



Max-Planck-Institut für Meteorologie
Max Planck Institute for Meteorology



MAX-PLANCK-GESELLSCHAFT

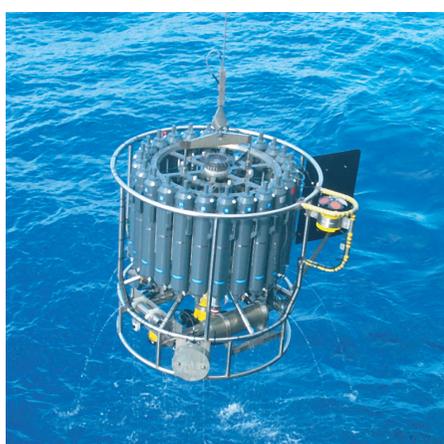
APOLAS Abschlussbericht



DEKLIM

MORE ACCURATE
AREAL PRECIPITATION
OVER LAND AND SEA

K. Bumke, M. Clemens, H. Graßl, S. Pang, G. Peters,
J.E.E. Seltmann, T. Siebenborn, A. Wagner



Berichte zur Erdsystemforschung

22
2006

Reports on Earth System Science

Hinweis

Die Berichte zur Erdsystemforschung werden vom Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg in unregelmäßiger Abfolge herausgegeben.

Sie enthalten wissenschaftliche und technische Beiträge, inklusive Dissertationen.

Die Beiträge geben nicht notwendigerweise die Auffassung des Instituts wieder.

Die "Berichte zur Erdsystemforschung" führen die vorherigen Reihen "Reports" und "Examensarbeiten" weiter.



Notice

The Reports on Earth System Science are published by the Max Planck Institute for Meteorology in Hamburg. They appear in irregular intervals.

They contain scientific and technical contributions, including Ph. D. theses.

The Reports do not necessarily reflect the opinion of the Institute.

The "Reports on Earth System Science" continue the former "Reports" and "Examensarbeiten" of the Max Planck Institute.

Anschrift / Address

Max-Planck-Institut für Meteorologie
Bundesstrasse 53
20146 Hamburg
Deutschland

Tel.: +49-(0)40-4 11 73-0
Fax: +49-(0)40-4 11 73-298
Web: www.mpimet.mpg.de

Layout:

Bettina Diallo, PR & Grafik

Titelfotos:

vorne:

Christian Klepp - Jochem Marotzke - Christian Klepp

hinten:

Clotilde Dubois - Christian Klepp - Katsumasa Tanaka

MORE ACCURATE
AREAL PRECIPITATION
OVER LAND AND SEA

APOLAS Abschlussbericht

Ein Projekt im Rahmen des Deutschen Klima Forschungsprogramm



**K. Bumke, M. Clemens, H. Graßl, S. Pang, G. Peters,
J.E.E. Seltmann, T. Siebenborn, A. Wagner**

Hamburg 2006



A P O L A S

DEKLIM

MORE ACCURATE AREAL PRECIPITATION OVER LAND AND SEA

ABSCHLUSSBERICHT

Ein Projekt im Rahmen des Deutschen Klima Forschungsprogramms

Zuwendungsempfänger: Max-Planck-Gesellschaft zur Förderung der Wissenschaften e.V. Max-Planck-Institut für Meteorologie Hamburg, Prof. Dr. Hartmut Graßl

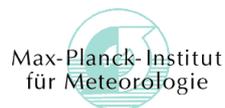
Laufzeit: 01.01.2002 – 30.06.2005 Förderkennzeichen: 01 LD 0029

**K. Bumke¹, M. Clemens¹, H. Graßl² (Koordinator), S. Pang², G. Peters³, J.E.E. Seltmann⁴,
T. Siebenborn³, A. Wagner⁴**

¹Leibniz-Institut für Meereswissenschaften an der Universität Kiel,
Düsternbrooker Weg 20, 24105 Kiel



²Max-Planck-Institut für Meteorologie,
Bundesstraße 53, 20146 Hamburg



³Meteorologisches Institut, Universität Hamburg,
Bundesstraße 55, 20146 Hamburg



⁴Meteorologisches Observatorium Hohenpeissenberg,
82383 Hohenpeissenberg



Zusammenfassung.....	3
1. Ziele und Bezug zu DEKLIM und anderen Forschungsprogrammen	3
2. Beschreibung der Regen-Sensoren	3
2.1. Klassisches Joss-Waldvogel Disdrometer RD-69, (JWD).....	4
2.2. Wetterradar Rostock (WR)	5
2.3. Optisches Disdrometer ODM-470 (OD).....	6
2.4. Schiffsregenschirm (SRG).....	7
2.5. Mikro-Regen-Radar (MRR)	8
2.6. Hochfrequenz-Minisodar zur Bestimmung der Regen-, Graupel- und Schneefallrate sowie der Partikelgrößenverteilungen	11
2.6.1. Meßverfahren des Dopplerminisodars	13
2.6.1.1. Fenster-Funktion	14
2.6.1.2. Einfluss des umgebenden Mediums	15
2.6.1.3. Auswertung des Turbulenzspektrums	16
2.6.2. Trennung verschiedener Niederschlagstypen	16
2.6.2.1. Unterscheidung zwischen Schnee, Graupel und Regen	16
2.6.2.2. Ableitung der Niederschlagsparameter für Schnee und Graupel	17
3. Die Messorte.....	18
3.1. Westermarkelsdorf.....	18
3.2. Zingst.....	19
3.3. Christiansö	19
3.4. Forschungsschiff „ALKOR“.....	19
3.5. DWD Messfeld „Falkenberg“.....	19
4. Sensor Erprobung	20
4.1. Tests der neuen Fernmesssysteme	20
4.1.1. Mikro-Regen-Radar, Vertikalwindfehler.....	20
4.1.2. Hochfrequenz Minisodar	22
4.1.2.1. Stratiformer Regen mit eingelagerten Schauern	23
4.1.2.2. Schauer und Gewitter.....	24
4.1.2.3. Schnee, Graupel und Niederschläge mit gemischter Phase.....	25
4.1.3. Schlussbemerkungen	25
4.2. Vergleichsmessungen	26
4.2.1. Mittlere Spektren	26
4.2.2. Analyse von Einzelereignissen	30
4.2.3. Vergleiche mit Wetterradar	33
5. Mikrophysik von Regen	34
5.1. „Stratiforme“ und „Konvektive“ Beziehungen zwischen Radarreflektivität und Niederschlag	34
5.2. Unterschiede Land/See	35
5.3. Vertikale Gradienten.....	37
6. Radarmessungen von Flächenniederschlag	44
6.1. Einführung	44
6.2. Erstellung eines CAPPis.....	45
6.3. Entwicklung einer Mustererkennung für Radardaten	46
6.4. Korrektur des Vertikalen Reflektivitätsprofils (VRP)	50
6.5. Modellvergleiche (BALTIMOS)	56
7. Haupt-Ergebnisse	57
Literatur	58
Anhang: Während APOLAS gewonnene Datensätze	60

Zusammenfassung

Durch langfristige Erprobung an windexponierten Standorten wurde die Überlegenheit von vier neuartigen Niederschlagssensoren nachgewiesen. Sowohl zwischen Land und See als auch in Abhängigkeit der Messhöhe (unterhalb der Schmelzschicht) wurden systematische Unterschiede mikrophysikalischer Regenparameter gefunden mit entsprechenden Konsequenzen für die quantitative Radar-Regenmessung. Als weitere Voraussetzung für die künftige Anwendung räumlich und zeitlich differenzierter Z-R-Beziehungen wurde ein robuster Algorithmus zur Erkennung konvektiver und stratiformer Niederschlagsgebiete auf der Basis von Radar-Reflektivitätsfeldern entwickelt.

1. Ziele und Bezug zu DEKLIM und anderen Forschungsprogrammen

Der für große Teile der Erdoberfläche wichtigste Klimaparameter, der Niederschlag, wird in der Routine noch immer mit relativ ungenauen Auffanggeräten gemessen (Sevruk, 1987) und ist zudem über dem Ozean noch weithin unbekannt. Das in BALTIMOS entwickelte integrierte Modellsystem, der Erfolg von BALTEX insgesamt, sowie anderer Modellentwicklungen im Rahmen von GEWEX hängen entscheidend von der Verlässlichkeit flächendeckender Niederschlagsdaten ab. Die Qualität der Daten aus den bestehenden Standard-Messnetzen ist allerdings alles andere als befriedigend. Die Unzulänglichkeiten reichen von den wohlbekanntem Problemen herkömmlicher Niederschlagssensoren bis zur ungenügenden räumlichen Abdeckung der Messnetze angesichts der extremen räumlichen Variabilität von Niederschlag. Der aussichtsreichste Ansatz zur Verbesserung dieser Situation besteht in dem Aufbau von Wetterradar-Netzen, da diese das Potential flächendeckender Niederschlagsmessungen mit einer räumlichen und zeitlichen Auflösung besitzen, die für den Vergleich mit oder die Initialisierung von Modellen auf regionaler Skala erforderlich ist. Allerdings können quantitative Niederschlagsdaten aus Wetterradarmessungen nur mit Hilfe zusätzlicher lokaler Messungen der Niederschlagsrate oder/und der mikrophysikalischen Struktur des Niederschlags abgeleitet werden. Wie auch immer die Assimilation dieser Hilfsdaten vorgesehen ist – von statischen klimatologischen Feldern bis zu simultanen Messungen für dynamische Echtzeit-Kalibrierungen, es werden dafür Sensoren benötigt, die unter den relevanten Wetterbedingungen verlässliche Niederschlagsdaten liefern.

Ein besonderes Interesse besteht in der Ableitung integraler Niederschlagsparameter und deren physikalischer Beziehungen zueinander, basierend auf gemessenen Tropfenverteilungen. Insbesondere kann ein besseres Verständnis der mikrophysikalischen Struktur von Regen zu einer verbesserten Bestimmung des Flächenniederschlags mittels eines operationell arbeitenden Wetterradars führen.

Verlässliche Messungen von Niederschlag und seiner mikrophysikalischen Parameter unter maritimen Bedingungen wurden bisher vor allem durch den Windfehler herkömmlicher Sensoren verhindert.

Die Ziele von APOLAS waren daher,

1. Neuartige für maritime Umgebung geeignete Niederschlagssensoren zu testen
2. Den Nutzen der hiermit gewinnbaren Daten für verbesserte quantitative Radar-Niederschlagsmessungen zu demonstrieren.
3. Orts- und zeitabhängige Z-R-Beziehungen mit dem Ziele verbesserter flächendeckender Niederschlagsmessungen zu entwickeln.

2. Beschreibung der Regen-Sensoren

Vier neuartige mit dem Ziel eines geringeren Windfehlers konstruierte Regensensoren wurden an windexponierten Orten erprobt und mit dem klassischen Joss-Waldvogel-Disdrometer, mit Wetterradar-Messungen sowie untereinander verglichen. Hierbei handelt es sich um spektral und

integral messende in-situ Sensoren (Optisches Disdrometer, Großklaus *et al.*, (1998), und Schiffsregenmesser, Hasse *et al.*, (1998)) sowie um zwei Fernmesssysteme (Mini-Sodar, Pang und Graßl (2005)) und Mikro-Regen-Radar, Peters *et al.*, (2002)), wobei letztere als senkrecht blickende Profiler betrieben wurden und somit auch nur lokale Informationen über den Messorten lieferten.

2.1. Klassisches Joss-Waldvogel Disdrometer RD-69, (JWD)

Das Joss-Waldvogel Disdrometer (Abbildung 2.1) besteht aus einem konischen Sensorkopf sowie einer elektronischen signalverarbeitenden Einheit. Die effektive Querschnittsfläche A des Sensors beträgt 50cm^2 . Das Messprinzip beruht auf der Impulsübertragung. Dabei wird der Vertikalimpuls eines auf den Sensor auftreffenden Tropfens in ein elektrisches Signal umgewandelt dessen Amplitude eine Funktion des Tropfendurchmessers ist. Der Messbereich des Disdrometers liegt zwischen 0.3 und 5.5mm Tropfendurchmesser und ist in 20 Größenklassen unterteilt. Mit Hilfe einer Magnetspule, die den Sensorkopf zurück in seine Ruheposition bringt, ist es möglich die sogenannte Totzeit zwischen zwei möglichen Tropfenmessungen zu reduzieren (Joss und Waldvogel, 1967, Joss und Waldvogel, 1969). Während dieser kurzen Zeit können keine weiteren Tropfen gemessen werden. Anhand einer Korrektur werden daher die spektralen Tropfendichten $C(D_i)$ mit Hilfe der gemessenen Tropfenzahlen zu höheren Dichten korrigiert (Sheppard und Joe, 1994, Sauvageot und Lacaux, 1995):

$$C(D_i)^* = C(D_i) \cdot \exp \left\{ \frac{0.035}{\Delta T} \sum_{D_j=0.85D_i}^{D_{20}} C(D_j) \cdot \ln \left[\frac{D_j}{0.85(D_i - 0.25)} \right] \right\}$$

Eine detaillierte Beschreibung des Korrektur-Algorithmus sowie der Einfluss auf die Spektren und deren integrale Größen findet sich in Uijlenhoet *et al.* (2002). Die spektrale Tropfendichte ergibt sich dann aus der korrigierten Tropfenzahl $C(D_i)^*$, der Querschnittsfläche A (mm^2), der Tropfenfallgeschwindigkeit V_t (ms^{-1}), der Messdauer ΔT und der entsprechenden Klassenbreite ΔD_i :

$$N(D_i) = \frac{C(D_i)^*}{A \cdot V_t(D_i) \cdot \Delta T \cdot \Delta D_i}$$



Abbildung 2.1: Joss-Waldvogel Disdrometer des Deutschen Wetterdienstes in Westermarkelsdorf. Zur Reduzierung des Messfehlers aufgrund turbulenter Umströmung des Gerätes ist ein Windschutz angebracht.

2.2. Werradar Rostock (WR)

Das Rostock-Werradar ist eines der 16 Radargeräte des Deutschen Wetterdienstes, die operational Daten für ganz Deutschland liefern. Es befindet sich direkt an der Küste ($54^{\circ} 10' 35''$ nördl. Br. und $12^{\circ} 03' 33''$ östl. L.) und überdeckt sowohl Teile der Ostsee wie auch Küstenregionen von Nordost-Deutschland. Das Radar, ein dopplertes C-Band Radar der Firma Gematronik (METEOR 360 AC), besitzt ein Magnetron als Sendertyp mit einer Spitzenleistung von 250 kW und arbeitet bislang noch mit einem analogem Empfänger. Mit einem Antennendurchmesser von 4,2 m wird eine Strahlbreite von 1° erreicht, die Antennenhöhe beträgt dabei 36,2 m ü. NN. Als Messprinzip können prinzipiell zwei Scanarten unterschieden werden. Der "Volumescan" (Datenvolumen) besteht aus 18 Einzelscans mit Strahlneigungen zwischen $0,5^{\circ}$ und 37° und eine jeweilige Geschwindigkeit von ca. 3 rpm; sie werden alle 15 Minuten durchgeführt. Unterbrochen wird diese Scanprozedur alle fünf Minuten vom bodennahen "Niederschlagsscan" ($0,8^{\circ}$ Strahlneigung), der eine Geschwindigkeit von ca. 2 rpm besitzt und die Grundlage für quantitative Niederschlagsprodukte darstellt. Beide Scanarten haben im Dopplermodus eine Reichweite von 128 km bei einer Range-Auflösung von 1 km. Die Messdauer für jedes der sich ergebenden 46080 (360×128) Range-bins (Radarpixel) eines Antennenumlaufs liegt durch die gepulste Messung lediglich bei Bruchteilen einer Sekunde. Die Rohdaten werden weiterverarbeitet, einer Reihe von Korrekturen unterzogen und dann in Form von Radarprodukten veredelt. Für die Auswertungen im Projekt APOLAS wurden jedoch clutter-korrigierte Rohdaten verwendet, da diese die meisten Informationen beinhalten und die beste Auflösung aufweisen.



Abbildung 2.2: Wetterradar Rostock des Deutschen Wetterdienstes

2.3. Optisches Disdrometer ODM-470 (OD)

Die Messeinheit des optischen Disdrometers (Abbildung 2.3) besteht im Wesentlichen aus einem horizontal angeordneten, zylindrischen Messvolumen. Das gesamte sensitive Volumen wird mittels einer 150mW IR-Diode ausgeleuchtet. Die homogene Ausleuchtung des Messvolumens wird durch Sammellinsen sowie optische Blenden gewährleistet. Die Messung der durch das optische Volumen fallenden Tropfen erfolgt über das Prinzip der Extinktion. Jeder Tropfen, der durch das Volumen tritt, erzeugt dabei einen Spannungsabfall an dem Photoempfänger, welcher sich proportional zur Querschnittsfläche des Tropfens und des Messvolumens verhält. Gemessen werden sowohl die Amplitude des Spannungsabfalls sowie die Signaldauer des durch das Volumen fallenden Tropfens. Die Tropfengrößenverteilungen werden mit einer Auflösung von 0.0496mm bezogen auf den Tropfendurchmesser detektiert. Die maximale Tropfengröße beträgt ca. 6.4mm, was einer Einteilung von 128 äquidistanten spektralen Größenklassen des gemessenen Spektrums entspricht.

Aufgrund der zylindrischen Form des Messvolumens sowie der Ausrichtung senkrecht zur Windrichtung mittels einer Windfahne, sind die Messungen mit dem optischen Disdrometer unabhängig von der Anströmrichtung. Daher sind im Gegensatz zu den meisten anderen Geräten auch Messungen bei hohen Windgeschwindigkeiten, wie sie u.a. an küstennahen Stationen oder auch auf fahrenden Schiffen auftreten, möglich. Das spektrale Volumen, welches innerhalb eines Messzeitraums durch das Messvolumen strömt, ist definiert durch die Querschnittsfläche des sensitiven Volumens A (mm^2), die Mittelungszeit ΔT (s), die spektrale Tropfenfallgeschwindigkeit V_t (m s^{-1}), die lokale relative Windgeschwindigkeit U (m s^{-1}) sowie den mittleren Tropfendurchmesser D_i (mm) der entsprechenden Größenklasse i :

$$V_s(D_i) = A \cdot \Delta T \sqrt{U^2 + V_t(D_i)^2}$$

Die Tropfenfallgeschwindigkeit ergibt sich nach Atlas et al. (1973) als analytische Anpassung an die Daten von Gunn und Kinzer (1949) zu:

$$V_t(D_i) = 9.65 - 10.3 \cdot \exp(-0.6 \cdot D_i)$$

Die Tropfendichte $N(D_i)$ ist definiert als die Anzahl der gemessenen Tropfen $C(D_i)$ innerhalb einer Klasse i entsprechend dem spektralen Volumen $V_s(D_i)$:

$$N(D_i) = \frac{C(D_i)}{V_s(D_i) \cdot \Delta D_i}$$

Aufgrund extrem hoher Niederschlagsintensitäten von umgerechnet bis zu 180 mm h^{-1} im Sommer 2002 wurde für die Messungen mit dem optischen Disdrometer ein Korrekturverfahren entwickelt, welches Koinzidenzen, also das gleichzeitige Auftreten zweier oder mehrerer Tropfen im sensitiven Volumen, und Randeffekte durch Tropfen, die das Volumen nur streifen, berücksichtigt. Die Koinzidenzen würden sonst zu einer größeren, die Randeffekte zu einer Verringerung der gemessenen Wassermenge führen. Beide Effekte werden statistisch korrigiert.



Abbildung 2.3: Optisches Disdrometer mit Windfahne des IFM-GEOMAR in Westermarkelsdorf.

2.4. Schiffsregensmesser (SRG)

Im Vergleich zu üblichen Regensmessern nach Hellmann wurde dem Schiffsregensmesser (Abbildung 2.4) zusätzlich zu einem aerodynamisch vorteilhafteren Design eine weitere, vertikale Auffangfläche hinzugefügt. Diese kommt bei hohen Windgeschwindigkeiten zum Einsatz, wenn die Regentropfen nahezu horizontal herangetragen werden. Die vertikale Auffangfläche misst den Flüssigwassergehalt eines anströmenden Luftvolumens, das sich aus der Querschnittsfläche der Auffangfläche und der relativen Windgeschwindigkeit ergibt. Dabei zeigen sich die Messungen des Flüssigwassergehaltes als unabhängig von lokalen Auf- und Abwinden wie sie aufgrund der Schiffsumströmung vorkommen können. Der horizontale Sammeltrichter entspricht in den wesentlichen physikalischen Eigenschaften denen eines Hellmanns. Hier wurde jedoch auf das zu-

sätzliche Volumen oberhalb des Trichters des Hellmanns, welches das Heraustreiben von Schneeflocken verhindern soll, verzichtet und so eine deutliche aerodynamische Verbesserung erreicht. Das Wasser wird an beiden Sammelflächen des Gerätes separat aufgefangen, jeweils mit Hilfe von Tropfenformern in kalibrierte Tropfen von 0.1g umgewandelt und durch Lichtschranken gezählt. Die gemessenen Anzahlen der Tropfen innerhalb eines Messintervalls werden aufgezeichnet. Aus den an beiden Kollektoren gemessenen Wassermengen werden separate Niederschlagsraten berechnet. Die Berechnung des resultierenden Gesamtniederschlags aus den unabhängigen Messungen der jeweiligen Sammelfläche erfolgt über eine lineare Wichtungsfunktion. Diese ist abhängig von der lokal am Schiffsregenschwimmer gemessenen Windgeschwindigkeit. Auf diese Weise können die windabhängigen physikalischen Eigenschaften der horizontalen wie der lateralen Sammelfläche berücksichtigt werden. Bei Windgeschwindigkeiten unterhalb von 9 m s^{-1} bestimmt nur die an der horizontalen Sammelfläche gemessene Niederschlagsrate den Gesamtniederschlag. Im Bereich zwischen 9 m s^{-1} und 11 m s^{-1} erfolgt ein linearer Übergang der Wichtung von der horizontalen hin zur vertikalen Sammelfläche, bis ab einer Windgeschwindigkeit von 11 m s^{-1} nur der seitliche Kollektor die Gesamtniederschlagsrate bestimmt.



Abbildung 2.4: Schiffsregenschwimmer des IFM- GEOMAR mit Anemometer in Westermarkelsdorf.

2.5. Mikro-Regen-Radar (MRR)

Das Mikro-Regen-Radar ist ein kompaktes 24 GHz Doppler-Radar zur Messung von vertikalen Profilen von Doppler-Spektren aufgelöst in 32 Entfernungsstufen. Hiermit können sehr kleine Niederschlagsmengen – weit unterhalb der Schwelle konventioneller Regensammler – detektiert werden. Durch die vertikale Ausrichtung und unter der Annahme verschwindenden Vertikalwindes ist es möglich, aus den Dopplerspektren die Tropfengrößenverteilung und – daraus abgeleitet – die Regenrate, den Flüssigwassergehalt und charakteristische Fallgeschwindigkeiten abzuleiten. Die Tropfenanzahlkonzentration in jeder Tropfendurchmesserklasse wird aus der Rückstreuungintensität im jeweiligen Frequenzbereich abgeleitet, wobei der Zusammenhang zwischen Fallgeschwindigkeit und Tropfengröße ausgenutzt wird. Aufgrund des im Vergleich zu in-situ Sensoren großen Messvolumens können innerhalb weniger Sekunden statistisch stabile Tropfengrößenverteilungen abgeleitet werden.

Als Antenne wird ein 60 cm Offset Parabolspiegel verwendet. Die gesamte Radarelektronik und digitale Signalverarbeitung ist in einem wasserdichten Gehäuse von der Größe eines Schuhkartons untergebracht. Die Aufzeichnung erfolgt auf einem PC, der je nach örtlichen Gegebenheiten mit einem Modem oder GSM-Modem zur Fernüberwachung ausgerüstet wurde (siehe Abbildung 2.5).



Abbildung 2.5: MRR mit Aufzeichnungs-PC (unter weißer Plane) in Westermarkelsdorf

Die Leistungsaufnahme des MRR beträgt 20 W bei 24 VDC. Die prozessierten Daten (gemittelte Doppler-Spektren) werden über eine serielle Schnittstelle (RS232) ausgegeben. Über diese Schnittstelle erfolgt auch die Einstellung der Betriebsparameter, die bei Netzausfall gespeichert wird. An den APOLAS-Standorten wurde die MRRs im Laufe des Projekts mit GPS-Empfängern zur exakten zeitlichen Zuordnung der Messdaten ergänzt. Auf dem FS „ALKOR“ war so außerdem eine exakte Verfolgung des Messorts möglich.

Das eigentliche Radar ist ein frequenzmodulierter Gunn-Dioden-Oszillator mit einer Mischerdiode für das Empfangssignal. Die Nenn-Sendeleistung beträgt 50 mW.

Bei dem verwendeten FM-CW- (Frequency Modulation Continuous Wave) Verfahren ist sowohl die Geschwindigkeit der Targets (Regentropfen) als auch die Entfernung aus der Frequenzverschiebung des Echosignals abzuleiten. Die eindeutige Trennung von Geschwindigkeit und Entfernung erfolgt durch eine zweidimensionale Fouriertransformation des mit dem Sendesignal gemischten Empfangssignals. Die Details der Signalverarbeitung sind in der technischen Dokumentation des Herstellers (METEK, 2004) beschrieben. Die räumliche und zeitliche Auflösung ist wählbar. In APOLAS wurden Dopplerspektren mit einer zeitlichen Folge von $\Delta t = 60$ und 10 s sowie mit einer vertikalen Auflösung $\Delta z = 35$ und 100 m gewonnen. Die Messfolge einzelner Periodogramme beträgt beim MRR ca. 40 ms. Während der Ausgabezeit der Spektren über die serielle Schnittstelle (4s) wird nicht gemessen. Die Dopplerspektren repräsentieren damit Mittelwerte über jeweils 1400 ($\Delta t = 60s$) oder 150 ($\Delta t = 10s$) Periodogramme. Der statistische Fehler der spektralen Leistungsschätzung beträgt damit unter stationären Bedingungen 0.1 dB ($\Delta t = 60s$) oder 0.3 dB ($\Delta t = 10s$). Der analysierte Tropfendurchmesserbereich D erstreckt sich von 0.246 bis 5.03 mm und wird in 46 Klassen aufgelöst. Wegen der nicht-linearen Beziehung zwischen Tropfendurchmesser und Fallgeschwindigkeit ist die Breite der Durchmesserklassen nicht konstant. Die beste relative Auflösung wird, wie in Abbildung 2.6 gezeigt, im Durchmesserbereich 1 – 2 mm mit $\Delta D/D \approx 6\%$ erreicht.

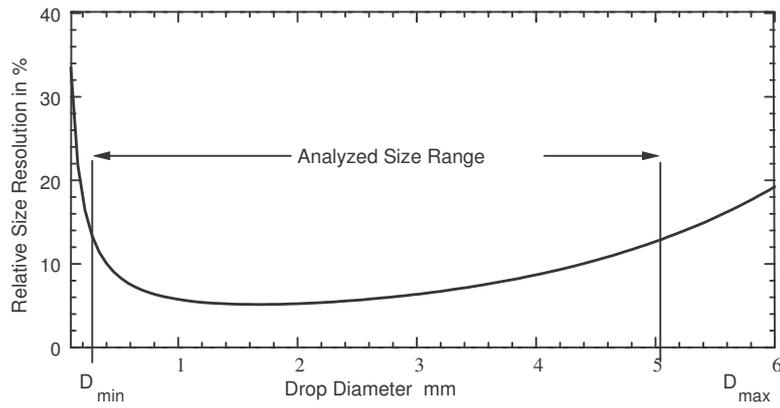


Abbildung 2.6 Relative Auflösung $\Delta D/D$ in % als Funktion des Durchmessers

Die wesentlichen Systemparameter sind in Tabelle 1 zusammengefasst.

MRR System Parameters	
Frequency of operation	24.15 GHz
Modulation	FM-CW
Nominal transmit power	50 mW
Beam direction	fixed vertical
Beam width	1° (3 dB one-way)
Primary variables	Spectral volume backscatter cross section $\eta(z, v)$ as function of range z and radial velocity v
Velocity resolution Δv	0.192 m/s
Velocity range $v_{Nyquist}$	0 to 12.285 m/s
Height resolution Δz	Selectable > 10 m
Number of height steps	32
Time resolution Δt	Selectable > 10 s
Number of periodograms in one Doppler-spectrum	$25 \cdot (\Delta t / s - 4)$
Drop size range	0.246 mm to 5.03 mm, 46 classes
Minimal detectable radar reflectivity factor (for $z = 1000$ m, $\Delta z = 100$ m, $\Delta t = 60$ s)	0 dBZ (corresponds to a rain rate of about 0.02 mm/h)
Derived variables (Examples)	(1) Dropsize distribution (2) Radar reflectivity factor Z (3) Rain fall rate, (4) Liquid water content (5) Mean fall velocity (6) Rain attenuation (7) Melting height

Tabelle 1: Parameter des Mikro-Regen-Radars

2.6. Hochfrequenz-Minisodar zur Bestimmung der Regen-, Graupel- und Schneefallrate sowie der Partikelgrößenverteilungen

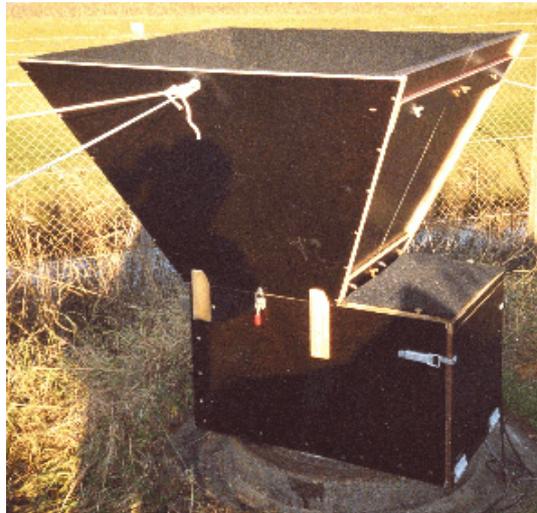


Abbildung 2.7: Mini-Sodar des Max-Planck-Instituts für Meteorologie, Hamburg in Westermarkelsdorf.

