

Dämpfungskorrektur im Überlappbereich zweier Dual-Pol-Radare (X-Band und C-Band)

Bachelorarbeit in
Meteorologie und Klimaphysik
von

Niklas Weber

November 2025



INSTITUT FÜR METEOROLOGIE UND KLIMAFORSCHUNG
KARLSRUHER INSTITUT FÜR TECHNOLOGIE (KIT)

Erstgutachter:
Zweitgutachter:

Prof. Dr. M. Kunz
Dr. J. Handwerker



*This document is licenced under the Creative Commons
Attribution-ShareAlike 4.0 International Licence.*

Zusammenfassung

Durch den Einsatz polarimetrischer Niederschlagsradare kann die gemessene Propagationsphasenverschiebung Φ_{dp} verwendet werden, um die durch Extinktion der Radarstrahlung an Hydrometeoren verursachte Dämpfung eines Radarstrahls unabhängig von der Reflektivität zu bestimmen. In vielen Korrekturverfahren wird zwischen der spezifischen Dämpfung A und der lokalen Änderung von Φ_{dp} (K_{dp}) eine lineare Beziehung $A = \alpha K_{dp}$ angenommen (Bringi et al., 1990). Der entsprechende Proportionalitätsfaktor α wird als Dämpfungskoeffizient bezeichnet. Unter Verwendung des auf dieser Beziehung basierenden ZPHI-Korrekturalgorithmus (Testud et al., 2000), wird in dieser Arbeit das Verhalten des Dämpfungskoeffizienten α für Messungen eines X-Band Radars untersucht. Ein besonderer Fokus wird dabei auf Unterschiede zwischen stratiformen und konvektiven Niederschlagsgebieten, sowie zwischen festen und flüssigen Hydrometeoren gelegt.

Die Messdaten stammen vom Einsatz eines X-Band Radars in der Swabian MOSES 2023 Messkampagne aus dem Sommer 2023. Im Rahmen dessen wurde es an der Ostflanke des südlichen Schwarzwalds positioniert. Innerhalb des Messzeitraums konnte eine große Bandbreite an Niederschlagsereignissen konvektiver und stratiformer Art gemessen werden.

Eine Evaluation der Dämpfungskorrektur erfolgt durch einen Vergleich mit Reflektivitätsmessungen eines auf dem Feldberg im Schwarzwald stehenden C-Band Radars innerhalb des Überlappbereichs beider Radargeräte. Es wird ein Verfahren vorgestellt, anhand dessen aus Vergleichswerten der Reflektivität der Wert des Dämpfungskoeffizienten berechnet werden kann, für den sich die größte Übereinstimmung zwischen der korrigierten Reflektivität des X-Band Radars und der Reflektivität des C-Band Radars ergibt (optimaler Dämpfungskoeffizient α_{opt}).

Anhand einzelner ausgewählter Tage wird die Dämpfungskorrektur in Abhängigkeit von der Höhe der Nullgradgrenze für verschiedene Höhenschichten getrennt betrachtet. Daraus ergeben sich spezifische Werte von α_{opt} für die Regen-, Schmelz- und Schneezone.

Innerhalb der Regenzone kann eine große Variabilität des optimalen Dämpfungskoeffizienten festgestellt werden, die zum Teil auch über den von Bringi et al. (2007) angegebenen Variationsbereich hinaus geht. Mithilfe einer Überprüfung des Tropfenspektrums anhand von im Überlappbereich positionierten Parsivel-Disdrometern lässt sich ein Wachstum des optimalen Dämpfungskoeffizienten mit dem charakteristischen Tropfendurchmesser D_0 erkennen.

In der Schneezone ergeben sich für alle betrachteten Tage Werte von α_{opt} nahe 0, woraus sich erschließen lässt, dass feste Hydrometeore nur einen vernachlässigbar kleinen Teil zur Dämpfung beitragen.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Grundlagen	5
2.1	Grundlagen der Radarmessung	5
2.2	Polarimetrische Messgrößen	10
2.3	Möglichkeiten der Dämpfungskorrektur	13
2.4	Dämpfung durch verschiedene Hydrometeore	17
3	Daten und Methoden	21
3.1	Verwendete Datensätze	21
3.1.1	Radargeräte	22
3.1.2	Radiosonden	23
3.1.3	Parsivel-Disdrometer	24
3.2	Datenauswahl	25
3.3	Anwendung der Dämpfungskorrektur	26
3.4	Vergleich von X- und C-Band Radar	28
3.4.1	Verfahren zur Bestimmung des optimalen Dämpfungskoeffizienten . . .	28
3.4.2	Offset-Kalibration des X-Band Radars	32
3.5	Unterscheidung nach Niederschlagsregime	33
3.6	Unterscheidung nach Hydrometeorarten	35
4	Ergebnisse und Diskussion	39
4.1	Bestimmung des optimalen Dämpfungskoeffizienten nach Niederschlagsregime .	39
4.2	Höhenprofile von Dämpfungsgrößen	44
4.3	Bestimmung des optimalen Dämpfungskoeffizienten nach Hydrometeorart	46
4.3.1	Regenzone	47
4.3.2	Schmelzzone	50
4.3.3	Schneezone	52
5	Zusammenfassung und Fazit	55
	Literaturverzeichnis	58
A	Anhang	61

1 Einleitung

Das Niederschlagsradar ist von großer Bedeutung für die Niederschlagsmessung, da es durch die große Reichweite bei gleichzeitig hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung die dreidimensionale Struktur großflächiger Niederschlagssysteme erfassen kann. Radare spielen zum Beispiel eine wichtige Rolle bei der Identifikation von Niederschlagsereignissen, der zeitlichen Extrapolation von Gewitterzugbahnen („Nowcasting“) und der Verifikation von numerischen Wettermodellen (Hagen, 2013).

Zur Niederschlagsmessung sendet ein Radar elektromagnetische Pulse im Mikrowellenbereich, die an Niederschlagsteilchen (Hydrometeoren) gestreut und daraufhin zu einem kleinen Teil wieder durch das Radar detektiert werden. Anhand der Amplitude des rückgestreuten Signals lässt sich der Radarreflektivitätsfaktor Z bestimmen, aus dem wiederum mithilfe einer geeigneten Z - R -Beziehung die Regenrate R abgeschätzt werden kann. Je nach verwendeter Frequenz eines Radars wird zwischen S-Band (~ 3 GHz), C-Band ($\sim 5,6$ GHz) und X-Band ($\sim 9,4$ GHz) unterschieden.

Für einen einzigen Puls erfolgt die Wertaufnahme in mehreren zeitlichen Abständen zum Sendepuls (zeitliche Auflösung τ), was einer radialen Auflösung von $\Delta r = (c\tau)/2$ entspricht, wobei c die Lichtgeschwindigkeit in Luft bezeichnet. Dies liefert ein Abstandsprofil der Reflektivität $Z(r)$ entlang des jeweiligen Radarstrahls.

Die Genauigkeit der Reflektivitätsmessung leidet durch die Dämpfung der Radarstrahlung während der Propagation durch Niederschlagsgebiete. Diese entsteht durch Absorption und Streuung der Radarstrahlung an Hydrometeoren, wodurch ein Radarpuls mit zunehmendem Abstand zum Radar an Energie verliert. Dieser Effekt tritt bei Hin- und Rückweg der Radarstrahlung auf. Die Stärke der Dämpfung wächst mit zunehmender Frequenz der verwendeten Radarstrahlung. Im Beispiel eines homogenen Niederschlagsgebiets mit gleichen Niederschlagseigenschaften entlang eines Abstandsprofils, sinkt aufgrund der Dämpfung die gemessene Reflektivität mit wachsendem Abstand zum Radar. Dies hat eine systematische Unterschätzung der vom Radar berechneten Reflektivität zur Folge. Zudem sinkt durch die Dämpfung die Signalqualität, da das tatsächliche Rückstreusignal bei einer kleineren Amplitude schlechter von Störsignalen unterschieden werden kann. Dies ist vor allem bei sehr starken, durch konvektive Zellen ausgelösten Dämpfungen ein Problem. Dementsprechend wächst auch die Unsicherheit bei der Reflektivitätsmessung, wodurch die Niederschlagsstruktur durch das Radar schlechter erfasst wird.

Eine Fehleinschätzung der Reflektivität führt im Endeffekt zu einer Fehleinschätzung der Regenrate. Diese ist besonders bei Schwergewitterlagen von großer Bedeutung für die Bestimmung der

Intensität von Gewitterzellen, auf deren Basis entsprechende Warnmeldungen an die Bevölkerung ausgegeben werden. Eine Unterschätzung der Regenrate durch das Radar kann somit im schlimmsten Fall zu einer unzureichenden Warnung führen. Zudem ist eine großflächige und hochaufgelöste Analyse der bereits gefallenen Niederschlagshöhe nur anhand von Radarmessungen möglich (z.B. QPE-Verfahren des DWD). Eine Unterschätzung der Reflektivität hätte somit auch in diesem Zusammenhang eine Fehleinschätzung der Niederschlagshöhe zur Folge.

Das Problem der Dämpfung kann besonders im Fall von eng begrenzten, konvektiven Niederschlagsgebieten durch die Verwendung mehrerer Radargeräte an unterschiedlichen Standpunkten umgangen werden. Liegt eine Gewitterzelle innerhalb des Überlappbereichs mehrerer Radare, wird es in den allermeisten Fällen mindestens ein Radar geben, das diese Zelle unter einem ungedämpften Winkel sieht. Dieses Prinzip wird zum Beispiel innerhalb des Radarverbunds des Deutschen Wetterdienstes (DWD) angewendet.

Im Fall eines Radarausfalls oder bei der Verwendung eines einzelnen Radargeräts in entlegenen Regionen ohne vollständige Radarabdeckung ist jedoch eine Korrektur der Dämpfung sinnvoll. Aufgrund der Wellenlängenabhängigkeit der Dämpfung gilt dies besonders für X- und C-Band Radare.

Da die auftretende Dämpfung räumlich und zeitlich extrem variabel ist, kann diese nicht durch eine einfache Kalibration entfernt werden, sondern muss für jeden Gitterpunkt des Radars zu jedem Zeitpunkt anhand der zur Verfügung stehenden Messgrößen neu bestimmt werden. Eine entsprechende Dämpfungskorrektur ist für nicht-polarimetrische Radare nur sehr begrenzt möglich, da die auftretende Dämpfung nur anhand der Reflektivität als einziger zur Verfügung stehenden Messgröße abgeleitet werden kann. Da allerdings eine entsprechende Beziehung zwischen beiden Größen nicht eindeutig ist und zudem die Reflektivität selbst von Dämpfung betroffen ist, sind entsprechende Korrekturalgorithmen instabil.

Bei der Verwendung eines polarimetrischen Radars stehen hingegen zusätzlich zur Reflektivität mehrere polarimetrische Messgrößen zur Verfügung. Die Dämpfung kann so mithilfe der differentiellen Ausbreitungsphase Φ_{dp} abgeschätzt werden (Bringi et al., 1990). Diese Größe bezeichnet die Phasenverschiebung zwischen einem horizontal und einem vertikal polarisierten Anteil der Radarstrahlung. Durchquert die Radarstrahlung ein Niederschlagsgebiet, wächst Φ_{dp} mit zunehmendem Abstand zum Radar, was durch die abgeplattete Form von Regentropfen zu begründen ist. Diese Zunahme von Φ_{dp} wird durch dessen radiale Ableitung K_{dp} [$^{\circ}/\text{km}$] beschrieben. Diese Größe ist selbst nicht von Dämpfung betroffen und kann damit zur Stabilisierung eines Korrekturalgorithmus verwendet werden. Die Dämpfung selbst kann durch die Größe der spezifischen Dämpfung A [dB/km] beschrieben werden, die angibt mit welcher Rate die gemessene Reflektivität entlang eines Abstandsprofils bei gleichbleibenden Niederschlagsbedingungen abnimmt. Zwischen der spezifischen Dämpfung A und K_{dp} wird eine lineare Beziehung mit einem Proportionalitätsfaktor α angenommen. Eine große Aufgabe dieser Arbeit ist die Untersuchung der Variabilität dieses Faktors α in Abhängigkeit vom vorliegenden Niederschlagsregime sowie von der Art der Hydrometeore.

Etwaige Dämpfungskorrekturen werden ausschließlich mithilfe des ZPHI-Algorithmus von Testud et al. (2000) durchgeführt, der auf dieser linearen $A-K_{dp}$ -Beziehung basiert.

Eine gute Gelegenheit ein solches Verfahren zur Dämpfungskorrektur zu testen, ergab sich durch die Messkampagne „Swabian MOSES 2023“, die im Sommer des Jahres 2023 in der Umgebung des südlichen Schwarzwalds durchgeführt wurde. Ziel der Messkampagne war unter anderem die Untersuchung des orographisch bedingten Auslösemechanismus von Konvektion (Handwerker et al., 2025). Dieser Sommer bot eine große Zahl an Niederschlagsereignissen im konvektiven und stratiformen Spektrum, die während der Messkampagne detektiert wurden.

Für den Zeitraum von Mitte Juli bis Mitte September wurde im Rahmen dieser Messkampagne ein mobiles polarimetrisches X-Band Radar in einer Entfernung von etwa 25 km zu einem C-Band Radar aufgestellt. Dieses C-Band Radar befindet sich auf dem Gipfel des Feldbergs im Schwarzwald und ist eines der 17 operationellen Radargeräte im Radarverbund des DWD.

Durch den kleinen Abstand beider Radare ergibt sich ein dementsprechend großer Überlappbereich. Das ermöglicht die Validierung der am X-Band Radar durchgeführten Dämpfungskorrektur anhand von Vergleichswerten der Reflektivität am C-Band Radar.

Das C-Band Radar ist aufgrund der kleineren Sendefrequenz weniger von Dämpfung betroffen als das X-Band Radar. Zudem wurden die Datensätze dieses Radars bereits DWD-intern auf Qualität geprüft und korrigiert, was unter anderem eine Dämpfungskorrektur beinhaltet, die mit einer etwas weiter entwickelten Version des in dieser Arbeit verwendeten ZPHI-Algorithmus durchgeführt wird. Jedoch ist eine solche Dämpfungskorrektur niemals perfekt und hängt stark vom Dämpfungspfad ab, der sich bei der Betrachtung eines festen Punktes im Überlappbereich zwischen den Radaren unterscheidet. Zudem kann für den Streuprozess an Hydrometeoren, die eine bestimmte Größe überschreiten, die Rayleigh-Näherung nicht mehr angewendet werden. Dies führt zu einer Wellenlängenabhängigkeit der Streuung, die einen Vergleich der Reflektivität zwischen X- und C-Band Radar erschwert. Für diese Arbeit werden die vom DWD korrigierten Messungen des C-Band Radars jedoch als „die Wahrheit“ betrachtet. Untersucht wird, wie gut die Messungen des X-Band Radars im Vergleich dazu korrigiert werden können.

Um den bestmöglichen Dämpfungskoeffizienten α_{opt} zu finden, wird die Dämpfungskorrektur des X-Band Radars mit verschiedenen Werten von α durchgeführt. Für den Fall, dass kein dämpfungs-unabhängiger Offset zwischen X- und C-Band Radar existiert, liegt der bestmögliche Wert des Dämpfungskoeffizienten genau dort, wo der Bias zwischen der korrigierten Reflektivität und den Vergleichswerten des C-Band Radars verschwindet. Die Wahl eines zu großen Wertes führt zu einer Überkorrektur der Reflektivität, ein zu kleiner Wert zu einer Unterkorrektur.

Dieses Verfahren wird für einzelne Tage, bestimmte Niederschlagsregime, sowie einzelne Höhengschichten in Abhängigkeit der dort vorhandenen Phase von Hydrometeoren angewendet. Ziel ist es, ein Muster im Verhalten des Dämpfungskoeffizienten α_{opt} für verschiedene Situationen zu finden und dadurch die Dämpfungskorrektur anpassungsfähiger zu machen.

2 Grundlagen

Dieses Kapitel stellt die physikalischen Grundlagen der Niederschlagsmessung mithilfe eines Radars dar. Ein besonderer Fokus wird dabei auf das Problem der Dämpfung durch Absorption und Streuung der Radarstrahlung an Niederschlagsteilchen (Hydrometeore) gelegt. Unter Ausnutzung der zusätzlichen Messmöglichkeiten eines Dual-Pol-Radars wurden Korrekturalgorithmen entwickelt, um das tatsächliche Reflektivitätsprofil zu rekonstruieren. Eine große Rolle in dieser Arbeit spielt dabei der ZPHI-Algorithmus, der im dritten Abschnitt dieses Kapitels vorgestellt wird. Abschließend wird kurz auf das unterschiedliche Dämpfungsverhalten verschiedener Hydrometeore eingegangen, da sich hier teilweise beträchtliche Unterschiede ergeben, die eine sinnvolle und universell einsetzbare Dämpfungskorrektur erschweren.

2.1 Grundlagen der Radarmessung

Das grundlegende Messprinzip eines Niederschlagsradars besteht in der Aussendung elektromagnetischer Strahlung und der darauffolgenden Messung des an Hydrometeoren zurück gestreuten Strahlungsanteils. Dafür sendet ein Radargerät Strahlungspulse der Dauer τ (typischerweise in einer Größenordnung von $1\text{ }\mu\text{s}$) mit Gesamtleistung P_0 im Mikrowellenbereich aus (z.B. C-Band 5,6 GHz, X-Band 9,4 GHz). Bei der Entsendung besitzt ein Puls eine Strahlbreite θ_3 als Azimut- und ϕ_3 als Höhenwinkel. Bei der Ausbreitung verteilt sich die Pulsenergie somit auf ein immer größer werdendes Volumen. Innerhalb dieses Pulsvolumens wird ein kleiner Anteil der Strahlung an einzelnen Hydrometeoren in alle Richtungen gestreut. Ein kleiner Teil dieser gestreuten Strahlung gelangt zurück zum Radar und wird dort detektiert. Die so empfangene Leistung P_r ergibt sich somit aus einer Überlagerung der an vielen einzelnen Hydrometeoren innerhalb des Pulsvolumens gestreuten Strahlung. Aus der Leistung P_r lässt sich der Radarreflektivitätsfaktor Z [m^6/m^3] berechnen, der wiederum ein Proxy für die Niederschlagsintensität R ist. Die Reflektivität Z ist somit keine Punktmessung, sondern spiegelt die mittleren Niederschlagseigenschaften innerhalb des Pulsvolumens wider. Üblicherweise wird der Reflektivitätsfaktor logarithmiert in dBz angegeben und ergibt sich aus $10\log_{10}(Z/Z_0)$ mit $Z_0 = 1\text{ mm}^6/\text{m}^3$.

Während der Propagation des Radarpulses durch die Atmosphäre treten verschiedene Dämpfungseffekte auf. Zum einen wird Strahlung direkt beim Durchdringen des Radoms absorbiert. Außerdem kommt es zur Absorption an Sauerstoff- und Wasserdampfmolekülen in der Luft. Diese Effekte können in einen konstanten, einheitslosen Dämpfungsfaktor l zusammengefasst und durch eine Ka-

libration entfernt werden. Da l einmal für den Hinweg und einmal für den Rückweg berücksichtigt werden muss, gilt somit für die empfangene Leistung:

$$P_r \propto \frac{1}{l^2} P_0 \quad (2.1)$$

Da die Konzentration von Wasserdampf in der Troposphäre sehr variabel ist, wird hierfür ein mittlerer Wert angenommen. Der dadurch verursachte Fehler ist allerdings vernachlässigbar, da der Dämpfungseffekt von Wasserdampf nur sehr klein ist. Abbildung 2.1 zeigt die durch Sauerstoffmoleküle (durchgezogene Linie) und Wasserdampfmoleküle (gestrichelte Linie) beigetragene Dämpfung in Abhängigkeit von der Radarfrequenz. Bei einer Frequenz von 9 GHz ($\sim$ X-Band) sind beide Beiträge kleiner als 0,01 dB/km. Ein größeres Problem ergibt sich durch die Radomdämpfung. Je nach Feuchte auf dem Radom, zum Beispiel nach einem Regenschauer, kann sich diese Dämpfung unterscheiden, was im Endeffekt zu einem Kalibrationsfehler der berechneten Reflektivität führt.

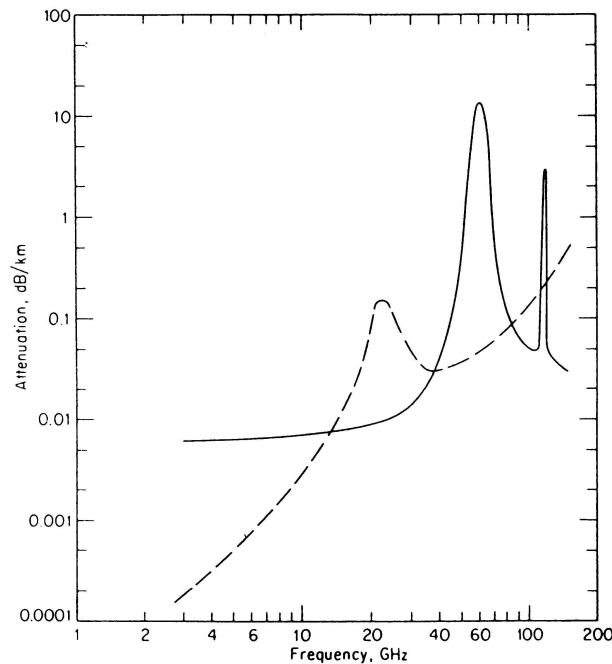


Abbildung 2.1: Frequenzabhängigkeit der Dämpfung durch Sauerstoff (durchgezogene Linie) und durch Wasserdampf (gestrichelte Linie). Es wurde eine Wasserdampfdichte von $7,5 \text{ g/m}^3$ und Standardatmosphärendruck angenommen (Sauvegeot, 1992)

Den größten Beitrag zur Dämpfung verursachen die vom Radarpuls erfassten Hydrometeore. Dieser Anteil der Dämpfung wird durch den Faktor l_N berücksichtigt. Allerdings ist l_N räumlich und zeitlich genauso variabel wie die Reflektivität selbst und kann daher nicht a priori festgelegt werden.

Die gemessene Reflektivität ist abhängig vom mittleren Streuquerschnitt der Hydrometeore innerhalb des Pulsvolumens. Der volumenspezifische Streuquerschnitt η (Einheit: m^2/m^3) entlang eines

Abstandsprofils kann mithilfe der sogenannten Radar-Gleichung für Volumenstreuer berechnet werden (vgl. Blahak, 2005, S. 32):

$$P_r(r) = P_0 C^* \frac{1}{l^2 l_N^2(r)} \frac{c\tau}{2r^2} \frac{\pi\phi_3\theta_3}{8\ln(2)} \eta(r) \quad (2.2)$$

Die durch Niederschlag verursachte Dämpfung l_N wird bei der Berechnung der Reflektivität durch die Radarsoftware vernachlässigt. Daher ist eine nachträgliche Korrektur notwendig. Die Radar-Gleichung (2.2) lässt sich demnach zusammenfassen zu:

$$P_r(r) = \frac{C \eta(r)}{r^2} \quad \text{mit} \quad C = \frac{P_t C^* c\tau \pi\phi_3\theta_3}{16\ln(2) l^2} = \text{const} \quad (2.3)$$

Der Streuquerschnitt kann auch theoretisch anhand der Tropfengrößenverteilung $N(D)$ [$1/(\text{m}^4)$] (DSD, englisch: „drop size distribution“) abgeleitet werden. Die DSD gibt dabei die Anzahldichte an Tropfen in Abhängigkeit vom Durchmesser D an. Der Streuquerschnitt η ergibt sich in der Rayleigh-Näherung aus dem 6. Moment der im Pulsvolumen vorliegenden DSD. Die Rayleigh-Näherung ist anwendbar falls der Tropfendurchmesser D klein gegenüber der Wellenlänge des Radars ist ($D \ll \lambda$). Zudem ist η abhängig von den elektrischen Eigenschaften der Hydrometeore. Unter Annahme von flüssigen Tropfen mit der elektrischen Permittivität von Wasser $|\epsilon_w| \approx 80$ ergibt sich:

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \int_0^\infty N(D) D^6 dD \quad \text{mit} \quad K = \frac{\epsilon_w - 1}{\epsilon_w + 2} \quad (2.4)$$

Der Reflektivitätsfaktor $Z [\text{m}^6/\text{m}^3]$ ist nun wie folgt definiert:

$$Z = \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K|^2} \eta \quad (2.5)$$

Falls die Rayleigh-Näherung gültig ist und somit η durch (2.4) gegeben ist, gilt in der Folge:

$$Z = \int_0^\infty N(D) D^6 dD \quad (2.6)$$

Damit ist der Reflektivitätsfaktor in Rayleigh-Näherung unabhängig von der verwendeten Wellenlänge. Besonders für große Tropfen ($D > 3 \text{ mm}$ bei X-Band) muss jedoch das kompliziertere Mie-Modell angewendet werden, in dem die $1/\lambda^4$ -Abhängigkeit sowie die D^6 -Abhängigkeit in (2.4) nicht mehr gegeben ist (Bringi et al., 2007, S. 8). Dadurch wird der Reflektivitätsfaktor wellenlängenabhängig und erschwert einen Vergleich der Reflektivität zwischen Radaren mit unterschiedlicher Wellenlänge.

Genau wie für die Reflektivität kann auch für die Dämpfung durch Hydrometeore $l_N(r)$ eine Beziehung zum Tropfenspektrum hergestellt werden. Dafür wird allerdings die Größe der spezifischen Dämpfung A benötigt, die im Folgenden anhand von l_N hergeleitet wird.

Durch Logarithmierung von l_N ergibt sich die integrierte Dämpfung PIA [dB] (englisch: „path integrated attenuation“):

$$PIA(r) = 10 \cdot \log_{10}(l_N(r)) \quad (2.7)$$

An einem Punkt mit Abstand r_0 zum Radar wird die integrierte Dämpfung PIA beeinflusst von Hydrometeoren auf dem Pfad zwischen Radar ($r = 0$) und r_0 . Für eine inhomogene Verteilung der Hydrometeore ändert sich die Stärke der Dämpfung entlang dieses Pfads. Daher ist PIA allgemein als ein Integral über die lokale Größe der spezifischen Dämpfung A [dB/km] definiert. Auch hier sind Hin- und Rückweg durch einen Faktor 2 zu berücksichtigen:

$$PIA(r) = 2 \int_0^{r_0} A(s) ds \quad (2.8)$$

Entlang eines Abstandsprofils gilt für die gemessene Leistung der rückgestreuten Strahlung bei Dämpfung an Hydrometeoren analog zu Gleichung (2.1) $P_r \propto (1/l_N^2)P_0$. Einsetzen von Gleichungen (2.7) und (2.8) ergibt:

$$\begin{aligned} P_r(r) &\propto P_0 \left(10^{\frac{PIA(r)}{10}} \right)^{-1} \\ &= P_0 e^{-\frac{\ln(10)}{10} PIA(r)} \\ &= P_0 e^{-2 \frac{\ln(10)}{10} \int_0^r A(s) ds} \end{aligned} \quad (2.9)$$

Maßgeblich für die Größe der spezifischen Dämpfung A ist der Extinktionsquerschnitt σ_{ext} . Dieser setzt sich additiv zusammen aus dem Streuquerschnitt σ_s und dem Absorptionsquerschnitt σ_a . Da der Absorptionsquerschnitt im Gegensatz zum Streuquerschnitt nur mit der dritten Potenz in D wächst, überwiegt in der Rayleigh-Näherung ($D \ll \lambda$) der Absorptionsquerschnitt. Für den Extinktionsquerschnitt eines kugelförmigen Tropfens ergibt sich dadurch in Rayleigh-Näherung (Bringi and Chandrasekar, 2001, S. 18):

$$\sigma_{\text{ext}} \approx \sigma_a = \frac{18\pi}{\lambda} \frac{\epsilon_w''}{|\epsilon_w + 2|^2} \frac{\pi}{6} D^3 \quad (2.10)$$

Dabei ist $\epsilon_w = \epsilon'_w - i\epsilon''_w$ die (komplexwertige) relative Permittivität von Flüssigwasser. Diese ist frequenz- und temperaturabhängig.

Die spezifische Dämpfung ergibt sich aus dem mit dem Tropfenspektrum gewichteten Extinktionsquerschnitt (Bringi and Chandrasekar, 2001, S. 490):

$$\begin{aligned} A &= \frac{10}{\ln(10)} \cdot \int_0^\infty \sigma_{\text{ext}}(D) N(D) dD \\ &= \frac{10}{\ln(10)} \frac{18\pi}{\lambda} \frac{\epsilon''_w}{|\epsilon_w + 2|^2} \int_0^\infty \frac{\pi}{6} D^3 N(D) dD \end{aligned} \quad (2.11)$$

Somit ist die spezifische Dämpfung in Rayleigh-Näherung proportional zum dritten Moment der DSD. Ebenfalls proportional zum dritten Moment der DSD ist der Flüssigwassergehalt $W [\text{kg}/\text{m}^3]$:

$$W = \frac{\pi}{6} \rho_w \int_0^\infty D^3 N(D) dD \quad (2.12)$$

Dabei ist $\rho_w = 10^3 \text{ kg}/\text{m}^3$ die Dichte von Wasser. Einsetzen in Gleichung (2.11) ergibt:

$$A = \frac{10}{\ln(10)} \frac{18\pi}{\lambda} \frac{\epsilon''_w}{|\epsilon_w + 2|^2} \frac{W}{\rho_w} \quad (2.13)$$

Gleichungen (2.11) und (2.13) ergeben also eine inverse Wellenlängenabhängigkeit der spezifischen Dämpfung. Eine besonders große Dämpfung tritt dementsprechend für kleine Wellenlängen auf (z.B. X-Band). Außerdem ist die Dämpfung in Rayleigh-Näherung innerhalb eines Niederschlagsgebiets nach Gleichung (2.13) proportional zum Flüssigwassergehalt.

