



universität
wien

MASTERARBEIT

Titel der Masterarbeit

Klassifizierung von Hydrometeoren basierend auf
polarimetrischen Wetterradardaten

verfasst von

Manuela Kalcher, BSc

angestrebter akademischer Grad

Master of Science (MSc)

Wien, 2015

Studienkennzahl lt. Studienblatt: A 066 614

Studienrichtung lt. Studienblatt: Masterstudium Meteorologie

Betreut von: Ao. Univ.-Prof. Mag. Dr. Leopold Haimberger

Abstract

Since the measurement of the horizontal reflectivity factor Z_H alone is often not sufficient to distinguish between different hydrometeor types, the inclusion of polarimetric measurements provides valuable additional information about the particle size, shape, and falling behaviour as well as the aggregate state of precipitation particles.

In this master's thesis, different types of hydrometeors are classified, based on verified observations. These observed precipitation events are either referenced in Meteorological Terminal Aerodrome Reports (METAR) of the Austrian airports Vienna and Salzburg or Austrian reports in the European Severe Weather Database (ESWD). The considered hydrometeor classes are drizzle, light rain, moderate rain, heavy rain, dry snow, rain/graupel mixture, hail above and hail below the freezing level.

First, the locations (range and azimuth) and heights (with respect to the freezing level) of polarimetric measurements, in which the observed precipitation classes are found, have to be determined. Confirmed events and the corresponding weather radar measurements are then linked to each other. Due to the complexity of the Austrian terrain, it is not always possible to use the lowest elevation, thus the lowest possible elevation height can vary.

To distinguish between non-meteorological and meteorological echoes and thus to eliminate groundclutter, the texture (root mean square deviation) of ϕ_{DP} is used. Since the radar data are generated by measurements with C-band radars, the attenuation along the propagation path can not be neglected anymore. In order to make an accurate estimation of Z_H and the differential reflectivity Z_{DR} , a linear attenuation correction scheme has to be applied. To obtain the filtered ϕ_{DP} , which is required for the attenuation correction, a median filter is used. At last, the specific differential phase K_{DP} in $^{\circ}/\text{km}$ is calculated.

Fuzzy-logical based hydrometeor classification algorithms are common and consist of four individual production steps. This Master's thesis deals with the first step; the generation of the membership-functions. The used parameters are reflectivity Z_H , differential reflectivity Z_{DR} , the co-polar correlation coefficient ρ_{HV} and the specific differential phase K_{DP} .

For example, the shape of a raindrop affects the radar signal. Due to the oblate shape of falling raindrops, Z_{DR} values vary from near zero dB for small, almost spherical droplets like drizzle to values as large as +7 dB for echos from large water drops. This additional information and the knowledge of the reflectivity Z_H can be used to discriminate between different intensities of rain. Similar comparisons can be made for other hydrometeor types such as different appearances for hail.

In addition, ranges of values found are compared to those from the literature. For comparison, values of S and C-band measurements as well as simulated data for C-band radar are used. Depending on the considered polarimetric variable, precipitation type and the used wavelength the consistency ranges from 8 to 99 percent.

Zusammenfassung

Die Messung des horizontalen Reflektivitätsfaktors Z_H alleine reicht oft nicht aus, zwischen einzelnen Hydrometeorklassen zu unterscheiden. Die Hinzunahme polarimetrischer Messgrößen liefert wertvolle Informationen über die Größe, die Teilchenform, das Fallverhalten oder den Aggregatzustand von Niederschlagspartikeln.

Die Klassifizierung verschiedener Hydrometeore erfolgt anhand von subjektiven Niederschlagsbeobachtungen. Dazu werden bestätigte Niederschlagsereignisse mit den dazugehörigen Radardaten in Verbindung gebracht. Die verwendeten Radardaten stammen aus Messungen mit C-Band-Radaranlagen, die in Österreich ihren Standort haben. Aufgrund der komplexen Topographie, ist es nicht immer möglich, die unterste Elevation zur Auswertung zu verwenden.

Die in dieser Masterarbeit betrachteten Niederschlagsklassen sind Niesel, leichter Regen, mäßiger Regen, Starkregen, Schnee, Regen-, Graupelgemisch, Hagel oberhalb sowie Hagel unterhalb der Nullgradgrenze. Für die Auswertungen werden jeweils fünf verifizierte Niederschlagsereignisse herangezogen.

Um aus den gesammelten Messdaten Membership-Funktionen zu definieren, müssen diese zuerst aufbereitet und gefiltert werden. Zur Unterscheidung zwischen nicht-meteorologischen und meteorologischen Echos wird die Texture (Wurzel der mittleren quadratischen Abweichung) der differentiellen Phase ϕ_{DP} verwendet. Da bei C-Band Radaranlagen die Dämpfung des Reflektivitätsfaktors Z_H und der differentiellen Reflektivität Z_{DR} entlang des Ausbreitungsweges nicht mehr vernachlässigt werden kann, wird im nächsten Schritt eine lineare Korrektur der Dämpfungseffekte durchgeführt. Die dafür benötigte Mittelung der ϕ_{DP} -Werte erfolgt mit einem Medianfilter. Im Anschluss wird die spezifische differentielle Phase K_{DP} berechnet.

Eine gebräuchliche Methode zur Klassifizierung von Hydrometeoren ist die 'Fuzzy-Logic'-Methode. Diese setzt sich aus mehreren Teilschritten zusammen. Die vorliegende Arbeit befasst sich mit dem ersten Arbeitsschritt; dem Erstellen von Membership-Funktionen. Diese werden für die Eingabevariablen Z_H , Z_{DR} , ρ_{HV} sowie für K_{DP} für die oben genannten Niederschlagstypen definiert.

Hydrometeore wie Regentropfen oder Eiskornchen unterscheiden sich u.a. in ihrer Form und ihrem Fallverhalten. Beispielsweise variiert die Form von Regentropfen von kleinen runden Partikeln bis hin zu abgeflachten großen Tropfen. Aus diesem Grund reichen die Werte von Z_{DR} von ca. 0 dB für kleine Niederschlagspartikel, bis hin zu +7 dB für abgeplattete, große Teilchen. Mit Hilfe dieser zusätzlichen Informationen und unter Berücksichtigung des Reflektivitätsfaktors Z_H kann zwischen einzelnen Regenintensitäten unterschieden werden. Ähnliche Vergleiche können mit anderen Hydrometeortypen gemacht werden.

Zudem werden die gefundenen Wertebereiche mit jenen aus der Literatur verglichen. Für den Vergleich werden Werte aus S- und C-Band Messungen, sowie aus Simulationen für C-Band Radar herangezogen. Abhängig von der betrachteten polarimetrischen Größe, der Niederschlagsart bzw. der verwendeten Wellenlänge reicht die Übereinstimmung mit den Literaturwerten von 8 bis 99 Prozent.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	8
1.1	Motivation und Gliederung	8
2	Theoretischer Hintergrund	10
2.1	Das Wetterradar	10
2.1.1	Arbeitsweise eines Wetterradars	10
2.1.2	Das österreichische Radarnetzwerk	12
2.2	Die Radargleichung	14
2.2.1	Radargleichung für Punktziele	14
2.2.2	Radargleichung für Volumenziele	16
2.3	Ausbreitung des Radarstrahls	18
2.4	Dämpfung	20
3	Klassifizierung von Hydrometeoren	22
3.1	'Fuzzy Logic'-Methode	23
4	Hydrometeore	27
5	Polarimetrische Messgrößen zur Hydrometeorklassifizierung	30
5.1	Polarimetrisches Wetterradar	30
5.2	Differentielle Reflektivität Z_{DR}	31
5.3	Copolare Kreuzkorrelation der Rückwärtsstreuung ρ_{HV}	33
5.4	Differentielle Phase ϕ_{DP}	34
5.5	Spezifische differentielle Phase K_{DP}	35
6	Aufbereitung der Rohdaten	36
6.1	Finden geeigneter Niederschlagsfälle	37
6.2	Weitere Kriterien bei der Niederschlagsfallauswahl	39
6.2.1	Entfernung zum Radar	39
6.2.2	Doppler Nulllinie - Zero-Snake	41
6.2.3	Schmelzschicht	42
6.3	Datenformat	43
6.4	Meteorologische und nicht-meteorologische Echos	44
6.5	Biaskorrektur	46
6.6	Lineare Dämpfungskorrektur	48
6.7	Berechnung von K_{DP}	50
6.8	Erstellen der Membership-Funktionen	50
7	Ergebnisse	56
7.1	Regen	56
7.1.1	Niesel und leichter Regen	56
7.1.2	Mäßiger Regen	65
7.1.3	Starkregen	69
7.2	Schnee	74

7.3	Graupel-, Regengemisch	78
7.4	Hagel oberhalb der Nullgradgrenze	82
7.5	Hagel unterhalb der Nullgradgrenze	86
7.6	Vergleich: Literatur - Beobachtung	90
8	Conclusio und Ausblick	97
A	Wertebereiche der Membership-Funktionen	103
B	Niederschlagsereignisse	111
	Abbildungsverzeichnis	126
	Tabellenverzeichnis	131
	Abkürzungsverzeichnis	133
	Symbolliste	133
	Literatur	136
	Danksagung	140
	Lebenslauf	141

1 Einleitung

1.1 Motivation und Gliederung

Zahlreiche wissenschaftliche Arbeiten auf dem Gebiet der Klassifizierung von Hydrometeoren beziehen sich auf S-Band Radargeräte ($\lambda = 10$ cm). Darunter fallen beispielsweise Veröffentlichungen von Straka et al (2000), Liu und Chandrasekar (2000) oder Park et al (2009).

In Österreich, wie auch in vielen anderen europäischen Ländern arbeiten operationelle polarimetrische Wetterradare allerdings im C-Band Bereich ($\lambda = 5.4$ cm). Dadurch steigt das Interesse an Klassifizierungsalgorithmen für eben diesen Frequenzbereich. Klassifikationsmodelle, welche für S-Band Radare konzipiert worden sind, lassen sich jedoch nicht ohne weiteres auf C-Band Radardaten überführen.

Die polarimetrischen Signaturen sind stark von der verwendeten Frequenz abhängig. Vergleicht man S- mit C-Band Messungen, zeigen sich wesentliche Unterschiede bei den polarimetrischen Messgrößen: Im Allgemeinen liefern C-Band-Messungen höhere Werte für Z_{DR} bzw. K_{DP} . Dies ist auf Resonanzeffekte zurückzuführen, die aufgrund großer Niederschlagspartikel hervorgerufen werden. Zudem kann die Kopolare Korrelation ρ_{HV} deutlich niedrigere Werte annehmen [Marzano, 2007].

Dämpfungseffekte, die entlang des Ausbreitungsweges auftreten, spielen im C-Band eine bedeutendere Rolle als im S-Band Bereich und dürfen somit nicht mehr vernachlässigt werden. Weiters müssen Rückstreuungseigenschaften, vor allem Resonanzeffekte verursacht durch Mie-Streuung, berücksichtigt werden. Bei S-Band Messungen werden diese weitgehend vernachlässigt. Daher ist eine direkte Anwendung der Membership-Funktionen, welche auf S-Band Radardaten basieren, schwierig [Baldini, 2004].

Das Ziel dieser Masterarbeit ist, die Erstellung von Membership-Funktionen für polarimetrische Kenngrößen im C-Band. Diese werden aus den Messdaten der österreichischen C-Band Radargeräte ermittelt, und können in weiterer Folge für die Klassifizierung von Hydrometeoren basierend auf Fuzzy-Logic Methoden verwendet werden.

Der Aufbau der vorliegenden Arbeit ist wie folgt:

In Kapitel 2 wird auf die Arbeitsweise von Wetterradaranlagen sowie auf das österreichische Radarnetzwerk eingegangen. Weiters werden die physikalischen Hintergründe der Radargleichung sowie die Ausbreitung des Radarstrahls und die Dämpfung näher erläutert.

Kapitel 3 befasst sich mit der Klassifizierung von Hydrometeoren im Allgemeinen und mit der 'Fuzzy-Logic' Methode im Speziellen.

Die für die vorliegende Arbeit relevanten Niederschlagstypen werden in Kapitel 4 näher beschrieben. Die polarimetrischen Messgrößen, die für die Hydrometeor-klassifizierung verwendet werden, werden in Abschnitt 5 erklärt.

Kapitel 6 befasst sich mit dem Aufbereiten der Radardaten wie beispielsweise der linearen Dämpfungskorrektur, die Unterscheidung meteorologischer und nicht-meteorologischer Radarechos, der Berechnung der spezifischen differentiellen Phase bzw. dem Erstellen der Membership-Funktionen.

Im Abschnitt 7 werden die Ergebnisse anhand von Streudiagrammen präsentiert. Kapitel 8 zeigt die erstellten Membership-Funktionen und schließt mit einem Ausblick ab.

2 Theoretischer Hintergrund

2.1 Das Wetterradar

Im Folgenden wird die Arbeitsweise des Wetterradars im Allgemeinen näher erläutert. Des Weiteren wird ein Überblick über das österreichische Wetterradarnetz gegeben. Soweit nicht anders angegeben stammen die theoretischen Grundlagen für diesen Abschnitt aus [Collier, 1996], [Graf, 2013], [Hagen, 2012], [Kaltenböck, 2012a], [Kaltenböck, 2012b] und [Meischner, 2004].

2.1.1 Arbeitsweise eines Wetterradars

Treffen elektromagnetische Wellen beim Durchqueren der Atmosphäre auf Objekte, wird ein Teil des Signals zum Radar zurück reflektiert. In der Meteorologie sind die betrachteten Objekte Hydrometeore, wie Schneekristalle, Hagelkörner oder Regentropfen.

Den oben erwähnten Umstand macht sich ein Wetterradar zu nutze. Das Radargerät sendet und empfängt elektromagnetische Wellen und wertet den reflektierten Anteil entsprechend aus. Ein Radar setzt sich aus mehreren Komponenten zusammen (Abbildung 1). Die vier Hauptbestandteile sind:

- Sender
- Antenne
- Empfänger
- Datenprozessor

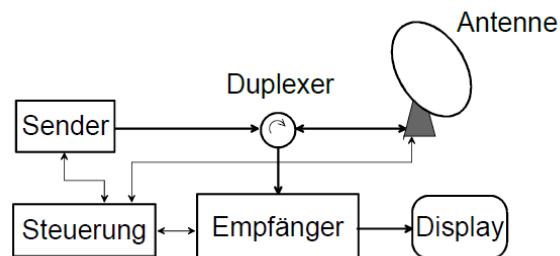


Abbildung 1: Grundbestandteile eines Radars - [Hagen, 2012]

Mittels des Senders wird ein Signal erzeugt. Die Frequenz bzw. Wellenlänge des Impulses ist bekannt. Die Wahl der verwendeten Frequenz ist abhängig von der Art der Anwendung; Wetterradare arbeiten im Bereich von 100 MHz bis 100 GHz. Die gebräuchlichsten Frequenzbänder für die Niederschlagsbestimmung sind in Tabelle 1 zusammengefasst.

	FREQUENZ [GHz]	WELLENLÄNGE [cm]
X-Band	10	3
C-Band	5.6	5.4
S-Band	3	10
L-Band	1.3	23

Tabelle 1: Frequenz- und Wellenlängenbereiche zur Niederschlagsbestimmung - [Hagen, 2012]

Um eine möglichst hohe räumliche Auflösung zu erlangen, wird das auszusendende Signal in eine Richtung gebündelt. Üblicherweise hat die Antenne einen Öffnungswinkel zwischen 1° bis 2° . Das Aussenden erfolgt impulsartig. Das hat den Vorteil, dass zum Senden und Empfangen die gleiche Antenne verwendet werden kann; das Radar sendet einen kurzen Impuls aus und wartet bis das Signal zurückkommt.

Der Empfänger erfasst und verstärkt das rückgestreute Signal, welches mit Hilfe der Radargleichung (Kapitel 2.2) weiter verarbeitet wird. Mittels der ausgewerteten Leistungsmessung kann auf die Eigenschaften des reflektierenden Objektes geschlossen werden.

Die genaue Scan-Technik des Wetterradars wird in Abschnitt 2.1.2 anhand eines Beispiels beschrieben.

2.1.2 Das österreichische Radarnetzwerk

Das österreichische Radarnetzwerk besteht aus 5 Wetterradaranlagen (WXR). Die Operationsfrequenz liegt im Bereich von 5600 bis 5650 MHz und entspricht somit einem C-Band-Radar. Die WXR sind in Österreich so platziert, dass das gesamte Bundesgebiet abgedeckt wird. Zwei der Radaranlagen haben ihren Standort im Flachland - Feldkirchen (FEL) und Rauchenwarth (RAU) - drei weitere - Zirbitzkogel (ZIR), Patscherkofel (PAT) und Valluga (VAL) - befinden sich im Gebirge, auf Höhen über 2000 Meter. Die Höhen der einzelnen Anlagen sind in Tabelle 2 zusammengefasst. Abbildung 2 zeigt die Lage der jeweiligen WXR.

WXR	HÖHE
Rauchenwarth (RAU)	250 m msl
Feldkirchen (FEL)	571 m msl
Valluga (VAL)	2800 m msl
Patscherkofel (PAT)	2246 m msl
Zirbitzkogel (ZIR)	2371 m msl

Tabelle 2: Höhen der österreichischen Radaranlagen - [Kaltenböck, 2012b]



Abbildung 2: Standorte der 5 österreichischen Wetterradaranlagen - [Kaltenböck, 2012b]

Der Umbau von vier österreichischen Radaranlagen auf Dual-Pol erfolgte in den Jahren 2011 bis 2013. Mit dieser Erneuerung wurden die Anlagen technisch aufgewertet. Da nun das Signal zu gleichen Teilen horizontal als auch vertikal polarisiert abgestrahlt wird (STAR-Modus), ist es möglich, weitere Größen zu bestimmen, welche unter anderem für die Klassifizierung von Hydrometeoren herangezogen werden können.

Die neu gewonnenen polarimetrischen Messgrößen sind u.a.:

- Differentielle Reflektivität Z_{DR} [dB]
- Kreuzkorrelation der Rückwärtsstreuung ρ_{HV}
- Differentielle Phase ϕ_{DP} [°]
- Spezifische differentielle Phase K_{DP} [°/km]

Änderungen betreffen auch die Scanmethode. Nach ungefähr 2.5 Minuten wird der erste Halbscan, bestehend aus 8 Elevationen, ausgegeben. Dabei scant die rotierende Antenne von der obersten Elevation zur untersten. Der nachfolgende Scan startet wieder bei der obersten Elevation.

Graphik 3 aus Kaltenböck (2011) zeigt diesen Arbeitsablauf für das WXR FEL. Der erste Halbscan ist in Blau, der zweite in Grün dargestellt.

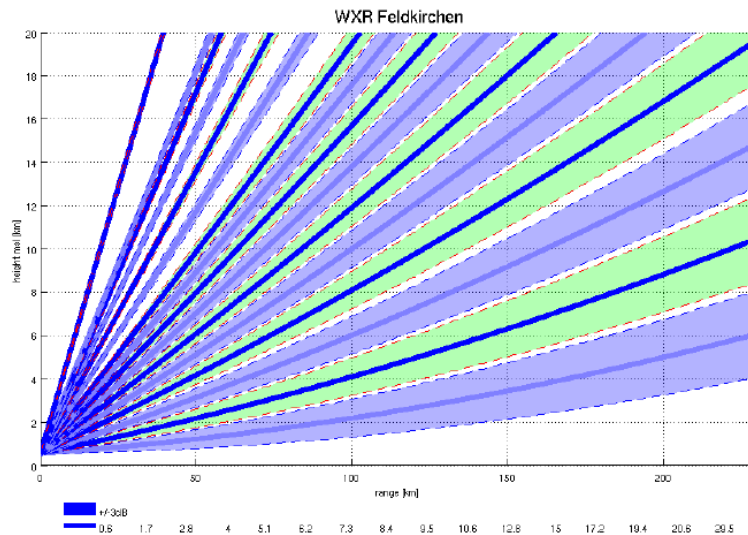


Abbildung 3: Interleave Scan-Strategie für das WXR FEL - [Kaltenböck, 2011]

Insgesamt setzt sich ein Vollscan aus 16 Elevationen zusammen und benötigt ungefähr 5 Minuten. Zur Kalibrierung der polarimetrischen Messgrößen wird alle 15 Minuten ein Vertikalscan durchgeführt.

2.2 Die Radargleichung

Im folgenden wird die Radargleichung für Punkt- und Volumenziele hergeleitet und näher erläutert. Soweit nicht anders angegeben stammen die theoretischen Grundlagen für diesen Abschnitt aus [Collier, 1996], [Graf, 2013], [Hagen, 2012] und [Rinehart, 2010].

2.2.1 Radargleichung für Punktziele

Die Energie, die von einem Radar über eine isotrope Antenne emittiert wird, breitet sich kugelförmig in alle Richtungen aus (Abbildung 4), bei gerichteten Antennen ist die ausgesendete Leistung in einem Raumwinkel gebündelt (Abbildung 5).

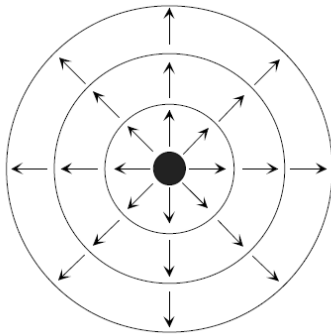


Abbildung 4: Kugelförmige Ausbreitung in alle Richtungen bei Verwendung einer isotropen Antenne - [Hagen, 2012]

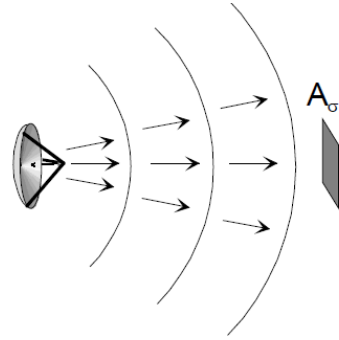


Abbildung 5: Bei Verwendung einer gerichteten Antenne, wird die emittierte Leistung in einem Raumwinkel gebündelt - [Hagen, 2012]

Trifft emittierte Strahlung eines Senders mit der Sendeleistung P_t auf ein Partikel mit der Empfängerfläche A_σ , wird diese zu einem Teil aufgenommen. Die empfangene Leistung P_σ ergibt sich dabei zu

$$P_\sigma = \frac{P_t g A_\sigma}{4\pi r^2} \quad (1)$$

In Gleichung 1 steht g für den Antennengewinn und bei r handelt es sich um die Entfernung zum Emitter. Es wird angenommen, dass keine Strahlung absorbiert wird. Die aufgenommene Energie wird isotrop nach allen Seiten abgestrahlt und somit auch ein Teil zum Radar zurück reflektiert.

Die wiederum vom Radar empfangene Leistung P_r ist gegeben durch

$$P_r = \frac{P_t g A_\sigma A_e}{(4\pi)^2 r^4} \quad (2)$$

A_e repräsentiert die effektive Antennenfläche. Diese ist sowohl abhängig vom Antennengewinn g als auch von der Wellenlänge λ , mit welcher das Radar arbeitet

$$A_e = \frac{g\lambda^2}{4\pi}. \quad (3)$$

Zudem ist zu berücksichtigen, dass die physikalische Größe eines Zieles nicht die Größe ist, die das Radar sieht. Um diesem Problem gerecht zu werden, wird der Rückstreuquerschnitt σ als neuer Parameter eingeführt. Dieser ersetzt die Empfängerfläche A_σ .

Somit lautet die Radargleichung für Punktziele wie folgt:

$$P_r = \frac{P_t g^2 \lambda^2 \sigma}{64\pi^3 r^4} \quad (4)$$

2.2.2 Radargleichung für Volumenziele

Gleichung (4) ist nur für Punktziele gültig. Betrachtet man hingegen Niederschlagsgebiete, befinden sich niemals nur einzelne Teilchen im Streuvolumen. Aus diesem Grund muss Gleichung (4) modifiziert werden.

Bei einem Radar, dessen Antenne mit einem Öffnungswinkel von 1° Strahlung emittiert und die Entfernung zur Radaranlage 57 km ist, beträgt der Durchmesser des Radarstrahls 1 km. In einem Zahlenbeispiel zeigt Rinehart (2010), dass bei einer Impulsdauer von $1 \mu s$ sich mehr als 2×10^{16} Wolkenteilchen gleichzeitig in diesem Volumen befinden. Berücksichtigt man, dass der Durchmesser von Regentropfen größer ist, befinden sich im betrachteten Streuvolumen 10^9 bis 10^{12} Partikel.

Die gesamte Rückstreulfläche in einem Messvolumen ergibt sich somit zu:

$$\sigma_t = V \cdot \sum_{\text{vol}} \sigma_i \quad \text{mit} \quad V = \pi \frac{r\theta}{2} \frac{r\phi}{2} \frac{h}{2} \quad (5)$$

In Gleichung (5) stehen die Parameter V für das vom Radarstrahl erfasste Volumen, θ und ϕ für den horizontalen und vertikalen Öffnungswinkel, r gibt die Entfernung zum Radar an und $h = c \cdot t$ ist die Pulslänge, wobei c für die Lichtgeschwindigkeit steht.

Ein weiterer Parameter, der mit dem totalen Rückstreuquerschnitt sowie der Größe der betrachteten Ziele in Verbindung gebracht werden kann, ist die **Radarreflektivität** η

$$\eta = \sum_{\text{vol}} \sigma_i \quad \text{mit der Einheit } [cm^{-1}]. \quad (6)$$

Die Ziele, welche von einem Wetterradar erfasst werden, werden als kugelförmig angenommen. In Abhängigkeit von der Größe des Partikeldurchmessers D sowie der verwendeten Wellenlänge λ des Radars lassen sich drei Streuregionen definieren (Abbildung 6).

Ist der Tropfendurchmesser groß im Vergleich zur verwendeten Wellenlänge, ist der Rückstreuquerschnitt gleich dem geometrischen Querschnitt.

Im Bereich der Mie-Streuung misst man, wenn der Durchmesser des Partikels etwa der verwendeten Radarwellenlänge entspricht. Dieser Bereich ist vor allem für die Betrachtung von Hagel wichtig. Rinehart (2010) definiert Niederschlagspartikel, welche einen Durchmesser zwischen 5 mm bis 10 cm aufweisen, als Hagel. Somit werden die Rayleigh-Bedingungen bei C-Band-Radar nicht mehr erfüllt.

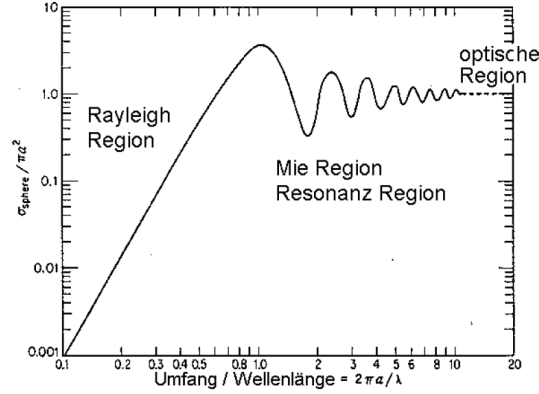


Abbildung 6: Streuregionen in Abhängigkeit des Partikeldurchmessers D sowie der verwendeten Wellenlänge λ des Radars - [Hagen, 2012]

Ist der Tropfendurchmesser D um sehr viel kleiner als die Wellenlänge λ spricht man von Rayleigh-Streuung. Die Rückstreufläche ist proportional zur 6. Potenz des Durchmessers und wird wie folgt definiert:

$$\sigma = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \cdot \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 \cdot D^6 = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \cdot |K|^2 \cdot D^6 \quad (7)$$

Wetterradare operieren fast immer im Rayleigh-Bereich; Wolken sowie kleine Partikel wie Aerosole beeinflussen die Messung nicht. Laut Hagen (2012) gilt die Rayleigh-Approximation bei C-Band-Radar, solange der Tropfendurchmesser $D < 5$ mm beträgt.

In Gleichung (7) steht m für den Brechungsindex eines Mediums sowie K für den Dielektrizitätsfaktor. Der Betrag von $|K|^2$ ist abhängig vom Aggregatzustand (Wasser/Eis), der Temperatur und der verwendeten Wellenlänge des Radars. Tabelle 3 aus Hagen (2012) listet die Werte für $|K|^2$ von Wasser und Eis bei unterschiedlichen Temperaturen und Wellenlängen auf. Die Temperatur- und Wellenlängenabhängigkeit ist vernachlässigbar gering. Nicht zu vernachlässigen hingegen ist die Abhängigkeit vom Aggregatzustand des jeweiligen Niederschlagspartikels.

	TEMPERATUR	$\lambda = 10$ CM	$\lambda = 3$ CM
$ K ^2$ für Wasser	20°	0.9280	0.9272
	10°	0.9313	0.9282
	0°	0.9340	0.9300
$ K ^2$ für Eis	unabhängig	0.197	0.197

Tabelle 3: Werte für $|K|^2$ bei unterschiedlichen Temperaturen und Wellenlängen, [Hagen, 2012]

Unter Berücksichtigung der oben eingeführten Definitionen ergibt sich die Radargleichung für Rayleighstreuung zu

$$P_r = \frac{\pi^3 P_t g^2 \theta \phi h |K|^2}{1024 \ln(2) \lambda^2 r^2} \cdot \sum D_i^6. \quad (8)$$

Da in den meisten Fällen der Durchmesser D der Partikel nicht bekannt ist, wird dieser durch den **Reflektivitätsfaktor** $z = \sum_{vol} D^6$ ersetzt und es ergibt sich die Radargleichung für Volumenziele

$$P_r = \frac{\pi^3 P_t g^2 \theta \phi h |K|^2 z}{1024 \ln(2) \lambda^2 r^2}. \quad (9)$$

Der Betrag des Reflektivitätsfaktors z wird durch die Anzahl der im Streuvolumen enthaltenen Partikel sowie durch deren Tropfendurchmesser bestimmt. Dieser kann von sehr kleinen Werten im Nebel ($z = 0.001 \text{ mm}^6/\text{m}^3$) bis zu sehr hohen Werten in Hagel ($z = 36000000 \text{ mm}^6/\text{m}^3$) reichen. Um mit handlicheren Zahlenwerten zu arbeiten, wird statt dem linearen das logarithmische Verhältnis verwendet:

$$Z = 10 \log_{10} \left(\frac{z}{1 \text{ mm}^6/\text{m}^3} \right) \quad (10)$$

Laut Konvention wird das lineare Verhältnis mit Kleinbuchstaben dargestellt und das logarithmische mit Großbuchstaben. Z ist demnach der logarithmische Reflektivitätsfaktor mit der Einheit dBZ [Hagen, 2012]. Auf der logarithmischen Skala ergeben sich die Zahlenwerte aus dem vorherigen Beispiel zu $Z = -30$ dBZ für Nebel und $+76.5$ dBZ für großen Hagel. Dieses Zahlenbeispiel aus Rinehart (2010) zeigt die Vorteile der logarithmischen Darstellung im Bezug auf den Reflektivitätsfaktor.

2.3 Ausbreitung des Radarstrahls

Soweit nicht anders angegeben stammen die theoretischen Grundlagen für diesen Abschnitt aus [Hagen, 2012], [Collier, 1996] und [Rinehart, 2010].

Bei der Ausbreitung des Radarstrahls in einer nicht-homogenen Atmosphäre, abhängig von der Änderung des Brechungsindex mit der Höhe, krümmt sich der Radarstrahl mehr oder weniger in Richtung Erdoberfläche. Um eine geradlinige Ausbreitung annehmen zu können, wird ein künstlicher Radius R' definiert:

$$\frac{1}{R'} = \frac{1}{R} + \frac{dn}{dh} \quad (11)$$

Setzt man Standardbedingungen voraus, mit $\frac{dn}{dh} = -39 \text{ Nkm}^{-1}$, ergibt sich aus Gleichung (11)

$$\frac{1}{R'} = \frac{1}{6374} - \frac{39 \times 10^{-6}}{\text{km}} = \frac{1.179 \times 10^{-4}}{\text{km}} \quad (12)$$

Der Wert des eingeführten fiktiven Radius beträgt für die Annahme einer Standardatmosphäre $R' = 8483 \text{ km} \cong 1.33R \cong 4/3R$.

Unter Einbeziehung des betrachteten Elevationswinkels ϵ , der Entfernung zur Radaranlage r und der Höhe der Radarantenne über Meeresniveau H_0 lässt sich die Höhe des Strahls berechnen.

$$H = \sqrt{r^2 + (R' + H_0)^2 + 2r(R' + H_0) \sin \epsilon} - R' \quad (13)$$

Die nachfolgende Abbildung 7 zeigt die Höhe des Radarstrahls über Grund als Funktion der Entfernung und Elevation. Mit $H_0 = 0 \text{ km}$ wird die Höhe des Strahls über dem Radar angezeigt. Um die tatsächliche Höhe zu erhalten, muss die Höhe des Radarstandortes dazu addiert werden. Die Höhen der Standorte der österreichischen Radaranlagen sind aus Tabelle 2 zu entnehmen.

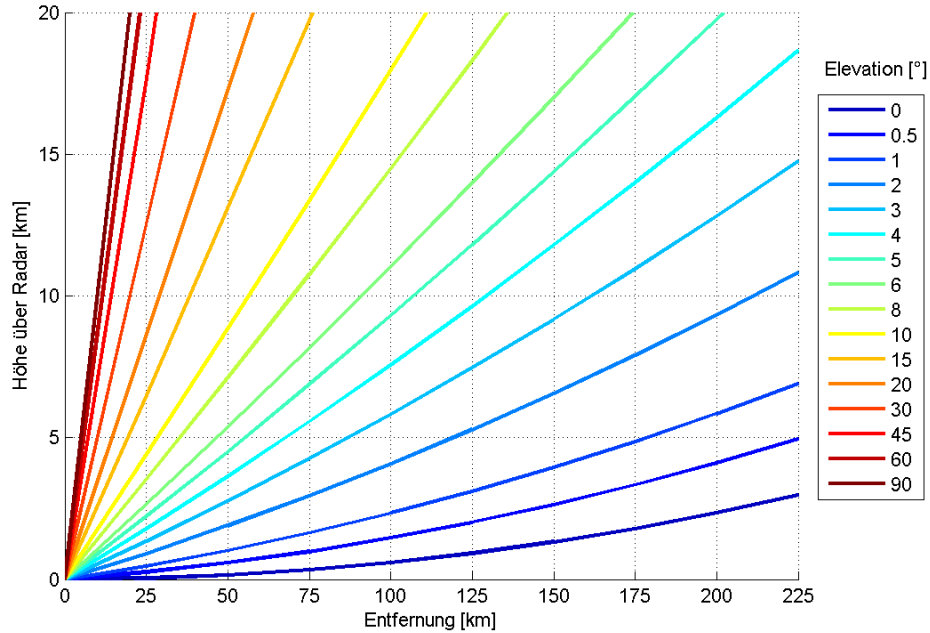


Abbildung 7: Höhe des Radarstrahls über Grund als Funktion der Entfernung und der Elevation.

2.4 Dämpfung

In diesem Abschnitt wird auf die Dämpfungseffekte im Allgemeinen eingegangen. Eine nähere Erläuterung zur Dämpfungskorrektur erfolgt im Kapitel 6.6. Soweit nicht anders angegeben stammen die theoretischen Grundlagen für diesen Abschnitt aus [Collier, 1996], [Hagen, 2012], [Meischner, 2004] und [Rinehart, 2010].

Bewegen sich elektromagnetische Wellen durch ein Medium, kommt es zur Abschwächung. Abhängig vom durchlaufenen Medium und dessen Dichte wird die Leistung mehr oder weniger stark gedämpft. Wie in Abbildung 8 dargestellt, spielt die verwendete Radarwellenlänge eine Rolle. So ist bei den österreichischen C-Band-Radar die Dämpfung im Regen nicht mehr zu vernachlässigen.

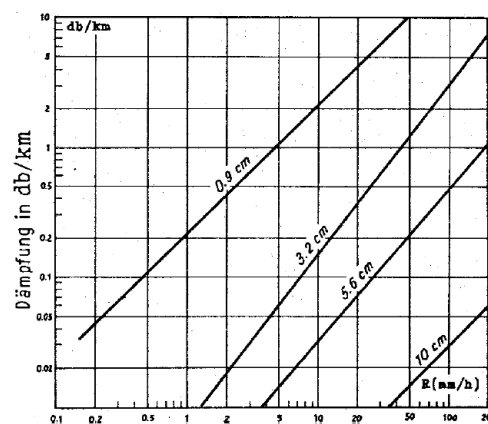


Abbildung 8: Dämpfungsverluste beim Durchqueren eines Regenfeldes für unterschiedliche Radarwellenlängen und Niederschlagsintensitäten - [Hagen, 2012].

Laut Collier (1996) wird die Dämpfung in der Atmosphäre für Wellenlängen $\lambda \geq 3$ cm vernachlässigbar gering. In Wolken ist diese ebenfalls nicht signifikant. In dieser Arbeit wird die durch atmosphärische Gase und Wolken verursachte Dämpfung nicht berücksichtigt.

Insbesondere in Starkregen- oder Hagelgebieten sind relevante Reduktionswerte zu erwarten. Zudem ist die Dämpfung verursacht durch Schnee geringer als bei leichtem Regen. Dies ist bedingt durch die unterschiedlichen Dielektrizitätskonstanten. Jedoch gilt dieser Umstand nur solange es sich dabei nicht um schmelzenden (nassen) Schnee handelt.

Tabelle 4 aus Collier (1996) fasst einige Dämpfungswerte für C-Band-Radar ($\lambda = 5$ cm) und unterschiedliche Hydrometeore zusammen.

HYDROMETEORTYP	ZUSTAND	DÄMPFUNG (EIN-WEg)
Wolken	flüssig	$0.03 \text{ (dB/km)(g m}^{-3}\text{)}^{-1}$
	Eis	$0.0015 \text{ (dB/km)(g m}^{-3}\text{)}^{-1}$
Schnee	trocken	0.0012 dB/km bei Max.-Rate 3 mm/h $\approx 30 \text{ mm Schnee/h}$
	nass	5-50 mal trockener Schnee
Regen		$0.003 \text{ (dB/km)(mm/h)}^{-1}$
Hagel	trocken	0.025-0.6 dB/km
	nass	0.25-3.5 dB/km
Nebel	30 m Sicht	0.13 dB/km
	300 m Sicht	0.004 dB/km
Atmosphärische Gase		0.008 dB/km

Tabelle 4: Dämpfungswerte bei $\lambda = 5 \text{ cm}$ für unterschiedliche Hydrometeore - [Collier, 1996]

3 Klassifizierung von Hydrometeoren

Soweit nicht anders angegeben stammen die theoretischen Grundlagen für das Kapitel 'Klassifizierung von Hydrometeoren' zum Großteil aus [Al-Sakka, 2013], [Graf, 2013], [Hagen, 2012], [Keenan, 2003] und [Park, 2009].

Die Klassifizierung von Hydrometeoren stellt eine Herausforderung dar. Die Messung des horizontalen Reflektivitätsfaktors Z_H reicht meist nicht aus, eine eindeutige Klassifizierung der Echos einzelner Hydrometeore zu gewährleisten. Die Hinzunahme polarimetrischer Messgrößen liefert wertvolle Informationen über die Größe, die Teilchenform, das Fallverhalten oder den Aggregatzustand von Niederschlagspartikeln. Beispielsweise unterscheiden sich die beiden Niederschlagsklassen Starkregen und trockener Hagel kaum in ihren Reflektivitätswerten Z_H , dafür aber bei Z_{DR} oder in den ρ_{HV} -Werten (vgl. Abbildung 48 mit Abbildung 51).

Es gibt eine Vielzahl von Techniken zur Identifizierung von Hydrometeoren. Unter anderem gibt es die Entscheidungsbaum-Methode. Diese arbeitet mit vordefinierten Grenzwerten. Die Bestimmung der Werte erfolgt entweder empirisch oder mittels theoretischen Wissens über mikrophysikalische Eigenschaften der Niederschlagspartikel. Die Klassifizierung einer Hydrometeorklasse erfolgt, wenn alle verwendeten Parameter im vordefinierten Wertebereich liegen. Die Ähnlichkeit einiger Niederschlagsarten führt jedoch dazu, dass innerhalb eines Messvolumens keine eindeutige Klassifizierung erfolgen kann. Eine gebräuchlichere Methode ist die 'Fuzzy Logic'-Methode. Auf diese wird im nachfolgendem Abschnitt 3.1 näher eingegangen.

Weitere Unterschiede sind beispielsweise die Anzahl der betrachteten Hydrometeorklassen, die zur Auswertung herangezogenen polarimetrischen Größen bzw. die verwendete Wellenlänge/Frequenz. Zudem kann die Erstellung der Membership-Funktionen entweder empirisch aus Messungen oder mit Hilfe von Simulationsdaten erfolgen.

3.1 'Fuzzy Logic'-Methode

Die Klassifizierung von Hydrometeoren mit Hilfe von 'Fuzzy Logic'-Methoden erfolgt in vier Arbeitsschritten [Graf, 2013].

1. Fuzzifikation
2. Inferenz
3. Aggregation
4. Defuzzifikation

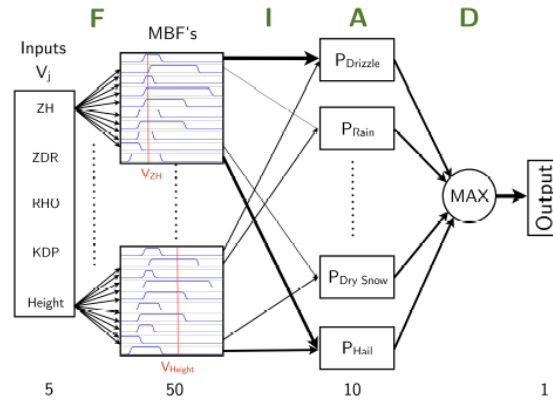


Abbildung 9: Schematische Darstellung einer 'Fuzzy Logic'-Methode - [Graf, 2013].

Fuzzifikation

'Fuzzy Logic'-Techniken arbeiten mit sogenannten Membership-Funktionen (MBF). Diese werden für jede Eingangsvariable (Z_H , Z_{DR} , ρ_{HV} und K_{DP}), sowie für jede Ausgabeklasse (z.B. Niesel, Schnee oder Hagel) definiert.

Abbildung 10 aus Graf (2013) zeigt zwei Membership-Funktionen für die Eingangsvariable Z_{DR} und die Niederschlagsklassen Regen und Schnee (trocken).