Alle bisherigen Versuche der lokalen, bodennahen Niederschlagsmessung, seien es die vielfältigen mit vertikal blickenden Doppler-Radar oder die wenigen mit Doppler-Sodar, litten unter der fehlenden Beachtung der mittleren vertikalen Luftbewegung und unter der Vernachlässigung der Reaktion der Niederschlagsteilchen auf die turbulenten Zusatzbewegungen sowie auch der Vernachlässigung anderer Einflüsse auf die Verbreiterung der Spektren. Dies kann für Minutenmittel Fehler bis zum Faktor 2 bei der Niederschlagsrate verursachen. Noch größer können die Fehler des Wetterradars sein, das bei unbekannter Niederschlagsart und -phase mit Ungenauigkeiten bis zum Faktor 8 kämpft. Abgesehen von wenigen modernen vertikal blickenden Radargeräten (Wakasugi et al., 1986, 1987; Gossard and Strauch, 1990; Lhermitte, 1988, 1990; Sheppard, 1990) sind die Mikrowellen-Radare normalerweise nicht in der Lage, gleichzeitig das Turbulenzfeld und die vertikale Luftgeschwindigkeit mit zu messen, die die hauptsächlichen Fehlerquellen für die genaue Bestimmung der Regenrate und Regentropfengrößenverteilung aus Spektren von Doppler Radaren (Atlas et al., 1973; Lee, 1988) darstellen. Dies gilt insbesondere bei hoher zeitlicher Auflösung.

Es ist bekannt, dass der Rückstreuquerschnitt der Regentropfen für Schallwellen ungefähr proportional zu Λ^4 (Λ ist die Schallwellenlänge) und zu $\Lambda^{-1/3}$ für atmosphärische Turbulenzstrukturen ist. Für die Regenmessung ist daher die akustische Rückstreuung der Regentropfen für hohe Frequenzen (6 - 40kHz) viel stärker als im Fall der früher meist benutzten niedrigen Frequenz (1 - 3.5kHz). Allerdings schrumpft mit steigender Schallfrequenz die Reichweite, so dass schon bei etwa 10 kHz die "Regenfernmessung" im Abstand bis ca. 15 m erfolgt. Außerdem sind die Variationen des akustischen Brechungsindex ca. 1000 mal stärker als die des elektromagnetischen (Little, 1969); deswegen kann ein Hochfrequenzsodar gleichzeitig sowohl das Dopplerspektrum des Regens und der Turbulenz messen, so dass die Einflüsse des Vertikalwindes und der Verbreiterung der Spektren durch Turbulenz korrigiert werden können.

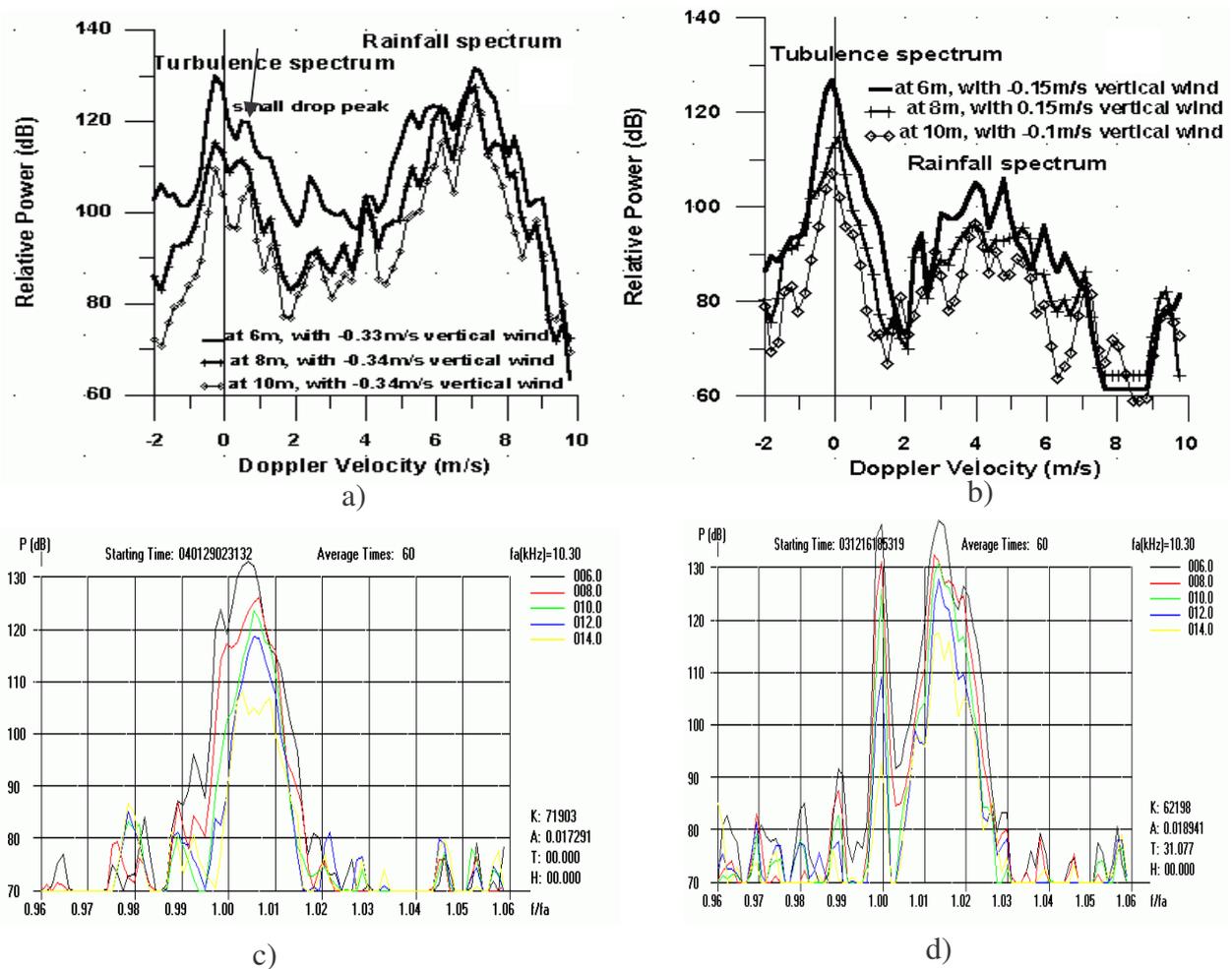


Abbildung 2.8: a) Gemessene Regenspektren am 31.01.2004 mit mäßigem Regen, b) Wie a) jedoch mit Schauer, c) gemessene Schneespektren am 29.01.2004, d) gemessene Graupelspektren am 16.12.2003, alle Spektren sind 1-Minuten-Mittel.

Abbildung 2.8 a und b zeigt ein Beispiel der gesamten gemessenen Doppler Spektren in drei Höhen. Die rechten Maxima stammen vom Regen und die linken von der Turbulenz. Abbildung 2.8 c zeigt gemessene Spektren für Schnee und Abbildung 2.8 d für Graupel. In Abb. 2.8c wird klar, dass die Trennung von Turbulenz- und Schneefallspektrum erschwert ist.

Ferner ergeben sich für die Schnee- oder Graupel-Messung wesentliche Vorteile für das Hochfrequenzsodar gegenüber einem Doppler- Radar. Denn der akustische Brechungsindex für Wasser und Eis ist fast gleich. Bei Schallwellen muss aber, im Gegensatz zu elektromagnetischen Wellen, die variable Luftdämpfung berücksichtigt werden.

In tastenden Schritten wurde zum ersten Mal der Einsatz eines Sodars zur Regenmessung von Weill et al. (1986) mit einem 6kHz Sodar, von Coulter und Martin (1989) mit einem 4.5 bis 7.5kHz Sodar sowie von Pang und Graßl (1994, 1995) mit einem 6.4kHz Sodar in Fallstudien beschrieben. Aber es war uns niemand bekannt, der mit einem Sodar versucht hat, bei Graupel, Schneefall oder Niederschlägen gemischter Phase zu messen.

Wir haben ein neues, tragbares Hochfrequenz-Minisodar, „ein Sodar auf einer einzelnen Karte“, für Niederschlagsmessungen entwickelt. Ein Karte-Sodar bedeutet, dass die Hauptfunktionen des Sodar-Systems, nämlich die Sender- und Empfänger-Hardware bis zur Datenverarbeitung,

durch Programmierung einer PC-integrierten DSP (Digital Signal Processing)- Kombinationskarte erfüllt werden. Das Sodar- System besteht daher nur aus zwei Teilen: Antenne und PC integrierte DSP-Kombinationskarte. Dadurch kann nicht nur der Preis des Sodars wesentlich gesenkt werden, sondern auch eine höhere Messgenauigkeit und Zuverlässigkeit sind möglich.

Der Eingang der DSP-Karte braucht nur das verstärkte Echosignal von der Antenne. In der DSP-Karte werden die Signalerfassung und on-line Datenverarbeitung durchgeführt. Fast in Echtzeit bekommt man die Turbulenz-Doppler-Leistungsspektren, und bei Regen auch das Regen-Doppler-Leistungsspektren, sowie on-line eine Darstellung auf dem PC-Schirm. Der Sendeschallpuls wird mit dem DSP-Programm erzeugt und durch den D/A Ausgang der DSP-Karte zum Leistungsverstärker der Antenne geleitet.

Die operationellen Parameter des Minisodars werden mit der PC "Maus" und der PC Tastatur eingegeben, wonach das Minisodar automatisch in Betrieb gesetzt und durch einen "Stop"-Befehl ausgeschaltet wird. Die Geschwindigkeitsauflösung des Minisodars ist ca. 0.16 m/s, der feststellbare kleinste Regentropfendurchmesser ca. 0.2 mm, und die minimale Messhöhe ca. 5m.

Eine ausführlichere Beschreibung befindet sich in Pang and Graßl (2005). Der Aufbau des Minisodars auf dem Messfeld Westermarkelsdorf ist in Abbildung 2.6 gezeigt.

2.6.1. Meßverfahren des Dopplerminisodars

Mit einer akustischen Richtantenne wird ein kurzer Schallpuls (z.B. Trägerfrequenz $f_a=10.3\text{kHz}$) von z.B. 30-50ms Dauer von dem Lautsprecher über einen Reflektor vertikal abgestrahlt. Da die streuenden Elemente (fallende Regentropfen und Turbulenzelemente) mit dem Wind transportiert werden, ist ein Teil der Rückstreusignale proportional zur Radialkomponente \bar{u} des Winds dopplerverschoben.

Während eines Niederschlagsereignisses misst ein vertikal ausgerichtetes Doppler-Sodar ein Dopplerspektrum der fallenden Hydrometeore (die Rückstreuleistung ist eine Funktion der Fallgeschwindigkeit). Weil die Fallgeschwindigkeit w und der Regentropfendurchmesser D (in mm) durch eine empirische Beziehung $w(D)=4.49D^{0.5}$ (Spilhaus 1948; Atlas et al. 1973) für Regen; $w(D)=4.51D^{0.5}$ (Cheng und English 1983) oder $w(D)=4.41D^{0.5}$ (Ulbrich und Atlas 1981) für Hagel verknüpft sind, kann die gemessene Partikelfallgeschwindigkeit direkt zu einer Partikelgrößenverteilung $N(D)$ in stiller Luft umgeformt werden.

Weil die $w(D)$ -Beziehungen für Regen und Hagel sehr ähnlich sind, benutzen wir nur eine Beziehung, $w(D)=4.5D^{0.5}$, sowohl für Regen als auch für Hagel. Weil der akustische Brechungsindex für Wasser und Eis fast gleich ist und die Dämpfung akustischer Wellen in Wasser und Eis gering ist, passen alle Ableitungsverfahren für Regen auch für Hagel. Es ist nicht nötig Regen oder Hagel zu unterscheiden. In Fällen ohne Hagel wird im folgenden die Beziehung von Atlas et al. (1973) verwendet.

Die hier genannten Potenzfunktionen sind Näherungen an die gemessene Beziehung (vor allem bei großen Tropfen oder Hagel). Sie wurden eingeführt, weil man damit einfache analytische Beziehungen zu mikrophysikalischen Parametern herstellen konnte. Im Gegensatz zu festen Partikeln geht die Fallgeschwindigkeit von Regentropfen auf Grund der Abplattung in eine Sättigung. Für die anderen Instrumente (JWD, OD, MRR) wurde in dieser Studie stets die Beziehung von Atlas et al. (1973) verwendet.

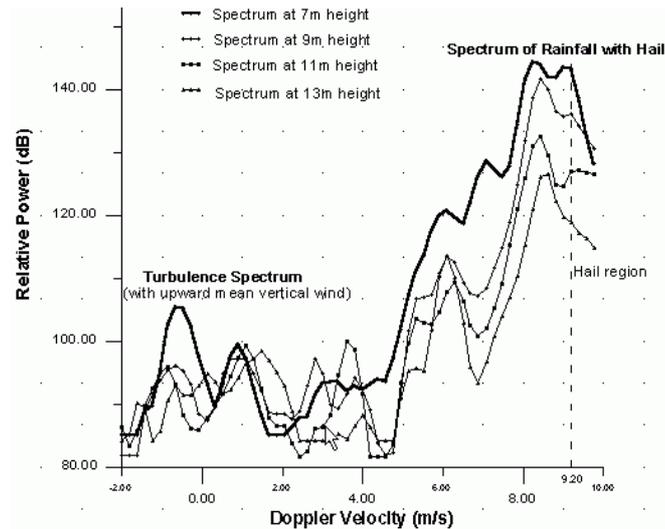


Abbildung 2.9: gemessenes Doppler Spektrum um 13:17UTC am 27.10.2002 bei einem starken Gewitter mit Hagel.

Abbildung 2.9 zeigt das gemessene Dopplerspektrum um 13:17UTC am 27.10.2002 bei einem starken Gewitter mit Hagel. Die höchste Geschwindigkeit der Tropfen ist ca. 9.2m/s. Der Spektrumteil mit Geschwindigkeit über ca. 9.2m/s wird von Hagel erzeugt. Die zugehörige Niederschlagsrate ist mit 68mm/h recht hoch.

Wenn die Partikeldurchmesser viel kleiner als die Sendewellenlänge sind, gilt für den Rayleigh - Rückstreuquerschnitt σ des Wassertropfens mit dem Durchmesser D : $\sigma(D)=(\pi^5/\lambda^4)K_w^2D^6$, für Schallwellen ist der Faktor $K_w^2=25/36$ (Little, 1972). Für größere Hagelkörner mit z.B. $D>10\text{mm}$ wird die Rayleigh-Gans Näherung (Matrosov, 1992) statt der Rayleigh -Näherung angewandt.. Im Allgemeinen ist die Wirkung der Beiträge $d\eta$ zum Reflexionsfaktor η für Tropfen mit Durchmessern zwischen D und $D+dD$ gegeben durch: $d\eta = N(D) \sigma(D) dD$. Ein normiertes Doppler Spektrum $S_r(w)$ ist die Dichteverteilung des Reflexionsfaktors als Funktion der vertikalen Regentropfengeschwindigkeit w , $S_r(w)= d\eta/dw$, so dass $S_r(w)=N(D)\sigma(D)dD/dw$. Mit Berücksichtigung der aufwärts oder abwärts gerichteten mittleren vertikalen Luftgeschwindigkeit \bar{u} und für den Fall der Gleichverteilung der Tropfen innerhalb des Volumens, ist die Beziehung zwischen dem normierten Doppler-Spektrum $S_1(w)$ und $N(D)$:

$S_r(w \pm \bar{u})=A \cdot N(D)(25/36)(\pi^5/\lambda^4)D^6dD/dw$, wobei vorausgesetzt ist, dass das Streuvolumen viel größer als der durchschnittliche Abstand zwischen den Tropfen aller Durchmesser ist, und die Abwärtsgeschwindigkeit positiv gezählt wird. A ist abhängig von der Frequenz f_a , der Verstärkung des Empfängers sowie der Antennengröße und wurde bestimmt durch Vergleich mit dem Regenschirm (Hellmann) bei schwachem Wind für einen längeren Zeitraum (ca. 2 Wochen Regenzeit).

Bei bekannter vertikaler Luftgeschwindigkeit \bar{u} ist eine Messung des Doppler -Spektrums zur Bestimmung von $N(D)$ ausreichend, ohne jede zusätzliche Annahme über $N(D)$.

Aus der Regentropfenverteilung $N(D)$ können andere Regenparameter wie z.B. die Regenrate, der Regenwassergehalt, die Regentropfenoberfläche berechnet werden (Pang and Graßl, 1995).

2.6.1.1. Fenster-Funktion

Bei der Frequenzanalyse endlich langer Zeitreihen stellen die Periodogramme eine Faltung des Spektrums $S_0(w)$ und der Fouriertransformierten der Fenster-Funktion $W(w)$ dar. Um hierdurch bedingte Verfälschungen zu reduzieren, wird für das Empfangssignal das "Hamming Window"

benutzt.“ Eine weitere zu berücksichtigende Fensterfunktion folgt aus der Modulationsfunktion des Sendepulses. Eine einfache Möglichkeit zur Bestimmung der effektiven Funktion $W(w)$ besteht darin, mit Hilfe der SODAR-Signalverarbeitung das Spektrum des Sendepulses zu ermitteln. Es ist die Fouriertransformierte des Produkts aus der Empfängerfensterfunktion (Hamming Window) und der Sendepuls-Modulationsfunktion und damit gleich der gesuchten Funktion $W(w)$.

2.6.1.2. Einfluss des umgebenden Mediums

Die Bestimmung des Regenspektrums wird durch den Einfluss der turbulenten Luft, in die Tropfen eingebettet sind, beträchtlich erschwert. Es kommt zu einer Verbreiterung der Doppler-Spektren durch die Turbulenz. Wenn für die Wahrscheinlichkeitsverteilung der Geschwindigkeit der Turbulenz eine Gaussche Form angenommen wird, kann, das auf den Integralwert 1 normierte Turbulenzspektrum demgemäss durch

$$S_t(w) = (2\pi\sigma_t^2)^{-1/2} \exp(-w^2/2\sigma_t^2)$$

dargestellt werden, wobei σ_t die Breite des Spektrums ist. Im allgemeinen nähert diese Form das gemessene Doppler-Spektrum der Turbulenz gut an, und die Breite ist proportional zur Turbulenz-Intensität (Wakasugi et al., 1986). Dabei wird von allen Niederschlagspartikeln jeder Größe angenommen, dass sie auf die durchschnittliche Turbulenzbewegungen der Luft augenblicklich reagieren. Bei Berücksichtigung der Einflüsse der mittleren Luftgeschwindigkeit \bar{u} kann das verbreiterte Doppler-Spektrum des Regens als die Faltung der beiden Spektren $S_r(w)$ und $S_t(w)$ dargestellt werden.

$$S_1(w) = p_1 S_r(w \pm \bar{u}) * S_t(w),$$

wobei p_1 die Echointensität der Regentropfen ist und die Abwärtsgeschwindigkeit positiv gezählt wird. Tatsächlich besteht ein gemessenes Doppler-Spektrum aus zwei getrennten Komponenten: Ein Teil entspricht dem fallenden Niederschlag, wie im rechten Teil der gemessenen Spektren in Abbildung 2.8 a und 2.8 b gezeigt, und ein anderer Teil entspricht den turbulenten Luftbewegungen, wie im jeweiligen linken Teil gezeigt. Darum kann das gemessene Spektrum nach (Wakasugi et al., 1987) durch

$$S(w) = (p_1 S_r(w \pm \bar{u}) * S_t(w) + p_2 S_t(w \pm \bar{u})) * W(w)$$

dargestellt werden, wobei p_2 eine Turbulenz-Echointensität ist.

Analog zur Radargleichung wird auch für das Minisodar die Beziehung zwischen dem Streuleistungs-Spektrum $P_r(f)$ und dem Kombinations-Spektrum $S(f)$ dargestellt durch

$$P_r(f) = P_t c \tau_p e^{-\int 2\alpha(r) dr} A_r S(f) / 2r^2,$$

wobei P_r und P_t jeweils Empfangs- und Sendeleistung, $\alpha(r)$ der atmosphärische Dämpfungskoeffizient, A_r die sammelnde Fläche der Antenne und r der Abstand zum Streuvolumen sind. Mit dem Ansatz der Beziehung zwischen Dopplerfrequenz f und Doppler-Geschwindigkeit w können

$P_r(w)$ und $S(w)$ als Funktion von w aus $P_r(f)$ und $S(f)$ einfach berechnet werden.

Die direkte Aufgabe des Empfängers des Minisodar- Disdrometers ist die Messung des Rückstreusignals der Niederschläge, und daraus werden die Spektren $P_r(w)$ und $S(w)$ abgeleitet. Die Daten der Spektren in verschiedenen Höhen stehen für die Auswertung als Leistung pro Frequenzintervall zur Verfügung.

Da die beiden Spektrentteile aus demselben Rückstreusignal abgeleitet werden, sind die hauptsächlichsten Verbreiterungen durch Turbulenz und den Zeitfenstereffekt für die beiden Spektren identisch. Deshalb können sie durch Entfaltung zwischen dem Regen-Dopplerspektrum und dem Turbulenz-Dopplerspektrum eliminiert werden. Die gleichzeitige Messung der Dopplerspektren des Regens und der Turbulenz ist ein großer Vorteil des Hochfrequenz-Sodars für die Niederschlagsmessung in Bodennähe.

2.6.1.3. Auswertung des Turbulenzspektrums

Ohne Niederschlag besteht das gemessene Spektrum $S(w)$ nur aus dem Turbulenzspektrum.

$$S(w) = p_2 S_t(w \pm \bar{u}) * W(w)$$

Deshalb können die Turbulenzspektren $S_t(w \pm \bar{u})$ im Prinzip durch die Entfaltung zwischen den gemessenen Spektren $S(w)$ und $W(w)$ abgeleitet werden. Dabei sind allerdings große Fehler möglich.

2.6.2. Trennung verschiedener Niederschlagstypen

Bekanntlich sind die Schnee-, Graupel- und Hagel- Messungen des Mikrowellenradars mit großen Fehlern behaftet und auch aus Disdrometermessungen nicht ableitbar. Die Gründe dafür sind nicht nur die vielen verschiedenen Hydrometeor- und Kristalltypen, sondern auch der große Unterschied zwischen den Mikrowellen -Brechungsindex und -Dämpfung von Eis und Wasser.

Auf der anderen Seite ist der akustische Brechungsindex für Wasser und Eis fast gleich. Deshalb kann das Minisodar Schnee, Graupel und gemischten Niederschlag genauer messen als ein Mikrowellenradar. Im folgenden Abschnitt soll ein erster Versuch der Unterscheidung von Schnee, Graupel und Regen vorgestellt werden.

2.6.2.1. Unterscheidung zwischen Schnee, Graupel und Regen

Basierend auf der Analyse der gemessenen Sodar-Doppler Spektren bei verschiedenen Niederschlagsarten wurden 5 typische Merkmale der Spektren als Entscheidungsgrundlage zur Identifizierung der Niederschlagsart gefunden: die Spektrumspitze S_m , das erste Moment des Spektrums V_m , die Breite des Spektrums B_s , Fußabdruck(Breite) $\Delta V = V_1 - V_0$ (minimaler Wert V_0 und maximaler Wert V_1 des Doppler-Spektrums) sowie das Verhältnis $J = S_m / \Delta V$.

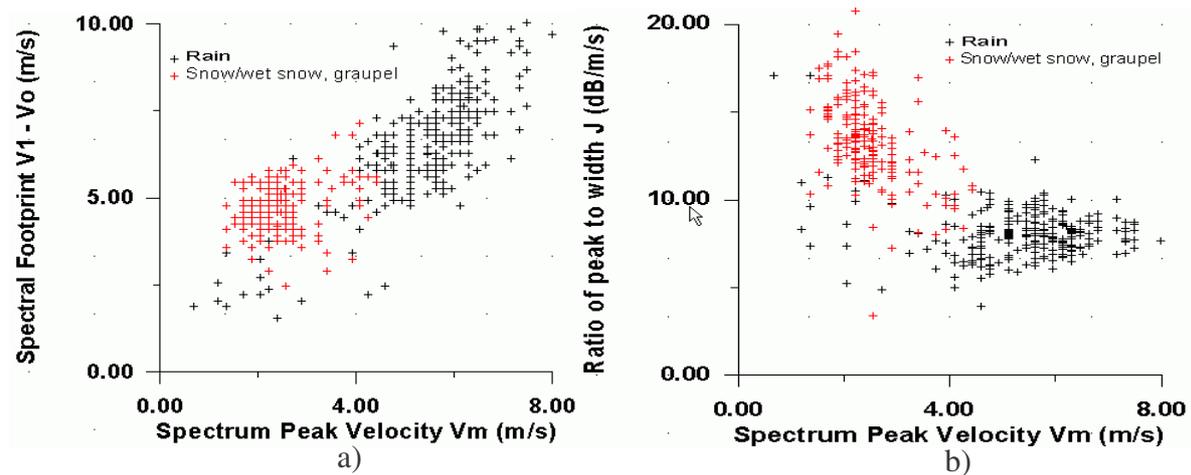


Abbildung 2.10: Streudiagramme zwischen a) Fußabdruck ΔV und Spektrumspitze V_m , b) Verhältnis J ($J=S_m/\Delta V$) und Spektrumspitze V_m .

Die Streudiagramme werden in Abbildung 2.10a für ΔV und V_m sowie in Abbildung 2.10b für J und V_m gezeigt. Folgende vier Hauptgruppen von Niederschlägen können so identifizieren werden:

Schnee: $V_m < 1.7 \text{ m/s}$, $\Delta V < 4 \text{ m/s}$,

Nasser Schnee: $1.7 \text{ m/s} < V_m < 3.4 \text{ m/s}$, $\Delta V < 4 \text{ m/s}$,

Graupel sowie Graupel mit Regen gemischt: $3.4 \text{ m/s} < V_m < 4.8 \text{ m/s}$, $V_o > 1.7 \text{ m/s}$, $V_1 < 7.5 \text{ m/s}$,

Regen: $V_m > 4.8 \text{ m/s}$.

Gleichzeitig sind das Verhältnis $J=S_m/\Delta V > 9.5 \text{ dB/m/S}$ für Schnee/Graupel und $J < 9.5 \text{ dB/m/s}$ für Regen, die auch von Abbildung 2.10b klar sehen können.

Die Trennung zwischen leichtem Regen und leichtem Graupel ist sehr schwierig; und auch zwischen Nieseln und leichtem Schnee lässt sich nur schwer unterscheiden. Allerdings war der Beitrag solcher unsicheren Identifizierungen zur gesamten Niederschlagssumme z.B. im Winter 2004-2005 $< 3\%$.

Bei gleichzeitiger Temperaturmessungen können jedoch die meisten falschen Trennungen entdeckt werden.

2.6.2.2. Ableitung der Niederschlagsparameter für Schnee und Graupel

Zuerst wird das gemessene Spektrum mit den vier Niederschlagsgruppen verglichen, um die passende Fallgeschwindigkeitbeziehung $w(D)=aD^b$ herzustellen. Nach Lacatelli und Hobbs (1974), gibt es 14 empirische Beziehungen mit unterschiedlichen a und b Werten, die unterschiedlichen festen Niederschlagstypen entsprechen. Die richtige Auswahl der Beziehung spielt eine Hauptrolle. Gemäß dem Wert von V_m muß die entsprechende Dichte ρ auch empirisch ausgewählt werden. Dann wird ein ähnliches Ableitungsverfahren wie bei der Ableitung des Regens durchgeführt.

Die Zuverlässigkeit und die Genauigkeit des gesamten Ableitungsverfahrens für Schnee- und Graupel sind stark abhängig von der Wahl der Parameter a , b und ρ , die wiederum von der statistischen Analyse aller gesamten gemessenen Spektren abhängig ist. Je mehr gemessene Spektren vorliegen, desto höher wird die Zuverlässigkeit und Genauigkeit.

3. Die Messorte

Die Langzeiterprobungen wurden an drei küsten nahen Standorten sowie auf dem FS „ALKOR“ durchgeführt. Für die Untersuchungen von Flächenniederschlag wurde das Wetterradar des DWD in Rostock verwendet. Spezialmessungen mit dem Mikroregenradar fanden auf dem DWD-Messfeld in Falkenberg/Brandenburg (52°10'N, 14°07'E) statt. Die Positionen der Langzeit-Messorte sind in Abbildung 3.1 dargestellt.

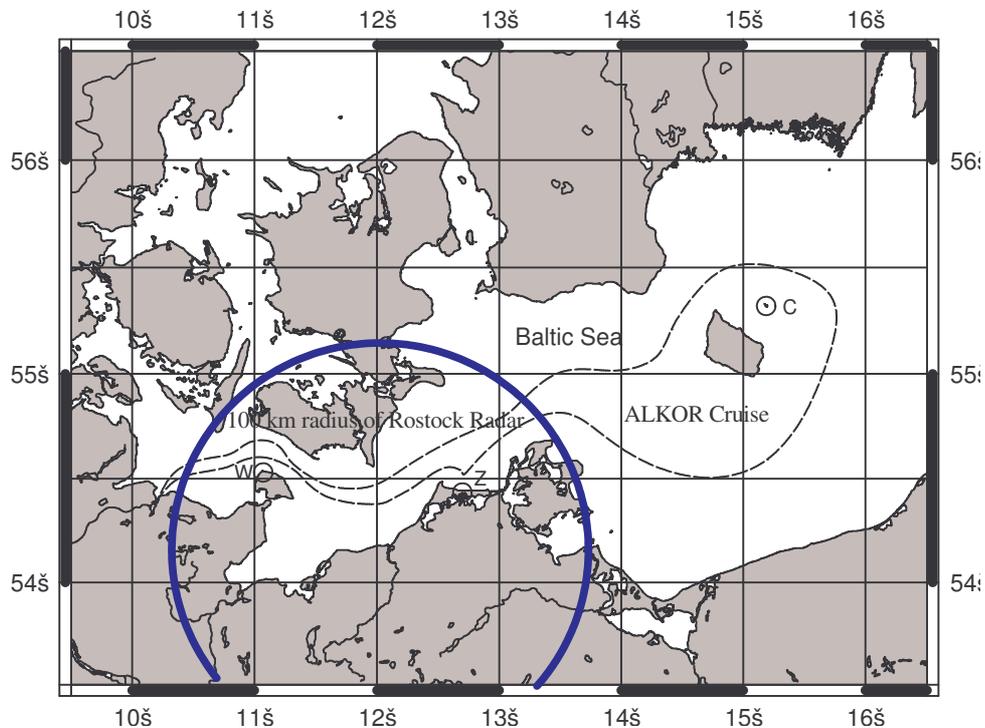


Abbildung 3.1: APOLAS Langzeit-Messorte. W: Westermarkelsdorf, Z: Zingst, C: Christiansö

3.1. Westermarkelsdorf

Westermarkelsdorf (54°31'N, 11°03'E), an der Westküste der Insel Fehmarn gelegen, ist ein Erprobungsfeld des DWD. Es ist nur durch einen niedrigen Deich gegen Westen geschützt und wurde wegen seiner Exponiertheit als Ort für die Vergleiche aller oben genannten Sensoren gewählt (Abbildung 3.2).