Allerdings ist die Rayleigh-Bedingung für den Extinktionsquerschnitt deutlich restriktiver als für den Streuquerschnitt. Die Annahme von (2.10) ist nur gut für Tropfen mit $D < \lambda/100$, was für X-Band etwa 0.3 mm entspricht (Blahak, 2005, S. 65). Da die allermeisten Tropfen größer sind, muss für die Bestimmung von σ_{ext} das Mie-Modell verwendet werden. Ein Fit der Form $\sigma_{\text{ext}} = CD^n$ ergibt unter Verwendung der Mie-Koeffizienten Werte des Exponenten n im Bereich zwischen 3,5 und 4,9 (Bringi and Chandrasekar, 2001, S. 490). Der Variationsbereich von n wurde durch Variation von Wellenlänge und Tropfenspektrum erzeugt. Große Werte von n werden bei der Verwendung kleiner Wellenlängen und großer Tropfen erreicht. Damit ist der Extinktionsquerschnitt in etwa proportional zum 4. Moment der DSD.

2.2 Polarimetrische Messgrößen

Da die gemessene Radarreflektivität Z und die spezifische Dämpfung A durch unterschiedliche Momente der DSD bestimmt werden, ist es nicht möglich, eine eindeutige physikalische Beziehung zwischen diesen beiden Größen ohne Kenntnis der DSD aufzustellen. Es wäre daher von Vorteil, wenn die Dämpfung unabhängig von Z bestimmt werden könnte.

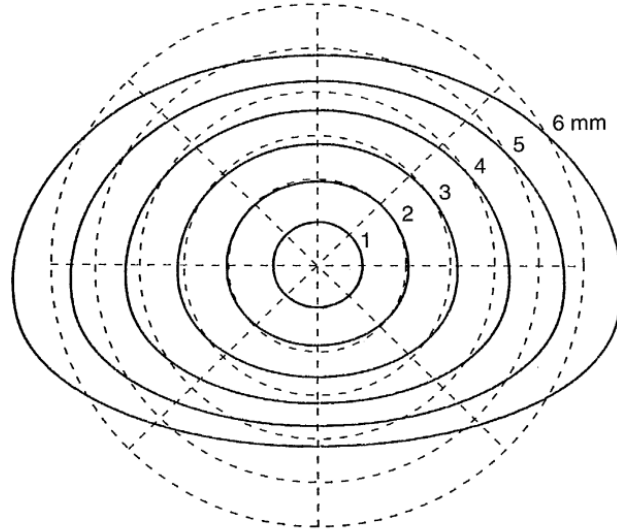


Abbildung 2.2: Tropfenformen für volumenäquivalente Tropfendurchmesser von 1 – 6 mm (Bringi and Chandrasekar, 2001, S. 381)

Dafür kann man sich die typische Form von Regentropfen zunutze machen. Diese wird durch ein Kräftegleichgewicht an der Tropfenoberfläche zwischen Auftriebskraft, Oberflächenspannung und Reibungskraft bestimmt (Bringi and Chandrasekar, 2001, S. 379). Mit wachsendem Tropfendurchmesser nehmen Regentropfen dadurch eine zunehmend oblate Form an (vgl. Abbildung 2.2). Das Verhältnis von großer Halbachse a und kleiner Halbachse b kann dabei durch den volumenäquivalenten Durchmesser D parametrisiert werden. Dieser gibt den Durchmesser an, den ein kugelförmiger Tropfen mit dem gleichen Volumen hätte. Zwischen Achsenverhältnis und Tropfendurchmesser wird eine lineare Beziehung angenommen:

$$\frac{b}{a} = 1 - \gamma D \quad (2.14)$$

Für die Steigung γ ergibt sich auf Basis eines Fits von Pruppacher und Beard (1970) für Tropfendurchmesser zwischen 1 mm und 9 mm ein Wert von $0,062 \text{ mm}^{-1}$.

Mithilfe eines Dual-Pol Radars ist zusätzlich zur reinen Reflektivitätsmessung auch eine Aussage über die Tropfenform möglich. Dafür verwenden diese Radare anstelle einer einzigen Polarisations-ebene zwei orthogonal zueinander (vertikal und horizontal) polarisierte Pulse. Bei einer Elevation von 0° ist die Polarisation der vertikal polarisierten Welle genau parallel zur Richtung der Schwer-

kraft orientiert, die der horizontal polarisierten Welle entsprechend parallel zur Meeresoberfläche. Die rückgestreuten Signale werden getrennt voneinander gemessen und liefern die Reflektivitäten Z_h und Z_v . Dabei gilt $Z_h > Z_v$, da Z_h nach Gleichung (2.6) durch die in Polarisationsrichtung liegende große Halbachse a als Tropfendurchmesser bestimmt wird, während Z_v durch die kleine Halbachse b bestimmt wird.

Die oblate Tropfenform hat im Bezug auf die Polarisationsrichtung noch einen weiteren Effekt. Diese hat in horizontaler und vertikaler Polarisationsrichtung unterschiedliche Brechungsindizes n_h und n_v zur Folge, wobei $n_h > n_v$. Daraus ergeben sich entsprechend unterschiedliche Phasengeschwindigkeiten c_h und c_v . Jeder Regentropfen führt also zu einer Phasenverschiebung zwischen beiden Polarisationsrichtungen, die sich über die Länge eines Radarstrahls hinweg aufsummiert. Diese Phasenverschiebung nennt sich „Ausbreitungsphasenverschiebung“, wird aber aus Praktikabilitätsgründen im Folgenden als Φ_{dp} bezeichnet. Φ_{dp} wird somit durch den gesamten Propagationsspfad der Radarstrahlung bestimmt und ist damit eine integrale Größe. Insbesondere ist Φ_{dp} aufgrund der oblaten Tropfenform monoton steigend (Bringi et al., 2007, S. 22f). Die Ableitung von Φ_{dp} entlang eines solchen Pfades liefert die lokale Größe K_{dp} [$^{\circ}/m$]:

$$K_{dp}(r) = \frac{1}{2} \frac{\partial \Phi_{dp}}{\partial r} \quad (2.15)$$

In intensiven Niederschlagsgebieten können K_{dp} -Werte von einigen Grad pro Kilometer erreicht werden.

Eine direkte Messung von Φ_{dp} anhand der rückgestreuten Strahlung ist allerdings sehr schwierig, da diese durch eine bei Streuung auftretende Rückstreuphasenverschiebung (englisch: „backscatter phase shift“) δ_{co} überlagert wird. Diese Phasenverschiebung tritt vor allem bei besonders großen Streuern außerhalb der Rayleigh-Näherung auf. Da diese Phasenverschiebung nur den Streuprozess betrifft, hat dieser Effekt keine Auswirkungen auf die transmittierte Strahlung. Deshalb ist δ_{co} eine lokale Größe. Die tatsächlich gemessene Phasenverschiebung Ψ_{dp} ergibt sich somit aus (Bringi and Chandrasekar, 2001, S. 178f).

$$\Psi_{dp}(r) = \Phi_{dp}(r) + \delta_{co}(r) \quad (2.16)$$

Ein Beispiel eines Abstandsprofils von Ψ_{dp} und K_{dp} (ohne δ_{co}) innerhalb eines konvektiven Niederschlagsgebiets ist in Abbildung 2.3 zu sehen. Die kleinen Fluktuationen von Ψ_{dp} sind statistischer Natur und hängen von der Homogenität des betrachteten Niederschlagsvolumens ab (Bringi and Chandrasekar, 2001, S. 368f). Um diese abzuschätzen, wird häufig der Parameter ρ_{hv} („kopolare Kreuzpolarisation“) verwendet, der die Korrelation zwischen den h- und v-polarisierten Rückstreusignalen angibt. In Regen ist ρ_{hv} in etwa 1, in Niederschlag mit gemischten Phasen etwas niedriger (Bringi and Chandrasekar, 2001, S. 485ff). Außerdem sorgt ein breites Doppler-Geschwindigkeitsspektrum der Hydrometeore für eine Verringerung der Standardabweichung von

Ψ_{dp} . Dieser Zusammenhang ist in Abbildung 2.4 erkennbar. Die Stärke der Fluktuationen von Ψ_{dp} fällt mit wachsendem ρ_{hv} und wachsender Breite des Dopplerspektrums σ_{vn} .

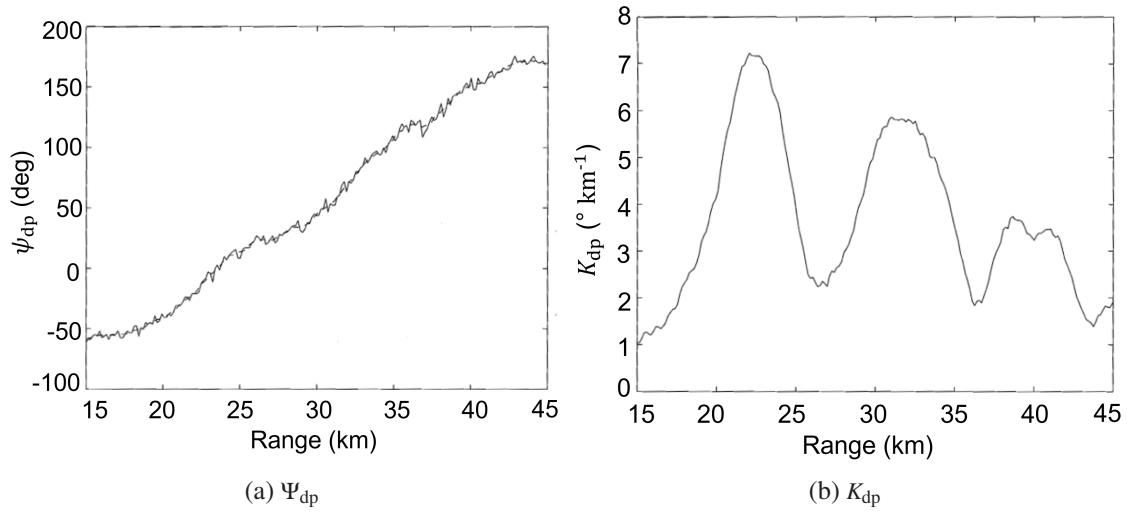


Abbildung 2.3: Abstandsprofil von Ψ_{dp} und K_{dp} innerhalb eines konvektiven Niederschlagsgebiets (Bringi and Chandrasekar, 2001, S. 180)

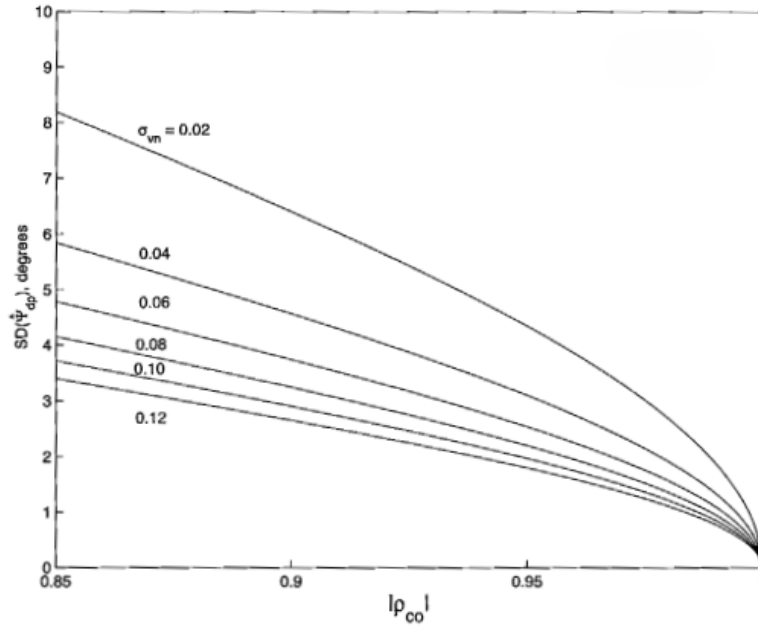


Abbildung 2.4: Abhängigkeit der Standardabweichung von Ψ_{dp} von ρ_{hv} und σ_{vn} . Der auf der x-Achse aufgetragene Parameter $|\rho_{co}|$ ist äquivalent zu ρ_{hv} (Bringi and Chandrasekar, 2001, S. 365)

2.3 Möglichkeiten der Dämpfungskorrektur

Die Dämpfungskorrektur stellt schon seit den ersten Einsätzen von Radaren zur Niederschlagserfassung in den 1950er Jahren eine Herausforderung dar. Ein erster Korrekturalgorithmus wurde 1954 von Hitschfeld and Bordan vorgeschlagen. Polarimetrische Radare standen zu dieser Zeit noch nicht zur Verfügung, weshalb nur auf die gemessene Reflektivität Z zur Abschätzung der spezifischen Dämpfung A zurückgegriffen werden konnte. Dabei wurde eine einfache Potenzbeziehung der Form $A = aZ^b$ mit festen Koeffizienten a und b angenommen. Entlang eines Radarstrahls wird die Reflektivität iterativ Rangegate für Rangegate korrigiert. Durch die Verwendung der bereits korrigierten Reflektivität für die Korrektur der ein Rangegate weiter entfernten Reflektivität, wachsen auftretende Fehler exponentiell an. Dieser erste Algorithmus ist daher instabil. Um das Auftreten unphysikalisch hoher Reflektivitäten zu unterbinden, wurde die maximale Dämpfung generell auf einen festen Wert PIA_0 (meist 10dB) eingeschränkt. Da die Dämpfung aber für verschiedene Azimut- und Höhenwinkel sehr unterschiedlich sein kann und in bestimmten Situationen tatsächlich auch PIA_0 überschreiten kann, ist dieser Ansatz nicht universell anwendbar.

Durch die Verwendung polarimetrischer Radare ergibt sich jedoch eine Möglichkeit, die Dämpfung unabhängig von der Reflektivität abzuschätzen, die zuerst von Bringi et al. (1990) aufgezeigt wurde. Er hat eine lineare Beziehung zwischen der spezifischen Dämpfung A_h und der polarimetrischen Größe K_{dp} angenommen:

$$A_h(r) = \alpha K_{dp}(r) \quad (2.17)$$

Der Koeffizient α nimmt dabei typischerweise mit der Radarfrequenz zu. Für X-Band Radare kann in Regen aus Simulationen und Messungen ein typisches α von 0,25 angenommen werden, wobei Schwankungen im Wertebereich von 0,14 bis 0,6 auftreten (Bringi et al., 2007, S. 41). Eine theoretische Begründung von (2.17) liefert die Betrachtung von K_{dp} in Abhängigkeit vom Tropfenspektrum und findet sich beispielsweise in Bringi et al. (2001). Demnach ist K_{dp} wie folgt durch das Tropfenspektrum bestimmt:

$$K_{dp} = C \left(\frac{180^\circ}{\lambda} \right) \frac{W}{\rho_w} \gamma D_m \quad (2.18)$$

Dabei ist $C \approx 3.75$ eine dimensionslose Konstante, W der Flüssigwassergehalt, ρ_w die Dichte von Wasser und γ die angenommene Steigung der linearen Beziehung zwischen Achsenverhältnis und Tropfendurchmesser (vgl. Gleichung 2.14). D_m ist der mittlere volumenäquivalente Durchmesser der DSD nach Massengewichtung:

$$D_m = \frac{\int_0^\infty D^4 N(D) dD}{\int_0^\infty D^3 N(D) dD} \quad (2.19)$$

Nach (2.18) ist K_{dp} also durch die Beiträge von W und D_m proportional zum 4. Moment der DSD. Wie bereits in Kapitel 2.1 beschrieben, ist auch die spezifische Dämpfung A_h unter Verwendung des Mie-Modells in etwa proportional zum 4. Moment der DSD. Dadurch kann näherungsweise eine lineare Beziehung zwischen A_h und K_{dp} hergestellt werden. Aus einem Fit der Form $A_h = \alpha K_{dp}^b$ wurde, basierend auf Simulationen, einen Wert von $b = 1.02$ für X-Band berechnet (Bringi and Chandrasekar, 2001, S. 494), was die Annahme einer linearen Beziehung rechtfertigt. Nach (2.18) ist α somit durch D_m sensitiv zum vorherrschenden Tropfenspektrum und durch die Temperaturabhängigkeit von ϵ_w (vgl. 2.13) ebenfalls temperaturabhängig. Dadurch kommt der zu Beginn des Abschnitts angegebene relativ breite Wertebereich von α zustande.

Eine Kombination der A-Z-Potenzbeziehung von Hitschfeld and Bordan (1954) mit der linearen A- K_{dp} -Beziehung von Bringi et al. (1990) wird im sogenannten ZPHI-Algorithmus verwendet, der von Testud et al. (2000) vorgeschlagen wurde. Die Dämpfung entlang eines Radarstrahls wird hier adaptiv durch die auftretende Phasenverschiebung Φ_{dp} am Beginn (r_0) und Ende (r_m) des Profils beschränkt. Der Dämpfungskoeffizient α muss dabei im Vorhinein festgelegt werden. Die gesamte über das Profil zu verteilende Dämpfung ergibt sich somit aus:

$$\begin{aligned} \int_{r_0}^{r_m} A(s) ds &= \alpha \int_{r_0}^{r_m} K_{dp} ds \\ &= \frac{\alpha}{2} [\Phi_{dp}(r_m) - \Phi_{dp}(r_0)] \\ &= \frac{\alpha}{2} \Delta\Phi_{dp}(r_0; r_m) \end{aligned} \quad (2.20)$$

Die Berechnung des Dämpfungsprofils zwischen r_0 und r_m erfolgt weiterhin mithilfe der Beziehung $A_h(r) = aZ(r)^b$. Der Exponent b ist von der Temperatur und der DSD unabhängig und beträgt für X-Band 0,78 (Bringi et al., 2007, S. 42). Der Vorfaktor a wird in der weiteren Herleitung eliminiert und ist daher für den ZPHI-Algorithmus nicht relevant. Diese Herleitung findet sich beispielsweise in (Bringi and Chandrasekar, 2001, S. 499ff) und liefert für die Dämpfung $A_h(r)$ in Abhängigkeit von der gemessenen Reflektivität $Z_h(r)$:

$$A_h(r) = \frac{Z_h'(r)^b (10^{0,1(b\alpha)\Delta\Phi_{dp}(r_0; r_m)} - 1)}{I(r_0; r_m) + (10^{0,1(b\alpha)\Delta\Phi_{dp}(r_0; r_m)} - 1)I(r; r_m)} \quad (2.21)$$

Die Funktion $I(r_1; r_2)$ ist dabei wie folgt definiert:

$$I(r_1; r_2) = 2 \frac{\ln(10)}{10} b \int_{r_1}^{r_2} Z'(r)^b dr \quad (2.22)$$

Die gesamte Dämpfung entlang des Abstandsprofils, die sich durch (2.20) ergibt, wird dadurch, gewichtet mit der gemessenen Reflektivität $Z_h'(r)$, entlang des Pfades verteilt. Eine zweite r -Abhängigkeit findet sich im Nenner von (2.21) innerhalb von $I(r; r_m)$. Der Faktor $I(r; r_m)$ nimmt

nach (2.22) mit wachsendem Abstand zum Radar r ab, bis er bei $r = r_m$ zu 0 wird. Da der Term in Klammern in (2.21) für ein positives $\Delta\Phi_{dp}(r_0; r_m)$ (was für ein monoton steigendes Φ_{dp} gegeben ist) ebenfalls positiv ist, wird der gesamte Nenner in (2.21) mit dem Abstand kleiner. Damit wird kompensiert, dass Z'_h mit zunehmendem Abstand zum Radar immer mehr Dämpfung erfährt, wodurch die korrigierte Reflektivität Z_h einen größeren Beitrag zur Gesamtdämpfung leistet als mit Z'_h angenommen. Dadurch gilt für die spezifische Dämpfung A_h entsprechend der angenommenen A-Z-Beziehung: $A_h \propto Z_h^b$.

Nachdem das Dämpfungsprofil $A_h(r)$ mithilfe von (2.21) bestimmt wurde, lässt sich das korrigierte Reflektivitätsprofil $Z_h(r)$ berechnen. Ausgehend von (2.9) und unter Ausnutzung der linearen Beziehung zwischen der rückgestreuten Leistung P_r und der Reflektivität Z ergibt sich:

$$Z'_h = Z_h e^{-2 \frac{\ln(10)}{10} \int_{r_0}^r A_h(s) ds} \quad (2.23)$$

Nach Logarithmierung vereinfacht sich dieser Ausdruck zu:

$$10 \log_{10}[Z_h(r)] = 10 \log_{10}[Z'_h(r)] + 2 \int_{r_0}^r A_h(s) ds \quad (2.24)$$

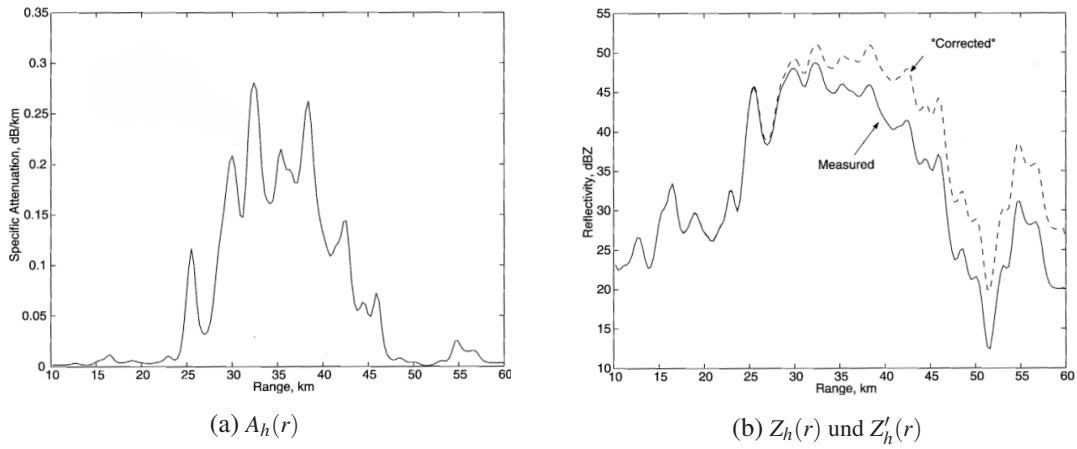


Abbildung 2.5: Beispiel eines mithilfe des ZPHI-Algorithmus korrigierten Reflektivitätsprofils (Bringi and Chandrasekar, 2001, S. 507)

Abbildung 2.5 zeigt ein mit (2.21) berechnetes Abstandsprofil der spezifischen Dämpfung $A_h(r)$ sowie der mit (2.24) korrigierten Reflektivität. Hierbei handelt es sich um ein C-Band Radar, weshalb ein niedrigerer Dämpfungskoeffizient α und ein leicht veränderter Exponent b verwendet wurden. Das Dämpfungsprofil $A_h(r)$ weist dabei eine große Ähnlichkeit zum Profil der korrigierten Reflektivität $Z_h(r)$ auf, da $A_h(r) \propto Z_h(r)^b$.

Ein Problem bei der Anwendung des ZPHI-Algorithmus besteht darin, aus dem gemessenen Ψ_{dp} auf das tatsächliche Φ_{dp} zu schließen. Deshalb muss nach (2.16) die Rückstreuphasenverschiebung δ_{co} aus dem Profil entfernt werden und zusätzlich die in Abschnitt 2.2 angesprochenen Fluktuationen von Φ_{dp} geglättet werden. Dazu wird eine iterative Filtertechnik basierend auf Hubbert and Bringi

(1995) verwendet. Zuerst werden die gemessenen Ψ_{dp} qualitätskontrolliert und „schlechte“ Werte entfernt. Dies betrifft unter anderem extreme Ausreißer und Werte mit zu niedriger Kreuzpolarisation ρ_{hv} . Zwischen den „guten“ Werten wird Ψ_{dp} linear interpoliert. Danach werden die einzelnen Ψ_{dp} -Profile mit einem „moving-average“-Filter der Länge n geglättet, wobei der erste und letzte Wert festgehalten werden. Alle Werte, bei denen sich dadurch eine Abweichung ergibt, die größer als eine festgelegte Grenze (üblicherweise $0,2^\circ$) ist, werden durch den gefilterten Wert ersetzt. Dieser Schritt wird so lange wiederholt, bis es keinen Wert mehr gibt, für den diese Bedingung zutrifft. Das erhaltene Ψ_{dp} -Profil entspricht damit in etwa dem gewünschten Φ_{dp} .

Ein Beispiel für die Anwendung dieser Filtertechnik ist in Abbildung 2.6 zu sehen. In einem Abstand von etwa 48 – 51 km treten erhöhte Werte von δ_{co} auf, was für eine „Ausbeulung“ des Ψ_{dp} -Profils sorgt. Mit jeder Iteration wird ein Teil dieser Abweichung entfernt bis zum Schluss nur noch das monoton steigende Φ_{dp} -Profil übrig bleibt. Bei genauem Hinsehen fällt ein leichter Abfall des gefilterten Ψ_{dp} -Profil am rechten Rand auf. Mit kleinen Rückständen der Rückstreuphase δ_{co} ist also auch im gefilterten Profil noch zu rechnen.

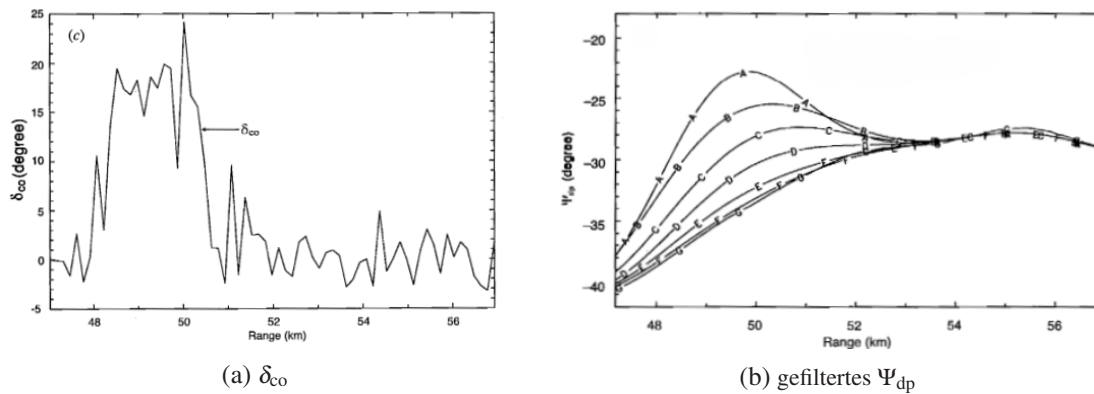


Abbildung 2.6: Glättung eines Ψ_{dp} -Profils mithilfe des iterativen Filteralgorithmus von Hubbert and Bringi (1995) (Bringi and Chandrasekar, 2001, S. 373)

In dieser Arbeit kommt für die Dämpfungskorrektur ausschließlich die klassische ZPHI-Methode zum Einsatz. Trotzdem sind noch einige Weiterentwicklungen dieser Methode erwähnenswert. Die wichtigste hiervon ist vermutlich die IZPHI-Methode von Bringi et al. (2001). Dort wird der Dämpfungskoeffizient α nicht im Vorhinein festgelegt, sondern für jedes einzelne Abstandsprofil neu berechnet. Dafür wird die Dämpfungskorrektur mit verschiedenen Werten von α innerhalb des oben angegebenen Variationsbereichs durchgeführt und mithilfe von (2.15) und (2.17) jeweils ein rekonstruiertes Φ_{dp} -Profil berechnet. Der tatsächlich für dieses Abstandsprofil verwendete Dämpfungsparameter α entspricht dem berechneten Φ_{dp} -Profil, das am besten dem gemessenen Φ_{dp} -Profil entspricht. Die IZPHI-Methode wird beispielsweise für die Radare des DWD operationell eingesetzt.

Andere Modifikationen der ZPHI-Methode erlauben auch Änderungen von α entlang eines Abstandsprofils. Ryzhkov et al. (2006) schlagen eine Verwendung der ZPHI-Methode mit einem konstanten, klimatologischen Dämpfungskoeffizienten α_0 vor, der innerhalb von Gebieten mit besonders großen Tropfen oder Hagel („HotSpots“) um verschiedene Werte $\Delta\alpha$ erhöht wird. Das beste

$\Delta\alpha$ wird analog zum IZPHI-Algorithmus iterativ gefunden. Vulpiani et al. (2008) gehen noch einen Schritt weiter und klassifizieren vor der Korrektur die vorherrschende Niederschlagsart entlang eines Abstandsprofils in vier Kategorien („light rain“, „moderate rain“, „heavy rain“, „large drops“). Für diese vier Niederschlagsregime werden unterschiedliche (aber feste) Werte von α angenommen.

2.4 Dämpfung durch verschiedene Hydrometeore

Hydrometeore in fester Form (Schnee, Graupel, Hagel) unterscheiden sich in ihren Streu- und Absorptionseigenschaften stark von flüssigen Tropfen. Diese Unterschiede stammen unter anderem von verschiedenen dielektrischen Konstanten von Wasser ϵ_w und Eis ϵ_i , unterschiedlichen Dichten ρ_w und ρ_i ($\rho_i < \rho_w$, effektive Dichte hängt bei festen Hydrometeoren zusätzlich von der Luftfüllung ab), verschiedenen Schmelzgraden, sowie unterschiedlichen Fallgeschwindigkeiten (Fabry and Zawadzki, 1995). Die Reflektivität wird allerdings immer unter der Annahme flüssiger Streuer mit dielektrischer Konstante ϵ_w berechnet (vgl. Gleichungen 2.4 und 2.5). Aus diesen Gründen sind Reflektivitätsmessungen zwischen flüssigen und festen Hydrometeoren nur schwer zu vergleichen.