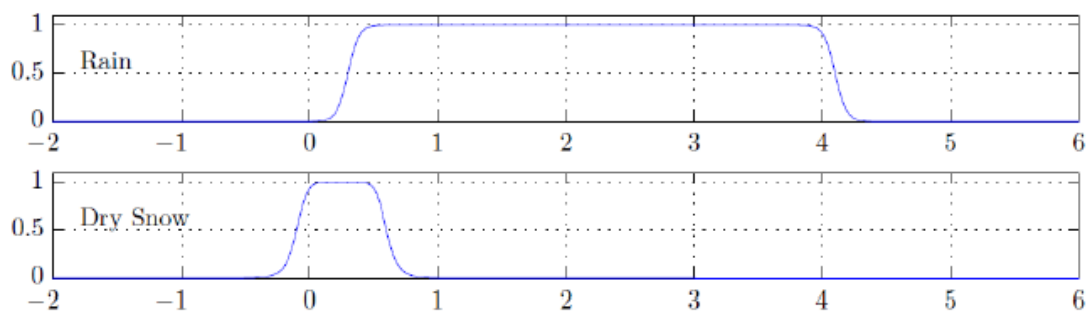


Abbildung 10: Membership-Funktionen für die Ausgabeklassen Regen und Schnee sowie Z_{DR} als Eingangsvariable - [Graf, 2013].

Der Wertebereich von MBF liegt zwischen 0 und 1. Ist ein Wert für eine Eingangsvariable j realistisch für eine bestimmte Ausgabeklasse i , hat die MBF einen Wert nahe 1. Bei nicht zur Ausgabeklasse passenden Werten liegt die Wahrscheinlichkeit, dass eine bestimmte Niederschlagsklasse vorliegt, bei Null.

Hat die Eingangsvariable Z_{DR} in Abbildung 10 beispielsweise einen Wert von 3 dB, liegt die Wahrscheinlichkeit, dass sich Regen im betrachteten Volumen befindet, bei 1. Die Wahrscheinlichkeit, dass es sich bei dem betrachteten Echo um Schnee handelt, liegt bei 0.

Jedoch reicht das Betrachten einer Eingangsvariable alleine nicht aus, um eine zuverlässige Klassifizierung zu erhalten. Aus diesem Grund werden die Wahrscheinlichkeiten von allen verwendeten Inputvariablen kumuliert und weiter verarbeitet. Diese Vorgänge werden im Laufe des Kapitels näher erläutert.

Wie bereits erwähnt arbeiten 'Fuzzy Logic'-Methoden mit Membership-Funktionen. Deren Form variiert von trapezförmig über rechtwinkelig bis hin zu komplexeren Verteilungen. Da die Verteilung der Radarvariablen sowohl symmetrische als auch asymmetrische Formen annehmen kann, lassen sich Membership-Funktionen mit Hilfe von Trapezfunktionen angemessen darstellen [Park, 2009].

Trapezfunktionen (Abb. 11) werden mit 4 Parametern x_1 bis x_4 definiert. Diese stellen die vier Ecken eines Trapezes dar. Bei den Werten x_2 und x_3 handelt es sich um die oberen, bei x_1 und x_4 um die unteren Ecken der Verteilung.

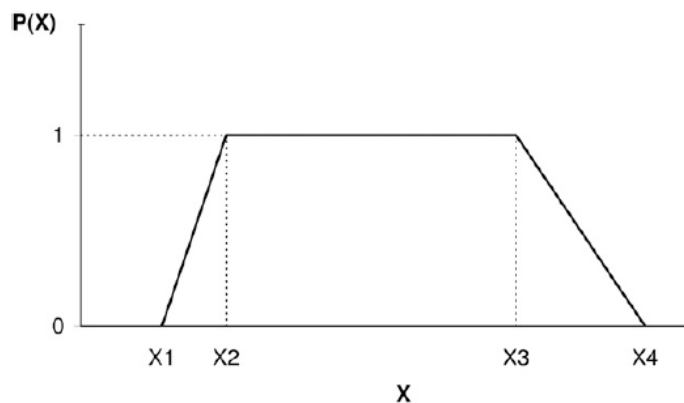


Abbildung 11: Trapezförmige Membership-Funktion für eine beliebige polarimetrische Variable X - [Park, 2009]

Die trapezförmige Membership-Funktion ¹ lässt sich mit Hilfe der 4 Parameter wie folgt bestimmen

$$f(X, x_1, x_2, x_3, x_4) = \begin{cases} 0 & X \leq x_1 \\ \frac{X-x_1}{x_2-x_1} & x_1 \leq X \leq x_2 \\ 1 & x_2 \leq X \leq x_3 \\ \frac{x_4-X}{x_4-x_3} & x_3 \leq X \leq x_4 \\ 0 & x_4 \leq X \end{cases} \quad (14)$$

Die Aufgabe dieser Arbeit ist es, die Werte für die 4 Parameter x_1 bis x_4 zu finden und damit Membership-Funktionen für die vier Eingangsvariablen Z_H , Z_{DR} , ρ_{HV} und K_{DP} sowie für folgende Ausgabeklassen zu erstellen:

- Regen: Niesel (DZ), leichter Regen (-RA), mäßiger Regen (RA), Starkregen (+RA)
- trockener Schnee (SN)
- Graupel- Regengemisch (GS/RA)
- Hagel oberhalb der Nullgradgrenze (GR dry)
- Hagel unterhalb der Nullgradgrenze (GR wet)

Die für die Auswertungen herangezogenen Eingangsdaten für die 'Fuzzy Logic'-Methode stammen aus Radarmessungen von den österreichischen C-Band-Radaranlagen und wurden von der Austro Control² zur Verfügung gestellt.

Inferenz

Im nächsten Schritt werden die Wahrscheinlichkeiten gewichtet. Radardaten sind nicht fehlerfrei. Die Qualität der Klassifizierung ist abhängig von der Genauigkeit der Radarmessung, welche verrauscht und mit einem systematischen Fehler behaftet sein können. Abhängig von dieser Messunsicherheit und dem Überlappingsgrad mit anderen MBF der gleichen Inputvariable, werde diese mehr oder weniger stark gewichtet.

Aggregation

Bei diesem Arbeitsschritt werden die Wahrscheinlichkeiten der einzelnen Inputvariablen kumuliert. Dies kann entweder durch Summenbildung oder Multiplikation aller Wahrscheinlichkeiten der einzelnen Ausgabeklassen erfolgen. Die kumulierten Wahrscheinlichkeiten für jede Niederschlagsart werden im vierten und letzten Schritt weiter bearbeitet.

¹MathWorks Documentation Center: <http://www.mathworks.de/de/help/fuzzy/trapmf.html>

²Austro Control Österreichische Gesellschaft für Zivilluftfahrt mit beschränkter Haftung (ACG)

Defuzzifikation

Im letzten Schritt gilt es, die wahrscheinlichste Niederschlagsklasse zu finden. Dazu werden die im vorigen Schritt kumulierten Wahrscheinlichkeiten miteinander verglichen. Die Ausgabevariablen, die den höchsten Wert aufweist, wird als die wahrscheinlichste Niederschlagsklasse im betrachteten Messvolumen ausgegeben.

4 Hydrometeore

Niederschlagspartikel unterscheiden sich in Größe, Form, Konsistenz oder ihrem Fallverhalten. Hinsichtlich dieser Eigenschaften können Wertebereiche für polarimetrische Messgrößen definiert und Hydrometeore klassifiziert werden. In diesem Kapitel werden unterschiedliche Hydrometeore bezüglich dieser Eigenschaften näher erläutert. Soweit nicht anders angegeben stammen die theoretischen Grundlagen für diesen Abschnitt aus [DWD, 2014], [Hagen, 2012], [Mayer, 2009], [Saltikoff, 2012] und [Straka, 2000].

Regen

Bei Regen handelt es sich um flüssigen Niederschlag, bei dem die Temperatur im positiven Bereich liegen muss. Liegt die Temperatur unterhalb der Nullgradgrenze spricht man von unterkühltem Regen. In diesem Fall sind die Regentropfen noch flüssig, gefrieren aber sobald sie auf die Erdoberfläche auftreffen.

Je nach Größe der Tropfen und Intensität kann zwischen Nieseln, leichtem, mäßigem und starkem Regen unterschieden werden (Tabelle 5). Der Durchmesser von Regentropfen kann bis zu 8 mm betragen. Ab einer Größe von 1 mm wird die Form fallender Regentropfen zunehmend abgeflachter, zudem fallen Regentropfen horizontal ausgerichtet und können beim Fallen schwach taumeln.

Schnee

Bei Schnee handelt es sich um festen Niederschlag, der sich aus vielen kleinen Eiskristallen zusammensetzt und meist hexagonale Formen annimmt. Abhängig von der Umgebungstemperatur und dem Feuchtegehalt der Atmosphäre ändert sich die Form der Eiskristalle. Bei Temperaturen um Null Grad fallen große, lockere Schneeflocken, mit einer Größe von bis zu 50 mm. Bei sehr tiefen Temperaturen treten Eiskristalle in Form von Nadeln, Plättchen oder Dendriten auf.

Schnee kann als nasser oder trockener Schnee klassifiziert werden. Das vertikale Reflektivitätsprofil ist eng mit dem vertikalen Temperaturprofil verknüpft. Ein Reflektivitätsmaximum ist knapp unterhalb der Nullgradgrenze erkennbar. Schmelzender Schnee hat ungefähr die Größe und Fallgeschwindigkeit von Schneeflocken, weist jedoch die dielektrischen Eigenschaften von Wasser auf. Aus diesem Grund steigen im Bereich der Schmelzschicht die Reflektivitätswerte deutlich an. Oberhalb der Nullgradgrenze nimmt die Reflektivität mit ungefähr 7.5 dBZ/km [Saltikoff, 2012] ab. Das liegt daran, dass mit zunehmender Höhe Temperatur und Feuchtegehalt abnehmen, zudem ist der Durchmesser der Schneekristalle im Allgemeinen geringer.

Graupel

Graupel und kleiner Hagel treten oft gemeinsam auf und lassen sich nur schwer unterscheiden. Bei Graupel/kleinen Hagel handelt es sich um festen Niederschlag, mit schneeähnlicher Beschaffenheit. Die Größe von Graupel liegt im Bereich von 0.5 bis 5 mm, kleiner Hagel hat einen Durchmesser von 5 bis 20 mm. Die Formen reichen von sphärisch bis konisch [Straka, 2000].

Graupelkörner fallen mit einer bevorzugten Orientierung, und zwar mit der abgeflachten Seite nach unten. Bei schmelzendem Graupel taumeln die Körner beim Fallen stärker.

Hagel

Bei Hagel handelt es sich um gefrorene Partikel, deren Durchmesser größer 5 mm ist. Hagelkörner sind unregelmäßig geformt; die Form ist abhängig von der Größe des Hagelkornes und reicht von sphärisch über konisch bis elliptisch [Straka, 2000]. Je nach Größe und Form fällt Hagel sowohl horizontal als auch vertikal orientiert, taumelt jedoch stark.

Abhängig von der Umgebungstemperatur ist die Beschaffenheit von Hagel fest bis porös. Beim Klassifizieren kann zwischen nassem und trockenem sowie zwischen kleinem ($D < 20$ mm), großem (20-40 mm) und riesigem ($D > 40$ mm) Hagel unterschieden werden.

Kriterien für die Verschlüsselung von Niederschlag im METAR

An den Flughäfen wird Niederschlag rund um die Uhr durch Augenbeobachtungen klassifiziert. Sobald die in Tabelle 5 eingetragenen Kriterien erfüllt sind, wird die jeweilige Niederschlagsart im METAR verschlüsselt. Diese Art der Niederschlagsbeobachtung unterliegt immer subjektiven Einflüssen, hängt stark vom jeweiligen Beobachter und der Tageszeit ab, und ist dementsprechend fehlerbehaftet. Da die Abschätzung der Partikelgröße mit freiem Auge erfolgt, können sich besonders bei den Niederschlagstypen Niesel und leichter Regen große Unsicherheiten ergeben.

Zur Bestimmung der Niederschlagssumme bzw. -intensität werden Present Weather Sensoren (PWS) verwendet, die an den jeweiligen Flughäfen platziert sind. Dazu wird die gemessene Niederschlagssumme der vorangegangenen 15 Minuten gemittelt.

	Niesel 0.2-0.5 mm	Regen 0.5-6 mm	Schnee	Graupel ≤ 5 mm Schauer > 6 mm	Hagel ≥ 5 mm
	mm/h	mm/h	mm/h	mm/h	mm/h
leicht	< 0.1	< 1.0	< 1.0	< 2.5	< 5.0
mäßig	0.1 bis < 0.5	1.0 bis < 8	1.0 bis 2.5	2.5 bis < 10	5.0 bis < 15
stark	≥ 0.5	≥ 8	> 2.5	≥ 10	≥ 15

Tabelle 5: ACG-Verschlüsselung der Niederschlagsarten in österreichischen METAR-Meldungen (Stand: März 2014) - [Mitternast, 2014]

5 Polarimetrische Messgrößen zur Hydrometeor-klassifizierung

Hydrometeore wie Regentropfen oder Eispartikel variieren u.a. in ihrer Form und ihrem Fallverhalten oder weisen unterschiedliche dielektrische Eigenschaften auf. Ein nicht-polarimetrisches Wetterradar, welches für gewöhnlich eine linear horizontal polarisierte Welle aussendet, liefert keinerlei Informationen über diese Partikeleigenschaften. Bei einem dual-pol Radar werden zwei verschiedene Polarisationen ausgesendet. Die gemessenen Unterschiede in den rückgestreuten Signalen werden unter anderem für die Klassifizierung von Hydrometeoren, für die Bestimmung der Regensumme oder zur Clutterentfernung verwendet. In den nachfolgenden Abschnitten werden die Arbeitsweise eines polarimetrischen Wetterradars sowie die einzelnen polarimetrischen Messgrößen näher beschrieben und bezüglich ihren Eigenschaften für die Klassifizierung von Hydrometeoren erläutert.

Soweit nicht anders angegeben stammen die theoretischen Grundlagen für das Kapitel 'Polarimetrische Messgrößen zur Hydrometeor-klassifizierung' aus [Bringi, 2004], [Fukao, 2014], [Graf, 2013], [Hagen, 2012], [Keenan, 2003], [Meischner, 2004], [Rinehart, 2010], [WDTB, 2014] und [Zrnic, 1999].

5.1 Polarimetrisches Wetterradar

Ein polarimetrisches Wetterradar sendet unterschiedlich polarisierte Wellen aus. In der Praxis wird das Signal häufig linear horizontal als auch vertikal polarisiert ausgesendet. Das u.a. an Hydrometeoren zurück gestreute Signal (Z_H und Z_V) wird in beiden Polarisationen empfangen. Zusätzlich werden die dazugehörigen Phasen ϕ_H und ϕ_V gemessen.

Das Senden und Empfangen eines polarimetrischen Radars kann auf mehreren Arten erfolgen [Hagen, 2012]:

- LDR-Modus
- STAR-Modus (Simultaneous Transmit And Receive)
- ALTERNATE-Modus

Im LDR-Modus wird die elektromagnetische Welle horizontal polarisiert emittiert. Empfangen wird sowohl das horizontal als auch vertikal polarisierte Signal.

Im STAR-Modus wird das Signal zu gleichen Teilen horizontal und vertikal polarisiert ausgesendet und empfangen. Das hat den Vorteil, dass das gleiche Volumen gemessen wird. Ein Nachteil des STAR-Modus ist, dass die Energie des ausgesendeten Signals gleichermaßen auf die beiden Polarisationen aufgeteilt und somit halbiert wird.

Arbeitet ein Radar im ALTERNATE-Modus werden zwar die Polarisationen alternierend ausgesendet, jedoch in beiden Kanälen empfangen. Im Gegensatz zum STAR-Modus wird die Leistung des Signals nicht halbiert, da das Signal entweder horizontal oder vertikal polarisiert emittiert wird. Da sich jedoch die Antenne weiter bewegt, messen die beiden Polarisationen nicht das gleiche Volumen.

Trotz des Leistungsverlustes wird im operationellen Bereich am häufigsten der STAR-Modus verwendet.

Mit den oben erwähnten vier Messgrößen lassen sich, zusätzlich zur horizontalen Radarreflektivität Z_H , folgende Parameter definieren:

- differentielle Reflektivität Z_{DR}
- copolare Kreuzkorrelation der Rückwärtsstreuung ρ_{HV}
- differentielle Phase ϕ_{DP}
- lineares Depolarisationsverhältnis L_{DR}

Mit Hilfe dieser Radarmessgrößen kann auf Eigenschaften des rückstreuenden Mediums geschlossen werden.

Wie die meisten operationellen Wetterradaranlagen messen auch die österreichischen Radare im STAR-Modus. Um das lineare Depolarisationsverhältnis zu bestimmen, ist es notwendig, das horizontal und vertikal polarisierte Signal alternierend zu senden. Aus diesem Grund ist die Größe L_{DR} nicht verfügbar.

5.2 Differentielle Reflektivität Z_{DR}

Z_{DR} ist ein Maß für die Partikelform und hängt sowohl von deren Orientierung als auch vom Fallverhalten der Niederschlagsteilchen ab. Aus diesem Grund wird die differentielle Reflektivität für die Identifizierung unterschiedlicher Hydrometeore herangezogen.

Die differentielle Reflektivität Z_{DR} ist definiert als das logarithmische Verhältnis zwischen dem horizontalen und vertikalen Reflektivitätsfaktor

$$Z_{DR} = 10 \log_{10} \left(\frac{Z_H}{Z_V} \right) \quad (15)$$

mit der Einheit Dezibel [dB].

Die Form von Regentropfen variiert von nahezu sphärischen Partikeln (kleine Tropfen) bis hin zu abgeflachten, großen Tropfen. Folglich liegen die Werte von Z_{DR} im Bereich von ca. 0 dB für kleine Niederschlagspartikel, bis zu +5 dB für

abgeplattete, große Teilchen.

Eispartikel haben eine geringere Dielektrizitätskonstante als Wasser. Abhängig von der Eisdichte ist diese um 5-20 % geringer [Keenan, 2003]. Aus diesem Grund liegen die Z_{DR} -Werte sowohl für Eispartikel als auch für trockenen Schnee deutlich niedriger, als bei gleich großen Wassertropfen.

Die differentielle Reflektivität kann auch für die Identifizierung von Hagel verwendet werden. In Gebieten mit hohen Reflektivitätswerten sollten dementsprechend hohe Z_{DR} -Werte auftreten. Bei trockenem Hagel sind diese Werte jedoch meist um 0 dB verteilt. Grund dafür ist das Fallverhalten der Hagelkörner. Diese taumeln beim Fallen, wodurch im betrachteten Messvolumen ungefähr genauso viele Partikel horizontal ausgerichtet sind, wie vertikal. Dadurch heben sich die Polarisierungseffekte weitgehend auf. In geringen Höhen tritt Hagel oft in Verbindung mit Starkregen auf und somit sind die beobachteten Z_{DR} -Werte deutlich höher, als sie bei trockenem Hagel zu erwarten sind.

Eine Ausnahme bildet die Niederschlagsklasse Graupel. Dabei handelt es sich um kleine kegelförmige Hagelkörner, die mit einer bevorzugten Orientierung fallen. Wie in Abbildung 12 erkennbar, fallen Graupelkörner mit der abgeflachten Seite nach unten. Solange die Partikel unterhalb einer bestimmten Größe bleiben, behalten sie ihr Fallverhalten. Zudem ist die vertikale Ausdehnung der Graupelteilchen größer als die horizontale, was zu leicht negativen Z_{DR} -Werten führen kann.

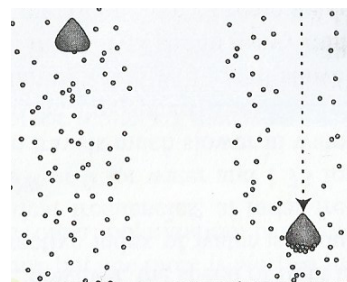


Abbildung 12: Fallverhalten von Graupel - [Rinehart, 2010]

Durchläuft der Radarstrahl Niederschlagsgebiete mit Starkregen oder Hagel, kommt es zu Dämpfungsverlusten. Befinden sich in einem Niederschlagsfeld viele abgeflachte, große Partikel, wird das horizontal polarisierte Signal stärker gedämpft als das Vertikale. Dieser Effekt kann zu negativen Z_{DR} -Werten hinter Starkregengebieten führen.

Zudem sollte die differentielle Reflektivität auf 0.2 dB genau sein [Meischner, 2004]. Die Kalibrierung von Z_{DR} erfolgt u.a. mit Hilfe von Vertikalscans alle 15 Minuten. Dabei wird angenommen, dass Regentropfen annähernd rund sind, wenn diese von unten betrachtet werden [Bringi, 2004]. Im Abschnitt 6.5 wird die Z_{DR} -Kalibrierung näher erläutert.

5.3 Copolare Kreuzkorrelation der Rückwärtsstreuung ρ_{HV}

Die Kreuzkorrelation der Rückwärtsstreuung beschreibt die Korrelation zwischen horizontal und vertikal polarisierten Signalen. Die für die Berechnung verwendeten Streuamplituden (S_{HH} , S_{VV}) sind am selben Ort und zur gleichen Zeit gemessen worden. ρ_{HV} wird wie folgt berechnet:

$$\rho_{HV} = \frac{\langle S_{VV} S_{HH}^* \rangle}{\langle |S_{HH}|^2 \rangle^{1/2} \langle |S_{VV}|^2 \rangle^{1/2}} \quad (16)$$

Die Indizes H und V stehen für das horizontal und vertikal ausgesandte und empfangene Signal.

ρ_{HV} kann ebenfalls zur Hydrometeorklassifizierung herangezogen werden. Der Betrag des Korrelationskoeffizienten hängt vom gemessenen Ziel ab. Für runde Streuer ist der Wert von ρ_{HV} nahe 1. Abhängig von der Regentropfengröße liegen die Werte zwischen 0.97 bis 0.99 [Rinehart, 2010].

Bei Hydrometeoren, die unregelmäßige Formen aufweisen, wie Eiskristalle, Hagel, Schnee oder Graupel, kann ρ_{HV} auf bis zu 0.8 sinken [Rinehart, 2010]. Befinden sich im betrachteten Messvolumen Niederschlagstropfen in verschiedenen Aggregatzuständen (Eis-, Wassergemisch) bzw. viele unterschiedlich geformte Partikel, kommt es ebenfalls zu geringeren Korrelationswerten.

Ähnliches gilt, wenn im betrachteten Volumen keine Hydrometeore vorhanden sind. In diesem Fall stammen die Echos im Wesentlichen von atmosphärischem Hintergrundrauschen und die Korrelation zwischen dem horizontalen und vertikalen Kanal ist nahezu Null. Dieser Effekt beschränkt sich weitgehend auf beweglichen Groundclutter. Bei Fixechos wie Gebäuden steigen die ρ_{HV} -Werte wieder an [Kaltenböck, 2014].

Von Bedeutung ist auch die Intensität des Reflektivitätsfaktors. Hohe Z_H -Werte haben einen positiven Einfluss auf ρ_{HV} . Durch das stärkere Signal wird der Einfluss von 'Lärm' minimiert. Als Beispiel werden die Niederschlagsklassen Niesel und leichter Regen erwähnt. Die geringen Intensitätswerte werden verstärkt durch 'Lärm' verunreinigt, wodurch die Korrelation abnimmt (vgl. Abbildung 28 mit 35).

Zur Unterscheidung von meteorologischen und nicht-meteorologischen Echos kann ebenfalls die Kreuzkorrelation der Rückwärtsstreuung verwendet werden. U.a. weist Gourley (2007) auf die Identifizierung von Groundclutter mittels ρ_{HV} -Schwellwerten ($\rho_{HV} < 0.7$) hin.

5.4 Differentielle Phase ϕ_{DP}

Beim Durchqueren eines Mediums ändert sich die Phase des ausgesandten Signals aufgrund unterschiedlicher Ausbreitungsgeschwindigkeiten. Im Fall von meteorologischen Echos bewegt sich die Welle durch Wasser und/oder Eis. Diese weisen einen Brechungsindex von 1.33 für Wasser und 1.31 für Eis auf. Dahingegen hat Luft einen Brechungsindex von 1.0003. Aufgrund der zur Umgebung geringeren Ausbreitungsgeschwindigkeit verlangsamt sich die Welle im Medium Wasser oder Eis. Die differentielle Phase ϕ_{DP} steigt mit zunehmender Abflachung der Partikel und der Dielektrizitätskonstante an.

Durchläuft das ausgesendete Signal Niederschlagsgebiete mit annähernd runden Tropfen, wird zwar der Radarstrahl abgebremst, jedoch verringert sich das Signal bei beiden Polarisierungen gleichermaßen.

Bei nicht-sphärischen Hydrometeoren ist der Weg für die horizontal polarisierte Welle etwas länger als für den vertikalen Anteil. Trifft das horizontal polarisierte Signal auf horizontal ausgerichtete Partikel, breitet es sich langsamer aus, als das vertikal polarisierte Signal. Wie in Abbildung 13 schematisch dargestellt, wird dadurch eine Phasenänderung zwischen den beiden Signalen verursacht.

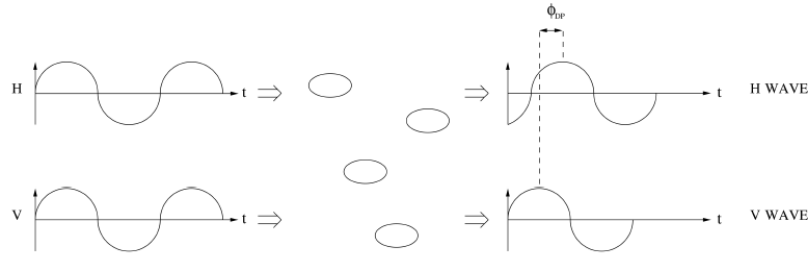


Abbildung 13: Phasenverschiebung verursacht durch die verzögerte Ausbreitung der horizontal polarisierten Welle, beim Durchqueren eines Niederschlagsgebietes mit abgeplatteten Hydrometeoren - [Graf, 2013]

Diese Differenz wird als differentielle Phase bezeichnet und ist wie folgt definiert:

$$\varphi_{DP} = \phi_{HH} - \phi_{VV} \quad (17)$$

Der Betrag der Phasenverschiebung ist unter anderem abhängig von der

- Intensität des Niederschlagsereignisses
- Orientierung der Hydrometeore im Strahlvolumen
- Länge des Weges

5.5 Spezifische differentielle Phase K_{DP}

Die spezifische differentiellen Phase K_{DP} beschreibt die Änderung von ϕ_{DP} entlang des Ausbreitungswegen und kann als Gradient der Phase beschrieben werden:

$$K_{DP} = \frac{1}{2} \frac{\phi_{DP}(r_2) - \phi_{DP}(r_1)}{(r_2 - r_1)} \quad \text{Einheit: } [^\circ/km] \quad (18)$$

Wie Z_{DR} hängt K_{DP} von der Partikelgröße, deren Form und Orientierung ab, und ist somit eine weitere wertvolle Größe, um Hydrometeore zu klassifizieren. Besonders bei den Niederschlagsklassen 'Regen', 'Starkregen' und 'schmelzendem Hagel' wird die spezifische differentielle Phase relevant.

In Starkregengebieten oder Niederschlagsgebieten mit großen, abgeflachten Tropfen liegen die Werte von K_{DP} weitgehend im positiven Bereich. Ist hingegen die vertikale Ausdehnung der Niederschlagspartikel größer als die horizontale, wie etwa bei kegelförmigen Graupelkörnern, können auch negative Werte auftreten.

Sind die Niederschlagsteilchen im betrachteten Messvolumen annähernd rund oder zufällig orientiert, sind die K_{DP} -Werte um Null verteilt. Dies ist z.B. der Fall wenn sich Hagel (trocken) im Strahlvolumen befinden.

K_{DP} spielt nicht nur eine wichtige Rolle bei der Klassifizierung von Hydrometeoren, sondern ist auch für die Bestimmung der Niederschlagsrate geeignet.

6 Aufbereitung der Rohdaten

Soweit nicht anders angegeben stammen die theoretischen Grundlagen für das Kapitel 'Aufbereitung der Rohdaten' aus [Al-Sakka, 2013], [Bringi, 2004], [Gorgucci, 1999], [Gourley, 2007], [Graf, 2013], [Hagen, 2012], [Hubbert, 2009], [Kaltenböck, 2012a], [Meischner, 2004], [Melnikov, 2003], [MetEd, 2014], [Nicol, 2011], [Park, 2009], [Rinehart, 2010], [Saltikoff, 2012], [Ventura, 2012] und [WDTB, 2014]

Die idealen Messbedingungen, so wie sie Al-Sakka (2013) definiert, sind in den seltensten Fälle anzutreffen. Dazu zählen

- geringe Dämpfung $\rightarrow \phi_{DP} < 10^\circ$
- hohes Signal-to-Noise-Ratio $\rightarrow SNR > 20$ dB (steht für die Auswertung nicht zur Verfügung)
- geringe Entfernung zum Radar $\rightarrow R < 60$ km

Dämpfungseffekte, Abschattungsverluste und systematische Fehler (Bias) führen zu fehlerhaften Messwerten. Um Fehler in den Auswertungen zu minimieren, müssen die vorliegenden Radardaten zuerst aufbereitet werden. Die Datenaufbereitung erfolgt ähnlich wie sie bei Ventura (2012) nachzulesen ist.

1. (grobe) Abschätzung der Nullgradgrenze
2. Kalibrierung von Z_{DR} und ggf. Z_H
3. Identifikation von meteorologischen und nicht-meteorologischen Echos
4. Aufbereitung von ϕ_{DP} (Mittelung)
5. lineare Dämpfungskorrektur von Z_H und Z_{DR}
6. Berechnung von K_{DP}

Im Folgenden werden die einzelnen Schritte zur Aufbereitung der Rohdaten näher erläutert.

6.1 Finden geeigneter Niederschlagsfälle

Die Verfügbarkeit entsprechender Niederschlagsereignisse ist aufgrund diverser Einschränkungen begrenzt. Auf diese wird in den folgenden Kapiteln näher eingegangen. Um dennoch einen robusten Datensatz für die Auswertung zu erhalten, werden in der vorliegenden Arbeit fünf Fälle pro Niederschlagsklasse herangezogen. Eine Ausnahme bildet die Niederschlagsart Graupel. Aufgrund des geringen Auftretens im Beobachtungszeitraum, werden für die Auswertungen vier Ereignisse verwendet.

Die Erstellung der Membership-Funktionen erfolgt auf Basis von subjektiven Niederschlagsbeobachtungen. Dazu wurden METAR-Meldungen, bis in das Jahr 2011 zurückreichend, nach unterschiedlichen Niederschlagsklassen durchsucht. Die METAR-Meldungen stammen von den Flughäfen Wien (LOWW) und Salzburg (LOWS), mit dem dazugehören Radaranlagen Rauchenwarth (WXR RAU) und Feldkirchen (WXR FEL). Um geeignete Hagel- und Starkregenfälle zu finden, wurden die österreichischen Einträge auf der 'European Severe Weather Database'-Datenbank (ESWD) durchsucht. Ein Großteil der Niederschlagsfälle bezieht sich auf das Radar Rauchenwarth.

METAR-Meldungen werden zweimal pro Stunde, jeweils 20 und 50 Minuten nach der vollen Stunde, ausgegeben und sind für den jeweiligen Flughafen gültig. Wettererscheinungen, die 10 Minuten vor dem Beobachtungszeitpunkt auftreten, werden in den Meldungen verschlüsselt. Die verwendeten Radardaten stammen somit entweder aus den Messungen zwischen den Minuten 05.00 bis 07.30 (1. Halb-scan) oder zwischen 07.30 bis 10.00 Minuten (2. Halb-scan). Die dazugehörigen Zeitstempeln der Radarfiles sind hh:15, hh:17 bzw. hh:45 und hh:47.

Die nachfolgende METAR-Meldung³ vom Flughafen Wien dient als Veranschaulichung. Diese wurde am 07. Februar 2012 um 07:50 UTC ausgegeben. Die darin verschlüsselte Niederschlagsart ist 'Schnee' (SN), der bei einer Bodentemperatur von -11 °C auftritt.

```
SAOS31 LOWM 070750 METAR LOWW 070750Z
32018KT 1900 R29/P1500U R34/P1500N SN DRSN BR
FEW012 BKN018 BKN025 M11/M13 Q1027 R11/490137 R16/490153 TEMPO
1400 BKN012=
```

Wie bereits erwähnt spielt die Distanz zwischen dem betrachteten Niederschlagsgebiet und dem Wetterradar eine wichtige Rolle. Die Entfernung zwischen dem Standort des WXR RAU und dem Flughafen Wien beträgt ca. 4.60 km und ausgehend vom WXR RAU ungefähr 34° in Azimutrichtung, zwischen dem WXR FEL und dem Flughafen Salzburg liegt eine Distanz von ca. 30 km, bei einem Azimut von 187° [Google Earth, 2014]. In den Fällen für Hagel und Starkregen wurden

³METAR-Meldungen wurden von den Mitarbeitern der ACG erstellt.

die Entfernungen und Azimutrichtungen ebenfalls mit Google Earth (2014) bestimmt. Da mit zunehmender Entfernung zum Radar hin die Fehler zunehmen, wurde versucht, möglichst radarnahe Niederschlagsgebiete zu finden. In der vorliegenden Arbeit beträgt die Distanz zwischen der Radaranlage und einem Regengebiet maximal 60 km. Zu den möglichen Gründen, die die Qualität der Radardaten verringern, zählen u.a. die Strahlaufweitung, die Signalabschwächung bzw. die zunehmende Höhe des Radarstrahls.

Für die Bestimmung der Membership-Funktionen wurden die betrachteten Niederschlagsgebiete dementsprechend eingegrenzt und die bestätigten Niederschlagsereignisse mit den dazugehörigen Radardaten in Verbindung gebracht. Bei einem so stark gegliederten Land wie Österreich, ist es aufgrund der komplexen Topographie nicht immer möglich, die unterste Elevation für die Auswertung zu verwenden. Aus diesem Grund variieren die Elevationen zwischen 1° und 1.80° .

Eine Ausnahme bildet die Niederschlagsklasse trockener Hagel. Um in einem Temperaturbereich deutlich über der Nullgradgrenze zu messen, stammen die Daten aus höheren Elevationen. Für eine bessere Identifikation der Kernbereiche von Hagelzellen wurden für die weiteren Betrachtungen Reflektivitätswerte verwendet, die einen Wert über 45 dBZ aufweisen [Al-Sakka, 2013].

Die zur Auswertung herangezogenen Gebiete und Elevationen sind im Anhang B zu entnehmen.

Da nicht alle Niederschlagsarten bei allen Temperaturen auftreten können, ist es wichtig diese zu berücksichtigen. Besonders die Höhe der Nullgradgrenze spielt eine wichtige Rolle bei der Klassifizierung von Hydrometeoren.

Damit beispielsweise trockener Schnee oder trockener Graupel zuverlässig klassifiziert werden kann, muss die Temperatur unter 0° liegen. Diese Niederschlagsarten können bei Temperaturen über 0° nicht mehr in Erscheinung treten. Im Bereich der Schmelzschicht beginnen diese Niederschlagsklassen zu schmelzen und treten als nasser Schnee bzw. nasser Graupel auf. Regen mit unterschiedlichen Intensitäten kann hingegen nur bei Temperaturen über Null Grad auftreten. Hagel kann sowohl unter als auch über der Nullgradgrenze existieren und wird abhängig von der Umgebungstemperatur als nasser oder trockener Hagel klassifiziert.

In der vorliegenden Arbeit wird die Höhe der Nullgradgrenze aus Radiosondenaufstiegen der nächstgelegenen Station entnommen. Für Niederschlagsereignisse, die vom WXR RAU erfasst wurden, wurde ein Radiosondenaufstieg von der Station Wien/Hohe Warte (11035) zur Abschätzung der Nullgradgrenze herangezogen. In den Fällen vom WXR FEL stammen die Höhen aus Radiosondenaufstiegen für die Station München-Oberschlssheim (10868) [University of Wyoming, 2014].

6.2 Weitere Kriterien bei der Niederschlagsfallauswahl

6.2.1 Entfernung zum Radar

Mit zunehmender Entfernung zum Radar nimmt die Höhe des Radarstrahles zu (Abbildung 7). Bei einer Elevation von 0.5° wäre der Radarstrahl in 100 km Entfernung bei einer Höhe von ca. 1500 m über Grund (Formel 13).

Dies kann zu Problemen beim Erkennen von stratiformen Niederschlag führen. Stratiforme Niederschlagsereignisse, wie Schnee oder Regen, haben zwar eine große horizontale Ausdehnung, die vertikale Ausdehnung ist jedoch meistens gering. Ist das Niederschlagsereignis zu weit vom Radar entfernt, befindet es sich unter dem Radarstrahl und kann nicht mehr detektiert werden. Im Gegenteil dazu sind konvektive Ereignisse, besonders jene, die Hagel produzieren, vertikal hochreichender und können aus diesem Grund über größere Distanzen beobachtet werden (Abbildung 14).

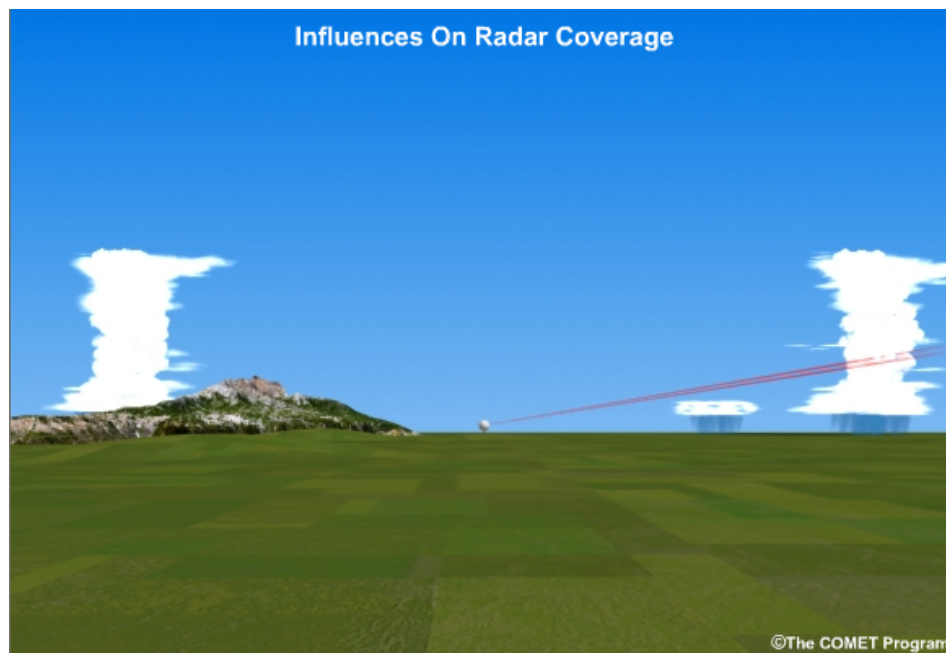
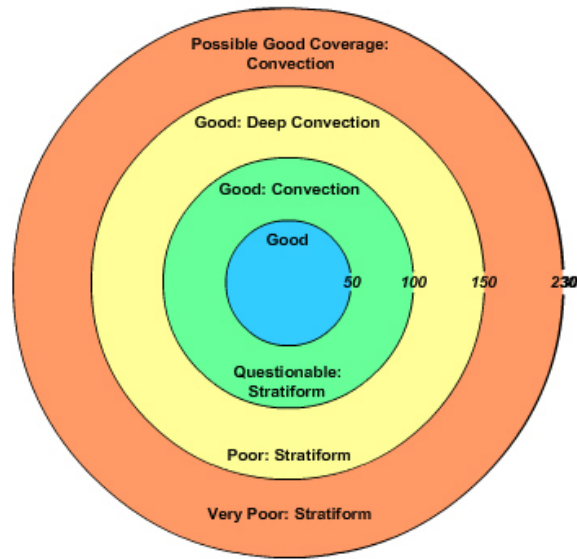


Abbildung 14: Entfernungsabhängigkeit des Wetterradars - [MetEd, 2014]

Radar Coverage of Precipitation with Range (km)—Assuming No Beam Blocking



Note: Coverage is worse for snow, and in areas of rugged terrain

©The COMET Program

Abbildung 15: Zuverlässigkeit der Radardaten in Abhängigkeit der Entfernung - [MetEd, 2014]

Aus den oben genannten Gründen sollte daher die maximale Entfernung von stratiformen Niederschlagsereignissen in einem Radius von 50 km liegen. In diesem Bereich liegt die Höhe des Radarstrahls unter 1 km. Bei Radarmessungen, die in Entfernung von über 100 km gemacht werden, nimmt die Zuverlässigkeit der Messdaten stark ab. Bei Hagel- oder Starkregenereignissen spielt die Entfernung eine weniger wichtige Rolle. Ohne Abschattungsverluste und bei ausreichend hoher vertikaler Ausdehnung liefern auch Messungen in einer Entfernung von bis zu 150 km gute Ergebnisse (Abbildung 15).

In der vorliegenden Arbeit beträgt die maximale Entfernung zwischen Radar und Niederschlagsgebiet 60 km. Bei stratiformen Ereignissen wie Schnee oder leichten bis mäßigen Regen wurden größtenteils Radarmessungen verwendet, die einen Abstand von maximal 10 km aufweisen (Anhang B). Beim Nieselfall vom 3. Juli 2013, welcher am Flughafen Salzburg verschlüsselt wurde, beträgt der Abstand zwischen dem Radar Feldkirchen und dem Flughafen ca. 30 km.

6.2.2 Doppler Nulllinie - Zero-Snake

Bodenechos werden u.a. dadurch gekennzeichnet, dass sie stationär sind, und verglichen mit Niederschlag eine geringe spektrale Breite aufweisen. Aus diesem Grund werden jene Daten, bei denen die Dopplergeschwindigkeit nahe Null oder Null beträgt, vom Clutterfilter ausgefiltert. Diese Methode ist jedoch fehlerbehaftet, da es auch Niederschlagsechos gibt, die eine geringe Radialgeschwindigkeit haben, bzw. bewegen sich meteorologische Echos senkrecht zum Radarstrahl, wird ebenfalls keine Dopplergeschwindigkeit gemessen und das Signal als Groundclutter klassifiziert und verworfen.

Gebiete mit einer Dopplernulllinie sind in den Radarbildern erkennbar. Abbildung 16 zeigt die Anwendung eines Clutterfilters und die daraus resultierende 'Zero-Snake' (Abb. 16 unten) in den Reflektivitätswerten.

Es gilt die Konvention, dass sich streuende Teilchen mit negativer Radialgeschwindigkeit auf das Radar zu bewegen (blau/grün) und welche mit positiver Geschwindigkeit sich vom Radar wegbewegen (gelb/rot) [Hagen, 2012].