Abbildung 3.2: Messfeld des Deutschen Wetterdienstes in Westermarkelsdorf mit Mini-Sodar (MS), optischem Disdrometer (OD), Schiff-Regenmesser (SRG) und Mikro-Regen-Radar (MRR).

In Abbildung 3.3 ist die Windstatistik des DWD für die Jahre 2000 bis 2003 gezeigt. Im Vergleich zu einer typischen Inlandstation (als Beispiel ist Lindenberg gezeigt) ist die mittlere 10-m-Windgeschwindigkeit um den Faktor 1.5 höher. In den meisten Monaten traten Spitzenwerte von mehr als 20 m/s auf.

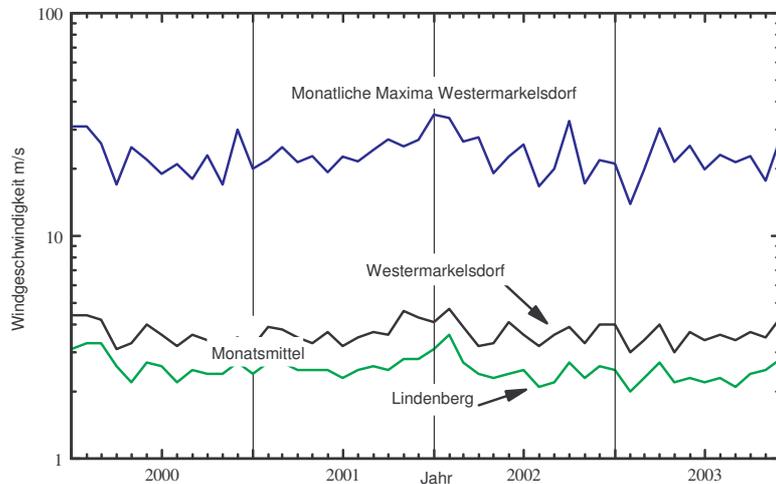


Abbildung 3.3: DWD-Statistik der maximalen und mittleren monatlichen Windgeschwindigkeit in Westermarkelsdorf und zum Vergleich in Lindenberg

3.2. Zingst

Auf einer Außenstelle des Umweltbundesamtes war bereits vor Projektbeginn ein Mikro-Regenradar installiert. Die Messstelle wurde während APOLAS mit einem Joss-Waldvogel-Disdrometer und einem Optischen Disdrometer ergänzt. Zur Kontrolle standen außerdem halbstündige Niederschlagsmessungen des UBA zur Verfügung.

3.3. Christiansö

Christiansö ist eine sehr kleine Insel 20 km nordöstlich von Bornholm. Die Instrumentierung bestand hier nur aus einem Mikroregenradar. Von allen Standorten werden hier für den Niederschlag die „maritimsten“ Bedingungen erwartet. Nur in einem relativ engen südwestlichen Sektor kann der Einfluss von Bornholm nicht ausgeschlossen werden.

3.4. Forschungsschiff „ALKOR“

Um auch Bodenmessungen unter eindeutig maritimen Bedingungen zu gewinnen, wurde das FS „ALKOR“ mit einem Schiffsregenschwimmer, einem Optischen Disdrometer und einem Mikro-Regen-Radar instrumentiert. Vom Mikro-Regen-Radar sind allerdings nur die Profile der Radarreflektivität verwendbar, da das MRR nicht auf eine stabilisierte Plattform montiert wurde, und damit die für Dopplerauswertung notwendige Voraussetzung vertikaler Blickrichtung (mit wenigen Ausnahmen) nicht erfüllt war.

3.5. DWD Messfeld „Falkenberg“

Das Messfeld „Falkenberg“ in der Nähe des Observatoriums Lindenberg ist mit einem 99 m hohen Messturm ausgerüstet. Vom DWD auf der Mastspitze gewonnene Vertikalwindmessungen und simultane Messungen mit einem Mikro-Regen-Radar in der Nähe des Masts wurden verwendet, um den Einfluss von Vertikalwind auf die MRR-Messungen und mögliche Korrekturverfahren zu untersuchen. Die Messungen wurden in Kombination mit dem EVAGRIPS Feldexperiment durchgeführt, da hierdurch noch weitere Informationen über den Vertikalwind – z.B. von einem Radio-Akustischen-Sondierungs-System (RASS) - zur Verfügung standen.

4. Sensor Erprobung

4.1. Tests der neuen Fernmesssysteme

4.1.1. Mikro-Regen-Radar, Vertikalwindfehler

Die gravierendste Fehlerquelle bei der Doppplerauswertung der MRR-Messungen ist der Vertikalwind, der sich der Tropfenfallgeschwindigkeit überlagert. Daher war eines der APOLAS Teilziele, die Qualität der in der Literatur vorgeschlagenen bzw. selbst entwickelten Verfahren zur Vertikalwindableitung zu erproben und gegebenenfalls ein geeignetes Verfahren zur Korrektur zu implementieren. Dazu wurden theoretische und experimentelle Untersuchungen durchgeführt, um den Vertikalwindfehler zu quantifizieren. Darüber hinaus wurden Möglichkeiten erprobt, wie der Vertikalwindfehler gegebenenfalls reduziert werden kann. Diese Ansätze und Erprobungen wurden in Siebenborn und Peters (2005) ausführlich beschrieben, so dass hier nur eine Zusammenfassung wiedergegeben wird:

Primär werden mit dem MRR Tropfengrößenverteilungen $N(D)$ bestimmt. Diese werden aus den kalibrierten Dopplerspektren $\eta(v)$ gemäß

$$N(D) = \frac{\eta(v_t)}{\sigma(v_t)} \frac{\partial v_t}{\partial D} \quad 4.1.1.1$$

abgeleitet. Dabei ist σ der Rückstreuquerschnitt von Tropfen, die in ruhender Luft mit der Geschwindigkeit v_t fallen. Da die Fallgeschwindigkeit eine bekannte Funktion des Tropfendurchmessers ist und der Rückstreuquerschnitt eines Tropfens mit dem Durchmesser D mit Hilfe der Mie-Theorie berechnet werden kann, ist $\sigma(v)$ bekannt. Ebenso ist $\partial v / \partial D$ bekannt, da dies die Ableitung der in Labormessungen ermittelten Fallgeschwindigkeit als Funktion des Durchmessers ist. Ist die Annahme verschwindender Vertikalwindgeschwindigkeit nicht erfüllt, so wird

$$N_w(D) = \frac{\eta(v_t + w)}{\sigma(v_t + w)} \frac{\partial(v_t + w)}{\partial D} \quad 4.1.1.2$$

berechnet. Korrekt wäre dagegen

$$N_c(D) = \frac{\eta(v_t + w)}{\sigma(v_t)} \frac{\partial(v_t)}{\partial D} \quad 4.1.1.3$$

Alle mit dem MRR abgeleiteten Regenparameter folgen aus den Tropfengrößenverteilungen $N_w(D)$ und sind daher mit einem entsprechenden Vertikalwindfehler behaftet. Abbildung 4.1 zeigt für Messungen in Falkenberg, welchen Einfluss der (simultan gemessene) Vertikalwind auf die aus $N_w(D)$ abgeleitete Regenrate R hat.

Überraschenderweise folgt die relative Korrektur $f(w) = R_{corr} / R_{uncorr}$ mit nur sehr geringer Streuung einer Exponentialfunktion $f(w) = \exp(a \cdot w)$. Dass der Exponent $a = -1$ ist (bei w in Einheiten m/s), ist als zufälliges Kuriosum zu betrachten. Die geringe Streuung dieser alle Regenereignisse enthaltenden Regression gab zu der Hoffnung Anlass, dass die notwendige Zahl freier Parameter zur Beschreibung der Tropfenspektren wesentlich kleiner sein könnte als die Anzahl der unabhängigen spektralen Messwerte in einem Dopplerspektrum, und dass auf Grund dieser Redundanz aus den Dopplerspektren ohne zusätzliche Hilfsmessungen der Vertikalwind als weiterer freier Parameter abgeleitet werden könnte.

Falkenberg, 2002-11-27 – 2003-04-23

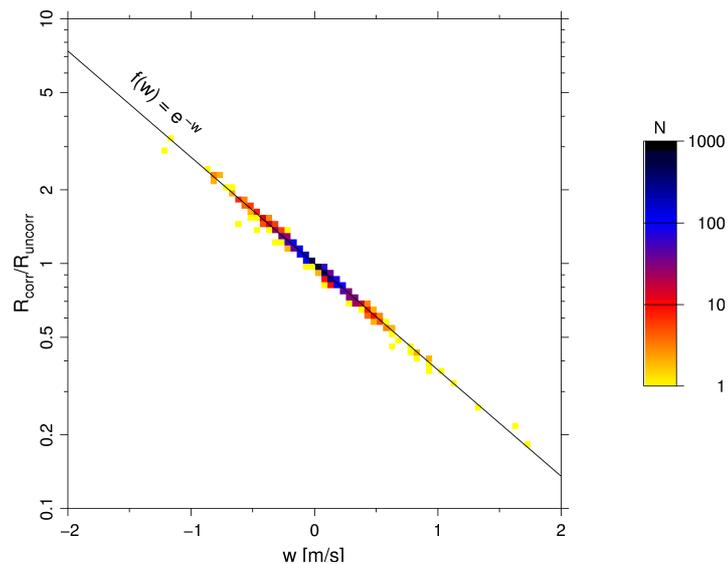


Abbildung 4.1: Relative Korrektur der mit dem MRR in 99 m Höhe abgeleiteten Regenrate als Funktion des am Turm gemessenen Vertikalwindes. Bei Aufwind ($w > 0$) muss ein Korrekturfaktor < 1 angebracht werden.

Dies sei an Hand einer Marshall-Palmer Verteilung mit dem einzigen freien Parameter Λ erläutert:

$$N_{MP}(D) = N_0 \exp(-\Lambda D) \tag{4.1.1.4}$$

In Abbildung 4.2 ist dargestellt, wie empfindlich die unkorrigierten nach Gleichung 4.1.1.2 abgeleiteten Tropfenverteilungen $N_w(D)$ auf den Vertikalwind reagieren.

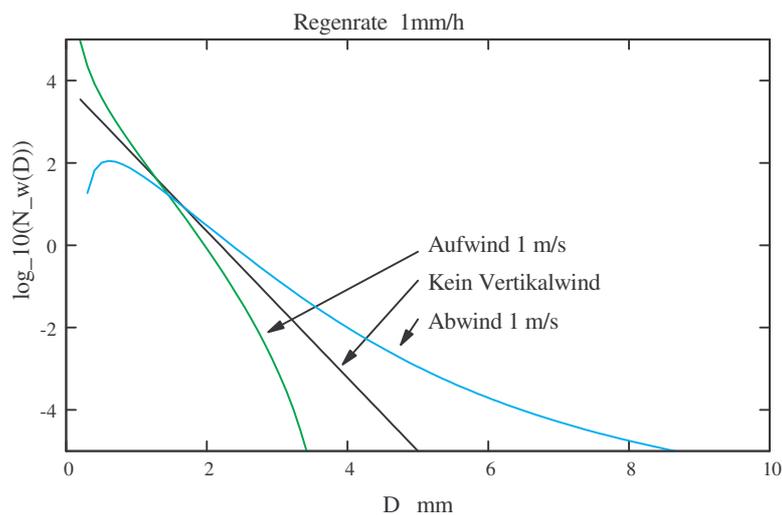


Abbildung 4.2: Nach Gl. 4.1.1.2 berechnete Tropfengrößenverteilungen unter Annahme einer Marshall-Palmer Verteilung für die Regenrate 1mm/h.

Die in Siebenborn *et al.* (2005) dargestellten Analysen zeigen jedoch, dass w mit keiner der untersuchten Methoden mit hinreichender Genauigkeit ableitbar ist, da die Variabilität kurzfristiger Tropfenverteilungen offenbar zu groß ist. Erst im längeren Mittel wird eine hinreichende Annäherung an Verteilungen erreicht, die mit den üblichen einfachen Parametrisierungen beschrieben

werden können. Alle Methoden ergaben in den meisten betrachteten Regenereignissen eine Varianz des Bestimmungsfehlers, die größer als die Varianz des Vertikalwindes selbst war. Damit erweist sich zumindest eine operationell anwendbare Vertikalwindkorrektur als unrealistisch. In besonderen konvektiven Fällen und größeren Messhöhen als der hier betrachteten mag eine Korrektur dennoch sinnvoll sein. Im Vergleich der verschiedenen Verfahren hat sich das einfachste und älteste Schema, die „Lower Bound“ Methode von Battan (1964), am stabilsten gezeigt.

Falkenberg, 2002-11-27 – 2003-04-23

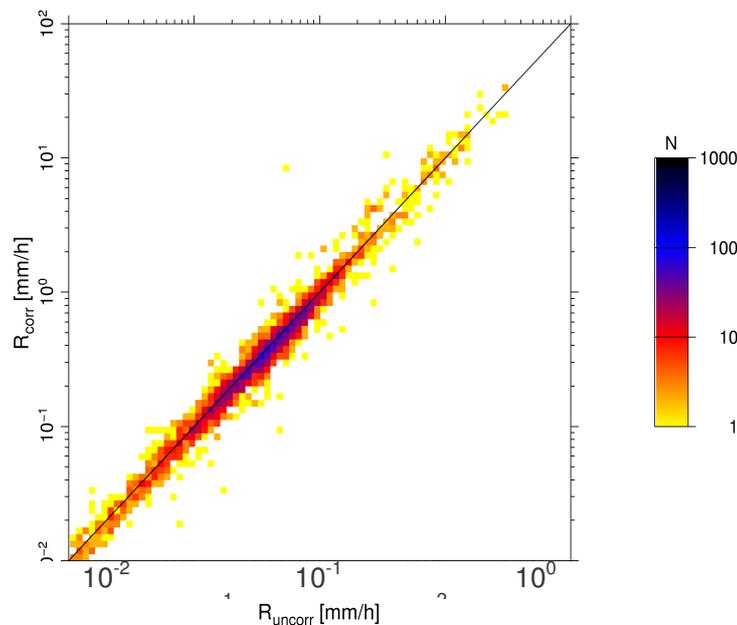


Abbildung 4.3: Vergleich der bezüglich Vertikalwind korrigierten und nicht korrigierten Regenraten.

Der in Abbildung 4.3 dargestellte Vergleich der korrigierten und unkorrigierten Regenraten mit unabhängigen Mastmessungen in Falkenberg zeigt andererseits, dass die Standardabweichung des Vertikalwindfehlers in der betrachteten Messhöhe und an diesem Standort nicht mehr als etwa $\pm 15\%$ beträgt.

Ein ebenfalls überraschendes Detailergebnis dieses Vergleichs ist, dass die Fehlerbandbreite in dem gesamten aufgetretenen Regenraten-Bereich praktisch konstant ist.

Zusammengefasst haben die Erprobungen gezeigt, dass das ursprüngliche Ziel einer Korrektur des Vertikalwindinflusses aus den Dopplerspektren des MRR zwar nicht praktikabel ist, dass aber trotz der Vernachlässigung des Vertikalwindes nicht nur die Regenrate mit sinnvoller Genauigkeit bestimmt werden kann, sondern, wie in Peters *et al.* (2005) nachgewiesen wird, auch (zumindest mittlere) mikrophysikalische Eigenschaften des Niederschlags und deren Höhenabhängigkeit abgeleitet werden können.

4.1.2. Hochfrequenz Minisodar

Von Ende Oktober 2002 bis Juni 2005 war der Hochfrequenzsodar- Prototyp auf dem Testfeld des DWD, in Westmarkelsdorf auf Fehmarn in Betrieb. Die Messergebnisse zeigen, dass das Minisodar nicht nur Regen, sondern auch Schnee, Graupel, Hagel und gemischten Niederschlag messen kann.

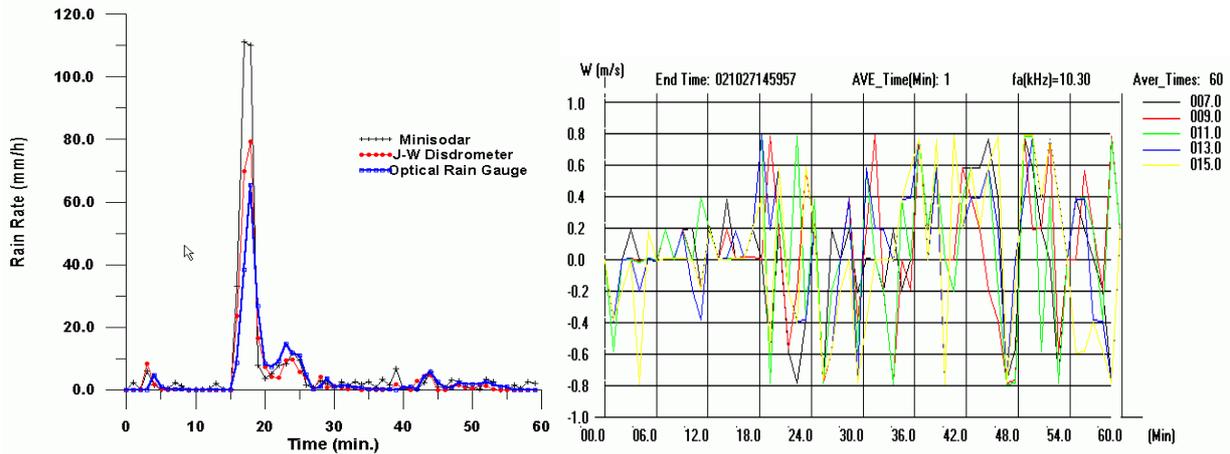


Abbildung 4.4: a) Minutenmittel der Regenrate von 14:00 bis 14:59 am 27.10.2002, b) entsprechende mittlere Vertikalwindgeschwindigkeit

In Abbildung 4.4 sind die gemessenen Regenraten gemittelt über eine Minute für das Minisodar (MS), das Joss Waldvogel (JW)-Disdrometer und das optische Disdrometer (OP) für eine Stunde von 14:00 bis 14:59 am 27.10.2002, einschließlich eines starken Schauers von 14:16-14:19 (a), zusammen mit der aus der MS-Messung abgeleiteten Vertikalwindgeschwindigkeit im gleichen Zeitraum (b) dargestellt.

4.1.2.1. Stratiformer Regen mit eingelagerten Schauern

Die Messdaten wurden mit den Routine-Messungen der Wetterstation Westermarkelsdorf des DWD (WS), dem optischen Disdrometer, dem Schiffsregensmesser (SR) und dem Joss-Waldvogel-Disdrometer verglichen (mit JW nur für 2002).

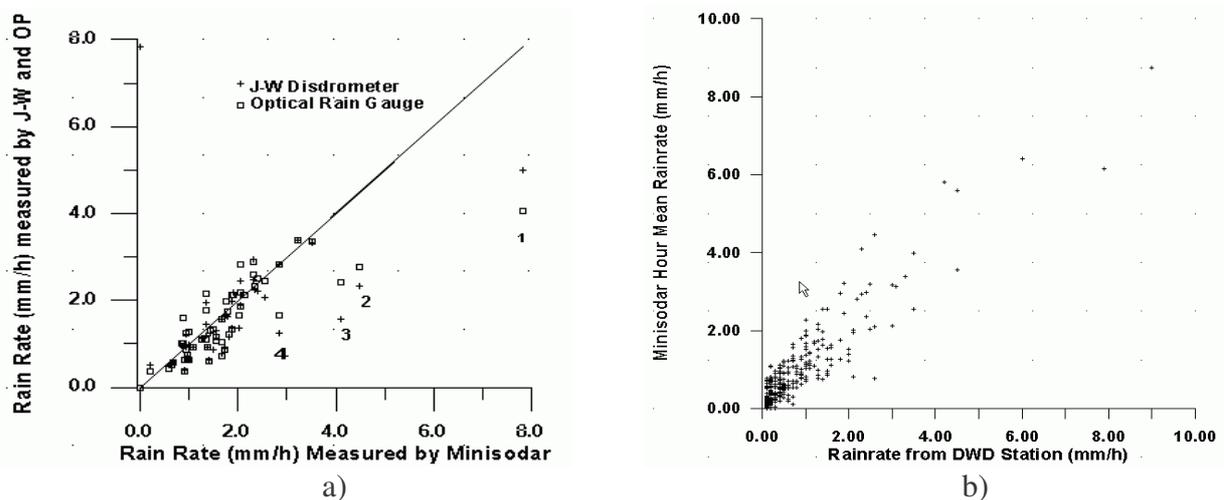


Abbildung 4.5: a) Stundenmittelwerte der Regenraten für 53 Stunden vom 25.10 bis 31.11.2002, b) Stundenmittelwerte der Regenraten für 314 Stunden gemessen von MS und WS im Nov., Dez. 2003, Apr.- Juli und Sep. 2004. In a) sind Stunden mit starken Schauern beziffert.

Abbildung 4.5a zeigt den Vergleich für 53 Stunden mit stratiformem Niederschlag vom 25. Oktober bis zum 31. November 2002, einschließlich 4 Stunden mit starker Schauern (Punkt 1 – 4). Für 49 Stunden stratiformen Regen ist der Korrelationskoeffizient 0.93 mit OP, 0.82 mit JW.

Im Dezember 2003 (nicht gezeigt) betrug die Korrelation 0.96 mit WS, 0.9 mit OP und 0.89 mit SR bei insgesamt 61 Stunden mit Regen. Die gesamte mit Minisodar gemessene Regenmenge unterscheidet sich nur um 1.1% für OP, 2.6% für WS aber 12.8% für SR. Abbildung 4.5b zeigt den Stundenmittelwerte-Vergleich der gemessenen Regenrate mit WS für 314 Stunden mit Regen im November, Dezember 2003, April - Juli und September 2004. Der Korrelationskoeffizient beträgt 0.9 für WS. In diesem Zeitraum hat das Minisodar für 99 Stunden, das ist fast ein Drittel des Zeitraums, Regen-Spektren mit Regenraten von 0.02-0.5mm/h gemessen, aber in der entsprechenden Zeit hat das WS Protokoll keinen Regen gemeldet. Die Gesamtregenmenge unterschied sich jedoch nur um etwa 3%.

4.1.2.2. Schauer und Gewitter

Wegen des großen Streuvolumens des Minisodars von ca.7m³ sind seine Messergebnisse besonders bei starken Schauern besser als andere Punkt-Meßgeräte.

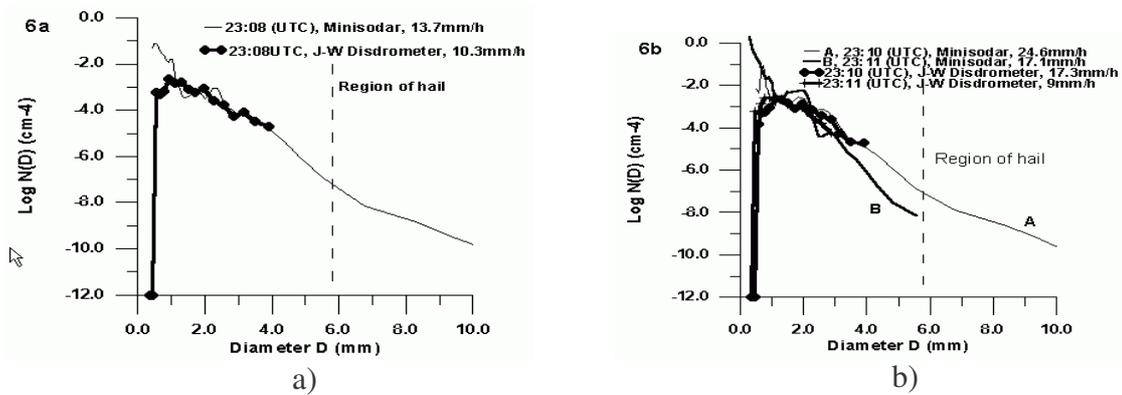


Abbildung 4.6: Vergleich der über eine Minute gemittelten Tropfengrößenverteilung $N(D)$ von MS mit JW am 25.10.2002. a) um 23:08UTC b) um 23:10 und 23:11UTC

Abbildungen 4.6a und b zeigen einen Vergleich der pro Minute gemessenen Tropfengrößenverteilung $N(D)$ von MS und JW für 23:08 – 23:11UTC am 25.10.2002.

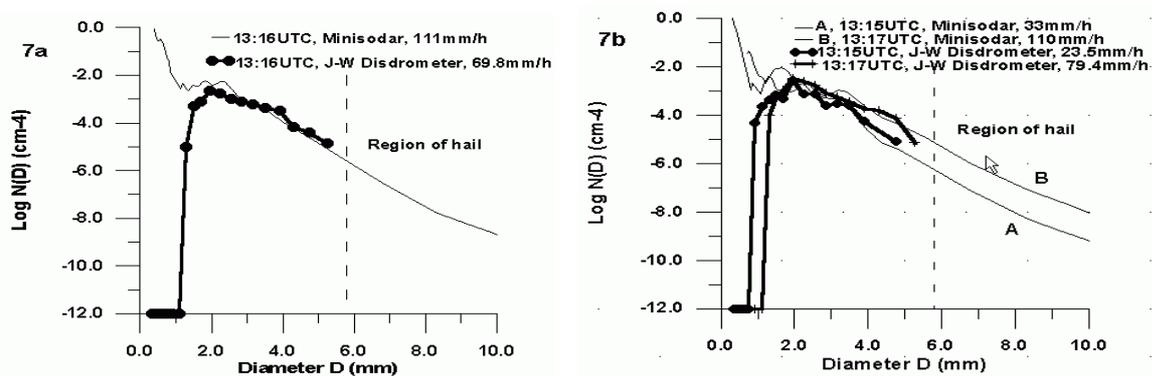


Abbildung 4.7: Wie Abbildung 4.6 jedoch für 27.10.2002. a) 13:15 UTC, b) 13:16 UTC

In Abbildung 4.7a und b ist ein Vergleich für 13:15-13:17UTC am 27.10.2002 vorgestellt. Eine gute Übereinstimmung mit JW existiert für den Durchmesserbereich D von ca.1.5–4.5mm. Weil der JW-Meßbereich sehr abhängig von Umgebungsgeräuschen, z.B. starkem Wind oder Prallgeräuschen von Tropfen ist, kann das JW kleinere (Tropfen mit $D < 1\text{mm}-1.5\text{mm}$) und größere

Tropfen mit $D > 5.25 \text{ mm}$ nicht mehr messen, so dass eine Unterschätzung der Regenrate folgt.

4.1.2.3. Schnee, Graupel und Niederschläge mit gemischter Phase

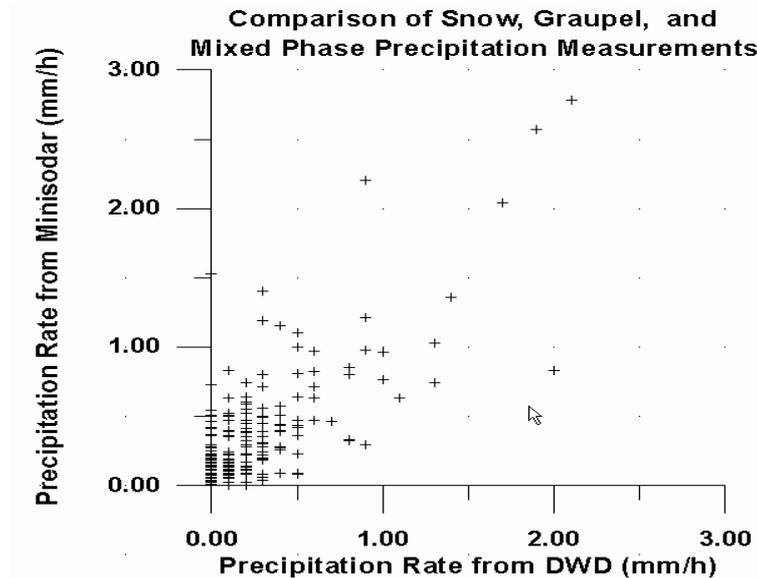


Abbildung 4.8: Stundenmittelwerte der Schnee-, Graupel- und gemischte –Phase Niederschlagsraten für 236 Std. gemessenen von MS und WS im Winter der Jahre 2003- 2004-2005, wobei WS keine Trennung in Schnee, Graupel und Schneeregen ausgibt.

Abbildung 4.8 zeigt den gemessenen Niederschlagsraten-Vergleich mit WS für 236 Stunden mit Schneefall, Graupel oder gemischten Niederschlägen im Winter der Jahre 2003-2004-2005. Der entsprechende Korrelationskoeffizient beträgt 0.76 zwischen MS und WS. Die Korrelation ist 0.75 für 98 Stunden Schnee- und Graupelfälle im Winter 2004, und 0.81 für 112 Stunden Schnee- und Graupelfälle im Winter 2005.

Weil der starke Wind einen größeren Fehler beim Routinemessgerät verursacht, beträgt die Korrelation nur 0.53 für 26 Stunden mit starkem Wind im Winter 2003.

Das Minisodar hat deutliche Niederschlagsspektren für 47 Stunden mit Schnee- oder Graupelfällen bei einer Niederschlagsrate von 0.02 – 0.46mm/h detektiert, aber das entsprechende WS Protokoll zeigt keine Niederschläge.

4.1.3. Schlussbemerkungen

- Die Ergebnisse aus mehr als 2 Jahren mit Routinemessungen zeigen, dass der Minisodar-Prototyp gute Fähigkeiten für alle Art Niederschlagsmessungen besitzt. Die Gründe sind:
 - o gleichzeitige Turbulenz- und Niederschlags-Messungen,
 - o ähnlicher Brechungsindex für Wasser und Eis,
- Das Minisodar kann nicht nur Regen, sondern auch Schnee, Graupel, Hagel und Niederschläge mit gemischter Phase messen. Das Minisodar ist damit als ein Dauermessgerät für alle Arten von Niederschlag geeignet.
- Die Vergleichsmessungen zeigen, dass gute Übereinstimmung mit dem Standardmessgerät, Joss-Waldvogel Disdrometer(JW) und dem optischen Disdrometer für Landregen existiert.
- Bei starken konvektiven Niederschlägen zeigen die Messungen des Hochfrequenz Mini-

sodars höhere Niederschlagsraten, im Vergleich zu allen anderen Messgeräten. Der Vergleich von gemessenen Tropfengrößenverteilungen des Minisodars mit denen des JW hat dieses Ergebnis unterstützt.

- Ein systematischer Fehler, verursacht durch die Temperaturabhängigkeit der akustischen Sensoren, muss immer korrigiert werden.
- Die direkte Beobachtung der unterschiedlichen Niederschlagsarten ist für die verbesserte Interpretation der Sodar-Spektren weiterhin wichtig. Insbesondere sind weitere Auswertungen der Sodar -Spektren für Graupel, Schneefall und Niederschläge mit gemischter Phase nötig.