Besonders große Messungen der Reflektivität Z sind häufig in stratiformen Niederschlagsgebieten im sogenannten „bright band“ erkennbar. Dies ist ein mehrere 100m breiter Höhenbereich, der sich durch eine um mehrere dB erhöhte Reflektivität auszeichnet und im Bereich der Nullgradgrenze anzufinden ist. Verursacht wird dies von teilweise geschmolzenen Hydrometeoren, deren Streueigenschaften sich noch einmal von denen trockener, fester Hydrometeore unterscheiden. Zudem bilden sich innerhalb der Schmelzzone durch Koagulation feuchter Schneeflocken besonders große Hydrometeore, die zu einer erhöhten Reflektivität führen. Eine genaue Untersuchung der verursachenden Prozesse findet sich in Fabry and Zawadzki (1995). Ein Querschnitt der Reflektivität durch ein stratiformes Niederschlagsgebiet bei dem ein „bright band“ auftritt, ist in Abbildung 2.7 zu sehen.

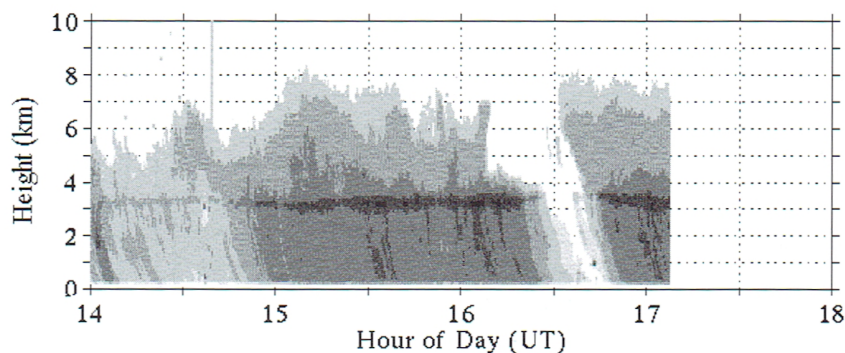


Abbildung 2.7: Zeit-Höhe Querschnitt der Reflektivität eines mit vertikal ausgerichteten 915-MHz-Doppler-Radar erfassten Niederschlagsgebiets. Die Schattierungen entsprechen 10dB-Schritten der Reflektivität, beginnend mit der hellsten Schattierung bei 10dBz (Bringi and Chandrasekar, 2001, S. 475)

Die spezifische Dämpfung A zeigt für feste Hydrometeore durch den Einfluss der Dichte, der elektrischen Permittivität und des Flüssigwassergehalts (vgl. Gleichung 2.13) ebenfalls ein von flüssigen Tropfen verschiedenes Verhalten. Dieses Thema wurde in Kapitel 5 der Doktorarbeit von U. Blahak (Blahak, 2005) anhand von Simulationen mit einem breiten Ensemble an DSDs bei verschiedenen Temperaturen und unter Verwendung des Mie-Modells behandelt. Diese Simulationen beziehen sich auf ein C-Band Radar und sollen die Variabilität der A - Z -Beziehung für verschiedene Hydrometeore untersuchen. Die wichtigsten Ergebnisse werden im Folgenden kurz zusammengefasst.

Für Regentropfen bis zu einer Größe von 6 mm haben Variationen in der spezifischen Dämpfung A aufgrund von Temperatur- und DSD-Variationen in etwa die gleiche Größenordnung von 0 – 0.1 dB/km. Unter Einbeziehung großer Tropfen bis 10 mm steigt die Variabilität jedoch auf bis zu 0.3 dB/km an (siehe Abbildungen 2.8 und 2.9).

Für Hagelkörner lässt sich keine Temperaturabhängigkeit der Dämpfung erkennen. Durch die enorme Bandbreite an Korngrößen ist die Abhängigkeit vom verwendeten Größenspektrum sehr groß. Bei gleicher Reflektivität Z ist die Dämpfung in Hagel insgesamt kleiner als in Regen. Da Hagelereignisse aufgrund ihrer Seltenheit in dieser Arbeit nur eine geringe Rolle spielen, wird auf eine Darstellung analog zu Abbildung 2.8 verzichtet.

Für trockenen Schnee beträgt die Dämpfung nur maximal 0.01 dB/km und ist damit vernachlässigbar klein. Im Gegensatz dazu ergibt sich für schmelzenden Schnee eine sehr große Dämpfung. Für einen Schmelzgrad von 25% beträgt die Dämpfung schon bei einer Reflektivität von 40 dBz im Mittel 0.5 dB/km. Zusätzlich haben Variationen von Temperatur und der DSD Auswirkungen mit einer Größenordnung von bis zu 1 dB/km auf die Dämpfung A (siehe Abbildung 2.10). Für Graupel ergibt sich ein ähnliches Bild (siehe Abbildung 2.11).

Damit variiert die A - Z -Beziehung für schmelzende Hydrometeore, wie sie im Bereich des „bright-bands“ zu finden sind, sehr stark. Zudem verursachen schmelzende Schneeflocken und große Tropfen häufig hohe Werte von δ_{co} (Trömel et al., 2013), was eine Dämpfungskorrektur mit ZPHI-Algorithmus erschwert.

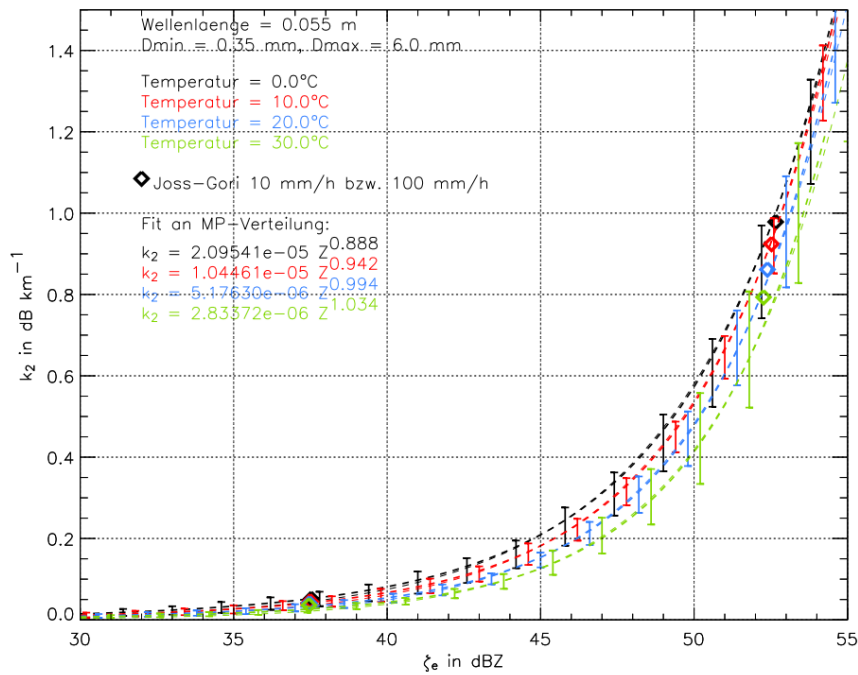


Abbildung 2.8: Berechnete k_2 - Z -Beziehung für Regentropfen bis zu einem Tropfendurchmesser von $D = 6$ mm. k_2 entspricht hier der spezifischen Dämpfung bei Hin- und Rückweg, also $k_2 = 2A$. Farblich gekennzeichnet sind Ergebnisse für verschiedene Temperaturen. Die Fehlerbalken geben die durch das DSD-Ensemble erzeugte Variabilität an (Blahak, 2005, S. 80)

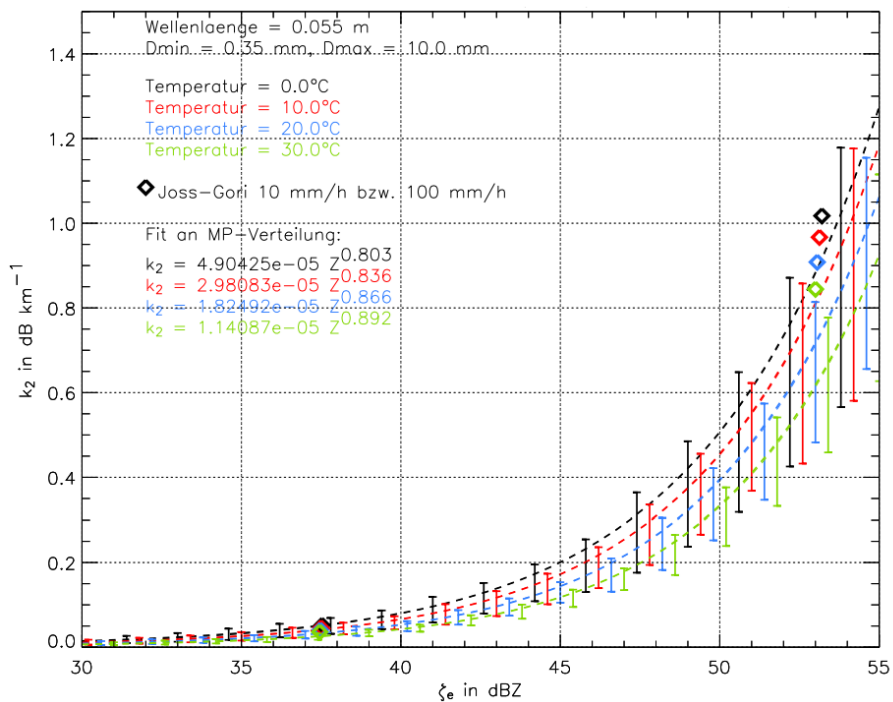


Abbildung 2.9: Berechnete k_2 - Z -Beziehung für Regentropfen bis zu einem Tropfendurchmesser von $D = 10$ mm. Darstellungsweise analog zu Abbildung 2.8 (Blahak, 2005, S. 81)

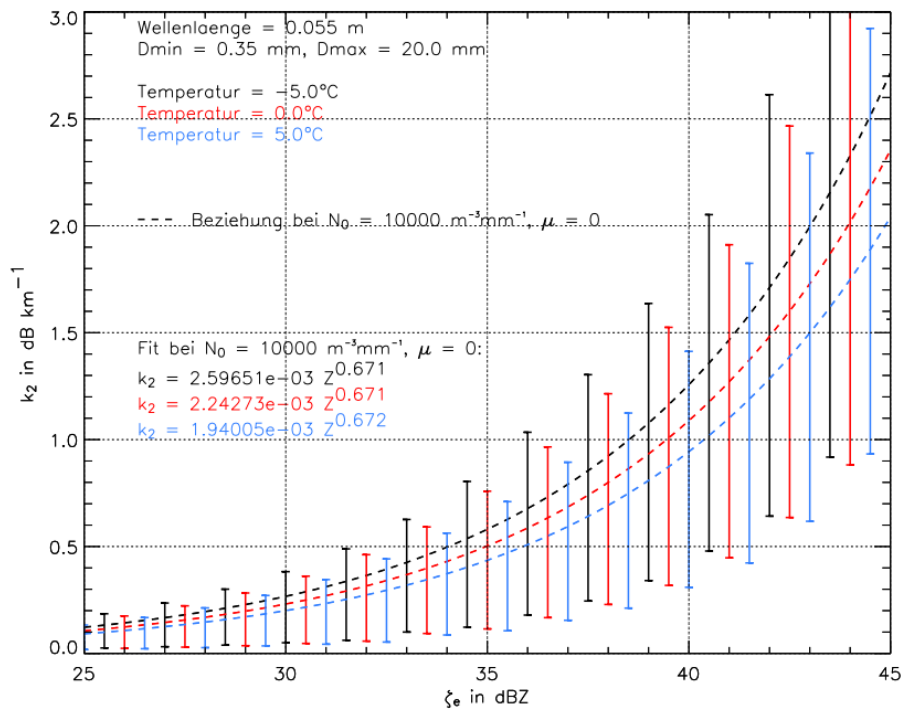


Abbildung 2.10: Berechnete k_2 -Z-Beziehung für schmelzenden Schnee mit einem Schmelzgrad von 25% (Blahak, 2005, S. 107)

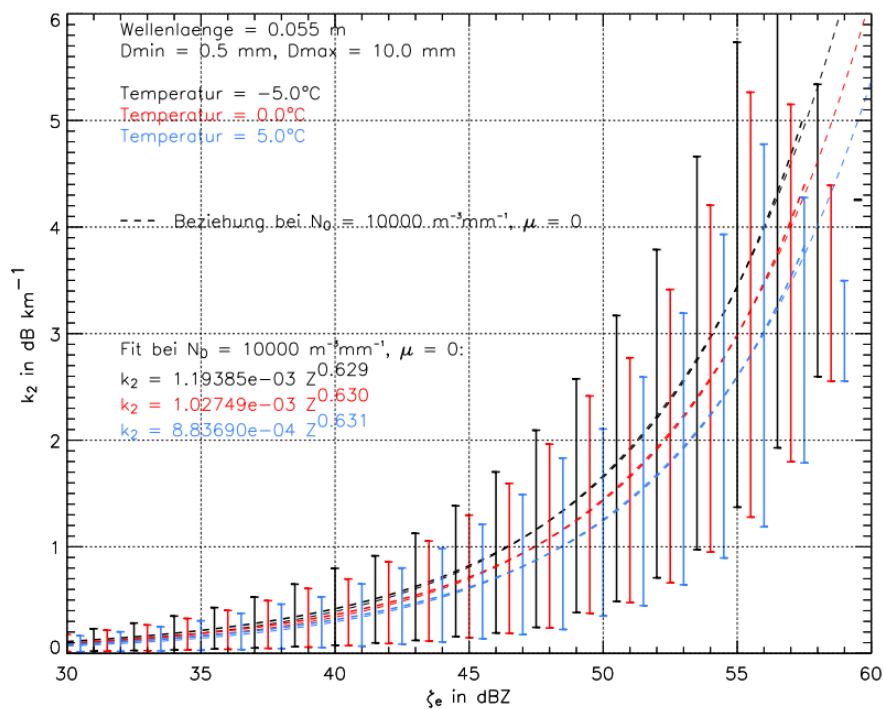


Abbildung 2.11: Berechnete k_2 -Z-Beziehung für schmelzenden Graupel mit einem Schmelzgrad von 25% (Blahak, 2005, S. 103)

3 Daten und Methoden

Dieses Kapitel gibt einen Überblick über den Aufbau und den Verwendungszweck aller für diese Arbeit relevanten Messgeräte und Datensätze (Abschnitt 3.1). Es folgt eine genaue Erläuterung des verwendeten Verfahrens zur Bestimmung des optimalen Dämpfungskoeffizienten α_{opt} (Abschnitte 3.2 bis 3.4). Dies beinhaltet eine Erklärung zur Anwendung und Implementierung des in Kapitel 2.3 vorgestellten ZPHI-Algorithmus, sowie zur Gegenüberstellung der korrigierten Reflektivitätswerte des X-Band Radars mit entsprechenden Vergleichswerten des C-Band Radars.

Um das Verhalten des optimalen Dämpfungskoeffizienten in verschiedenen Niederschlagsregimen zu untersuchen, wird zuerst eine Auswahl an Messzeitpunkten getroffen, in denen Niederschlag mit besonders konvektiven und stratiformen Eigenschaften gemessen wurde, die daraufhin voneinander getrennt untersucht werden. Ein entsprechendes Auswahlverfahren solcher Zeitpunkte wird in Abschnitt 3.5 vorgestellt. Außerdem wird die Auswirkung der vorherrschenden Hydrometeorart auf den optimalen Dämpfungskoeffizienten untersucht. Dafür werden die Radarmessungen anhand ihrer Höhe in drei Zonen eingeteilt: die Regenzone, die Schmelzzone und die Schneezone. Ein Verfahren zur Bestimmung der Lage dieser Zonen, sowie zur getrennten Berechnung des optimalen Dämpfungskoeffizienten wird in Abschnitt 3.6 beschrieben.

3.1 Verwendete Datensätze

Der Einsatzzeitraum des X-Band Radars während der Swabian-MOSES Messkampagne liegt zwischen dem 13. Juli und dem 22. September 2023. Alle in dieser Arbeit verwendeten Datensätze sind daher auf diesen Zeitraum beschränkt.

Neben dem X-Band Radar des IMK und dem C-Band Radar des DWD kamen zwei Parsivel-Distrometer zum Einsatz. Außerdem wurden Temperaturprofile der regelmäßigen Radiosondenaufstiege in Stuttgart verwendet.

Eine Karte mit den Standorten aller verwendeten Messgeräte findet sich am Ende des Abschnitts (Abbildung 3.2)

3.1.1 Radargeräte

Das X-Band und C-Band Radar führen zur Messung der Radarreflektivität sogenannte Volumen-Scans innerhalb der Atmosphäre durch. Bei jedem Scan wird diese unter mehreren Höhenwinkeln (Elevationen) und Azimutwinkeln rund um das Radargerät abgetastet. Für jede Elevation wird der Azimutwinkel in festen Schritten von 1° verändert und dabei das Radar vollständig umrundet. Da für ein Niederschlagsradar vor allem troposphärische Messungen relevant sind, werden größtenteils sehr kleine Höhenwinkel als Elevationen verwendet. Je nach Einsatzgebiet verwenden Radargeräte unterschiedliche Elevationen, jedoch stimmen sie in diesem Fall zwischen beiden Geräten überein (vgl. Tabelle 3.1). Entlang eines Azimut-Elevation-Paares erfolgt die Wertaufnahme in festen Abständen r zum Radar, die sich aus dem Zeitversatz zwischen Pulssendung und -empfang ergeben. Dies liefert für jedes solche Winkelpaar ein Abstandsprofil der gemessenen Radargrößen (z.B. $Z_h(r)$, $\Phi_{dp}(r)$).

Für das X-Band-Radar wurde eine Auflösung von 500m über eine Reichweite von 100km und 10 verschiedene Elevationen eingestellt. Daraus ergeben sich somit Datensätze von $200 \times 360 \times 10$ Messwerten. Analog ergibt sich für das C-Band Radar bei einer Reichweite von 180km und einer Auflösung von 250m eine Datensatzgröße von $720 \times 360 \times 10$ Messwerten (vgl. Tabelle 3.1). Die Messung eines solchen Volumendatensatzes erfolgt für beide Radargeräte in Zeitintervallen von 5 Minuten.

Eine schematische Darstellung des vom DWD eingesetzten Scanverfahrens ist in Abbildung 3.1 zu sehen. Dieses entspricht im Wesentlichen auch dem Scanverfahren des X-Band Radars. Die verschiedenen Farben zeigen die Radarstrahlung entlang der verwendeten Elevationswinkel mit der in Kapitel 2.1 erläuterten Strahlbreite. Separat zum Volumen-Scan ist dort ein sogenannter Niederschlagsscan dargestellt. Dieser besteht nur aus einem vollständigen Umlauf des Radars und ist orographiefolgend, um eine den Niederschlag am Boden bestmöglich zu erfassen. Im Rahmen dieser Arbeit ist jedoch nur der Volumen-Scan relevant. Der untere Abschnitt der Grafik beinhaltet ein Schaubild zur zeitlichen Abfolge der Scanstrategie des Radars. Für den Volumen-Scan werden innerhalb von 5 Minuten alle Elevationen in einer festen Reihenfolge nacheinander abgearbeitet.

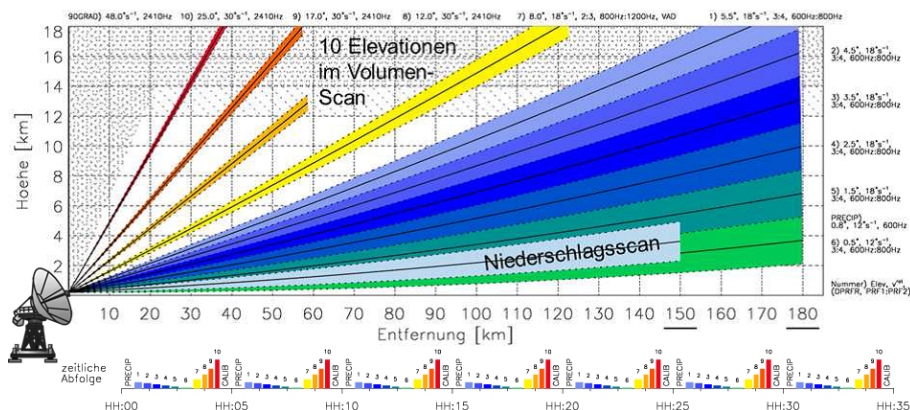


Abbildung 3.1: Scanstrategie des DWD im Querschnitt entlang eines Azimutwinkels (Quelle: Deutscher Wetterdienst)

Tabelle 3.1: Technische und geografische Daten des X-Band Radars in Bonndorf und des C-Band Radars auf dem Feldberg während des Messzeitraums (Quellen: IMKTRO, Deutscher Wetterdienst und Enterprise Electronics Corporation)

	X-Band	C-Band
Standort	47,8252°N 8,3477°O	47,8736°N 8,0039°O
Höhe	901 m über N.N.	1517 m über N.N.
Sendefrequenz	9,37 GHz	5,67 GHz
Reichweite	100 km	180 km
Strahlbreite	1,35°	0,95°
radiale Auflösung	500 m	250 m
azimutale Auflösung	1°	
Elevationswinkel	0.5°, 1.5°, 2.5°, 3.5°, 4.5° 5.5°, 8°, 12°, 17°, 25°	
Größe Volumendatensatz	200x360x10	720x360x10
Messintervall	5 Minuten	

Das durch Dämpfung zu korrigierende polarimetrische X-Band Radar ist auf einem Anhänger montiert und kann daher mobil eingesetzt werden. Während der Swabian MOSES Messkampagne wurde es in der Nähe von Bonndorf im Schwarzwald positioniert. Der genaue Standort sowie weitere technische Daten sind in Tabelle 3.1 aufgelistet. Der hauptsächliche Teil der Datenauswertung basiert auf den für den ZPHI-Algorithmus relevanten Volumendatensätzen der gemessenen Reflektivität Z und differentiellen Phase Φ_{dp} . Vor Anwendung der Dämpfungskorrektur wird eine Qualitätskontrolle dieser beiden Datensätze durchgeführt, die nichtmeteorologische Rückstreuungssignale (z.B. Insekten, Ground Clutter, Windräder, etc.) entfernt und die dadurch entstandenen Lücken interpoliert. Für die Erkennung dieser Fehlsignale werden weitere Radargrößen wie die ko-polare Kreuzpolarisation ρ_{hv} benötigt.

Als Referenzinstrument dient das polarimetrische C-Band Radar des DWD auf dem Gipfel des Feldbergs. Hier sind nur die Volumendatensätze der Reflektivität Z relevant. Diese wurden vor Bereitstellung durch den DWD einer Qualitätskontrolle unterzogen, die unter anderem eine Entfernung nichtmeteorologischer Signale beinhaltet. Zudem wurde bereits eine Dämpfungskorrektur basierend auf der IZPHI-Methode (Bringi et al., 2001) durchgeführt. Auch für dieses Radar sind Standort und relevante technische Daten in Tabelle 3.1 aufgelistet.

3.1.2 Radiosonden

Die Lage der Schmelzzone in stratiformen Niederschlagsgebieten kann anhand der Höhe der Nullgradgrenze abgeschätzt werden. Um diese Höhe zu ermitteln wird auf Radiosondenmessungen zurückgegriffen. Die nächstgelegene Station an der regelmäßige Vertikalsondierungen durchgeführt

werden, liegt in Stuttgart in einer Entfernung von etwa 130 km zum X-Band Radar. Die zugehörigen Datensätze werden auf der Website der „University of Wyoming“ frei zur Verfügung gestellt (Link: <https://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.shtml>). Aus dem täglich gemessenen vertikalen Temperaturprofil der 11-UTC-Sondierung wird die Höhe der Nullgradgrenze berechnet, die jeweils als repräsentativ für den gesamten Tag betrachtet wird. Damit ist eine vertikale Aufteilung der Troposphäre nach der auftretenden Hydrometeorart möglich (siehe Kapitel 3.6).

3.1.3 Parsivel-Disdrometer

Innerhalb des Bereichs flüssiger Regentropfen ist der optimale Dämpfungskoeffizient abhängig von der betrachteten Tropfengrößenverteilung (DSD) (vgl. Kapitel 2.3). Eine genaue Charakterisierung der DSD am Boden an einem festen Ort ist mithilfe von Parsivel-Disdrometern möglich.

Im Rahmen der Swabian-MOSES Messkampagne wurde im Bereich des südlichen Schwarzwalds und der schwäbischen Alb ein Netzwerk aus 20 Parsivels aufgebaut. Durch ihre Nähe zu den beiden Radarstandorten werden nur zwei dieser Geräte betrachtet. Das Parsivel „PARS2017B“ befindet sich direkt am Standort des X-Band Radars, das Parsivel „PARS2020C“ zwischen X- und C-Band Radar.

Ein Parsivel erzeugt ein horizontal ausgerichtetes Laserband zwischen einem Sender und einem gegenüberliegenden Sensor. Alle Tropfen, die durch dieses Band fallen, führen zu einer Abschattung am Sensor und werden vom Parsivel detektiert. Alle detektierten Tropfen werden basierend auf ihrem Durchmesser D und ihrer Fallgeschwindigkeit v in ein D - v -Raster eingeordnet und über Zeitintervalle von einer Minute aggregiert.

Mit der Anzahl an Regentropfen pro Größenklasse innerhalb des vom Parsivel betrachteten Messvolumens ergibt sich eine diskrete Version des Tropfenspektrums $N(D)$. Ausgehend von diesem können charakteristische Niederschlagsgrößen wie der Flüssigwassergehalt W (vgl. Gl. 2.12) oder der mittlere Tropfendurchmesser D_m (vgl. Gl. 2.19) berechnet werden.

Da Parsivel-Disdrometer allerdings nur Punktmessungen liefern, sind diese nicht für den gesamten Überlappbereich repräsentativ. Daher kommt eine solche Untersuchung des Dämpfungskoeffizienten nur für ausreichend großflächige und homogene Niederschlagsgebiete in Frage.

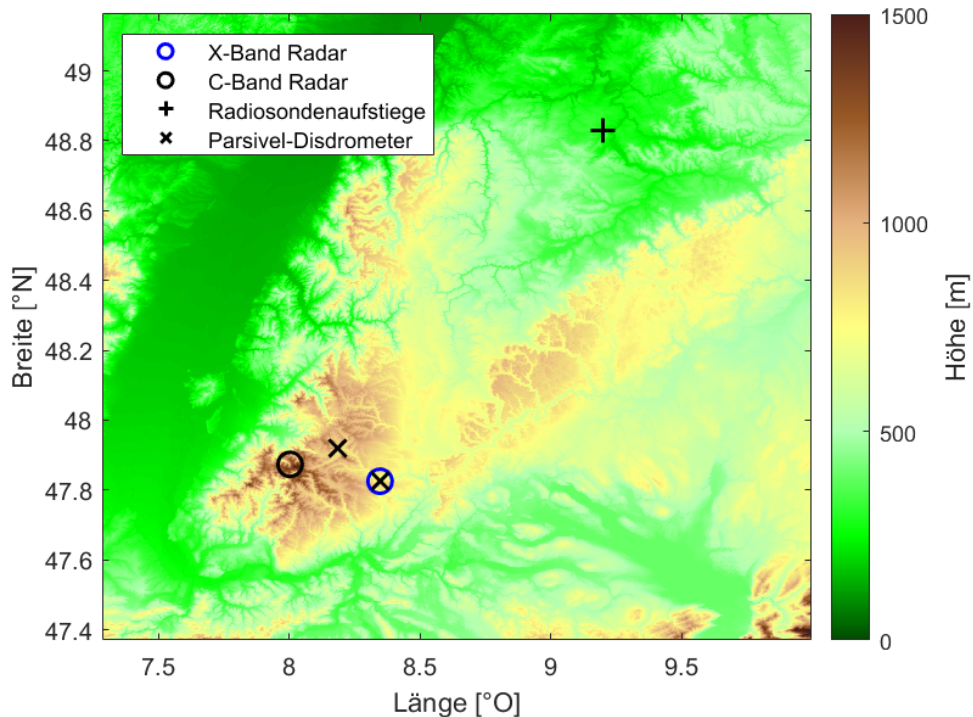


Abbildung 3.2: Übersicht der Standorte aller verwendeten Messgeräte

3.2 Datenauswahl

Aus dem Scanverfahren eines Radars ergibt sich, dass die Geometrie der Radarmessung am besten in Kugelkoordinaten beschrieben werden kann. Die Positionen der Messpunkte sind demnach durch den Radius r , den Azimutwinkel α und den Elevationswinkel ε bestimmt. Die Messpunkte sind auf Kegelmänteln angeordnet, deren Öffnungswinkel sich durch die verwendeten Elevationen ergibt. Aufgrund der unterschiedlichen Standorte des X- und C-Band Radars unterscheiden sich auch die Positionen der Messpunkte. Um zu gewährleisten, dass die Messungen der Reflektivität von C- und X-Band Radar vergleichbar sind, wird dieser Vergleich nur an ausgewählten Punktepaaaren durchgeführt, die einen ausreichend kleinen Abstand zueinander haben.

Um diese Punktepaaare zu bestimmen, wurde für jeden Messpunkt des X-Band Radars der nächstgelegene Messpunktpunkt des C-Band Radars, sowie dessen Abstand bestimmt. Als Vergleichspunkte werden nur diejenigen Punktepaaare mit einem Abstand kleiner als 100m verwendet. Zudem wird die maximale Höhe der Vergleichspunkte auf 12km eingeschränkt, da für den Zweck der Dämpfungskorrektur nur troposphärische Messungen relevant sind.