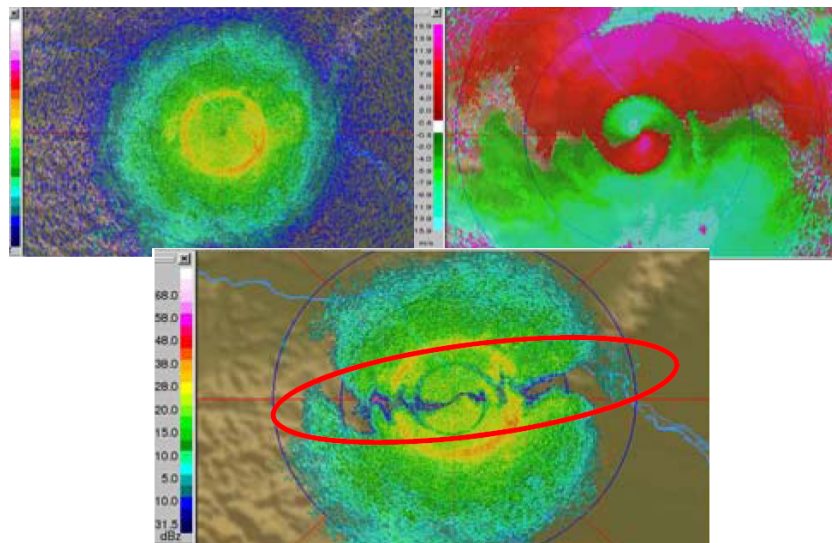


Abbildung 16: Anwendung eines Clutterfilters und die daraus resultierende Dopplernulllinie. Links: Radarreflektivität vor der Clutterfilterung; Rechts: Dopplergeschwindigkeit; Mitte: Cluttergefilterte Reflektivität mit 'Zero-Snake' - [Kaltenböck, 2013]

Besonders bei stratiformen Niederschlagsklassen mit geringen Intensitäten wie etwa bei Niesel, leichten bis mäßigen Regen oder Schnee ist dieses Phänomen öfter zu beobachten, wodurch sich das Finden geeigneter Fälle als schwieriger erwiesen hat.

6.2.3 Schmelzschicht

In den mittleren Breiten findet die Niederschlagsbildung hauptsächlich über die Eisphase statt. Ein Großteil der am Boden ankommenden Regentropfen waren zu Beginn ihrer Entwicklung Schnee- oder Eiskristalle. Der Übergang von fallenden Eiskristallen auf Regentropfen ist in Radarprodukten durch ein Maximum des Reflektivitätsfaktors Z_H erkennbar. Dieser Bereich wird als Schmelzschicht ('Bright band') bezeichnet. Dabei handelt es sich um eine etwa 500 Meter dicke Schicht, die unterhalb der Nullgradgrenze liegt [Hagen, 2012], [Rinehart, 2010].

Beim Erreichen der Nullgradgrenze beginnen die Eiskristalle zu schmelzen. Da der Schmelzvorgang von außen nach innen stattfindet, bildet sich zuerst eine Wasserhaut um das schmelzende Niederschlagsteilchen, wodurch diese die dielektrischen Eigenschaften von gleich großen Wasserpartikeln aufweisen. Somit identifiziert das Radar schmelzende Schneeflocken als große, langsam fallende Wassertropfen. Dies führt zu einem Anstieg des Reflektivitätsfaktors Z_H und somit zu einer Überschätzung der Niederschlagsintensität.

Der 'Bright band'-Effekt tritt hauptsächlich bei stratiformen Niederschlagsereignissen auf und lässt sich bei horizontal ausgedehnten Echos mehr oder weniger gut lokalisieren. Die Schmelzschicht ist in PPI-Darstellungen als Ringstruktur mit deutlich höheren Z_H -Werten erkennbar (Abbildung 17).

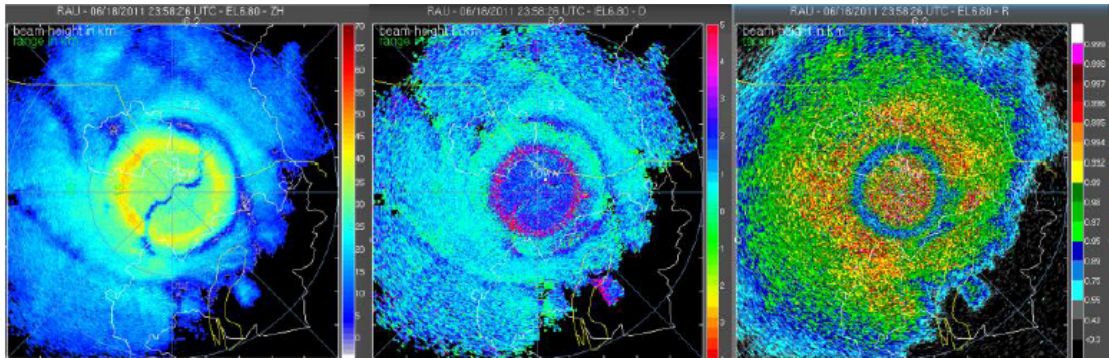


Abbildung 17: Gut erkennbare Ringstrukturen in den PPIs von Z_H , Z_{DR} sowie ρ_{HV} - [Kaltenböck, 2012b].

Jedoch manifestiert sich die oben erwähnte Ringstruktur nicht immer in den Reflektivitätswerten. Mit Hilfe der polarimetrischen Messgrößen Z_{DR} und ρ_{HV} gibt es zwei weitere Parameter, mit denen das 'Bright band' identifiziert werden kann. Die Schmelzschicht ist gekennzeichnet durch geringe Korrelationswerte und einen Anstieg der differentiellen Reflektivität Z_{DR} . Dies ist ebenfalls in Abbildung 17 zu erkennen.

6.3 Datenformat

Die Messdaten liegen im hdf5-Format vor. Jede Messgröße ist in einer Matrix (Range $\times$ Azimut) abgespeichert. Die Größe ist abhängig von der verwendeten Elevation. Die Reichweite der untersten Elevation beträgt 224 km und entspricht einer Matrizengröße von (896×360) Werten.

Die in einem hdf5-File abgespeicherten Größen sind:

- horizontaler und vertikaler Reflektivitätsfaktor, vor und nach der Signalprozessor-Clutterfilterung
- radiale Geschwindigkeit
- differentielle Reflektivität
- Kreuzkorrelation der Rückwärtsstreuung
- differentielle Phase

Zur Datenaufbereitung wurde Matlab verwendet. Die zur Auswertung herangezogenen polarimetrischen Momente sind der gefilterte Reflektivitätsfaktor Z_H , die differentielle Reflektivität Z_{DR} , die Kreuzkorrelation der Rückwärtsstreuung ρ_{HV} , die spezifische Phase ϕ_{DP} sowie die abgeleitete Größe K_{DP} .

6.4 Meteorologische und nicht-meteorologische Echos

Nicht nur Hydrometeore streuen das ausgesendete Signal zum Radar zurück. Auch feste Ziele wie Berge, Gebäude oder die Erdoberfläche selbst liefern einen Beitrag zur gemessenen Reflektivität. Die Signale von Groundclutter überlagern oft die Reflektivitäten, die von einem Niederschlagsgebiet her stammen. Aus diesem Grund ist es wichtig diese als nicht-meteorologische Echos zu identifizieren und zu entfernen.

Um den störenden Einfluss zu minimieren, gibt es mehrere Möglichkeiten; so kann zwar eine gezielte Auswahl des Radarstandortes Groundclutter reduzieren, jedoch nicht vollständig verhindern. Clutterfilter, die die Dopplergeschwindigkeit auswerten, und Nachbearbeitung der Radarmomente finden ebenfalls Anwendung im operationellen Bereich.

Hubbert (2009) klassifiziert Bodenechos wie folgt:

- hohe Intensitätsschwankungen in Range- und Azimutrichtung
- geringe vertikale Ausdehnung
- sind stationär - die mittlere Geschwindigkeit ist Null
- schmales Spektrum

Im Vergleich zu nicht-polarimetrischen Radarmessungen, liefern die polarimetrische Parameter ρ_{HV} , Texture von ϕ_{DP} oder die Texture von Z_{DR} zusätzliche Informationen über Eigenschaften der empfangenen Echos. Somit lässt sich mit Hilfe der polarimetrischen Größen abschätzen, ob die Messungen von Niederschlag stammen oder diese durch nicht-meteorologische Echos verunreinigt sind.

Die differentielle Reflektivität Z_{DR} sowie die differentielle Phase ϕ_{DP} unterliegen in Cluttergebieten größeren räumlichen Schwankungen als in meteorologischen Echos. Ebenfalls sind die Korrelationswerte von Bodenechos gering. Da jedoch ρ_{HV} -Werte in nicht-meteorologischen Echos eine breite Verteilung zeigen, ist ρ_{HV} alleine keine verlässige Größe zum Identifizieren von Groundclutter.

Die Texture von ϕ_{DP} ist ein gutes Maß für die Identifikation nicht-meteorologischer Echos [Gourley, 2007]. Diese lässt sich wie folgt berechnen

$$\text{Texture}(y_{a,b}) = \sqrt{\frac{\sum_{i=-(m-1)/2}^{(m-1)/2} \sum_{j=-(n-1)/2}^{(n-1)/2} (y_{a,b} - y_{a-i,b+j})^2}{(m)(n)}} \quad (19)$$

In der obigen Formel 19 beziehen sich a und b auf den jeweiligen Azimutwinkel und die Entfernung. Die Texture von ϕ_{DP} wird über eine 3×3 große Fläche berechnet. Im Fall der österreichischen Radaranlagen, die eine radiale Auflösung von 250 m und eine tangentielle Auflösung von 1° haben, würde das einer Fläche von $750 \text{ m} \times 3^\circ$ entsprechen.

Gourley (2007) zeigt, dass die ϕ_{DP} -Texture für Niederschlag einen Median von 4° aufweist und die Werte 20° kaum überschreiten. In Abbildung 18 ist zu erkennen, dass die empirisch ermittelte Dichtefunktion (Kerndichteschätzer) für Niederschlag, verglichen mit nicht-meteorologischen Echos, eine schmale Verteilung aufweist.

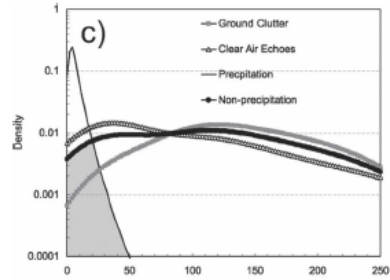


Abbildung 18: Empirisch ermittelte Dichtefunktion für die Texture von ϕ_{DP} - [Gourley, 2007]

Im weiteren Verlauf der Arbeit werden Echos, die ϕ_{DP} Texturewerte aufweisen die kleiner als 20° sind, als Niederschlag klassifiziert, höhere Werte werden nicht-meteorologischen Echos zugeordnet und für die weiteren Betrachtungen verworfen.

6.5 Biaskorrektur

Um den Bias der polarimetrischen Größe Z_{DR} zu bestimmen und die gemessenen Z_{DR} -Werte damit zu korrigieren, wird alle 15 Minuten ein Vertikalscan durchgeführt. Dabei wird angenommen, dass Regentropfen annähernd rund sind, wenn diese von unten betrachtet werden. Laut Definition der differentiellen Reflektivität sollten Z_{DR} -Messungen, welche mit einem Elevationswinkel von 90° gemacht werden, einen Wert von 0 dB aufweisen. Abweichungen können unter anderem durch die Beeinflussung von Groundclutter entstehen, oder durch Hardwarefehler verursacht werden.

Weiters unterliegt Z_{DR} azimuthalen Schwankungen, welche eine Periodizität von 180° aufweisen. Um die Azimutabhängigkeit bei der Bestimmung des Z_{DR} -Bias zu berücksichtigen, wird die Messung über 360° gemittelt. Die dadurch erhaltenen Bias-Werte werden in weiterer Folge für die Kalibrierung der gemessenen Z_{DR} -Werte verwendet.

Aus Tabelle 6 sind die mittels Vertikalscan berechneten Bias-Werte für das jeweilige Niederschlagsereignis, sowie für das verwendete Radar, zu entnehmen [Tavolato, 2014].

Zu erwähnen ist, dass am 18. Juni 2011 der Biaswert im Laufe des Niederschlagsereignisses von 2.0 dB auf 1.5 dB abfällt. Weiters sind für das Schneefallereignis vom 07. Februar 2012 keine Monitoringwerte archiviert, weshalb auf den Monatsmittelwert zurückgegriffen wird. Ebenfalls sind für das Niederschlagsereignis am 26. August 2012 keine Werte gespeichert. Der Biaswert lag Ende Juli 2012 bei 1.8 dB und Anfang November 2012 bei 2.0 dB. Der Augustmittelwert sollte daher von der Größenordnung dazwischen liegen. Für die Niederschlagsfälle im Juni 2012 wird ein Monatsmittel von 1.75 dB verwendet [Tavolato, 2014].

Eine weitere Methode der Kalibrierung, die hier jedoch nicht angewendet wurde, kann mittels des Niederschlagstyps Niesel durchgeführt werden. Nieselteilchen sind theoretisch klein und rund und weisen daher einen Z_{DR} -Werte nahe Null auf.

Zusätzlich zur Z_{DR} -Kalibrierung wird für das Wetterradar Rauchenwarth (WXR RAU) eine Biaskorrektur für den horizontalen Reflektivitätsfaktor Z_H von +2 dBZ durchgeführt. Diese Korrektur betrifft die Niederschlagsereignisse zwischen Sommer 2011 bis April 2014 [Kaltenböck, 2014].

NIEDERSCHLAGSART	DATUM	RADAR	BIAS
Niesel	29.03.2013	RAU	0.85
	05.04.2013	RAU	1.05
	03.07.2013	FEL	0.80
	09.02.2014	RAU	0.90
	23.02.2014	RAU	0.90
leichter Regen	19.04.2013	RAU	1.00
	12.05.2013	RAU	0.95
	05.06.2013	RAU	0.80
	09.08.2013	RAU	0.95
	29.10.2013	RAU	0.95
Regen	18.06.2011	RAU	1.50
	04.06.2012	RAU	1.80
	26.08.2012	RAU	1.90
	30.05.2013	RAU	0.95
	11.11.2013	RAU	0.95
Starkregen	04.08.2012	RAU	1.75
	17.04.2013	RAU	1.0
	21.05.2013	RAU	0.95
	11.07.2013	RAU	0.95
	24.05.2014	RAU	0.5
Graupel	06.12.2013	RAU	0.8
	09.02.2014	FEL	0.85
	15.03.2014	RAU	1.0
	09.04.2014	RAU	0.9
Hagel	03.06.2012	RAU	1.75
	08.06.2012	RAU	1.75
	29.06.2012	RAU	1.75
	21.05.2013	RAU	0.95
	22.06.2013	RAU	0.95
Schnee	07.02.2012	RAU	2.20
	14.01.2013	RAU	2.35
	17.01.2013	RAU	2.35
	18.01.2013	RAU	2.40
	14.02.2013	RAU	2.35

Tabelle 6: Z_{DR} -Biaswerte für die betrachteten Niederschlagsereignisse, sowie für das verwendete Radar. Die Korrekturwerte wurden mittels Vertikalscan bestimmt - [Tavolato, 2014]

6.6 Lineare Dämpfungskorrektur

Da bei C-Band-Radaranlagen die Dämpfung des horizontalen Reflektivitätsfaktors Z_H und der differentiellen Reflektivität Z_{DR} nicht mehr vernachlässigt werden kann, ist es notwendig diese beiden Größen zu korrigieren. In dieser Arbeit wird mit einer linearen Dämpfungskorrektur gearbeitet, welche in Ventura (2012) beschrieben ist.

Laut Ventura (2012) ist die spezifische Dämpfung A_h , sowie die spezifische differentielle Dämpfung A_{dp} proportional zur differentiellen Phase ϕ_{DP} . Aufgrund der abgeplatteten Form der Niederschlagsteilchen steigt ϕ_{DP} im Niederschlagsfeld mit zunehmender Entfernung zum Radar monoton an.

Um die differentielle Phase für weitere Berechnungen heranziehen zu können, ist eine Mittelung notwendig. Graf (2013) untersuchte unterschiedliche Filterungsmethoden (u.a. Gleitendes Mittel und Medianfilter). Die einfachste Methode ist die Anwendung eines 'Gleitenden Mittels' über eine bestimmte Anzahl von Range Gates. Ventura (2012) schlägt für C-Band-Radar eine Filterbreite von 6 km vor. Eine robustere Mittelungsmethode stellt der Medianfilter dar.

In der vorliegenden Arbeit wird für die Mittelung von ϕ_{DP} ein Medianfilter verwendet. Abhängig von der gemessenen Reflektivität variiert die Filterbreite zwischen einer 'leichten Filterung' (2 km) und einer 'starken Filterung' (6 km). Diese Unterscheidung in der Filterbreite ist vor allem bei der Berechnung der spezifischen differentiellen Phase K_{DP} von Bedeutung. Für die lineare Dämpfungskorrektur wird die 'starke Filterung' mit einer Filterbreite von 6 km verwendet [Park, 2009].

Die Dämpfungskorrektur erfolgt mittels der empirisch ermittelten Koeffizienten $\alpha = \frac{A_h}{K_{DP}}$ und $\beta = \frac{A_{dp}}{K_{DP}}$. Für C-Band-Radar weisen diese einen Wert von $\alpha = 0.08 \text{ dB/}^\circ$ und $\beta = 0.03 \text{ dB/}^\circ$ auf [Al-Sakka, 2013].

$$Z_{H_{corr}} = Z_h + \alpha \cdot \phi_{DP} \quad (20)$$

$$Z_{DR_{corr}} = Z_{DR} + \beta \cdot \phi_{DP} \quad (21)$$

Abbildung 19 zeigt die Wichtigkeit der Dämpfungskorrektur anhand eines Hagelfalls vom 08. Juni 2012 in der Nähe vom Radar Rauchenwarth. Links ist die unkorrigierte Reflektivität Z_H , in der Mitte die korrigierte Reflektivität $Z_{H_{corr}}$ und rechts die differentielle Phase ϕ_{DP} als Plan Position Indikator (PPI) Darstellung bei einer Elevation von 1° dargestellt. Die Korrektur von Z_H erfolgte mit der Formel 20.

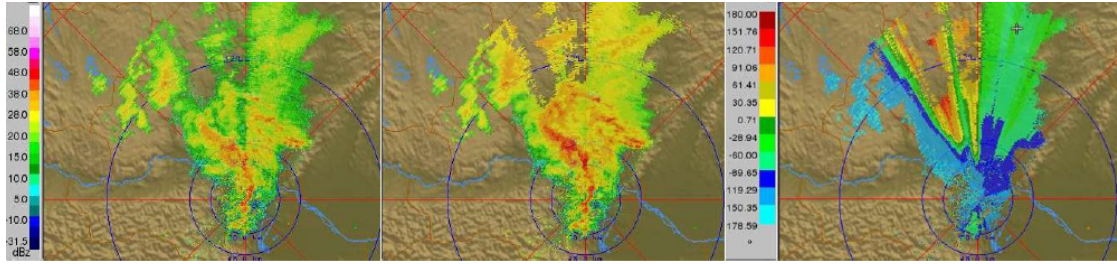


Abbildung 19: Hagelereignis am 8. Juni 2012 in der Nähe von Wien. Plan Position Indikator (PPI) Darstellung bei einer Elevation von 1° - links: unkorrigierte Reflektivität Z_H ; Mitte: korrigierte Reflektivität $Z_{H_{corr}}$; rechts: differentiellen Phase ϕ_{DP} - [Kaltenböck, 2012a].

Betrachtet man das Radarecho entlang des Weges bei einem konstanten Azimutwinkel von 351° (Abbildung 20), ist die Dämpfung des Signals beim Durchqueren der Hagelzelle deutlich erkennbar. Mit steigendem ϕ_{DP} wird sowohl das Signal der Reflektivität Z_H als auch das der differentiellen Reflektivität Z_{DR} stark gedämpft. Ohne Dämpfungskorrektur würde der Wert von Z_H bei einer Entfernung von 60 km um fast 10 dBZ zu niedrig angezeigt werden. Auch Z_{DR} ist in diesem Fall um 2 dB zu gering und liegt hinter der Hagel- bzw. Starkregenzelle im negativen Bereich.

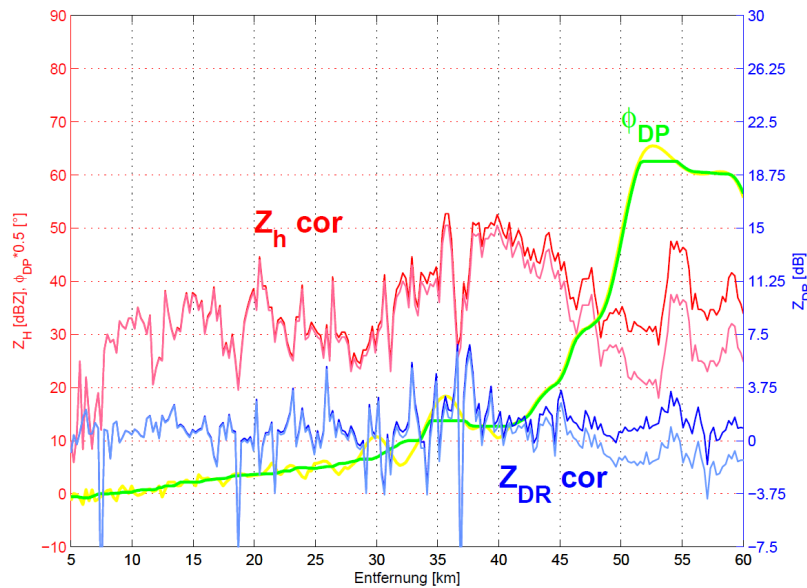


Abbildung 20: Hagelereignis am 8. Juni 2012 in der Nähe von Wien. Dämpfung des Radarsignals beim Durchqueren der Hagelzelle bei einem Azimutwinkel von 351° . Die dünne rote bzw. blaue Linie entspricht den unkorrigierten Werte von Z_H bzw. Z_{DR} . Das ungefilterte und gemittelte ϕ_{DP} wird durch die gelbe bzw. grüne Linie dargestellt.

6.7 Berechnung von K_{DP}

Die Berechnung von K_{DP} erfolgt mit Formel 18. Abhängig von der Höhe der Reflektivität Z_H und vom betrachteten Niederschlagsereignis variiert die Filterbreite für die Berechnung von K_{DP} zwischen 2 und 6 km [Park, 2009].

Liegen die Reflektivitätswerte unter 40 dBZ, wird eine Filterbreite von 6 km verwendet. Dies trifft auf stratiforme Niederschlagsereignisse wie Niesel, leichter bis mäßiger Regen und Schnee zu. Bei höheren Intensitäten ($Z_H > 40$ dBZ) erfolgt die Mittelung von ϕ_{DP} mit einem Glättungsfaktor von 2 km. Reflektivitäten über 40 dBZ treten vor allem bei konvektiven Ereignissen auf.

6.8 Erstellen der Membership-Funktionen

Soweit nicht anders angegeben stammen die theoretischen Grundlagen für diesen Abschnitt aus [Cramer, 2008], [Grundlagen der Statistik, 2014] und [Mathworks, 2014].

Bevor aus den gesammelten und aufbereiteten Messdaten Membership-Funktionen erstellt werden, wird der Datensatz von möglichen Ausreißern bereinigt. Das für die Auswertung herangezogene Datenkollektiv umfasst die Messwerte der fünf betrachteten Niederschlagsfälle. Die Anzahl der verwendeten Daten für die Eingangsvariablen (Z_H , Z_{DR} , ρ_{HV} , K_{DP}) und die jeweilige Niederschlagsklasse ist in Tabelle 7 zusammengefasst.

Niederschlagsklasse	Anzahl der Daten
Niesel	939
leichter Regen	1267
mäßiger Regen	1786
Starkregen	1213
Schnee	1380
Graupel- Regengemisch	1067
Hagel (trocken)	1411
Hagel (nass)	1395

Tabelle 7: Größe des unbereinigten Datenkollektivs der jeweiligen Niederschlagsklassen.

Wie bereits erwähnt, können Radarvariablen sowohl symmetrische als auch asymmetrische Verteilungen annehmen. Die Abbildungen 23 und 24 zeigen die Verteilung des Reflektivitätsfaktors Z_H und der differentiellen Reflektivität Z_{DR} . Diese sind annähernd normal verteilt. Die polarimetrische Messgröße ρ_{HV} (Abbildung 25) weist eine Verteilung mit negativer Schiefe (linksschief) auf. Aus diesem

Grund wird der Interquartilsabstand (IQA) zur Identifizierung von Ausreißern verwendet, da diese Methode auch für schiefe Verteilungen verwendet werden kann. Der IQA ist wie folgt definiert:

$$IQA = Q_{0.75} - Q_{0.25} \quad (22)$$

Werte, welche den unteren Grenzwert

$$Q_{0.25} - 1.5(IQA) \quad (23)$$

unterschreiten bzw. den oberen Grenzwert

$$Q_{0.75} + 1.5(IQA) \quad (24)$$

überschreiten, werden als Ausreißer klassifiziert und verworfen. In den Gleichungen 22, 23 und 24 stehen $Q_{0.25}$ und $Q_{0.75}$ für das 25. und 75. Perzentil der Verteilung sowie IQA für den Interquartilabstand.

Die graphische Darstellung der oben beschriebenen Methode zur Identifizierung von Ausreißern kann mit sogenannte Box-Plots (Abbildung 21) erfolgen.

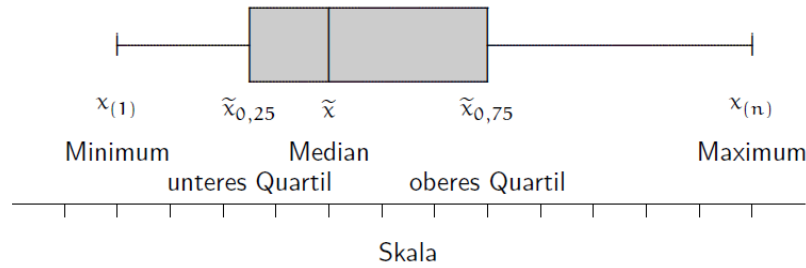


Abbildung 21: Darstellungsmethode für die Identifizierung von Ausreißern - [Cramer, 2008].

Die 'Box' wird durch das untere ($Q_{0.25}$) und obere ($Q_{0.75}$) Quantil begrenzt. Die Länge der Box respektive der Abstand zwischen den beiden Quantilen entspricht den Interquartilsabstand. Im Inneren des Rechtecks wird der Median eingezeichnet. Abhängig von der Lage des Medians innerhalb der Box kann auf die Schiefe der Verteilung geschlossen werden. Die Länge der äußeren Linien, auch 'Whiskers' genannt, sind auf das 1.5-fache des IQA beschränkt und zeigen die Spannweite der Verteilung an. Werte, die außerhalb dieser Spannweite liegen, werden als Ausreißer identifiziert (rote Kreuze in Abbildung 22).

Abbildung 22 zeigt die Box-Plots der polarimetrischen Messgrößen Z_H , Z_{DR} , ρ_{HV} und K_{DP} . Wie weiter oben bereits erwähnt sind die polarimetrischen Messgrößen Z_H , Z_{DR} und K_{DP} annähernd normalverteilt. Im Falle einer Normalverteilung liegen 99.3% der Messdaten im betrachteten Intervall [Mathworks, 2014].

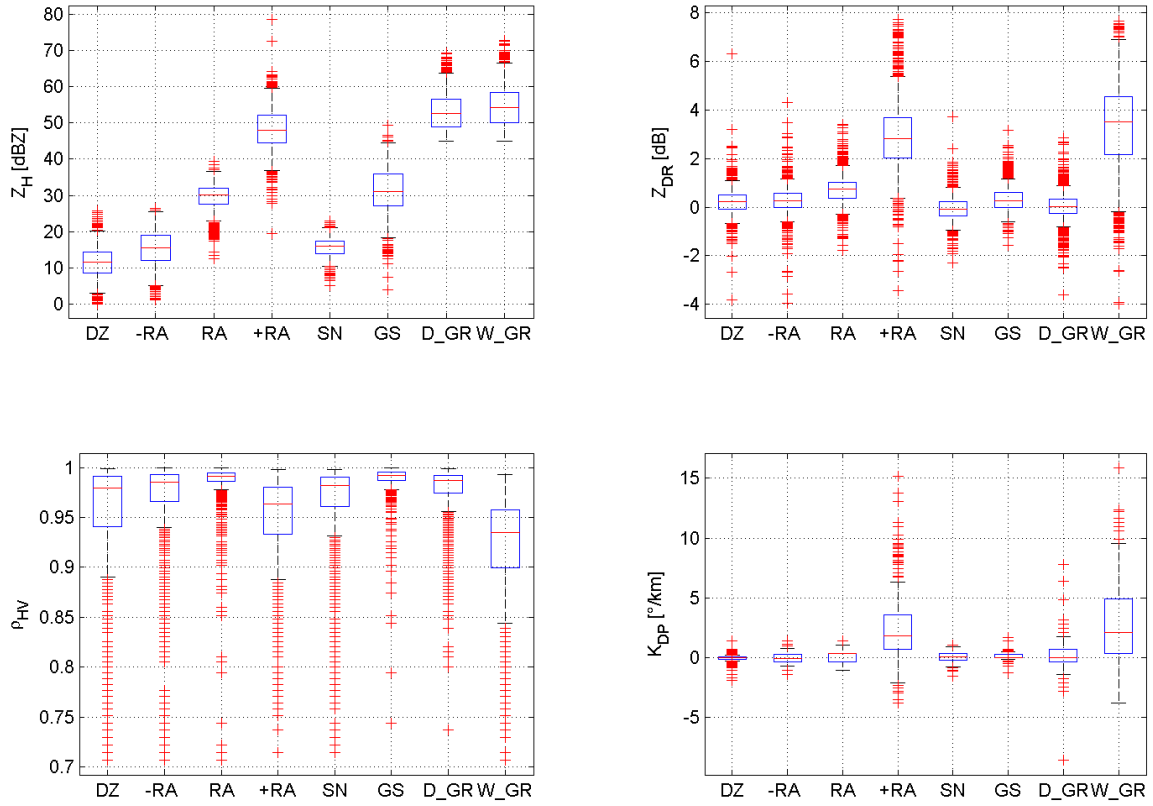


Abbildung 22: Box-Plots der polarimetrischen Messgrößen für verschiedene Niederschlagsklassen: a) Z_H , b) Z_{DR} , c) ρ_{HV} und d) K_{DP} . Die als Ausreißer identifizierten Werte sind in Rot dargestellt.

Nach Bereinigen des Datensatzes von möglichen Ausreißern, wird im Anschluss das 5. und 95. Perzentil, sowie das Minimum und das Maximum der Verteilung ermittelt. Bei diesen Werten handelt es sich um die vier Parameter x_1 bis x_4 , welche die trapezförmige Membership-Funktion definieren (Abschnitt 3). Somit werden die oberen Ecken x_2 und x_3 der Trapezverteilung durch das 5. und 95. Perzentil repräsentiert, die unteren Ecken x_1 und x_4 mittels der Minimum- und Maximumwerte der Verteilung.

Die Abbildungen 23 bis 25 zeigen die von Ausreißern bereinigten Häufigkeitsverteilungen (in Blau) für die Messgrößen Z_H , Z_{DR} sowie ρ_{HV} und die jeweilige Hydrometeorklasse. Zudem sind die Ausreißer ebenfalls in Form von Histogrammen in Magenta (mit dazugehöriger rechter y-Achse) und das 5. und 95. Perzentil der Verteilung in Rot eingezeichnet. Weiters ist die Größe des bereinigten Datensatzes sowie die Anzahl der Ausreißer in den Abbildungen vermerkt.

Anhand der Verteilungen der Radarreflektivitäten (Abbildung 23) ist zu erkennen, dass sich einzelnen Niederschlagsklassen nicht eindeutig voneinander abgrenzen lassen. Dies trifft beispielsweise auf Niesel und leichten Regen, aber auch auf Starkregen und Hagel unterhalb der Nullgradgrenze zu. Ohne zusätzliche Informationen bzw. durch die Hinzunahme weiterer polarimetrischer Messgrößen ist eine zuverlässige Unterscheidung zwischen den einzelnen Hydrometeoren nur schwer möglich.

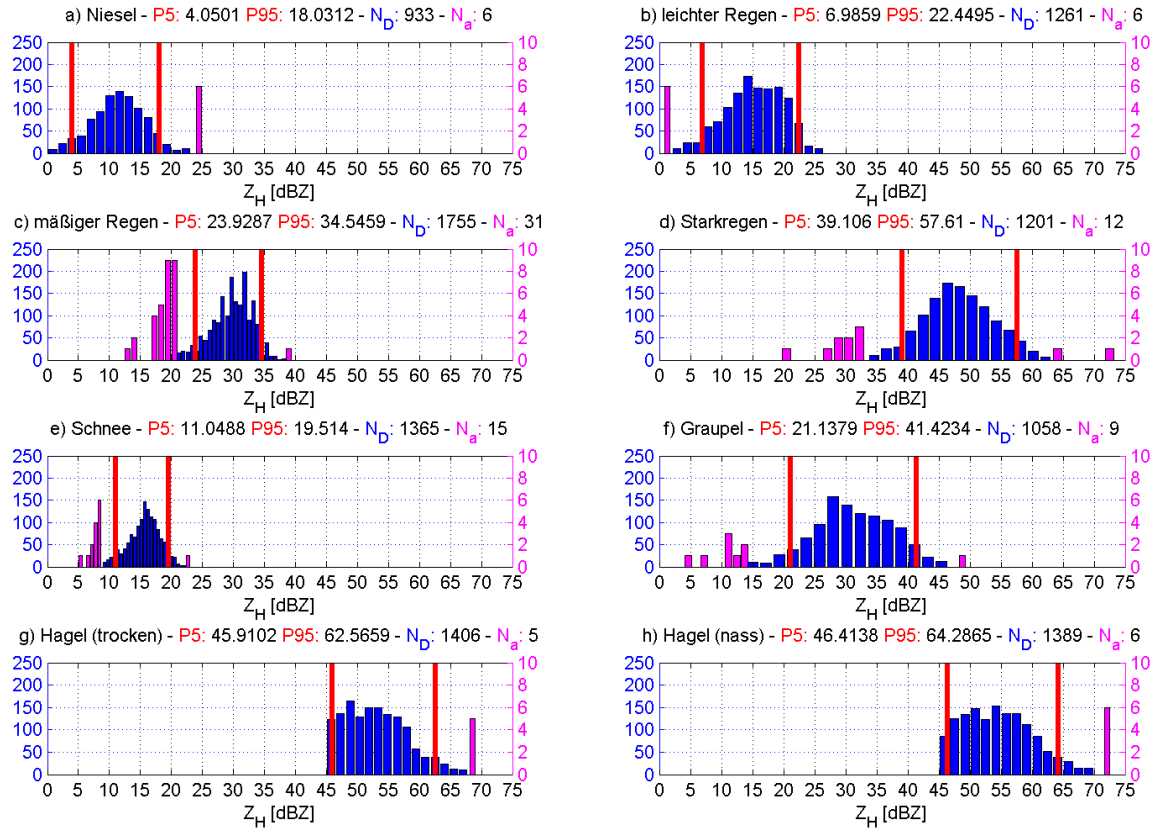


Abbildung 23: Absolute Häufigkeitsverteilung der Eingangsvariable Z_H [dBZ] für unterschiedliche Hydrometeore. Die Histogramme der bereinigten Daten sind in Blau dargestellt, mit dazugehöriger linker y-Achse. Für die Ausreißer (in Magenta) gilt die rechte y-Achse. Die roten Linien deuten das 5. und 95. Perzentil der Verteilung an. Die Größe des bereinigten Datenkollektivs und die Anzahl der Ausreißer sind durch die Symbole N_D und N_a in den Graphiken vermerkt.

Auch die ausschließliche Betrachtung der polarimetrischen Messgrößen Z_{DR} und ρ_{HV} (Abbildung 24 und 25) liefert nicht für alle Hydrometeore eine eindeutige Unterscheidung. Zwar lässt sich leichter Regen mit Hilfe der Radarreflektivität beispielsweise von trockenen Hagel unterscheiden, jedoch ähneln sich diese Niederschlagsstypen in ihrer Z_{DR} -Verteilung (Abbildung 24 b und g). Dahingegen sind trockener und schmelzender Hagel durch hohe Reflektivitätswerte gekennzeichnet, jedoch mit Hilfe der differentiellen Reflektivität voneinander trennbar. So liegen die Minimum- und Maximumwerte der Verteilung für Hagel oberhalb der Nullgradgrenze bei -1 dB und +1 dB. Bei der Niederschlagsklasse Hagel unterhalb der Nullgradgrenze liegt der Maximumwert der Verteilung bereits bei +7 dB.

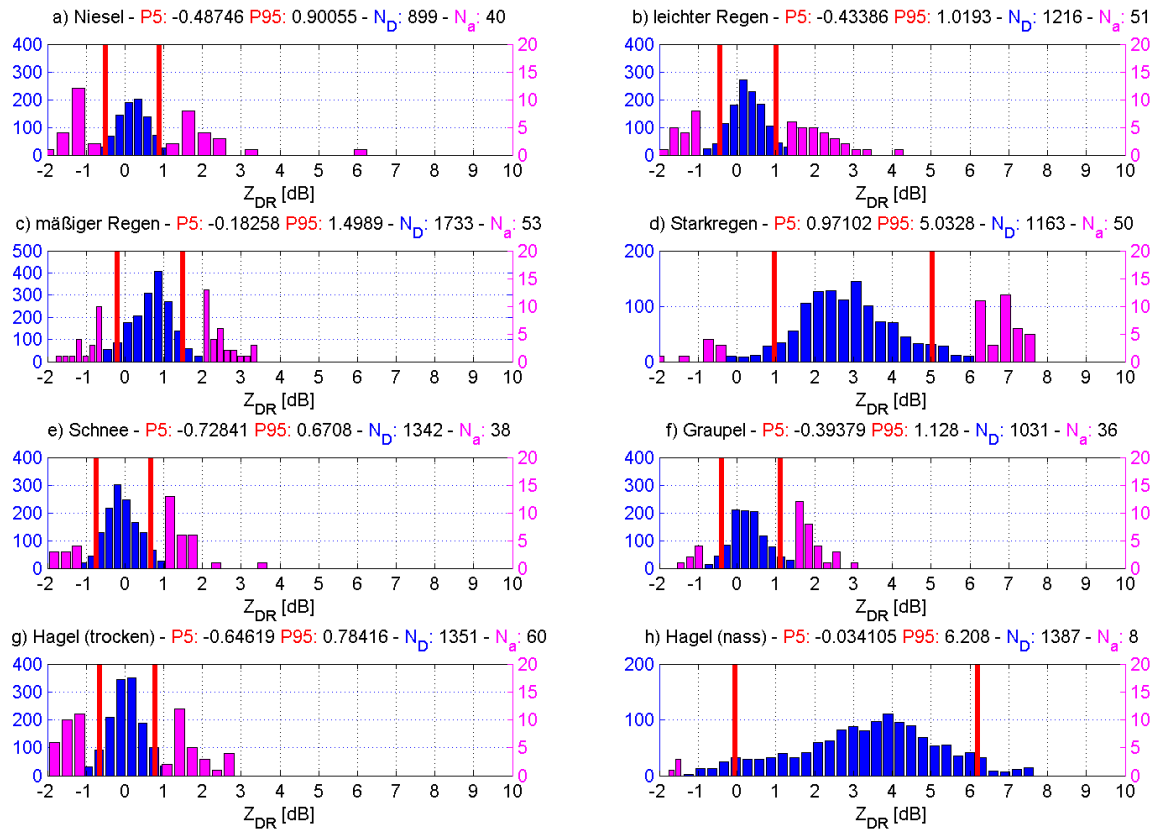


Abbildung 24: Absolute Häufigkeitsverteilung der Eingangsvariable Z_{DR} [dB] für unterschiedliche Hydrometeore. Die Histogramme der bereinigten Daten sind in Blau dargestellt, mit dazugehöriger linker y-Achse. Für die Ausreißer (in Magenta) gilt die rechte y-Achse. Die roten Linien deuten das 5. und 95. Perzentil der Verteilung an. Die Größe des bereinigten Datenkollektivs und die Anzahl der Ausreißer sind durch die Symbole N_D und N_a in den Graphiken vermerkt.

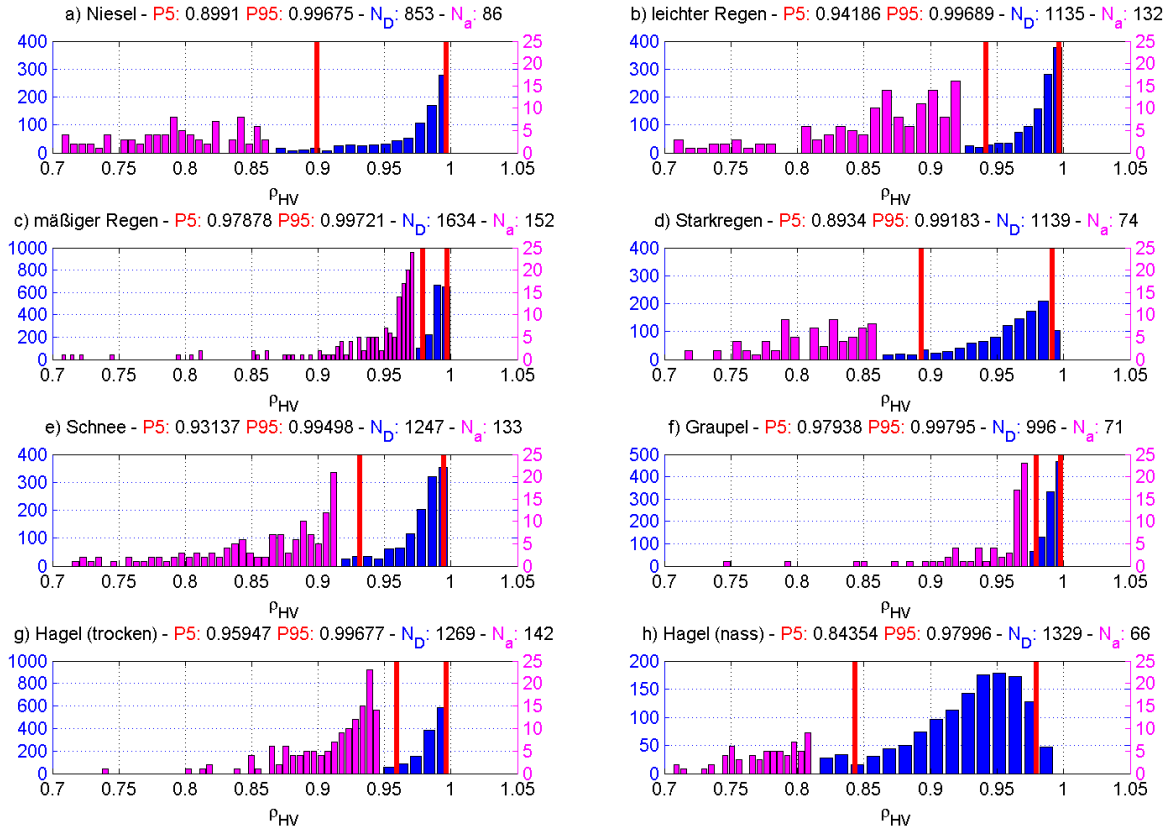


Abbildung 25: Absolute Häufigkeitsverteilung der Eingangsvariable ρ_{HV} für unterschiedliche Hydrometeore. Die Histogramme der bereinigten Daten sind in Blau dargestellt, mit dazugehöriger linker y-Achse. Für die Ausreißer (in Magenta) gilt die rechte y-Achse. Die roten Linien deuten das 5. und 95. Perzentil der Verteilung an. Die Größe des bereinigten Datenkollektivs und die Anzahl der Ausreißer sind durch die Symbole N_D und N_a in den Graphiken vermerkt.