Nach einer Kommerzialisierung kann das Hochfrequenz-Doppler-Minisodar als Routine- Instrument für die Messungen aller Niederschlagsarten verwendet werden.

4.2. Vergleichsmessungen

Die Vergleichsmessungen wurden vor allem durchgeführt um einen besseren Einblick in das Verhalten der unterschiedlichen spektralen Sensoren zu erhalten. Dazu wurden die Messungen des optischen Disdrometers, des Joss-Waldvogel Disdrometers sowie des Mikro-Regen-Radars miteinander verglichen. Diese Vergleiche sind insofern von großer Bedeutung, da in der Vergangenheit viele der spektralen Regenparameter und ihrer Beziehungen zueinander (z. B Z-R Beziehung) zum größten Teil auf den spektralen Messungen des Joss-Waldvogel Disdrometers beruhen. Diese Grundlage vieler Schätzungen des Flächenniederschlags mittels Wetterradar musste daher erneut beleuchtet werden. Dies erschien umso zwingender, als auch andere neue Studien (z.B. Tokay et al., 2005) zeigen, dass das Joss-Waldvogel Disdrometer erhebliche Messungenauigkeiten aufweist und außerdem zu Hardwareproblemen neigt. Zur weiteren Kontrolle wurden gleichzeitige Messungen mit integralen Messeinheiten (Schiffsregenschiffmesser, Ombrometer) herangezogen. Die Kontrollmessungen wurden auch benutzt, um ein spezielles Problem des optischen Disdrometers, nämlich durch Spinnweben verursachte Fehlmessungen, zu eliminieren. Diese Probleme traten besonders an der Messstation in Zingst auf. Ein weiterer Zweck der Vergleiche war, die Überlegenheit der neuen Sensoren in Bezug auf quantitative Niederschlagsmessungen gegenüber klassischen Ombrometern an windexponierten Orten zu demonstrieren.

4.2.1. Mittlere Spektren

Die durchgeführten Vergleiche beruhen hauptsächlich auf den spektralen Messungen mit dem optischen Disdrometer, dem Joss-Waldvogel Disdrometer sowie dem Mikro-Regen-Radar. Zur Kontrolle wurden die Messungen mit dem Schiffsregenschiffmesser und dem Ombrometer herangezogen. Insgesamt liegen ca. 40000 zeitlich synchronisierte spektrale Niederschlagsmessungen mit einer zeitlichen Auflösung von 1 Minute vor.

		Westermarkelsdorf				Zingst			
		R≤0.5	0.5<R≤4.0	R>4.0	R>0.0	R≤0.5	0.5<R≤4.0	R>4.0	R>0.0
N		13762 (58.0%)	8726 (36.8%)	1235 (5.2%)	23721 (100%)	7023 (48.7%)	6753 (46,9%)	633 (4.4%)	14409 (100%)
OD	μ	0.140	1.421	7.697	1.004	0.157	1.275	8.037	1.019
	σ	0.133	0.841	5.563	2.170	0.131	0.759	5.760	2.070
JWD	μ	0.159	1.494	7.875	1.100	0.134	1.313	10.208	0.823
	σ	0.215	1.133	7.372	2.593	0.173	1.068	9.984	2.096
MRR	μ	0.184	1.269	6.212	0.897	0.233	1.349	6.555	0.998
	σ	0.433	1.597	5.673	2.130	0.614	1.828	7.703	2.408

SRM	μ	0.165	1.455	7.746	1.010	0.135	1.214	9.214	0.722
	σ	0.286	1.081	6.373	2.442	0.216	1.004	8.732	1.810
Ombro	μ	0.145	1.300	7.059	1.091	0.115	1.263	9.817	0.798
	σ	0.248	1.087	6.552	2.663	0.197	1.065	9.899	2.075

Tabelle 1: Übersicht statistischer Parameter wie Anzahl der Messungen N , Mittelwerte μ und Standardabweichungen σ aus den Niederschlagsmessungen mit den unterschiedlichen Geräten, durchgeführt in Westermarkelsdorf und Zingst. μ und σ in mm/h.

Ein Überblick aller simultanen Messungen ist in Tabelle 1 gegeben. Für Westermarkelsdorf ergaben sich nach der zeitlichen Synchronisation und Fehleranalyse der Messungen 23721 gleichzeitig gemessene Spektren. In Zingst blieben nach umfangreicher Kontrolle der Daten zur Eliminierung von Fehlmessungen (z.B. durch Spinnen beim optischen Disdrometer) noch 14409 Messungen. Zur Berechnung der Mittelwerte μ und Standardabweichungen σ wurden die einzelnen Messungen entsprechend ihrer Niederschlagsintensität R (mmh^{-1}) klassifiziert. Diese Unterteilung erfolgte entsprechend leichtem Niederschlag ($R \leq 0.5 \text{mmh}^{-1}$), moderatem Niederschlag ($0.5 < R \leq 4.0 \text{mmh}^{-1}$) sowie Messungen mit starken Niederschlagsintensitäten ($R > 4.0 \text{mmh}^{-1}$). Die Einteilung erfolgte auf Basis der Messungen mit dem optischen Disdrometer. Die Unterteilungen wurden für beide Stationen, Westermarkelsdorf (Tab.1, links) und Zingst (Tab.1, rechts), separat durchgeführt. Verglichen mit Zingst liegt in Westermarkelsdorf der relative Anteil der Messungen mit leichtem Niederschlag um ca. 9% sowie der Anteil starker Niederschläge um ca. 1% höher. Gleichzeitig ergibt sich für Zingst mit ca. 47% ein deutlich höherer Anteil von Messungen mit mäßigem Niederschlag.

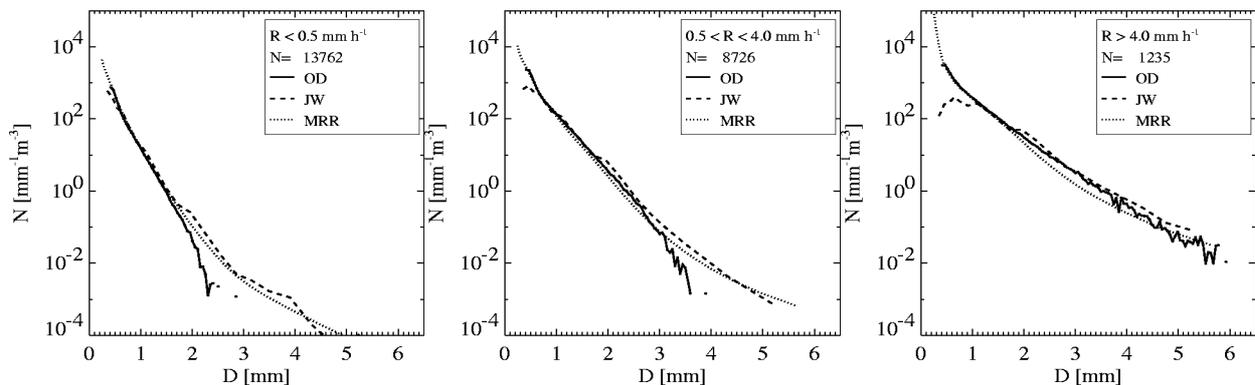


Abbildung 4.9: Mittlere Tropfenspektren gemessen in Westermarkelsdorf bei leichtem Regen (links), moderatem Regen (Mitte) sowie bei starkem Regen (rechts). Die Klassifizierungen der Niederschlagsintensitäten basieren auf den Messungen mit dem optischen Disdrometer.

Zum Vergleich der mittleren Spektren wurden die spektralen Tropfendichten der Einzelmessungen entsprechend der integralen Niederschlagsintensitäten gemittelt (Abbildung 4.9). Insgesamt weisen die mittleren Spektren des Mikro-Regen-Radars für nahezu alle Messungen die größten Tropfen auf. Gerade bei leichtem und moderatem Niederschlag liegt das Maximum der gemessenen Tropfengrößen beim optischen Disdrometer deutlich unter denen des Joss-Waldvogel Disdrometers sowie des Radars. Allerdings liegen die spektralen Tropfendichten in diesem Bereich unter $10^{-3} \text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}$ und haben daher nahezu keine Auswirkungen auf die Ableitung integraler Niederschlagsgrößen. Die Betrachtung der mittleren Tropfendichten bei unterschiedlichen Niederschlagsintensitäten zeigt, dass das Mikro-Regen-Radar in allen drei Intensitätsklassen die höchste Dichte bei kleinen Tropfen erreicht. Weiterhin ist eine deutliche Abnahme der Tropfendichten für kleine Tropfen bei Zunahme der Niederschlagsintensität beim Joss-Waldvogel Disdrometer zu beobachten. Diese ist auf die so genannte Totzeit des Gerätes zurückzuführen,

die besonders bei Vorhandensein großer Tropfen auftritt und zu einer Reduzierung der Anzahl kleiner Tropfen führt. Dieser Effekt wurde zwar entsprechend korrigiert (siehe 3.1), der Formalismus berücksichtigt jedoch nur mit Tropfen belegte Größenklassen. Das Resultat ist daher eine zu geringe Anzahl kleiner Tropfen bei der Mittelung der Einzelmessungen. Bei starken Niederschlägen zeigt außerdem das Mikro-Regen-Radar die geringsten Tropfendichten für Tropfen mit Durchmessern von mehr als 2 mm im Vergleich zu den beiden anderen Instrumenten.

Um den Einfluss von Wind auf die Messungen zu untersuchen, wurden im Folgenden nur die Einzelspektren betrachtet, bei denen Windgeschwindigkeiten von mehr als 5 ms^{-1} vorherrschten (Abbildung 4.10). Dabei ergeben sich bezüglich des Mikro-Regen-Radars und des optischen Disdrometers ähnliche mittlere Spektren wie im vorangegangenen Vergleich (Abbildung 4.9). Auffällig ist jedoch das Verhalten des Joss-Waldvogel Disdrometers. Hier zeigt sich eine extreme Verringerung der Anzahl kleinerer Tropfen, die bei hohen Niederschlagsintensitäten bis zu einem Tropfendurchmesser von ca. 2 mm reicht. Diese Unterschätzung ist hier hauptsächlich auf den Windeinfluss zurückzuführen. Obwohl das Joss-Waldvogel Disdrometer in Westermarkelsdorf wie auch in Zingst mit Windschutz betrieben wird (Abbildung 2.1), zeigt sich, dass dieser nicht effektiv genug arbeitet, um einen durch die Umströmung des Gerätes verursachten Fehler zu verhindern. Vielmehr wird hier deutlich, dass bei Einsatz solcher Geräte an Standorten, wo höhere Windgeschwindigkeiten auftreten, eine Windkorrektur notwendig wird um eine Unterschätzung integraler Größen zu verhindern.

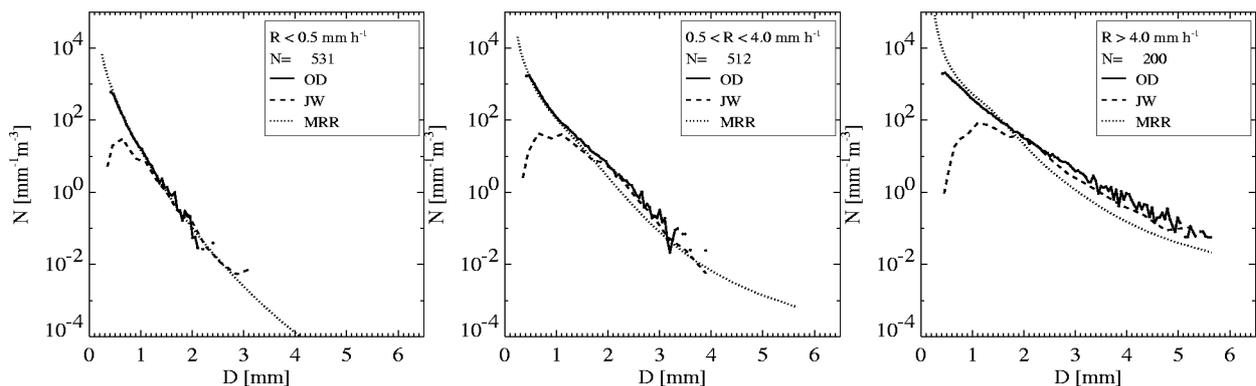


Abbildung 4.10: Mittlere Tropfenspektren gemessen bei Windgeschwindigkeiten über 5 ms^{-1} in Westermarkelsdorf bei leichtem Regen (links), moderatem Regen (mitte) sowie bei starkem Regen (rechts). Die Klassifizierungen der Niederschlagsintensitäten basieren auf den Messungen mit dem optischen Disdrometer.

Um den möglichen Einfluss statistischer Unsicherheiten aufgrund zu geringen Stichprobenumfangs zu untersuchen, wurden für das optische Disdrometer Monte-Carlo Simulationen durchgeführt. Diese Simulationen gemessener Spektren haben gezeigt, dass die Anzahl der gemessenen Spektren bei den betrachteten Tropfendichten ausreichend ist, um signifikante Ergebnisse bezüglich der mittleren Spektren zu erhalten. Die Unterschiede in den gemessenen Tropfendichten beruhen danach nicht auf statistischen Unsicherheiten sondern liegen vielmehr in den Messmethoden sowie den entsprechenden Messgrößen der einzelnen Instrumente begründet. Um diesen Sachverhalt zu verdeutlichen, wurden die Messungen des optischen Disdrometers sowie des Mikro-Regen-Radars auf eine gleiche spektrale Auflösung gebracht und anschließend auf die Eingangsgrößen bzw. auf die „direkt“ gemessenen Größen reduziert. Dabei ergibt das Verhältnis aus den Tropfendichten in Abhängigkeit der vom Mikro-Regen-Radar gemessenen Fallgeschwindigkeiten $N_{\text{MRR}}(v_i)$ und den Tropfendichten als Funktion des Durchmessers $N_{\text{OD}}(D)$, abgeleitet aus den gemessenen Tropfenzahlen des optischen Disdrometers, gerade die Ableitung der Fallgeschwindigkeit:

$$\frac{\overline{N_{MRR}}(v_t)}{\overline{N_{OD}}(D)} = \frac{1}{0.6} \cdot \frac{1}{9.65 - v_t(D)}$$

Die abgeleitete Tropfendichte aus den Messungen mit dem optischen Disdrometer $\overline{N_{OD}}(D)$ ergibt sich dabei zu:

$$\overline{N_{OD}}(D) = \frac{\overline{C_{OD}}(D)}{A \cdot \sqrt{U^2 + v_t(D)^2} \cdot \Delta T}$$

Daraus folgt für das direkte Verhältnis aus den Tropfendichten in Abhängigkeit der Fallgeschwindigkeit $\overline{N_{MRR}}(v_t)$ und den direkt vom optischen Disdrometer gemessenen Tropfenzahlen $\overline{C_{OD}}(D)$:

$$\frac{\overline{N_{MRR}}(v_t)}{\overline{C_{OD}}(D)} = \frac{1}{A \cdot \Delta T \cdot \sqrt{U^2 + (9.65 - 10.3 \cdot \exp(-0.6 \cdot D))^2}} \cdot \frac{1}{0.6} \cdot \frac{1}{10.3 \cdot \exp(-0.6 \cdot D)}$$

Vergleiche zwischen den theoretischen Werten und den Messungen sind, wiederum für die unterschiedlichen Intensitätsbereiche, in Abbildung 4.11 dargestellt. Die Differenzen zwischen Theorie und den tatsächlichen Messungen erklärt die Differenzen der aus den Messungen der Geräte abgeleiteten mittleren Tropfenspektren (Abbildung 4.10). Die Schnittpunkte zwischen den Messungen und den theoretischen Werten liegen daher auch bei den gleichen Durchmessern wie die Schnittpunkte der mittleren Spektren von optischem Disdrometer und Mikro-Regen-Radar.

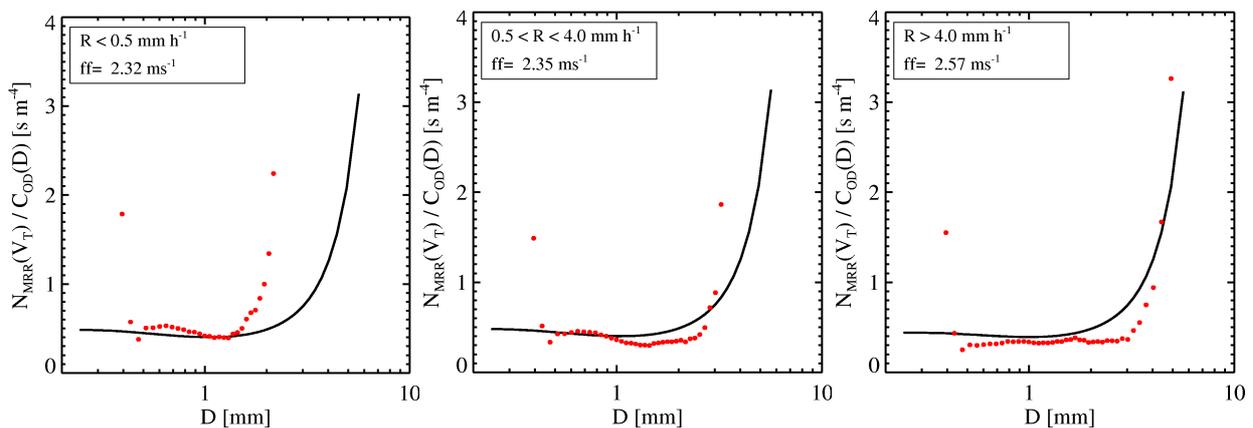


Abbildung 4.11: Verhältnis der vom MRR bestimmten Tropfendichten in Abhängigkeit der gemessenen Fallgeschwindigkeit und der vom optischen Disdrometer direkt gemessenen Tropfenzahlen als Funktion der Tropfendurchmesser. Die schwarze Kurve stellt den funktionellen Zusammenhang dar. Die roten Punkte zeigen die Ergebnisse aus den Messungen.

Für die verwendete Fallgeschwindigkeitsbeziehung nach Atlas *et al.* (1973) haben Vergleiche zwischen den gemessenen Aufenthaltszeiten der einzelnen Tropfen im optisch sensitiven Volumen des optischen Disdrometers eine sehr gute Übereinstimmung zwischen Messung und Parameterisierung gezeigt (Abbildung 4.12). Daher kann davon ausgegangen werden, dass diese sehr gut die tatsächlichen Verhältnisse beschreibt

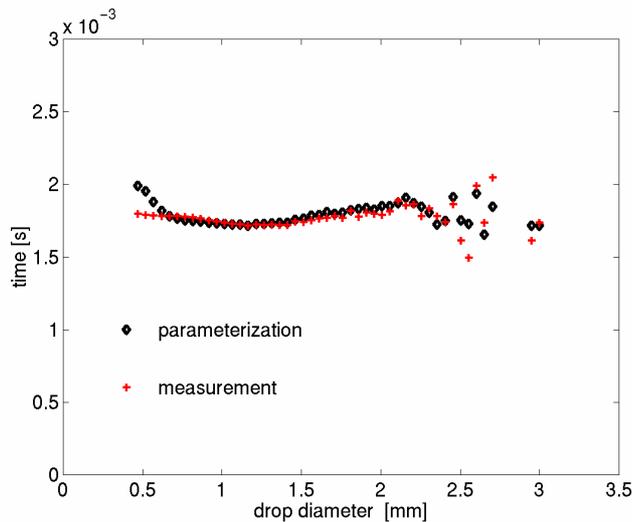


Abbildung 4.12: Gemessene und unter Verwendung der Fallgeschwindigkeiten von Atlas et al. (1973) parameterisierte mittlere Aufenthaltsdauer der Tropfen im optisch sensitiven Volumen des optischen Disdrometers. Die Messungen stammen aus den Jahren 1999 bis 2002 und wurden auf FS ALKOR durchgeführt.

4.2.2. Analyse von Einzelereignissen

Analysen der spektralen Messungen der Messgeräte bezüglich einzelner Niederschlagsereignisse wurden für unterschiedliche Bedingungen durchgeführt. Hierbei wurde speziell zwischen konvektiven (kurzen kräftigen Schauern) und stratiformen Ereignissen (lang andauernde, schwache bis mäßige Niederschläge) differenziert.

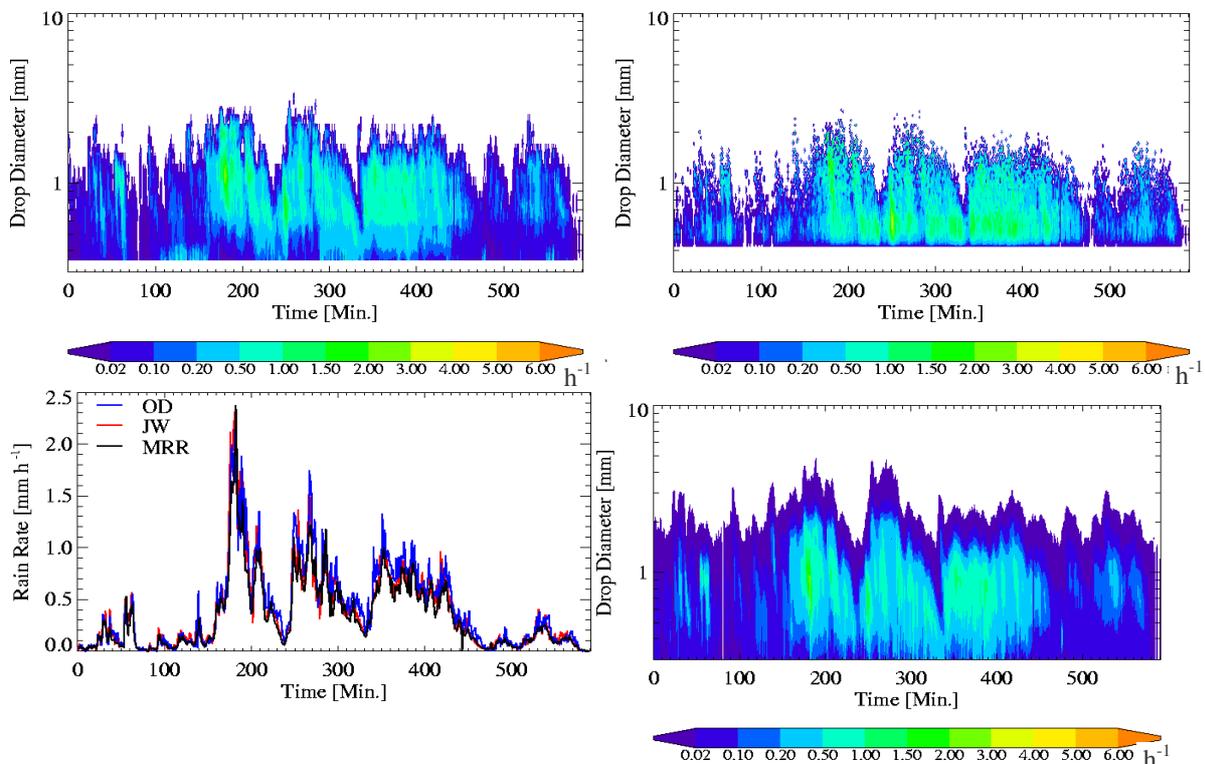


Abbildung 4.13: Westermarkelsdorf 2002-11-01 15:55 bis 2002-11-02 01:46. Zeitliche Entwicklung der Niederschlagsintensitäten für einen stratiformen Fall gemessen mit dem optischen Disdrometer (oben links), dem Joss-Waldvogel Disdrometer (oben rechts) und dem Mikro-Regen-Radar (unten rechts). Die spektralen Intensitäten wurden auf eine Klassenbreite von 1mm normiert. Die zeitliche Auflösung der Messungen beträgt 1 Minute. Die entsprechenden gemessenen Niederschlagsraten sind unten links dargestellt.

Ein typisch stratiformes Niederschlagsereignis zeigt Abbildung 4.13. Informationen zu statistischen Parametern gibt **Tabelle 2**. Die zeitliche Entwicklung der Tropfenspektren (hier als Funktion der spektralen Niederschlagsintensität) zeigt beim optischen Disdrometer (oben links), beim Joss-Waldvogel Disdrometer (oben rechts) sowie beim Mikro-Regen-Radar (unten rechts) ein ähnliches Verhalten, dementsprechend betragen die Korrelationskoeffizienten zwischen den einzelnen Geräten 0.95 bis 0.96 (OD-JWD=0.95; OD-MRR=0.96; JWD-MRR=0.96). Auffällig ist die unterschiedliche Auflösung sowie das Minimum der messbaren Tropfen der Messgeräte. Die Struktur in der Entwicklung der Spektren bleibt jedoch erhalten. Es zeigt sich bei allen Messgeräten bei Zunahme der Niederschlagsintensität (Abbildung 4.13, unten links) eine spektrale Verschiebung zu größeren Tropfen. Insgesamt liegen jedoch die aus den Spektren resultierenden integralen Niederschlagsintensitäten beim optischen Disdrometer hier am höchsten, während aus den Spektren des Mikro-Regen-Radar die geringsten Intensitäten resultieren. Dies zeigt sich auch in den Mittelwerten der Niederschlagsraten für das entsprechende Ereignis.

	Mittelwert [mmh^{-1}]	Standardabw. [mmh^{-1}]
Opt. Disdrometer	0.41	0.42
J.-W. Disdrometer	0.37	0.40
Mikro-Regen-Radar	0.33	0.34

Tabelle 2: Mittelwerte und Standardabweichungen für das stratiforme Niederschlagsereignis (Abbildung 4.13).

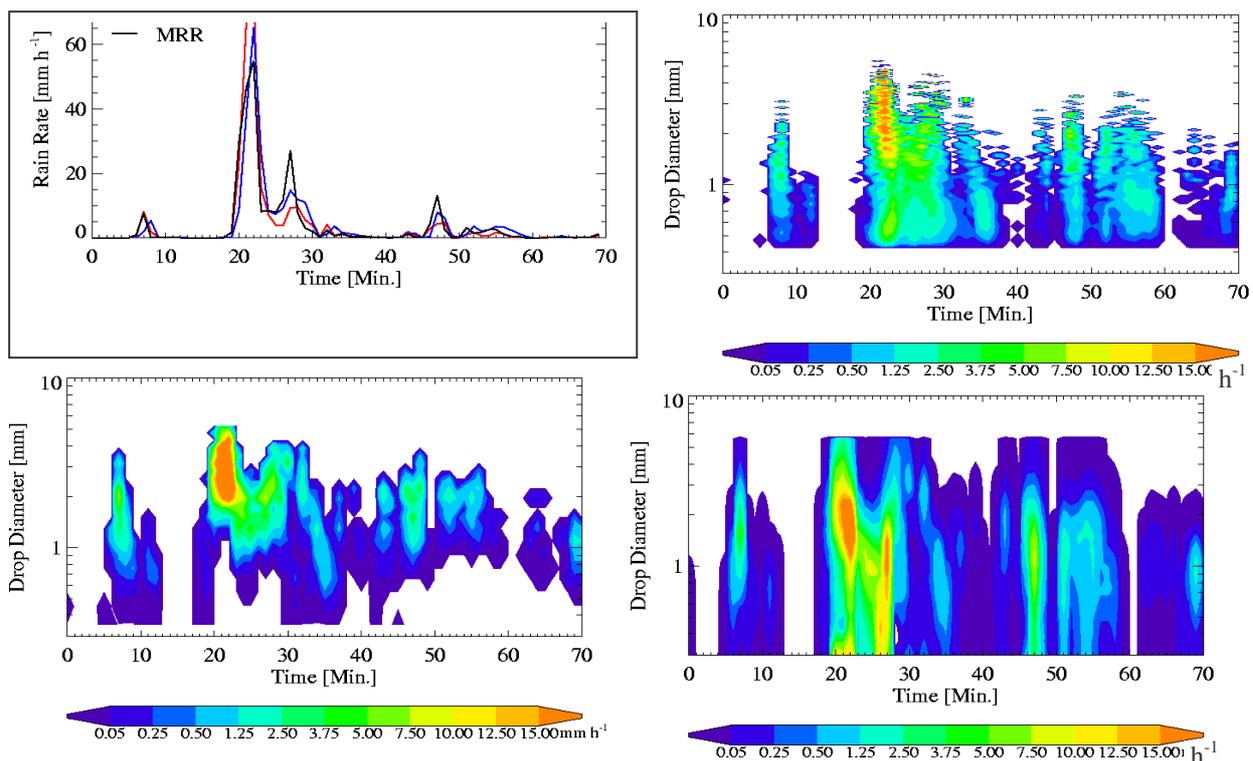


Abbildung 4.14: Westermarkelsdorf 2002-10-27 12:55 bis 14:05. Zeitliche Entwicklung der Niederschlagsintensitäten für einen konvektiven Fall gemessen mit dem optischen Disdrometer (oben links), dem Joss-Waldvogel Disdrometer (oben rechts) und dem Mikro-Regen-Radar (unten rechts). Die spektralen Intensitäten wurden auf eine Klassenbreite von 1mm normiert. Die zeitliche Auflösung der Messungen beträgt 1 Minute. Die entsprechenden gemessenen Niederschlagsraten sind unten links dargestellt.

	Mittelwert [mmh^{-1}]	Standardabw. [mmh^{-1}]
Opt. Disdrometer	3.79	9.67
J.-W. Disdrometer	3.80	12.18
Mikro-Regen-Radar	3.73	9.73

Tabelle 3: Mittelwerte und Standardabweichungen für das konvektive Niederschlagsereignis (Abbildung 4.14).

Einen entsprechenden Vergleich für ein konvektives Niederschlagsereignis zeigt die Abbildung 4.14, Mittelwert und Standardabweichung werden in **Tabelle 3** gegeben. Das konvektive Ereignis vom 27.10.2002 beinhaltet eine Phase mit sehr hohen Niederschlagsraten von ca. 65 mmh^{-1} , wobei die Messungen der einzelnen Geräte Maxima zwischen etwa 55 mmh^{-1} (MRR), 65 mmh^{-1} (OD) und 75 mmh^{-1} (JW) zeigen. Verglichen mit dem stratiformen Fall sind die Abweichungen zwischen den Geräten deutlich größer, hier spielen die unterschiedlichen Messprinzipien und die, wenn auch kleinen Abstände zwischen den Geräten, aufgrund der hohen zeitlichen und räumlichen Variabilität von konvektiven Niederschlagsereignissen eine entscheidende Rolle. Trotzdem sind die Korrelationskoeffizienten noch hoch, sie betragen zwischen 0.89 und 0.94 (OD-JWD=0.94; OD-MRR=0.89; JWD-MRR=0.94). Auch die Mittelwerte stimmen sehr gut überein.