Eine weitere Einschränkung der Vergleichspunkte ist durch die Orografie gegeben, da einige Messpunkte des X-Band Radars durch orografische Erhebungen verdeckt sind. An solchen abgeschatteten Messpunkten kann kein Vergleich durchgeführt werden. Aufgrund der exponierten Lage des C-Band Radars auf dem Feldberg stellt die orographische Abschattung hier kein Problem dar.

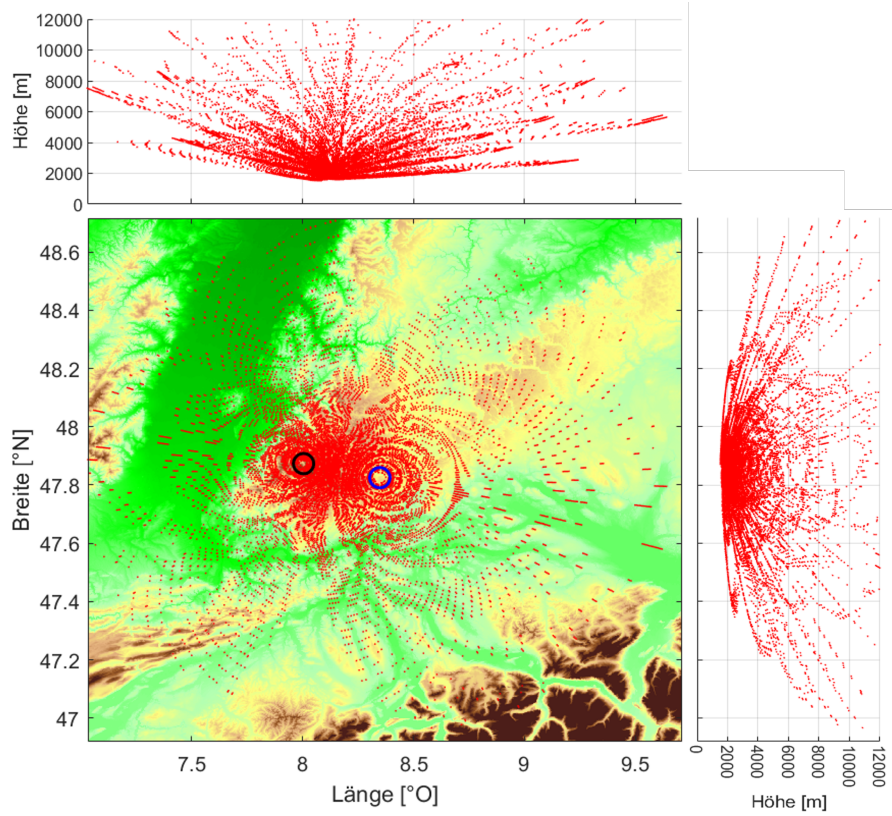


Abbildung 3.3: „Maxcappi“-Projektion der Vergleichspunkte von X- und C-Band Radar (rote Markierungen), die Standorte des X- und C-Band Radars sind entsprechend Abbildung 3.2 gekennzeichnet

Schlussendlich ergibt sich eine Gesamtzahl an 15843 Vergleichspunkten. Die genaue geografische Anordnung aller Vergleichspunkte ist in Abbildung 3.3 dargestellt.

Die Anzahl der Vergleichspunkte nimmt durch die geringere Dichte an Messpunkten mit der Höhe ab. Gleichzeitig ist das Vergleichsgebiet nach unten durch die Höhe des Feldbergs eingeschränkt. Der niedrigste Vergleichspunkt liegt deshalb auf einer Höhe von 1523 m. Die Höhenverteilung der Vergleichspunkte ist als Histogramm in Abbildung 3.4 zu sehen.

3.3 Anwendung der Dämpfungskorrektur

Bevor eine Dämpfungskorrektur der Datensätze des X-Band Radars durchgeführt werden kann, werden alle gemessenen Φ_{dp} -Profile nach der in Abschnitt 2.3 beschriebenen Filtermethode geglättet. Als Filterlänge wird dafür $n = 21$ verwendet, was einer Distanz von 10km entspricht.

Mithilfe der geglätteten Φ_{dp} -Profile und den gemessenen Reflektivitätsprofilen $Z'(r)$ werden nun unter Verwendung von Gleichung 2.21 die Profile der spezifischen Dämpfung A nach der ZPHI-Methode berechnet. Daraufhin kann mithilfe von Gleichung 2.24 die korrigierte Reflektivität berechnet werden. Die Korrektur wird mehrmals unter Variation von α im Bereich von 0,14 bis 0,6 (typischer Wertebereich von α , siehe Abschnitt 2.3) mit einer Schrittweite von 0,01 durchge-

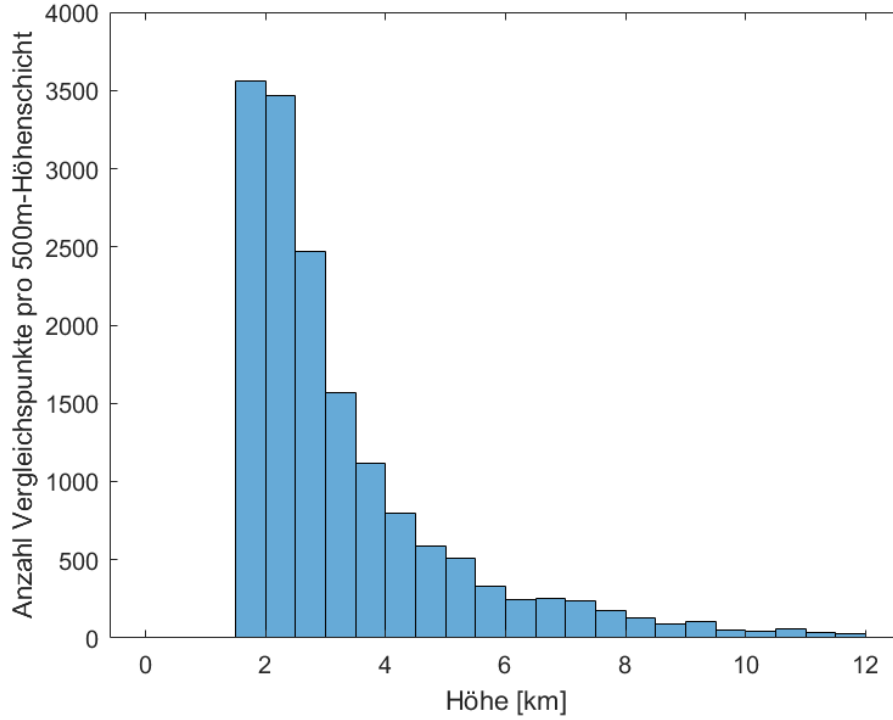


Abbildung 3.4: Höhenverteilung der Vergleichspunkte als Histogramm

führt. Daraus ergeben sich für jeden Messwert 47 mit verschiedenen Dämpfungskoeffizienten α korrigierte Reflektivitäten. Diese werden im Folgenden als Z_α bezeichnet.

Die Abstände r_0 und r_m sind durch den vordersten und hintersten Punkt entlang eines Abstandsprofils gegeben, an denen ein nach den in Kapitel 2.3 genannten Kriterien verlässlicher Wert von Ψ_{dp} gemessen wurde. Alle Rangegates vor r_0 und hinter r_m wurden somit im Glättungsverfahren nicht berücksichtigt, wodurch das geglättete Φ_{dp} -Profil an diesen Stellen nicht definiert ist.

Ein beispielhaftes Profil von gemessenem Ψ_{dp} , geglättetem Φ_{dp} , gemessener Reflektivität Z' und mit zwei verschiedenen Werten von α korrigierter Reflektivität $Z_{0,14}$ und $Z_{0,6}$ ist in Abbildung 3.5 zu sehen. Die linke y-Achse bezieht sich auf die Φ_{dp} -Profile, die rechte y-Achse auf die Reflektivitätsprofile. Gut zu erkennen ist das starke Rauschen von Ψ_{dp} , wobei hier sogar nur die als verlässlich erachteten Werte zwischen r_0 und r_m dargestellt sind. Im Mittel ergibt sich jedoch ein monotoner Anstieg, der durch das geglättete Φ_{dp} -Profil deutlich erkennbar ist. In einem Abstand von etwa 65 km entlang dieses Profils befindet sich eine konvektive Zelle mit einer Reflektivität über 50 dBz. Da die berechnete spezifische Dämpfung nach Gleichung 2.21 proportional zur nicht-logarithmischen Reflektivität ist, steigt die integrierte Dämpfung dort schlagartig an. Eine Erhöhung des Dämpfungskoeffizienten α führt zu einer gleichmäßigen, multiplikativen Vergrößerung der berechneten spezifischen Dämpfung. Das mit $\alpha = 0,6$ korrigierte Reflektivitätsprofil $Z_{0,6}(r)$ liegt somit durchgehend über $Z_{0,14}(r)$.

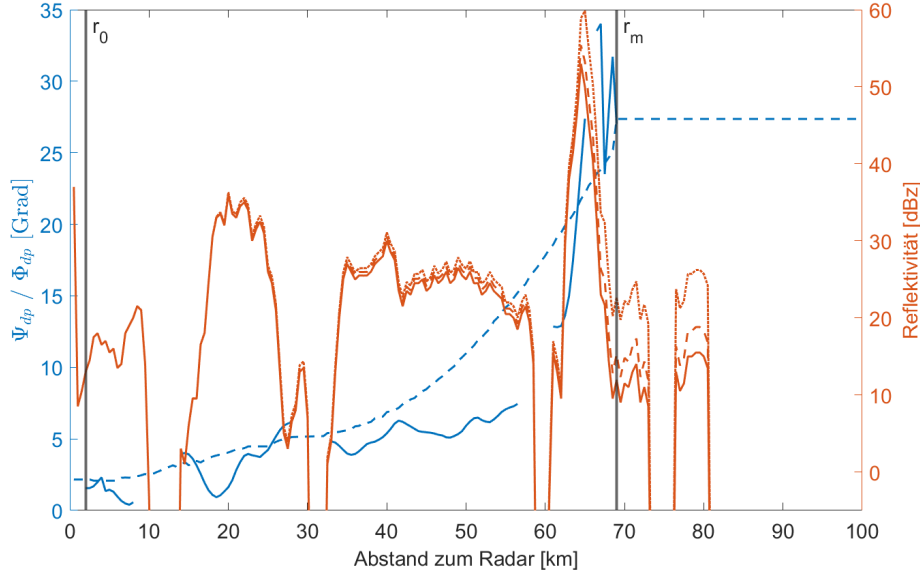


Abbildung 3.5: Von X-Band Radar gemessenes Ψ_{dp} -Profil (blau, durchgezogen), geglättetes Φ_{dp} -Profil (blau, gestrichelt), gemessenes Reflektivitätsprofil (orange, durchgezogen), mit $\alpha = 0,14$ korrigiertes Reflektivitätsprofil (orange, gestrichelt) und mit $\alpha = 0,6$ korrigiertes Reflektivitätsprofil (orange, gepunktet) bei einem Azimutwinkel von $32,5^\circ$ und einer Elevation von $2,5^\circ$ am 24. Juli 2023 um 14:00 UTC, die beiden vertikalen schwarzen Linien kennzeichnen den ersten und letzten Punkt, an dem ein verlässlicher Wert von Ψ_{dp} gemessen wurde

Nachdem die Dämpfungskorrektur mit allen 47 Werten des Dämpfungskoeffizienten durchgeführt wurde, werden die korrigierten Reflektivitätswerte Z_α an den 15 843 in Abbildung 3.3 dargestellten Vergleichspunkten abgespeichert. Ebenfalls abgespeichert werden die unkorrigierten Reflektivitätswerte Z' , sowie die zugehörigen Vergleichswerte des C-Band Radars Z_C .

3.4 Vergleich von X- und C-Band Radar

3.4.1 Verfahren zur Bestimmung des optimalen Dämpfungskoeffizienten

Nachdem für alle betrachteten Zeitpunkte die gemessenen Reflektivitätswerte des X-Band Radars Z' , die mit verschiedenen Dämpfungskoeffizienten α korrigierten Reflektivitätswerte Z_α , sowie die Reflektivitätswerte des C-Band Radars Z_C an den Vergleichspunkten bestimmt wurden, muss nun der Dämpfungskoeffizient gefunden werden, bei dem sich die größte Übereinstimmung zwischen Z_α und Z_C ergibt. Dieser wird als optimaler Dämpfungskoeffizient α_{opt} bezeichnet.

Eine unterschiedliche gemessene Reflektivität von C- und X-Band Radar kann allerdings nicht ausschließlich auf Dämpfung zurückgeführt werden. Ein weiterer Grund liegt in einer fehlerhaften Kalibrierung des X-Band Radars. Ein solcher Kalibrationsfehler tritt auf, wenn die Kalibrationskonstante C (vgl. Gleichung 2.3) nicht richtig bestimmt wurde. Diese kann sich durch Verschleißerscheinungen oder Verschmutzung des Radoms im Laufe der Betriebszeit ändern (Blahak, 2005,

S. 23). Während das C-Band Radar regelmäßig gewartet und recalibriert wird, liegt die letzte Kalibrierung des X-Band Radars eine längere Zeit zurück. Dieser Kalibrationsfehler sorgt für einen konstanten Offset ΔZ der vom X-Band Radar gemessenen Reflektivität, der bei einem Vergleich beider Radare berücksichtigt werden muss.

Für eine Bestimmung des optimalen Dämpfungskoeffizienten α_{opt} ist eine Minimierung des betragsmäßigen Bias $|B_\alpha|$ zwischen korrigierter Reflektivität Z_α und tatsächlicher Reflektivität Z_C notwendig. Dieser ergibt sich bei N betrachteten Messwerten aus:

$$B_\alpha = \frac{1}{N} \sum_N (Z_\alpha + \Delta Z - Z_C) = \frac{1}{N} \sum_N (Z_\alpha - Z_C) + \Delta Z \quad (3.1)$$

Die Berechnung von B_α setzt also eine Kenntnis des Offsets ΔZ voraus. Dies stellt ein Problem dar, da dieser im Allgemeinen unbekannt ist. Somit muss eine Möglichkeit gefunden werden, den optimalen Dämpfungskoeffizienten unabhängig vom Offset ΔZ zu bestimmen.

Dafür wird zuerst für alle Messwerte die mit Dämpfungskoeffizient α berechnete integrierte Dämpfung PIA_α ausgerechnet, die sich aus der Differenz der korrigierten und unkorrigierten Reflektivität ergibt:

$$PIA_\alpha = Z_\alpha - Z' \quad (3.2)$$

Als weitere Größe wird die α -unabhängige Differenz D der gemessenen X-Band-Reflektivität und C-Band-Reflektivität berechnet:

$$D = Z' - Z_C \quad (3.3)$$

Alle Messwerte werden nun für jeden verwendeten Dämpfungskoeffizienten anhand von PIA_α in äquidistante Intervalle zwischen 0dB und einen festen Wert PIA_{max} eingeordnet. Da sich für verschiedene Werte des Dämpfungskoeffizienten α die berechnete Dämpfung PIA_α der Messwerte unterscheidet, ergeben sich somit auch unterschiedliche Verteilungen der Messwerte auf die festen Intervalle zwischen 0dB und PIA_{max} .

Diese Verteilung ist in Abbildung 3.6 für den kleinsten und größten verwendeten Dämpfungskoeffizienten unter Verwendung aller im Messzeitraum zur Verfügung stehenden Messwerte dargestellt. Auf der x-Achse ist die berechnete Dämpfung PIA_α innerhalb der Intervalle zwischen 0dB und einer Grenze PIA_{max} von 1 dB dargestellt. Die y-Achse gibt die Differenz D der gemessenen Reflektivitäten zwischen X-Band und C-Band Radar an. Im Fall eines kleinen Dämpfungskoeffizienten von $\alpha = 0,14$ ergibt sich eine hohe Konzentration der Messwerte bei sehr kleinen Dämpfungen, während im Bereich um PIA_{max} nur noch wenige Messungen zu finden sind. Bei der Verwendung

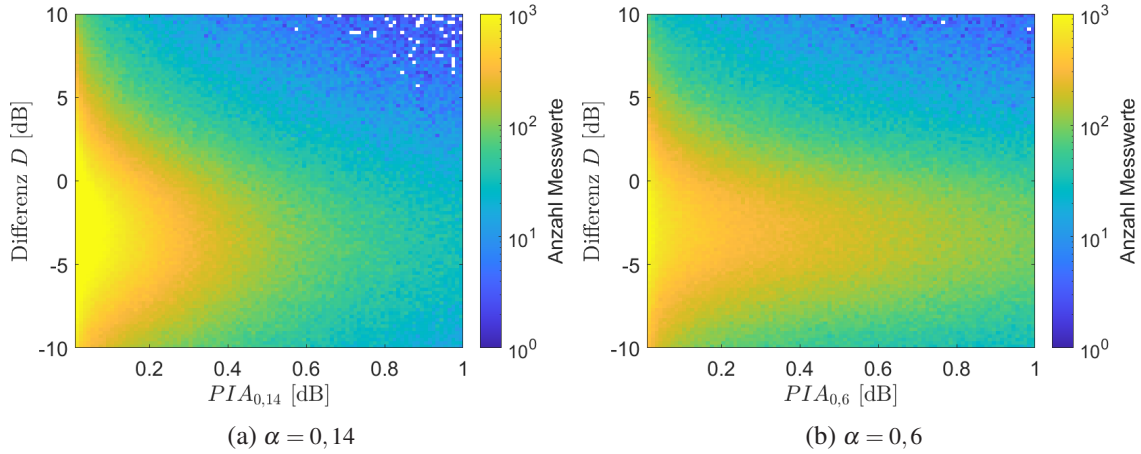


Abbildung 3.6: 2D-Häufigkeitsverteilung aller im Messzeitraum zur Verfügung stehenden Messwerte in Abhängigkeit von der berechneten Dämpfung PIA_{α} (x-Achse) und der Differenz D der gemessenen Reflektivitäten zwischen X- und C-Band Radar (y-Achse). Die Farbcodierung gibt die Anzahl an Messwerten innerhalb von Intervallen der Größe 0,01 dB in PIA_{α} und 0,2 dB in D an. Die Verteilung ist für zwei unterschiedliche Werte des bei der Korrektur verwendeten Dämpfungskoeffizienten dargestellt.

eines größeren Dämpfungskoeffizienten vergrößert sich die Dämpfung der einzelnen Messwerte multiplikativ, wodurch sich dieses Gefälle der Messwertkonzentration abflacht.

Daraufhin wird für alle Messwerte innerhalb eines Intervalls die zugehörige Differenz D zwischen der unkorrigierten Reflektivität des X-Band Radars und der Reflektivität des C-Band Radars gemittelt ($\bar{D}$). Damit ist $\bar{D}$ also der Bias zwischen X- und C-Band Radar in Abhängigkeit von der berechneten Dämpfung (PIA_{α}). Ohne Beachtung des Offsets sollte dieser Bias $\bar{D}$ bei einer erfolgreichen Dämpfungskorrektur genau der berechneten Dämpfung (PIA_{α}) entsprechen.

$PIA_{\max}$ und Intervallbreite werden so gewählt, dass besonders im Bereich großer Dämpfungen noch eine ausreichende Anzahl an Messwerten für eine statistisch aussagekräftige Mittelwertbildung vorhanden ist. Im Normalfall wird $PIA_{\max}$ auf 1 dB und die Intervallbreite auf 0,01 dB gesetzt. Bei der Betrachtung von Zeitpunkten mit vielen besonders stark oder schwach gedämpften Messwerten müssen diese Werte jedoch angepasst werden.

Aus einer linearen Regression an $\bar{D}(PIA_{\alpha})$ ergeben sich für verschiedene Werte des Dämpfungskoeffizienten die Steigungen a_{α} und die y-Achsenabschnitte b_{α} . Eine entsprechende grafische Darstellung dieses Verfahrens ist in Abbildung 3.7 zu sehen.

Der y-Achsenabschnitt b_{α} ist im Optimalfall unabhängig vom gewählten Dämpfungskoeffizienten und entspricht dem dämpfungsunabhängigen Offset $b_{\alpha} = b = \Delta Z$. Dieser wird im nächsten Abschnitt genauer behandelt. Die in Abbildung 3.7 erkennbaren kleinen Schwankungen des y-Achsenabschnitts sind statistischer Natur und entstehen durch Unsicherheiten bei der linearen Regression.

Im Bereich sehr kleiner Dämpfungen ist ein drastisches Wachstum des Bias $\bar{D}$ zu erkennen. Es handelt sich dabei nicht um ein physikalisches Phänomen sondern um einen numerischen Fehler bei der Anwendung des Glättungsverfahrens einzelner Φ_{dp} -Profile. Diese fehlerhaften geglätteten Φ_{dp} -Profile zeigen trotz erkennbaren Anstiegs der zugehörigen gemessenen Ψ_{dp} -Profile über die gesamte Länge nahezu keine Veränderung, wodurch die berechnete Dämpfung entlang solcher Profile fälschlicherweise extrem klein ist. Ausgelöst wird dies üblicherweise durch fälschlicherweise als verlässlich eingestufte Messungen eines sehr kleinen Ψ_{dp} -Werts am Endpunkt r_m des Glättungsverfahrens, der während der Filterung festgehalten wird. Für die lineare Regression werden diese sehr kleinen berechneten Dämpfungen deshalb nicht beachtet.

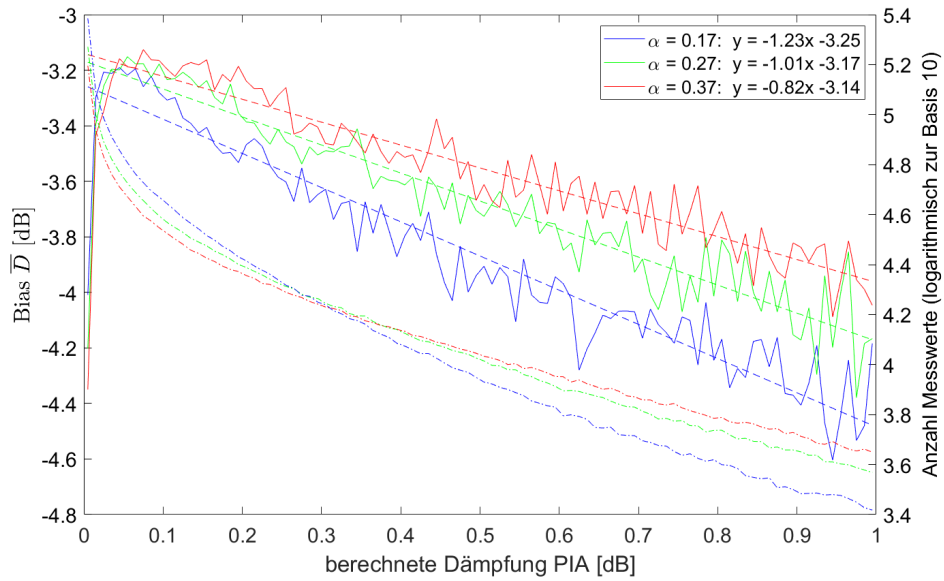


Abbildung 3.7: Visualisierung des Verfahrens zur Bestimmung des optimalen Dämpfungskoeffizienten α_{opt} mit Messwerten aus allen im Messzeitraum zur Verfügung stehenden Datensätzen. Enthalten sind nur Messwerte aus einer Höhe unter 2km sowie einer von X- und C-Band Radar gemessenen Mindestreflektivität von 0dBz. Durchgezogene Linien zeigen $\bar{D}(PIA_\alpha)$, gestrichelte Linien zugehörige lineare Regressionsgeraden. Alternierend gestrichelt und gepunktete Linien zeigen die Verteilung der Messwerte an und beziehen sich auf die rechte y-Achse. Farben kennzeichnen unterschiedliche Werte des Dämpfungskoeffizienten (blau: $\alpha = 0,17$, grün: $\alpha = 0,27$, rot: $\alpha = 0,37$). Funktionsgleichungen zu den Regressionsgeraden befinden sich in der Legende

Bei erfolgreicher Dämpfungskorrektur sollte sich für Messwerte, für die sich aufgrund von Dämpfung eine besonders (betragsmäßig) große Differenz D zwischen X- und C-Band Radar ergibt, auch im Korrekturverfahren eine entsprechend große Dämpfung PIA_α ergeben. Die berechnete Steigung a_α sollte demnach negativ sein. Der optimale Dämpfungsparameter α_{opt} liegt genau an der Stelle, an der die Steigung a_α den Wert -1 annimmt. Dort wird der durch Dämpfung erzeugte Bias $\bar{D} - \Delta Z$ genau durch die in der Dämpfungskorrektur berechnete Dämpfung $PIA_{\alpha_{opt}}$ ausgeglichen. Für alle $\alpha < \alpha_{opt}$ ist die berechnete Dämpfung zu niedrig und für $\alpha > \alpha_{opt}$ zu hoch.

Dies lässt sich anhand von Abbildung 3.7 veranschaulichen. Der optimale Dämpfungskoeffizient beträgt hier 0,27 (grüne Kurven). Es ergibt sich in diesem Fall eine Steigung von $a_{0,27} = -1,01$.

Bei der Wahl eines niedrigeren Dämpfungskoeffizienten (hier $\alpha = 0,17$, blaue Kurven) ist die berechnete Dämpfung für alle Messwerte kleiner. Die Messwerte werden daher entlang der x-Achse in Richtung kleinerer Dämpfungen „nach links geschoben“. Dadurch wird $\bar{D}(PIA_\alpha)$ gestaucht und die Steigung a_α wird steiler. Umgekehrt ist die berechnete Dämpfung für höhere Dämpfungskoeffizienten (hier $\alpha = 0,37$, rote Kurven) insgesamt größer. Die Messwerte werden somit in Richtung größerer Dämpfungen „nach rechts geschoben“. Als Konsequenz wird $\bar{D}(PIA_\alpha)$ gestreckt und die Steigung a_α wird flacher.

3.4.2 Offset-Kalibration des X-Band Radars

Mithilfe des im vorangegangenen Abschnitt beschriebenen Verfahrens ist es möglich, die berechnete Dämpfung unabhängig vom Offset ΔZ zu betrachten. Dieser ist daher nicht relevant für die Bestimmung des optimalen Dämpfungskoeffizienten α_{opt} .

Trotzdem ist eine Offset-Korrektur des X-Band Radars vor Durchführung der Dämpfungskorrektur sinnvoll. Der Grund dafür liegt in der Abhängigkeit der berechneten spezifischen Dämpfung A von der nicht-logarithmischen Reflektivität Z (vgl. Gleichung 2.21). Ein additiver Offset ΔZ wird somit im nicht-logarithmischen Regime zu einem multiplikativen Offset ($10^{\Delta Z/10}$). Für große Werte der Reflektivität ist der Offset somit mit einer deutlich größeren absoluten Abweichung verbunden als für kleine Werte. Dadurch hat dieser einen Einfluss auf das berechnete Profil der spezifischen Dämpfung $A(r)$.

Der Offset ΔZ wird unter Verwendung aller während des Messzeitraums zur Verfügung stehenden Datensätze mithilfe des Verfahrens zur Bestimmung des optimalen Dämpfungskoeffizienten berechnet. Um eine Verfälschung der Messung insbesondere durch Mie-Streuungseffekte innerhalb der Schmelzzone zu minimieren, werden nur Messwerte in einer Höhe unter 2 km berücksichtigt. Zudem wird eine Untergrenze von 0 dBz für die von X-Band und C-Band Radar gemessenen Reflektivitäten festgelegt, um sicherzustellen, dass die Reflektivitätsmessung durch Niederschlag ausgelöst wurde.

Das Ergebnis des Verfahrens ist in der bereits diskutierten Abbildung 3.7 zu sehen. Der Offset ergibt sich aus dem y-Achsenabschnitt der Regressionsgerade von $\bar{D}$ unter Verwendung von $\alpha = \alpha_{\text{opt}}$ (grüne Gerade) und liegt somit bei $\Delta Z = -3,17$ dB. Vor allen folgenden Dämpfungskorrekturen wird also ein Wert von 3,17 dB auf die gemessene Reflektivität des X-Band Radars hinzuaddiert.

Wird dasselbe Verfahren mit einer offset-korrigierten Dämpfungskorrektur wiederholt ergibt sich ein optimaler Dämpfungskoeffizient von 0,24. Dieser Wert ist also etwas kleiner als bei einer Dämpfungskorrektur ohne vorherige Offset-Korrektur. Bemerkenswert ist an dieser Stelle eine fast genaue Übereinstimmung mit dem von Bringi et al. (2007) festgestellten typischen Wert des Dämpfungskoeffizienten von 0,25 (siehe Kapitel 2.3). Abbildung 3.8 zeigt analog zu Abbildung 3.7 das Ergebnis dieser offset-korrigierten Dämpfungskorrektur.