Wie man sieht, reicht das Betrachten einer Eingangsvariable alleine nicht immer aus, um eine zuverlässige Auskunft über die im Radarvolumen befindliche Hydrometeorklasse abzugeben. Aus diesem Grund werden, wie in Abschnitt 3 beschrieben, mehrere polarimetrischen Momente betrachtet, entsprechend gewichtet und aufsummiert. Diese Arbeitsschritte werden jedoch nicht mehr in dieser Arbeit erfasst.

7 Ergebnisse

Die Darstellung der Ergebnisse der einzelnen Hydrometeorklassen erfolgt in Form von Streudiagrammen (Z_H vs. Z_{DR} , Z_H vs. ρ_{HV} und Z_H vs. K_{DP}). In den nachfolgenden Abbildungen sind die Verteilungen der einzelnen Niederschlagsereignisse in Blau darstellt. Die rote Punktwolke (rechts unten) zeigt die gemeinsame Betrachtung aller Einzelereignisse pro Niederschlagsklasse.

7.1 Regen

7.1.1 Niesel und leichter Regen

Aufgrund der geringen Unterschiede zwischen Niesel und leichtem Regen werden diese beiden Hydrometeorklassen gemeinsam behandelt.

Die Daten der jeweils fünf verifizierten Niederschlagsereignisse stammen aus Messungen mit dem Wetterradar Rauchenwarth bzw. Feldkirchen. Die betrachteten Niederschlagsgebiete liegen im Fall des WXR RAU 4 km bis 8 km bzw. für das Radar Feldkirchen 29 km bis 35 km vom jeweiligen Wetterradar entfernt.

Niesel bzw. leichter Regen lassen sich jeweils mit geringen Z_H - und Z_{DR} -Werten charakterisieren.

Im Fall von Niesel liegen ca. 90 % der gemessenen Z_H -Werte im Intervall von 5 dBZ bis 18 dBZ. Wobei die 20 dBZ-Grenze kaum überschritten wird (Abbildung 26). Die Mehrheit der Werte der differentiellen Reflektivität Z_{DR} liegt im Bereich von -0.5 dB und +1 dB (88 %), mit einem Median von 0.22 dB. Diese Verteilung lässt auf kleine, runde Niederschlagspartikel schließen.

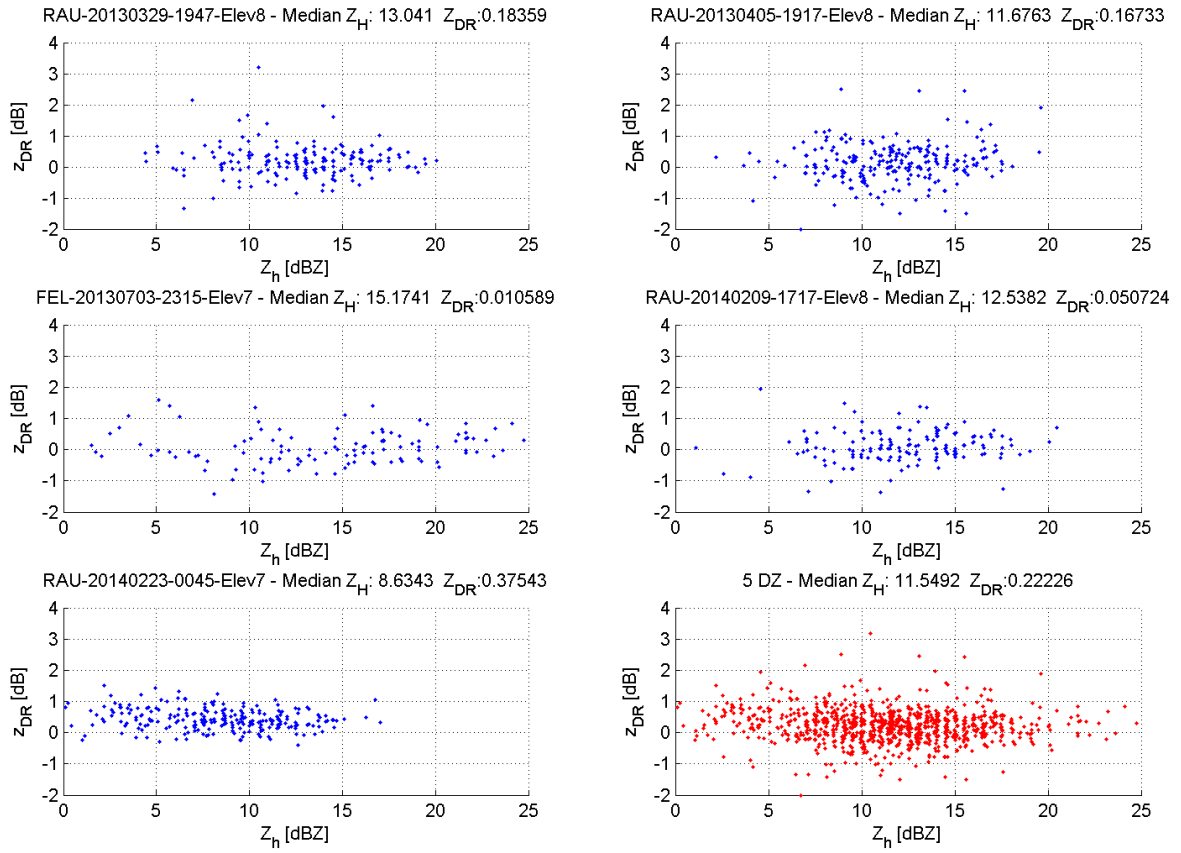


Abbildung 26: Streudiagramme für die Parameter Z_H und Z_{DR} für die Niederschlagsklasse 'Niesel'

Ein ähnliches Bild zeigt sich bei leichtem Regen. Die Reflektivitätswerte übersteigen kaum 25 dBZ. 90 Prozent der Daten liegen im Bereich von 5 dBZ bis 23 dBZ und erreichen somit etwas höhere Werte als bei Niesel. Die Z_{DR} -Werte liegen zwischen -1 dB und +1 dB, was ebenfalls einen Prozentsatz von 90 Prozent entspricht. Der Medianwert der differentiellen Reflektivität Z_{DR} stellt sich bei 0.27 dB ein.

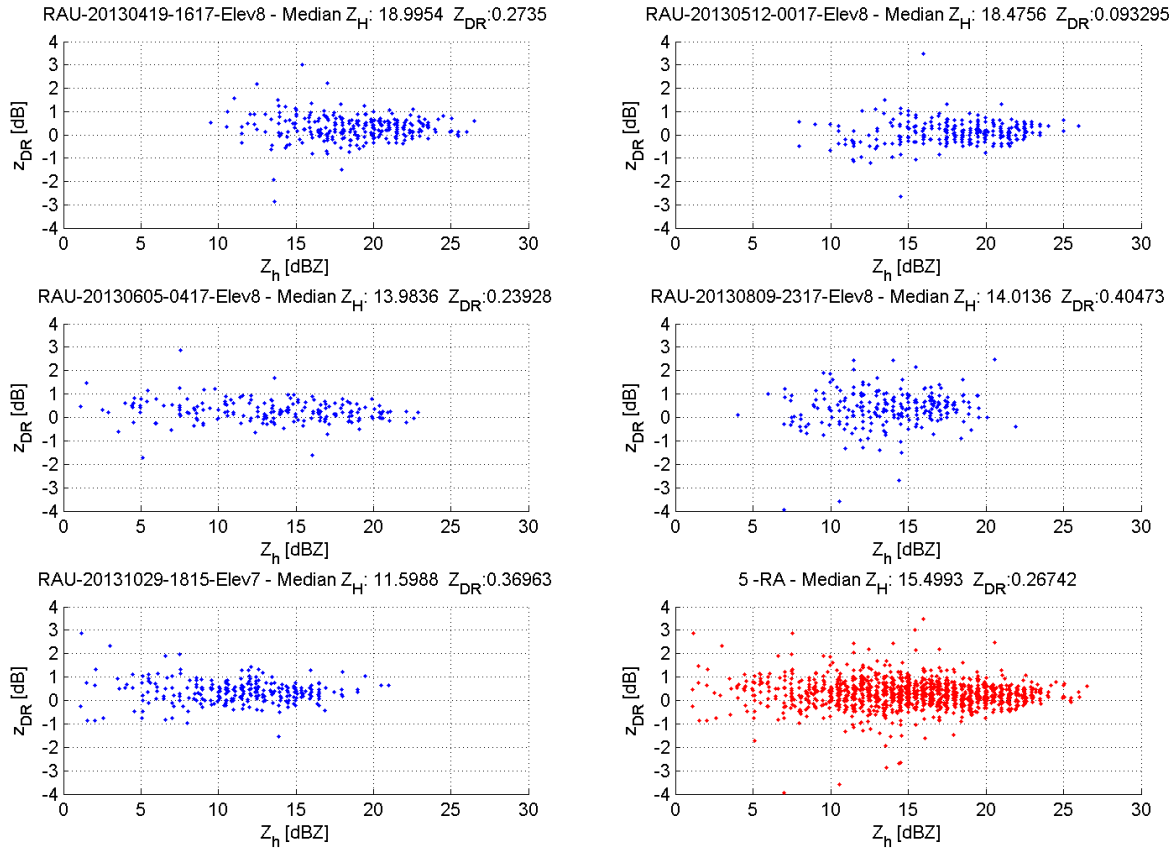


Abbildung 27: Streudiagramme für die Parameter Z_H und Z_{DR} für die Niederschlagsklasse 'leichter Regen'

Obwohl es sich sowohl bei Niesel als auch bei leichtem Regen um kleine, nahezu runde Streuer handelt, liegen die gemessenen Korrelationswerte nicht wie zu erwarten nahe 1. Laut Rinehart (2010) lässt sich diese Tatsache auf 'Lärm' zurückführen, welcher die Korrelation zwischen dem horizontal und vertikal polarisierten Signal verringert. Dies spiegelt sich auch in den Auswertungen beider Niederschlagsptypen wider (Abbildung 28 und 29). Der Medianwert für Niesel als auch für leichten Regen liegt bei 0.979 bzw. 0.985.

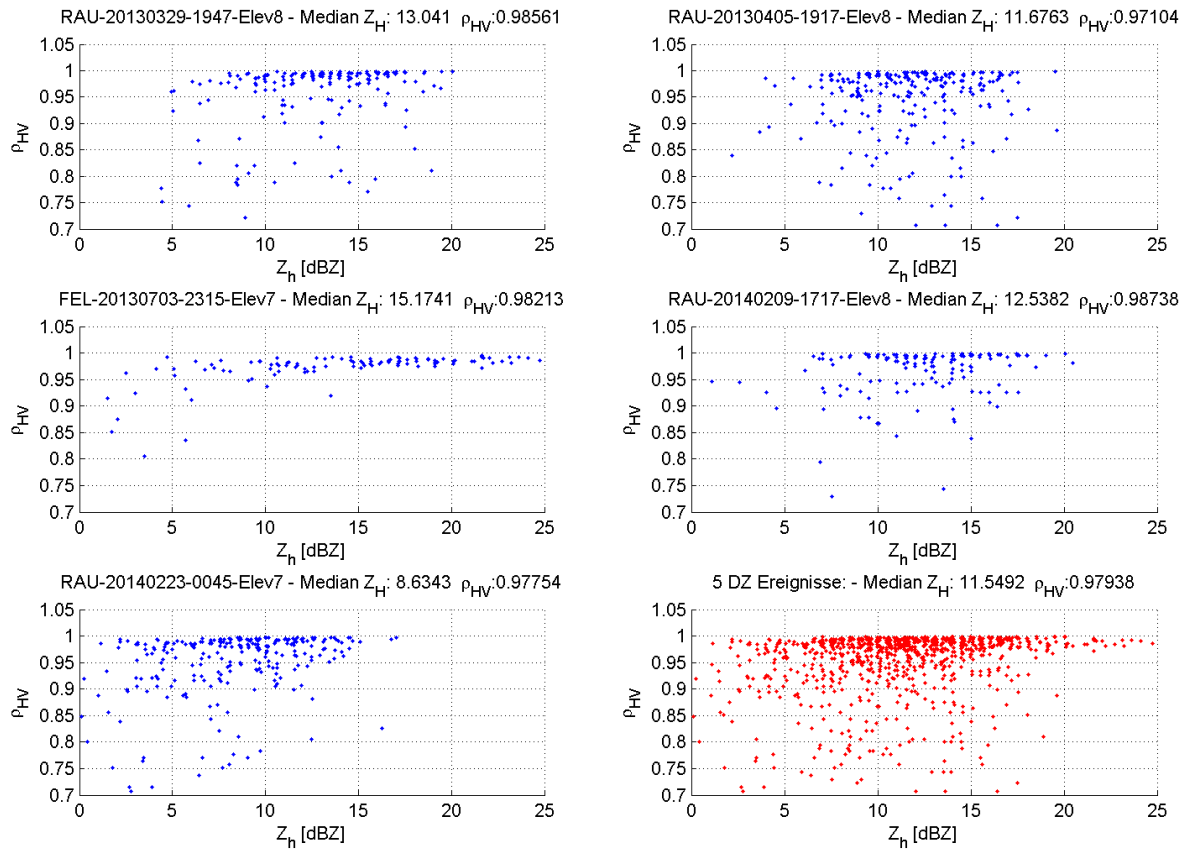


Abbildung 28: Streudiagramme für die Parameter Z_H und ρ_{HV} für die Niederschlagsklasse 'Niesel'

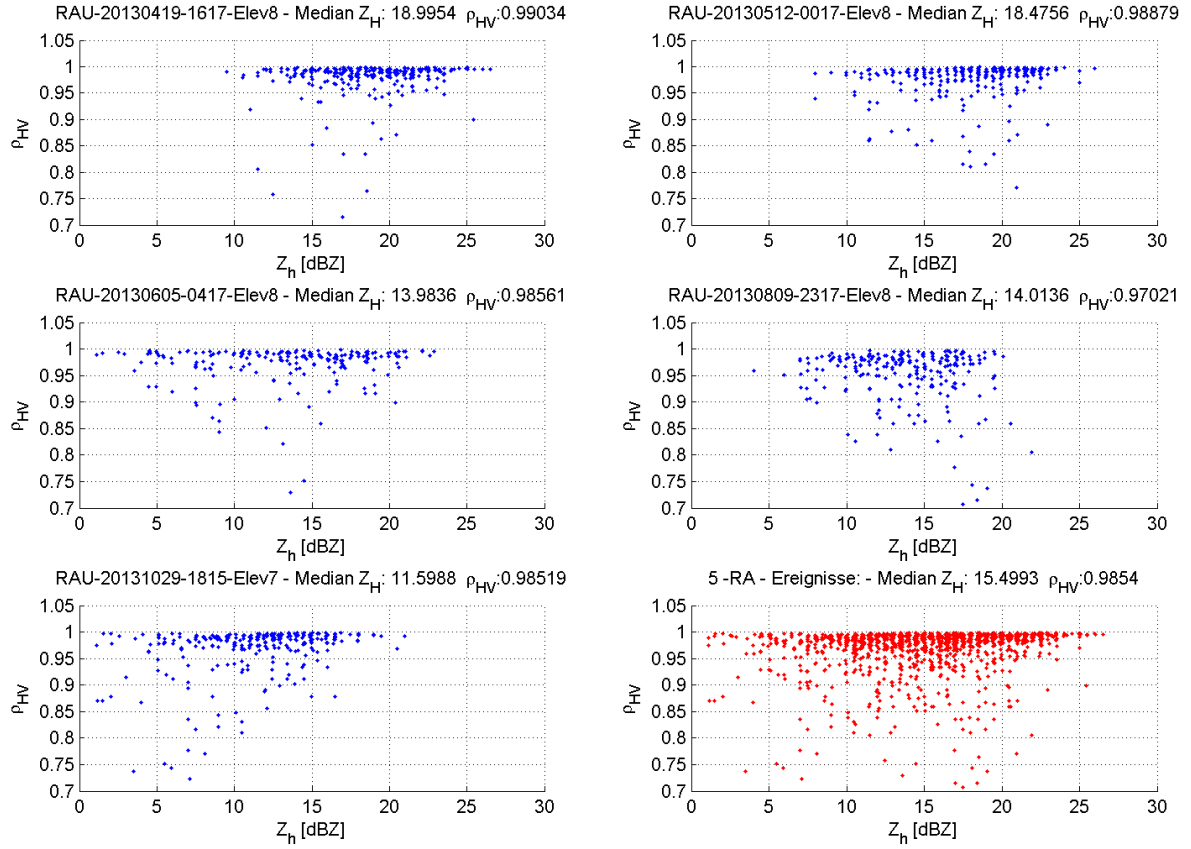


Abbildung 29: Streudiagramme für die Parameter Z_H und ρ_{HV} für die Niederschlagsklasse 'leichter Regen'

Die spezifische differentielle Phase K_{DP} spielt sowohl für Niesel als auch für leichten Regen eine untergeordnete Rolle. Aufgrund der Nähe zum Wetterradar und der geringen Phasenschiebung ϕ_{DP} beim Durchqueren des Niederschlagfeldes liegt die Mehrheit der K_{DP} -Werte sowohl bei Niesel als auch bei leichtem Regen zwischen $-0.5^\circ/\text{km}$ und $+0.5^\circ/\text{km}$ (Abbildung 30 und 31).

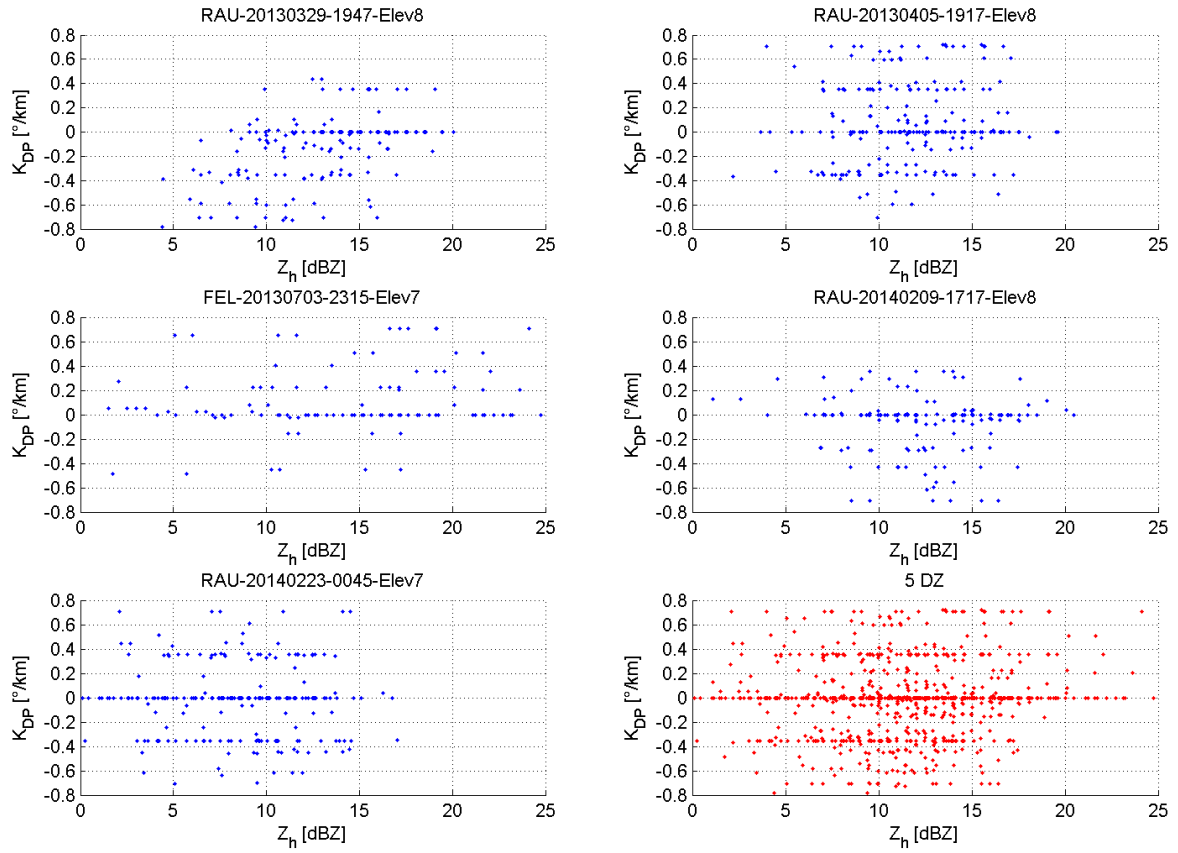


Abbildung 30: Streudiagramme für die Parameter Z_h und K_{DP} für die Niederschlagsklasse 'Niesel'

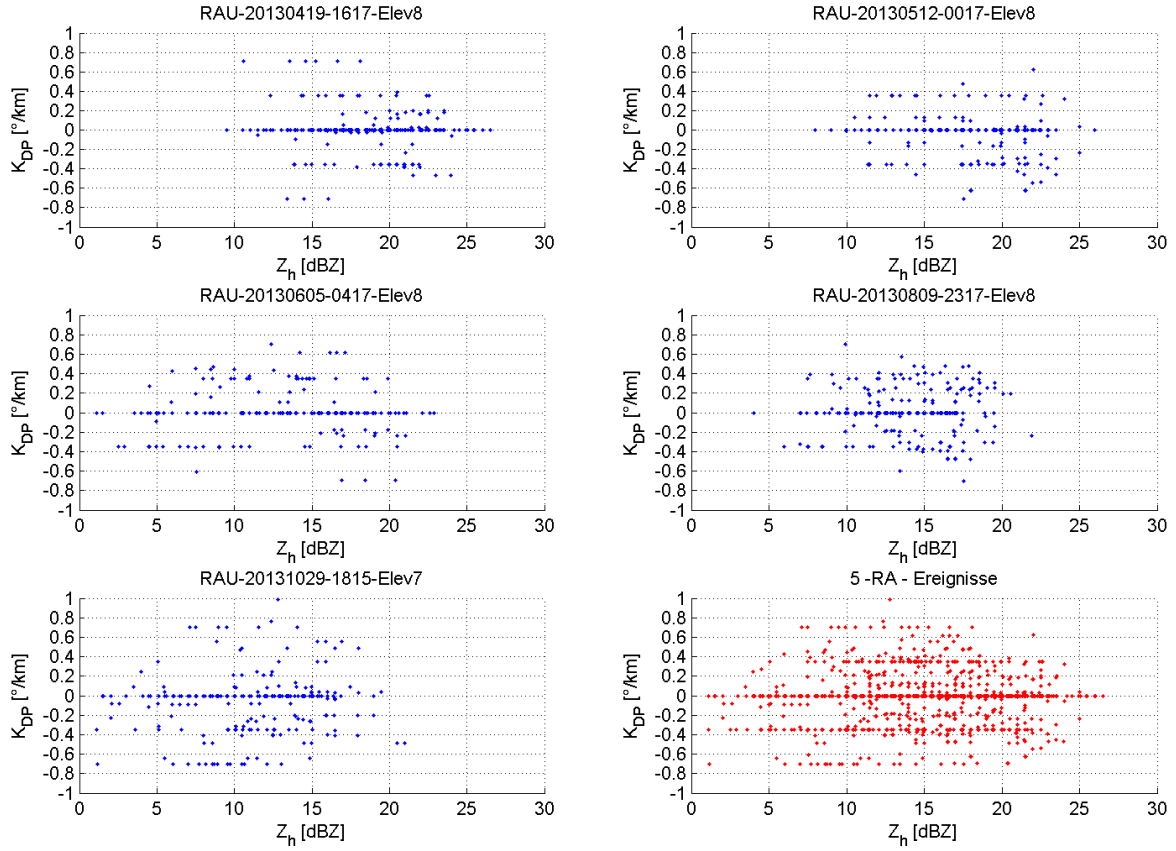


Abbildung 31: Streudiagramme für die Parameter Z_h und K_{DP} für die Niederschlagsklasse 'leichter Regen'

Gefrierender Regen

Von unterkühltem Regen spricht man, wenn die Temperatur unterhalb der Nullgradgrenze liegt. Die Regentropfen treten zwar in flüssiger Form auf, gefrieren jedoch sobald sie auf die Erdoberfläche treffen. Drei Fälle, zu denen gefrierender Regen im METAR verschlüsselt wurde, wurden für die Auswertungen verwendet. Die Intensität des gefrierenden Regens wurde mit 'leicht' eingestuft. Die beobachteten Bodentemperaturen lag zwischen -2 °C und -1 °C .

Die Wertebereiche der untersuchten Radarkenngrößen unterscheiden sich nur im geringen Maße von jenen für leichten Regen oder Niesel. Gefrierender Regen ist gekennzeichnet durch einen geringen Reflektivitätsfaktor, die Werte übersteigen kaum 15 dBZ . Der Median von Z_H liegt bei ca. 8 dB (Abbildung 32). Die polarimetrischen Messgrößen Z_{DR} , ρ_{HV} und K_{DP} sind denen für Niesel bzw. leichten Regen ähnlich. Die Mehrheit der Werte der differentiellen Reflektivität Z_{DR} liegt im Bereich von -1 dB bis $+1\text{ dB}$. Aufgrund der geringen Intensität werden die Daten verstärkt durch 'Lärm' verunreinigt, wodurch es zu einer Abnahme von ρ_{HV}

kommt. Ein Großteil der Korrelationswerte liegt im Bereich von 0.85 bis 0.99 (Abbildungen 32 und 33).

Aufgrund der nur wenig verfügbaren Niederschlagsfälle, wird in der vorliegenden Arbeit gefrierender Regen nicht weiter berücksichtigt.

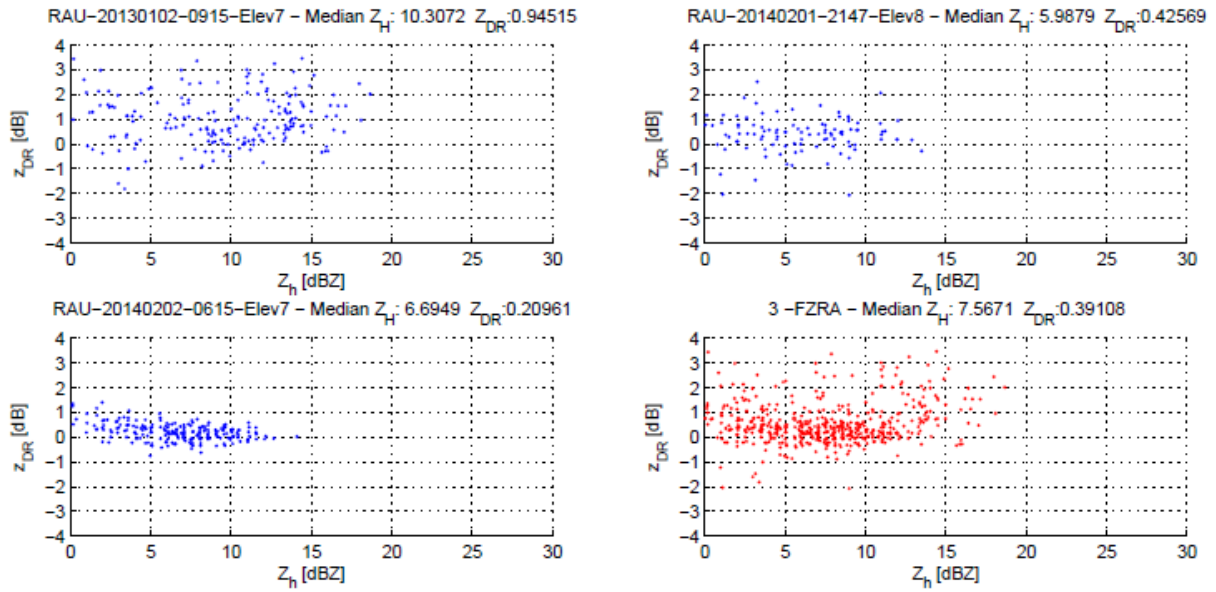


Abbildung 32: Streudiagramme für die Parameter Z_H und Z_{DR} für die Niederschlagsklasse 'gefrierender Regen'

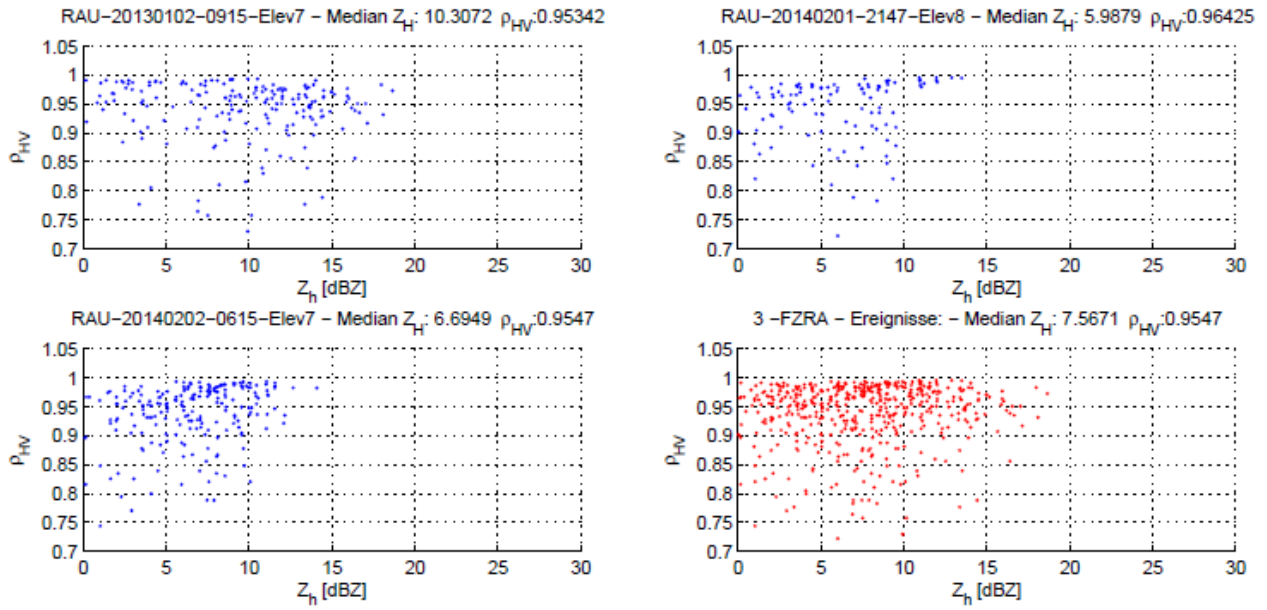


Abbildung 33: Streudiagramme für die Parameter Z_H und ρ_{HV} für die Niederschlagsklasse 'gefrierender Regen'

7.1.2 Mäßiger Regen

Die fünf betrachteten Regenfälle für mäßigen Regen wurden im METAR des Wiener Flughafens (LOWW) verschlüsselt. Die dazugehörigen Radardaten stammen somit vom Radar Rauchenwarth und wurden in einer Entfernung zwischen 4 km bis 10 km vom Wetterradar gemessen.

Ab einem Durchmesser von 1 mm treten Regentropfen zunehmend abgeflacht in Erscheinung. Zudem ist Z_{DR} von der Größe und somit der Form der Regentropfen abhängig [Straka, 2000].

Wie zu erwarten, verschiebt sich mit zunehmender Tropfengröße und somit höherer Reflektivität, Z_{DR} zu höheren Werten hin (Abbildung 34). Im Fall der fünf betrachteten Niederschlagsereignisse liegen 95 Prozent der Z_H -Werte zwischen 20 dBZ und 35 dBZ. Der Median stellt sich bei 30 dBZ ein. 97 % Prozent der beobachteten Z_{DR} -Werte befinden sich im Bereich von -1 dB bis +2 dB. Der Medianwert der differentiellen Reflektivität beträgt 0.74 dB und ist somit höher als bei leichtem Regen.

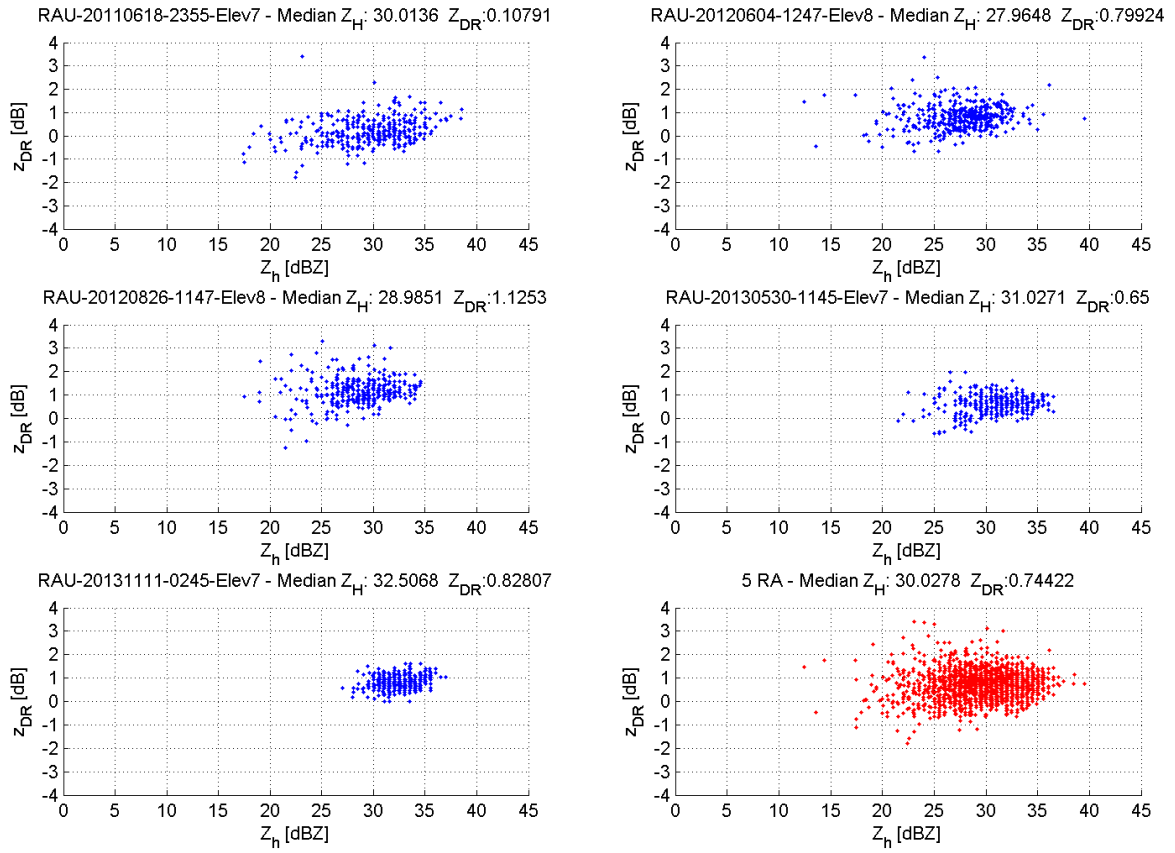


Abbildung 34: Streudiagramme für die Parameter Z_H und Z_{DR} für die Niederschlagsklasse 'mäßiger Regen'

Die Korrelationswerte in mäßigen Regen (annähernd runde Streuer) sind nahe bei 1 [Straka, 2000].

Dies ist auch in der Abbildung 35 zu erkennen. Abhängig von der Größe der einzelnen Niederschlagspartikel liegen die Werte zwischen 0.97 und 0.99. Der ρ_{HV} -Medianwert der fünf betrachteten Niederschlagsereignisse liegt bei 0.991.

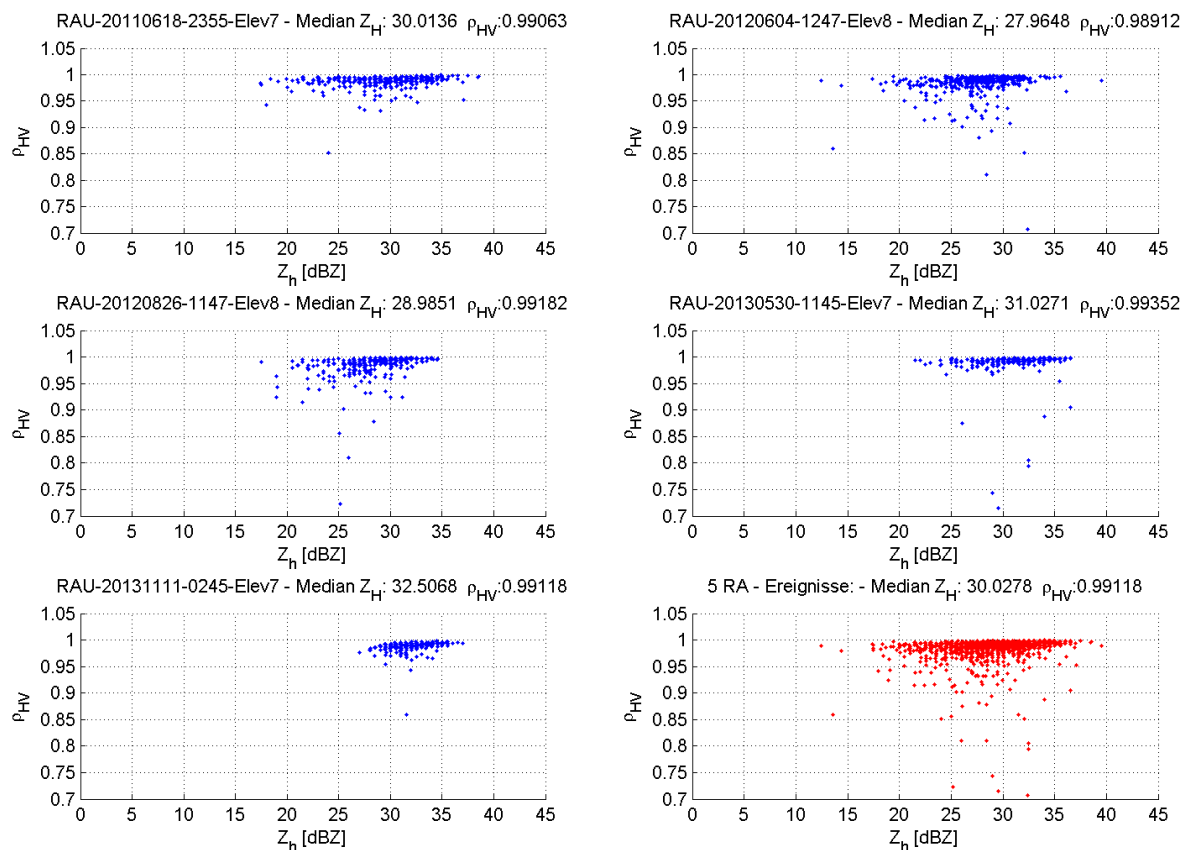


Abbildung 35: Streudiagramme für die Parameter Z_H und ρ_{HV} für die Niederschlagsklasse 'mäßiger Regen'

Mit Zunahme der Tropfengröße kommt es beim Durchqueren des Niederschlagsgebietes zu einer größeren Phasenverschiebung. Dies spiegelt sich auch in einem Anstieg der spezifischen differentiellen Phase K_{DP} wider. Die Werte liegen zwischen $-0.5^\circ/\text{km}$ und $+1^\circ/\text{km}$ und sind damit höher als bei leichtem Regen (Abbildung 36).

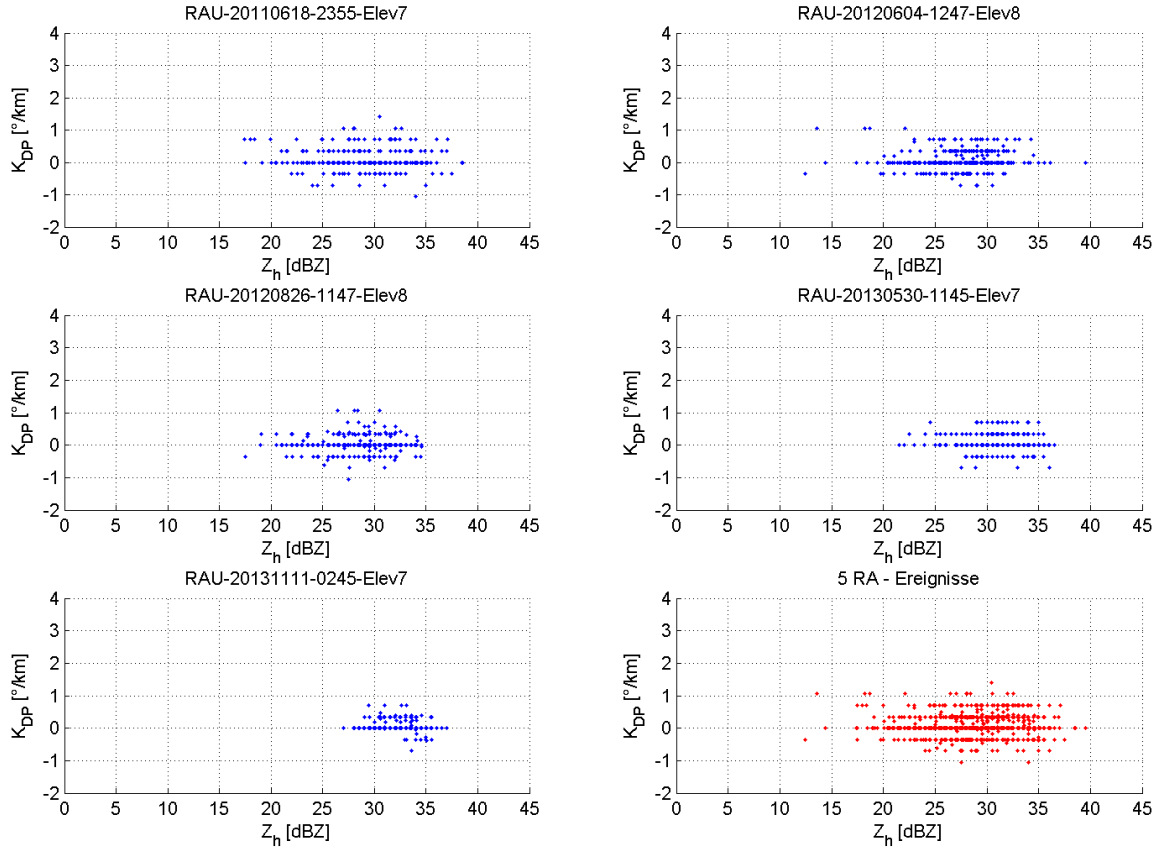


Abbildung 36: Streudiagramme für die Parameter Z_H und K_{DP} für die Niederschlagsklasse 'mäßiger Regen'

7.1.3 Starkregen

Die fünf verifizierten Starkregenereignisse [ESWD, 2014] befinden sich zwischen 8 km und 59 km vom Radar Rauchenwarth entfernt.