Die Messungen mit dem Mini-Sodar hingegen zeigen zum Teil deutliche Abweichungen verglichen mit den anderen Messgeräten. So beträgt der gemessene Maximalwert der Niederschlagsrate des Mini-Sodar am 27.10.2002 in 7 m Höhe etwa 110 mmh^{-1} , somit ist er etwa doppelt so hoch wie der des MRR. Der aus den Tropfengrößenverteilungen aller Messhöhen des Mini-Sodar abgeleitete mittlere Maximalwert des Niederschlags liegt im Gegensatz dazu bei unter 90 mmh^{-1} , was erheblich näher an den Messwerten der übrigen Messgeräte liegt. Leider unterscheiden sich die beiden aus den Mini-Sodar-Messungen abgeleiteten Niederschlagsraten nicht nur in der Amplitude sondern auch in ihrem zeitlichen Verhalten (Abbildung 4.15), was Fragen nach der Qualität der Mini-Sodar-Messungen aufwirft oder ein Hinweis auf starke Variationen des Niederschlags mit der Höhe ist. Sollte dieses der Fall sein, dann müsste jedoch generell der Zusammenhang zwischen den MRR-Messungen und den übrigen Messungen in Bodennähe schlecht sein, was die Ergebnisse dieser Studie nicht stützen. Es muss allerdings einschränkend angemerkt werden, dass Auswertungen der Mini-Sodar-Messungen nur für die Monate Oktober und November 2002 zur Verfügung standen.

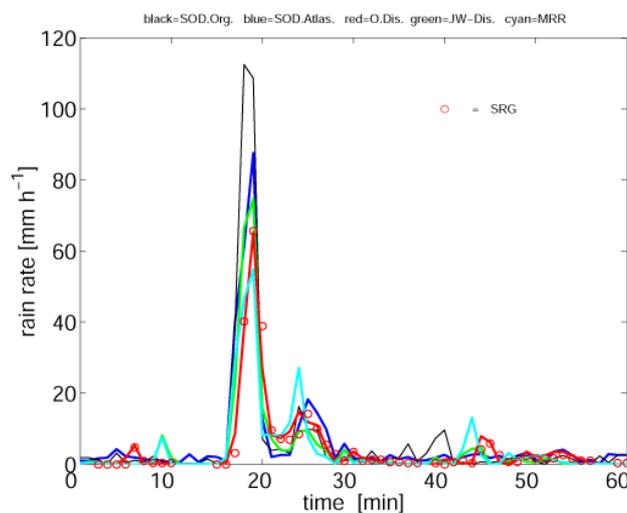


Abbildung 4.15: Niederschlagsraten für das konvektive Niederschlagsereignis aus Abbildung 4.14, ergänzt um Messungen mit dem Schiffsregenmesser (rote Symbole) und Mini-Sodar (schwarz: Originalwerte MS in 7 m Höhe, blau: aus den MS Tropfenspektren aller Messhöhen abgeleitete Niederschlagsrate unter Benutzung der Fallgeschwindigkeiten nach Atlas et al., 1973). In Grün sind die JWD-, in Rot die OD- und in Cyan die MRR-Messungen dargestellt.

4.2.3. Vergleiche mit Wetterradar

Ein 9-monatiger Vergleich zwischen den Messungen des MRR in Zingst und des Rostock-Wetterradars sind in Diederich (2002) ausführlich beschrieben und von Wagner et al (2003) veröffentlicht. Eine kurze Zusammenfassung mit aktuellen Ergänzungen ist hier wiedergegeben.

Vergleich der Streuvolumina

Die beste Übereinstimmung in der Höhe über dem Standpunkt des MRR ergab sich für ein mit dem Antennendiagramm gewichtetes Mittel um eine Strahlhöhe des RR bei 1100 m gegenüber einer berechneten Strahlhöhe des RR von 900 m über Zingst.

Vergleich der Profile

Die Messungen mit verschiedenen Elevationswinkeln des WR (betrachtet wurden die 4 untersten Winkel) weisen eine mit der Höhe steigende Empfindlichkeit des WR, bzw. abnehmende des MRR auf. Durch eine kürzlich durchgeführte Überprüfung der Signalverarbeitung des MRR wurde eine Höhenabhängigkeit der Kalibration gefunden, mit der die beobachtete Diskrepanz vollständig erklärt werden konnte.

Vergleich von Reflektivitätsmessungen

- Der wichtigste Störfaktor ist der Unterschied in der zeitlichen Auflösung der beiden Messgeräte (Mittelung über eine Minute beim MRR gegen sehr kurzer Abtastzeit beim WR). Fast die gesamte Streuung der Messwerte wird darauf zurückgeführt und ist bei Schauern um ein vielfaches größer als bei homogenem Niederschlag.
- Die Regression für dBZ-Messungen zwischen MRR und WR zeigte einen linearen Zusammenhang (Steigung nahezu gleich 1), eine durchschnittliche Überbewertung des MRR gegenüber dem WR nahe 1.5 dB bei einer Standardabweichung von ungefähr 2 dB.
- Das MRR zeigt in homogenen Ereignissen gelegentlich eine besonders große Überschätzung des dBZ-Wertes gegenüber dem WR von bis zu 8 dB. Dies ist möglicherweise mit Vertikalwinden und Windscherung verknüpft, konnte aber ohne Vertikalwindmessungen in der gewünschten Höhe nicht geklärt werden.
- Fälle, in denen das WR über dem MRR liegt, weisen oft einen Zusammenhang mit der Schmelzschicht oder Eis auf (die Umrechnung in das Tropfenspektrum beruht auf der Annahme von flüssigem Wasser). Bei einem anderen solchen Fall gab es Hinweise auf Aufwinde aber auch Dämpfung.

Dämpfung

- Die Dämpfung des WR durch Niederschlag spielt nur eine geringe Rolle. Manche durchgängigen Unterbewertungen des WR konnten durch eine angepasste Dämpfungsbeziehung kompensiert werden, jedoch versagte diese angepasste Beziehung in Einzelfällen und führte darin zu erheblichen Überbewertungen durch das WR.
- Die Dämpfung des MRR führt bei starkem Niederschlag zu Messausfällen. In den gültigen Messungen wurde die Dämpfung des MRR nur in Einzelfällen sichtbar.

Niederschlagsmessung

- Eine vorläufige Untersuchung ergab im Vergleich zu Ombrometermessungen eine bessere (höhere) Abschätzung des Niederschlags durch das MRR.
- Das WR zeigte mit der gewählten Z-R Beziehung eine eindeutige Unterschätzung des Niederschlags gegenüber MRR und Ombrometer in hohen Niederschlagsraten, während das MRR, soweit ungedämpft, hier eine bessere Übereinstimmung mit dem Ombrometer ergab.

5. Mikrophysik von Regen

5.1. „Stratiforme“ und „Konvektive“ Beziehungen zwischen Radarreflektivität und Niederschlag

In den Fallbeispielen der Abbildungen 4.14 und 4.15 deutete sich schon an, dass sich die gemessenen Spektren für stratiforme und konvektive Niederschläge unterscheiden, wie es zum Beispiel auch schon Nzeukou *et al.* (2004) gezeigt haben. Zur Verallgemeinerung und zur Quantifizierung dieser Unterschiede wurden die Messungen in Westermarkelsdorf mit Hilfe des in Kapitel 6.3 beschriebenen und auf die CAPPIs (Constant Altitude Plan Position Indication) des Wetterradar Rostocks angewendeten Mustererkennungsverfahrens in konvektive und stratiforme Ereignisse aufgeteilt. Abbildung 5.1 zeigt die entsprechenden ZR-Beziehungen.

Für den stratiformen Fall ergibt sich eine sehr gute Übereinstimmung der einzelnen Messgeräte. Im konvektiven Fall ergeben sich größere Unterschiede zwischen den einzelnen Geräten, wie sie auch in Abschnitt 4.2.1 diskutiert wurden. Generell zeigen im konvektiven Fall die Reflektivitäten eine stärkere Abhängigkeit von der Regenrate, was mit Ergebnissen der Studie von Nzeukou *et al.* (2004) übereinstimmt.

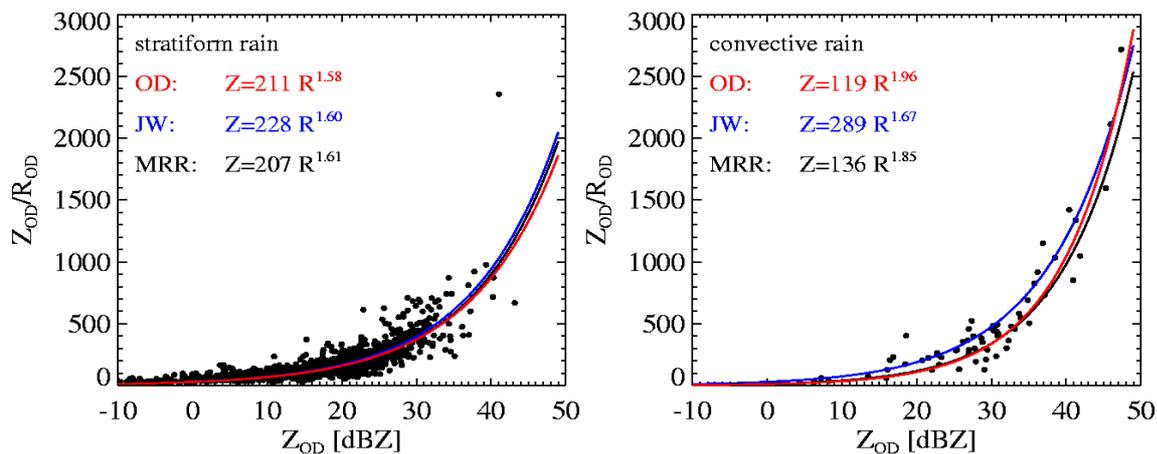


Abbildung 5.1: Beziehungen zwischen Radarreflektivität Z und Niederschlagsrate R für stratiforme und konvektive Ereignisse, Klassifizierung durch Mustererkennung.

5.2. Unterschiede Land/See

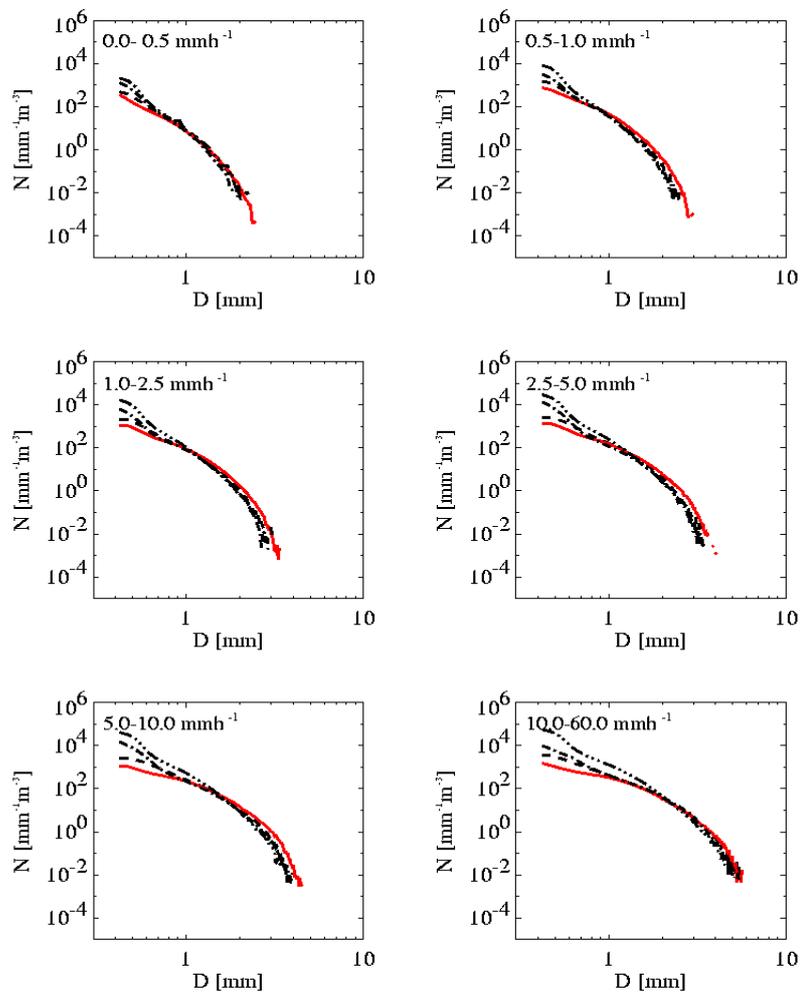


Abbildung 5.2: Mittlere gemessene Tropfenspektren an den drei Küstenstationen Kiel, Westermarkelsdorf und Zingst (schwarz) sowie auf dem FS ALKOR (rot) für verschiedene Regenratenintervalle.

Die Abbildung 5.2 zeigt die gemessenen Tropfenspektren an den Küstenmessorten im Vergleich zu den über der Ostsee an Bord von FS ALKOR gemessenen Spektren. Es wurden dazu jeweils die Tropfenspektren bei gleichen Niederschlagsraten verglichen. Das wichtigste Ergebnis ist, dass die gemessenen Spektren über See mehr große Tropfen enthalten als über Land.

Aufgrund der Fahrtgeschwindigkeit der ALKOR ist die relative Windgeschwindigkeit bezogen auf das Disdrometer im Mittel deutlich höher als an einem festen Messort. Dadurch ist das von der relativen Windgeschwindigkeit abhängige Messvolumen des optischen Disdrometers erhöht, was zu einer höheren Wahrscheinlichkeit führen könnte, insbesondere die vergleichsweise seltenen größeren Tropfen zu messen. Daher wurde auf unterschiedliche Weise überprüft, ob der beobachtete Unterschied der Tropfenverteilungen möglicherweise ein instrumenteller Effekt sein könnte. Eine Sortierung der Messungen nach Windgeschwindigkeiten ergab allerdings keinen Hinweis darauf, vielmehr sind die auf FS ALKOR gemessenen mittleren Spektren unabhängig von der relativen Windgeschwindigkeit. Diese Ergebnisse konnten durch Monte-Carlo Simulationen bestätigt werden. Dazu wurden Messungen mit dem optischen Disdrometer simuliert, wobei die Wahrscheinlichkeit des Auftretens großer Tropfen, entsprechend der Zunahme des sensitiven Volumens bei hohen Windgeschwindigkeiten, erhöht wurde (Abbildung 5.3).

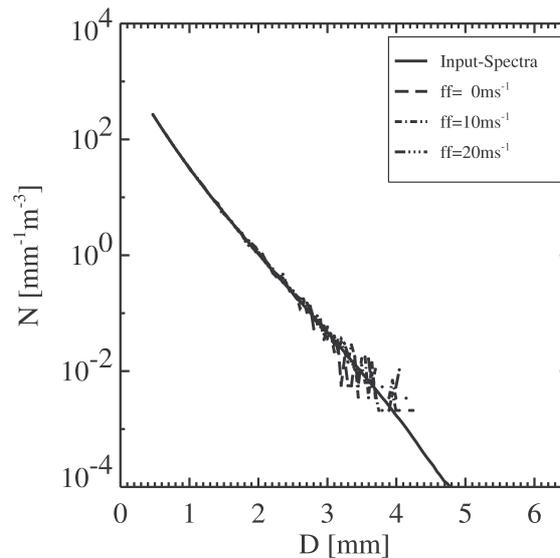


Abbildung 5.3: Mittlere Spektren aus Monte-Carlo Simulationen. Die durchgezogene Linie zeigt das mittlere Spektrum, welches auf 8000 Einzelspektren, die als Eingangsparameter dienten, beruht. Die gepunkteten sowie gestrichelten Linien zeigen die Ergebnisse der Simulationen für verschiedene vorgegebene Windgeschwindigkeiten.

Daher ist anzunehmen, dass es natürliche Gründe für die Unterschiede in den gemessenen Spektren gibt. Entsprechend den Ausführungen zu Abbildung 5.2 wäre eine mögliche Ursache, dass die Verhältnisse über See und Land sich insbesondere hinsichtlich der Stabilität unterscheiden. Das legt eine Studie von Clemens und Bumke (2002) nahe, die Niederschlagsmessungen über der Ostsee hinsichtlich der räumlichen Korrelationsfunktionen ausgewertet haben. Um diese These zu stützen, wurden die aus den Wetterradarmessungen abgeleiteten CAPPIs herangezogen.

Die CAPPIs wurden auf zwei verschiedene Weisen analysiert. Zunächst wurde die Information konvektiv/stratiform derart ausgewertet, dass alle zusammenhängenden Niederschlagsgebiete als konvektiv betrachtet werden, wenn Teile von ihnen als konvektiv erkannt wurden. Die übrigen Niederschlagsgebiete sind demnach stratiform. Der zur Erkennung konvektiver Niederschläge entwickelte Algorithmus ist in Kapitel 6.3 im Detail beschrieben. Eine Untersuchung der Häufigkeit des Auftretens konvektiver Gebiete zeigt, dass insbesondere die weiter östlich gelegenen Gebiete eine deutlich höhere Wahrscheinlichkeit für konvektive Niederschläge aufweisen als die westlicheren Gebiete, insbesondere die Schleswig-Holsteinischen Küstengewässer. Bei den vorherrschend südwestlichen Winden deutet das darauf hin, dass die Ostsee eine entscheidende Rolle für das Entstehen dieser Niederschläge spielt. Des Weiteren wurde die Variabilität der Niederschlagsfelder untersucht. Dazu wurde die Standardabweichung der Reflektivität zwischen einer 2kmx2kmx2km-Box und den umliegenden 24 Boxen über den gesamten zur Verfügung stehenden Zeitraum berechnet. Das Ergebnis gleicht dem der anderen Methode und zeigt eine zum östlichen Bereich hin zunehmende Variabilität der Niederschlagsfelder, verglichen mit der mittleren Reflektivität (Abbildung 5.4).

Die Unterschiede in den gemessenen Tropfenspektren Land/See resultieren in unterschiedlichen ZR-Beziehungen. So unterscheidet sich die aus den Messungen an Bord der FS ALKOR abgeleitete ZR-Beziehung deutlich von den aus den Messungen an den Küstenstationen abgeleiteten ZR-Beziehungen, die ihrerseits sich nur geringfügig unterscheiden (Abbildung 5.5).

Diese Ergebnisse werden auch durch den in Kapitel 4.3 gezeigten Vergleich der vertikalen Fallgeschwindigkeitsprofile zwischen Christiansö und Zingst bestätigt. Diese Messungen legen nahe, dass der Unterschied der ZR-Beziehungen nahe der Schmelzschicht noch ausgeprägter als am

Boden ist und somit für die quantitative Radar-Niederschlagsmessungen über See berücksichtigt werden sollte.

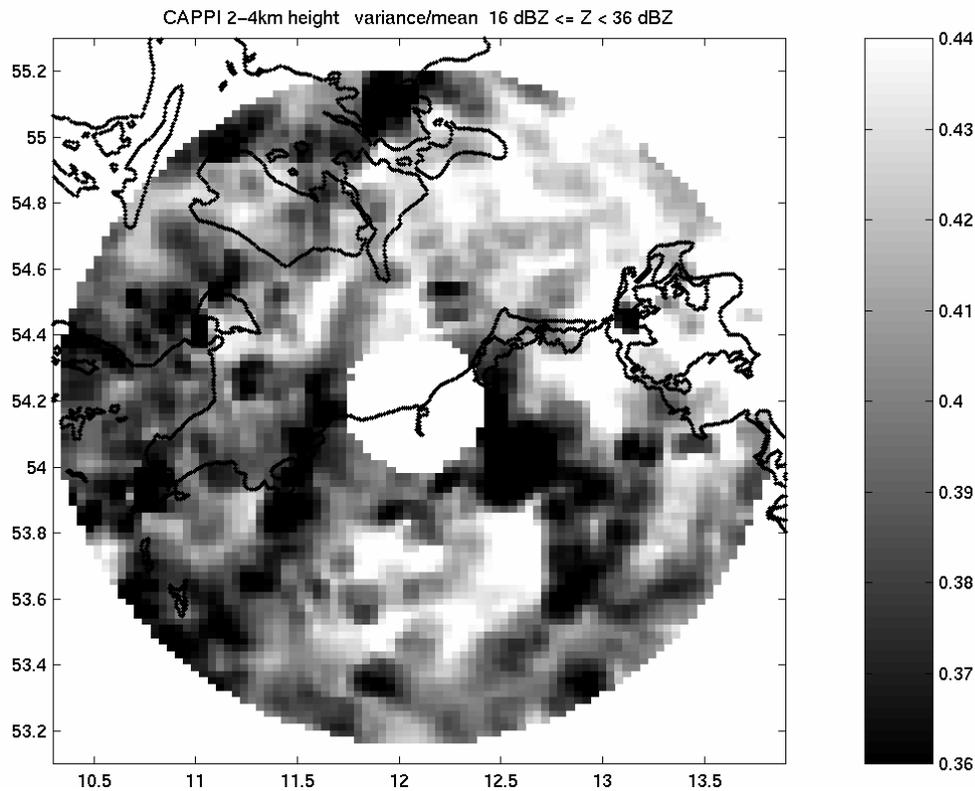


Abbildung 5.4: Verhältnis der räumlichen Standardabweichung der Reflektivität zwischen CAPPI-Gitterboxen und den umliegenden 24 CAPPI-Gitterboxen zur Reflektivität der jeweiligen zentralen CAPPI-Gitterboxen, gemittelt für Radardaten aus 2002 und 2003. Benutzt wurden nur Reflektivitäten zwischen 10 und 36 dBz.

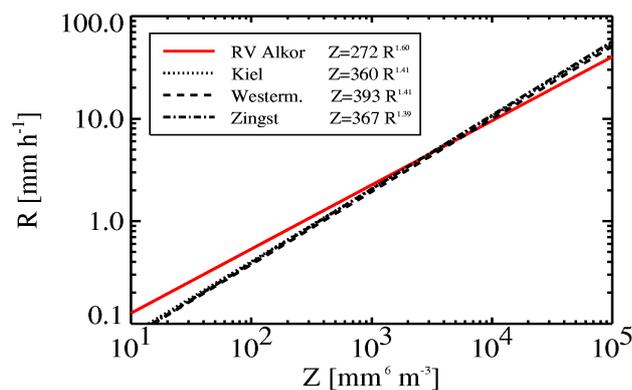


Abbildung 5.5: Abgeleitete Z-R-Beziehungen aus den Messungen an den drei Küstenstationen Kiel, Westermarkelsdorf und Zingst (schwarz) sowie auf dem FS ALKOR (rot).

5.3. Vertikale Gradienten

Ein wesentliches Problem von quantitativen Niederschlagsmessungen mit dem Wetterradar ist darin begründet, dass unter „Niederschlag“ die den Erdboden erreichenden Hydrometeore verstanden werden, wogegen das Messvolumen von Wetterradars sich mit zunehmender Entfernung vom Radarstandort in größerer Höhe über der Erdoberfläche befindet. Aus unterschiedlichen Gründen ist die Messung in größeren Höhen nicht unbedingt für den Niederschlag am Boden repräsentativ. Die verschiedenen Mechanismen, die für Unterschiede

repräsentativ. Die verschiedenen Mechanismen, die für Unterschiede zwischen Erdboden und Messhöhe verantwortlich sind, werden unter dem Stichwort „VRP“ (Vertical Reflectivity Profile) zusammenfasst.

Die MRR Messungen an verschiedenen Standorten wurden dahingehend ausgewertet, charakteristische Profilstrukturen des Niederschlags und seiner mikrophysikalischen Eigenschaften zu erfassen, die dann gegebenenfalls für die Interpretation von Wetterradarmessungen herangezogen werden können. Im ersten Ansatz wurden dazu die Messungen aus den unteren 1500 m während der Sommermonate (zur Vermeidung der Eisphase) betrachtet. Die Regenereignisse wurden nach der Regenrate sortiert, wobei vier Regenratenklassen mit jeweils einer Dekade Klassenbreite gebildet wurden. In den meisten Fällen wurde keine gravierende Abhängigkeit der Tropfengrößenverteilung von der Messhöhe gefunden, was in Übereinstimmung mit der allgemeinen Erfahrung steht, dass der aus Radarechos unterhalb der Schmelzschicht abgeleitete Niederschlag verhältnismäßig zuverlässig ist. Bei Starkregen ($R > 20 \text{ mm/h}$) zeigte sich jedoch eine signifikante Änderung der Tropfengrößenverteilung mit der Messhöhe, wobei dicht unterhalb der Schmelzschicht weit mehr kleine Tropfen gefunden wurden als in Bodennähe. Die aus dem Radar-Reflektivitätsfaktor mit einer in Bodennähe gültigen Beziehung abgeleitete Regenrate würde in diesem Fall zu einer starken Unterschätzung der Regenrate führen. Im Jahresmittel wurden an den verschiedenen Standorten Faktoren zwischen 3 und 5 gefunden. Die Analyse der Daten ist in Peters *et al.* (2005) ausführlich beschrieben worden.

Die Beschränkung auf das Sommerhalbjahr und die unteren 1500 m war die zunächst einfachste Maßnahme, um Komplikationen durch die Schmelzschicht und Eisphase zu vermeiden. Nach Abschluss der Veröffentlichung ist die Analyse, wie im Folgenden dargestellt wird, jedoch in dieser Hinsicht noch wesentlich verbessert worden: Die gefundenen Profile der mikrophysikalischer Regenparameter legen nahe, dass für eine allgemeine Beschreibung ihrer Struktur die Schmelzschicht eine sinnvollere Bezugshöhe ist als die Erdoberfläche. Die Schmelzschicht kann als „Kinderstube“ der Regentropfen betrachtet werden, und es wird angenommen, dass die dort ablaufenden Prozesse nicht sehr empfindlich von der absoluten Höhe der Schmelzschicht abhängen. Dagegen ist es physikalisch plausibel, dass die Transformation der Tropfenspektren im Wesentlichen eine Funktion des Fallwegs seit Entstehung der Tropfen ist, d.h. eine Funktion des Abstands unter der Schmelzschicht ist.

Für die Einführung eines auf die Schmelzschicht bezogenen Höhenmaßstabs, war es zunächst erforderlich, einen Algorithmus zur automatischen Detektion der Schmelzschicht zu entwickeln. Für die Erkennung der Schmelzschicht aus MRR-Profilen wurden folgende Parameter der Dopplerspektren und der Profilstruktur herangezogen:

1. Die Radarreflektivität ist gegenüber der flüssigen Phase und der Eisphase erhöht, da die Hydrometeore in der Schmelzschicht nur oberflächlich geschmolzen sind und die große Oberfläche der Eiskristalle noch weitgehend erhalten ist. Der für die Radarrückstreuung ausschlaggebende Brechungsindex wird aber schon durch den großen Wert in der Wasserhaut bestimmt.
2. Die mittlere Fallgeschwindigkeit (z.B. 1. Moment des Dopplerspektrums) weist in der Schmelzschicht einen starken Gradienten auf. Schneekristalle fallen typisch mit 1-2 m/s, wogegen die dominante Fallgeschwindigkeit von Regentropfen bei 5 m/s liegt.
3. Die Verteilung der Fallgeschwindigkeit (z.B. 1. Moment des Dopplerspektrums) weist in der Schmelzschicht einen starken Gradienten auf. Schneekristalle fallen mit annähernd einheitlicher Geschwindigkeit, wogegen Regentropfen entsprechend ihrer Größenverteilung ein relativ breites Fallgeschwindigkeitsspektrum aufweisen.
4. Die aus den Dopplerspektren über Tropfenspektren abgeleitete Regenrate ist innerhalb der Schmelzschicht stark überhöht. (Dies ist kein von 1. und 2. unabhängiger Parameter aber ei-

ne nützliche Kombination, die zur Positionsbestimmung der Schmelzschicht herangezogen wird.)

5. Das Höhenintervall, in dem die in 1.-3. beschriebenen Strukturen auftreten, besitzt eine charakteristische Ausdehnung von einigen hundert Metern. Ein oberer Schwellwert wurde festgelegt.
6. Für die Differenz der mittleren Fallgeschwindigkeit oberhalb und unterhalb der Schmelzschicht wurde ein unterer Schwellwert festgelegt.

Die zeitlich hoch aufgelösten Radarmessungen können gelegentlich Niederschlagsechos aus eng begrenzten Höhenbereichen zeigen, etwa bei einem über das Radar driftenden, geneigten Fallstreifen. Zur Detektion der Schmelzschicht ist erforderlich, dass in einer größeren Zahl zusammenhängender Schichten Regen detektiert wird. Es ist möglich, dass kurzzeitig auch mehrere zusammenhängende Regenschichten existieren. Diese Fälle werden durch einen vorgeschalteten Algorithmus zunächst identifiziert. Das entsprechende Flussdiagramm ist in Abbildung 5.6 dargestellt.

Melting Layer Detection, Overview

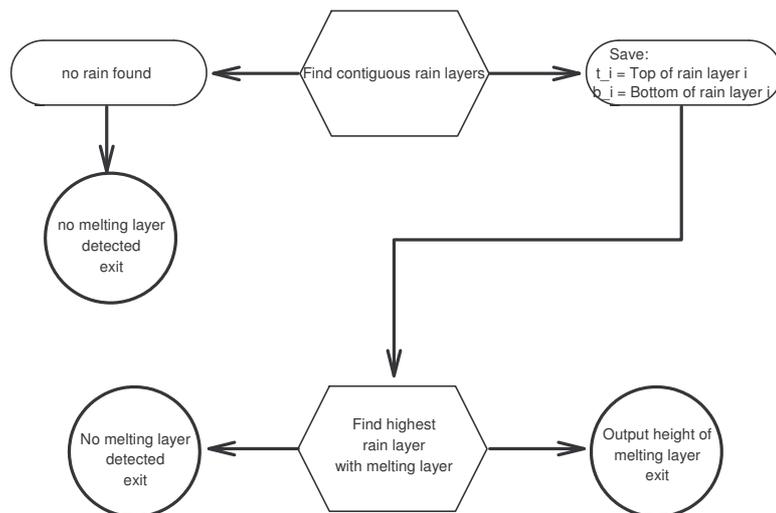


Abbildung 5.6: Identifizierung zusammenhängender Regenschichten und Bestimmung der Schmelzschicht-Höhe im Überblick.