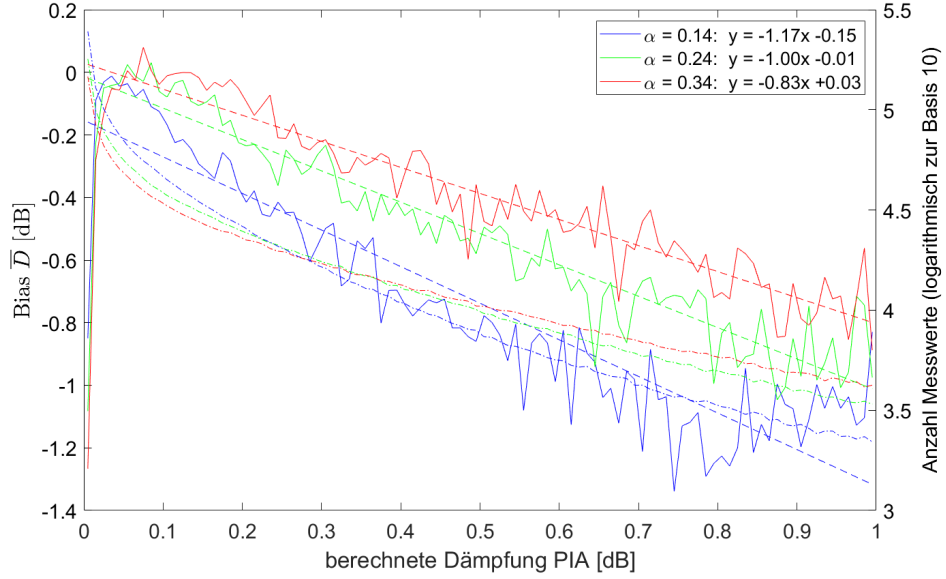


Abbildung 3.8: Bias $\overline{D}(PIA_\alpha)$ nach Offset-Korrektur des X-Band Radars für drei verschiedene Werte des Dämpfungskoeffizienten (blau: $\alpha = 0,14$, grün: $\alpha = 0,24$, rot: $\alpha = 0,34$). Darstellungsweise entspricht Abbildung 3.7

3.5 Unterscheidung nach Niederschlagsregime

Nachdem das allgemeine Verfahren zur Bestimmung des optimalen Dämpfungskoeffizienten anhand aller zur Verfügung stehender Vergleichsdatensätze vorgestellt wurde, kann dieses verwendet werden, um das Verhalten des Dämpfungskoeffizienten für eine bestimmte Untermenge an Vergleichszeitpunkten zu untersuchen.

Als ersten Schritt soll der optimale Dämpfungskoeffizient α_{opt} für eine gezielte Auswahl an Zeitpunkten, in denen Niederschlagsgebiete mit besonders stratiformen oder konvektiven Eigenschaften innerhalb des Überlappbereichs detektiert wurden, bestimmt werden. Die Identifikation solcher Zeitpunkte erfolgt anhand des Flächenanteils konvektiver und stratiformer Niederschlagsgebiete innerhalb einer festgelegten Fläche im Überlappbereich beider Radare. Da nur die Dämpfung an flüssigen Tropfen untersucht werden soll, werden auch hier nur Vergleichspunkte bis zu einer Höhe von 2 km betrachtet. Im Fall von konvektiven Niederschlägen lässt sich jedoch auch in dieser Höhe die Anwesenheit gefrorener Hydrometeore in Form von Hagel oder Graupel nicht vermeiden. Die Position der Vergleichspunkte ist in Abbildung 3.9 durch kleine rote Punkte gekennzeichnet. Das schwarz umrandete Rechteck gibt den für die Identifikation relevanten Bereich der Fläche F_0 an. Dieser erstreckt sich über eine geografische Breite von $47,5^\circ\text{N}$ bis $48,2^\circ\text{N}$ und eine Länge von $7,8^\circ\text{O}$ bis $8,6^\circ\text{O}$ und beinhaltet somit alle betrachteten Vergleichspunkte. Dies ergibt eine Fläche von $F_0 = 4658 \text{ km}^2$.

Um die gesamte von Niederschlag betroffene Fläche F_N innerhalb der Vergleichsfläche F_0 zu berechnen, wird die vom X-Band Radar gemessene Reflektivität dort auf ein dreidimensionales kartesisches Gitter mit einer Auflösung von 100 m interpoliert und das Maximum in vertikaler

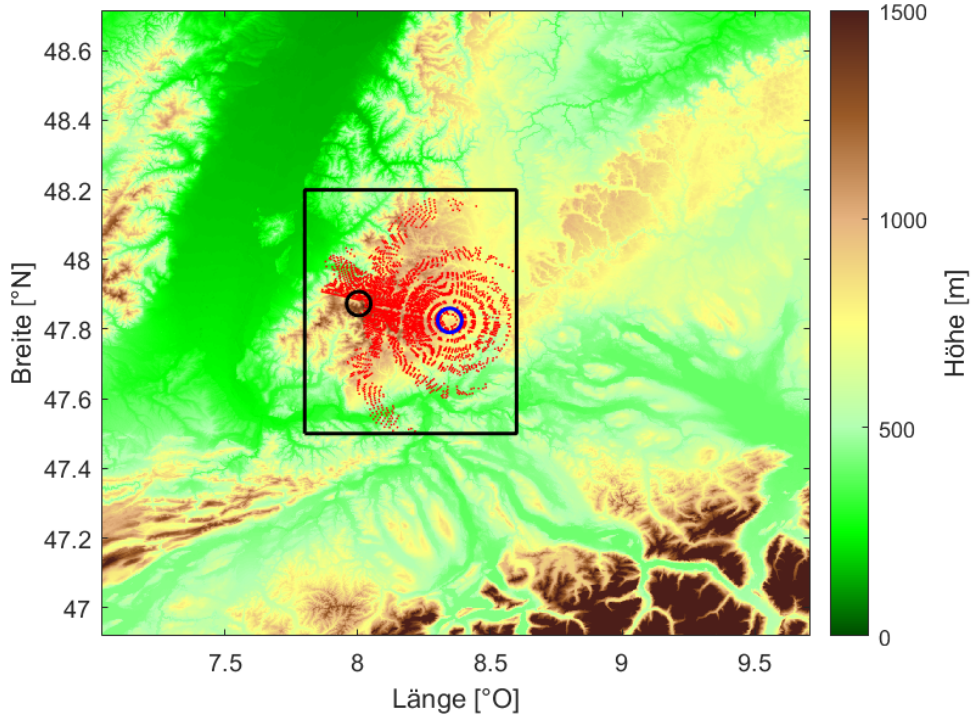


Abbildung 3.9: Horizontalprojektion aller Vergleichspunkte unter 2 km ü NN. Die Berechnung des Flächenanteils von Niederschlagsgebieten erfolgt innerhalb der schwarz umrandeten Fläche F_0 .

Richtung gebildet. Damit an einem Gitterpunkt Niederschlag angenommen wird, muss diese Reflektivität dort mindestens 10 dBz betragen. Die Niederschlagsfläche F_N ergibt sich somit aus der Anzahl aller Gitterpunkte mit Niederschlag k_N und der Gesamtanzahl an Gitterpunkten k :

$$F_N = \frac{k_N}{k} F_0 \quad (3.4)$$

Eine Bestimmung der von konvektiven Zellen betroffenen Fläche F_K gestaltet sich etwas komplizierter, da zur Identifikation solcher Zellen die genaue Struktur des Radarechos in Betracht gezogen werden muss. Daher wird an dieser Stelle auf den Trackingalgorithmus „TRACE3D“ zurückgegriffen, der konvektive Zellen (RCs, englisch: „reflectivity cores“) innerhalb eines Radarbilds erkennt und diese zum darauffolgenden Zeitpunkt verfolgt (Handwerker, 2002). Für einen bestimmten Zeitpunkt liefert dieser Algorithmus die Position und Ausdehnung aller vom X-Band Radar erfassten RCs. Zur Berechnung der Fläche konvektiven Niederschlags F_K wird nun die Fläche aller RCs innerhalb der betrachteten Fläche F_0 aufaddiert. Befindet sich ein RC nur zum Teil in F_0 , trägt auch nur dieser Teil zu F_K bei.

Nachdem die gesamte Niederschlagsfläche F_N und die konvektive Niederschlagsfläche F_K bestimmt wurden, müssen nun Grenzwerte festgelegt werden, um eine Auswahl an (fünfminütigen) Messzeitpunkten mit besonders konvektiven und stratiformen Niederschlagsverhältnissen zu ermöglichen. Dies geschieht anhand von zwei Kriterien: dem Flächenanteil der gesamten Niederschlagsflä-

che (F_N/F_0) und dem konvektiven Flächenanteil am Gesamtniederschlag (F_K/F_N). Die gewählten Grenzwerte sind in Tabelle 3.2 aufgelistet. Auch für eine Einstufung als Messzeitpunkt mit konvektivem Niederschlag wurde ein Mindestflächenanteil des Gesamtniederschlags vorausgesetzt, der hier auf 20% festgelegt wurde. Dies sorgt dafür, dass auch im konvektiven Fall eine ausreichend große Anzahl gedämpfter Messwerte vorhanden ist und schließt beispielsweise konvektive Einzelzellen aus.

Tabelle 3.2: Grenzwerte für die Auswahl von Messzeitpunkten mit besonders konvektiven und stratiformen Niederschlagsverhältnissen

	stratiform	konvektiv
F_N/F_0	> 50%	> 20%
F_K/F_N	= 0%	> 5%

Unter Verwendung der in Tabelle 3.2 dargestellten Grenzwerte ergeben sich verteilt über den gesamten Messzeitraum schlussendlich 377 Zeitpunkte mit stratiformem Niederschlag und 132 Zeitpunkte mit konvektivem Niederschlag.

3.6 Unterscheidung nach Hydrometeorarten

Nach Kapitel 2.4 haben Hydrometeore verschiedener Phasen ein unterschiedliches Dämpfungsverhalten. Dieses soll nun getrennt für flüssige Regentropfen, sowie angeschmolzene und vollständig feste Schnee- und Graupelpartikel untersucht werden.

Dafür wird die Troposphäre vertikal in drei verschiedene Zonen eingeteilt. In Bodennähe befindet sich die Regenzone, in der ausschließlich die Anwesenheit flüssiger Tropfen angenommen wird. Darüber liegt die Schmelzzone, in der sowohl flüssige als auch feste und angeschmolzene Hydrometeore auftreten. Diese Zone befindet sich in der Umgebung der Nullgradgrenze und ist im Radarbild häufig als „bright band“ zu erkennen (siehe Abbildung 2.7). Über der Schmelzzone befindet sich die Schneezone, in der nur noch Hydrometeore fester Phase vorkommen.

Die Dicke der Schmelzzone beträgt häufig 150 bis 500m und ist dabei abhängig von der Intensität des Niederschlagsgebiets (Grenzhäuser, 2011). Für den Zweck dieser Untersuchung wird eine recht große Dicke von 450m angenommen, einerseits um immer eine ausreichende Anzahl an Vergleichspunkten innerhalb der Schmelzzone zur Verfügung zu haben und andererseits um eine Unterschätzung der Schmelzzone zu verhindern, die Fehler in Regen- und Schneezone verursachen würde. Da der Schmelzprozess fallender Hydrometeore erst an der Nullgradgrenze einsetzt und dieser zudem mit einem Anstieg der Fallgeschwindigkeit verbunden ist, liegt der größte Teil der Schmelzzone unter der Nullgradgrenze. Trotzdem kommt es auch schon etwas über der Nullgradgrenze zur Bildung großer Hydrometeore, da Schneeflocken dort beginnen, aneinander zu haften. Deshalb wird eine Ausdehnung der Schmelzzone 50m oberhalb und 400m unterhalb der Nullgradgrenze angenommen.

Eine solche vertikale Einteilung der Troposphäre nach Hydrometeoren ist jedoch nur für stratiforme Niederschlagsgebiete sinnvoll. Innerhalb konvektiver Zellen ist durch hohe Vertikalgeschwindigkeiten und horizontale Temperaturgradienten von einer deutlich weiträumigeren Verteilung schmelzender Hydrometeore auszugehen. Spätestens das Auftreten von Hagel macht eine solche Einteilung unmöglich.

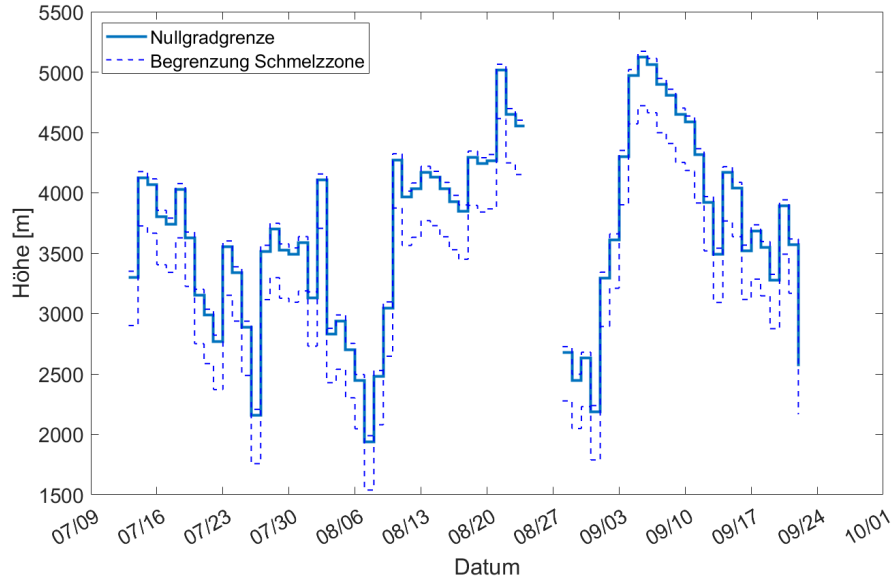


Abbildung 3.10: Zeitreihe der Schmelzzonenhöhe im Messzeitraum. Die Nullgradgrenze (durchgezogene Linie) wurde aus den 11UTC-Radiosondenaufstiegen in Stuttgart/Schnarrenberg entnommen. Die gestrichelten Linien kennzeichnen die Begrenzungen der Schmelzzone (400m unterhalb und 50m oberhalb der Nullgradgrenze). Im Zeitraum zwischen dem 24. August und dem 27. August 2023 kam es zu einem Ausfall des X-Band Radars, weshalb an diesen Tagen die Höhe der Nullgradgrenze nicht bestimmt wurde.

Eine Zeitreihe der aus den Radiosondenprofilen berechneten Schmelzzonenhöhe über den gesamten Messzeitraum ist in Abbildung 3.10 zu sehen. Diese ist abhängig von der durch die synoptische Wetterlage herangeführten Luftmasse. Da Juli und August 2023 in Deutschland vor allem von Tiefdruck geprägt und unbeständig waren, schwankt die Schmelzzonenhöhe stark zwischen einer Höhe von 2 und 5 km. Erst zur ersten Septemberhälfte kam es unter einem blockierenden Hochdruckgebiet zu einer Wetterberuhigung mit sehr warmen Temperaturen. Größere Niederschlagsereignisse blieben ab diesem Zeitpunkt allerdings aus, was den September für die Zwecke der Dämpfungskorrektur unbedeutend macht.

Die Dämpfungskorrektur wird für jede Zone getrennt und unabhängig voneinander durchgeführt. Das bedeutet, dass Start- und Endpunkt der Korrektur entlang eines Abstandsprofils (r_0 und r_m in Gleichung 2.21) so angepasst werden, dass sie Unter- und Obergrenze der betrachteten Zone entsprechen. Diese Punkte sind dementsprechend abhängig von der Schmelzzonenhöhe und der Elevation. Eine solche Anpassung ist notwendig, da sonst die Reflektivität und Φ_{dp} aus den beiden anderen Zonen durch die Terme $I(r_0; r_m)$ und $\Delta\Phi_{dp}(r_0; r_m)$ (vgl. Gleichung 2.21 und 2.22) die berechnete spezifische Dämpfung $A(r)$ entlang eines Abstandsprofils beeinflussen. Im Rahmen einer unabhängigen Untersuchung der einzelnen Zonen ist dies nicht erwünscht.

Für die Dämpfungskorrektur der beiden oberen Zonen muss die entlang eines Abstandsprofils bis zur Untergrenze dieser Zone bereits erfahrene Dämpfung bekannt sein und zur gemessenen Reflektivität hinzu addiert werden. Ohne diese Einberechnung entspräche die bereits erfahrene Dämpfung einem Offset, der aus den in Kapitel 3.4.2 genannten Gründen das berechnete Dämpfungsprofil verfälscht.

Daher wird die Dämpfungskorrektur zuerst in der untersten Zone durchgeführt, daraus der optimale Dämpfungskoeffizient $\alpha_{\text{opt,Regen}}$ bestimmt und damit die integrierte Dämpfung an der Untergrenze der Schmelzzone berechnet. Es folgt eine Dämpfungskorrektur der Schmelzzone, aus der sich wiederum ein entsprechender optimaler Dämpfungskoeffizient $\alpha_{\text{opt,schmelz}}$ ergibt. Mit der Annahme von $\alpha_{\text{opt,Regen}}$ in der Regenzone und $\alpha_{\text{opt,Schmelzzone}}$ in der Schmelzzone kann jetzt die integrierte Dämpfung am Oberrand der Schmelzzone berechnet werden. Abschließend folgt eine Dämpfungskorrektur der Schneezone, aus der sich der optimale Dämpfungskoeffizient $\alpha_{\text{opt,Schnee}}$ ergibt.

Da sich die berechneten optimalen Dämpfungskoeffizienten aller drei Zonen für verschiedene Niederschlagsereignisse unterscheiden können, ist es sinnvoll, hierfür einzelne Ereignisse getrennt zu betrachten. Ein mittlerer Wert von $\alpha_{\text{opt,Regen}}$ wäre nicht für alle Zeitpunkte repräsentativ und würde daher zu einer fehlerhaften Berechnung der integrierten Dämpfung an der Schmelzschicht-Untergrenze führen.

Aus diesem Grund wird der Einfluss der Hydrometeorphase auf die Dämpfungskorrektur anhand einzelner Tage untersucht, die zu einem großen Teil stratiform geprägt sind und sich in ihren Niederschlagseigenschaften nur wenig unterscheiden.

Für die weitere Untersuchung werden daher einzelne Tage mit besonders viel Regen betrachtet. Diese Tage werden anhand der täglich aufsummierten Anzahl an Reflektivitätsmessungen über 0dBz beider Radare an den Vergleichspunkten ermittelt (vgl. Abbildung 3.11). Für einen gewählten Grenzwert von 600 000 Messwerten ergeben sich für diese Untersuchung somit sieben Tage.

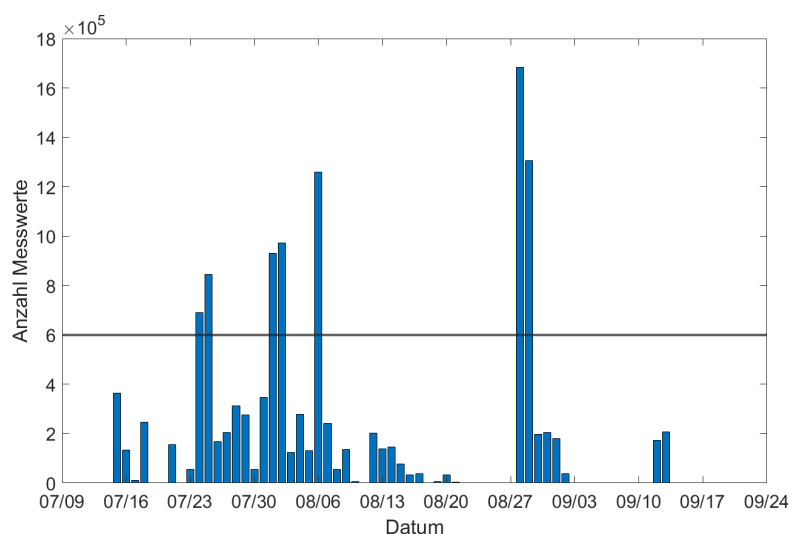


Abbildung 3.11: Säulendiagramm der täglichen Anzahl an Vergleichswerten im Messzeitraum. Für einen Vergleichswert muss die gemessene Reflektivität beider Radare 0dBz überschreiten. Die horizontale schwarze Linie kennzeichnet den gewählten Grenzwert von 600 000 Messungen

4 Ergebnisse und Diskussion

4.1 Bestimmung des optimalen Dämpfungskoeffizienten nach Niederschlagsregime

Der optimale Dämpfungskoeffizient wird in diesem Abschnitt für vorrangig konvektive und stratiforme Niederschlagsgebiete bestimmt. Eine entsprechende Auswahl an Vergleichszeitpunkten wurde bereits mithilfe des in Kapitel 3.5 beschriebenen Verfahrens getroffen.

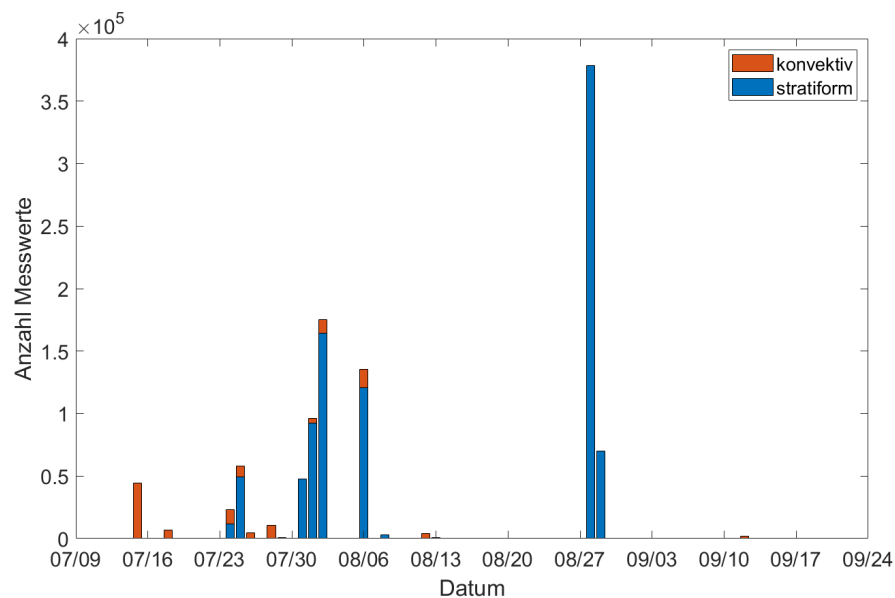


Abbildung 4.1: Säulendiagramm der täglichen Anzahl an Vergleichswerten im konvektiven (orange) und stratiformen (blau) Niederschlagsregime. Es werden nur Vergleichspunkte in einer Höhe bis 2 km verwendet. Zudem muss die gemessene Reflektivität beider Radare 10dBz überschreiten

Die Verteilung der für beide Kategorien verwendeten Messwerte über den gesamten Messzeitraum ist in Abbildung 4.1 zu sehen. Da für eine bessere Vergleichbarkeit nur Messungen unterhalb der Schmelzzone betrachtet werden, handelt es sich dabei nur um Messwerte in einer Höhe unter 2 km. Insgesamt gibt es eine deutlich größere Anzahl an Messwerten innerhalb des stratiformen Regimes als im konvektiven Regime. Dies hängt zum einen mit einer größeren Zahl an betrachteten Zeitpunkten zusammen, zum anderen sind durch die große Ausdehnung stratiformer Niederschlagsgebiete zu einem Zeitpunkt mehr Vergleichspunkte von Niederschlag betroffen als im konvektiven Fall. Zudem werden beide Kategorien jeweils von einem einzigen Tag dominiert, der in etwa ein Drittel

aller Messwerte ausmacht. Für das konvektive Regime ist dies der 15. Juli, für das stratiforme Regime der 28. August.

Nach Durchführung der Dämpfungskorrektur für alle betrachteten Messwerte des X-Band Radars mit allen Dämpfungskoeffizienten im Bereich zwischen 0,14 und 0,6, werden diese Messwerte mit den C-Band Messwerten verglichen und daraus, analog zum in Kapitel 3.4 beschriebenen Verfahren, der optimale Dämpfungskoeffizient für stratiforme und konvektive Niederschläge berechnet. Da die Dämpfung einzelner Messwerte in konvektiven Niederschlagsgebieten häufig über 1 dB liegt, wird der Ausschnitt der betrachteten Dämpfungen hier bis zu einem Wert von 5 dB erweitert. Damit werden in die Berechnung des optimalen Dämpfungskoeffizienten auch Messwerte mit einer Dämpfung über 1 dB einbezogen. Gleichzeitig wird die Intervallbreite auf 0,05 dB festgelegt, sodass sich immer noch eine Anzahl von 100 Intervallen ergibt.

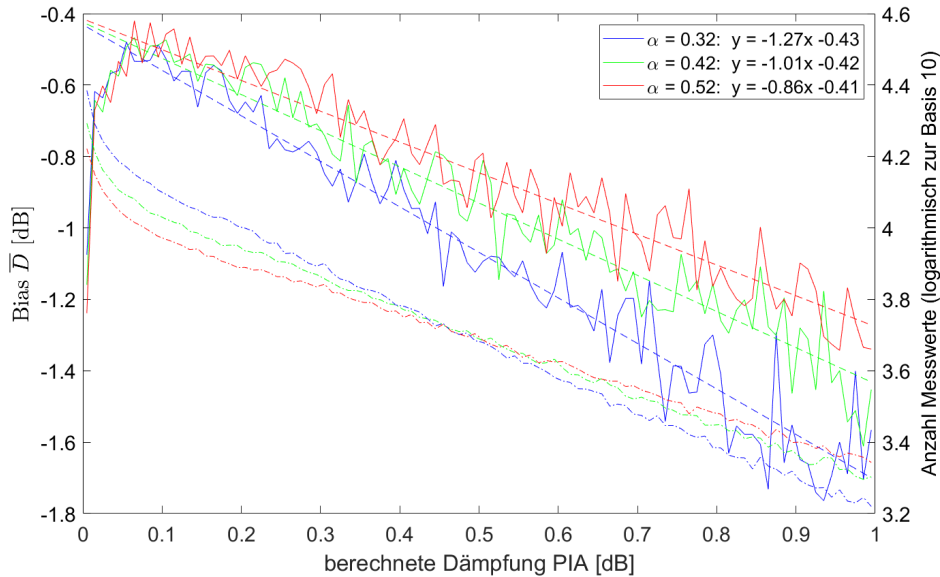


Abbildung 4.2: Bestimmung des optimalen Dämpfungskoeffizienten α_{opt} für Messwerte in stratiformen Niederschlagsgebieten. Dargestellt ist der Bias $\bar{D}$ in Abhängigkeit von der berechneten Dämpfung PIA_{α} , sowie die zugehörige Regressionsgerade und Anzahlverteilung der Messwerte für drei verschiedene Dämpfungskoeffizienten. Die grünen Kurven entsprechen dem optimalen Dämpfungskoeffizienten (hier $\alpha_{\text{opt}} = 0,42$) (vgl. Abbildungen 3.7 und 3.8)

Der Verlauf des Bias zwischen X- und C-Band Radar $\bar{D}(PIA_{\alpha})$ für verschiedene Werte des verwendeten Dämpfungskoeffizienten ist analog zu Kapitel 3.4 in Abbildungen 4.2 und 4.3 dargestellt. Abbildung 4.2 bezieht sich auf den stratiformen Fall, Abbildung 4.3 auf den konvektiven Fall. Der optimale Dämpfungskoeffizient ergibt sich wieder aus dem Wert, bei dem die Steigung den Wert -1 annimmt. Dies liefert für stratiformen Niederschlag einen optimalen Dämpfungskoeffizienten von 0,42, für konvektiven Niederschlag einen Wert von 0,23.

Im konvektiven Regime stehen im Vergleich zum stratiformen Regime nur etwa ein Zehntel so viele Messwerte zur Verfügung. Dies hat zur Folge, dass der Bias $\bar{D}$ in einigen Intervallen von PIA nur anhand von etwa 100 Vergleichswerten berechnet werden kann. Dies führt zu einem starken

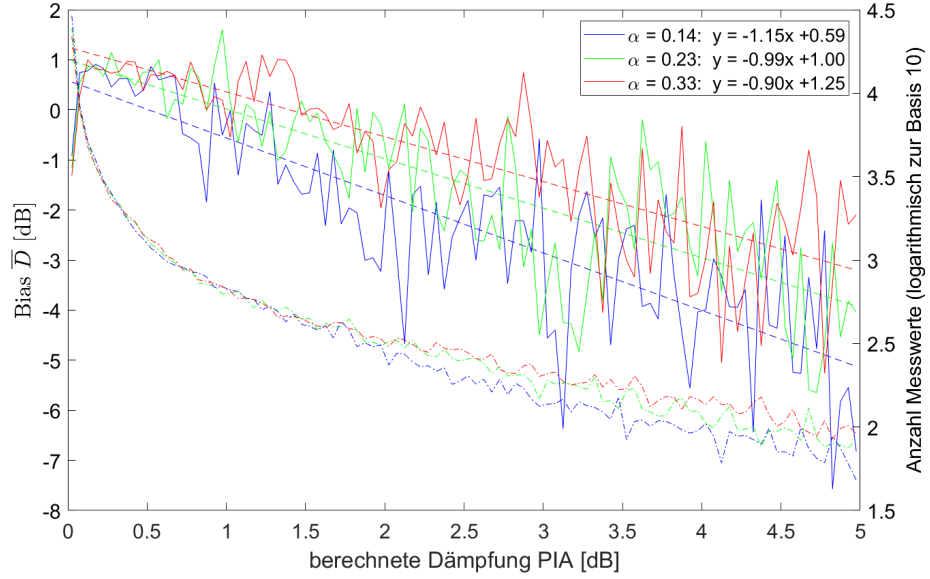


Abbildung 4.3: Bestimmung des optimalen Dämpfungskoeffizienten α_{opt} für Messwerte in konvektiven Niederschlagsgebieten. Der betrachtete Dämpfungsbereich wurde hier auf 5 dB erweitert. Darstellungsweise analog zu Abbildung 4.2

Rauschen im $\bar{D}(PIA)$ -Verlauf, was für eine größere Unsicherheit bei der Bestimmung der mittleren Steigung sorgt.

Außerdem fällt im konvektiven Regime auf, dass sich die Verteilung der Messwerte auf die Dämpfungsintervalle für verschiedene Dämpfungskoeffizienten fast nicht unterscheidet. Auch Veränderungen in der berechneten Steigung sind nur minimal. Der Einfluss des Dämpfungskoeffizienten auf die berechnete Dämpfung ist hier also deutlich kleiner als im stratiformen Fall, wo mit wachsendem Dämpfungskoeffizienten eine deutliche Verschiebung der Messwerte in Richtung höherer Dämpfungen zu erkennen ist, was wiederum eine Verringerung der Steigung zur Folge hat.