In Starkregen gebieten nehmen die Dämpfungsverluste des Reflektivitätsfaktors Z_H sowie der differentiellen Reflektivität Z_{DR} relevante Werte an (Abbildung 37 a, b). Das liegt u.a. daran, dass sich der Radarstrahl durch ein Niederschlagsgebiet mit großen, abgeflachten Tropfen bewegt, wobei ϕ_{DP} mit zunehmender Entfernung zum Wetterradar monoton ansteigt (Abbildung 37 c). Dieser Effekt führt auch dazu, dass sich der Großteil der Werte von K_{DP} im positiven Bereich befinden (Abbildung 37 d). Da die Mehrheit der Reflektivitätswerte über 40 dBZ liegen, erfolgte die Berechnung der spezifischen differentiellen Phase K_{DP} mit einer Filterbreite von 2 km [Park, 2009].

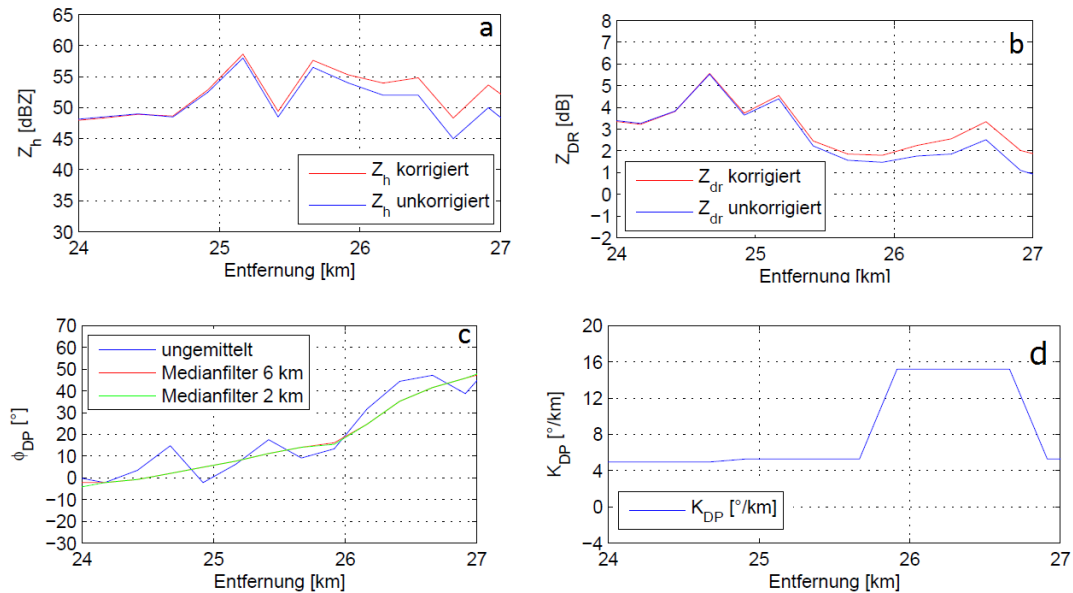


Abbildung 37: Starkregenereignis vom 24. Mai 2014 in Wien. Radarstrahl entlang der Ausbreitungsrichtung bei einem festen Azimutwinkel von 332° . a, b) korrigiertes und unkorrigiertes Z_H und Z_{DR} , c) ungemittelt sowie gemittelt ϕ_{DP} , d) K_{DP} .

Abbildung 38 zeigt ebenfalls die Dämpfungsverluste, die an der Rückseite eines Starkregenfeldes auftreten. Wie bereits erwähnt, wird aufgrund der abgeflachten Regentropfen das horizontale Signal stärker gedämpft als das vertikale. Das führt unter anderem zu einem negativen Z_{DR} hinter dem Niederschlagsgebiet (Abbildung 38 b).

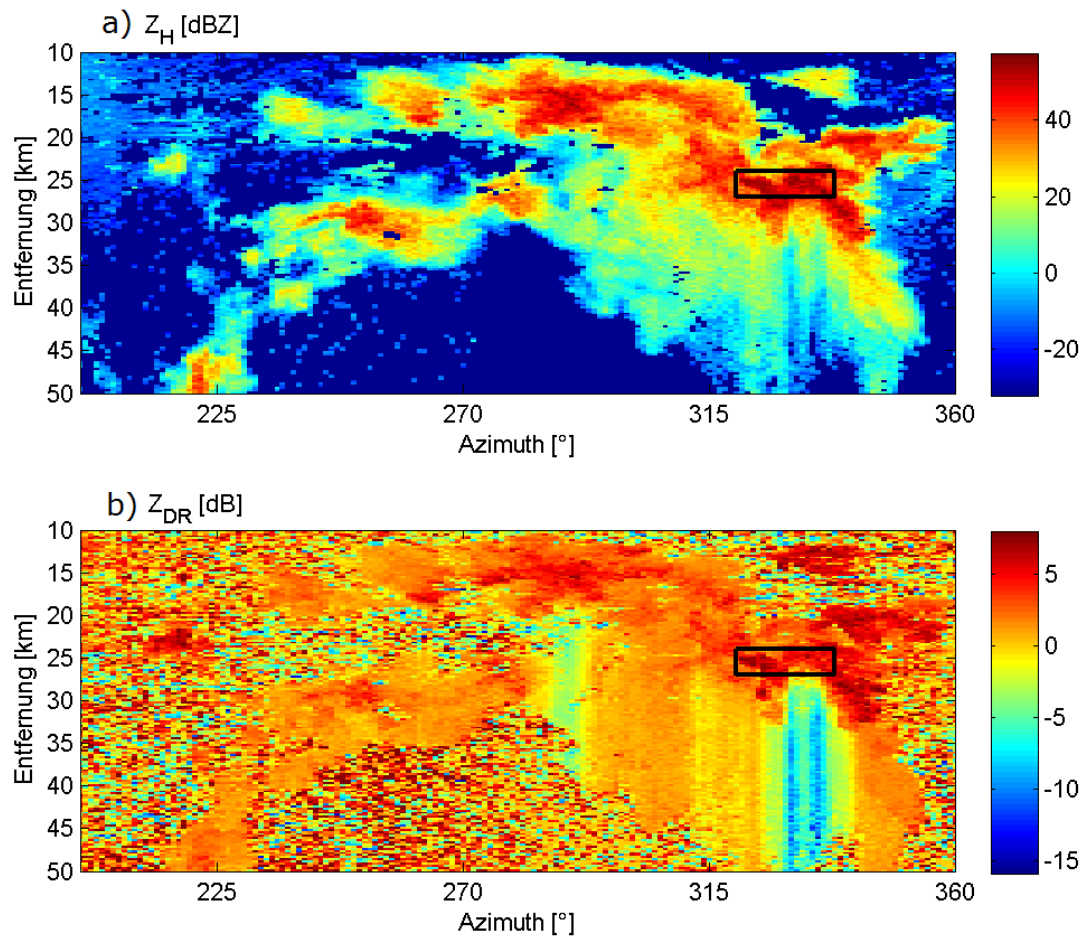


Abbildung 38: Azimut-Entfernungsdarstellung des Starkregenereignisses vom 24. Mai 2014 in Wien. Das in schwarz eingezeichnete Rechteck zeigt das betrachtete Regengebiet. a) Z_H [dBZ], b) Z_{DR} [dB].

Aufgrund der großen, abgeflachten Niederschlagspartikel, die vermehrt in Starkregengebieten vorkommen, nimmt sowohl die Reflektivität Z_H als auch die differentielle Reflektivität Z_{DR} deutlich höhere Werte an, als beispielsweise bei mäßigen Regen. Abbildung 39 zeigt, dass ein Großteil der Reflektivitätswerte zwischen 40 dBZ und 60 dBZ, bzw. 98 Prozent der Z_{DR} -Werte zwischen 0 dB und +8 dB liegen. Ebenfalls zu erkennen ist, dass sich mit zunehmender Reflektivität Z_{DR} zu höheren Werten verschiebt.

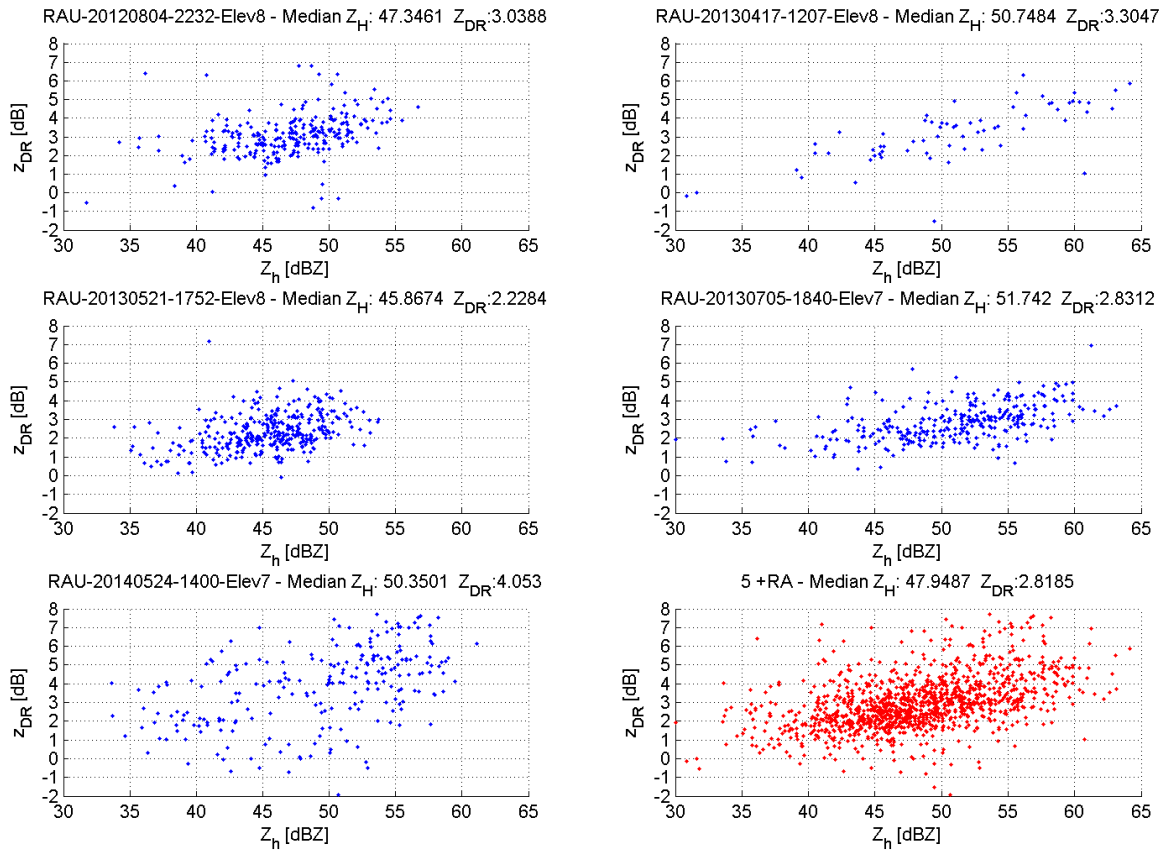


Abbildung 39: Streudiagramme für die Parameter Z_H und Z_{DR} für die Niederschlagsklasse 'Starkregen'

Die Abnahme der Korrelationswerte lässt sich darauf zurückführen, dass sich innerhalb des Messvolumens unterschiedlich große und unterschiedlich geformte Niederschlagspartikel befinden. Die Medianwerte der jeweiligen Starkregenereignisse liegen zwischen 0.921 bis 0.979, bzw. betrachtet man die fünf Ereignisse zusammen, ergibt sich für ρ_{HV} ein Median von 0.964 (Abbildung 40). Verglichen mit den Korrelationswerten für mäßigen Regen (vgl. Abbildung 35) sind diese für Starkregen deutlich geringer.

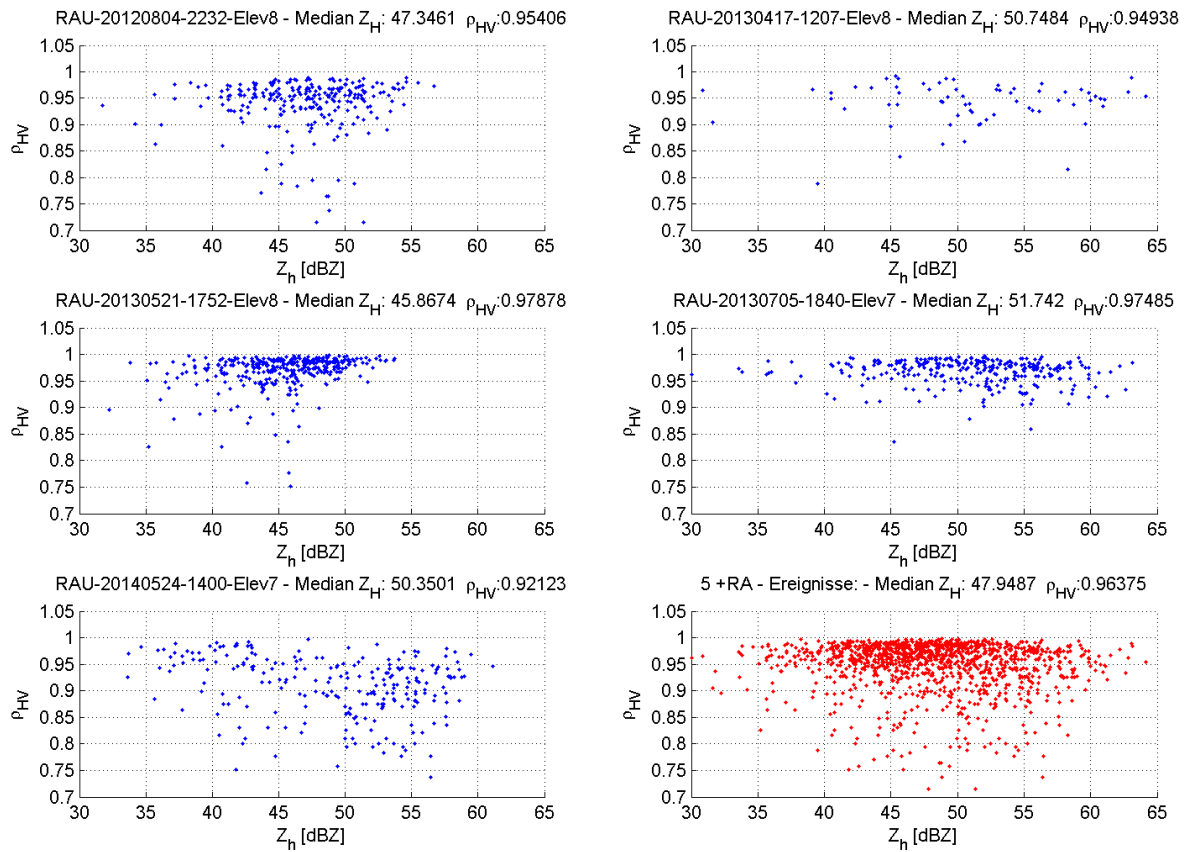


Abbildung 40: Streudiagramme für die Parameter Z_H und ρ_{HV} für die Niederschlagsklasse 'Starkregen'

Aufgrund der größeren Entfernung zum Wetterradar, der Zunahme großer und abgeflachter Niederschlagspartikel und der verstärkten Phasenverschiebung, welche beim Durchqueren der Starkregenfelder hervorgerufen wird, steigen die K_{DP} Werte deutlich an. Dadurch eignet sich die polarimetrische Messgröße K_{DP} als zusätzliche Unterscheidungsmöglichkeit zwischen beispielsweise mäßigen Regen und Starkregen.

Die Mehrheit der Werte von K_{DP} liegt im Bereich von $0^\circ/km$ bis $+12^\circ/km$ und somit deutlich höher als bei leichtem und mäßigem Regen (Abbildung 41). Zusätzlich ist zu erkennen, dass sich mit steigender Reflektivität K_{DP} zu höheren Werten hin verschiebt.

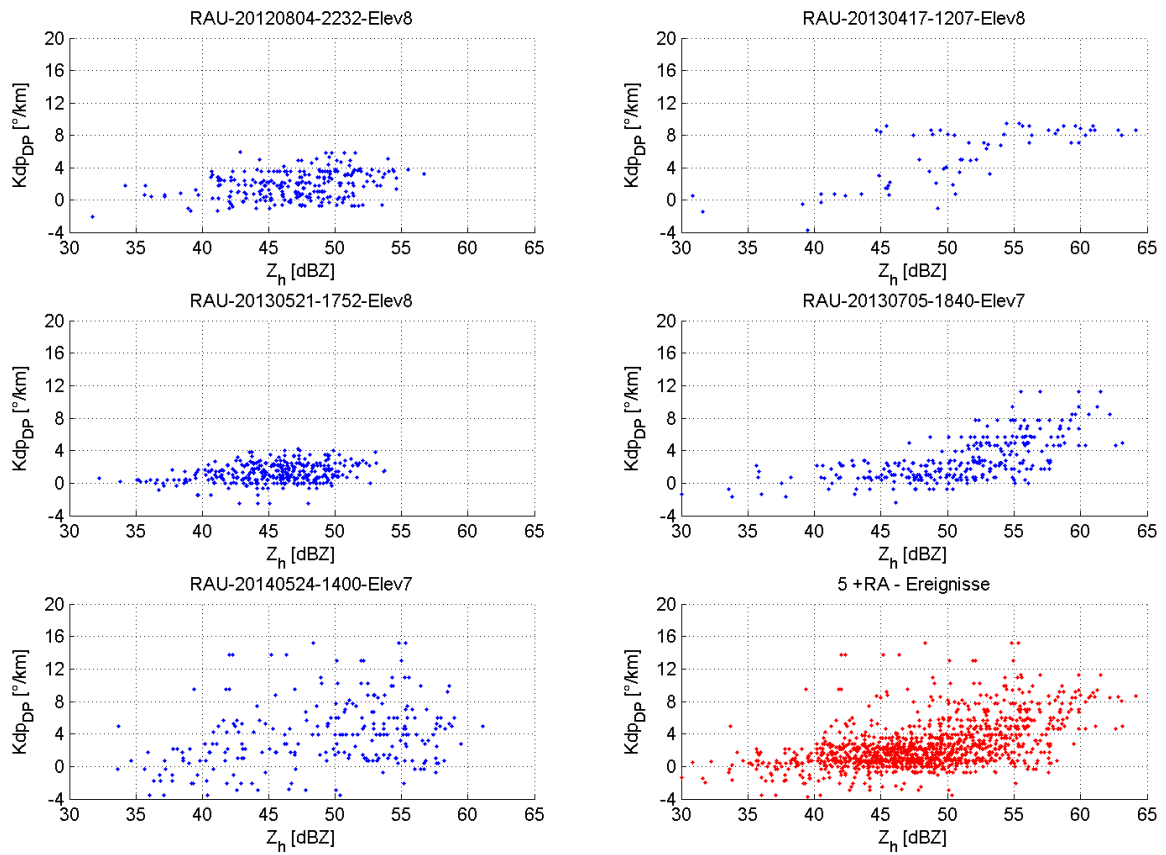


Abbildung 41: Streudiagramme für die Parameter Z_H und K_{DP} für die Niederschlagsklasse 'Starkregen'

7.2 Schnee

Abhängig von der Umgebungstemperatur weisen die Z_H -Werte für Schnee unterschiedliche Intensitäten auf. Ein Maximum stellt sich direkt unter der Nullgradgrenze ein, darüber fällt die Reflektivität wieder ab. Dies ist auf die geringere Dielektrizitätskonstante von Eis zurückzuführen [Saltikoff, 2012]. Unter Berücksichtigung der Höhe des Schmelzbandes bzw. der Nullgradgrenze erfolgt die Klassifizierung entweder als trockener oder als nasser, schmelzender Schnee.

Die für die Auswertung herangezogenen Messdaten stammen aus den beiden untersten Elevationen, wobei der mittlere Radarstrahl bei Höhen zwischen 302 m und 537 m misst. In diesen Höhen lagen die Temperaturen zwischen -2.7 °C und -11 °C , wobei sich an den fünf betrachteten Tagen die Nullgradgrenze in Bodennähe befand [University of Wyoming, 2014]. Aus diesem Grund werden die herangezogenen Schneefallereignisse als trockener Schnee klassifiziert.

Die Kenntnis der Höhe der Nullgradgrenze, bzw. der vorherrschenden Umgebungstemperatur spielt bei der Unterscheidung von trockenem Schnee und stratiformen Niederschlag eine wichtige Rolle. Die Wertebereiche der einzelnen Messgrößen für trockenen Schnee und insbesondere leichten Regen sind sehr ähnlich. So weisen beide Niederschlagstypen geringe Reflektivitäts- bzw. differentielle Reflektivitätswerte auf (vgl. Abbildung 27 mit Abbildung 42).

Wie bereits erwähnt, ist trockener Schnee sowohl durch niedrige Z_H - als auch Z_{DR} -Werte gekennzeichnet. Der Großteil der Reflektivitätswerte liegt im Bereich von 10 dBZ bis 20 dBZ, wobei Werte von $Z_H > 20\text{ dBZ}$ kaum überschritten werden. Der Wertebereich der differentiellen Reflektivität Z_{DR} reicht von -1 dB bis +1 dB. Dies entspricht einem Prozentanteil von 96. Die Medianwerte, die sich für die beiden Messgrößen ergeben, liegen bei $Z_H = 16\text{ dBZ}$ bzw. $Z_{DR} = -0.09\text{ dB}$ (Abbildung 42).

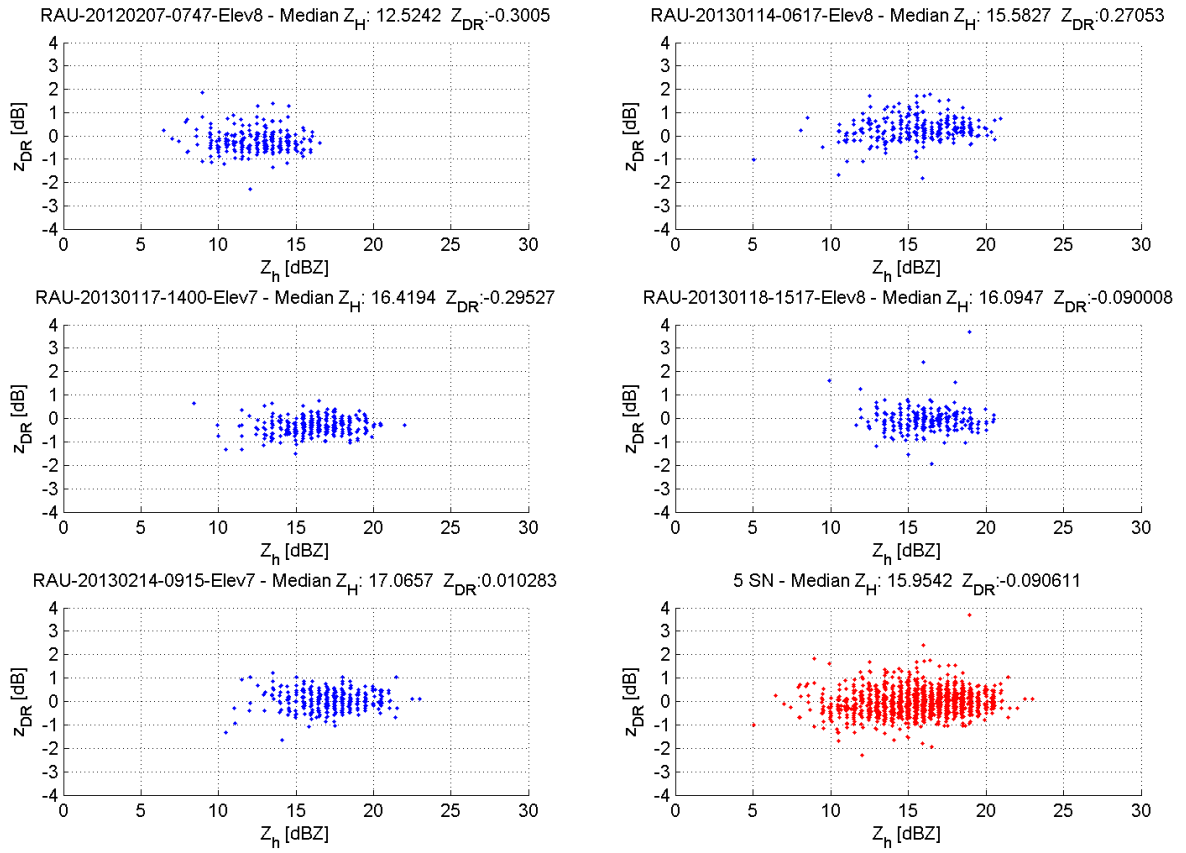


Abbildung 42: Streudiagramme für die Parameter Z_H und Z_{DR} für die Niederschlagsklasse 'Schnee'

Aufgrund der unregelmäßigen Form der Schneekristalle zeigen die Korrelationswerte einen größeren Streubereich an, wie vergleichsweise bei mäßigen Regen. Die Mehrheit der ρ_{HV} -Werte liegt im Bereich von 0.88 bis 0.995. Der Median befindet sich bei 0.982 (Abbildung 43).

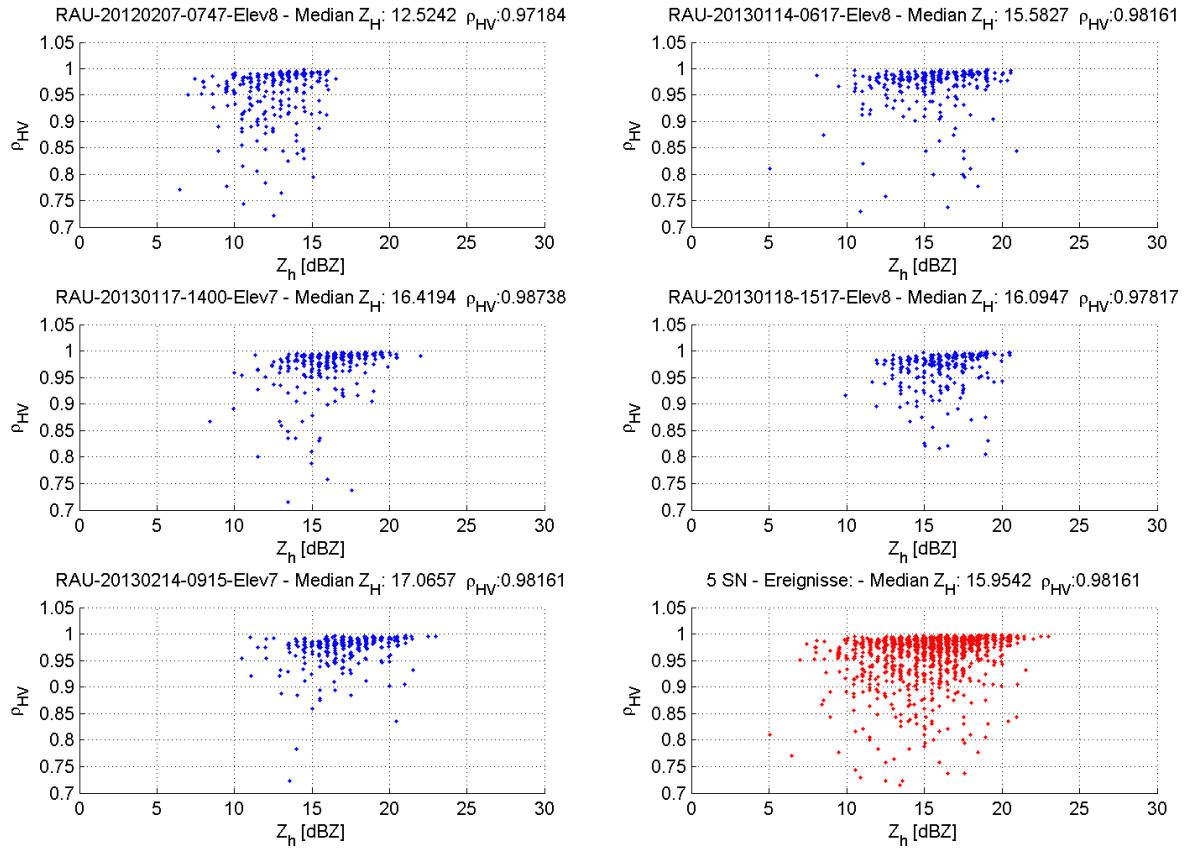


Abbildung 43: Streudiagramme für die Parameter Z_H und ρ_{HV} für die Niederschlagsklasse 'Schnee'

Ähnlich wie bei Niesel und leichtem Regen spielt auch bei trockenem Schnee die spezifische differentielle Phase K_{DP} eine untergeordnete Rolle. Die Mehrheit der K_{DP} -Werte befinden sich im Bereich zwischen $-0.8^\circ/\text{km}$ und $+0.8^\circ/\text{km}$ (Abbildung 44).

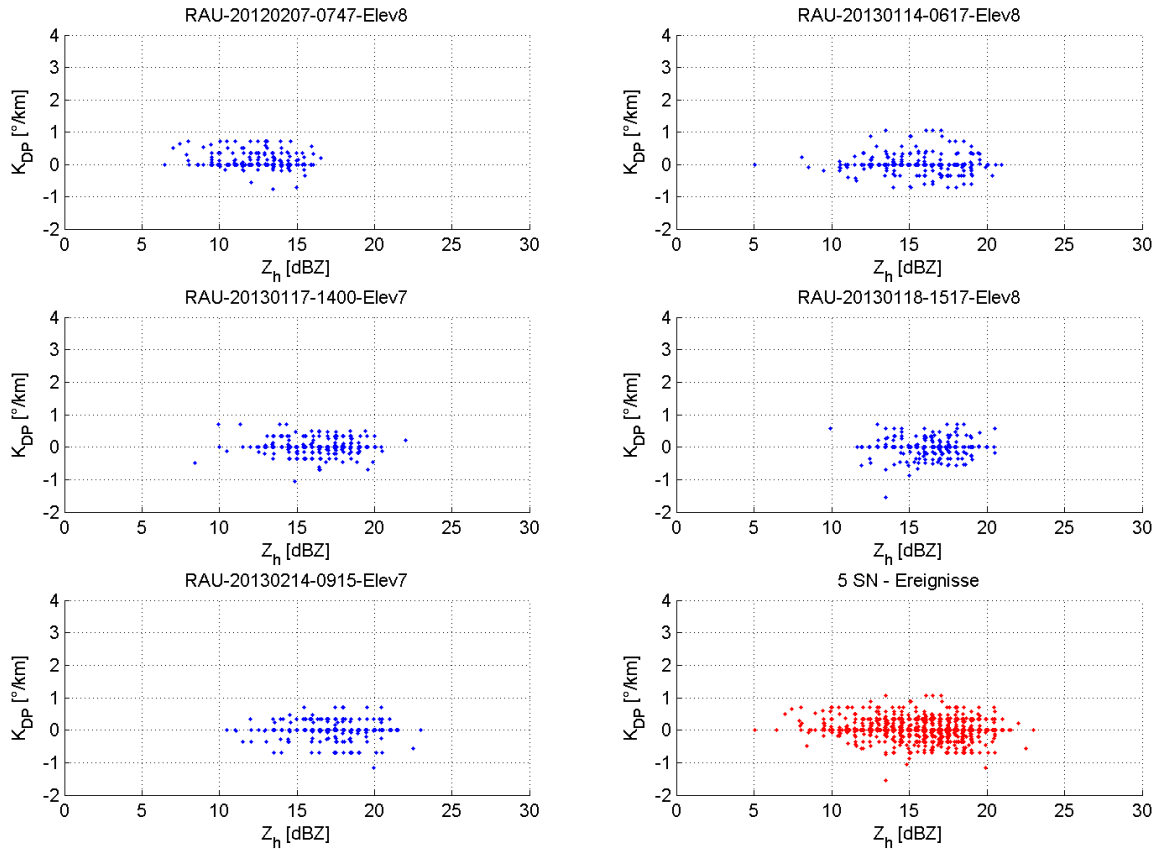


Abbildung 44: Streudiagramme für die Parameter Z_H und K_{DP} für die Niederschlagsklasse 'Schnee'

7.3 Graupel-, Regengemisch

Die betrachteten Graupelereignisse ereigneten sich rund um das Wetterradar Rauchenwarth beziehungsweise Feldkirchen. Aufgrund des geringen Auftretens im Beobachtungszeitraum (2011 bis April 2014) in der umliegenden Umgebung der beiden Flachland-Radaranlagen, werden für die Auswertungen vier anstatt fünf Fallbeispiele verwendet. Zwar traten einige Graupelereignisse im Raum Linz auf, jedoch wurde wegen der großen Entfernung sowohl zum Radar Rauchenwarth (ca. 169 km [Google Earth, 2014]) als auch zum Radar Feldkirchen (ca. 95 km [Google Earth, 2014]) die Graupelfälle nicht weiter berücksichtigt.

Im METAR wurden die Niederschlagsereignisse als '-SHGS' bzw. '-SHRAGS' verschlüsselt. Daraus lässt sich schließen, dass Regen (RA) bzw. Regenschauer (SHRA) die dominierenden Niederschlagsarten sind, und Graupel (GS) eine untergeordnete Rolle einnimmt. Aus diesem Grund werden die betrachteten Niederschlagsereignisse als 'nasser Graupel in Verbindung mit Regen' klassifiziert.

Die Radarsignatur weist große Ähnlichkeit mit mäßigen Regen auf. Die Radarreflektivität liegt im Bereich von ca. 20 dBZ bis 44 dBZ, mit einem Median von 31 dBZ. Die Werte der differentiellen Reflektivität Z_{DR} reichen von -1 dB bis +1.50 dB (Abbildung 45). Die geringen Z_{DR} -Werte in Verbindung mit hoher Reflektivität deutet auf die Anwesenheit von Graupelkörnern im Messvolumen hin.

Die Wertebereiche der polarimetrischen Messgrößen ρ_{HV} und K_{DP} sind ebenfalls mit jenen von mäßigem Regen vergleichbar. Die Werte der Copolare Kreuzkorrelation ρ_{HV} (Abbildung 46) liegen zwischen 0.95 und 0.99. Die von K_{DP} (Abbildung 47) im Bereich von $-0.50^\circ/\text{km}$ und $+0.60^\circ/\text{km}$.

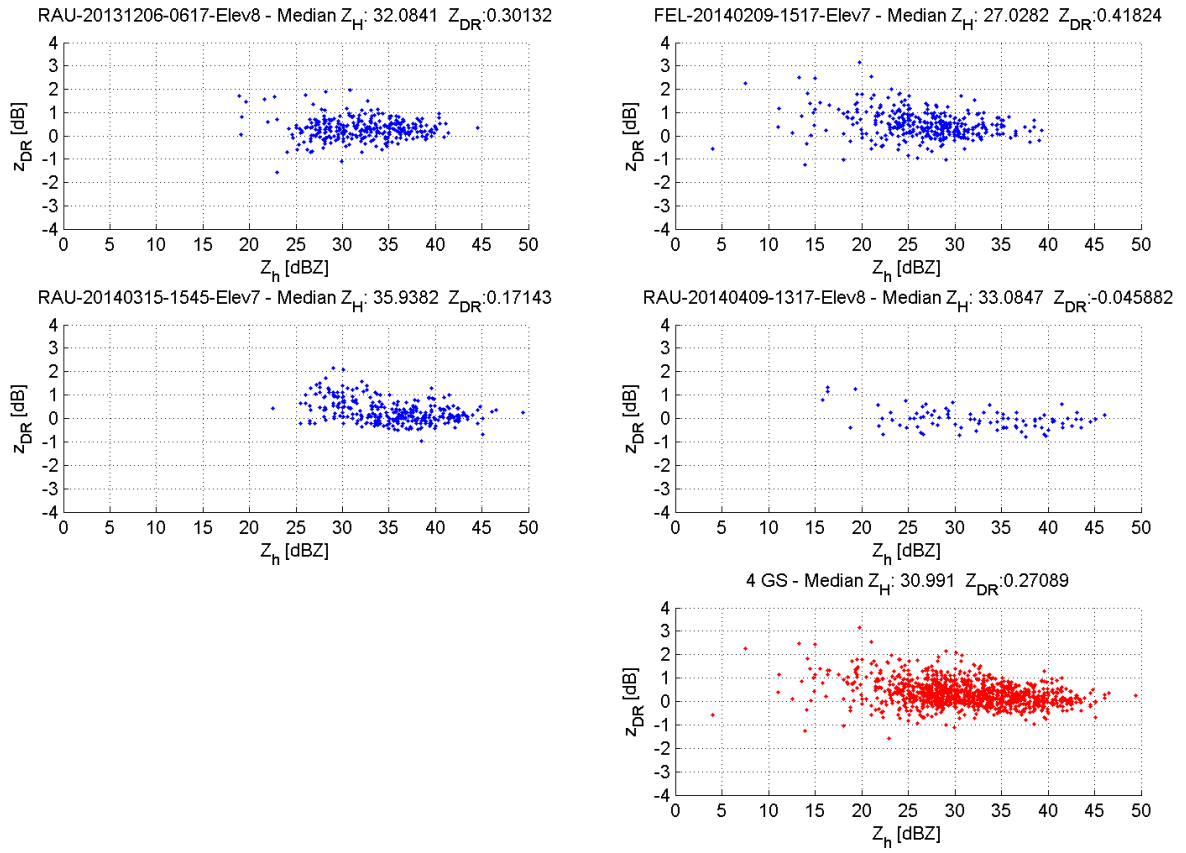


Abbildung 45: Streudiagramme für die Parameter Z_H und Z_{DR} für die Niederschlagsklasse 'Graupel-, Regengemisch'

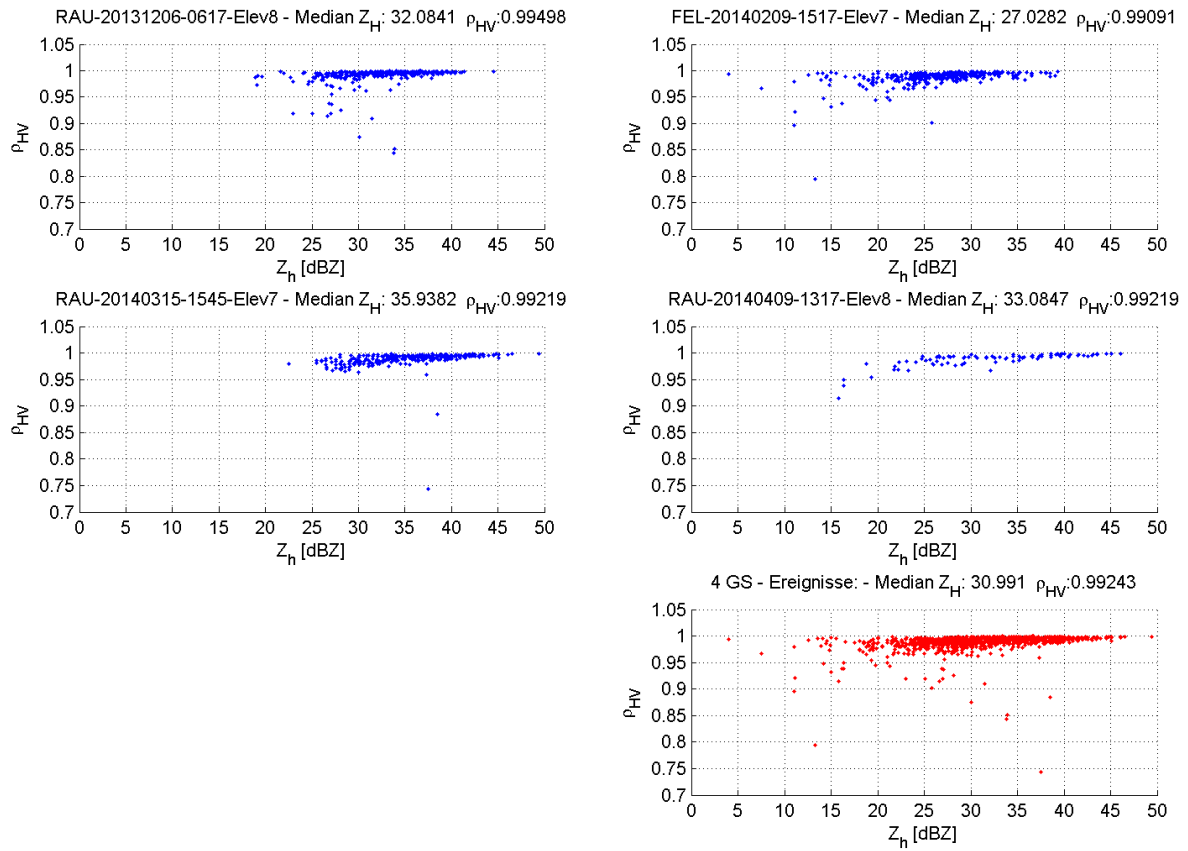


Abbildung 46: Streudiagramme für die Parameter Z_H und ρ_{HV} für die Niederschlagsklasse 'Graupel-, Regengemisch'

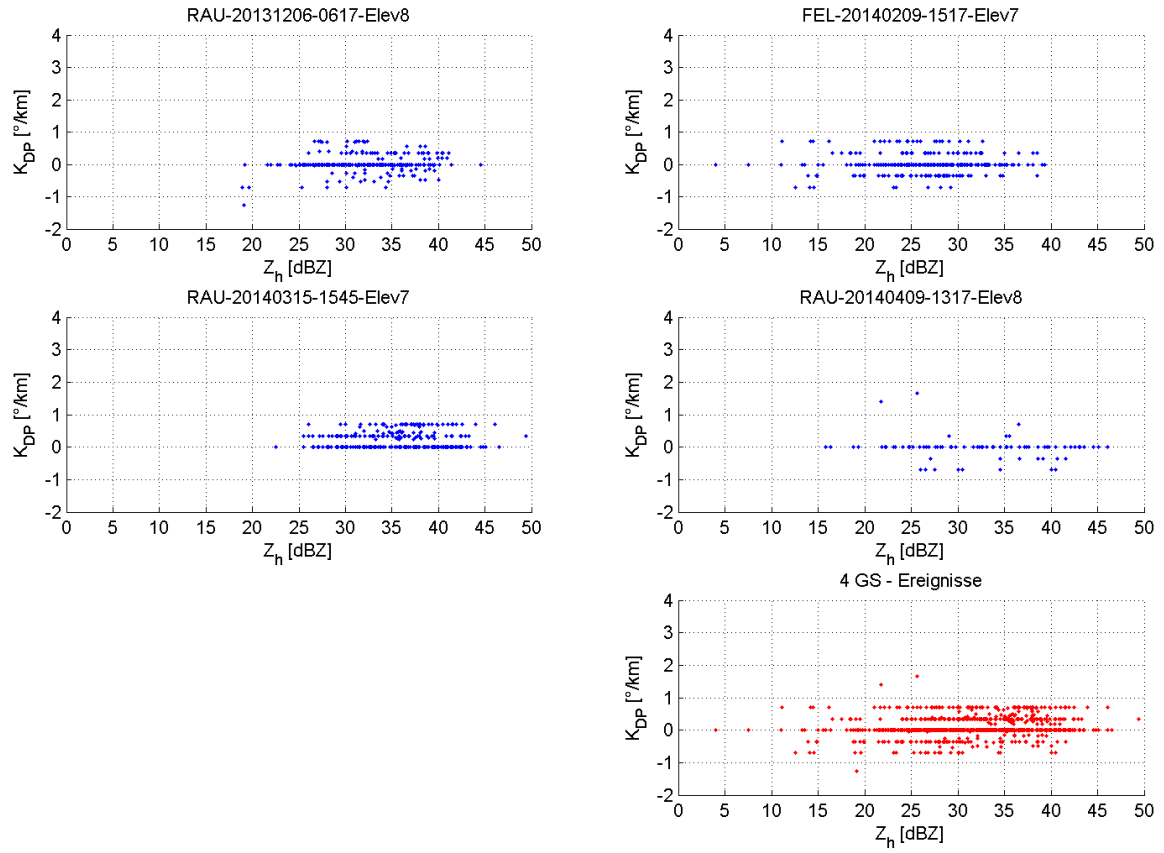


Abbildung 47: Streudiagramme für die Parameter Z_H und K_{DP} für die Niederschlagsklasse 'Graupel-, Regengemisch'

7.4 Hagel oberhalb der Nullgradgrenze

Unter anderem hängen die polarimetrischen Eigenschaften von Hagel von der Umgebungstemperatur und somit vom Grad des Schmelzvorganges ab. Um trockenen Hagel bzw. Hagel oberhalb der Nullgradgrenze klassifizieren zu können, stammen die verwendeten Messdaten aus höheren Elevationen. Für die fünf betrachteten Hagelfälle reicht die ungefähre Höhe des mittleren Radarstrahls von 5270 m amsl bis 8009 m amsl. Die von Radiosondenaufstiegen entnommenen Temperaturen für diese Höhen liegen zwischen $-20.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ und $-24.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ und somit deutlich über der Nullgradgrenze [University of Wyoming, 2014]. Ebenfalls eine Rolle spielt der Hageldurchmesser; die maximale Hagelgröße bei den betrachteten Niederschlagsereignissen liegt zwischen 2 und 3 cm [ESWD, 2014]. Jedoch beziehen sich diese Werte auf Bodenwerte und nicht auf die Hagelgröße in der entsprechenden Höhe. Über diese liegen keine Informationen vor.