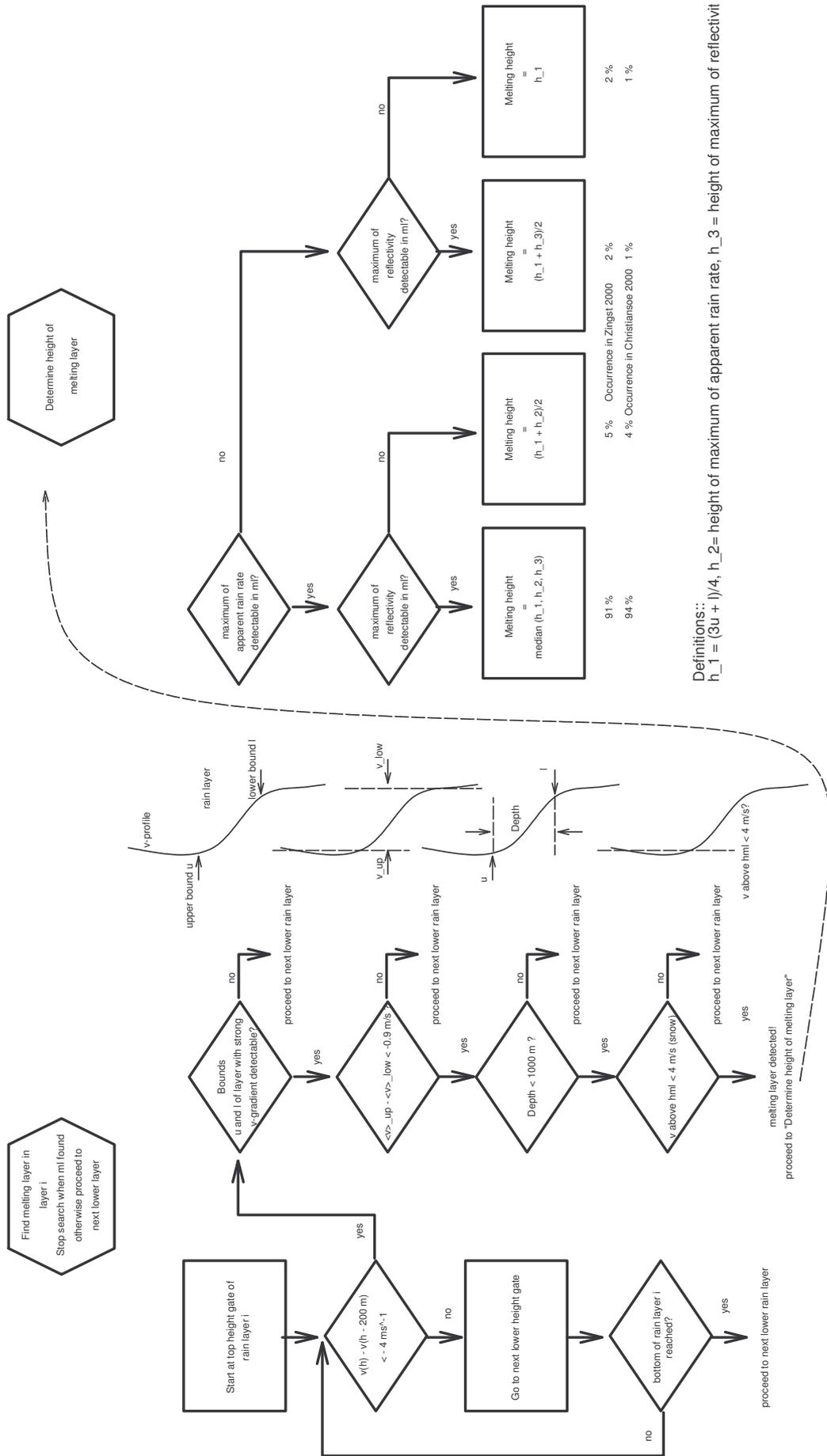


Abbildung 5.7: Schmelzschichtdetektion und Höhenbestimmung.

In Abbildung 5.7 ist der eigentliche Schmelzschichtalgorithmus mit Angabe der verschiedenen Schwellwerte im Detail dargestellt. Die Höhe der Schmelzschicht (Mitte) wird redundant aus bis zu drei Parametern abgeleitet. Ausgegeben wird schließlich der Median dieser Schätzungen. Nicht immer stehen alle drei Parameter zur Verfügung, dann werden, wie in Abbildung 5.7 dargestellt, Ersatzwerte gebildet. Dies war jedoch in weniger als 10 % der Fälle erforderlich.

Der Schmelzschichtalgorithmus wurde verschiedenen Plausibilitätstests unterzogen. So wurde z.B. für alle Regenratenklassen (wieder 1 Dekade pro Klasse) und alle Fälle, in denen eine Schmelzschicht detektiert wurde, das mittlere Spektrprofil aufgetragen, wobei nun der Höhenmaßstab auf die jeweilige Höhe der Schmelzschicht bezogen wurde, d.h. die Schmelzschichtmitte war stets in der Höhe Null. In Abbildung 5.8 sind die mittleren Profile für Zingst und Christiansö gezeigt, wobei hier nur die häufigsten und ergiebigsten Regenratenklassen mit weniger als 20 mm/h gezeigt werden. Die Klarheit, mit der sich hier die Schmelzschicht abzeichnet, spricht für die Funktion des Detektionsalgorithmus. Die Schichtdicke von 200-300 m ist in guter Übereinstimmung mit der Erwartung.

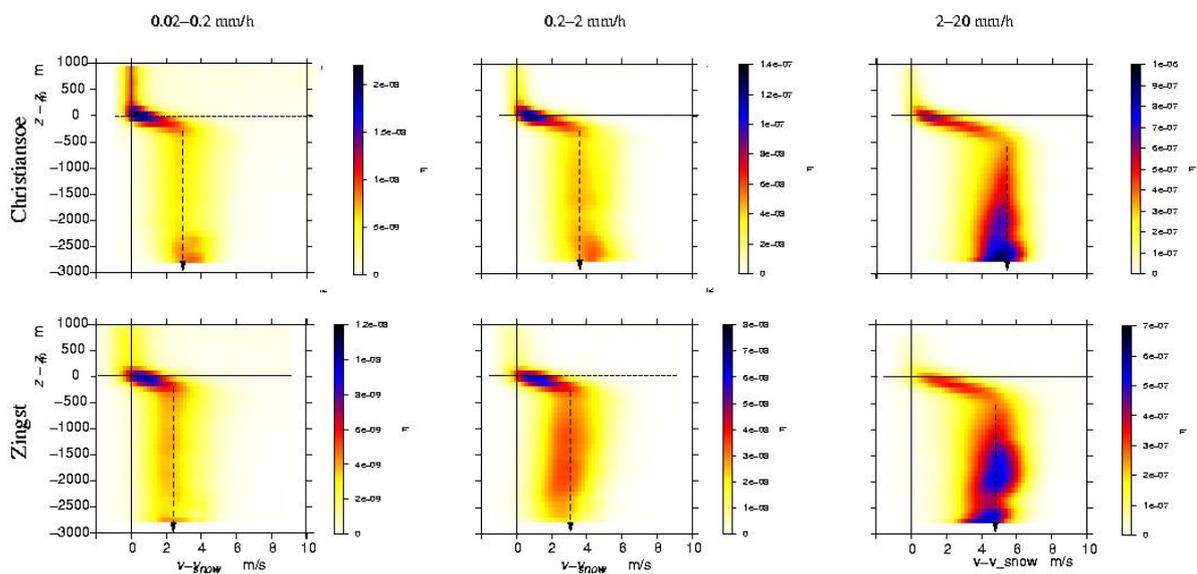


Abbildung 5.8: Profile mittlerer Dopplerspektren vom 1.6.2000 bis 31.5.2001 für die häufigste Regenratenklasse (0.2-2.0 mm/h). Der Höhenmaßstab ist auf die Schmelzschichthöhe bezogen. Der Geschwindigkeitsmaßstab ist auf die Fallgeschwindigkeit oberhalb der Schmelzzone bezogen. Oben: Christiansö, Unten: Zingst.

Für eine von dem Einfluss möglicher Windfehler (z.B. auf Grund unbeabsichtigter Strahlneigung) weitgehend unabhängige Darstellung wurde nicht die Fallgeschwindigkeit selbst, sondern jeweils die Abweichung gegenüber der Schneefallgeschwindigkeit oberhalb der Schmelzschicht dargestellt. Man erkennt in allen Regenklassen, dass der Geschwindigkeitssprung an der Schmelzschicht über Christiansö größer als über Zingst ist d.h., dass die Tropfen größer sind. (Sehr wahrscheinlich sind auch bereits die Schneekristalle größer, dies sollte aber die Fallgeschwindigkeit nur wenig beeinflussen und sich somit auch im Fallgeschwindigkeitssprung kaum bemerkbar machen.) Betrachtet man Christiansö in Bezug auf die Niederschlagsmikrophysik als „maritim“ und Zingst als „kontinental“, so würde dies den in Kapitel 5.1 diskutierten Befund der Disdrometermessungen auf „ALKOR“ stützen, die ebenfalls größere Tropfen (und damit eine andere Z-R-Beziehung) über See als über Land ergaben. Bei genauerer Betrachtung der Profile erkennt man auch, dass die Differenz in der Nähe der Schmelzschichthöhe ausgeprägter ist als nach einem längeren Fallweg. Möglicherweise überwiegt bei anfänglich großen Tropfen eher ein Zerplatzen auf dem Fallweg, während bei anfänglich kleinen Tropfen Einfangen oder Koales-

zenz der dominante Prozess ist. So könnten auch die unterschiedlichen Neigungen der Profile sowie der weniger ausgeprägte Unterschied der Spektren am unteren Ende der Profile zu erklären sein. Bei stärkeren Regenraten (2-20 mm/h) sind die Unterschiede zwischen den beiden Messorten allerdings weniger deutlich.

Ein weiterer Plausibilitätstest des Schmelzschichtalgorithmus' bestand darin, die Höhe der über Zingst und Christiansö gefundenen Schmelzschichten zu vergleichen. Da die Entfernung zwischen den beiden Orten größer als die Korrelationslänge von Regenereignissen ist, wurde im Interesse einer besseren Statistik die Bedingung der Gleichzeitigkeit relaxiert. „Gleichzeitig“ waren in diesem Test alle Ereignisse mit einem zeitlichen Abstand von weniger als einer Stunde. Das Ergebnis der Regression ist in Abbildung 5.9 gezeigt. Die Anzahl der Ereignisse, die in ein Höhenpaar fallen, wurde farbig codiert.

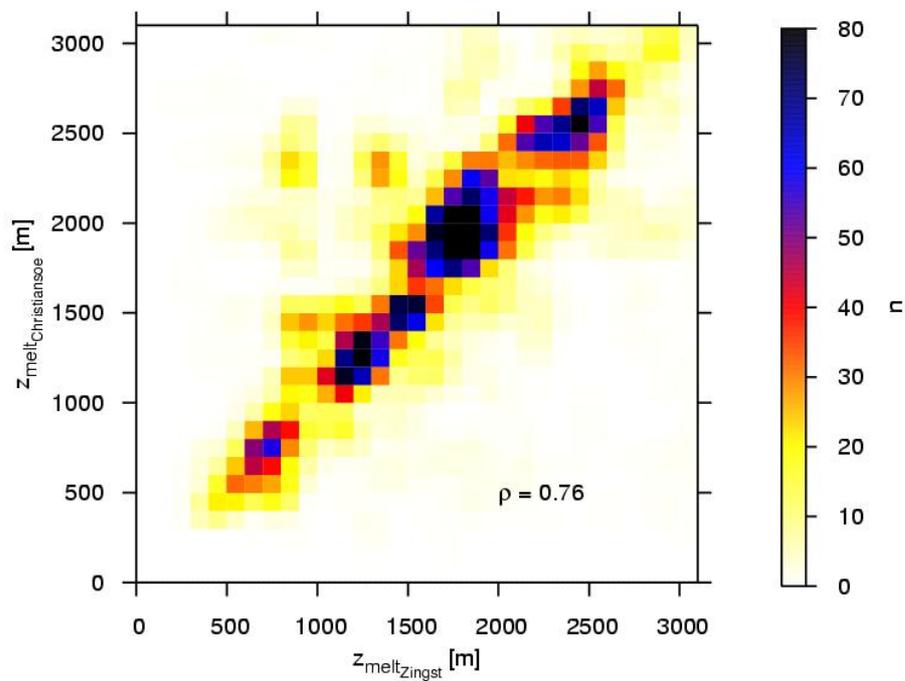


Abbildung 5.9: Vergleich der über Christiansö und Zingst simultan gefundenen Schmelzschichthöhen. Die Farbe zeigt die Anzahl der gefundenen Höhenpaare. Die Höhenauflösung betrug 100 m.

Die meisten Ereignisse zeigen eine Höhendifferenz von weniger als 300 m wobei die gefundenen Schmelzschichthöhen zwischen 400 und 3000 m variierten. Diese Grenzen sind durch die Einstellungen der MRRs vorgegeben. (Für das Häufigkeitsminimum in 900 m Höhe wurde keine Erklärung gefunden.)

Nachdem die Funktion des Schmelzschichtalgorithmus' durch diese Tests bestätigt war, wurden unterschiedliche Niederschlagsparameter sortiert nach Regenratenklassen gemittelt und in auf die Schmelzschicht bezogenen Profilen aufgetragen. In Abbildung 5.10 wird nur die Quintessenz dieser Auswertungen gezeigt, nämlich das Verhältnis der aus den Tropfenspektren abgeleiteten Regenrate R zu der mit einer (höhenunabhängigen) Z-R-Beziehung bestimmten Regenrate R_Z .

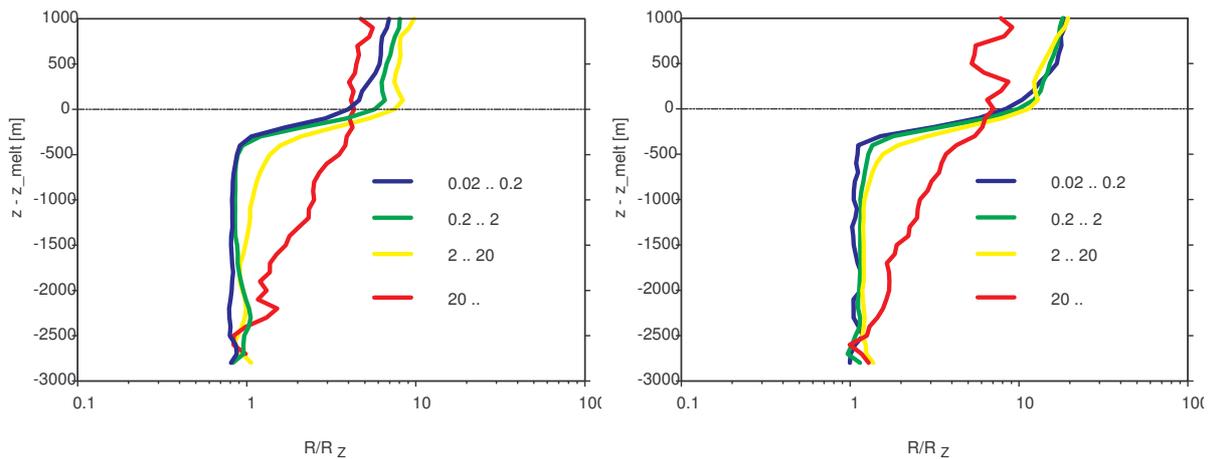


Abbildung 5.10: Verhältnis der aus den Tropfenspektren abgeleiteten Regenrate R zu der mit einer (höhenunabhängigen) Z - R -Beziehung bestimmten Regenrate R_Z . Links Zingst, Rechts: Christiansö. 1.6.2000 bis 31.5.2001. Die Farben kennzeichnen jeweils eine Regenratenklasse mit der Breite einer Dekade. Der Höhenmaßstab ist wieder auf die Schmelzschicht bezogen.

Von Interesse ist hier nur der Bereich in ausreichendem Abstand unterhalb der Schmelzschicht, d.h. $z - z_{melt} < -500$ m. Wie bereits in den in Peters *et al.* (2005) dargestellten Untersuchungen mit festem Höhenmaßstab erkennt man auch hier, dass R/R_Z in der höchsten Klasse (> 20 mm/h) eine signifikante Höhenabhängigkeit zeigt. Im Unterschied zu den älteren Ergebnissen mit festem Höhenmaßstab ist diese Höhenabhängigkeit jedoch stärker ausgeprägt und zeigt in Zingst und Christiansö eine sehr ähnliche Struktur. Es scheint, dass hier nun eine allgemein gültige Abhängigkeit gefunden wurde.

In Abbildung 5.11 ist aus denselben Daten eine so genannte parameterfreie Z - R -Beziehung für drei Abstände zur Schmelzschicht (-500 m, -1500 m, -2500 m) gebildet worden. Hier ist für feine Intervalle der Regenrate (1/10 Dekade) aus den zugehörigen Tropfenspektren jeweils der (Rayleigh)-Radar-Reflektivitätsfaktor berechnet worden. Außerdem ist die oft benutzte Potenzbeziehung $Z = 250 \cdot R^{1.4}$ zum Vergleich aufgetragen, die in dieser doppellogarithmischen Darstellung als Gerade erscheint. (Je größer der Abstand von der Schmelzschicht ist, desto geringer ist der Stichprobenumfang. Daher ist die -2500-m-Beziehung entsprechend verrauscht). Von besonderem Interesse ist aber die schmelzschichtnahe Z - R -Beziehung (-500 m), die durch viele Daten abgesichert ist. Diese zeigt eine ausgeprägt S-förmige Struktur, wobei die Abflachung bei großen Regenraten konform ist mit der in Abbildung 5.10 dargestellten Differenz der abgeleiteten Regenraten. Man erkennt in Abbildung 5.11, dass bei Anwendung eines an mittlere Regenraten angepassten Potenzgesetzes Starkregen unterschätzt wird, falls die Messwerte aus der Nähe unterhalb der Schmelzschicht stammen. Die Abflachung bei geringen Regenraten bedeutet, dass schwache Regenraten bei Anwendung der Standard Z - R -Beziehung und Messung in Schmelzschichtnähe überschätzt würden.

Erwägt man die Anwendung solch modifizierter Z - R -Beziehung auf Wetterradarmessungen so ist zunächst notwendig, dass die Schmelzschichthöhe mit hinreichender Genauigkeit erfasst wird. Es wäre ferner zu untersuchen, wie sich die (entfernungsabhängige) Höhenauflösung des Wetterradars auswirkt und ggf. zu berücksichtigen ist.

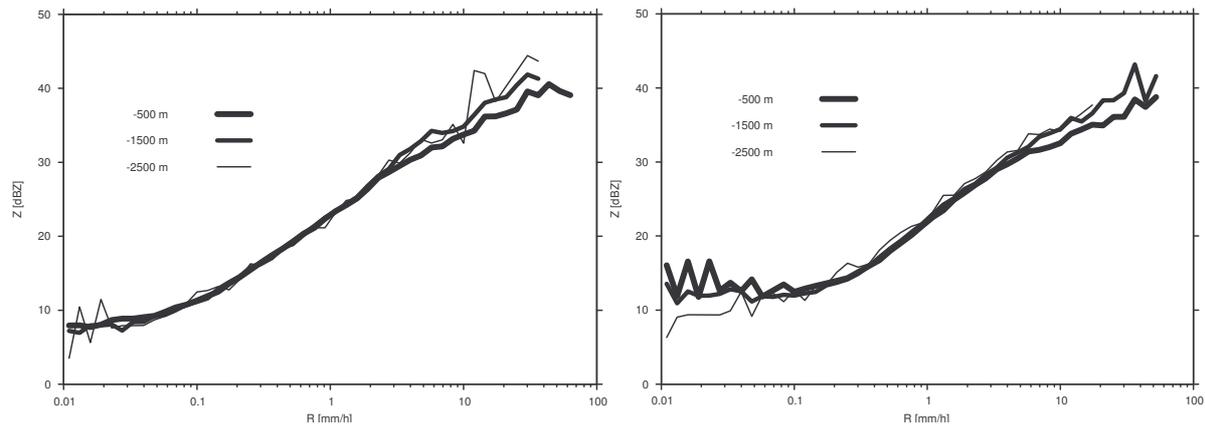


Abbildung 5.11: Parameterfreie Z-R-Beziehungen für verschiedene Abstände zur Schmelzschicht. Als Referenz ist die Potenzbeziehung $Z = 250 R^{1.4}$ eingetragen. Links: Zingst, Rechts: Christiansö. 1.6.2000 bis 31.5.2001

Auch bei niedrigen Regenraten erkennt man eine Abflachung der Z-R-Beziehung. (In Christiansö stärker ausgeprägt als in Zingst. Siehe auch Diskussion der Abbildung 5.8.) Die S-förmige Abweichung der parameterfreien schmelzschichtnahen Z-R-Beziehung von dem bekannten Potenzgesetz lässt sich möglicherweise wie folgt erklären:

Z-R-Beziehungen wurden bislang aus in-situ Messungen am Boden abgeleitet. Diese repräsentieren daher vorwiegend schmelzschichtferne Tropfenspektren, die durch Transformationsprozesse auf dem Fallweg einer Gleichgewichtsverteilung näher gekommen sind. Die S-förmige Abweichung der schmelzschichtnahen Z-R-Beziehung von einer Potenzfunktion deutet darauf hin, dass bei Schwachregen auf dem Fallweg das Zerplatzen (anfänglich großer Tropfen) überwiegt während bei Starkregen das Einfangen kleiner Tropfen überwiegt. Diese unterschiedliche Dominanz gegenläufiger Prozesse ist auch damit verträglich, dass Zerplatzen ohne Wechselwirkung mit anderen Tropfen stattfinden kann, d.h. auch bei beliebig geringer Tropfenzahl pro Volumen, wogegen die Einfangwahrscheinlichkeit mit der Anzahldichte, also mit der Regenrate, zunimmt.

Abschließend sei noch darauf hingewiesen, dass sich die in Abbildung 5.10 und 5.11 gezeigten Ergebnisse auf 60 s Mittelwerte bezieht. Bei erheblich längerer Mittelung würde man wahrscheinlich zu anderen Ergebnissen kommen, da dann bereits die Stationaritätsbedingung für Niederschlag verletzt ist, d.h. unterschiedlich starke Regenraten würden dann in einer Klasse vermischt, was wegen der asymmetrischen Häufigkeitsverteilung von Regenraten eine systematische andere Klassenzuordnung zur Folge hätte (Peters *et al.* 2002). Daher kann diese Beziehung auch nicht durch herkömmliche Aneicherung von Radarreflektivitäten mit gemittelten Daten von Regensammlern am Boden gewonnen werden.

6. Radarmessungen von Flächenniederschlag

6.1. Einführung

Radarmessungen sind die aussichtsreichste Grundlage zur Ermittlung von Flächenniederschlägen. Ziel der quantitativen Radarmeteorologie ist es, aus der Reflektivität, die vom Radar in einer bestimmten Höhe über Grund gemessen wird, die Niederschlagsrate am Boden zu ermitteln. Die Umrechnung von Reflektivität in eine Niederschlagsrate wird meist durch eine einheitliche Z-R-Beziehung erzielt. In Kapitel 4.2 wurden bereits Hinweise diskutiert, dass die Mikrophysik von Niederschlag und damit die Z-R-Beziehung über Land und See signifikante Unterschiede zeigen und es wurden auch Unterschiede in den Radar-Reflektivitätsfeldern gefunden, die damit möglicherweise im Zusammenhang stehen.

Neben den in diesem Projekt betrachteten Unterschieden zwischen Land und See bleibt bislang

unberücksichtigt, dass sich sowohl Niederschlagsstruktur als auch Reflektivität vom Ort der Messung bis zum Boden verändern. Durch Strahlneigung und Erdkrümmung nimmt die Strahlhöhe mit zunehmender Entfernung zum Radar (Range) immer weiter zu.

Bei der Ermittlung von Niederschlagsintensitäten aus Radardaten ergeben sich drei generelle Probleme, für die im Folgenden Lösungswege aufgezeigt werden:

- Die unterschiedliche Strahlhöhe (Strahlneigung und Erdkrümmung) und die damit verbundene Veränderlichkeit der führt zu einer ortsabhängigen räumlichen Auflösung. Dadurch wird den statistischen Eigenschaften des Reflektivitätsfeldes eine auf den Radarstandort bezogene Ortsabhängigkeit aufgeprägt, die zu entsprechenden Artefakten in Mustererkennungsverfahren führen würden. Diese Schwierigkeit wird durch die Erstellung von CAPPIS (Constant Altitude Plan Position Indication) umgangen gemildert (Kapitel 5.2).
- Regengebiete oder -ereignisse mit unterschiedlichen Z-R-Beziehungen und unterschiedlichen charakteristischen Vertikalstrukturen müssen automatisch erkannt werden. Es wird gezeigt, wie durch Mustererkennung werden zwei Kategorien, nämlich stratiforme und konvektive Bereiche, innerhalb von Radarbildern getrennt werden können. Damit ist die Voraussetzung für die Anwendung von unterschiedlichen Z-R-Beziehungen für diese Bereiche geschaffen worden (Kapitel 5.3).
- Die Änderung der Reflektivität ändert sich im Allgemeinen mit der Höhe. Dies wird durch eine VRP-Korrektur berücksichtigt, die das Kernstück dieser Arbeiten darstellt (Kapitel 5.4).

6.2. Erstellung eines CAPPIS

Klassische PPIs (Plan Position Indications) sind Draufsichten eines horizontalen Radarscans. Durch Erdkrümmung, Strahlaufweitung und Strahlneigungswinkel ändert sich jedoch sowohl die räumliche Auflösung der Messvolumina als auch deren Höhe über der Erdoberfläche mit der Entfernung zum Radar. Für viele Anwendungen wird jedoch die CAPPI (Constant Altitude Plan Position Indication)-Darstellungsform gewünscht, in der jedes Pixel einer Schicht die gleiche räumliche Auflösung und die gleiche Höhe über Grund besitzt.

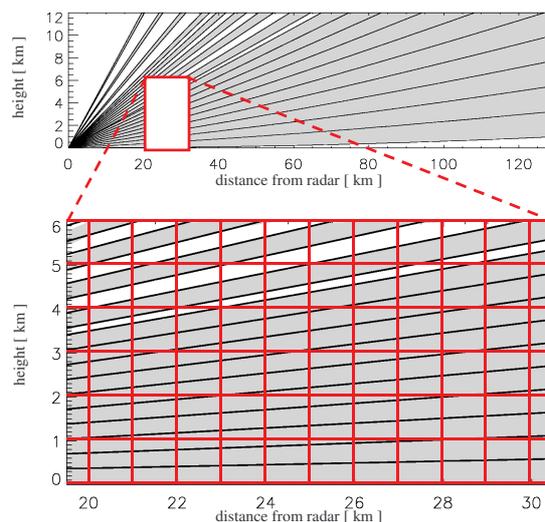


Abb.6.1: oben: Datenvolumen (überhöht); unten: Ausschnitt aus dem Datenvolumen mit Gitternetz der CAPPIS.

Für die Berechnung der Pixelwerte des CAPPIS ist das "nearest-neighbor-Prinzip" üblich. Dabei wird der Wert des Messvolumens übernommen, der dem neuen Pixel des CAPPIS am nächsten liegt. Vorteil dieses Verfahrens ist die Einfachheit, Nachteil jedoch, dass Informationen verloren gehen. Gerade im Nahbereich des Radars sind die Messvolumina deutlich kleiner als die Pixel.

Außerdem werden so eventuell verfälschte Werte 1:1 übernommen.

Die hier vorgestellte Berechnung der CAPPIs basiert dagegen auf dem gesamten Datenvolumen mit 18 Elevationen zwischen $0,5^\circ$ und 37° und berücksichtigt abstandsgewichtet alle Messvolumina, die im Schnittvolumen mit den Pixeln liegen (siehe Abb. 6.1). Das bedeutet als Extrembeispiel für die vier Pixel um das Radar, dass anstatt des einen Messvolumens bei der nearest-neighbor-Methode hier der Mittelwert über 3000 Messvolumina verwendet wird. Die Größe der Pixel orientiert sich an der räumlichen Auflösung der Messvolumina - eine Auflösung unter 1 km ist nicht sinnvoll.

Zuerst werden die entsprechenden Messvolumina und deren Gewichtung ermittelt. Für jedes Datenvolumen wird dann auf dieser Grundlage das CAPPI mit einer Schichtdicke von 1 km in beliebiger Höhe (0 - 12 km) erzeugt. Die Berechnung der neuen Reflektivitätswerte muss auf Z-Basis (und nicht auf dBZ-Basis) erfolgen.

Das Verfahren ist aufwendiger, ergibt aber gleichzeitig homogenere Bilder, wie in Abbildung 6.2 ersichtlich. Strukturen und Maxima bleiben erhalten. Fehlpixel oder Clutter werden nicht 1:1 übernommen.

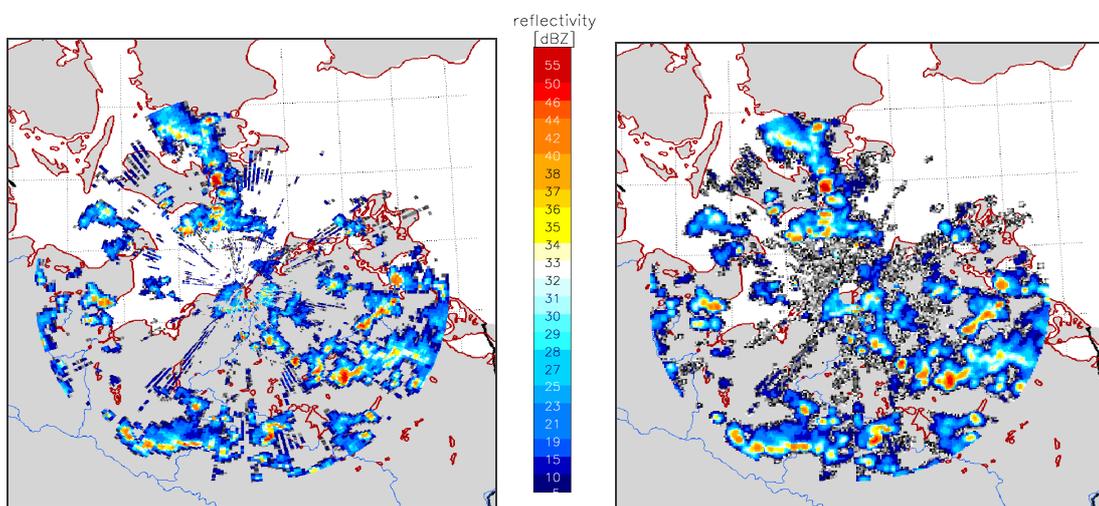


Abb. 6.2: links: unterstes PPI eines Niederschlagsereignisses im September 2003 des Radar Rostock; rechts: unterstes CAPPI desselben Datenvolumens.

Diese CAPPIs stellen also eine Datengrundlage dar, bei der beliebige Pixel in unterschiedlicher Entfernung vom Radar bestmöglich miteinander verglichen werden können. Ebenso sind Vertikalprofile, die aus CAPPIs extrahiert sind, vergleichbar und damit auch übertragbar. Im Rahmen dieses Projekts fungieren die CAPPIs als Ausgangsbasis für eine Mustererkennung anhand von Radardaten und für die darauf basierende VRP-Korrektur.