Der Verlauf der berechneten mittleren Steigung von $\bar{D}(PIA_{\alpha})$ in Abhängigkeit vom Dämpfungskoeffizienten ist in Abbildung 4.4 zu sehen. Die blauen Markierungen kennzeichnen stratiformen Niederschlag, die orangene Markierungen konvektiven Niederschlag. Zusätzlich sind die aus der linearen Regression hervorgehenden 90%-Unsicherheitsbereiche für die Bestimmung der Steigung als Fehlerbalken dargestellt. Die optimalen Dämpfungskoeffizienten sind als rote, vertikale Linien gekennzeichnet und befinden sich an den Punkten, an denen die Steigung am nächsten an einem Wert von -1 liegt.

Wie schon aufgrund des starken Rauschens zu erwarten war, ist der Unsicherheitsbereich für konvektiven Niederschlag etwas größer. Zudem ist auch hier nur eine sehr kleine Variation der Steigung erkennbar, was in Kombination mit dem großen Unsicherheitsbereich eine genaue Eingrenzung des optimalen Dämpfungskoeffizienten unmöglich macht. Der Optimalwert von -1 liegt im gesamten Bereich $0,15 < \alpha < 0,39$ innerhalb des Unsicherheitsbereichs. Im Gegensatz dazu ergibt sich für stratiformen Niederschlag ein sehr eindeutiger Verlauf der Steigung, wodurch eine Bestimmung des optimalen Dämpfungskoeffizienten mit einer Genauigkeit von etwa $\pm 0,02$ möglich ist.

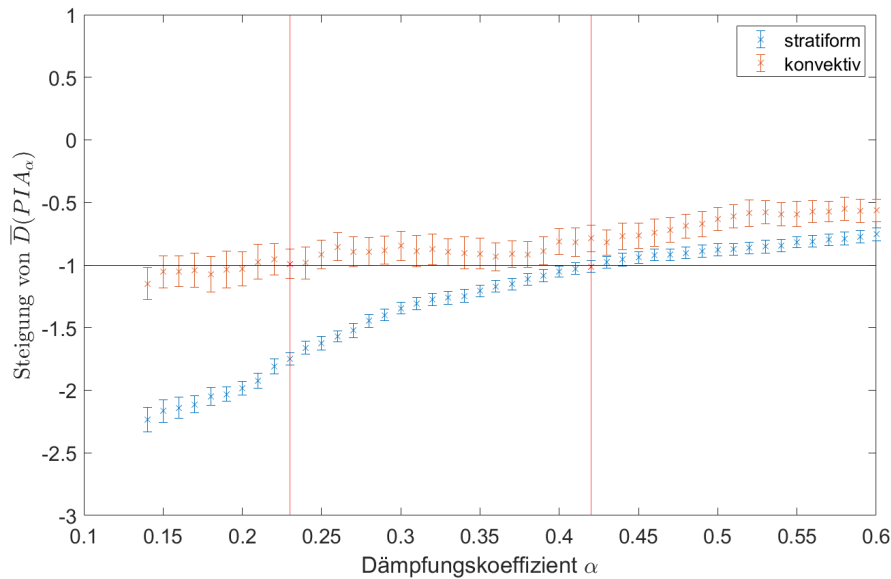


Abbildung 4.4: Berechnete Steigung der Regressionsgeraden von $\bar{D}(PIA_\alpha)$ in Abhängigkeit vom verwendeten Dämpfungskoeffizienten α für konvektive (orange) und stratiforme (blau) Niederschlagsgebiete. Fehlerbalken zeigen die 90%-Unsicherheitsbereiche der Steigung. Die horizontale schwarze Linie markiert den Optimalwert der Steigung, vertikale rote Linien die berechneten optimalen Dämpfungskoeffizienten

Jedoch besteht für stratiformen Niederschlag ein anderes Problem. Auch wenn eine genaue Bestimmung des mittleren optimalen Dämpfungskoeffizienten möglich ist, unterscheidet sich dieser stark bei der Betrachtung von Einzelereignissen. Wie an Abbildung 4.1 zu erkennen ist, macht ein Niederschlagsereignis am 28. August einen Großteil der verwendeten Datenmenge aus. Bleibt dieses Ereignis bei der Bestimmung des optimalen Dämpfungskoeffizienten unbeachtet, ergibt sich ein deutlich niedrigerer Wert von $\alpha_{\text{opt}} = 0,29$.

Der Verlauf der Steigung ohne Einbezug der Messwerte vom 28. August (violette Markierungen) ist in Abbildung 4.5 im Vergleich zum bereits in Abbildung 4.4 dargestellten Verlauf unter Verwendung aller Messwerte für stratiformen Niederschlag (blaue Markierungen) zu sehen. Beide Kurven verlaufen in etwa parallel, die violette Kurve dabei um einen Wert von etwa 0,5 nach oben verschoben. Eine Erklärung wäre daher ein sehr hoher Wert des optimalen Dämpfungskoeffizienten am 28. August, der jedoch nicht auf stratiforme Niederschlagsereignisse an anderen Tagen übertragen werden kann. Auch für die Tage außerhalb des 28. August ist von einer hohen Variabilität des optimalen Dämpfungskoeffizienten auszugehen.

Eine allgemeine Aussage über die Höhe des optimalen Dämpfungskoeffizienten in stratiformen Niederschlagsgebieten ist daher mit dem in dieser Arbeit verwendeten Klassifizierungsschema nicht möglich. Das Dämpfungsverhalten unterscheidet sich offensichtlich auch innerhalb des stratiformen Regimes zu stark durch nicht beachtete Größen wie beispielsweise dem Tropfenspektrum oder der Temperatur. Der Einfluss dieser und weiterer Niederschlagsereignisse auf das Dämpfungsverhalten müsste anhand einzelner Ereignisse untersucht werden. Darauf aufbauend ist ein

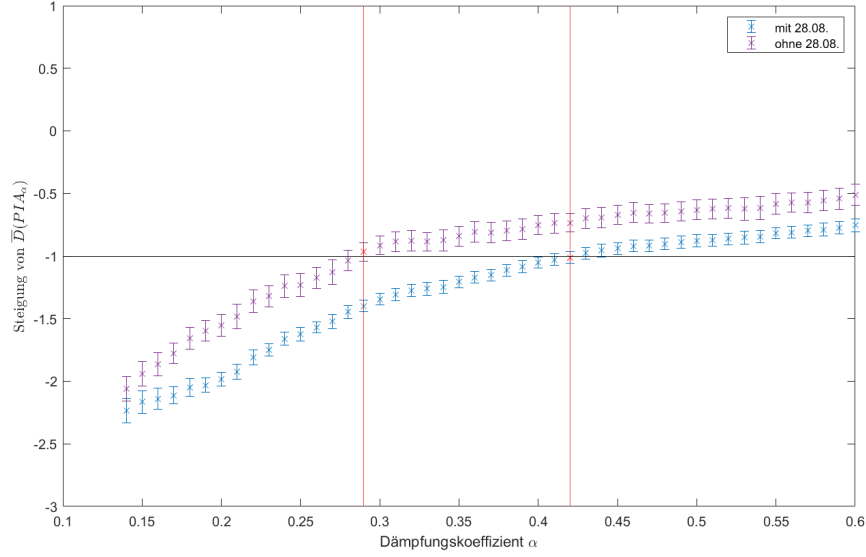


Abbildung 4.5: Berechnete Steigung der Regressionsgeraden von $\overline{D}(PIA_\alpha)$ in Abhängigkeit vom verwendeten Dämpfungskoeffizienten α für stratiforme Niederschlagsgebiete mit (blau) und ohne (violett) Verwendung der Datensätze vom 28. August 2023. Darstellungsweise entspricht Abbildung 4.4

komplexeres Klassifizierungsschema des Niederschlags notwendig. Eine einfache binäre Aufteilung in stratiformen und konvektiven Niederschlag ist dafür nicht ausreichend.

Allerdings kann anhand dieser Klassifizierung gezeigt werden, dass eine Dämpfungskorrektur mithilfe des klassischen ZPHI-Algorithmus insgesamt besser in stratiformen Niederschlagsgebieten funktioniert als im Fall von Konvektion. Die anhand von Abbildungen 4.3 und 4.4 festgestellte näherungsweise Unabhängigkeit der berechneten Dämpfung vom verwendeten Dämpfungskoeffizienten lässt sich durch konvektive Zellen erklären. Entlang eines Abstandsprofils verursacht eine solche Zelle einen starken Peak der Reflektivität. Da die mit der ZPHI-Methode berechnete spezifische Dämpfung proportional zur nichtlogarithmischen Reflektivität ist (vgl. Gleichung 2.21) entfällt der größte Anteil der Gesamtdämpfung auf Rangesegates innerhalb der Zelle (siehe z.B. Abbildung 3.5). Eine Erhöhung des Dämpfungskoeffizienten führt nach (2.20) nur zu einer Vergrößerung der gesamten integrierten Dämpfung eines Abstandsprofils, was allerdings nichts an der sehr auf die Zelle konzentrierten Verteilung der Dämpfung ändert. Durch die beschriebene Proportionalität der Dämpfung zur nichtlogarithmischen Reflektivität, hat eine Erhöhung des Dämpfungskoeffizienten sogar eine verstärkende Wirkung dieser Konzentration zur Folge. Dadurch ändert sich die Dämpfung an Rangesegates, die vom Radar aus gesehen vor der Zelle liegen, bei Veränderung des Dämpfungskoeffizienten nur minimal. Die berechnete Dämpfung an diesen Rangesegates wird somit in erster Linie durch die Reflektivität der Zelle bestimmt. Eine leichte Überschätzung dieser Reflektivität führt zu einer Unterschätzung der Dämpfung vor der Zelle und umgekehrt.

Bei der Betrachtung von sehr inhomogenen Reflektivitätsfeldern, wie sie für konvektive Niederschlagsgebiete typisch sind, ist die Verwendung eines iterativen Verfahrens wie dem IZPHI-

Algorithmus von Vorteil. Dadurch kann jedes Abstandsprofil der Reflektivität unabhängig voneinander mit unterschiedlichen Dämpfungskoeffizienten korrigiert werden. Zudem ist eine getrennte Betrachtung konvektiver Zellen im Korrekturverfahren sinnvoll, um Rückwirkungen auf andere Rangelates auszuschließen.

4.2 Höhenprofile von Dämpfungsgrößen

Um mögliche Auffälligkeiten der vom X-Band Radar gemessenen Reflektivität Z' und der differentiellen Phasenverschiebung K_{dp} innerhalb der Regen- Schmelz- und Schneezone zu entdecken, wird in diesem Abschnitt die Höhenabhängigkeit beider Größen untersucht. Dies dient als Vorbereitung für Kapitel 4.3, in dem diese Größen für die Dämpfungskorrektur der drei Zonen verwendet werden. Da die Höhe der Nullgradgrenze von Tag zu Tag variiert, werden nur einzelne Tage untersucht. Diese entsprechen den in Kapitel 3.6 bestimmten sieben Tagen mit der größten Anzahl an Vergleichswerten (vgl. Abbildung 3.11).

Die betrachteten Messgrößen (Z' und K_{dp}) werden rund um das X-Band Radar vom Radargitter auf ein kartesisches Gitter mit einer horizontalen Breite von 60km und einer Höhe von 1-6km interpoliert. Die Auflösung beträgt dabei 1 km in horizontaler und 50m in vertikaler Richtung. Dadurch beinhaltet jede Höhenschicht eine vergleichbare Anzahl an Messwerten, was bei der direkten Verwendung der Radargitterpunkte durch deren mit der Höhe abnehmenden Dichte nicht der Fall wäre. Zudem wird somit der Abstand der verwendeten Messpunkte des Radars auf 30-40km eingeschränkt, um Dämpfungs- und Abschattungseffekte zu minimieren. Es werden jeweils alle Messwerte eines Tages zusammengefasst.

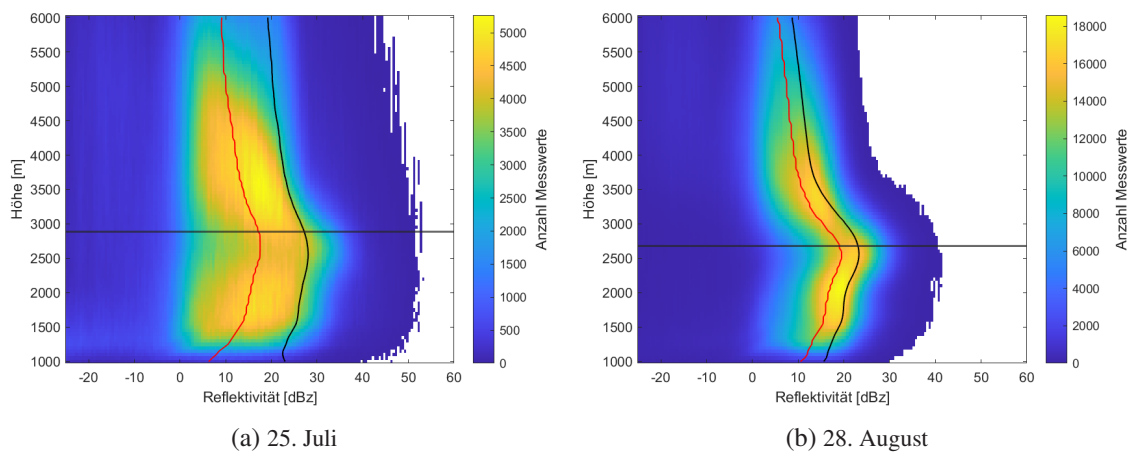


Abbildung 4.6: Höhenprofile der vom X-Band Radar gemessenen Reflektivität an zwei ausgewählten Tagen. Die schwarze vertikale Linie zeigt die nichtlogarithmisch gemittelte Reflektivität jeder Höhenschicht, die benachbarte rote Linie den Median. Die horizontale schwarze Linie kennzeichnet die Höhe der an diesem Tag angenommenen Nullgradgrenze

Die Höhenprofile werden anhand von zwei der sieben betrachteten Tage diskutiert. Dabei handelt es sich zum einen um den 25. Juli, der durch zahlreiche Schauer schwacher bis mittlerer Intensität

geprägt war. Gegen Abend gingen diese in stratiformen Niederschlag über. Zum anderen geht es um den 28. August. Dieser zeichnet sich durch ein lang andauerndes und großflächiges, stratiformes Niederschlagsgebiet aus und liefert die größte Anzahl an Messwerten pro Tag (vgl. Abbildung 3.11). Im Anhang befinden sich beispielhafte Radarbilder des C-Band Radars dieser beiden Tage.

Ein farblich codiertes Histogramm der am 25. Juli und am 28. August gemessenen Radarreflektivität ist in Abbildung 4.6 zu sehen. Eingezeichnet ist außerdem die aus dem Radiosondenaufstieg am Mittag abgeleitete Nullgradgrenze.

Am 25. Juli liegt die gemessene Reflektivität über alle Höenschichten hinweg innerhalb eines breiten Spektrums von etwa 5-25 dBz, das durch die Kombination vieler Niederschlagsgebiete unterschiedlicher Intensitäten entsteht. Vereinzelt treten auch Reflektivitäten bis 50 dBz auf, was auf Gewitteraktivität hindeutet. Ein „bright-band“ kann im Bereich der Nullgradgrenze ausgemacht werden. Dieses wird jedoch von Reflektivitätsprofilen konvektiver Schauer überlagert.

Im Gegensatz dazu ist das Reflektivitätsspektrum am 28. August sehr eng begrenzt. Zudem ist eine eindeutige Höhenstruktur zu erkennen. Innerhalb der Regenzone liegt die Reflektivität in einem Bereich zwischen 15 dBz und 20 dBz. Innerhalb der Schmelzzone tritt ein ausgeprägtes „bright-band“ mit einer um etwa 3-4 dB erhöhten Reflektivität auf, dessen Schwerpunkt knapp unterhalb der Nullgradgrenze liegt. Über diese Höhe hinaus nimmt die Reflektivität stark ab, was dadurch zu begründen ist, dass Schneeflocken mit zunehmender Temperatur beim Fallen immer mehr aneinander haften. Die Partikelgröße erreicht dementsprechend im Bereich der Nullgradgrenze ein Maximum.

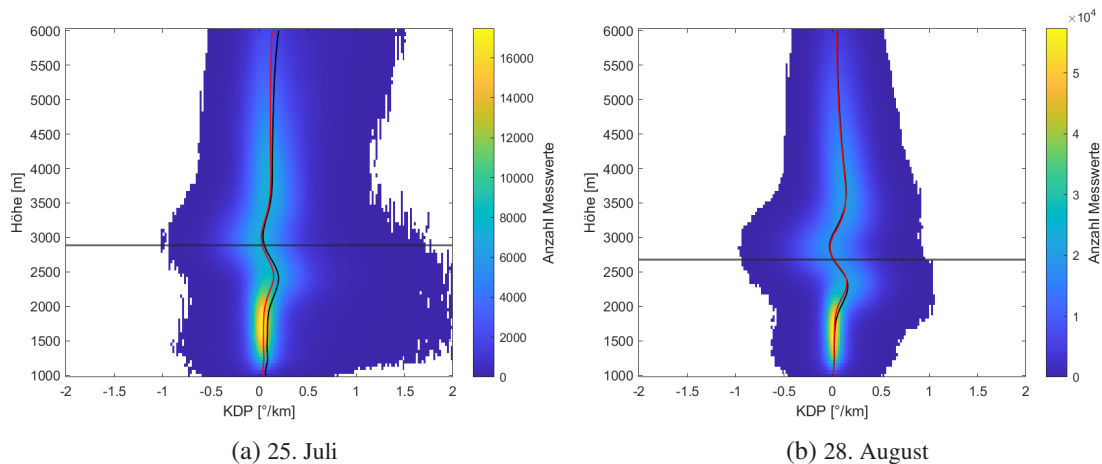


Abbildung 4.7: Höhenprofile der vom X-Band Radar gemessenen K_{dp} -Werte an zwei ausgewählten Tagen. Darstellungsweise analog zu Abbildung 4.6

Das entsprechende K_{dp} -Höhenprofil beider Tage ist in Abbildung 4.7 dargestellt. Innerhalb der Regenzone ist an beiden Tagen eine starke Konzentration auf Werte knapp über $0^\circ/\text{km}$ zu erkennen. Bei genauem Hinsehen sind diese K_{dp} -Werte am 28. August noch etwas kleiner als am 25. Juli, wobei der Mittelwert nahezu 0 beträgt. Dies spricht für sehr kleine, annähernd kugelförmige Tropfen.

Am 25. Juli sind zudem deutlich mehr Ausreißer in positive Richtung bis $2^\circ/\text{km}$ vorhanden. Dies wird vermutlich durch sehr große Tropfen innerhalb konvektiver Zellen verursacht.

Im Bereich der Nullgradgrenze ist an beiden Tagen eine auffällige Wellenbewegung des K_{dp} -Profils zu sehen. Diese wird durch eine große Rückstreuphasenverschiebung δ_{co} verursacht, die bei Mie-Streuung der Radarstrahlung an besonders großen, angeschmolzenen Hydrometeoren innerhalb der Schmelzzone entsteht. In der von Mie-Streuung betroffenen Zone liefert δ_{co} somit einen zusätzlichen Beitrag zum gemessenen Ψ_{dp} -Profil. Da hier das ungeglättete, direkt vom Radar gemessene K_{dp} betrachtet wird, überträgt sich dieser Effekt auf das entsprechende K_{dp} -Profil.

Am Unterrand der Schmelzzone steigt Ψ_{dp} im Mittel durch den hinzukommenden Beitrag von δ_{co} stark an, was ein entsprechendes Maximum von K_{dp} hervorruft. Am Oberrand der Schmelzzone verschwindet die Rückstreuphasenverschiebung wieder, was zu einem Minimum von K_{dp} führt. Aufgrund von Mittelungseffekten innerhalb von Messvolumen des Radars, die sich in einer Höhe genau im Mittelpunkt des K_{dp} -Dipols befinden, ist der vom Radar gemessene K_{dp} -Dipol etwas abgeschwächt und auseinandergezogen. Daher befindet sich die Nullgradgrenze immer etwas unterhalb des Minimums von K_{dp} .

In der Schneezone sind die gemessenen K_{dp} -Werte an beiden Tagen im Mittel etwas größer als im Regen. Zudem sind diese deutlich breiter gestreut, was sich durch die große Variabilität von Form und Orientierung der Schneeflocken erklären lässt.

Für die in diesem Kapitel nicht betrachteten Tage sind Höhenprofile analog zu Abbildungen 4.6 und 4.7 im Anhang zu finden.

4.3 Bestimmung des optimalen Dämpfungskoeffizienten nach Hydrometeorart

Eine getrennte Untersuchung der Dämpfungskorrektur für die in Kapitel 3.6 nach Hydrometeorart eingeteilten Höenschichten erfolgt in diesem Kapitel. Dabei wurden nur die sieben Tage mit den meisten Messwerten untersucht. Für jeden Tag und jede der drei Schichten wird der optimale Dämpfungskoeffizient berechnet.

Da der von Bringi et al. (2007) angegebene Variationsbereich des optimalen Dämpfungskoeffizienten nur für flüssige Tropfen gültig ist und vor allem innerhalb der Schmelzzone ein wesentlich chaotischeres Dämpfungsverhalten zu erwarten ist, wurde der Bereich der verwendeten Dämpfungskoeffizienten auf $0,01 < \alpha < 1$ erweitert. Die Schrittweite beträgt aber weiterhin 0,01.

Eine kurze Charakterisierung des an den betrachteten Tagen auftretenden Niederschlags ist in Tabelle 4.1 zu finden. Radaraufnahmen der einzelnen Tage sowie entsprechende Höhenprofile der Reflektivität und der differentiellen Propagationsphase befinden sich im Anhang.

Tabelle 4.1: Beschreibung der Niederschlagsaktivität im Vergleichsgebiet an den sieben Tagen mit der größten Anzahl an Messwerten an den Vergleichspunkten

Datum	Anmerkungen
24. Juli	vormittags Durchzug eines Starkregengebiets mit intensiven Gewitterzellen am Südrand, am Nachmittag entlang einer Linie Durchzug mehrerer konvektiver Zellen schwacher bis mittlerer Intensität
25. Juli	bis zum Nachmittag Durchzug mehrerer Schauerlinien, gehen gegen Abend zunehmend in stratiformen Regen über
1. August	aus der Nacht heraus schwache stratiforme Niederschläge, morgens Durchzug eines Starkregengebiets, nachmittags Bildung einzelner Konvektionslinien
2. August	in den Morgenstunden sehr homogenes stratiformes Niederschlagsgebiet, nachmittags einzelne schwache Schauerlinien, gegen Abend Durchzug eines schmalen Starkregengebiets
6. August	vom frühen Morgen bis zum Abend durch Höhenkaltluft ausgelöstes Schauerwetter, am späten Abend von Norden her stratiformer Niederschlag
28. August	vom Vormittag an schwacher stratiformer Niederschlag, hält über den gesamten Tag an und nimmt zum Abend an Intensität zu
29. August	aus der Nacht hinaus weiterhin stratiformer Niederschlag, wird im Verlauf des Nachmittags immer schauerartiger, abends erneutes Übergreifen eines schwachen, stratiformen Niederschlagsgebiets

4.3.1 Regenzone

Die berechneten optimalen Dämpfungskoeffizienten innerhalb der Regenzone für jeden der sieben Tage sind in Tabelle 4.2 zu sehen. Es ergibt sich ein sehr breiter Variationsbereich von 0,24 bis 0,73. Mit einem Wert von $\alpha_{\text{opt,Regen}} = 0,73$ liegt der optimale Dämpfungskoeffizient am 28. August sogar außerhalb des von Bringi et al. (2007) angegebenen Bereichs.

Tabelle 4.2: Berechneter optimaler Dämpfungskoeffizient der Regenzone $\alpha_{\text{opt,Regen}}$ an sieben ausgewählten Tagen

Datum	betrachtete Höschicht in Meter	optimaler Dämpfungskoeffizient $\alpha_{\text{opt,Regen}}$
24. Juli	bis 2 940	0,55
25. Juli	bis 2 490	0,46
01. August	bis 2 730	0,33
02. August	bis 3 710	0,28
06. August	bis 2 050	0,24
28. August	bis 2 280	0,73
29. August	bis 2 050	0,30

Die berechnete Steigung der Regressionsgeraden von $\bar{D}(PIA_{\alpha})$ für alle verwendeten Werte des Dämpfungskoeffizienten ist in Abbildung 4.8 zu sehen. Dargestellt sind die beiden Tage mit

dem größten und kleinsten optimalen Dämpfungskoeffizienten. Aufgrund der großen Anzahl an Messwerten pro Tag und dementsprechend kleinen Unsicherheitsbereichen konnte der optimale Dämpfungskoeffizient für jeden Tag mit einer Genauigkeit von etwa $\pm 0,03$ bestimmt werden.

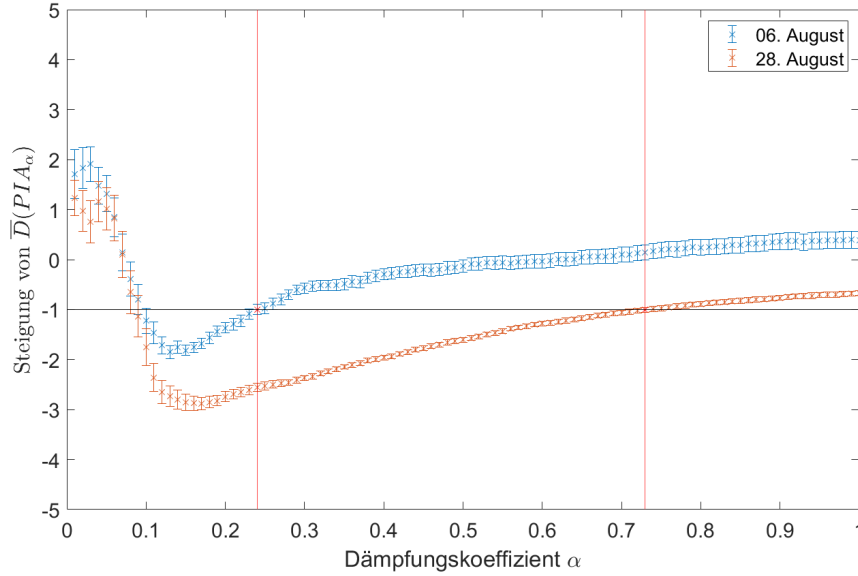


Abbildung 4.8: Berechnete Steigung der Regressionsgeraden von $\bar{D}(PIA_\alpha)$ in Abhängigkeit vom verwendeten Dämpfungskoeffizienten α für eine Dämpfungskorrektur innerhalb der Regenzone. Fehlerbalken kennzeichnen den 90%-Unsicherheitsbereich aus der linearen Regression. Dargestellt sind der 6. August (blau) und der 28. August 2023 (orange)

Bei der Verwendung sehr kleiner Dämpfungskoeffizienten wird für die meisten Messwerte auch eine entsprechend kleine Dämpfung berechnet. Dadurch erreichen nur noch vereinzelte Messwerte den oberen Rand des betrachteten Dämpfungsintervalls zwischen 0 und 1 dB, was eine verlässliche Bestimmung des Bias $\bar{D}(PIA)$ dort unmöglich macht und für sehr große Schwankungen sorgt. Im Gegenzug kommt es am unteren Rand zu einer extremen Anhäufung an Messwerten (vgl. Abbildung 3.6). Das chaotische Verhalten von $\bar{D}(PIA)$ im oberen Bereich des Dämpfungsintervalls sorgt dann für nicht sinnvolle Werte der durch lineare Regression berechneten Steigung. Für die in Abbildung 4.8 gezeigten Tage ist dieses Phänomen für Dämpfungskoeffizienten kleiner als 0,15 zu erkennen. Sobald sich die Messwerte für größere Dämpfungskoeffizienten entlang der gesamten Breite des Dämpfungsintervalls verteilen, stabilisiert sich $\bar{D}(PIA)$ wieder und die Steigung kann verlässlich bestimmt werden.

Für die meisten untersuchten Tage befindet sich der optimale Dämpfungskoeffizient außerhalb dieses instabilen Bereichs. Einzige Ausnahme ist der 29. August, bei dem insgesamt nur sehr kleine Dämpfungen berechnet wurden, weshalb auch für Dämpfungskoeffizienten über 0,2 noch keine Stabilisierung zu erkennen war. Die Obergrenze des Dämpfungsintervalls wurde deshalb für diesen Tag auf einen Wert von 0,5 dB herabgesetzt.

Bei der Bestimmung des optimalen Dämpfungskoeffizienten in der Schmelz- und Schneezone spielt dieser Effekt eine deutlich kleinere Rolle, da der bereits durch die Regenzone beigetragene Anteil

der gesamten integrierten Dämpfung, der unter Annahme von $\alpha_{\text{opt,Regen}}$ berechnet wurde, schon für eine ausreichend ausgeglichene Verteilung der Messwerte zwischen 0 und 1 dB sorgt.

Der an Tabelle 4.2 erkennbare große Variationsbereich des optimalen Dämpfungskoeffizienten in Regen entsteht vermutlich durch die Variabilität des Tropfenspektrums der an den betrachteten Tagen auftretenden Niederschlagsgebiete. Auch ein Temperatureinfluss kann nicht ausgeschlossen werden. Die Tatsache, dass der höchste und niedrigste optimale Dämpfungskoeffizient an Tagen bestimmt wurden, deren Höhe der Nullgradgrenze sich nur um etwa 230m unterscheidet, lässt allerdings darauf schließen, dass dieser Einfluss verhältnismäßig klein ist.