Wie bereits erwähnt, wird für den Reflektivitätsfaktor eine Untergrenze von $Z_H = 45\text{ dBZ}$ definiert. Im Fall der fünf betrachteten österreichischen Hagelereignisse reichen die Reflektivitätswerte kaum über 65 dBZ hinaus. Die Z_H -Medianwerte der einzelnen Hagelfälle liegen zwischen 51 dBZ und 55 dBZ, bzw. bei 52.6 dBZ, wenn die 5 Niederschlagsfälle zusammengefasst werden (Abbildung 48). Aufgrund der geringeren Dielektrizitätskonstante von Eis sowie des starken Taumelns beim Fallen sind die Z_{DR} -Werte bei Hagel über der Nullgradgrenze um Null verteilt. 94 % der Daten liegen im Bereich zwischen -1 dB bis + 1 dB. Der Medianwert für die polarimetrische Messgröße Z_{DR} liegt bei 0.04 dB (Abbildung 48).

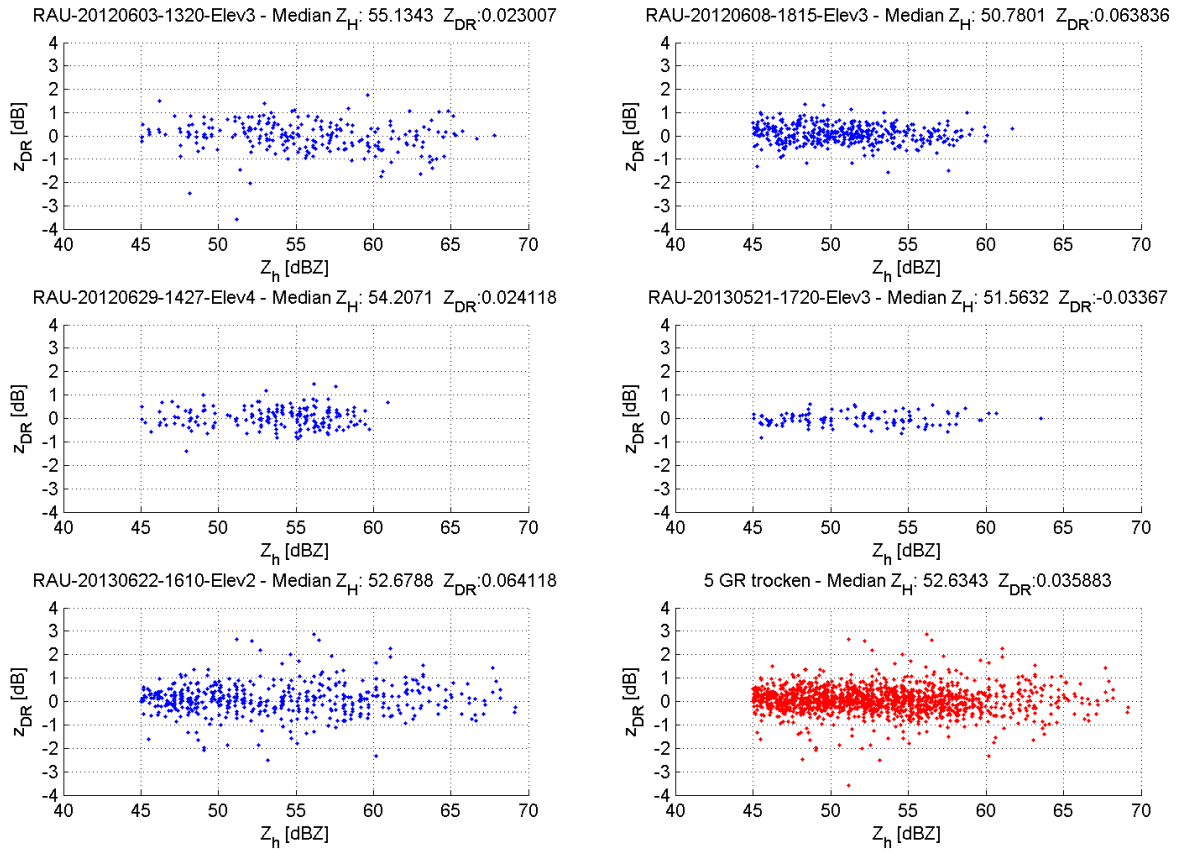


Abbildung 48: Streudiagramme für die Parameter Z_H und Z_{DR} für Hagel oberhalb der Nullgradgrenze

Die unregelmäßig geformten und fallenden Hagelkörner führen zu geringeren Korrelationswerten. Die Mehrheit der ρ_{HV} -Werte liegt zwischen 0.85 und 0.98. Der Median für die polarimetrischen Messgröße ρ_{HV} der fünf betrachteten Hagelfälle liegt bei 0.987 (Abbildung 49).

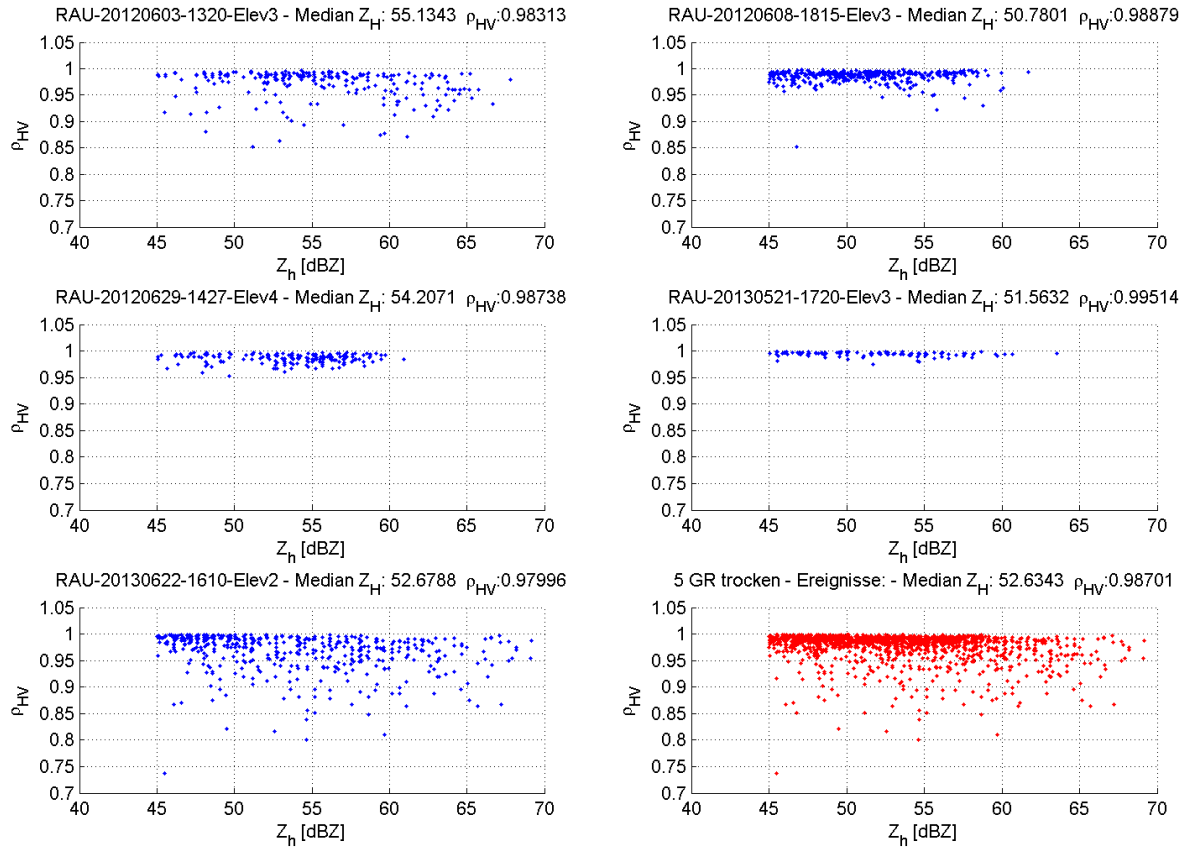


Abbildung 49: Streudiagramme für die Parameter Z_H und ρ_{HV} für Hagel oberhalb der Nullgradgrenze

Ähnlich wie die Messgröße Z_{DR} hängt auch K_{DP} von der Tropfenform und der Fallorientierung ab. Da die zur Auswertung herangezogenen Reflektivitätswerte über 40 dBZ liegen, erfolgte die Berechnung der spezifischen differentiellen Phase K_{DP} mit einer Filterbreite von 2 km [Park, 2009]. Im Fall von Hagel oberhalb Nullgradgrenze liegt die Mehrheit der K_{DP} Werte zwischen $-1^\circ/\text{km}$ und $+3^\circ/\text{km}$ (Abbildung 50).

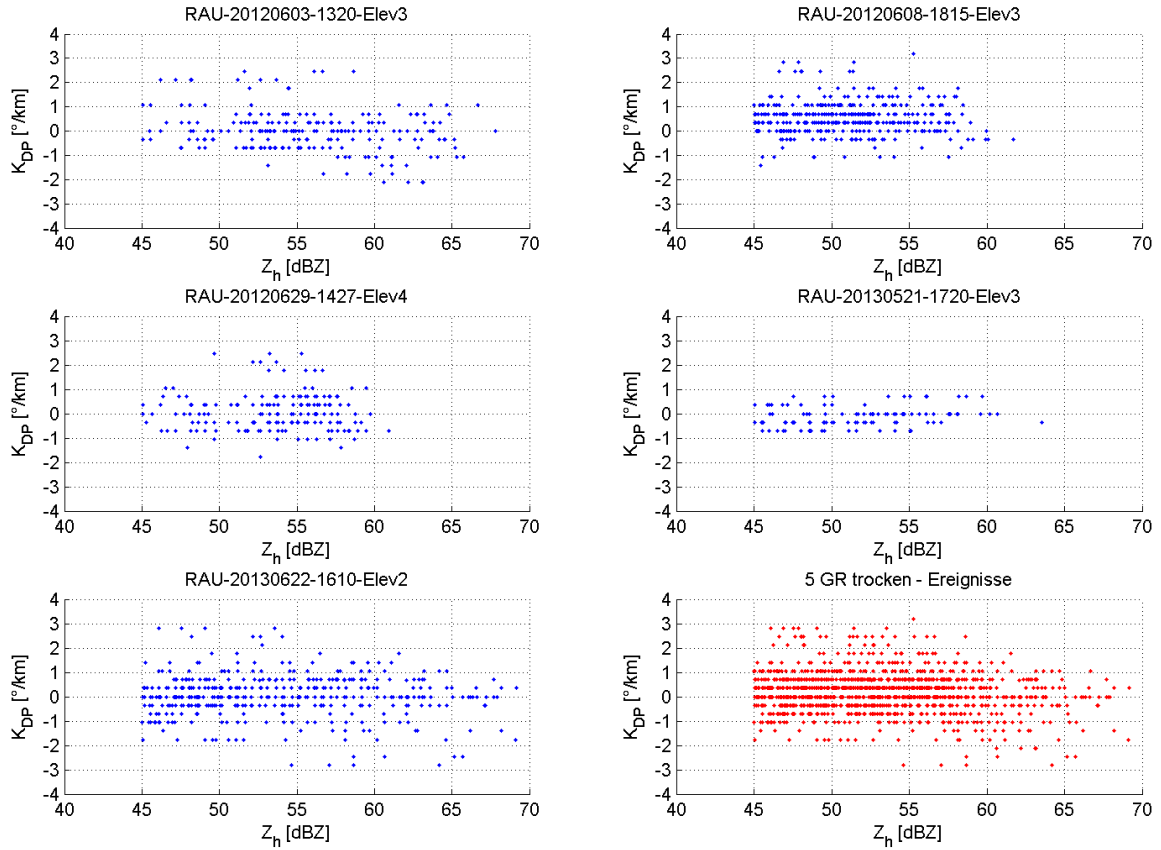


Abbildung 50: Streudiagramme für die Parameter Z_H und K_{DP} für Hagel oberhalb der Nullgradgrenze

7.5 Hagel unterhalb der Nullgradgrenze

Zusätzlich zur Beobachtung von Hagelkörnern oberhalb der Nullgradgrenze (Kapitel 7.4), werden auch die polarimetrischen Eigenschaften von schmelzendem, nassem Hagel untersucht. Die für diese Kategorie verwendeten Hagelfälle sind die gleichen wie sie im Abschnitt 7.4 verwendet wurden, jedoch unter einem anderen Elevationswinkel betrachtet.

Die Wasserhaut, die sich beim Schmelzvorgang um das Hagelkorn bildet, führt zu einem Anstieg der Dielektrizitätskonstante. Da diese bei Eis deutlich geringer ist als bei Wasser, steigt die Leistung des rückgestreuten Signals deutlich an.

Verglichen mit den Reflektivitätswerten von trockenem Hagel, sind diese bei schmelzendem Hagel höher und liegen zwischen 45 dBZ und 70 dBZ. Der Medianwert für die Messgröße Z_H liegt bei 54 dBZ (Abbildung 51).

Ein Anstieg zeigt sich auch bei der polarimetrischen Messgröße Z_{DR} . Nicht nur der vermehrte Wasseranteil der betrachteten Hagelkörner und die Zunahme an großen Regentropfen lässt die Werte ansteigen, zudem taumelt schmelzender Hagel weniger stark beim Fallen [Kaltenböck, 2012c]. Die Mehrheit der gemessenen Z_{DR} -Werte liegt im Bereich von -2 dB bis +7 dB, der Medianwert bei 3.5 dB. Ebenfalls zu erkennen ist, dass sich mit zunehmender Reflektivität Z_{DR} zu höheren Werten verschiebt. Im Fall des Niederschlagsereignisses vom 21. Mai 2013 sinken die Werte jedoch deutlich ab. Dies kann auf Signaldämpfung hinter dem Niederschlagsgebiet hinweisen. (Abbildung 51).

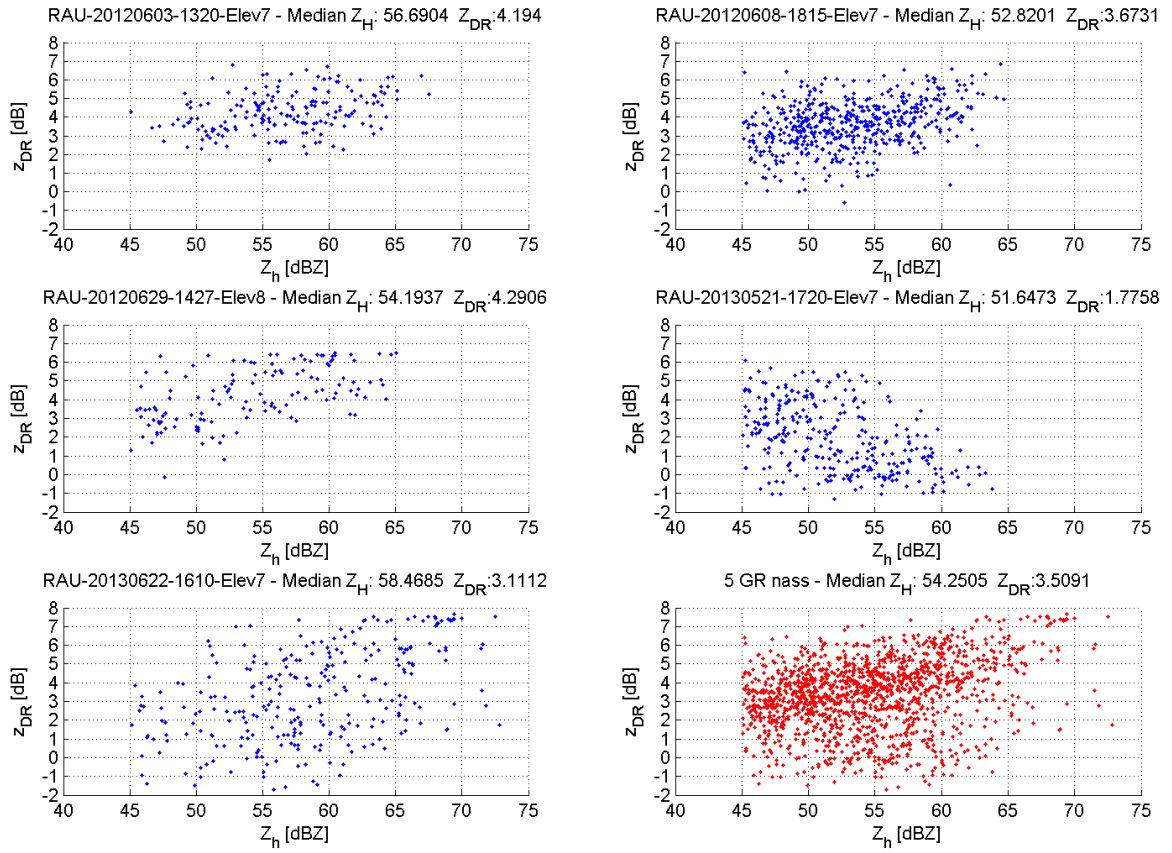


Abbildung 51: Streudiagramme für die Parameter Z_H und Z_{DR} für Hagel unterhalb der Nullgradgrenze

In geringeren Höhen tritt Hagel oft in Verbindung mit Starkregen auf. Befinden sich viele unterschiedlich geformte Niederschlagspartikel im betrachteten Messvolumen, kann dies zu einer Verminderung der Korrelation führen. Die Mehrheit der ρ_{HV} -Werte für schmelzenden Hagel liegt zwischen 0.75 und 0.98. Der Medianwert stellt sich bei 0.935 ein und ist somit deutlich niedriger als bei Hagel über der Nullgradgrenze (Abbildung 52).

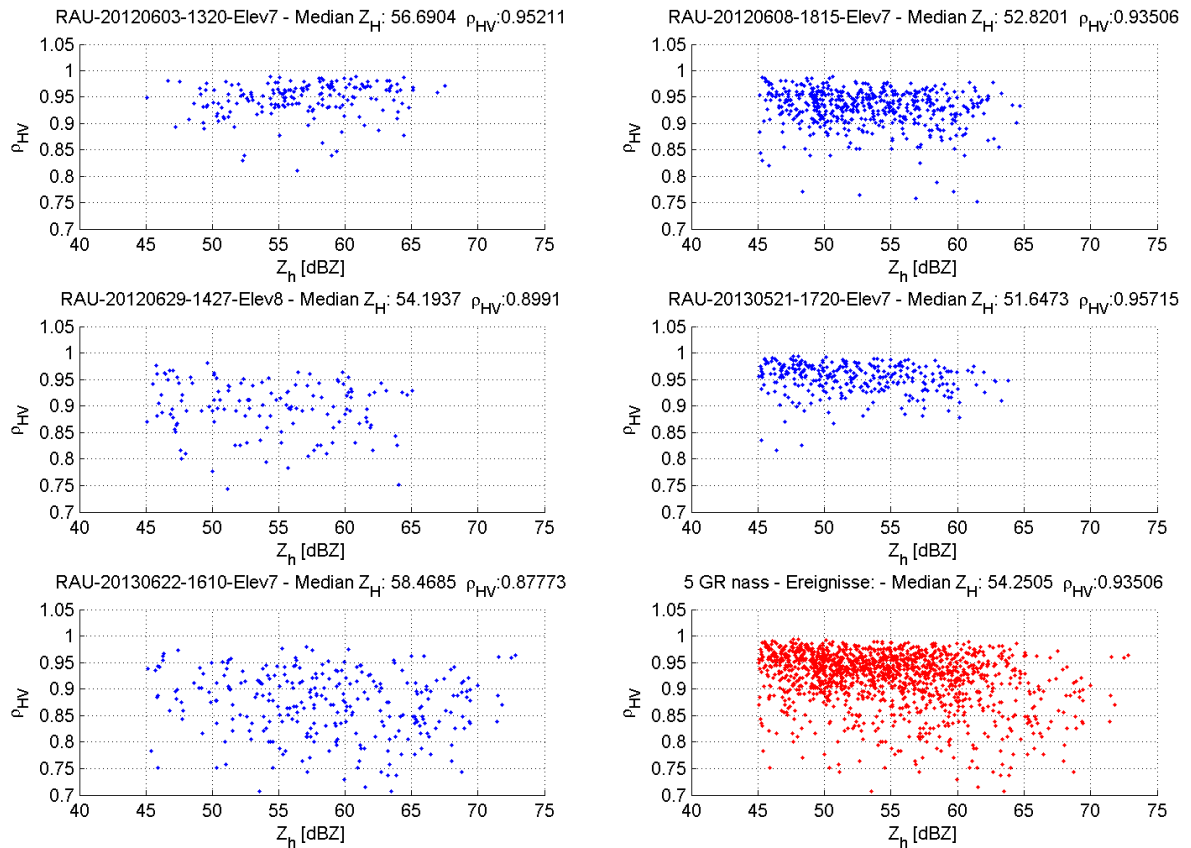


Abbildung 52: Streudiagramme für die Parameter Z_H und ρ_{HV} für Hagel unterhalb der Nullgradgrenze

Wie bei Starkregen spielt die spezifische differentielle Phase K_{DP} auch bei Hagel unterhalb der Nullgradgrenze eine bedeutende Rolle. Die Berechnung von K_{DP} erfolgte mit einer reduzierten Filterbreite von 2 km, da die betrachteten Reflektivitätswerte über 40 dBZ liegen [Park, 2009]. Da Hagel unterhalb der Nullgradgrenze häufig in Verbindung mit Starkregen auftritt, befinden sich im betrachteten Messvolumen vermehrt große, abgeflachte Niederschlagsteilchen. Diese führen zu einer größeren Phasenverschiebung entlang des Ausbreitungsweges und somit zu höheren K_{DP} -Werten. Die Werte der spezifischen differentiellen Phase reichen von $-2^\circ/\text{km}$ bis $+12^\circ/\text{km}$ und sind damit mit den K_{DP} -Werten von Starkregen vergleichbar.

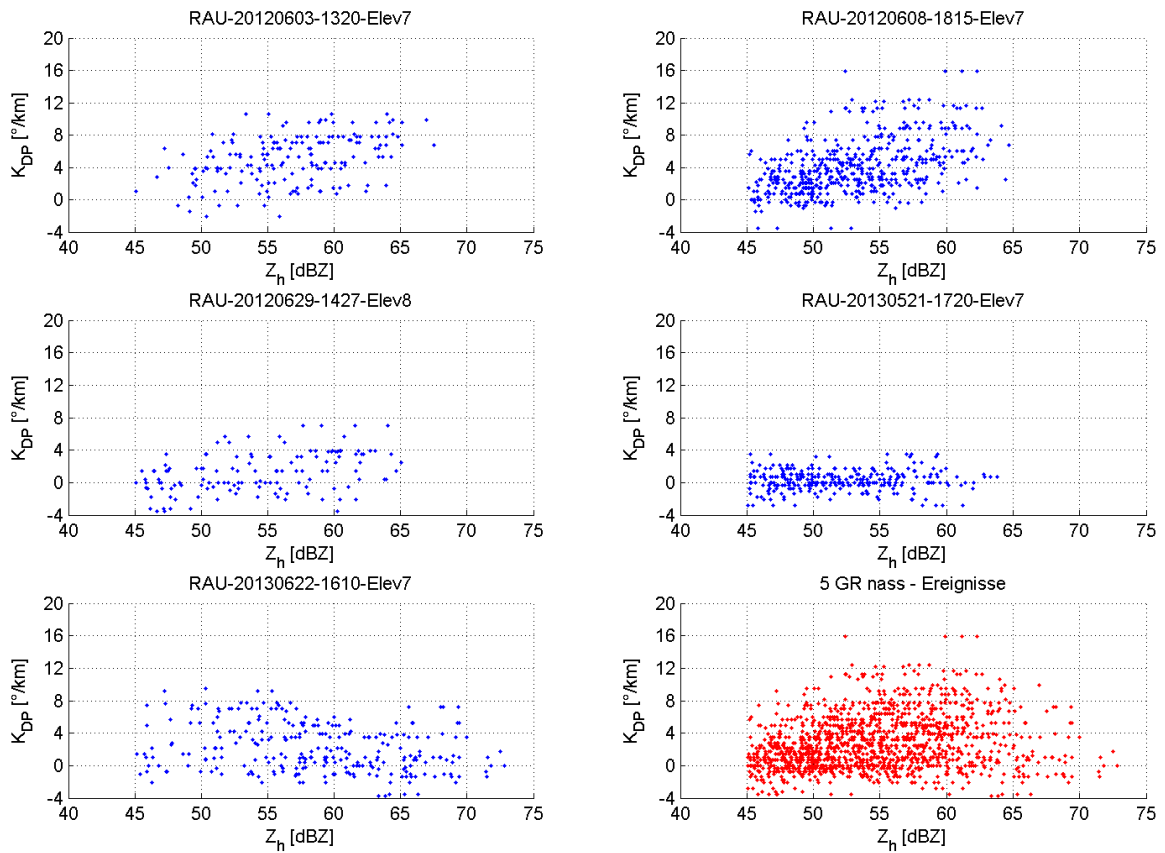


Abbildung 53: Streudiagramme für die Parameter Z_H und K_{DP} für Hagel unterhalb der Nullgradgrenze

7.6 Vergleich: Literatur - Beobachtung

Die von den österreichischen C-Band Radaranlagen erfassten Messdaten werden mit Literaturwerten verglichen. Die dazu verwendeten Wertebereiche stammen aus [Graf, 2013], [Keenan, 2003] und [Dolan, 2013].

Graf (2013) arbeitet mit Membership-Funktionen, die auf S-Band Radarbeobachtungen basieren. Die Werte aus Keenan (2003) stammen aus C-Band Messungen. Bei den Wertebereichen aus Dolan (2013) handelt es sich um simulierte Daten für C-Band Radar (5.5 cm). Die Membership-Funktionen aus Graf (2013) und Keenan (2003) finden in der Schweiz bzw. in Australien Anwendung.

Der Vergleich erfolgt mit Hilfe von Streudiagrammen, wobei die polarimetrischen Messgrößen Z_{DR} , ρ_{HV} und K_{DP} jeweils als Funktion der Radarreflektivität Z_H dargestellt werden. Die in den Abbildungen 54 bis 56 eingezeichneten Rechtecke zeigen die jeweiligen Wertebereiche, die aus der Literatur stammen. Diese sind aus den Tabellen 8 bis 10 zu entnehmen. Dazu sind die prozentuellen Übereinstimmungen angegeben. Abhängig von der betrachteten polarimetrischen Größe bzw. der verwendeten Wellenlänge reichen diese von 8% bis 99%. Auf mögliche Gründe, warum es zu Abweichungen zwischen den Beobachtungsdaten und den Werte aus der Literatur kommt, wird im Folgenden eingegangen.

In der vorliegenden Arbeit wird die Niederschlagsklasse Regen in die drei Intensitätsstufen 'leicht', 'mäßig' und 'stark' unterteilt, und auch getrennt behandelt. Diese Unterscheidung der Niederschlagsintensitäten erfolgte in der verwendeten Literatur nicht. Auch deutet beispielsweise Abbildung 54a darauf hin, dass leichter Regen mit Niesel zusammen betrachtet wird, und somit nicht mehr in die Kategorie Regen fällt. In Abbildung 54b ist zu erkennen, dass die Reflektivität Z_H aus [Keenan, 2003] erst bei einem Wert von 25 dBZ beginnt, was ebenfalls darauf hindeutet, dass lediglich mäßiger bis starker Regen berücksichtigt wird. Die österreichischen Messdaten beinhalten jedoch auch die Niederschlagsklasse leichter Regen, was zu einer Abnahme der prozentuellen Übereinstimmung führt. Würde man für den Vergleich lediglich die beiden Intensitätsklassen mäßiger Regen und Starkregen berücksichtigen, erhöht sich die Übereinstimmung auf 68 % für Graf (2013) bzw. Keenan (2003) und auf 85 % für die Werte aus Dolan (2013).

Im Fall von Schnee erfolgt zwar die Berücksichtigung der Umgebungstemperatur und somit die Unterteilung in nassen und trockenen Schnee, jedoch wird die Dichte des Schnees nicht berücksichtigt. Aus diesem Grund werden die Wertebereiche der Literatur für trockenen Schnee mit geringer und hoher Dichte zusammen betrachtet und ausgewertet.

Die teils geringe Übereinstimmung zwischen den Beobachtungswerten und den Literaturwerten für Graupel lässt sich darauf zurückführen, dass es sich bei den vier betrachteten Graupelfällen viel mehr um ein Graupel-, Regengemisch handelt.

Wobei Regen bzw. Schauer die dominierende Niederschlagsart war.

Keenan (2003) definiert Hagelkörner, die einen Durchmesser kleiner als 2 cm aufweisen, als klein und jene, die einen Durchmesser größer 2 cm haben, als großen Hagel. In der vorliegenden Arbeit liegen die maximalen Hageldurchmesser zwischen 2 - 3 cm, jedoch beziehen sich die Größen auf Bodenbeobachtungen. Über die tatsächliche Hagelgröße in der betrachteten Höhe liegen keine Informationen vor. Aus diesem Grund erfolgt für den Abgleich mit den Literaturwerten keine Unterscheidung zwischen großen und kleinen Hagel und die Wertebereiche werden gemeinsam betrachtet. Zudem liegt in der vorliegenden Arbeit die verwendete Reflektivitätsuntergrenze für Hagel bei $Z_H = 45$ dBZ. Abbildung 54e zeigt, dass die Hageluntergrenzen beispielsweise bei Graf (2013) höher liegen.

Weiters sind polarimetrische Signaturen stark von der verwendeten Wellenlänge abhängig. Vergleicht man S- mit C-Band Messungen, zeigen sich wesentliche Unterschiede bei den polarimetrischen Messgrößen: Im Allgemeinen liefern C-Band-Messungen höhere Werte für Z_{DR} bzw. K_{DP} . Dies ist auf Resonanzeffekte zurückzuführen, die aufgrund großer Niederschlagspartikel hervorgerufen werden. Für Starkregen, Regengebiete mit großen Tropfen oder schmelzenden Hagel können die Werte für die differentielle Reflektivität bei C-Band $Z_{DR} > 5$ dB betragen, während bei S-Band-Messungen für gewöhnlich die Z_{DR} -Werte 3.5 dB kaum überschreiten [Marzano, 2007], [Ryzhkov, 2012]. Dieser Effekt ist auch in Abbildung 54f erkennbar. Während nur 12% der österreichischen Radardaten mit den S-Band Werten übereinstimmen, liegen über 90% im Wertebereich für C-Band Radar.

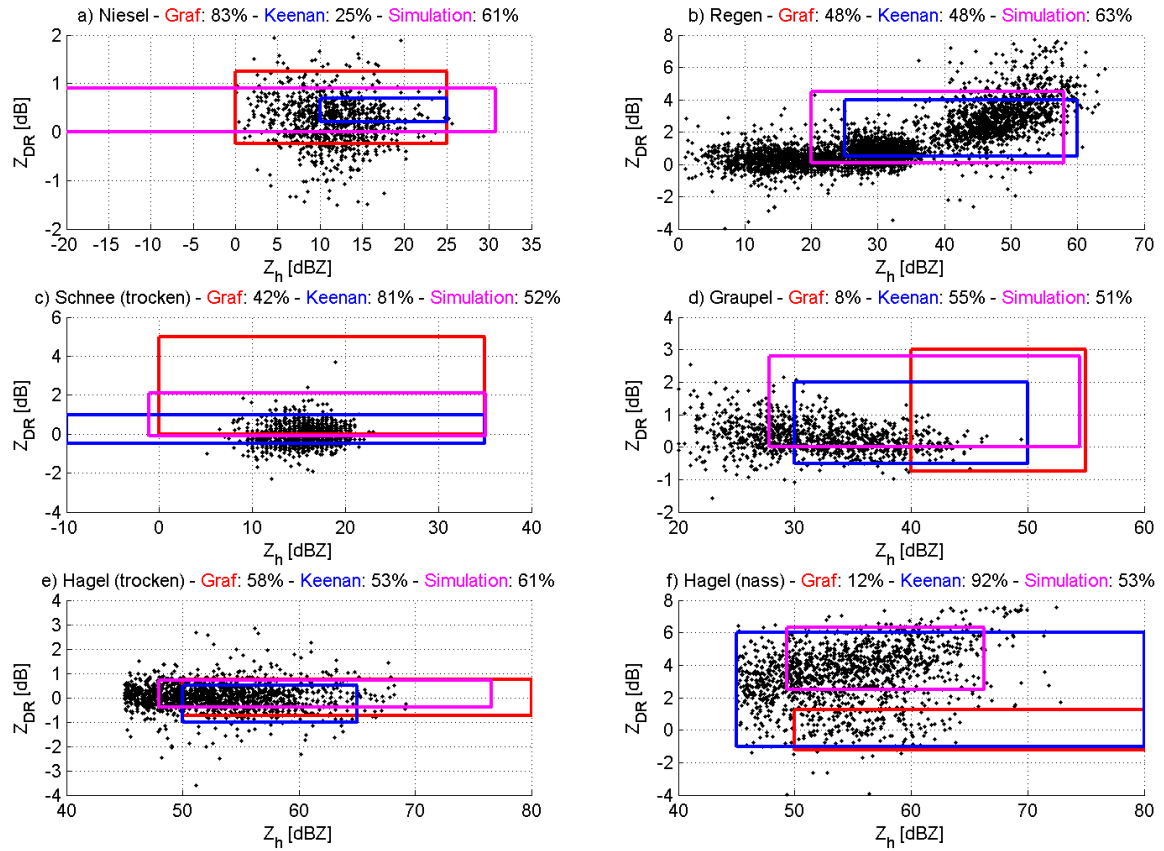


Abbildung 54: Z_{DR} als Funktion des Reflektivitätsfaktors Z_H für verschiedene Hydrometeore. Die roten Rechtecke stellen die Wertebereiche aus Graf (2013) dar, äquivalent dazu sind die blauen Rechtecke mit den Werten aus Keenan (2003) und in Magenta die simulierten Daten aus Dolan (2013) eingezeichnet.

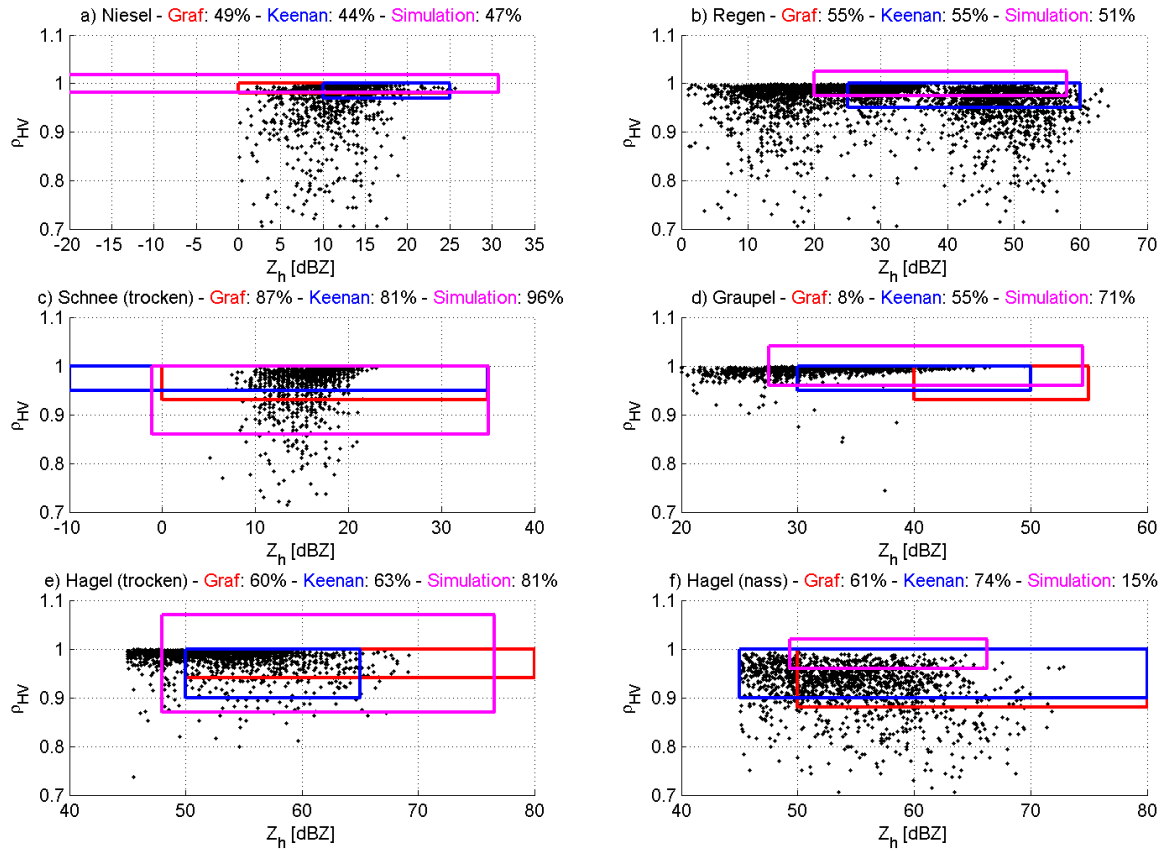


Abbildung 55: ρ_{HV} als Funktion des Reflektivitätsfaktors Z_H für verschiedene Hydrometeore. Die roten Rechtecke stellen die Wertebereiche aus Graf (2013) dar, äquivalent dazu sind die blauen Rechtecke mit den Werten aus Keenan (2003) und in Magenta die simulierten Daten aus Dolan (2013) eingezeichnet.

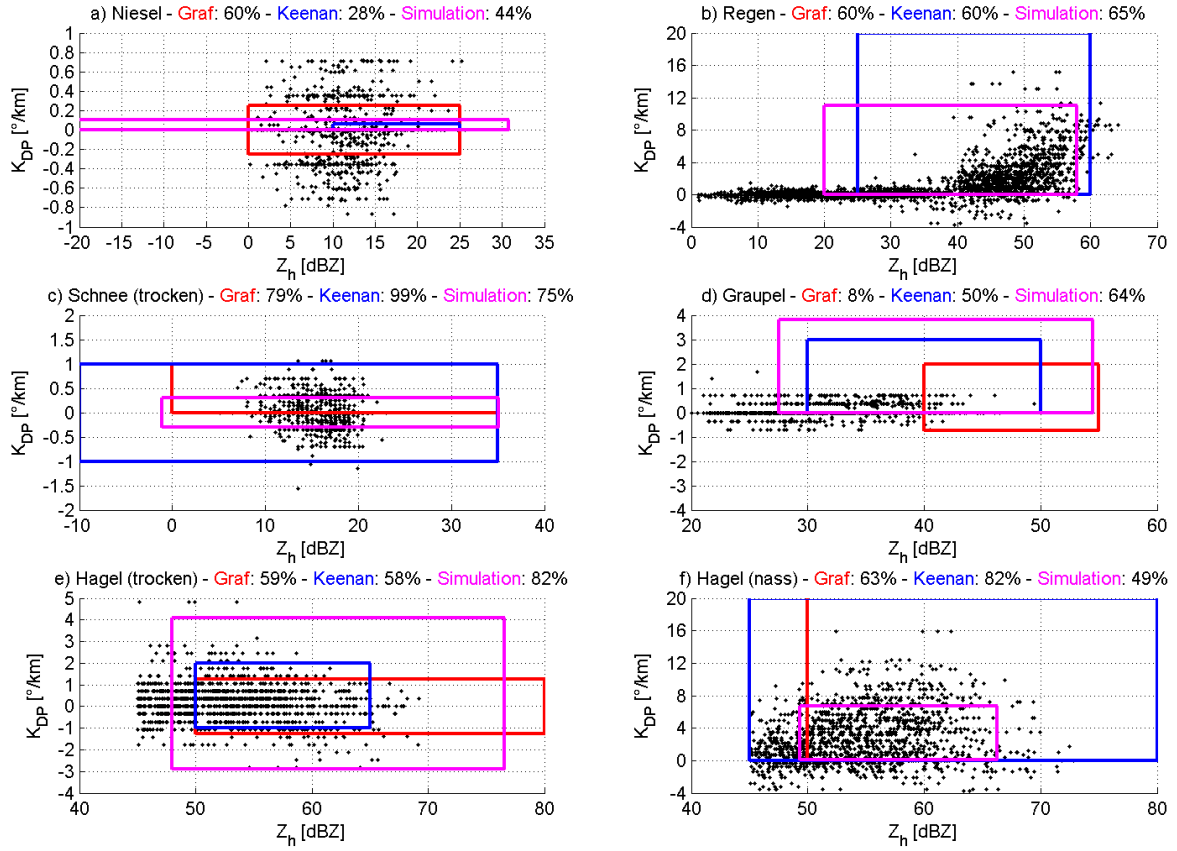


Abbildung 56: K_{DP} als Funktion des Reflektivitätsfaktors Z_H für verschiedene Hydrometeore. Die roten Rechtecke stellen die Wertebereiche aus Graf (2013) dar, äquivalent dazu sind die blauen Rechtecke mit den Werten aus Keenan (2003) und in Magenta die simulierten Daten aus Dolan (2013) eingezeichnet.