6.3. Entwicklung einer Mustererkennung für Radardaten

Die standortbezogenen Niederschlagsprodukte des operationellen DWD-Radarverbundes werden bisher unabhängig von der aktuellen Niederschlagssituation ohne Korrektur des Vertikalen Reflektivitätsprofils (VRP) und mit einheitlicher Z-R-Beziehung erstellt. Beide unterscheiden sich jedoch für verschiedene Niederschlagssituationen. Deshalb wird hier eine auf einem CAPPI basierende Mustererkennung vorgestellt, die eine Differenzierung in konvektive und stratiforme Bereiche ermöglicht. Der Ansatz differenziert nach horizontalen und vertikalen Unterschieden

innerhalb von Radardaten zwischen den beiden Niederschlagstypen stratiform und konvektiv, wie in Abbildung 6.3 ersichtlich.

Horizontal

Stratiforme Bereiche sind relativhomogene, meist größere Felder mit mittleren und geringen Reflektivitäten, während konvektive Bereiche durch Zellen mit hohen Reflektivitäten und starken Gradienten der Reflektivität gekennzeichnet sind.

Vertikal

Hauptunterschied ist, neben der höheren vertikalen Erstreckung starker Reflektivitäten bei konvektiven Zellen, die Schmelzschicht (Bright Band). Sie ist durch ein vertikales Reflektivitätsmaximum gekennzeichnet und typisch für stratiformen Niederschlag. Am Bright Band ist das stratiforme Profil vom konvektiven unterscheidbar.

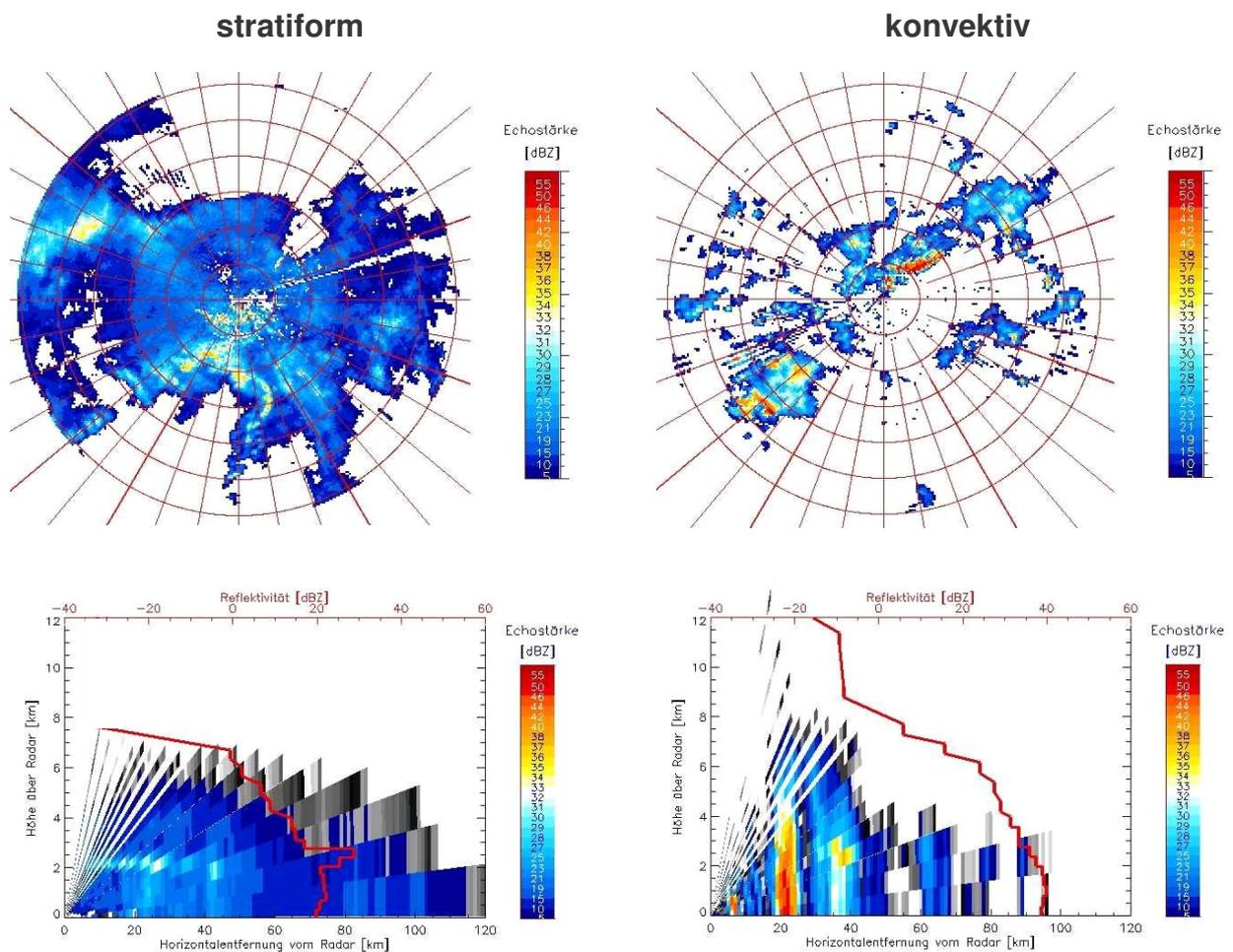


Abb. 6.3: Radarreflektivitäten eines stratiformen (links) und eines konvektiven (rechts) Ereignisses. Die oberen Grafiken zeigen die unterste Elevation des Datenvolumens (PPI, äußerer Ring 120 km Radius), während unten Vertikalschnitte durch das jeweilige Datenvolumen bei 80° Azimuth (links) bzw. bei 30° Azimuth (rechts) dargestellt sind. Die rote Linie ist das jeweilige Reflektivitätsprofil (aus dem Datenvolumen extrahiert) in 20 km Entfernung vom Radar.

Die Unterschiede sind an den Beispielen in Abbildung 6.3 deutlich zu erkennen, im Realfall können diese jedoch weniger ausgeprägt sein, so dass eine Kopplung mehrerer Merkmale zur Identifizierung konvektiver Zellen nötig ist.

Beschreibung des Algorithmus

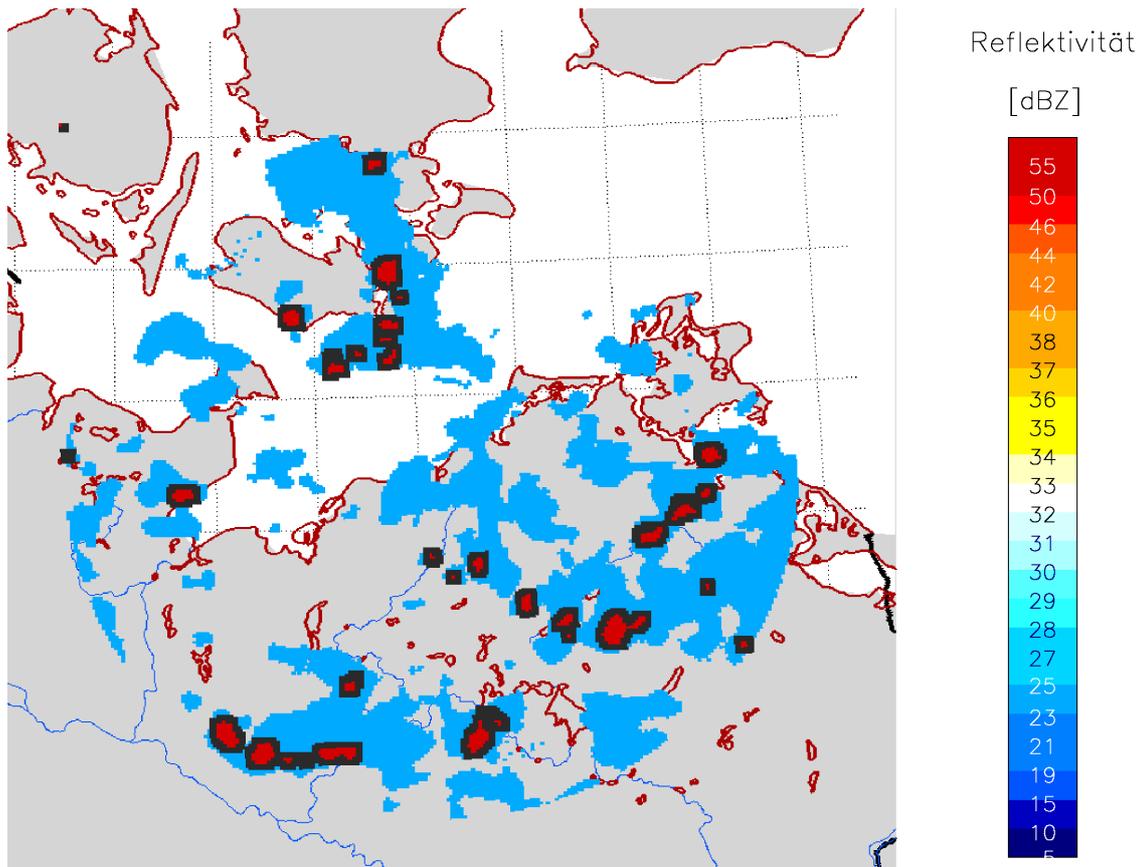


Abb. 6.4: Ergebnis der Mustererkennung: konvektive Zellen (rot) mit Übergangsbereich (schwarz), eingebettet in stratiforme Felder (blau) mit unterstem CAPPI (rechts oben)

Prinzip

Ziel der Mustererkennung ist die Suche und Ausweisung von konvektiven Zellen. Drei Eigenschaften dienen hauptsächlich zu deren Auffinden:

- die horizontalen Reflektivitätsmaxima,
- die Vertikalerstreckung von Niederschlagsechos und
- die Ähnlichkeit von Vertikalprofilen, insbesondere die An- bzw. Abwesenheit eines Bright Bands.

Es treten keinerlei Mittelungen, Übertragungen oder Skalierungen auf. Deshalb können die Daten auf dBZ-Grundlage verwendet werden.

1. Schritt: Suche nach Zellkernen

Zuerst werden die Zellkerne ermittelt. Dafür gibt es zwei unabhängige Ansätze. Zum einen über das **Reflektivitätsmaximum** und zum anderen über die **Vertikalerstreckung**.

Reflektivitätsmaximum: alle Pixel mit Werten über 35 dBZ werden innerhalb von zwei CAPPIs gesucht - das unterste CAPPI zur eigentlichen Suche und das 3. CAPPI zur Kontrolle, ob

evtl. wegen Fehlmessung eine konvektive Zelle nicht ausgewiesen wurde.

Vertikalerstreckung: Alle Pixel, die danach noch nicht als Zellkern ausgewiesen sind, werden nochmals anhand der Erstreckung ihres Vertikalprofils untersucht. Alle Pixel, deren Reflektivität im 11. CAPPI, also oberhalb von zehn km, noch fünf dBZ überschreiten, werden zusätzlich als Zellkern ausgewiesen.

2. Schritt: Ausweisung der gesamten Zelle

Die Ausweisung der gesamten Zelle beruht auf ebenfalls hohen Reflektivitäten in Verbindung mit ähnlichen Vertikalprofilen. Es werden aus den beiden CAPPIs (1. und 3.) aus Schritt 1 alle Pixel mit Reflektivitäten zwischen 25 und 35 dBZ gewählt. Nur die Pixel werden als konvektiv ausgewiesen, deren Vertikalprofil dem mittleren Vertikalprofil des Zellkerns ähnelt (Korrelationskoeffizient > 0,9).

3. Schritt: Kontrollmechanismus

Trotz oben genannter Kriterien ist es möglich, dass stratiforme Bereiche als konvektiv ausgewiesen wurden. Dies liegt in der Regel daran, dass dort Maxima über 35 dBZ auftreten. Solche hohen Werte sind zwar untypisch, können aber durch Bright-Band-Einfluss oder Clutterreste vorkommen. Hier setzt der Kontrollmechanismus an, um diese Gebiete oder Pixel zu eliminieren.

Ähnlich wie in Schritt 2 werden die Vertikalen Reflektivitätsprofile untersucht, diesmal konkret nach Auftreten von Bright Band und Profilform. Um Informationen über die mögliche Lage des Bright Bands zu bekommen, wurden zusätzliche Temperaturdaten aus Sondenmessungen benutzt, welche alle sechs oder zwölf Stunden vorliegen.

Eine typische Eigenschaft von Profilen stratiformen Regens ist, dass das Profilmaximum in der Schmelzschicht liegt. Anhand der Höhe des Profilmaximums und zweier Parameter g_1 und g_2

(siehe Gleichungen 6.3.1, 6.3.2), die die Profilform charakterisieren, wird mittels Schwellenwerten über den Verbleib der einzelnen Zellen entschieden. Nur wenn g_1 größer als 0,72 und g_2 größer als 3,9 ist (empirisch ermittelt), wird das Gebiet endgültig als konvektiv eingestuft.

$$g_1 = \frac{\sum Z(h)}{(\max(Z(h))) \cdot (\text{Anzahl}(Z > 0\text{dBZ}))} \quad (6.3.1)$$

$$g_2 = \frac{\sum Z(h)}{(\max(Z(h)))} \quad (6.3.2)$$

4. Schritt: Übergangsregion

Niederschlagstypen können sich sprunghaft ändern. Oft sind Zellen innerhalb von Radardaten zwar mit dem bloßen Auge von stratiformen Feldern abzugrenzen, doch selbst dort gibt es Mischbereiche. Liegt zum Beispiel ein stratiformes Niederschlagsfeld mit eingelagerten konvektiven Zellen vor, das ein deutliches Bright Band aufweist, so ist die Übergangsregion stratiform-konvektiv meist ebenfalls durch ein Bright Band gekennzeichnet, jedoch deutlich schwächer ausgeprägt. Zudem beinhaltet die konvektive Zelle nach diesem Algorithmus nur Werte über 25 dBZ, am Rand der Zelle können jedoch auch Werte darunter auftreten.

Um diesem Sachverhalt gerecht zu werden, wird eine Übergangsregion um jede Zelle definiert. Aus Einzelfallbetrachtungen wurde eine Breite der Übergangszone von zwei km gewählt. Die betroffenen Pixel können auch im meteorologischen Sinn als Übergangsregion bezeichnet werden. Sie sollten ebenso behandelt werden, d.h. z.B. als Mittelwert der Niederschlagsrate nach Umrechnung mit einer konvektiven und einer stratiformen Z-R-Beziehung.

Abbildung 6.4 zeigt das Ergebnis der Mustererkennung nach allen vier Schritten. Diese Mustererkennung kann für jedes Datenvolumen durchgeführt werden und läuft voll automatisch.

Anwendung

Zwischen konvektiven und stratiformen Z-R-Beziehungen bestehen wesentliche Unterschiede, wie von Berechnungen aus entsprechenden Tropfenspektren bekannt ist. Mittlere Z-R-Beziehungen können diese Extrema nicht gleichzeitig beschreiben. Eine flächendifferenzierte Z-R-Beziehung nach stratiform und konvektiv sollte demnach zu einer Verbesserung der quantitativen Niederschlagsdaten führen. Bei der derzeit operationellen RADOLAN-Software zur Erstellung angeeicheter Niederschlagsdaten wird eine Vorstufe dieser Mustererkennung (nur horizontale Gradienten) eingesetzt.

Zudem stellt diese Mustererkennung die Grundlage zu einem VRP-Korrekturalgorithmus dar.

6.4. Korrektur des Vertikalen Reflektivitätsprofils (VRP)

Allgemein

Das Vertikale Reflektivitätsprofil (VRP) beschreibt die Änderung der Reflektivität mit der Höhe an einem bestimmten Ort.

Die Gründe der Änderung der Reflektivität mit der Höhe sind vielfältig. Die beiden Hauptursachen sind jedoch der Niederschlagsprozess und die Schmelzschicht.

Die Niederschlagsstruktur ändert sich kontinuierlich im Fallen, auch wenn die Tropfen die Wolke verlassen haben. Tropfen zerplatzen, andere koagulieren - beides ändert die Reflektivität, ohne die Niederschlagsrate zwingend zu beeinflussen.

Schnee hat im Vergleich zu flüssigem Wasser eine niedrigere Reflektivität, während in der Schmelzschicht große Mischpartikel eine erhöhte Reflektivität ergeben. Da der Radarstrahl mit zunehmender Entfernung vom Radar immer höhere Luftschichten schneidet, ist häufig zu beobachten, dass im Nahbereich des Radars Regen, im Fernbereich Schnee und dazwischen Mischniederschläge gemessen werden.

Für eine VRP-Korrektur müssen Bereiche im Radarbild ermittelt werden, die ähnliche Vertikalprofile aufweisen. Da die lokalen Profile außerordentlich variabel sind, wird für diese Gebiete ein mittleres Profil gewählt und die Reflektivitätswerte des Radarbilds werden je nach Höhe über Grund dem Profil entsprechend auf Bodenniveau korrigiert. Dazu sind einige Vorarbeiten notwendig, die im Folgenden beschrieben werden.

Profilgenerierung

Profile können sowohl synthetisch als auch durch Messungen generiert werden.

Prinzipiell ist eine Berechnung über empirische oder halbempirische Ansätze denkbar. Es sollte jedoch davon abgesehen werden, da zum einen die Einflussgrößen vielfältig und ihre jeweilige Ausprägung unterschiedlich sind. Zum anderen bleiben so Informationen aus gemessenen Daten über vertikale Veränderungen, wie sie aus dem Datenvolumen generiert werden, ungenutzt.

Das klimatologische Profil ist ein sehr einfacher Ansatz, der aber eine möglichst lange und fehlerfreie Datenreihe voraussetzt. Dabei wird ein mittleres Profil aus einer großen Anzahl von jahrelangen Messungen generiert, meistens direkt aus dem Datenvolumen des Radars. In diesem Profil ist demnach das mittlere Verhalten der Reflektivität mit der Höhe an einem bestimmten Ort manifestiert. Joss und Pittini (1991) erstellten für die Schweiz solche für Radarstandorte spezifische Profile anhand jahrelanger Messreihen. Zusätzlich wurden Profile nach Jahreszeiten unterschieden. Diese Korrektur ist zwar weder zeitlich noch räumlich variabel, dennoch wird der Ansatz als Erfolg beschrieben (Vignal et al., 2000).

Die Erstellung mittlerer Profile ist eine Diskretisierung des klimatologischen Profils mit der Zeit. Koistinen (1991) beschreibt eine Verbesserung der quantitativen Radardaten durch eine Profilkorrektur, wozu ein Profil aus allen Volumendaten des Wetterradars eines Tages generiert wurde. Eine weitere zeitliche Verfeinerung auf Ereignisbasis oder Einzelmessungen ist natürlich möglich.

Die Bestimmung eines mittleren Profils ist auf verschiedene Arten möglich, entweder aus dem Datenvolumen des Wetterradars oder aber auch durch zusätzliche Messgeräte wie Vertikalradars.

Obwohl in den Profilen der Dopplerspektren des Vertikalradars eine zusätzliche Information über die aktuelle lokale Z-R-Beziehung enthalten ist, wurde letztere Möglichkeit hier aus folgenden Gründen zunächst nicht verfolgt:

Ein Niederschlagsgebiet muss direkt über das Messgerät ziehen, um erfasst zu werden. Die räumliche Auflösung von Vertikalradar und Wetterradar ist sehr unterschiedlich, was eine zusätzliche Komplikation bedeutet. Außerdem haben Profilvergleiche von Vertikalradar und Wetterradar gezeigt, dass teilweise große Abweichungen zwischen den Messungen vorliegen.

Da zeitlich aufeinander folgende Messungen des Niederschlagsscans und des Datenvolumens in entsprechender Höhe sehr gut übereinstimmen, werden die Vertikalprofile des Wetterradars denen des Vertikalradars vorgezogen.

Das Datenvolumen des Wetterradars liefert zudem flächenhaft Profile. Allerdings ist nur der Innenbereich um das Radar für exakte Profile geeignet. Zwischen fünf und 20 km Entfernung sind die vertikale Auflösung und die vertikale Erstreckung groß genug. Mit mehreren typischen Profilen innerhalb eines Radarbildes ist es so möglich, unterschiedliche Niederschlagstypen oder Variationen des VRP zu berücksichtigen.

Mittelung

Das Profil sollte idealerweise ein Kompromiss aus der Stabilität eines über viele Daten gemittelten klimatologischen Profils und der Variabilität profilabhängiger Konturen sein. Es soll also für möglichst große Flächen charakteristisch sein, gleichzeitig aber systematische Veränderungen der Reflektivität mit der Höhe genau erfassen, ohne die zufälligen Veränderungen zu berücksichtigen.

Bezogen auf das in Polarkoordinaten vorliegende Datenvolumen ergab sich eine sowohl stabile als auch exakte Mittelung über 16 oder 25 Radar-Messvolumina. Benutzt man nicht die Originalauflösung der Daten, sondern CAPPIs mit beispielsweise 1 km-Auflösung, so werden die einzelnen Profile stabiler. Benachbarte Profile, die nach Form weitgehend übereinstimmen (Korrelationsvergleich), wurden zu einem mittleren Profil für einen bestimmten Bereich zusammengefasst, was zu einer weiteren Erhöhung der Stabilität der Profile führt.

Auswahl eines charakteristischen Profils

Die Auswahl des für einen bestimmten Bereich im Radarbild typischen Profils ist der wichtigste

Schritt. Über Korrelation und Mustererkennung können Gebiete gleicher bzw. ähnlicher Profile ausgewiesen werden. Da diese sich je nach meteorologischen Bedingungen stark unterscheiden, muss die Profilverordnung für jedes Radarbild neu erfolgen.

Weiterhin werden Zusatzinformationen genutzt. So bieten gerade Sondenaufstiege wertvolle Informationen über die Temperaturverteilung mit der Höhe. Daraus lassen sich Hinweise auf die Lage der Schmelzschicht ableiten. Entsprechend der Höhe des Bright Bands werden dann nur Profile mit etwa gleicher Höhenlage der Schmelzschicht für das jeweilige Radarbild in Frage kommen.

Übertragung des Profils auf die Fläche

Eine Übertragung eines charakteristischen Profils auf die Fläche ist notwendig, weil nur der Innenbereich detaillierte Profile liefert. Im Prinzip sind zwei Ansätze für die Übertragung des Profils auf andere Pixel denkbar: zum einen Normierung und Skalierung und zum anderen eine einfache Verschiebung des Profils.

Eine Normierung erfolgt in der Weise, dass eine bestimmte Höhe gewählt, der dortige Reflektivitätswert 1 gesetzt wird und alle anderen Werte entsprechend skaliert werden. Damit bleiben die relativen Verhältnisse der Höhen zueinander erhalten. Als Vergleichswert eignet sich die maximale Reflektivität des Profils, die Höhe des Niederschlagsscans oder der unterste gemessene Wert des Profils.

Beim zweiten Ansatz werden durch einfaches Verschieben des Profils lediglich die Einzelreflektivitäten um einen konstanten Betrag erhöht oder erniedrigt, die Form des Profils bleibt erhalten. Diese Art der Übertragung ist die stabilste, sie hat die wenigsten Ausreißer und liefert die besten Ergebnisse. Als Vergleichswert bietet sich der Wert des Niederschlagsscans an, da er die höchste zeitliche Auflösung hat und daraus auch der Niederschlag abgeleitet wird.

Beschreibung des Korrekturalgorithmus

CAPPIs mit einer Auflösung von 1 km und die darauf basierende Mustererkennung bilden die Basis der VRP-Korrektur. Diese ist hauptsächlich auf Grund des Bright Bands erforderlich. Nun ist diese Schmelzschicht aber ein Phänomen, das nur bei stratiformen, nicht aber bei konvektiven Gebieten auftritt. Würde man bei einer solchen Korrektur beide Niederschlagstypen gleich behandeln, so hätte man denselben Effekt wie bei einer mittleren Z-R-Beziehung. Nach einer Mustererkennung ist es dagegen einfach, diese Korrektur lediglich auf die stratiformen Bereiche anzuwenden.

Für den Algorithmus werden Realprofile aus dem Datenvolumen im Bereich zwischen acht und 20 km Entfernung vom Radar verwendet. Die aus diesem Bereich extrahierten Vertikalprofile mit einer Höhenauflösung von 250 m (250 m-CAPPIs) werden in einen Ringspeicher geschrieben. Gleichzeitig werden auf derselben Datenbasis Vertikalprofile mit einer Höhenauflösung von 1 km erstellt und ebenfalls in den Ringspeicher geschrieben. Das bedeutet, dass jedes gespeicherte Profil mit hoher (250 m) ein Pendant mit niedrigerer (1 km) Auflösung hat.

Eine Korrelationsanalyse dient zur Auswahl, welche Profile auf welche Bereiche angewendet werden. Für jedes abgeschlossene stratiforme Feld wird ein mittleres vertikales Profil mit der 1 km-Auflösung der CAPPIs erstellt. Über beste Korrelation in der 1 km Auflösung wird ein Profil aus dem Ringspeicher gewählt. Für dieses Feld wird dann für die VRP-Korrektur das genaue 250 m Profil (Pendant) übernommen.

Die Profile im Ringspeicher sind je nach Höhe der Schmelzschicht bzw. Nullgradgrenze in Klassen eingeteilt. Für diese Einteilung dienen wiederum die Sonden-Temperaturdaten, die bereits in

der Mustererkennung Anwendung fanden. Damit wird die Auswahl von Profilen vermieden, die die Schmelzschicht in einer falschen Höhe haben und so einen möglichen Fehler verstärken würden.

Insgesamt werden acht Klassen mit einer Klassenbreite von jeweils 500 m unterschieden:

Klasse 1: "Schneeprofile" mit einer Nullgradgrenze unter 500 m,

Klasse 2: Nullgradgrenze zwischen 500 und 1000 m: Höhe, in der neben reinem flüssigen Niederschlag auch Mischniederschlag ("Mischprofile") auftreten kann,

Klasse 3-8 (1000 bis 4000 m): "Regenprofile".

Repräsentanz der Profile

Eine Korrelation gibt nur aussagekräftige Ergebnisse, wenn eine genügend hohe Anzahl von Werten miteinander verglichen werden. So werden nur die mittleren Vertikalprofile für einen Vergleich zugelassen, die mindestens drei Messwerte besitzen. Für jedes zusammenhängende Feld, das mindestens 500 "verwertbare" Vertikalprofile aufweist, wird ein charakteristisches Profil gewählt.

Übertragung

Mustererkennung und Profilausweisung gelten immer von einem zum nächsten Datenvolumen. Eine Berücksichtigung von Zugbahnen mittels Kreuzkorrelation oder ähnlichem wurde getestet, dann aber verworfen. Durch die Umgebungsbereiche wird nämlich eine gewisse räumliche Änderung der Niederschlagsgebiete berücksichtigt; außerdem ändert sich die Lage der Niederschlagsgebiete innerhalb von zehn Minuten nicht markant und oft unterschiedlich für konvektive und stratiforme Bereiche. So werden Mustererkennung und Profilkorrektur ohne räumliche Verschiebung für den Niederschlagsscan übernommen.

Für jedes Messvolumen des Niederschlagsscans gibt es demnach aus der VRP-Korrektur eine Klassifizierung in stratiform/ Übergangsbereich (beide inklusive der zugehörigen ausgewählten Profile (250 m)), oder in konvektiv.

Die konvektiven Pixel bleiben unverändert, während stratiforme und Übergangsbereichspixel folgendermaßen korrigiert werden:

Jedes Pixel des Niederschlagsscans hat aufgrund von Strahlaufweitung und Erdkrümmung eine gewisse Größe und Höhe über der Erdoberfläche in Abhängigkeit von der Entfernung zum Radar. Daraus wird die Lage des Pixels im Profil (250 m) ermittelt und der Reflektivitätswert entfernungskorrigiert berechnet. Danach wird die Differenz zum ursprünglichen Wert des Messvolumens des Niederschlagsscans gebildet und zur untersten Höhe addiert (entspricht Bodenwert).

Exakte Profile - 250 m CAPPI

Aus dem Datenvolumen werden anschließend (oder wenn zeitlich möglich vorher) CAPPIs mit einer horizontalen Auflösung von 1*1 km und einer Vertikalauflösung von 250 m erstellt; allerdings nur für den Innenbereich mit bis zu 40 km Distanz vom Radar. Daraus werden neue aktuelle Profile sowohl mit 250 m- als auch mit 1 km-Auflösung generiert.