Um den Zusammenhang der berechneten optimalen Dämpfungskoeffizienten aus Tabelle 4.2 und dem mittleren Tropfenspektrum zu überprüfen, werden die Parsivel-Messungen der einzelnen Tage ausgewertet. Dafür werden die zwei in Kapitel 3.1.3 vorgestellten und im Überlappbereich platzierten Geräte verwendet.

Für jeden betrachteten Tag und jedes Gerät wird der Mittelwert über alle an diesem Tag gemessenen Tropfenspektren $N(D)$ gebildet. Als für das Tropfenspektrum charakteristische Größe wird daraufhin der Durchmesser D_0 berechnet. Dies ist der Durchmesser, der das im Niederschlag enthaltene Flüssigwasser in zwei Hälften teilt, das heißt Tropfen mit einem Durchmesser kleiner als D_0 enthalten insgesamt genau die gleiche Menge Wasser wie Tropfen mit einem Durchmesser größer als D_0 .

Aus diesem Verfahren ergeben sich die in Tabelle 4.3 dargestellten Werte des Tropfendurchmessers D_0 . Hier sticht vor allem der sehr konvektiv geprägte 24. Juli mit einem vergleichsweise hohen D_0 von 1,42 mm hervor. Für alle größtenteils stratiform geprägten Tage liegt D_0 in einem Bereich knapp unter 1 mm

Tabelle 4.3: Charakteristische Tropfendurchmesser D_0 für tageweise gemittelte Tropfenspektren aus Messwerten der Parsivel-Geräte „PARS2017B“ und „PARS2020C“

	PARS2017B	PARS2020C	
Datum	D_0 [in mm]	D_0 [in mm]	$\varnothing D_0$ [in mm]
24. Juli	1,44	1,39	1,42
25. Juli	1,11	0,91	1,01
01. August	0,93	1,00	0,97
02. August	0,92	0,99	0,95
06. August	0,82	0,98	0,90
28. August	0,94	0,80	0,87
29. August	0,87	0,87	0,87

Der zwischen beiden Parsivels gemittelte Tropfendurchmesser D_0 (vgl. Tabelle 4.3) und der berechnete optimale Dämpfungskoeffizient der Regenzone (vgl. Tabelle 4.2) wurden in Abbildung 4.9 in einem Scatterplot gegeneinander aufgetragen. Auch wenn sieben Messwerte zu wenige sind um eine

statistisch begründete Gesetzmäßigkeit auszumachen, lässt sich ein tendenzieller Anstieg des optimalen Dämpfungskoeffizienten mit wachsendem D_0 erkennen. Einen Ausreißer stellt dabei der 28. August mit einem extrem großen optimalen Dämpfungskoeffizienten bei gleichzeitig kleinem D_0 dar. Ohne Beachtung dieses Ausreißers ergibt sich ein Korrelationskoeffizient von 0,87. Aufgrund der sehr kleinen Anzahl an Messwerten wären hier allerdings weitere Untersuchungen notwendig. Für ein genaueres Ergebnis müssten mehr als sieben Tage untersucht werden, in denen bestenfalls einzelne Niederschlagsgebiete getrennt voneinander betrachtet werden um Mittelungseffekte über unterschiedliche Tropfenspektren zu verhindern.

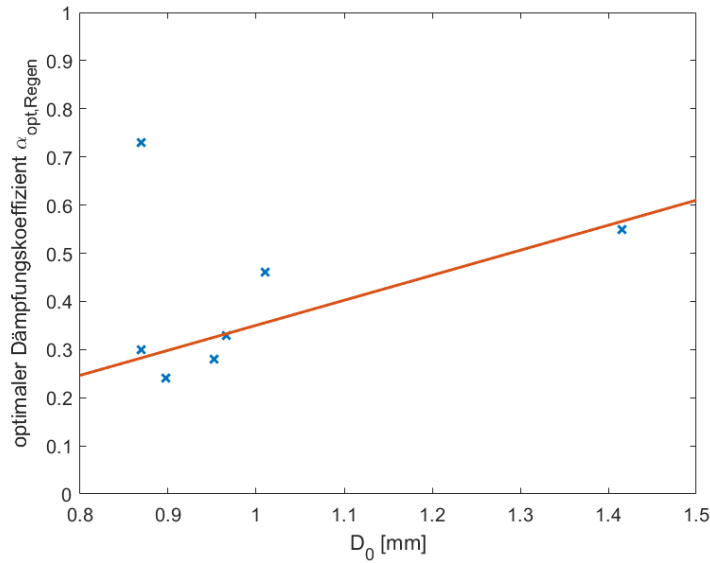


Abbildung 4.9: Scatterplot des aus Parsivel-Messungen erhaltenen Tropfendurchmessers D_0 und des berechneten optimalen Dämpfungskoeffizienten in der Regenzone $\alpha_{\text{opt,Regen}}$ (blaue Markierungen). Bei der Erstellung der orange markierten Regressionsgerade wurde der 28. August nicht mit einbezogen

Eine Zunahme des optimalen Dämpfungskoeffizienten mit der Tropfengröße ließe sich dadurch erklären, dass durch die kleine Wellenlänge des X-Band Radars der Extinktionsquerschnitt σ_{ext} nicht genau proportional zum 4. Moment der DSD ist, sondern der Exponent etwas über $n = 4$ liegt (vgl. letzter Abschnitt von Kapitel 2.1). Dadurch wäre der optimale Dämpfungskoeffizient unter Annahme der linearen A - K_{dp} -Beziehung zusätzlich abhängig von D_0 (vgl. Bringi et al. (2001)).

Für den Ausreißer am 28. August ist allerdings anhand des aus Parsivel-Messungen berechneten Tropfenspektrums keine Erklärung möglich. Das mittlere gemessene Spektrum ist zwischen 6. August, 28. August und 29. August sehr vergleichbar, führt aber zu großen Unterschieden im optimalen Dämpfungskoeffizienten.

4.3.2 Schmelzzone

Die innerhalb der Schmelzzone berechneten optimalen Dämpfungskoeffizienten $\alpha_{\text{opt,Schmelz}}$ sind in Tabelle 4.4 aufgelistet. Insgesamt ist in der Schmelzzone ein weitaus unregelmäßigeres Ver-

halten von $\bar{D}(PIA_\alpha)$ zu beobachten als noch in der Regenzone, woraus sich entsprechend große Unsicherheitsbereiche der Steigung von $\bar{D}(PIA_\alpha)$ ergeben.

Für Tage mit eingeklammerten Werten in Tabelle 4.4 ergibt sich zwar eine Schnittstelle der Steigung mit dem Optimalwert -1, jedoch ist die Unsicherheit so groß, dass eine Steigung von -1 fast über den gesamten Variationsbereich des Dämpfungskoeffizienten innerhalb des 90%-Unsicherheitsbereichs liegt, wodurch der optimale Dämpfungskoeffizient nicht eindeutig zu bestimmen ist (vgl. 1. August in Abbildung 4.10). Auch für die anderen Tage lässt sich der optimale Dämpfungskoeffizient nur mit einer Genauigkeit von bestenfalls $\pm 0,05$ bis schlimmstenfalls $\pm 0,15$ bestimmen. Am 29. August befindet sich die Steigung für alle verwendeten Dämpfungskoeffizienten oberhalb des Optimalwerts von -1, zu einem Großteil sogar im positiven Bereich (vgl. Abbildung 4.10). Auch eine Einschränkung der Obergrenze des betrachteten Dämpfungsintervalls $PIA_{\max}$ führte zu keiner Änderung. Daher konnte für diesen Tag kein optimaler Dämpfungskoeffizient in der Schmelzzone bestimmt werden.

Tabelle 4.4: Berechneter optimaler Dämpfungskoeffizient der Schmelzzone $\alpha_{\text{opt,Schmelz}}$ an sieben ausgewählten Tagen

Datum	betrachtete Höschicht in Meter	optimaler Dämpfungskoeffizient $\alpha_{\text{opt,Schmelz}}$
24. Juli	2940 - 3390	(0,15)
25. Juli	2490 - 2940	0,28
01. August	2730 - 3180	(0,06)
02. August	3710 - 4260	0,43
06. August	2050 - 2500	0,19
28. August	2280 - 2730	0,23
29. August	2050 - 2500	-

Im direkten Vergleich mit den in der Regenzone berechneten optimalen Dämpfungskoeffizienten (Tabelle 4.2) ergeben sich in der Schmelzzone kleinere Werte. Einzige Ausnahme hiervon ist der 2. August mit einem optimalen Dämpfungskoeffizienten von 0,42 in der Schmelzzone und 0,28 in der Regenzone. Bemerkenswert ist zudem der starke Abfall des optimalen Dämpfungskoeffizienten am 28. August von 0,73 in der Regenzone auf 0,23 in der Schmelzzone.

Anders als in der Regenzone besteht in der Schmelzzone (mit den zur Verfügung stehenden Messgeräten) keine Möglichkeit, das Spektrum an Niederschlagsteilchen unabhängig zu messen. Zudem ist dieses Spektrum nicht nur durch die Größe der auftretenden Teilchen bestimmt, sondern hat weitaus mehr Freiheitsgrade wie Form, Orientierung und Schmelzgrad. Nach Kapitel 2.4 ergibt sich dadurch eine große Variabilität der A-Z-Beziehung, während im ZPHI-Algorithmus immer noch eine feste, auf Regentropfen angepasste A-Z-Beziehung verwendet wird.

Auch das tatsächliche Φ_{dp} -Profil in der Schmelzzone kann durch die dort auftretende Rückstreuungverschiebung δ_{co} nur schwer rekonstruiert werden. Im ZPHI-Algorithmus wird ein geglättetes Φ_{dp} -Profil verwendet, das über Gebiete mit δ_{co} hinweg interpoliert und zudem mehrmals mit einem

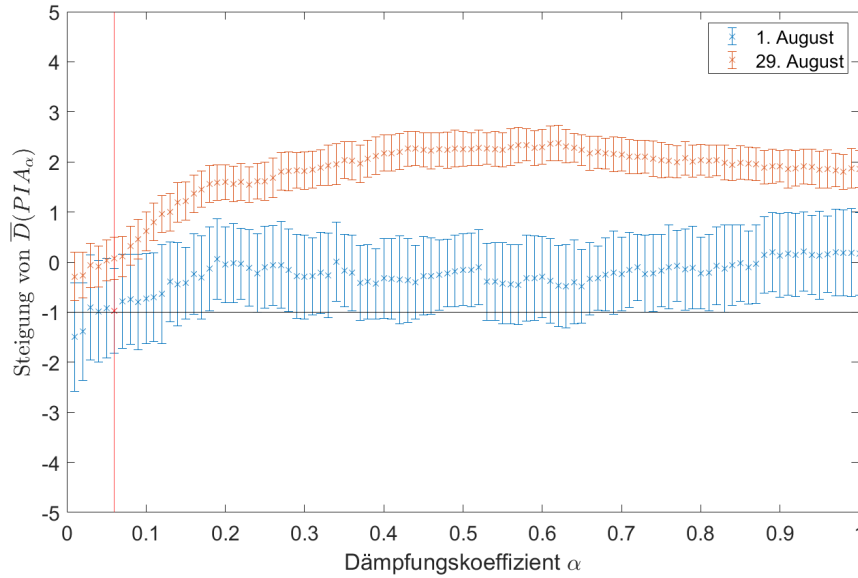


Abbildung 4.10: Berechnete Steigung der Regressionsgeraden von $\bar{D}(PIA_\alpha)$ in Abhängigkeit vom verwendeten Dämpfungskoeffizienten α für eine Dämpfungskorrektur in der Schmelzzone. Dargestellt sind der 1. August (blau) und der 29. August (orange)

„moving-average“-Filter über eine Länge von 10km gemittelt wurde. Dadurch verschmilzt das Φ_{dp} -Profil der schmalen Schmelzzone mit dem der Regen- und Schneezone.

Außerdem ist ein direkter Vergleich der Radarreflektivität zwischen X- und C-Band Radar innerhalb der Schmelzzone nicht sinnvoll. Bei Streuung der Radarstrahlung an besonders großen schmelzenden Hydrometeoren ist die Rayleigh-Annahme nicht mehr gültig, wodurch der Reflektivitätsfaktor Z wellenlängenabhängig wird. Dadurch unterschätzt das X-Band Radar die Reflektivität im Vergleich zum C-Band Radar. Dieser Effekt ist räumlich und zeitlich variabel und kann daher nicht als konstanter Offset innerhalb der Schmelzzone betrachtet werden. Dadurch ist eine Trennung des durch Mie-Streuung verursachten Bias von dem durch Dämpfung verursachten Bias nicht möglich. Sehr wahrscheinlich ist dies auch der Grund für die misslungene Dämpfungskorrektur am 29. August.

Aufgrund der großen Menge an Freiheitsgraden und Messunsicherheiten innerhalb der Schmelzzone ist eine physikalische Interpretation der in Tabelle 4.4 dargestellten Werte des optimalen Dämpfungskoeffizienten nicht möglich.

4.3.3 Schneezone

Tabelle 4.5 zeigt die innerhalb der Schneezone berechneten optimalen Dämpfungskoeffizienten. Im Vergleich zur Schmelzzone ergibt sich für die Steigung von $\bar{D}(PIA_\alpha)$ eine kleinere Unsicherheit, wodurch der optimale Dämpfungskoeffizient wieder deutlich genauer bestimmt werden konnte. Nur für den 2. August ergibt sich ein großer Unsicherheitsbereich der Steigung, was allerdings

durch die große Höhe der Nullgradgrenze erklärt werden kann, wodurch an diesem Tag weniger Vergleichspunkte innerhalb der Schneezone zur Verfügung standen.

Tabelle 4.5: Berechneter optimaler Dämpfungskoeffizient der Schneezone $\alpha_{\text{opt,Schnee}}$ an sieben ausgewählten Tagen

Datum	betrachtete Höschicht in Meter	optimaler Dämpfungskoeffizient $\alpha_{\text{opt,Schnee}}$
24. Juli	ab 3 390	0,10
25. Juli	ab 2 940	0,11
01. August	ab 3 180	0,04
02. August	ab 4 260	(0,09)
06. August	ab 2 500	0,17
28. August	ab 2 730	0,02
29. August	ab 2 500	0,05

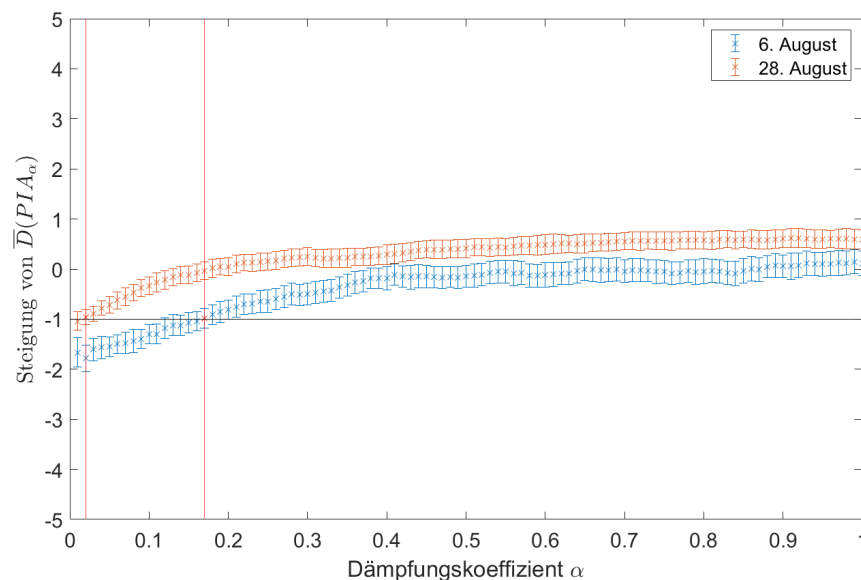


Abbildung 4.11: Berechnete Steigung der Regressionsgeraden von $\overline{D}(PIA_{\alpha})$ in Abhängigkeit vom verwendeten Dämpfungskoeffizienten α für eine Dämpfungskorrektur in der Schneezone. Dargestellt sind der 6. August (blau) und der 28. August (orange)

Der Verlauf der Steigung von $\overline{D}(PIA_{\alpha})$ ist für die beiden Tage mit dem kleinsten und größten optimalen Dämpfungskoeffizienten in Abbildung 4.11 dargestellt. Insgesamt ergeben sich in der Schneezone sehr kleine Werte des optimalen Dämpfungskoeffizienten. Bis auf eine Ausnahme liegen diese unterhalb des von Bringi et al. (2007) angegebenen Bereichs von 0,14 bis 0,6.

Dies spricht für einen im Vergleich zu flüssigen Tropfen kleinen Dämpfungseffekt fester Hydrometeore, was mit den in Kapitel 2.4 dargestellten Simulationsergebnissen der Dämpfung trockener Graupelkörner und Schneeflocken von Blahak (2005) im Einklang steht.

Mit Ausnahme des 2. August können die betrachteten Tage anhand von $\alpha_{\text{opt, Schnee}}$ in zwei Gruppen geteilt werden. Am 24. Juli, 25. Juli und 6. August liegt der optimale Dämpfungskoeffizient bei einem Wert von 0,1 und darüber, am 1. August, 28. August und 29. August ist dieser noch einmal deutlich kleiner und liegt bei einem Wert von 0,05 und weniger. Anhand von Tabelle 4.1 ergibt sich für die erste Gruppe an Tagen ein vorwiegend konvektives Niederschlagsbild, für letztere überwiegt stratiformer Niederschlag.

Verursacht wird dies vermutlich durch die Anwesenheit flüssiger Tropfen innerhalb konvektiver Zellen in der Höhe der Schneezone. Durch die starke Freisetzung latenter Wärme kann die Temperatur innerhalb des Aufwindbereichs konvektiver Zellen deutlich über der Temperatur der Umgebungsluft liegen, nach der die Höhe der Schneezone festgelegt wurde. Zudem können flüssige Tropfen durch die hohe Vertikalgeschwindigkeit über die Nullgradgrenze hinaus transportiert werden ohne direkt zu gefrieren. In stratiformen Niederschlagsgebieten ist hingegen aufgrund der vergleichsweise geringen Vertikalgeschwindigkeit oberhalb der Nullgradgrenze nur mit festen Hydrometeoren zu rechnen.

5 Zusammenfassung und Fazit

Innerhalb der Radarmeteorologie stellt die Dämpfungskorrektur der Radarreflektivität eine große Herausforderung dar, da die auftretende Dämpfung nicht auf eine eindeutige Weise aus gemessenen Radargrößen abgeleitet werden kann. Unter Verwendung der polarimetrischen Größe K_{dp} wird häufig eine lineare Beziehung zur spezifischen Dämpfung A mit einem Proportionalitätsfaktor α angenommen (Bringi et al., 1990). Diese Annahme lässt sich zwar auf Basis einer physikalischen Betrachtung der Beziehung von A und K_{dp} zum Tropfenspektrum und anhand von Simulationen begründen, exakt ist dieser Zusammenhang allerdings nicht. Für die Anwendung des auf dieser Beziehung basierenden ZPHI-Korrekturalgorithmus (Testud et al., 2000) muss zuvor eine Annahme über die Größe des Dämpfungskoeffizienten α getroffen werden. Von der Wahl dieses Dämpfungskoeffizienten hängt maßgeblich das Korrekturergebnis ab. Der Wert des Dämpfungskoeffizienten, dessen Verwendung die tatsächliche Radarreflektivität am besten reproduziert, wird als optimaler Dämpfungskoeffizient α_{opt} bezeichnet. Da im operationellen Einsatz keine Referenzmessung der tatsächlichen Reflektivität zur Verfügung steht, muss α_{opt} in diesem Fall im Vorhinein festgelegt oder iterativ bestimmt werden.

Anhand von Messungen eines polarimetrischen X-Band Radars im Rahmen der Swabian-MOSES-2023 Messkampagne (Handwerker et al., 2025) wurde eine solche Dämpfungskorrektur mit einer Bandbreite an Dämpfungskoeffizienten durchgeführt. Die berechneten korrigierten Reflektivitätswerte wurden an ausgewählten Vergleichspunkten mit der gemessenen Reflektivität eines etwa 25 km entfernten C-Band Radars verglichen, die als beste Schätzung der tatsächlichen Reflektivität dient. Diese Vergleichspunkte befinden sich innerhalb des Überlappbereichs beider Radargeräte und wurden so gewählt, dass sich ein maximaler Abstand von 100 m zwischen zu vergleichenden Messungen ergibt. Es wurde ein Verfahren entwickelt, um die durch Dämpfung verursachte Abweichung der Reflektivität zwischen C- und X-Band Radar vom Kalibrationsoffset des X-Band Radars zu trennen ohne diesen Offset im Vorhinein zu kennen. Mithilfe dieses Verfahrens kann aus entsprechenden Vergleichswerten der unkorrigierten Reflektivität Z' des X-Band Radars, der korrigierten Reflektivität Z_α des X-Band Radars und der als tatsächliche Reflektivität angenommenen Messung Z_C des C-Band Radars der optimale Dämpfungskoeffizient α_{opt} bestimmt werden. Bei Betrachtung aller zur Verfügung stehenden Messwerte in einer Höhe unterhalb von 2 km (und damit innerhalb der Regenzone) ergab sich auf diese Weise ein Wert von $\alpha_{opt} = 0,24$, der dem für X-Band in Regen typischen Dämpfungskoeffizienten (Bringi et al., 2007) genau entspricht.

Insbesondere wurde in dieser Arbeit das Verhalten des optimalen Dämpfungskoeffizienten in Abhängigkeit von Niederschlagsregime, Tropfenspektrum und Hydrometeorart untersucht. Dabei

konnten auch Aussagen über Limitationen des ZPHI-Algorithmus im Allgemeinen getroffen werden.

Für eine erste Untersuchung wurden einzelne 5-minütige Messzeitpunkte bestimmt, in denen Niederschlag mit besonders konvektiven oder stratiformen Eigenschaften im Überlappbereich gemessen wurde. Für diese beiden Untergruppen an Messzeitpunkten wurde getrennt voneinander der optimale Dämpfungskoeffizient in einer Höhe unter 2 km bestimmt. Für stratiformen Niederschlag ergab sich ein Wert von $\alpha_{\text{opt}} = 0,42$. Es stellte sich jedoch heraus, dass sich dieser Wert stark zwischen Einzelereignissen unterscheidet. Für stratiformen Niederschlag im Allgemeinen lässt sich daher kein repräsentativer optimaler Dämpfungskoeffizient bestimmen. Für konvektiven Niederschlag war eine Bestimmung des optimalen Dämpfungskoeffizienten aufgrund einer geringeren Anzahl an betrachteten Zeitpunkten sowie einer engeren räumlichen Begrenzung der Niederschlagsgebiete mit einer großen Unsicherheit verbunden. Zudem wurde festgestellt, dass eine Veränderung des Dämpfungskoeffizienten nur sehr wenig Einfluss auf die berechnete Dämpfung hat. Dadurch konnte auch für konvektiven Niederschlag kein eindeutiger optimaler Dämpfungskoeffizient bestimmt werden. Dem liegen vermutlich konvektive Zellen zugrunde, die durch die Annahme einer A-Z-Beziehung mit nicht-logarithmischer Reflektivität im ZPHI-Verfahren das berechnete Dämpfungsprofil $A(r)$ sehr stark dominieren und dadurch auch einen großen Einfluss auf die Dämpfung an allen anderen Punkten entlang eines Profils haben. Durch die große, durch Φ_{dp} unabhängig bestimmte Gesamtdämpfung entlang solcher Profile, verursachen kleine Abweichungen der A-Z-Beziehung (z.B. durch Hagel) große Fehler im gesamten Dämpfungsprofil. Aus diesem Grund sollten in einem Dämpfungskorrekturverfahren konvektive Zellen entlang eines Abstandsprofils nach Möglichkeit separat behandelt werden.

In einem zweiten Teil wurde das Verhalten des optimalen Dämpfungskoeffizienten für verschiedene Hydrometeorarten untersucht. Dafür wurden Niederschlagsgebiete anhand der am entsprechenden Tag gemessenen Höhe der Nullgradgrenze in Regenzone, Schmelzzone und Schneezone aufgeteilt. Die Zonen wurden bei der Dämpfungskorrektur unabhängig voneinander behandelt, woraus sich drei verschiedene Werte des optimalen Dämpfungskoeffizienten ergaben. Um die Variabilität des optimalen Dämpfungskoeffizienten in den Zonen besser darzustellen, wurden die sieben Tage mit der größten Anzahl an Messwerten voneinander getrennt betrachtet.

In der Regenzone ergab sich zwischen verschiedenen Tagen eine große Variabilität des optimalen Dämpfungskoeffizienten in einem Bereich von 0,24 bis 0,73. Aus einer Überprüfung des an den untersuchten Tagen aufgetretenen Tropfenspektrums anhand von Parsivel-Messungen, konnte eine Zunahme des optimalen Dämpfungskoeffizienten mit dem charakteristischen Tropfendurchmesser D_0 erkannt werden. Die einzige signifikante Abweichung dieser Tendenz war am 28. August zu beobachten. Dort wurde ein sehr großer optimaler Dämpfungskoeffizient bei einem kleinen D_0 berechnet.

In der Schmelzzone konnte durch das Auftreten besonders großer Hydrometeore die Rayleigh-Näherung nicht angenommen werden. Dies hatte eine Wellenlängenabhängigkeit der gemessenen Reflektivität zur Folge, was einen Vergleich zwischen X- und C-Band Radar erschwerte. Zudem

konnten aufgrund der geringen Schichtdicke nur eine vergleichsweise kleine Anzahl an Messwerten für die Auswertung verwendet werden, weshalb die berechneten optimalen Dämpfungskoeffizienten mit einer großen Unsicherheit verbunden waren. Insgesamt ergab sich ein kleinerer Variationsbereich von 0,19 bis 0,43 mit tendenziell kleineren Werten als in der Regenzone. Durch die große Anzahl an Freiheitsgraden innerhalb eines Spektrums schmelzender Hydrometeore und fehlenden Möglichkeiten, diese unabhängig zu überprüfen, war eine Erklärung einzelner Werte nicht möglich.

In der Schneezone ergaben sich über alle betrachteten Tage hinweg nur sehr kleine Werte des optimalen Dämpfungskoeffizienten in einem Bereich von 0,02 bis 0,17. Nach der verwendeten linearen $A-K_{dp}$ -Beziehung spricht dies dafür, dass an gefrorenen Hydrometeoren nur eine sehr geringe Dämpfung der Radarstrahlung auftritt, was sich durch entsprechende Simulationsergebnisse von Blahak (2005) bestätigen lässt. Tendenziell konnte an vorwiegend konvektiven Tagen ein etwas größerer optimaler Dämpfungskoeffizient festgestellt werden als an stratiformen Tagen, was durch die Anwesenheit flüssiger Tropfen im Aufwindbereich konvektiver Zellen erklärt werden kann.

In dieser Arbeit konnte gezeigt werden, dass sich der optimale Dämpfungskoeffizient für unterschiedliche Niederschlagsgebiete stark unterscheidet. Der Versuch, einen für alle konvektiven und stratiformen Niederschlagsgebiete repräsentativen optimalen Dämpfungskoeffizienten zu finden war nicht erfolgreich. Für diesen Zweck wäre eine deutlich komplexere Klassifizierung von Niederschlag erforderlich. Zudem konnte eine signifikante Änderung des optimalen Dämpfungskoeffizienten beim Übergang zwischen flüssigen und festen Hydrometeoren festgestellt werden. In einer operationellen Dämpfungskorrektur sollte dieser Unterschied daher berücksichtigt werden.

Literaturverzeichnis

- Blahak, U., 2005: *Analyse des Extinktionseffektes bei Niederschlagsmessungen mit einem C-Band Radar anhand von Simulation und Messung*. Institut für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe.
- Bringi, V., and V. Chandrasekar, 2001: *Polarimetric Doppler Weather Radar: Principles and applications*. Cambridge University Press.
- Bringi, V., V. Chandrasekar, N. Blakrishnan, and D. Zrnica, 1990: An Examination of Propagation Effects in Rainfall on Radar Measurements at Microwave Frequencies. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **7** (6), 829–840, [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1990\)007<0829:AEOPEI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1990)007<0829:AEOPEI>2.0.CO;2).
- Bringi, V., T. Keenan, and V. Chandrasekar, 2001: Correcting C-band radar reflectivity and differential reflectivity data for rain attenuation: a self-consistent method with constraints. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **39** (9), 1906–1915, <https://doi.org/10.1109/36.951081>.
- Bringi, V., M. Thurai, and R. Hanesen, 2007: *Dual-Polarization Weather Radar Handbook (2nd Edition)*. Gematronik.
- Deutscher Wetterdienst, 2025: Radarprodukte. URL <https://www.dwd.de/DE/leistungen/radarprodukte/radarprodukte.html>, (letzter Zugriff: 01.11.2025).
- Enterprise Electronics Corporation, 2025: Doppler Weather Radar Systems: DWSR 5001C. URL https://www.radartutorial.eu/19.kartei/10.weather/pubs/DWSR_5001C.pdf, (letzter Zugriff: 05.11.2025).
- Fabry, F., and I. Zawadzki, 1995: Long-Term Radar Observations of the Melting Layer of Precipitation and Their Interpretation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **52** (5), 838–851, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1995\)052<0838:LTROOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1995)052<0838:LTROOT>2.0.CO;2).
- Grenzhäuser, J., 2011: Entwicklung neuartiger Mess- und Auswertungsstrategien für ein scannendes Wolkenradar und deren Anwendungsbereiche. Ph.D. thesis, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie.
- Hagen, M., 2013: Witerradar - Eine Gerätevorstellung. *Institut für Physik der Atmosphäre, Oberpfaffenhofen*, URL <https://elib.dlr.de/85068/>.