S-Band	Z_H - [dBZ]	Z_{DR} - [dB]	K_{DP} - [°km ⁻¹]	ρ_{HV}
Niesel	bis 25	-0.25 - 1.25	-0.25 - 0.25	0.98 - 1
Regen	25 - 60	0.5 - 4	0 - 20	0.95 - 1
Schnee (Dichte gering, trocken)	bis 35	0 - 0.5	0 - 0.5	0.95 - 1
Schnee (Dichte hoch, trocken)	bis 25	0 - 5	0 - 1	0.93 - 1
Schnee (nass)	bis 45	0 - 3	0 - 2	0.79 - 0.97
Graupel (trocken)	40 - 50	-0.75 - 1	-0.75 - 0.75	0.95 - 1
Graupel (nass)	40 - 55	-0.75 - 3	-0.75 - 2	0.93 - 1
Hagel (klein)	50 - 60	-0.75 -0.75	-0.75 - 0.75	0.94 - 1
Hagel (groß)	55+	bis -0.5	-1.25 - 1.25	0.94 - 1
Regen/Hagel	50+	-1.25 - 1.25	0 - 20	0.88 - 1

Tabelle 8: Wertebereich für die Klassifikation unterschiedlicher Hydrometeore mit S-Band - [Graf, 2013]

C-Band	Z_H [dBZ]	Z_{DR} [dB]	ρ_{HV}	K_{DP} [°km ⁻¹]	Temperatur [°C]
Niesel	10 - 25	0.2 -0.7	> 0.97	0 - 0.06	> -10
Regen	25 - 60	0.5 - 4	> 0.95	0 - 20	> -10
Schnee (Dichte gering, trocken)	-10 - 35	-0.5 - 0.5	> 0.95	-1 - 1	< 0
Schnee (Dichte hoch, trocken)	-10 - 35	0 - 1	> 0.95	0 - 0.4	< 0
Schnee (nass)	20 - 45	0.5 - 3	0.5 - 0.9	0 - 1	0 - 5
Graupel (trocken)	20 - 35	-0.5 - 1	> 0.95	0 - 1	< 0
Graupel (nass)	30 - 50	-0.5 - 2	> 0.95	0 - 3	-15 - 5
Hagel (klein)	50 - 60	-0.5 - 0.5	0.92 - 0.95	-1 - 1	-15 - 20
Hagel (groß)	55 - 65	-1 - 0.5	0.90 - 0.92	-1 - 2	-25 - 20
Regen/Hagel	45 - 80	-1 - 6	> 0.9	0 - 20	-10 - 25

Tabelle 9: Wertebereich für die Klassifikation unterschiedlicher Hydrometeore mit C-Band - [Keenan, 2003]

Simulation	Z_H [dBZ]	Z_{DR} [dB]	K_{DP} [°km ⁻¹]	ρ_{HV}	Temperatur [°C]
Niesel	-27.3 - 30.8	0.0 - 0.9	0.0 - 0.1	0.982 - 1.018	> -1.0
Regen	20.0 - 58.0	0.1 - 4.5	0.0 - 11.0	0.975 - 1.025	> -3.0
Eiskristalle	-24.9 - 1.9	0.2 - 5.6	0.0 - 0.2	0.955 - 1.005	< 0.0
Aggregate	-1.1 -35.1	-0.1 - 2.1	-0.3 - 0.3	0.86 - 1.0	-51.0 - 1.0
Schnee (nass)	2.7 - 45.3	0.40 - 2.2	-0.2 - 0.7	0.49 - 0.99	-2.5 - 4.5
Graupel (hohe Dichte)	34.1 - 54.5	0.40 - 2.8	0.0 - 3.8	0.96 - 1.04	-22.5 - 17.5
Graupel (geringe Dichte)	27.8 - 46.2	0.0 - 1.8	0.0 - 0.2	0.975 - 1.025	< 0.0
Hagel	48.0 - 76.6	-0.4 - 0.7	-2.9 - 4.1	0.87 -1.07	-
Große Tropfen	49.3 - 66.3	2.5 - 6.3	0.1 - 6.7	0.96 - 1.02	> -3.0

Tabelle 10: Wertebereich für die Klassifikation unterschiedlicher Hydrometeore für C-Band Radar (5.5 cm) aus Simulationen - [Dolan, 2013]

8 Conclusio und Ausblick

Mit den ermittelten Parametern x_1 bis x_4 und Gleichung 14 werden die trapezförmigen Membership-Funktionen erstellt. Die Abbildungen 57 bis 60 zeigen die Membership-Funktionen für die Eingabevariablen Z_H , Z_{DR} , ρ_{HV} sowie für K_{DP} . Die genauen Werte der Membership-Funktionen sind in Anhang A aufgelistet.

Wie bereits erwähnt, reicht das Betrachten einer Eingangsvariablen alleine oft nicht aus, um eine zuverlässige Klassifizierung einzelner Niederschlagstypen zu erhalten. Ohne zusätzliche Informationen bzw. die Hinzunahme weiterer Membership-Funktionen ist eine eindeutige Unterscheidung nicht immer möglich.

Jedoch lassen sich auch durch kombinieren der 4 Membership-Funktionen nicht immer alle Niederschlagstypen von einander abgrenzen. Beispielsweise ist die Unterscheidung zwischen Niesel und leichten Regen kaum möglich, da sich diese beiden Regentypen sowohl in den Werten der Reflektivität also auch in Z_{DR} , ρ_{HV} und K_{DP} nur wenig unterscheiden (Abbildungen 57, 58, 59, 60, a und b).

Ähnliches gilt für leichten Regen und trockenen Schnee. Die Membership-Funktionen der einzelnen polarimetrischen Größen überlappen sich weitgehend. Zusatzinformationen, wie beispielsweise die Umgebungstemperatur, sind notwendig, um eine eindeutige Klassifizierung zu erhalten (Abbildungen 57, 58, 59, 60, b und e).

Eindeutiger sind die Unterschiede der polarimetrischen Kenngrößen für mäßigen Regen und Starkregen. Dies trifft auch auf mäßigen Regen und schmelzenden Hagel zu. Die Werte unterscheiden sich nicht nur in den Radarreflektivitäten. So steigen die Z_{DR} - und K_{DP} -Werte in Starkregen stark an. Damit verbunden ist eine Abnahme der Korrelation. Wohingegen ρ_{HV} bei mäßigen Regen nahe 1 liegt. (Abbildungen 57, 58, 59, 60, c, d und h).

Auch Starkregen und Hagel oberhalb der Nullgradgrenze sind voneinander unterscheidbar; vor allem durch die unterschiedlichen Verteilungen der polarimetrischen Messgrößen Z_{DR} und K_{DP} . Im Fall von trockenem Hagel weist sowohl die differentielle Reflektivität als auch die spezifische differentielle Phase deutlich niedrigere Werte auf als bei Starkregen (Abbildungen 57, 58, 59, 60, d und g).

Jedoch kommt es bei den Membership-Funktionen für die Niederschlagsklassen Starkregen und Hagel unterhalb der Nullgradgrenze zu starken Überlappungen. Diese zeichnen sich einerseits durch hohe Reflektivitäten aus, aber auch durch eine breite Z_{DR} - und K_{DP} -Verteilung sowie fallende ρ_{HV} -Werte (Abbildungen 57, 58, 59, 60, d und h).

Durch die Kombination der 4 Membership-Funktionen ist es möglich, die jeweilige Hagelklasse zu klassifizieren. Zwar ist Hagel ober- als auch unterhalb der Nullgradgrenze durch hohe Reflektivitätswerte gekennzeichnet, jedoch ist eine Unterscheidung anhand der verbleibenden drei Messgrößen möglich. Im Fall von schmelzendem Hagel liegen die Z_{DR} - und K_{DP} -Werte deutlich höher als bei trockenem Hagel. ρ_{HV} hingegen sinkt bei nassem Hagel weit unter 0.85, wohingegen die Membership-Funktion bei Hagel über der Nullgradgrenze 0.9 nicht unterschreitet (Abbildungen 57, 58, 59, 60, g und h).

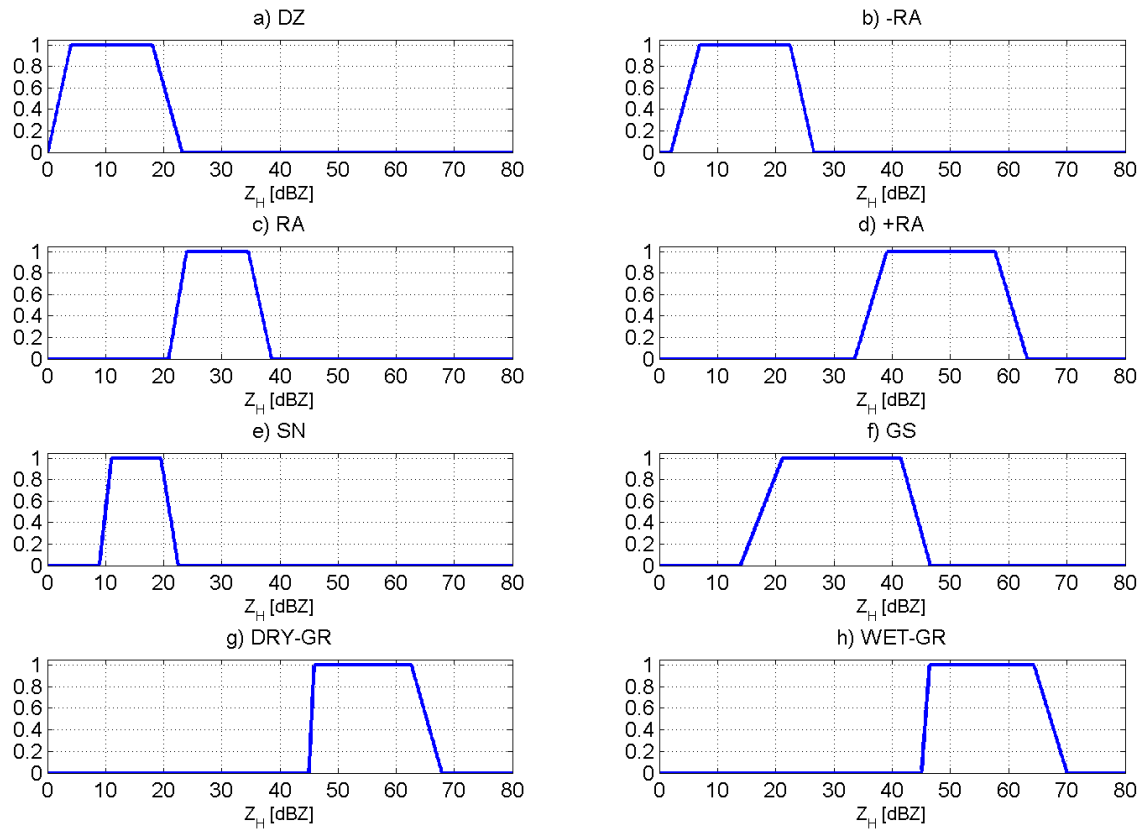


Abbildung 57: Trapezförmige Membership-Funktion für die Inputvariable Z_H [dBZ].

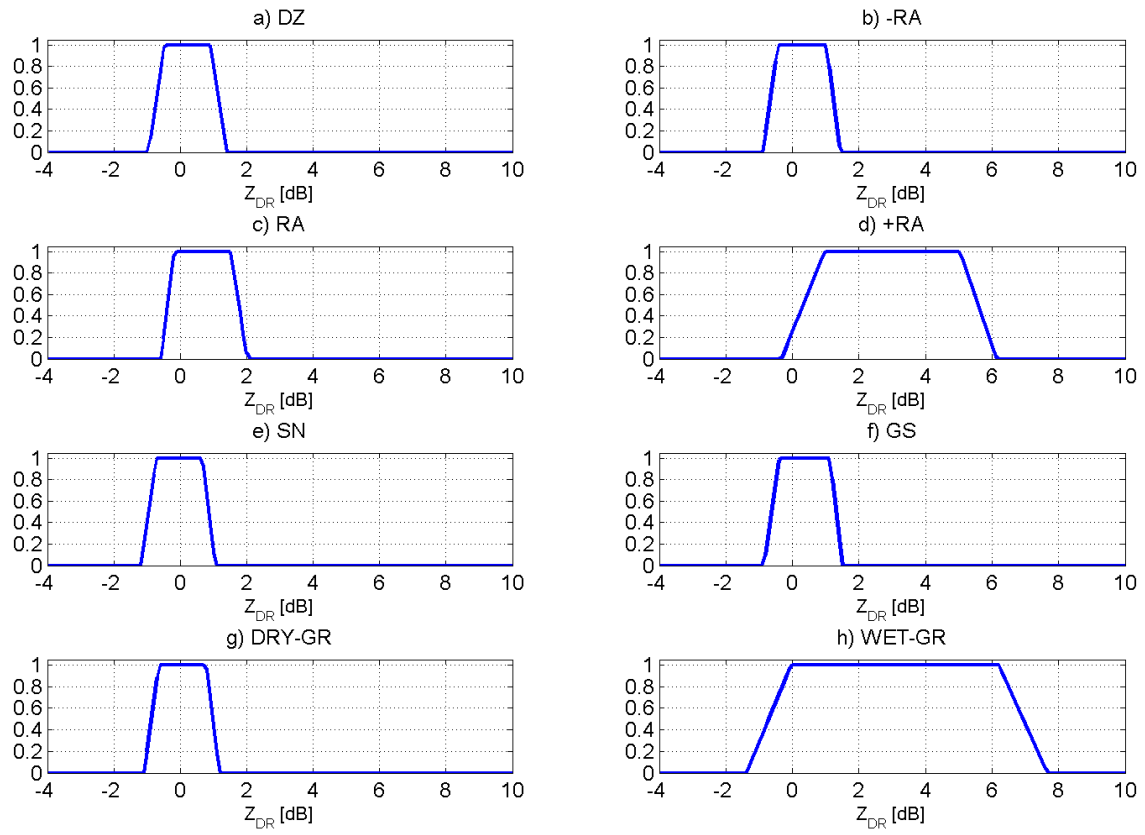


Abbildung 58: Trapezförmige Membership-Funktion für die Inputvariable Z_{DR} [dB].

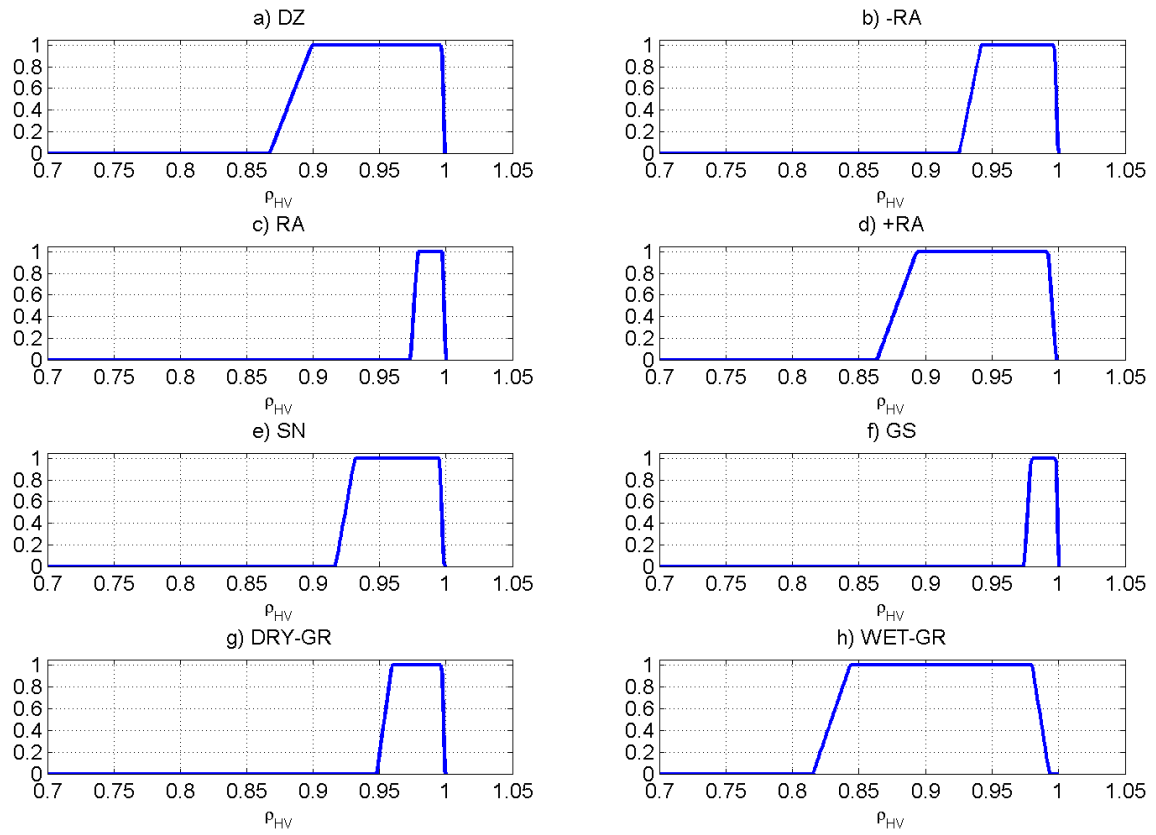


Abbildung 59: Trapezförmige Membership-Funktion für die Inputvariable ρ_{HV} .

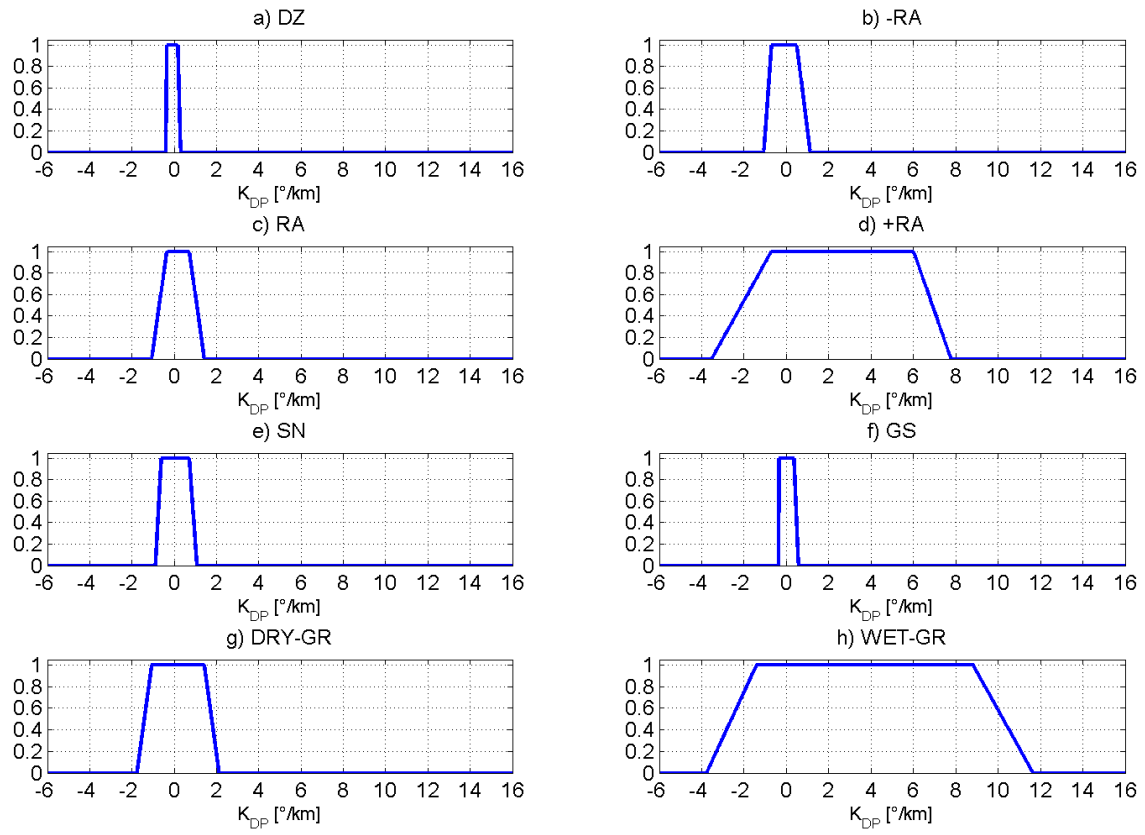


Abbildung 60: Trapezförmige Membership-Funktion für die Inputvariable K_{DP} [°/km].

Ausblick

Auf dem Gebiet der Hydrometeorklassifizierung gibt es noch viele Bereiche, die einer genaueren Betrachtung unterzogen werden können.

In der vorliegenden Arbeit wurde lediglich der erste Schritt der 'Fuzzy Logic'-Methode erarbeitet; das Erstellen der Membership-Funktionen. Der nächste Schritt wäre, die erstellten Membership-Funktionen anhand diverser, unabhängiger Niederschlagsfälle zu verifizieren und gegebenenfalls anzupassen. Zur Vervollständigung der Klassifizierung von Hydrometeoren basierend auf 'Fuzzy logic'-Methoden, ist es notwendig die verbleibenden Arbeitsschritte (Inferenz, Aggregation, Defuzzifikation) durchzuführen.

Weiters besteht die Möglichkeit zusätzliche Niederschlagsklassen wie beispielsweise Groundclutter, gefrierender Regen oder nasser Schnee in die derzeitige Liste der Hydrometeore aufzunehmen. Da die Höhe der Nullgradgrenze bzw. die Umgebungstemperatur eine bedeutende Rolle spielt, kann diese ebenfalls in Form einer eigenen Membership-Funktion ausgearbeitet werden.

Zudem sind genauere Klassifizierungen wahrscheinlich möglich, wenn mehr Niederschlagsfälle betrachtet werden und wenn genauere, vor allem objektive Beobachtungen des Tropfenspektrums, z.B. aus Distrometermessungen, zu Verfügung stehen.

Die Klassifizierung von Hydrometeoren beschränkt sich natürlich nicht nur auf die beiden österreichischen Flachlandradargeräte WXR RAU und WXR FEL. Auch Niederschlagsereignisse, die beispielsweise vom Wetterradar Zirbitzkogel (WXR ZIR) erfasst wurden, können in die Erstellung der Membership-Funktionen mit einfließen. Hierbei wäre es interessant, inwieweit sich die polarimetrischen Signaturen von Flachlandradaren und der Radaranlagen im Gebirge unterscheiden.

Auch im Bereich der Datenaufbereitung gibt es noch einige interessante Aspekte, die berücksichtigt werden können. In dieser Arbeit wurde für die Unterscheidung zwischen meteorologischen und nicht-meteorologischen Echos die Texture von ϕ_{DP} verwendet. In [Graf, 2013] werden jedoch weitere Möglichkeiten aufgezählt, um Groundclutter zu erkennen und zu klassifizieren. Darunter fallen die Standardabweichung der polarimetrischen Größen ϕ_{DP} und Z_{DR} bzw. die zusätzliche Anwendung der Texture von Z_{DR} .

Weiters wurde der Signaldämpfung durch die Anwendung der linearen Dämpfungskorrektur entgegengewirkt. Diese korrigiert jedoch starke Dämpfungseffekte, welche in Starkregen- oder Hagelgebieten verursacht werden, nicht vollständig. Aus diesem Grund bietet sich die Möglichkeit weitere Dämpfungskorrekturen zu testen bzw. anzuwenden.

A Wertebereiche der Membership-Funktionen

Niesel	Z_{DR} [dB]	Z_H [dBZ]	ρ_{HV}	K_{DP} [°/km]
Minimum	-0.96	0.11	0.867	-0.39
5.Perzentil	-0.49	4.10	0.899	-0.35
95.Perzentil	0.90	18.00	0.997	0.16
Maximum	1.40	23.10	0.999	0.29

Tabelle A1: Werte der trapezförmigen Membership-Funktion für die Niederschlagsklasse 'Niesel'

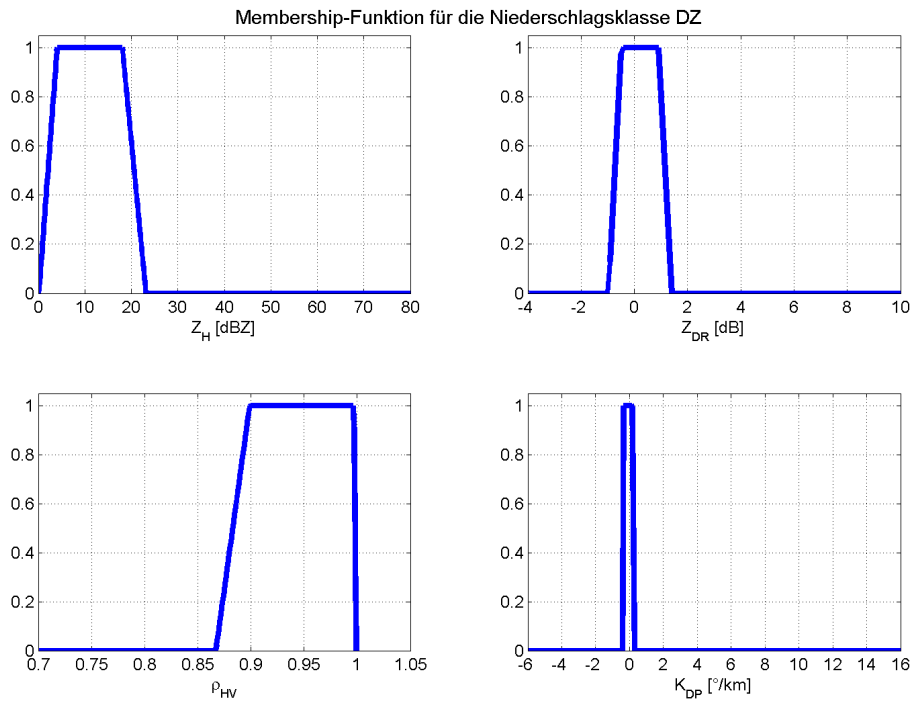


Abbildung 61: Trapezförmige Membership-Funktion für die Niederschlagsklasse 'Niesel' und die 4 Inputvariablen - links oben: Z_H [dBZ]; rechts oben: Z_{DR} [dB]; links unten: ρ_{HV} ; rechts unten: K_{DP} [°/km]

leichter Regen	Z_{DR} [dB]	Z_H [dBZ]	ρ_{HV}	K_{DP} [°/km]
Minimum	-0.88	2.00	0.925	-1.06
5.Perzentil	-0.40	7.00	0.942	-0.70
95.Perzentil	1.02	22.50	0.997	0.48
Maximum	1.43	26.50	0.999	1.12

Tabelle A2: Werte der trapezförmigen Membership-Funktion für die Niederschlagsklasse 'leichter Regen'

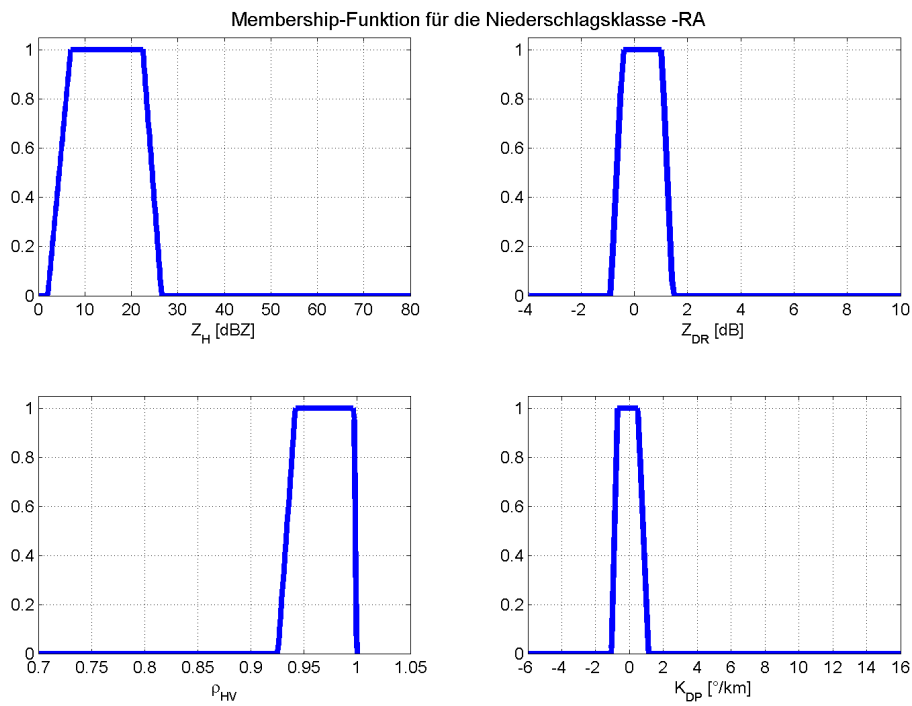


Abbildung 62: Trapezförmige Membership-Funktion für die Niederschlagsklasse 'leichter Regen' und die 4 Inputvariablen - links oben: Z_H [dBZ]; rechts oben: Z_{DR} [dB]; links unten: ρ_{HV} ; rechts unten: K_{DP} [°/km]

Mäßiger Regen	Z_{DR} [dB]	Z_H [dBZ]	ρ_{HV}	K_{DP} [°/km]
Minimum	-0.58	20.90	0.973	-1.06
5.Perzentil	-0.18	23.90	0.979	-0.35
95.Perzentil	1.50	34.50	0.997	0.71
Maximum	2.03	38.50	0.999	1.41

Tabelle A3: Werte der trapezförmigen Membership-Funktion für die Niederschlagsklasse 'mäßiger Regen'

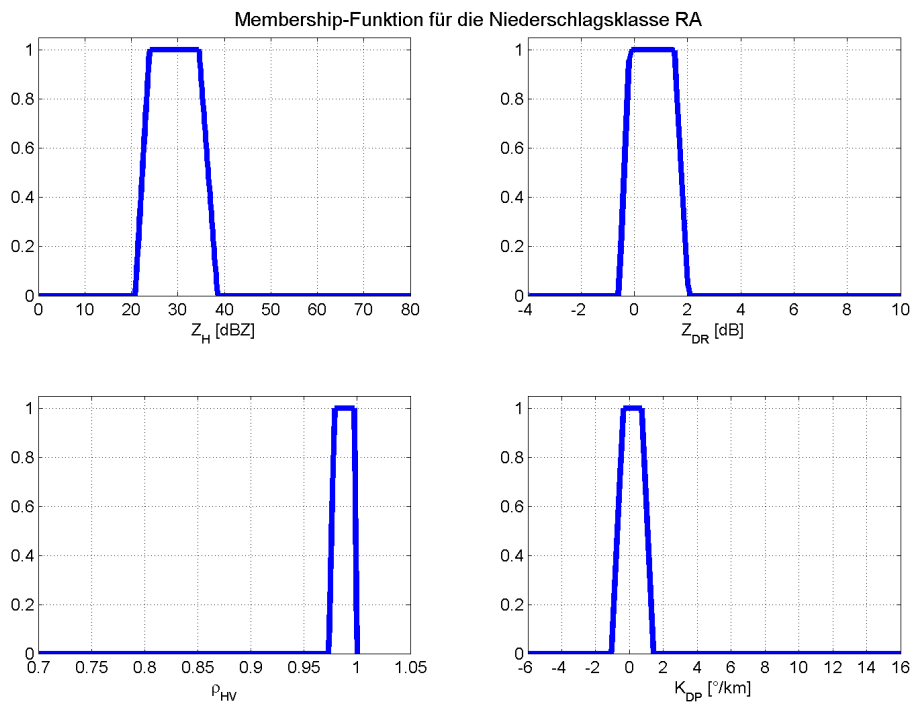


Abbildung 63: Trapezförmige Membership-Funktion für die Niederschlagsklasse 'mäßiger Regen' und die 4 Inputvariablen - links oben: Z_H [dBZ]; rechts oben: Z_{DR} [dB]; links unten: ρ_{HV} ; rechts unten: K_{DP} [°/km]

Starkregen	Z_{DR} [dB]	Z_H [dBZ]	ρ_{HV}	K_{DP} [°/km]
Minimum	-0.32	33.60	0.864	-3.53
5.Perzentil	0.97	39.10	0.893	-0.72
95.Perzentil	5.03	57.60	0.992	6.00
Maximum	6.12	63.10	0.998	7.76

Tabelle A4: Werte für Starkregen

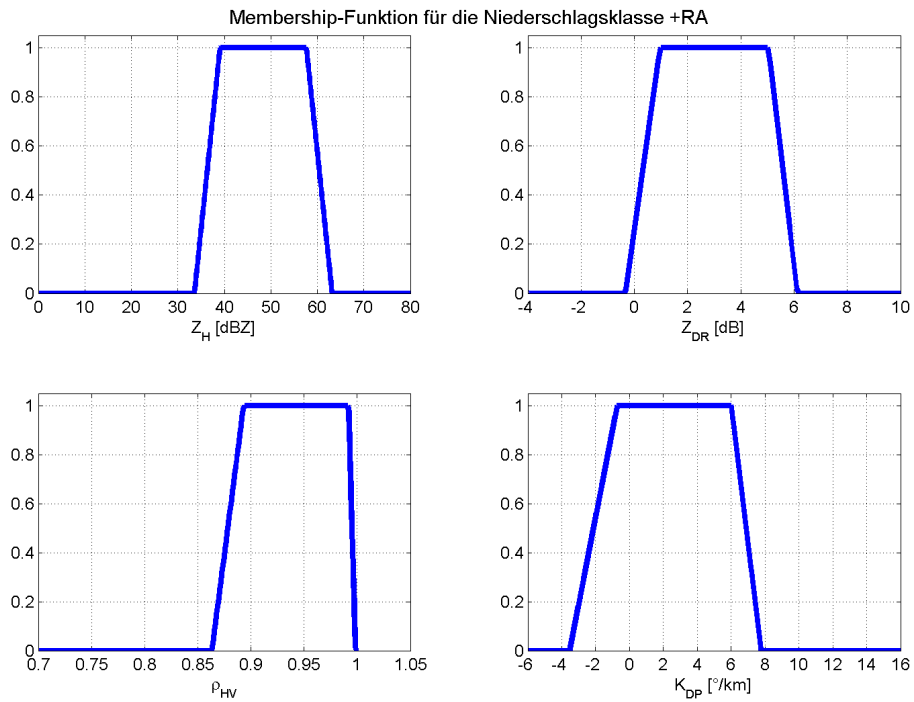


Abbildung 64: Trapezförmige Membership-Funktion für die Niederschlagsklasse 'Starkregen' und die 4 Inputvariablen - links oben: Z_H [dBZ]; rechts oben: Z_{DR} [dB]; links unten: ρ_{HV} ; rechts unten: K_{DP} [°/km]

Schnee	Z_{DR} [dB]	Z_H [dBZ]	ρ_{HV}	K_{DP} [°/km]
Minimum	-1.19	9.00	0.917	-0.88
5.Perzentil	-0.73	11.00	0.931	-0.60
95.Perzentil	0.67	19.50	0.995	0.71
Maximum	1.05	22.50	0.998	1.06

Tabelle A5: Werte der trapezförmigen Membership-Funktion für die Niederschlagsklasse 'Schnee'

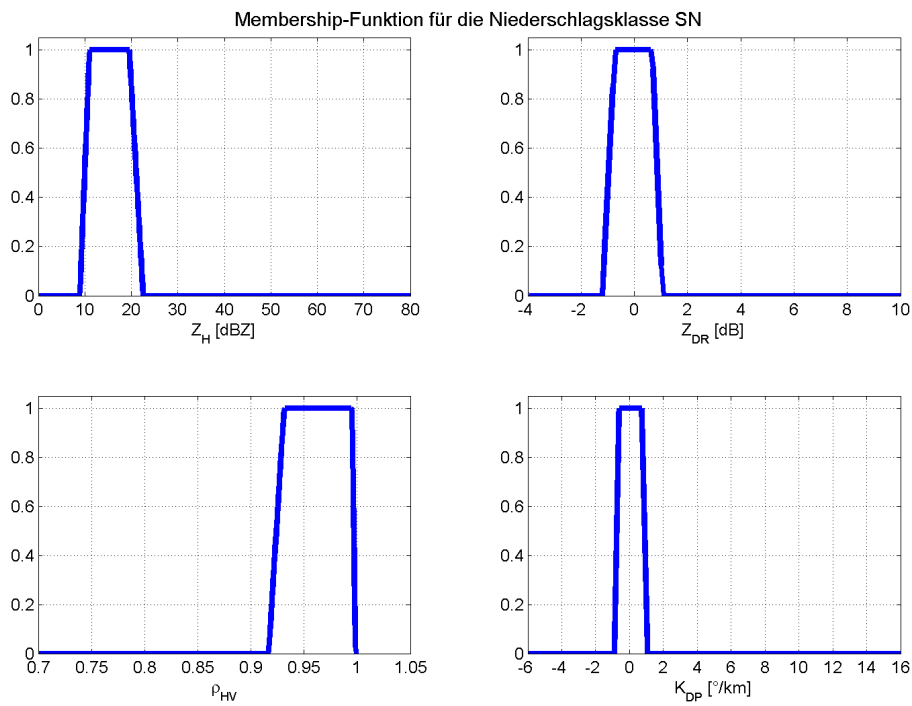


Abbildung 65: Trapezförmige Membership-Funktion für die Niederschlagsklasse 'Schnee' und die 4 Inputvariablen - links oben: Z_H [dBZ]; rechts oben: Z_{DR} [dB]; links unten: ρ_{HV} ; rechts unten: K_{DP} [°/km]

Graupel/Regen	Z_{DR} [dB]	Z_H [dBZ]	ρ_{HV}	K_{DP} [°/km]
Minimum	-0.84	13.90	0.974	-0.35
5.Perzentil	-0.39	21.13	0.979	-0.33
95.Perzentil	1.13	41.40	0.998	0.35
Maximum	1.49	46.50	0.999	0.56

Tabelle A6: Werte der trapezförmigen Membership-Funktion für die Niederschlagsklasse 'Graupel/Regengemisch'

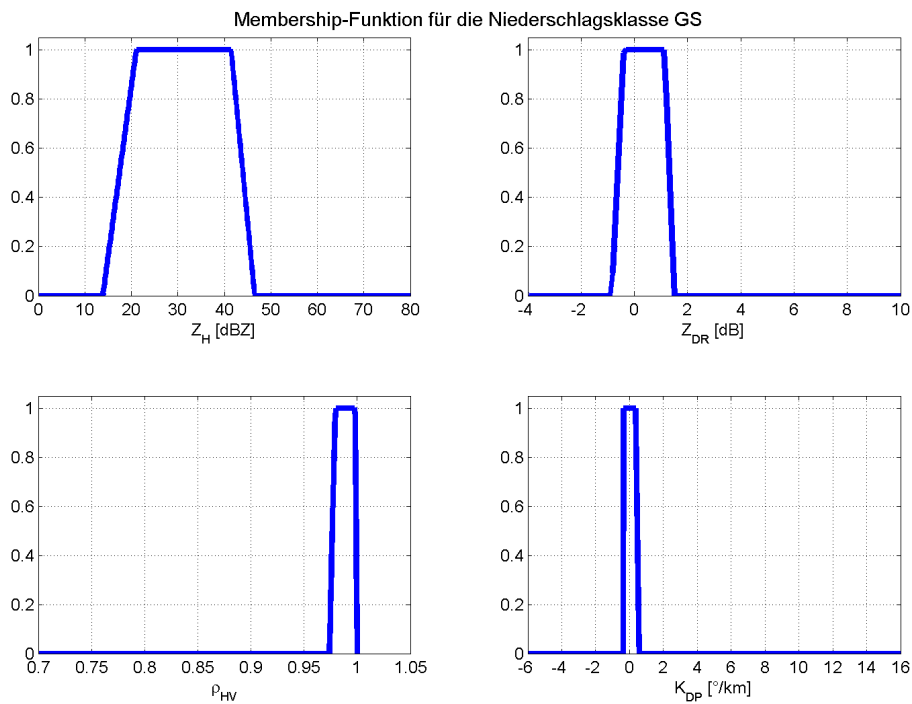


Abbildung 66: Trapezförmige Membership-Funktion für die Niederschlagsklasse 'Graupel-, Regengemisch' und die 4 Inputvariablen - links oben: Z_H [dBZ]; rechts oben: Z_{DR} [dB]; links unten: ρ_{HV} ; rechts unten: K_{DP} [°/km]

Hagel (trocken)	Z_{DR} [dB]	Z_H [dBZ]	ρ_{HV}	K_{DP} [°/km]
Minimum	-1.09	45.00	0.948	-1.76
5.Perzentil	-0.65	46.00	0.959	-1.06
95.Perzentil	0.78	62.60	0.997	1.41
Maximum	1.17	67.90	0.999	2.12

Tabelle A7: Werte der trapezförmigen Membership-Funktion für die Niederschlagsklasse 'trockener Hagel'

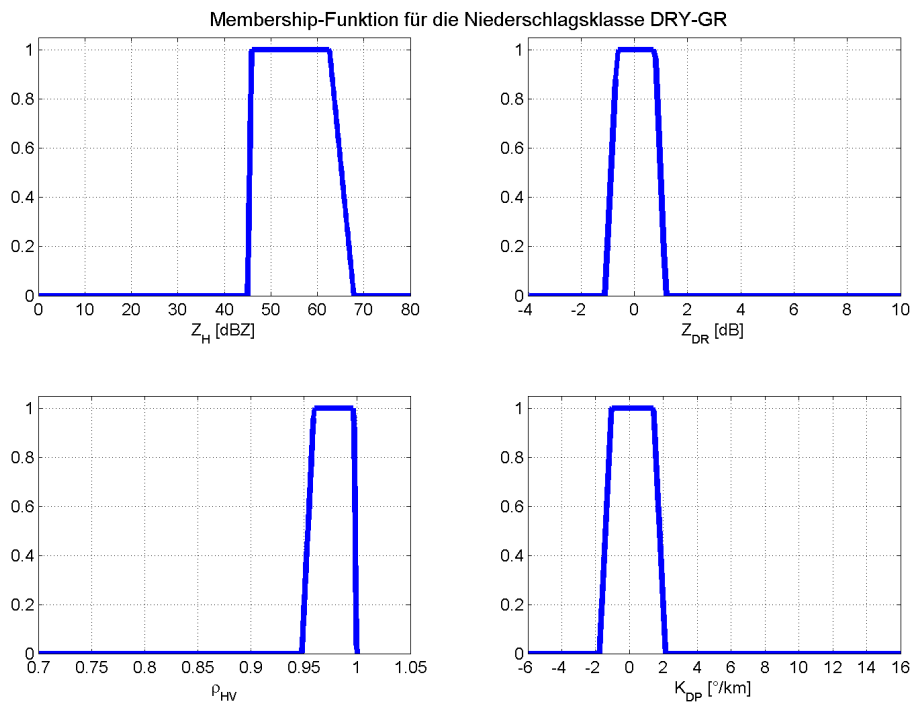


Abbildung 67: Trapezförmige Membership-Funktion für die Niederschlagsklasse 'Hagel oberhalb der Nullgradgrenze' und die 4 Inputvariablen - links oben: Z_H [dBZ]; rechts oben: Z_{DR} [dB]; links unten: ρ_{HV} ; rechts unten: K_{DP} [°/km]

Hagel (schmelzend)	Z_{DR} [dB]	Z_H [dBZ]	ρ_{HV}	K_{DP} [°/km]
Minimum	-1.39	45.10	0.815	-3.78
5.Perzentil	0.03	46.50	0.844	-1.41
95.Perzentil	6.21	64.30	0.980	8.81
Maximum	7.66	70.00	0.993	11.65

Tabelle A8: Werte der trapezförmigen Membership-Funktion für die Niederschlagsklasse 'schmelzender Hagel'

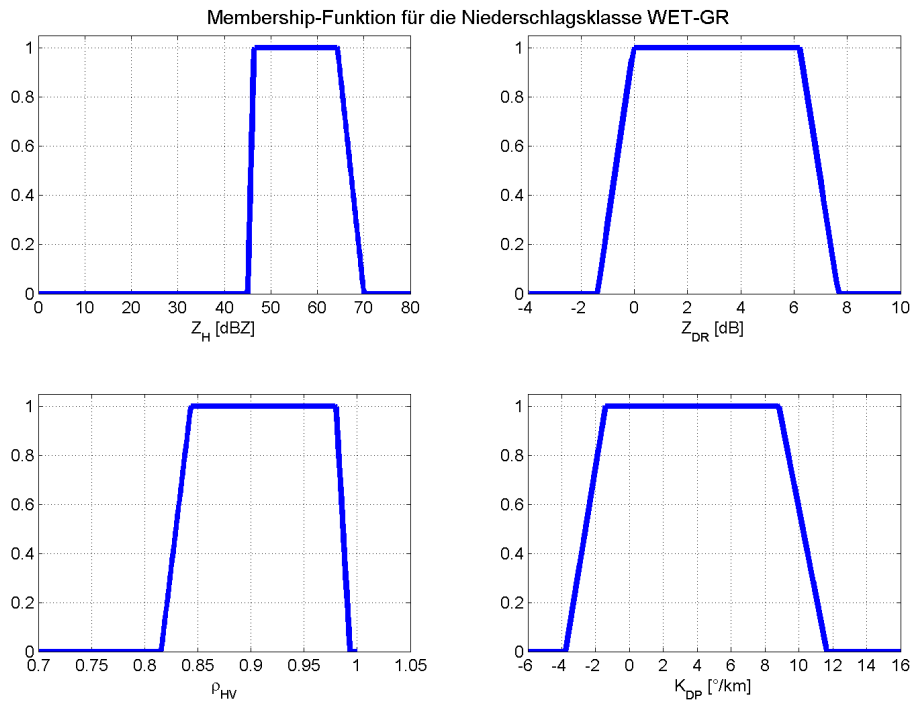


Abbildung 68: Trapezförmige Membership-Funktion für die Niederschlagsklasse 'Hagel unterhalb der Nullgradgrenze' und die 4 Inputvariablen - links oben: Z_H [dBZ]; rechts oben: Z_{DR} [dB]; links unten: ρ_{HV} ; rechts unten: K_{DP} [°/km]

B Niederschlagsereignisse

In den nachfolgenden Tabellen sind die betrachteten Niederschlagsereignisse zusammengefasst. Die für die Beobachtung verwendeten METAR-Meldungen wurden von den Mitarbeitern der ACG erstellt. Die verifizierten Niederschlagsereignisse für Starkregen und Hagel stammen von Einträgen in die 'European Severe Weather Database' [ESWD, 2014]. Die in den Tabellen aufgelisteten Nullgradgrenzen und Temperaturen stammen aus Radiosondenaufstiegen [University of Wyoming, 2014].