Ringspeicher

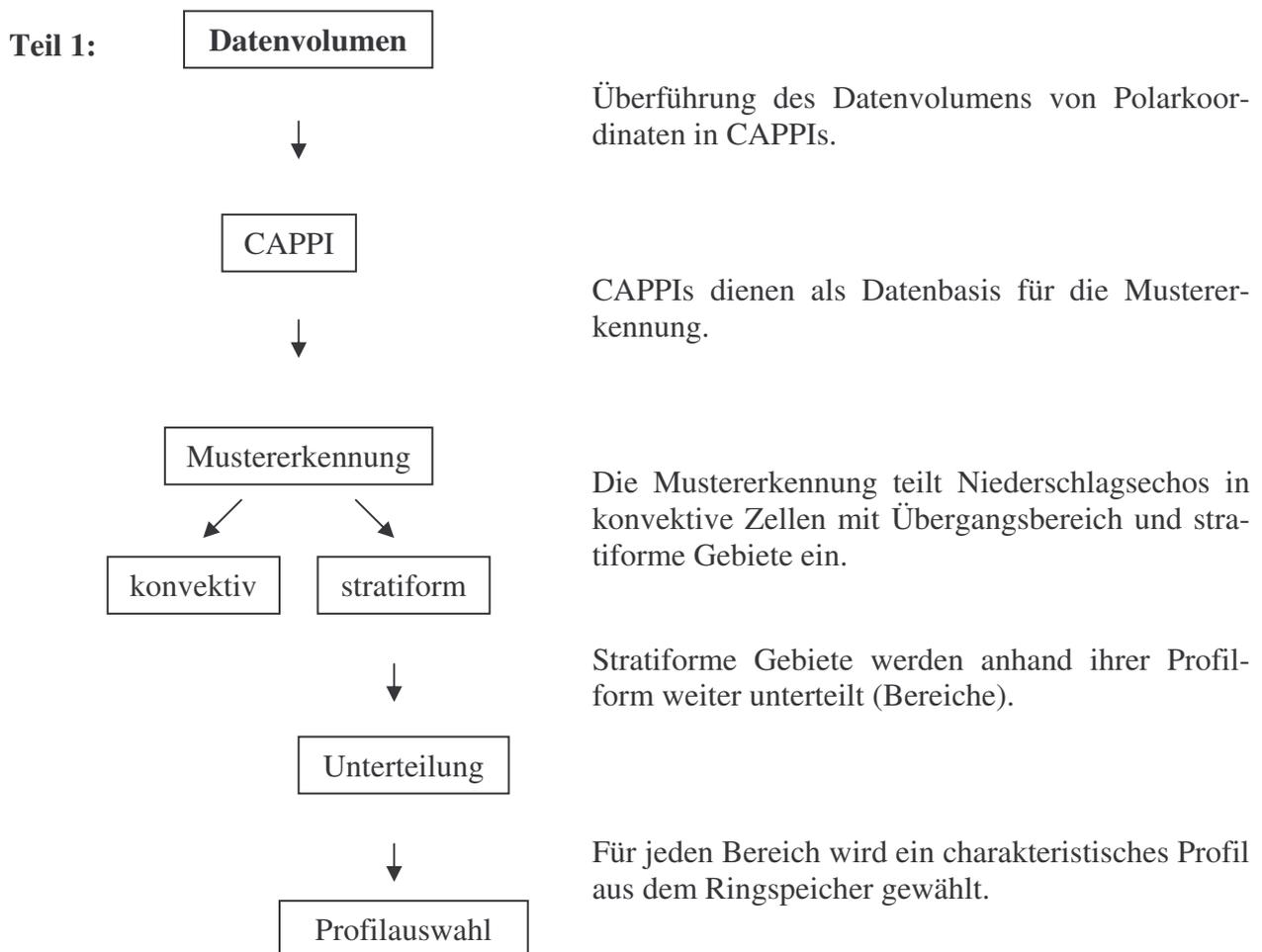
Für eine möglichst große Auswahl der oben genannten Profile dient ein Ringspeicher. Er besteht

aus drei Teilen:

1. Der erste Teil beinhaltet die 20 neuesten Profile.
2. Die regelmäßig entfallenden älteren Profile wandern in den zweiten Ringspeicherteil. Hier sollten möglichst viele unterschiedliche Profile enthalten sein. Entsprechend werden die neu dazukommenden Profile mit den bereits vorhandenen korreliert; die Profile mit der höchsten Korrelation entfallen. Die Größe dieses Speicherteils beträgt 30 Profile.
3. Der dritte Speicherteil besteht aus Standardprofilen. Sie wurden aus mehr als zwölf Monaten Radardaten extrahiert. Über Korrelationen wurden ähnliche Profile gemittelt. So ergeben sich, abhängig von der Nullgradgrenze, für jede Klasse zwischen zehn und 30 Standardprofile. Außerdem existiert für jede Klasse ein mittleres Standardprofil, das ebenfalls auf einer Datenbasis von über zwölf Monaten beruht. Dies wird verwendet, wenn kein Profilvergleich durchgeführt werden kann (zu kleine Felder oder Echos mit zu geringer vertikaler Mächtigkeit).

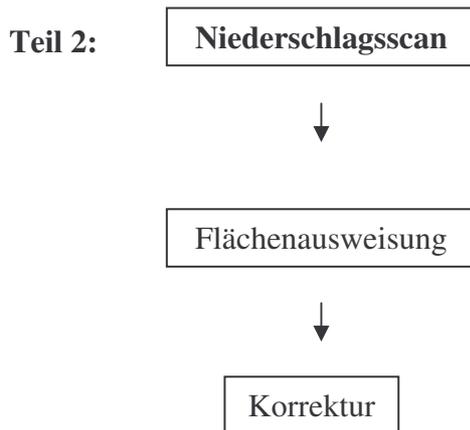
Der Ringspeicher wird bei jeder Messung mitgeführt und die ersten beiden Teile **werden** laufend geändert.

Zusammenfassung des Algorithmus



Resultat:

Flächenhafte Trennung von Pixeln nach konvektiv, Übergangsbereich und stratiform. Stratiforme Bereiche werden zusätzlich anhand ähnlicher Profilform unterteilt und für jede Unterteilung wird ein zugehöriges charakteristisches Profil bestimmt.



Übernahme der Flächenausweisung aus Teil 1 für den Niederschlagsscan.

Korrektur der Reflektivitätswerte des Niederschlagsscans auf Bodenniveau mit Hilfe der entsprechenden Profile aus Teil 1.

Resultat:

Flächenhafte Korrektur der Reflektivitätswerte des Niederschlagsscans unter Anwendung der Mustererkennung und der charakteristischen Profile aus Teil 1.

Ergebnisse

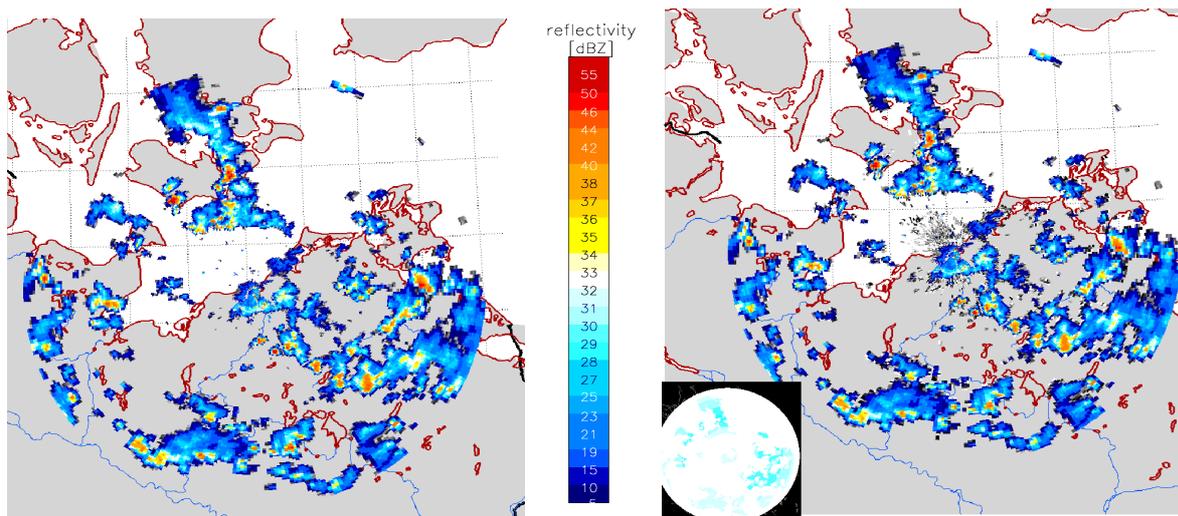


Abb.6.5: Gegenüberstellung eines unkorrigierten (links) und eines korrigierten Radarbildes (rechts) mit flächenhafter Darstellung der Korrekturstärke (links unten). Dabei gibt der dunklere Blauton eine Korrekturstärke von über 3 dBZ an entsprechend einer Korrektur des Flächenniederschlags um mehr als den Faktor 1,5.

Abbildung 6.5 zeigt an einem Beispiel das Ergebnis der VRP-Korrektur: Links das unkorrigierte Radarbild des Niederschlagsscans und rechts das korrigierte. Die maximale Korrektur beträgt in diesem Fall etwa 3,3 dBZ. Überprüfungen der ausgewählten Profilform und Schmelzschichthöhe bestätigen sehr gut die vollautomatisch durchgeführte VRP-Korrektur. Die zusätzliche Darstellung der Korrekturstärke schafft einen schnellen Überblick über die durchgeführten Korrekturen und zeigt flächenhaft die Auswirkung gewählter Profilformen.

Schlussbemerkung

Einige namhafte Autoren wie Joss & Lee (1995), Saltikoff et al. (2000) und Koistinen & Pohjola (2002) beschreiben die Korrektur des Vertikalen Reflektivitätsprofils als bedeutender als die

Wahl der passenden Z-R-Beziehung. Vor allem in einer Entfernung von mehr als 100 Kilometern vom Radar, wo der Radarstrahl sich schon sehr weit über dem Erdboden befindet, bekommt sie enorme Bedeutung. Dies zeigt aber auch, wie stark diese Korrektur eingreift. Sie beeinflusst nicht nur einzelne Pixel, sondern ganze Flächen. Liegt ein großes zusammenhängendes Niederschlagsgebiet vor, erweist sich die Korrektur recht unproblematisch. Liegen dagegen kleinere Niederschlagsgebiete im Außenbereich des Radars vor, so ist der Korrelationsvergleich der Profile weniger sicher. Dadurch kann es zu einer Unterschätzung der Korrekturstärke kommen.

6.5. Modellvergleiche (BALTIMOS)

Für eine Validierung der REMO-Niederschläge des ungekoppelten Modelllaufs, betrieben im Klimamode, aus dem DEKLIM-Projekt BALTIMOS wurden neben Messungen des Niederschlags an synoptischen Stationen auch Messungen auf Handelsschiffen auf der Route Deutschland-Finnland herangezogen. Bei den benutzten synoptischen Messungen handelt es sich um die von Rubel bezüglich der Umströmung und Verdunstung korrigierten Niederschlagsmessungen (Rubel und Hantel, 1999). Der Vergleich zu diesen Daten deckte auf, dass das Regionalmodell REMO im Herbst zu einer Überschätzung der Niederschläge neigt, insbesondere im Bereich der Westküsten, also in den Küstenregionen mit vorwiegend auflandigem Wind (Abbildung 6.6).

Die aus Messungen mit dem Schiffsregenschirm auf Handelsschiffen abgeleiteten saisonalen Niederschläge zeigen hingegen qualitativ eine sehr gute Übereinstimmung mit den synoptischen Beobachtungen. Exemplarisch zeigt dies Abbildung 6.7 für den Herbst 1997. Hierzu wurden die Schiffsmessungen mit Hilfe eines auf der Kriging-Methode basierenden Verfahrens (Clemens und Bumke, 2002) auf ein $1^\circ \times 1^\circ$ -Gitter interpoliert. Die berechneten Felder verlaufen entlang der Schifffahrtsrouten Deutschland-Finnland bzw. Deutschland-Polen. Entsprechend wurden aus den korrigierten synoptischen Beobachtungen Mittelwerte des Niederschlags auf demselben Gitter entlang der Küsten und über Land berechnet. Das resultierende Feld weist keine Sprünge zwischen Schiffsmessungen und synoptischen Messungen auf, wie sie der Vergleich von REMO-Niederschlägen mit den synoptischen Niederschlägen zeigt.

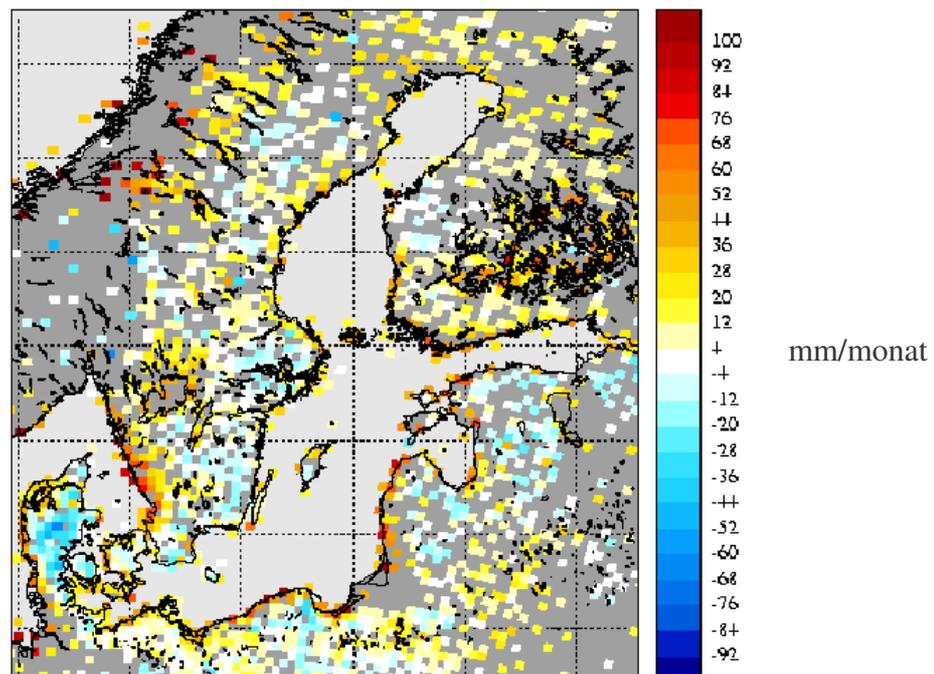


Abbildung 6.6: Differenzen zwischen den an synoptischen Stationen gemessenen und von Rubel bezüglich Umströmung und Verdunstung korrigierten Niederschlägen und dem REMO-Niederschlag für Herbst 1996 bis 1999. REMO wurde im Klimamode betrieben ohne Kopplung zwischen Ozean und Atmosphäre.

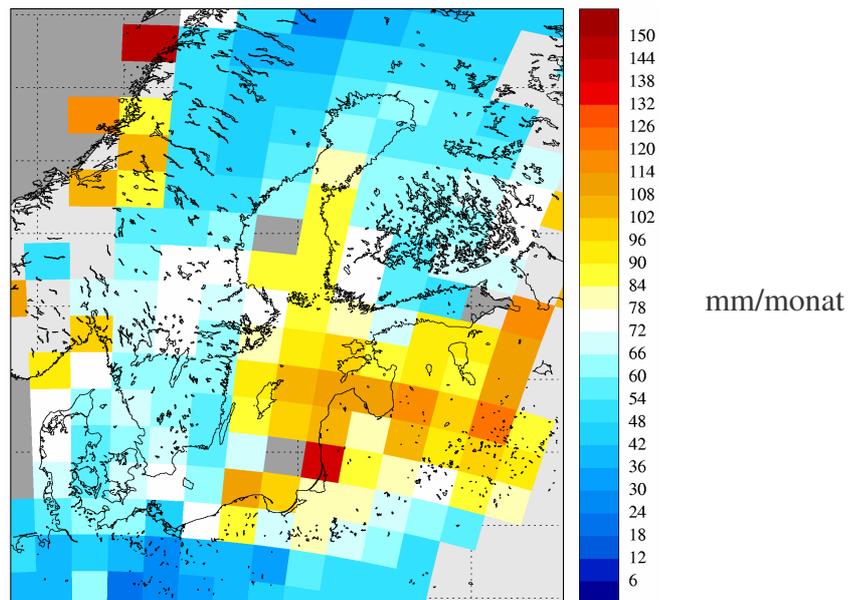


Abbildung 6.7: Saisonales Niederschlagsfeld für Herbst 1997 (September bis November), berechnet aus Messungen auf Handelsschiffen entlang ihrer Routen von Travemünde nach Polen bzw. Finnland und aus synoptischen Messungen korrigiert nach Rubel und Hantel (1999) bezüglich Umströmungs- und Verdunstungsfehler.

7. Haupt-Ergebnisse

- Die Überlegenheit neuartiger für Starkwind geeigneter Niederschlagssensoren wurde in langfristigen Felderproben demonstriert. Die auffälligste Differenz zum klassischen Joss-Waldvogel-Disdrometer zeigte sich bei starkem Wind und starkem Regen. Die Anzahl kleiner Tropfen wird unter diesen Bedingungen vom JWD unterschätzt.
- Tropfenspektren über See und Land zeigen systematische Unterschiede mit einer Verschiebung zu größeren Tropfen über See. Die Analyse von Radar-Reflektivitätsfeldern deutet darauf hin, dass die Ursache hierfür in dem über See häufiger auftretenden konvektiven Niederschlagstypus liegen könnte.
- Tropfenspektren zeigen bei Starkregen eine systematische Höhenabhängigkeit mit einem größeren Beitrag kleiner Tropfen dicht unterhalb der Schmelzschicht. Die entsprechenden Fehler der Regenrate würden bei Anwendung einer höhenunabhängigen Z-R-Beziehung bis zu einem Faktor 4 betragen.
- Ein verbessertes CAPPI-Produkt wurde entwickelt. Auf Basis dieser CAPPI Felder wurde ein Mustererkennungsverfahren zur Identifizierung konvektiver und stratiformer Niederschlagsgebiete entwickelt. Diese Ergebnisse wurden benutzt, um versuchsweise räumlich und zeitlich differenzierte VRP Korrekturen anzubringen.

Literatur

- Atlas, D., R.C. Srivastava and R.S. Sekhon: Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence, *Rev. Geophys. Space Phys.*, Vol.11, 1-35, 1973
- Battan, L.J., 1964: Some observations of vertical velocities and precipitation sizes in a thunderstorm, *J. Appl. Met.*, **3**, 415-420.
- Clemens, M. und K. Bumke, 2002: Precipitation fields over the Baltic Sea derived from ship rain gauge measurements on merchant ships, *Boreal Environment Research*, **7(4)**, 425-436.
- Brown, E.H. and F.F. Hall: Advances in atmospheric acoustics, *Rev. Geophys. Spac. Phys.*, Vol.16, No.1, 47-110, 1978
- Cheng, L and M. English: A relationship between hailstone concentration and size, *J. Atmos. Sci.*, Vol.40, 204-213, 1983
- Coulter, R.L., T.J. Martin and T.M. Weckwerth: Minisodar measurements of rain, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, Vol.6, 369-377, 1989
- Diederich, M., Vergleich von Messungen des Radarreflektivitätsfaktors durch das Rostocker C-Band Niederschlagsradar des DWD und das Micro-Rain-Radar der Universität Hamburg am Standort Zingst für den Zeitraum Juni 2000 bis März 2001, Studie für den Deutschen Wetterdienst, 66pp.
- Gossard, E.E and R.G. Strauch: The retrieval of droplet distributions in water clouds from ground-based clear-air-sensing Doppler radar observations, *Meteorol. Rdsch.*, Vol.42, 174-180, 1990
- Großklaus, M., Uhlig, K., und L. Hasse, 1998: An optical disdrometer for use in high wind speeds. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **15**, 1051-1059.
- Gunn, R. and G. Kinzer, 1949: The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. *J. Meteorol.*, **6**, 243-248.
- Hasse, L., Großklaus, M., Uhlig, K., und P. Timm, 1998: A ship rain gauge for use in high wind speeds. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **15**, 380-386.
- Joss, J., and R. Lee, The application of radar-gauge comparisons to operational precipitation profile corrections, *J. Appl. Meteorol.*, **34**, 2612-2630, 1995.
- Joss, J., and A. Pittini, Real-time estimation of the vertical profile of radar reflectivity to improve measurement of precipitation in an alpine region. *J. Meteorol. Atmos. Phys.*, **47**, 61-72, 1991.
- Joss, J. und A. Waldvogel, 1967: Ein Spektrograph für Niederschlagstropfen mit automatischer Auswertung. *Pure Appl. Geophys.*, **68**, 240-246.
- Joss, J. und A. Waldvogel, 1969: Raindrop size distribution and sampling size errors. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 566-569
- Koistinen, J., Operational correction of radar rainfall errors due to the vertical profile of reflectivity, paper presented at 25th Radar Meteorology Conference, Am. Meteorol. Soc., Paris, France, 1991.
- Koistinen, J. and H. Pohjola, Estimation of representative vertical profiles of reflectivity in the regions between radar sites. Paper presented at European Conf. Radar Met., Delft, Netherlands, 2002.
- Little, C.G.: Acoustic method for the remote probing of the lower atmosphere, *Proceedings IEEE*, Vol.57, No.4, 571-578, 1969
- Little, C.G.: On the detectability of fog, cloud, rain and snow by acoustic echo-sounding methods, *J. Atmos. Sci.*, Vol.29, 748-755, 1972
- Lhermitte, R.M.: Cloud and precipitation remote sensing at 94 GHz, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, Vol.26, No.3, 207-216, 1988
- Lhermitte, R.M.: Attenuation and scattering of millimeter wavelength radiation by clouds and precipitation, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, Vol.7, 464-479, 1990
- Lee, A.C.L.: The influence of vertical air velocity on the remote microwave measurement of rain, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, Vol.5, 727-735, 1988
- Matrosov, S.Y.: Radar reflectivity in snowfall, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, Vol.30, 454-461, 1992
- Pang, S.X. and H. Graßl: Precipitation retrieval from high frequency SODAR measurements, *Prep. of CLIMPAMA'94* (Climatic Parameters in Radiowave Propagation Prediction), } 2.7.1-2.7.4, Moscow, 31 May - 3 June, 1994
- METEK, GmbH, 2002: MRR Physikalische Grundlagen, 24 pp.
- Nzeukou, A., H. Sauvageot, A.D. Ochou, und C.M.F. Kebe, 2004: Raindrop size distribution and radar parameters at Cape Verde, *J. of Appl. Meteor.*, **43**, 90-105
- Pang, S. und H. Graßl, 2005: High-Frequency Single-Board Doppler Minisodar for Precipitation Measurements. Part I: Rainfall and Hail. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **22(4)**, 421-432.
- Pang, S.X. and H. Graßl: Sodar for Precipitation Measurements, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report No.160, 46 pages, Hamburg, March 1995
- Peters, G., 2004, Vertical Structure and weather Radar Estimation of Rain, 4th Study Conference on BALTEX, Gudjhem, Bornholm, 24-28 May 2004, 16-17.

- Peters, G., 2004: Profiles of Microphysical Rain Parameters as Observed with Micro Rain Radars, Proc. 14th International Conference on Clouds and Precipitation, Bologna, 19 -23 July 2004, pdf on CD 4pp.
- Peters, G. , 2003: Fine structure of rain observed by Micro Radar, Sixth Int. Symp. on Tropospheric Profiling, Needs and Technologies, Leipzig, 14-20 September, 2003, 198-200.
- Peters, G., Fischer, B., und T. Andersson, 2002: Rain observations with a vertically looking Micro Rain Radar (MRR). *Boreal Env. Res.*, **7**, 353-362.
- Peters, G., B. Fischer, H. Münster, M. Clemens, A. Wagner, 2005: Profiles of rain Drop Size Distributions as retrieved by Micro Rain Radars, *J. Appl. Met.*, **44**, No. 12, 1930-1949.
- Rubel, F. und M. Hantel, 1999: Correction of daily rain gauge measurements in the Baltic Sea drainage Basin. *Nordic Hydrology*, **30**, 191-208.
- Saltikoff, E., J. Koistinen and H. Hohti. Experience of real time spatial adjustment of the Z-R relation according to water phase of hydrometeors. *Phys. Chem. Earth (B)*, **25**, 1017-1020, 2000.
- Sauvageot, H. und J.-P. Lacaux, 1995: The shape of averaged drop size distributions. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1070-1083.
- Sevruk, B.: Point precipitation measurements: why are they not corrected ? *Proc. Water for the Future: Hydrology in Perspective*, Internat. Assoc. Hydrol. Sci. IAHS, Publ. No.164, 477-486, 1987
- Sheppard, B.: Measurement of raindrop size distributions using a small Doppler radar, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, Vol.7, 255-268, 1990
- Sheppard, B. E. und P. I. Joe, 1994: Comparison of raindrop size distribution measurements by a Joss-Waldvogel disdrometer, a PMS 2DG spectrometer, and a POSS doppler radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **11**, 874-887.
- Siebenborn, T. and G. Peters, 2005: On the estimation of the vertical wind by Doppler radar measurements in precipitation..... (JTECH), submitted
- Spilhaus, A.F., 1948: Raindrop size, shape and falling speed, *J. Meteor.* **5**, 108-110
- Tokay, A., Bashor, P.G., und K.R.Wolff, 2005: Error characteristics of rainfall measurements by collocated Joss-Waldvogel disdrometers. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **22**, 513-527.
- Ulbrich, C.W. and D. Atlas: Hail parameters: a comprehensive digest, *J. Appl. Meteorology*, Vol.21, 22-42, 1981
- Wagner, A., Seltmann, J., Diederich, M., and Peters, G., 2003, Coupling a vertically looking K-band radar and a C-band weather radar to obtain a complete profile of reflectivity, *Geophysical Research Abstracts*, **5**, 11993.
- Uijlenhoet, R., Steiner, M., und J. A. Smith, 2002: Influence of disdrometer deadtime correction on self-consistent analytical parameterizations for raindrop size distributions. *Conf. Proceedings*, ERAD 2002, 104-112.
- Vignal, B., G. Galli, J. Joss and U. Germann. Three Methods to Determine Profiles of Reflectivity from Volumetric Radar Data to Correct Precipitation Estimates, *J. Appl. Meteorol.*, **39**, 1715-1726, 2000.
- Wakasugi, W., A. Mizutani and M. Matsuo: A direct method for deriving drop-size distribution and vertical air velocities from VHF Doppler radar spectra, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, Vol.3, 623-629, 1986
- Wakasugi, W., A. Mizutani and M. Matsuo: Further discussion on deriving drop-size distribution and vertical air velocities directly from VHF Doppler radar spectra, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, Vol.4, 170-179, 1987
- Weill, A., C. Klapisz and F. Bandin: The CRPE minisodar: application in micrometeorology and in physics of precipitations, *Atmos. Res.*, Vol.20, 317-333, 1986

Anhang: Während APOLAS gewonnene Datensätze

Fährschiffe: SRG Messungen 01/2002 – 06/2005

Westermarkelsdorf:

	2002	2003	2004	2005
JWD	01-12	01-12	01-04	
OD	05-12	01-12	01-12	01-06
SRG	05-12	01-12	01-12	01-06
MS	10-11	01-12	01-12	01-06
MRR	10-12	01-12	01-12	01-05

Weterradar Rostock:

	2002	2003
WR	10-12	01-12

Zingst:

	2002	2003	2004	2005
JWD	06-12	01-12	01-04	
OD	06-12	01-12	01-12	01-06
SRG	06-12	01-12	01-12	01-06
MRR	03-12	01-12	01-12	01-05

Christiansö:

	2002	2003	2004	2004
MRR	01-12	01-12	01-122	01-05

FS „ALKOR“:

	2002	2003	2004	2005
OD	01-12	06-12	01-12	01-06
SRG	01-12	06-12	01-12	01-06
MRR	05-12	01-12	01-03	

MPI-Examensarbeit-Referenz:

Examensarbeit Nr. 1-82 bei Bedarf bitte anfragen:
MPI für Meteorologie, Abtlg.: PR, Bundesstr. 53, 20146 Hamburg

MPI-Report-Referenz:

MPI-Report Nr. 1-351 bei Bedarf bitte anfragen:
MPI für Meteorologie, Abtlg.: PR, Bundesstr. 53, 20146 Hamburg

Beginn einer neuen Veröffentlichungsreihe des MPIM, welche die vorherigen Reihen "Reports" und "Examensarbeiten" weiterführt:

**„Berichte zur Erdsystemforschung“ , „*Reports on Earth System Science*“, ISSN 1614-1199
Sie enthält wissenschaftliche und technische Beiträge, inklusive Dissertationen.**

Berichte zur Erdsystemforschung Nr.1 Juli 2004	Simulation of Low-Frequency Climate Variability in the North Atlantic Ocean and the Arctic Helmuth Haak
Berichte zur Erdsystemforschung Nr.2 Juli 2004	Satellitenfernerkundung des Emissionsvermögens von Landoberflächen im Mikrowellenbereich Claudia Wunram
Berichte zur Erdsystemforschung Nr.3 Juli 2004	A Multi-Actor Dynamic Integrated Assessment Model (MADIAM) Michael Weber
Berichte zur Erdsystemforschung Nr.4 November 2004	The Impact of International Greenhouse Gas Emissions Reduction on Indonesia Armi Susandi
Berichte zur Erdsystemforschung Nr.5 Januar 2005	Proceedings of the first HyCARE meeting, Hamburg, 16-17 December 2004 Edited by Martin G. Schultz
Berichte zur Erdsystemforschung Nr.6 Januar 2005	Mechanisms and Predictability of North Atlantic - European Climate Holger Pohlmann
Berichte zur Erdsystemforschung Nr.7 November 2004	Interannual and Decadal Variability in the Air-Sea Exchange of CO₂ - a Model Study Patrick Wetzel
Berichte zur Erdsystemforschung Nr.8 Dezember 2004	Interannual Climate Variability in the Tropical Indian Ocean: A Study with a Hierarchy of Coupled General Circulation Models Astrid Baquero Bernal
Berichte zur Erdsystemforschung Nr.9 Februar 2005	Towards the Assessment of the Aerosol Radiative Effects, A Global Modelling Approach Philip Stier
Berichte zur Erdsystemforschung Nr.10 März 2005	Validation of the hydrological cycle of ERA40 Stefan Hagemann, Klaus Arpe and Lennart Bengtsson
Berichte zur Erdsystemforschung Nr.11 Februar 2005	Tropical Pacific/Atlantic Climate Variability and the Subtropical-Tropical Cells Katja Lohmann
Berichte zur Erdsystemforschung Nr.12 Juli 2005	Sea Ice Export through Fram Strait: Variability and Interactions with Climate- Torben Königk
Berichte zur Erdsystemforschung Nr.13 August 2005	Global oceanic heat and fresh water forcing datasets based on ERA-40 and ERA-15 Frank Röske

MPI-Examensarbeit-Referenz:

Examensarbeit Nr. 1-82 bei Bedarf bitte anfragen:
MPI für Meteorologie, Abtlg.: PR, Bundesstr. 53, 20146 Hamburg

MPI-Report-Referenz:

MPI-Report Nr. 1-351 bei Bedarf bitte anfragen:
MPI für Meteorologie, Abtlg.: PR, Bundesstr. 53, 20146 Hamburg

**Berichte zur
Erdsystemforschung Nr.14**
August 2005

**The Hamburg Ocean Carbon Cycle Model
HAMOCC5.1 - Technical Description Release 1.1**
Ernst Maier-Reimer, Iris Kriest, Joachim Segsneider,
Patrick Wetzel

**Berichte zur
Erdsystemforschung Nr.15**
Juli 2005

**Long-range Atmospheric Transport and Total
Environmental Fate of Persistent Organic Pollutants
- A Study using a General Circulation Model**
Semeena Valiyaveetil Shamsudheen

**Berichte zur
Erdsystemforschung Nr.16**
Oktober 2005

**Aerosol Indirect Effect in the Thermal Spectral
Range as Seen from Satellites**
Abhay Devasthale

**Berichte zur
Erdsystemforschung Nr.17**
Dezember 2005

**Interactions between Climate and Land Cover
Changes**
Xuefeng Cui

**Berichte zur
Erdsystemforschung Nr.18**
Januar 2006

**Rauchpartikel in der Atmosphäre: Modellstudien am
Beispiel indonesischer Brände**
Bärbel Langmann

**Berichte zur
Erdsystemforschung Nr.19**
Februar 2006

**DMS cycle in the ocean-atmosphere system and its
response to anthropogenic perturbations**
Silvia Kloster

**Berichte zur
Erdsystemforschung Nr.20**
Februar 2006

Held-Suarez Test with ECHAM5
Hui Wan, Marco A. Giorgetta, Luca Bonaventura

**Berichte zur
Erdsystemforschung Nr.21**
Februar 2006

**Assessing the Agricultural System and the Carbon
Cycle under Climate Change in Europe using a
Dynamic Global Vegetation Model**
Luca Criscuolo