- Handwerker, J., 2002: Cell tracking with TRACE3D — a new algorithm. *Atmospheric Research*, **61** (1), 15–34, [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0169-8095\(01\)00100-4](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0169-8095(01)00100-4).
- Handwerker, J., and Coauthors, 2025: From initiation of convective storms to their impact — the Swabian MOSES 2023 campaign in southwestern Germany. *Front. Earth Sci.*, **13** (1555755), <https://doi.org/https://doi.org/10.3389/feart.2025.1555755>.
- Hitschfeld, W., and J. Bordan, 1954: Errors inherent in the radar measurement of rainfall at attenuation wavelengths. *Journal of meteorology*, **11** (1), 58–67, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1954\)011<0058:EIITRM>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469(1954)011<0058:EIITRM>2.0.CO;2).
- Hubbert, J., and V. Bringi, 1995: An Iterative Filtering Technique for the Analysis of Copolar Differential Phase and Dual-Frequency Radar Measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **12** (3), 643—648, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1995\)012<0643:AIFTFT>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0426(1995)012<0643:AIFTFT>2.0.CO;2).
- IMKTRO, 2025: X-Band Dopplerradar. URL <https://www.kitcube.kit.edu/332.php>, (letzter Zugriff: 01.11.2025).
- Ryzhkov, A., P. Zhang, D. Hudak, A. J.L., M. Knight, and J. Conway, 2006: Validation of polarimetric methods for attenuation correction at C-band.
- Sauvegeot, H., 1992: *Radar Meteorology*. Artech House Publishers.
- Testud, J., E. Le Bouar, E. Obligis, and M. Ali-Mehenni, 2000: The Rain Profiling Algorithm Applied to Polarimetric Weather Radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **17** (3), 332–356, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2000\)017<0332:TRPAAT>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0426(2000)017<0332:TRPAAT>2.0.CO;2).
- Trömel, S., M. R. Kumjian, A. V. Ryzhkov, C. Simmer, and M. Diederich, 2013: Backscatter Differential Phase—Estimation and Variability. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **52** (11), 2529–2548, <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/JAMC-D-13-0124.1>.
- Vulpiani, G., P. Tabary, J. Parent du Chatelet, and F. S. Marzano, 2008: Comparison of Advanced Radar Polarimetric Techniques for Operational Attenuation Correction at C-Band. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **25** (7), 1118–1135, <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/2007JTECHA936.1>.

A Anhang

Radarbilder des C-Band Radars

Um einen Überblick über die Niederschlagsstruktur an den in Kapitel 4.3 betrachteten Tagen zu erhalten, sind im Folgenden Radarbilder der vom C-Band Radar auf dem Feldberg gemessenen Reflektivität in der Maxcappi-Darstellung zu finden. Der dargestellte Ausschnitt entspricht dem Gebiet, in dem sich alle Vergleichspunkte zwischen X- und C-Band Radar befinden (vgl. Abbildung 3.3). Für jeden der 7 Tage wurden zwei Zeitpunkte ausgewählt, die möglichst repräsentativ für den jeweiligen Tag sind. Für einige Azimutwinkel in Richtung Südosten wird das C-Band Radar durch einen nahe gelegenen Fernsehturm abgeschattet, was im entsprechenden Ausschnitt des Radarbilds für eine Lücke sorgt.

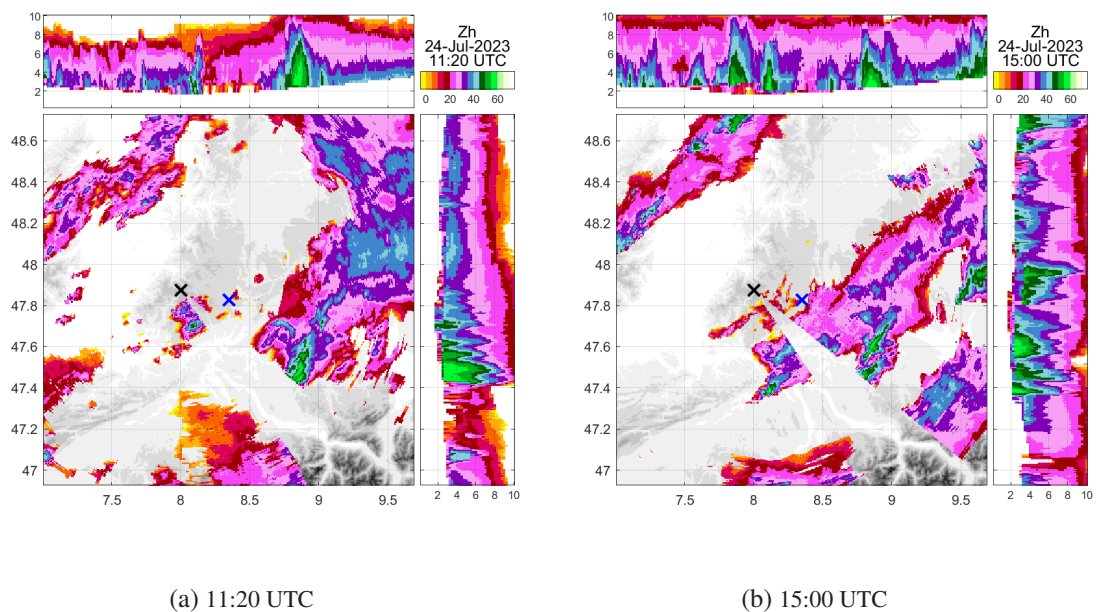


Abbildung A.1: 24. Juli 2023: Maxcappi-Darstellung der vom C-Band Radar auf dem Feldberg gemessenen Reflektivität an zwei ausgewählten Zeitpunkten. Der dargestellte Ausschnitt ist an die Lage der Vergleichspunkte zwischen X- und C-Band Radar angepasst. Die Positionen beider Radare sind markiert (X-Band blau, C-Band schwarz)

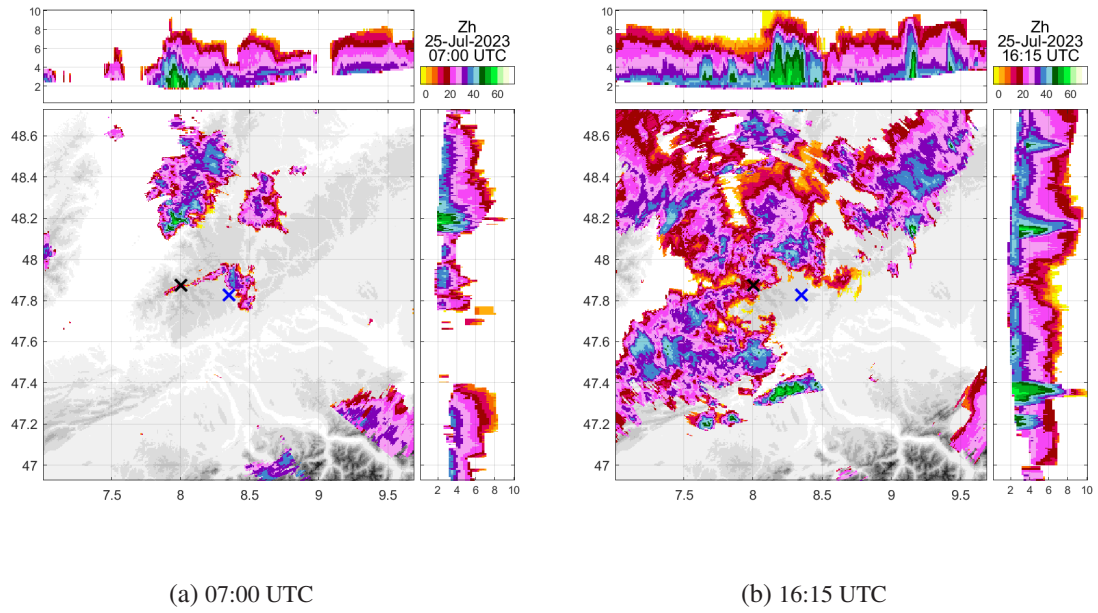


Abbildung A.2: 25. Juli 2023 (analog zu Abbildung A.1)

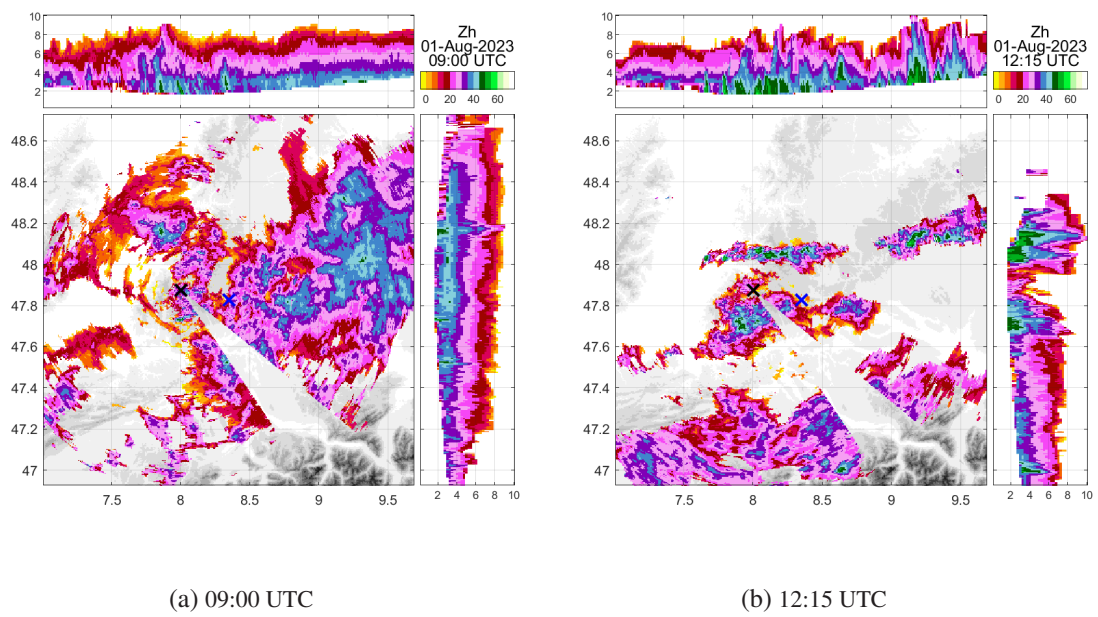
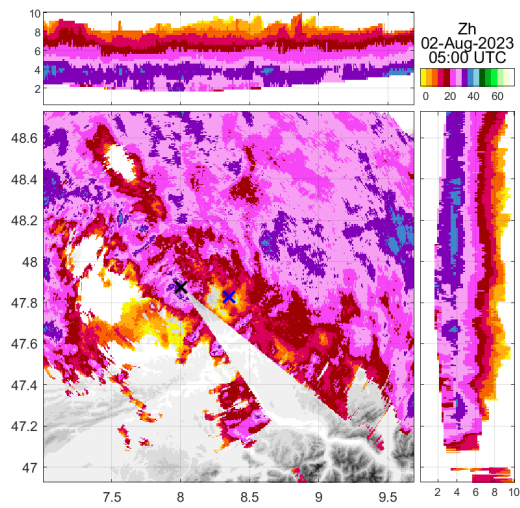
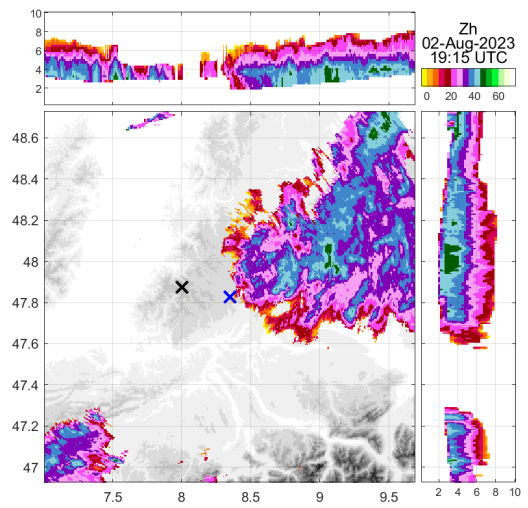


Abbildung A.3: 1. August 2023 (analog zu Abbildung A.1)

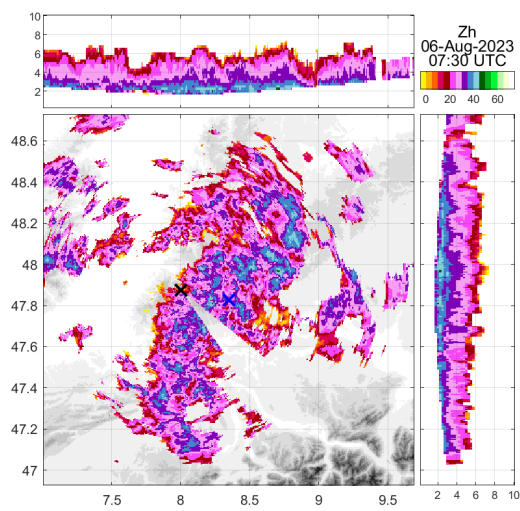


(a) 05:00 UTC

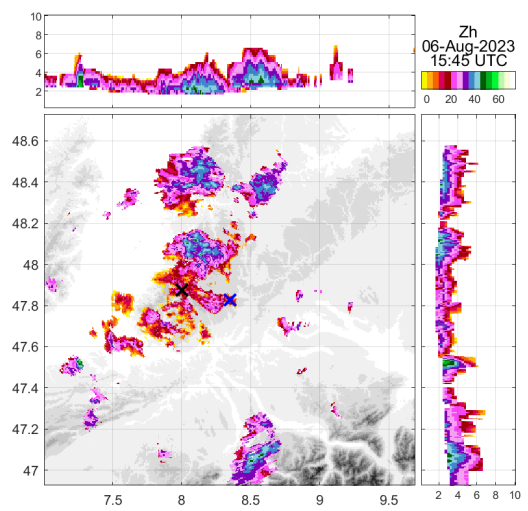


(b) 19:15 UTC

Abbildung A.4: 2. August 2023 (analog zu Abbildung A.1)



(a) 07:30 UTC



(b) 15:45 UTC

Abbildung A.5: 6. August 2023 (analog zu Abbildung A.1)

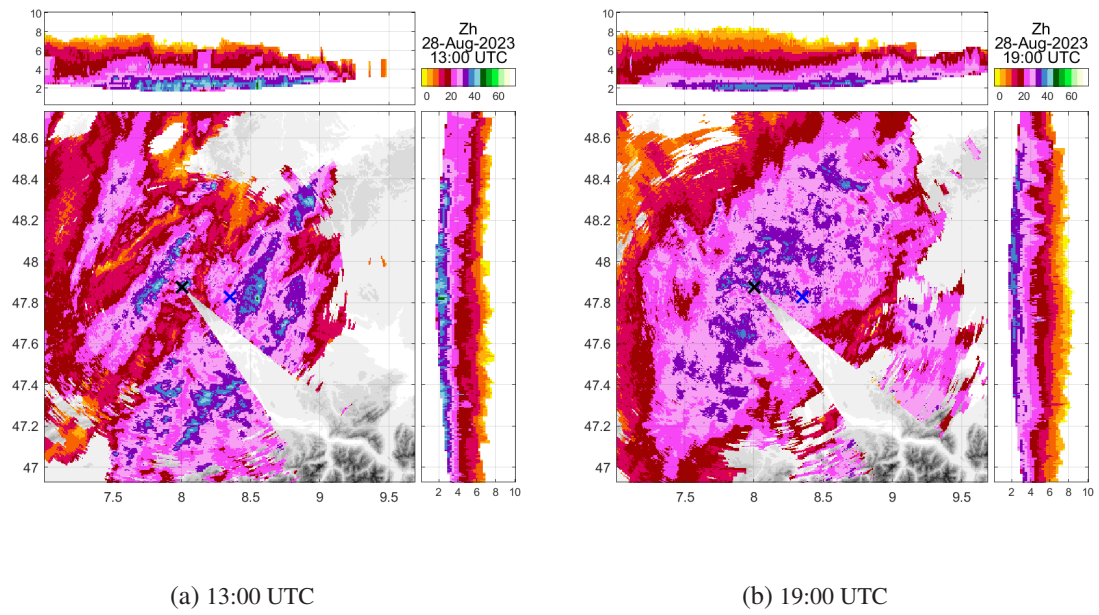


Abbildung A.6: 28. August 2023 (analog zu Abbildung A.1)

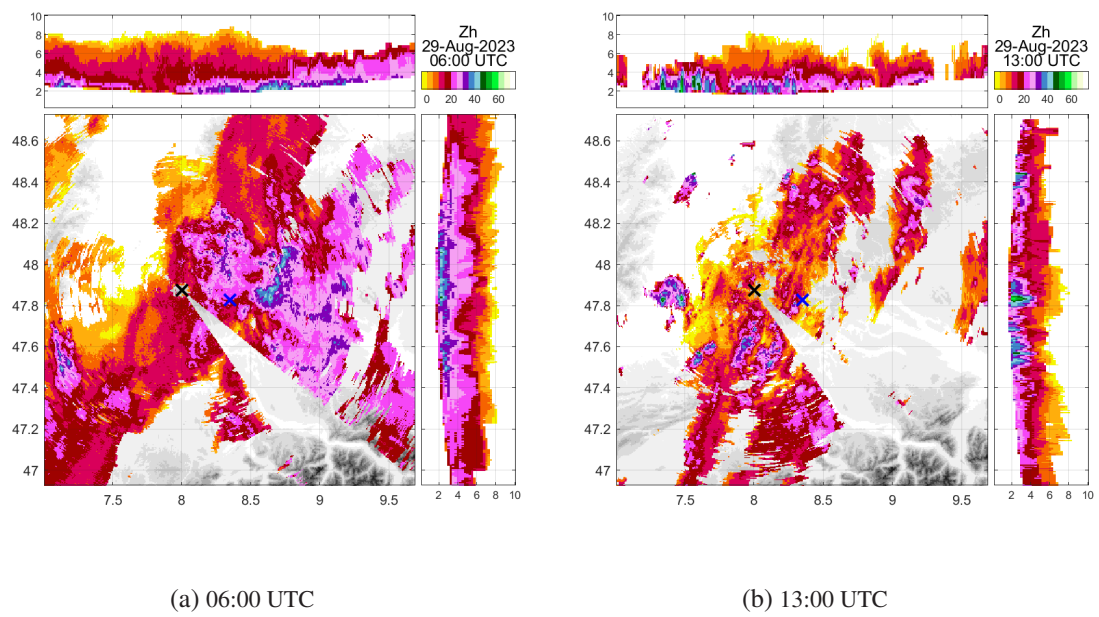


Abbildung A.7: 29. August 2023 (analog zu Abbildung A.1)

Höhenprofile der Reflektivität und der differentiellen Propagationsphase K_{dp}

In Kapitel 4.2 wurden Höhenprofile der vom X-Band Radar gemessenen Reflektivität und K_{dp} anhand einzelner Tage untersucht. Aus Platzgründen wurden entsprechende Höhenprofile dort nur für zwei der sieben betrachteten Tage dargestellt (25. Juli 2023 und 28. August 2023). Die verbleibenden fünf Tage folgen hiermit.

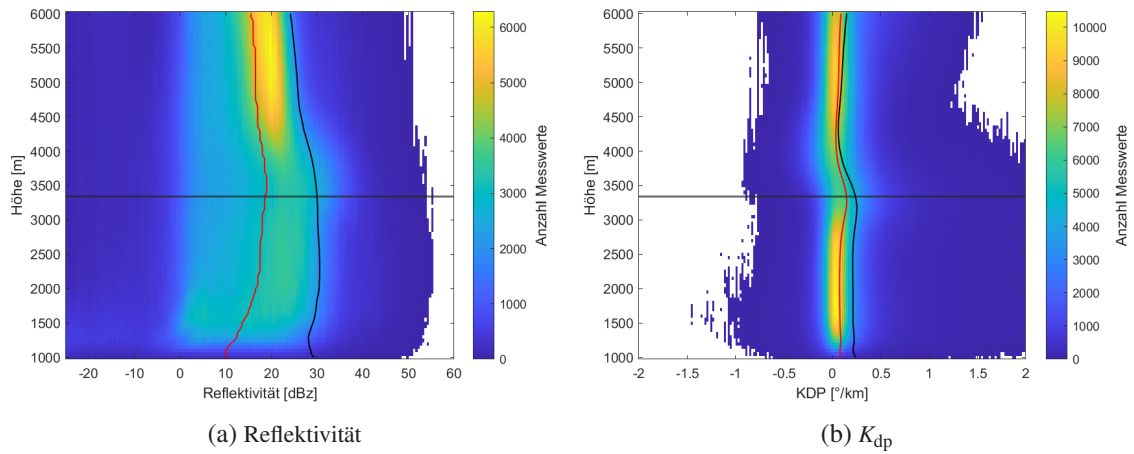


Abbildung A.8: 24. Juli 2023: Höhenprofile der vom X-Band Radar gemessenen Reflektivität und K_{dp} . Darstellungsweise analog zu Abbildungen 4.6 und 4.7

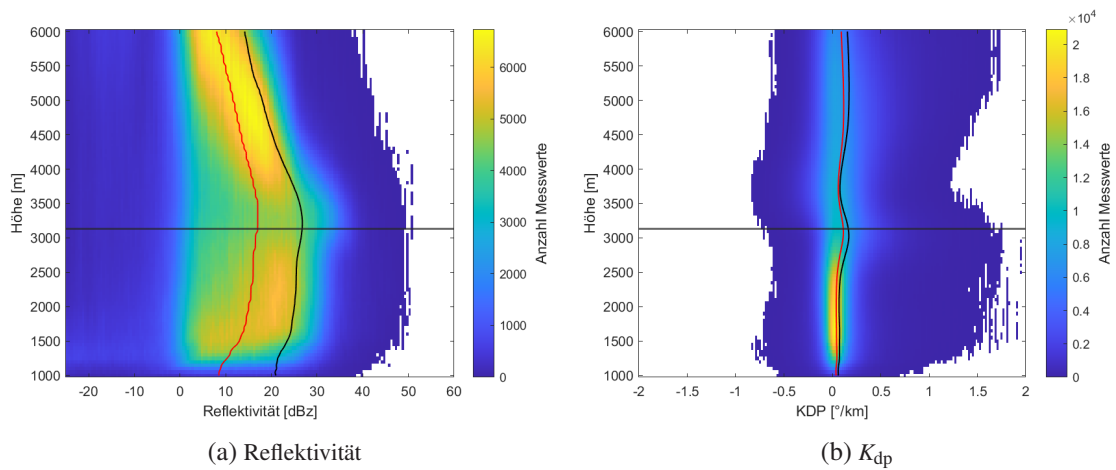


Abbildung A.9: 1. August 2023 (analog zu Abbildung A.8)

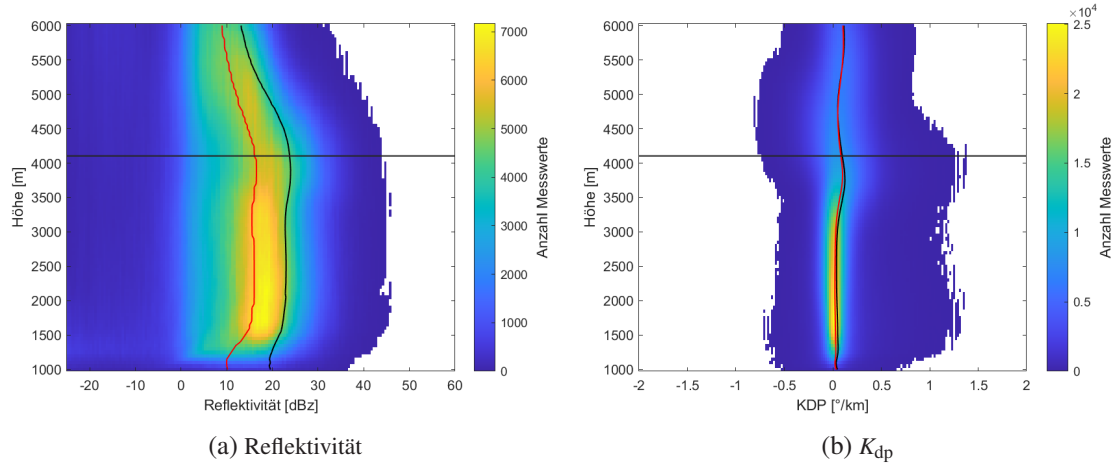


Abbildung A.10: 2. August 2023 (analog zu Abbildung A.8)

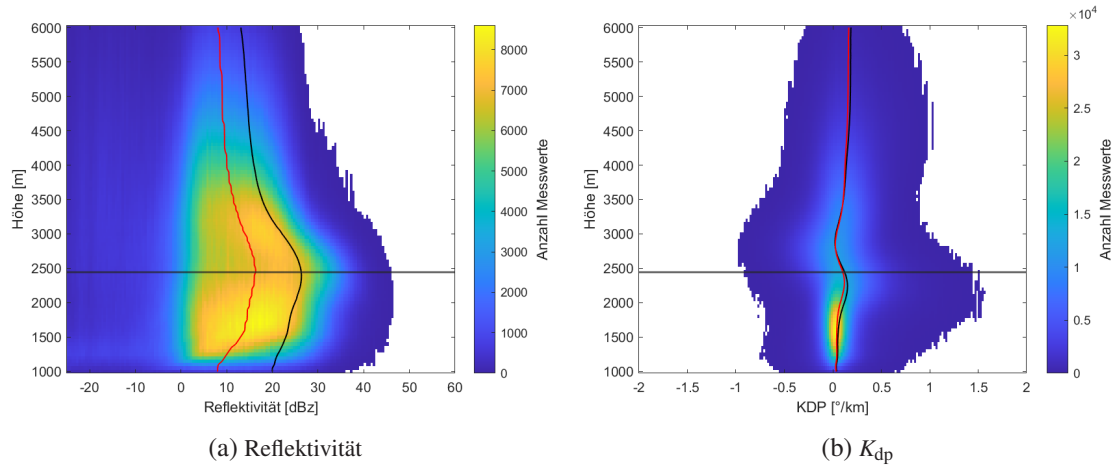


Abbildung A.11: 6. August 2023 (analog zu Abbildung A.8)

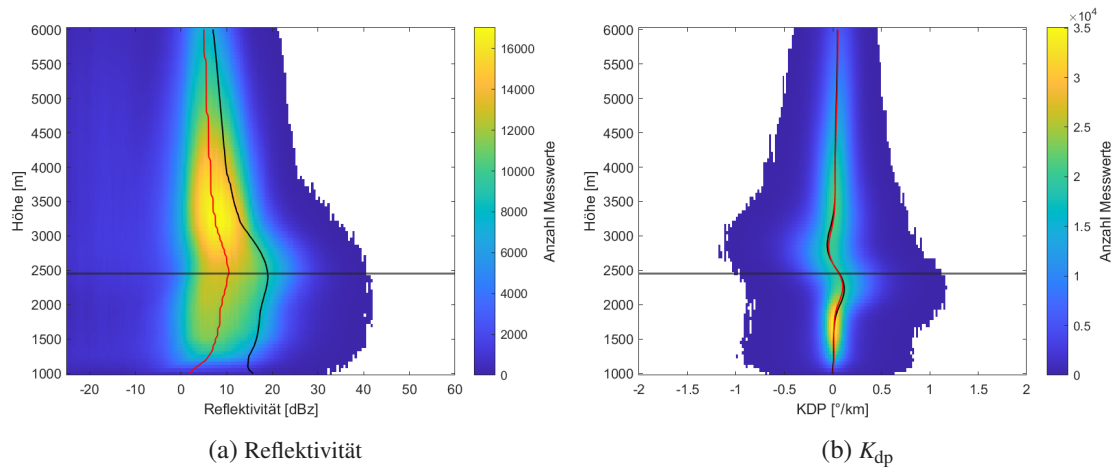


Abbildung A.12: 29. August 2023 (analog zu Abbildung A.8)

Danksagungen

Bedanken möchte ich mich an erster Stelle bei meinem Betreuer Dr. Jan Handwerker, einerseits für den großen Freiraum, den ich bei der Gestaltung dieser Arbeit hatte und andererseits für die Unterstützung und neuen Denkanstöße wenn ich mal nicht mehr weiter wusste. Danke auch für das mehrfache kritische Korrekturlesen, das Bereitstellen der wichtigsten Literatur und insbesondere das Bereitstellen zahlreicher Matlab-Routinen, was mir die Datenauswertung extrem erleichtert hat. Außerdem bedanke ich mich für das entgegengebrachte Vertrauen im Rahmen meiner HiWi-Tätigkeit über die letzten eineinhalb Jahre, durch die ich zum ersten Mal mit dem Thema Radarmeteorologie in Kontakt gebracht wurde.

Bei Prof. Michael Kunz bedanke ich mich für die Übernahme des Erstreferats, was die Erstellung dieser Arbeit überhaupt erst möglich machte.

Ein besonderer Dank gilt zudem meiner Familie und insbesondere meinen Eltern, die mir durch ihre Unterstützung den Studienstart sehr erleichtert haben und auch danach immer für mich da waren.

Erklärung

Ich versichere wahrheitsgemäß, die Arbeit selbstständig verfasst, alle benutzten Hilfsmittel vollständig und genau angegeben und alles kenntlich gemacht zu haben, was aus Arbeiten anderer unverändert oder mit Abänderungen entnommen wurde sowie die Satzung des KIT zur Sicherung guter wissenschaftlicher Praxis in der jeweils gültigen Fassung beachtet zu haben.

Karlsruhe, den

(Niklas Weber)