hohenpeißenberg), T. Günther (ZHEA Berlin), W. Benesch und H. Bauer sowie den Angehörigen der Bibliothek. Auch Kollegen außerhalb des DWD haben Fragen rasch beantwortet und Literatur geschickt, so R. Adler, A. Chang, M. Goodman und G. Huffman (NASA), P. Arkin, A. Basist, R. Ferraro, J. Janowiak und P. Xie (NOAA), F. Berger (FU Berlin, nun Dresden), F. Flender (Univ. Bremen, nun DLR), V. Gärtner (ESA), M. Hulme (Univ. East Anglia), G. Klein (Univ. Freiburg), E. Klinker (EZMW), W. Krajewski (Univ. Iowa), H. Mendel (BfG Koblenz), G. Petty (Purdue Univ.) und E. Ruprecht (Univ. Kiel). Das Manuskript haben dankenswerterweise E. Heise (auch in der umfangreicheren Erstfassung), T. Fuchs sowie teilweise M. Albrecht und C. Polte-Rudolf durchgesehen.

Ganz besonders danke ich meiner Frau Christine und meinem Sohn Anton für den Rückhalt und das Verständnis. Durch die in den letzten beiden Jahren zahlreichen Arbeitswochenenden ging ein großer Teil der Zeit verloren, die ich ihnen gerne gewidmet hätte.