Niesel

Datum	29. März 2013 - 19:47 UTC
Radar	RAU
bestätigt	METAR Meldung LOWW: -DZ
Niederschlagsintensität	0.11 mm/h
Entfernung zum Radar	4 km bis 7 km
Azimut	20° bis 40°
Höhe des Radarstrahls	321 m bis 375 m amsl
Nullgradgrenze	732 m - Temp 11035 29/12 UTC
Bias Z_{dr}	0.85 dB
Bias Z_h	2 dBZ
Elevation	Elev 8

Tabelle B1: Niesel: 29. März 2013 - 19:47 UTC

Datum	05. April 2013 - 19:17 UTC
Radar	RAU
bestätigt	METAR Meldung LOWW: -DZ
Niederschlagsintensität	0.25 mm/h
Entfernung zum Radar	4 km bis 8 km
Azimut	15° bis 35°
Höhe Radarstrahl	322 m bis 396 m amsl
Nullgradgrenze	1280 m - Temp 11035 05/12 UTC
Bias Z_{dr}	1.05 dB
Bias Z_h	2 dBZ
Elevation	Elev 8

Tabelle B2: Niesel: 05. April 2013 - 19:17 UTC

Datum	03. Juli 2013 - 23:15 UTC
Radar	FEL
bestätigt	METAR Meldung LOWS: DZ
Niederschlagsintensität	0.15 mm/h
Entfernung zum Radar	29 km bis 35 km
Azimut	186° bis 192°
Höhe Radarstrahl	1397 m bis 1576 m amsl
Nullgradgrenze	3322 m - Temp 10868 03/23 UTC
Bias Z_{dr}	0.8 dB
Bias Z_h	0 dBZ
Elevation	Elev 7

Tabelle B3: Niesel: 03. Juli 2013 - 23:15 UTC

Datum	09. Februar 2014 - 17:17 UTC
Radar	RAU
bestätigt	METAR Meldung LOWW: -DZ
Niederschlagsintensität	0.23 mm/h
Entfernung zum Radar	4 km bis 8 km
Azimut	15° bis 35°
Höhe Radarstrahl	321 m bis 393 m amsl
Nullgradgrenze	701 m - Temp 11035 09/12 UTC
Bias Z_{dr}	0.90 dB
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 8

Tabelle B4: Niesel: 09. Februar 2014 - 17:17 UTC

Datum	23. Februar 2014 - 00:45 UTC
Radar	RAU
bestätigt	METAR Meldung LOWW: -DZ
Niederschlagsintensität	0.05 mm/h
Entfernung zum Radar	4 km bis 8 km
Azimut	20° bis 40°
Nullgradgrenze	1097 m - Temp 11035 23/00 UTC
Höhe Radarstrahl	377 m bis 473 m amsl
Bias Z_{dr}	0.9 dB
Bias Z_h	2 dBZ
Elevation	Elev 7

Tabelle B5: Niesel: 23. Februar 2014 - 00:45 UTC

Leichter Regen

Datum	19.04.2013 - 16:17 UTC
Radar	RAU
bestätigt	METAR Meldung LOWW: -RA
Niederschlagsintensität	0.29 mm/h
Entfernung zum Radar	4 km bis 8 km
Azimut	20° bis 40°
Höhe Radarstrahl	321 m bis 395 m amsl
Nullgradgrenze	2652 m - Temp 11035 19/12 UTC
Bias Z_{dr}	1.0 dB
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 8

Tabelle B6: leichter Regen: 19. April 2013 - 16:17 UTC

Datum	12. Mai 2013 - 00:17 UTC
Radar	RAU
bestätigt	METAR Meldung LOWW: -RA
Niederschlagsintensität	0.60 mm/h
Entfernung zum Radar	4 km bis 8 km
Azimut	20° bis 40°
Höhe Radarstrahl	321 m bis 395 m amsl
Nullgradgrenze	2073 m - Temp 11035 12/00 UTC
Bias Z_{dr}	0.95 dB
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 8

Tabelle B7: leichter Regen: 12. Mai 2013 - 00:17 UTC

Datum	05. Juni 2013 - 04:17 UTC
Radar	RAU
bestätigt	METAR Meldung LOWW: -RA
Niederschlagsintensität	0.80 mm/h
Entfernung zum Radar	4 km bis 8 km
Azimut	20° bis 38°
Höhe Radarstrahl	321 m bis 395 m amsl
Nullgradgrenze	2652 m - Temp 11035 05/00 UTC
Bias Z_{dr}	0.8 dB
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 8

Tabelle B8: leichter Regen: 05. Juni 2013 - 04:17 UTC

Datum	09.08.2013 - 23:17 UTC
Radar	RAU
bestätigt	METAR Meldung LOWW: -RA
Niederschlagsintensität	0.50 mm/h
Entfernung zum Radar	4 km bis 8 km
Azimut	20° bis 40°
Höhe Radarstrahl	321 m bis 395 m amsl
Nullgradgrenze	3749 m - Temp 11035 10/00 UTC
Bias Z_{dr}	0.95 dB
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 8

Tabelle B9: leichter Regen: 09. August 2013 - 23:17 UTC

Datum	29.10.2013 - 18:15 UTC
Radar	RAU
bestätigt	METAR Meldung LOWW: -RA
Entfernung zum Radar	4 km bis 8 km
Azimut	20° bis 40°
Höhe Radarstrahl	377 m bis 505 m amsl
Nullgradgrenze	2774 m - Temp 11035 29/12 UTC
Bias Z_{dr}	0.95 dB
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 7

Tabelle B10: leichter Regen: 29. Oktober 2013 - 18:15 UTC

Mäßiger Regen

Datum	18. Juni 2011, 23:55 UTC
Radar	RAU
bestätigt	METAR Meldung LOWW: RA
Niederschlagsintensität	3.50 mm/h
Entfernung zum Radar	4 km bis 8 km
Azimut	25° bis 45°
Höhe Radarstrahl	376 m bis 503 m amsl
Nullgradgrenze	2286 m - Temp 11035 19/00UTC
Bias Z_{dr}	Bias fällt im Laufe des Ereignisses von 2.0 auf 1.5 Mittelwert: 1.75 dB
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 7

Tabelle B11: Regen: 18. Juni 2011 - 23:55 UTC

Datum	04. Juni 2012 - 12:47 UTC
Radar	RAU
bestätigt	METAR Meldung LOWW: RA
Niederschlagsintensität	1.80 mm/h
Entfernung zum Radar	10 km bis 15 km
Azimut	10° bis 30°
Höhe Radarstrahl	428 m bis 522 m amsl
Nullgradgrenze	2957 m - Temp 11035 04/12 UTC
Bias Z_{dr}	1.8 dB
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 8

Tabelle B12: Regen: 04. Juni 2012 - 12:47 UTC

Datum	26. August 2012 - 11:47
Radar	RAU
bestätigt	METAR Meldung LOWW: RA
Niederschlagsintensität	1.60 mm/h
Entfernung zum Radar	4 km bis 8 km
Azimut	35° bis 55°
Höhe Radarstrahl	321 m bis 395 m amsl
Nullgradgrenze	2896 m - Temp 11035 26/12 UTC
Bias Z_{dr}	Annahme: Bias = 1.9 dB
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 8

Tabelle B13: Regen: 26. August 2012 - 11:17 UTC

Datum	30. Mai 2013 - 11:45 UTC
Radar	RAU
bestätigt	METAR Meldung LOWW: RA
Niederschlagsintensität	3.90 mm/h
Entfernung zum Radar	4 km bis 8 km
Azimut	32° bis 52°
Höhe Radarstrahl	377 m bis 505 m amsl
Nullgradgrenze	2957 m - Temp 11035 30/12 UTC
Bias Z_{dr}	0.95 dB
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 7

Tabelle B14: Regen: 30. Mai 2013 - 11:45 UTC

Datum	11. November 2013 - 02:45 UTC
Radar	RAU
bestätigt	METAR Meldung LOWW: RA
Niederschlagsintensität	2.90 mm/h
Entfernung zum Radar	4 km bis 8 km
Azimut	20° bis 40°
Höhe Radarstrahl	377 m bis 505 m amsl
Nullgradgrenze	1006 m - Temp 11035 11/12 UTC
Bias Z_{dr}	0.95 dB
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 7

Tabelle B15: Regen: 11. November 2013 - 02:45 UTC

Starkregen

Datum	04. August 2012 - 22:31 UTC
Radar	RAU
bestätigt	[ESWD, 2014]: 22:22 UTC $\pm$ 15 min ($\phi = 48.18\text{N}$, $\lambda = 16.43\text{E}$) Starkregen
Entfernung zum Radar	10 km bis 17 km
Azimut	315° bis 330°
Höhe Radarstrahl	430 m bis 564 m amsl
Nullgradgrenze	3688 m - Temp 11035 05/00 UTC
Bias Z_{dr}	1.75 dB (Monatsmittel)
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 8

Tabelle B16: Starkregen: 04. August 2012 - 22:31 UTC

Datum	17. April 2013 - 12:07 UTC
Radar	RAU
bestätigt	[ESWD, 2014]: 12:12 UTC ($\phi = 48.09\text{N}$, $\lambda = 16.31\text{E}$) Starkregen
Entfernung zum Radar	14 km bis 18 km
Azimut	260° bis 272°
Höhe Radarstrahl	489 m bis 586 m amsl
Nullgradgrenze	2652 m - Temp 11035 17/12 UTC
Bias Z_{dr}	1.0 dB
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 8

Tabelle B17: Starkregen: 17. April 2013 - 12:07 UTC

Datum	21. Mai 2013 - 17:52 UTC
Radar	RAU
bestätigt	[ESWD, 2014]: 17:57 UTC ($\phi = 48.13\text{N}$, $\lambda = 16.47\text{E}$) Starkregen
Entfernung zum Radar	8 km bis 12 km
Azimut	314° bis 340°
Höhe Radarstrahl	395 m bis 470 m amsl
Nullgradgrenze	2347 m - Temp 11035 21/12 UTC
Bias Z_{dr}	0.95 dB
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 8

Tabelle B18: Starkregen: 21. Mai 2013 - 17:52 UTC

Datum	05. Juli 2013 - 18:40 UTC
Radar	RAU
bestätigt	[ESWD, 2014]: 18:40 $\pm$ 40 min UTC ($\phi = 48.22\text{N}$, $\lambda = 15.82\text{E}$) Starkregen
Entfernung zum Radar	51 km bis 59 km
Azimut	255° bis 270°
Höhe Radarstrahl	2005 m bis 2308 m amsl
Nullgradgrenze	3627 m - Temp 11035 05/12 UTC
Bias Z_{dr}	0.95 dB
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 7

Tabelle B19: Starkregen: 05. Juli 2013 - 18:40 UTC

Datum	24. Mai 2014 - 14:00 UTC
Radar	RAU
bestätigt	[ESWD, 2014]: 14:00 UTC $\pm$ 30 min ($\phi = 48.25\text{N}$, $\lambda = 16.34\text{E}$) < 3km Starkregen
Entfernung zum Radar	24 km bis 28 km
Azimut	320° bis 338°
Höhe Radarstrahl	1004 m bis 1176 m amsl
Nullgradgrenze	3170 m - Temp 11035 24/12 UTC
Bias Z_{dr}	0.5 dB
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 7

Tabelle B20: Starkregen: 24. Mai 2014 - 14:00 UTC

Schnee

Datum	07. Februar 2012, 07:47 UTC
Radar	RAU
bestätigt	Metar LOWW: SN
Niederschlagsintensität	0.16 mm/h
Entfernung zum Radar	4 km bis 8 km
Azimut	20° bis 40°
Höhe Radarstrahl	321 m bis 393 m amsl
Nullgradgrenze	sfc - Temp 11035 07/12 UTC
Temperatur @ 385 m	$\approx -11^\circ$ Temp 11035 07/12 UTC
Bias Z_{dr}	Monatsmittel: 2.2 dB
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 8

Tabelle B21: Schnee: 07. Februar 2012 - 07:47 UTC

Datum	14. Jänner 2013, 06:17 UTC
Radar	RAU
bestätigt	METAR Meldung LOWW: SN
Niederschlagsintensität	0.82 mm/h
Entfernung zum Radar	4 km bis 8 km
Azimut	30° bis 50°
Höhe Radarstrahl	321 m bis 393 m amsl
Nullgradgrenze	sfc - Temp 11035 14/00 UTC
Temperatur @ 590 m	$\approx -6.3^\circ$ Temp 11035 14/00 UTC
Bias Z_{dr}	2.35
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 8

Tabelle B22: Schnee: 14. Jänner 2013, 06:17 UTC

Datum	17. Jänner 2013, 14:00 UTC
Radar	RAU
bestätigt	METAR LOWW: SN
Niederschlagsintensität	0.60 mm/h
Entfernung zum Radar	4 km bis 8 km
Azimut	20° bis 40°
Höhe Radarstrahl	376 m bis 503 m amsl
Nullgradgrenze	sfc - Temp 11035 17/12 UTC
Temperatur @ 400 m	$\approx -2.7^\circ$ Temp 11035 17/12 UTC
Bias Z_{dr}	2.35 dB
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 7

Tabelle B23: Schnee: 17. Jänner 2013 - 14:00 UTC

Datum	18. Jänner 2013, 15:17 UTC
Radar	RAU
bestätigt	METAR Meldung LOWW: SN
Niederschlagsintensität	0.70 mm/h
Entfernung zum Radar	4 km bis 8 km
Azimut	20° bis 40°
Höhe Radarstrahl	321 m bis 393 m amsl
Nullgradgrenze	sfc - Temp 11035 18/12 UTC
Temperatur @ 619 m	$\approx -7.5^\circ$ Temp 11035 18/12 UTC
Bias Z_{dr}	2.4 dB
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 8

Tabelle B24: Schnee: 18. Jänner 2013, 15:17 UTC

Datum	14. Februar 2013, 09:15 UTC
Radar	RAU
bestätigt	METAR Meldung LOWW: SN
Niederschlagsintensität	0.73 mm/h
Entfernung zum Radar	4 km bis 8 km
Azimut	20° bis 40°
Höhe Radarstrahl	376 m bis 504 m amsl
Bias Z_{dr}	2.35
Bias Z_h	2 dBZ
Nullgradgrenze	24 m - Temp 11035 14/12 UTC
Temperatur @ 515 m	$\approx -2.7^\circ$ Temp 11035 14/12 UTC
betrachtete Elevationen	Elev 7

Tabelle B25: Schnee: 14. Februar 2013, 09:47 UTC

Regen-, Graupelgemisch

Datum	06. Dezember 2013, 06:17 UTC
Radar	RAU
bestätigt	METAR LOWW: -SHGS
Entfernung zum Radar	5 km bis 9 km
Azimut	20° bis 40°
Höhe Radarstrahl	337 m bis 408 m amsl
Nullgradgrenze	640 m - Temp 11035 06/12 UTC
Bias Z_{dr}	0.8 dB
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 8

Tabelle B26: Regen-, Graupelgemisch: 06. Dezember 2013, 06:17 UTC

Datum	09. Februar 2014, 15:17 UTC
Radar	FEL
bestätigt	METAR LOWS: SHRAGS
Entfernung zum Radar	25 km bis 35 km
Azimut	181° bis 189°
Höhe Radarstrahl	1459 m bis 1843 m amsl
Nullgradgrenze	1097 m - Temp 10868 09/11 UTC
Bias Z_{dr}	0.85 dB
Bias Z_h	0 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 7

Tabelle B27: Regen-, Graupelgemisch: 09. Februar 2014, 15:17 UTC

Datum	15. März 2014, 15:45 UTC
Radar	RAU
bestätigt	Beobachtung von LOWW Mitarbeiter
Entfernung zum Radar	22 km bis 28 km
Azimut	260° bis 272°
Höhe Radarstrahl	969 m bis 1176 m amsl
Nullgradgrenze	keine Daten bei Radiosonde 15/12Z: (15/00Z ≈ 2500 - 16/00Z ≈ 1200 m) Temp 11035 14/00 UTC
Bias Z_{dr}	1.0 dB
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 7

Tabelle B28: Regen-, Graupelgemisch: 15. März 2014, 15:45 UTC

Datum	09. April 2014, 13:17 UTC
Radar	RAU
bestätigt	METAR Meldung LOXT: -SHRAGS
Entfernung zum Radar	39 km bis 42 km
Azimut	306° bis 317°
Höhe Radarstrahl	983 m bis 1070 m amsl
Nullgradgrenze	1376 m - Temp 11035 09/12 UTC
Bias Z_{dr}	0.9 dB
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 8

Tabelle B29: Regen-, Graupelgemisch: 09. April 2014, 13:17 UTC

Hagel oberhalb der Nullgradgrenze

Datum	03. Juni 2012, 13:20 UTC
Radar	RAU
bestätigt	[ESWD, 2014]: 13:30 UTC $\pm$ 30 min, $\phi = 47.90\text{N}$, $\lambda = 16.20\text{E}$ max. Hagelgröße: 3 cm
Entfernung zum Radar	31 km bis 36 km
Azimut	226° bis 239°
Höhe Radarstrahl	6751 m bis 7809 m amsl
Nullgradgrenze	3536 - Temp 11035 03/12 UTC $\approx -22.9^\circ$
Temperatur @ 7173 m	Temp 11035 03/12 UTC
Bias Z_{dr}	1.75 dB (Monatsmittel)
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 3
Sonstiges	Elev3: Gebiet über Nullgradgrenze - Trockener Hagel $Z_H > 45$ dBZ

Tabelle B30: Hagel oberhalb der Nullgradgrenze - 03. Juni 2012 - 13:20 UTC

Datum	08. Juni 2012, 18:15 UTC
Radar	RAU
bestätigt	[ESWD, 2014]: 18:10 UTC $\pm$ 15 min ($\phi = 48.18\text{ N}$, $\lambda = 16.28\text{ E}$) max. Hagelgröße: 2 cm
Entfernung zum Radar	20 km bis 30 km
Azimut	290° bis 320°
Höhe Radarstrahl	5280 m bis 7811 m amsl
Nullgradgrenze	3658 m - Temp 11035 08/12 UTC $\approx -24.5^\circ$
Temperatur @ 7410 m	Temp 11035 08/12 UTC
Bias Z_{dr}	1.75 dB
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 3
Sonstiges	Elev3: Gebiet über Nullgradgrenze - Trockener Hagel $Z_H > 45$ dBZ

Tabelle B31: Hagel oberhalb der Nullgradgrenze - 08. Juni 2012 - 18:15 UTC

Datum	29. Juni 2012, 14:27 UTC
Radar	RAU
bestätigt	[ESWD, 2014]: 14:30 UTC ($\phi = 47.77\text{N}$, $\lambda = 16.28\text{E}$) max. Hagelgröße: 3 cm
Entfernung zum Radar	38 km bis 44 km
Azimut	208° bis 217°
Höhe Radarstrahl	6926 m bis 7995 m amsl
Nullgradgrenze	3871 m - Temp 11035 29/12 UTC $\approx -22.7^\circ$
Temperatur @ 7480 m	Temp 11035 29/12 UTC
Bias Z_{dr}	1.75 dB (Monatsmittel)
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 4
Sonstiges	Elev4: Gebiet über Nullgradgrenze - Trockener Hagel $Z_H > 45$ dBZ

Tabelle B32: Hagel oberhalb der Nullgradgrenze - 29. Juni 2012 - 14:27 UTC

Datum	21. Mai 2013, 17:15 UTC
Radar	RAU
bestätigt	[ESWD, 2014]: 17:17 UTC, $\phi = 47.97\text{N}$, $\lambda = 16.21\text{E}$ max. Hagelgröße: 2 cm
Entfernung zum Radar	24 km bis 29 km
Azimut	230° bis 242°
Höhe Radarstrahl	5271 m bis 6325 m amsl
Nullgradgrenze	2347 m - Temp 11035 21/12 UTC
Temperatur @ 5673 m	$\approx -24.3^\circ$ Temp 11035 21/12 UTC
Bias Z_{dr}	0.95 dB
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 3
Sonstiges	Elev3: Gebiet über Nullgradgrenze - Trockener Hagel $Z_H > 45 \text{ dBZ}$

Tabelle B33: Hagel oberhalb der Nullgradgrenze - 21. Mai 2013 - 17:20 UTC

Datum	22. Juni 2013 - 16:10 UTC
Radar	RAU
bestätigt	[ESWD, 2014]: 16:06 $\pm$ 5 min UTC $\phi = 48.02\text{N}$, $\lambda = 16.28\text{E}$ max. Hagelgröße: 3 cm
Entfernung zum Radar	17 km bis 25 km
Azimut	235° bis 260°
Höhe Radarstrahl	5519 m bis 8009 m amsl
Nullgradgrenze	3932 m - Temp 11035 22/12 UTC
Temperatur @ 6887 m	$\approx -20.9^\circ$ Temp 11035 22/12 UTC
Bias Z_{dr}	0.95 dB
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 2
Sonstiges	Elev2: Gebiet über Nullgradgrenze - Trockener Hagel $Z_H > 45 \text{ dBZ}$

Tabelle B34: Hagel oberhalb der Nullgradgrenze - 22. Juni 2013 - 16:10 UTC

Hagel unterhalb der Nullgradgrenze

Datum	03. Juni 2012, 13:20 UTC
Radar	RAU
bestätigt	[ESWD, 2014]: 13:30 UTC $\pm$ 30 min, $\phi = 47.90\text{N}$, $\lambda = 16.20\text{E}$ max. Hagelgröße: 3 cm
Entfernung zum Radar	27 km bis 30 km
Azimut	226° bis 233°
Höhe Radarstrahl	1141 m bis 1245 m amsl
Nullgradgrenze	3536 - Temp 11035 03/12 UTC
Bias Z_{dr}	1.75 dB (Monatsmittel)
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 7
Sonstiges	Elev7: Gebiet unter der Nullgradgrenze - nasser Hagel $Z_H > 45$ dBZ

Tabelle B35: Hagel unterhalb der Nullgradgrenze - 03. Juni 2012 - 13:20 UTC

Datum	08. Juni 2012, 18:15 UTC
Radar	RAU
bestätigt	[ESWD, 2014]: 18:10 UTC $\pm$ 15 min ($\phi = 48.18\text{ N}$, $\lambda = 16.28\text{ E}$) max. Hagelgröße: 2 cm
Entfernung zum Radar	20 km bis 30 km
Azimut	280° bis 320°
Höhe Radarstrahl	902 m bis 1245 m amsl
Nullgradgrenze	$\approx$ 3600 m - Temp 11035 08/12UTC
Bias Z_{dr}	1.75 dB
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 7
Sonstiges	Elev7: Gebiet unter der Nullgradgrenze - nasser Hagel $Z_H > 45$ dBZ

Tabelle B36: Hagel unterhalb der Nullgradgrenze - 08. Juni 2012 - 18:15 UTC

Datum	29. Juni 2012, 14:27 UTC
Radar	RAU
bestätigt	[ESWD, 2014]: 14:30 UTC ($\phi = 47.77\text{N}$, $\lambda = 16.28\text{E}$) max. Hagelgröße: 3 cm
Entfernung zum Radar	37 km bis 42 km
Azimut	208° bis 217°
Höhe Radarstrahl	976 m bis 1087 m amsl
Nullgradgrenze	3871 m - Temp 11035 29/12 UTC
Bias Z_{dr}	1.75 dB (Monatsmittel)
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 8
Sonstiges	Elev8: Gebiet unter der Nullgradgrenze - nasser Hagel $Z_H > 45$ dBZ

Tabelle B37: Hagel unterhalb der Nullgradgrenze - 29. Juni 2012 - 14:27 UTC

Datum	21. Mai 2013, 17:15 UTC
Radar	RAU
bestätigt	[ESWD, 2014]: 17:17 UTC, ($\phi = 47.97\text{N}$, $\lambda = 16.21\text{E}$) max. Hagelgröße: 2 cm
Entfernung zum Radar	22 km bis 28 km
Azimut	234° bis 350°
Höhe Radarstrahl	972 m bis 1179 m amsl
Nullgradgrenze	≈ 2400 m - Temp 11035 21/12 UTC
Bias Z_{dr}	0.95 dB
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 7
Sonstiges	Elev7: Gebiet unter der Nullgradgrenze - nasser Hagel $Z_H > 45$ dBZ

Tabelle B38: Hagel unterhalb der Nullgradgrenze - 21. Mai 2013 - 17:20 UTC

Datum	22. Juni 2013 - 16:10 UTC
Radar	RAU
bestätigt	[ESWD, 2014]: 16:06 $\pm$ 5 min UTC ($\phi = 48.02\text{N}$, $\lambda = 16.28\text{E}$) max. Hagelgröße: 3 cm
Entfernung zum Radar	17 km bis 23 km
Azimut	235° bis 260°
Höhe Radarstrahl	801 m bis 1006 m amsl
Nullgradgrenze	3932 m - Temp 11035 02/12UTC
Bias Z_{dr}	0.95 dB
Bias Z_h	2 dBZ
betrachtete Elevationen	Elev 7
Sonstiges	Elev7: Gebiet unter der Nullgradgrenze - nasser Hagel $Z_H > 45$ dBZ

Tabelle B39: Hagel unterhalb der Nullgradgrenze - 22. Juni 2013 - 16:10 UTC

Abbildungsverzeichnis

1	Grundbestandteile eines Radars - [Hagen, 2012]	10
2	Standorte der 5 österreichischen Wetterradaranlagen - [Kaltenböck, 2012b]	12
3	Interleave Scan-Strategie für das WXR FEL - [Kaltenböck, 2011] . .	13
4	Kugelförmige Ausbreitung in alle Richtungen bei Verwendung einer isotropen Antenne - [Hagen, 2012]	14
5	Bei Verwendung einer gerichteten Antenne, wird die emittierte Leistung in einem Raumwinkel gebündelt - [Hagen, 2012]	14
6	Streueregionen in Abhängigkeit des Partikeldurchmessers D sowie der verwendeten Wellenlänge λ des Radars - [Hagen, 2012]	17
7	Höhe des Radarstrahls über Grund als Funktion der Entfernung und der Elevation.	19
8	Dämpfungsverluste beim Durchqueren eines Regenfeldes für unterschiedliche Radarwellenlängen und Niederschlagsintensitäten - [Hagen, 2012].	20
9	Schematische Darstellung einer 'Fuzzy Logic'-Methode - [Graf, 2013].	23
10	Membership-Funktionen für die Ausgabeklassen Regen und Schnee sowie Z_{DR} als Eingangsvariable - [Graf, 2013].	23
11	Trapezförmige Membership-Funktion für eine beliebige polarimetrische Variable X - [Park, 2009]	24
12	Fallverhalten von Graupel - [Rinehart, 2010]	32
13	Phasenverschiebung verursacht durch die verzögerte Ausbreitung der horizontal polarisierten Welle, beim Durchqueren eines Niederschlagsgebietes mit abgeplatteten Hydrometeoren - [Graf, 2013] . .	34
14	Entfernungsabhängigkeit des Wetterradars - [MetEd, 2014]	39
15	Zuverlässigkeit der Radardaten in Abhängigkeit der Entfernung - [MetEd, 2014]	40
16	Anwendung eines Clutterfilters und die daraus resultierende Dopplernulllinie. Links: Radarreflektivität vor der Clutterfilterung; Rechts: Dopplergeschwindigkeit; Mitte: Clutter-gefilterte Reflektivität mit 'Zero-Snake' - [Kaltenböck, 2013]	41
17	Gut erkennbare Ringstrukturen in den PPIs von Z_H , Z_{DR} sowie ρ_{HV} - [Kaltenböck, 2012b].	42
18	Empirisch ermittelte Dichtefunktion für die Texture von ϕ_{DP} - [Gourley, 2007]	45
19	Hagelereignis am 8. Juni 2012 in der Nähe von Wien. Plan Position Indikator (PPI) Darstellung bei einer Elevation von 1° - links: unkorrigierte Reflektivität Z_H ; Mitte: korrigierte Reflektivität $Z_{H_{corr}}$; rechts: differentiellen Phase ϕ_{DP} - [Kaltenböck, 2012a].	49

20	Hagelereignis am 8. Juni 2012 in der Nähe von Wien. Dämpfung des Radarsignals beim Durchqueren der Hagelzelle bei einem Azimutwinkel von 351° . Die dünne rote bzw. blaue Linie entspricht den unkorrigierten Werte von Z_H bzw. Z_{DR} . Das ungefilterte und gemittelte ϕ_{DP} wird durch die gelbe bzw. grüne Linie dargestellt.	49
21	Darstellungsmethode für die Identifizierung von Ausreißern - [Cramer, 2008].	51
22	Box-Plots der polarimetrischen Messgrößen für verschiedene Niederschlagsklassen: a) Z_H , b) Z_{DR} , c) ρ_{HV} und d) K_{DP} . Die als Ausreißer identifizierten Werte sind in Rot dargestellt.	52
23	Absolute Häufigkeitsverteilung der Eingangsvariable Z_H [dBZ] für unterschiedliche Hydrometeore. Die Histogramme der bereinigten Daten sind in Blau dargestellt, mit dazugehöriger linker y-Achse. Für die Ausreißer (in Magenta) gilt die rechte y-Achse. Die roten Linien deuten das 5. und 95. Perzentil der Verteilung an. Die Größe des bereinigten Datenkollektivs und die Anzahl der Ausreißer sind durch die Symbole N_D und N_a in den Graphiken vermerkt.	53
24	Absolute Häufigkeitsverteilung der Eingangsvariable Z_{DR} [dB] für unterschiedliche Hydrometeore. Die Histogramme der bereinigten Daten sind in Blau dargestellt, mit dazugehöriger linker y-Achse. Für die Ausreißer (in Magenta) gilt die rechte y-Achse. Die roten Linien deuten das 5. und 95. Perzentil der Verteilung an. Die Größe des bereinigten Datenkollektivs und die Anzahl der Ausreißer sind durch die Symbole N_D und N_a in den Graphiken vermerkt.	54
25	Absolute Häufigkeitsverteilung der Eingangsvariable ρ_{HV} für unterschiedliche Hydrometeore. Die Histogramme der bereinigten Daten sind in Blau dargestellt, mit dazugehöriger linker y-Achse. Für die Ausreißer (in Magenta) gilt die rechte y-Achse. Die roten Linien deuten das 5. und 95. Perzentil der Verteilung an. Die Größe des bereinigten Datenkollektivs und die Anzahl der Ausreißer sind durch die Symbole N_D und N_a in den Graphiken vermerkt.	55
26	Streudiagramme für die Parameter Z_H und Z_{DR} für die Niederschlagsklasse 'Niesel'	57
27	Streudiagramme für die Parameter Z_H und Z_{DR} für die Niederschlagsklasse 'leichter Regen'	58
28	Streudiagramme für die Parameter Z_H und ρ_{HV} für die Niederschlagsklasse 'Niesel'	59
29	Streudiagramme für die Parameter Z_H und ρ_{HV} für die Niederschlagsklasse 'leichter Regen'	60
30	Streudiagramme für die Parameter Z_h und K_{DP} für die Niederschlagsklasse 'Niesel'	61
31	Streudiagramme für die Parameter Z_h und K_{DP} für die Niederschlagsklasse 'leichter Regen'	62

32	Streudiagramme für die Parameter Z_H und Z_{DR} für die Niederschlagsklasse 'gefrierender Regen'	63
33	Streudiagramme für die Parameter Z_H und ρ_{HV} für die Niederschlagsklasse 'gefrierender Regen'	64
34	Streudiagramme für die Parameter Z_H und Z_{DR} für die Niederschlagsklasse 'mäßiger Regen'	66
35	Streudiagramme für die Parameter Z_H und ρ_{HV} für die Niederschlagsklasse 'mäßiger Regen'	67
36	Streudiagramme für die Parameter Z_H und K_{DP} für die Niederschlagsklasse 'mäßiger Regen'	68
37	Starkregenereignis vom 24. Mai 2014 in Wien. Radarstrahl entlang der Ausbreitungsrichtung bei einem festen Azimutwinkel von 332° . a,b) korrigiertes und unkorriertes Z_H und Z_{DR} , c) ungemitteltes sowie gemitteltes ϕ_{DP} , d) K_{DP}	69
38	Azimet-Entfernungsdarstellung des Starkregenereignisses vom 24. Mai 2014 in Wien. Das in schwarz eingezeichnete Rechteck zeigt das betrachtete Regengebiet. a) Z_H [dBZ], b) Z_{DR} [dB].	70
39	Streudiagramme für die Parameter Z_H und Z_{DR} für die Niederschlagsklasse 'Starkregen'	71
40	Streudiagramme für die Parameter Z_H und ρ_{HV} für die Niederschlagsklasse 'Starkregen'	72
41	Streudiagramme für die Parameter Z_H und K_{DP} für die Niederschlagsklasse 'Starkregen'	73
42	Streudiagramme für die Parameter Z_H und Z_{DR} für die Niederschlagsklasse 'Schnee'	75
43	Streudiagramme für die Parameter Z_H und ρ_{HV} für die Niederschlagsklasse 'Schnee'	76
44	Streudiagramme für die Parameter Z_H und K_{DP} für die Niederschlagsklasse 'Schnee'	77
45	Streudiagramme für die Parameter Z_H und Z_{DR} für die Niederschlagsklasse 'Graupel-, Regengemisch'	79
46	Streudiagramme für die Parameter Z_H und ρ_{HV} für die Niederschlagsklasse 'Graupel-, Regengemisch'	80
47	Streudiagramme für die Parameter Z_H und K_{DP} für die Niederschlagsklasse 'Graupel-, Regengemisch'	81
48	Streudiagramme für die Parameter Z_H und Z_{DR} für Hagel oberhalb der Nullgradgrenze	83
49	Streudiagramme für die Parameter Z_H und ρ_{HV} für Hagel oberhalb der Nullgradgrenze	84
50	Streudiagramme für die Parameter Z_H und K_{DP} für Hagel oberhalb der Nullgradgrenze	85
51	Streudiagramme für die Parameter Z_H und Z_{DR} für Hagel unterhalb der Nullgradgrenze	87

52	Streudiagramme für die Parameter Z_H und ρ_{HV} für Hagel unterhalb der Nullgradgrenze	88
53	Streudiagramme für die Parameter Z_H und K_{DP} für Hagel unterhalb der Nullgradgrenze	89
54	Z_{DR} als Funktion des Reflektivitätsfaktors Z_H für verschiedene Hydrometeore. Die roten Rechtecke stellen die Wertebereiche aus Graf (2013) dar, äquivalent dazu sind die blauen Rechtecke mit den Werten aus Keenan (2003) und in Magenta die simulierten Daten aus Dolan (2013) eingezeichnet.	92
55	ρ_{HV} als Funktion des Reflektivitätsfaktors Z_H für verschiedene Hydrometeore. Die roten Rechtecke stellen die Wertebereiche aus Graf (2013) dar, äquivalent dazu sind die blauen Rechtecke mit den Werten aus Keenan (2003) und in Magenta die simulierten Daten aus Dolan (2013) eingezeichnet.	93
56	K_{DP} als Funktion des Reflektivitätsfaktors Z_H für verschiedene Hydrometeore. Die roten Rechtecke stellen die Wertebereiche aus Graf (2013) dar, äquivalent dazu sind die blauen Rechtecke mit den Werten aus Keenan (2003) und in Magenta die simulierten Daten aus Dolan (2013) eingezeichnet.	94
57	Trapezförmige Membership-Funktion für die Inputvariable Z_H [dBZ].	98
58	Trapezförmige Membership-Funktion für die Inputvariable Z_{DR} [dB].	99
59	Trapezförmige Membership-Funktion für die Inputvariable ρ_{HV} . . .	100
60	Trapezförmige Membership-Funktion für die Inputvariable K_{DP} [°/km].	101
61	Trapezförmige Membership-Funktion für die Niederschlagsklasse 'Niesel' und die 4 Inputvariablen - links oben: Z_H [dBZ]; rechts oben: Z_{DR} [dB]; links unten: ρ_{HV} ; rechts unten: K_{DP} [°/km]	103
62	Trapezförmige Membership-Funktion für die Niederschlagsklasse 'leichter Regen' und die 4 Inputvariablen - links oben: Z_H [dBZ]; rechts oben: Z_{DR} [dB]; links unten: ρ_{HV} ; rechts unten: K_{DP} [°/km]	104
63	Trapezförmige Membership-Funktion für die Niederschlagsklasse 'mäßiger Regen' und die 4 Inputvariablen - links oben: Z_H [dBZ]; rechts oben: Z_{DR} [dB]; links unten: ρ_{HV} ; rechts unten: K_{DP} [°/km]	105
64	Trapezförmige Membership-Funktion für die Niederschlagsklasse 'Starkregen' und die 4 Inputvariablen - links oben: Z_H [dBZ]; rechts oben: Z_{DR} [dB]; links unten: ρ_{HV} ; rechts unten: K_{DP} [°/km]	106
65	Trapezförmige Membership-Funktion für die Niederschlagsklasse 'Schnee' und die 4 Inputvariablen - links oben: Z_H [dBZ]; rechts oben: Z_{DR} [dB]; links unten: ρ_{HV} ; rechts unten: K_{DP} [°/km]	107
66	Trapezförmige Membership-Funktion für die Niederschlagsklasse 'Graupel-, Regengemisch' und die 4 Inputvariablen - links oben: Z_H [dBZ]; rechts oben: Z_{DR} [dB]; links unten: ρ_{HV} ; rechts unten: K_{DP} [°/km] .	108

67	Trapezförmige Membership-Funktion für die Niederschlagsklasse 'Hagel oberhalb der Nullgradgrenze' und die 4 Inputvariablen - links oben: Z_H [dBZ]; rechts oben: Z_{DR} [dB]; links unten: ρ_{HV} ; rechts unten: K_{DP} [°/km]	109
68	Trapezförmige Membership-Funktion für die Niederschlagsklasse 'Hagel unterhalb der Nullgradgrenze' und die 4 Inputvariablen - links oben: Z_H [dBZ]; rechts oben: Z_{DR} [dB]; links unten: ρ_{HV} ; rechts unten: K_{DP} [°/km]	110

Tabellenverzeichnis

1	Frequenz- und Wellenlängenbereiche zur Niederschlagsbestimmung - [Hagen, 2012]	11
2	Höhen der österreichischen Radaranlagen - [Kaltenböck, 2012b] . . .	12
3	Werte für $ K ^2$ bei unterschiedlichen Temperaturen und Wellenlängen, [Hagen, 2012]	17
4	Dämpfungswerte bei $\lambda = 5$ cm für unterschiedliche Hydrometeore - [Collier, 1996]	21
5	ACG-Verschlüsselung der Niederschlagsarten in österreichischen METAR- Meldungen (Stand: März 2014) - [Mitternast, 2014]	29
6	Z_{DR} -Biaswerte für die betrachteten Niederschlagsereignisse, sowie für das verwendete Radar. Die Korrekturwerte wurden mittels Ver- tikalscan bestimmt - [Tavolato, 2014]	47
7	Größe des unbereinigten Datenkollektivs der jeweiligen Niederschlags- klassen.	50
8	Wertebereich für die Klassifikation unterschiedlicher Hydrometeore mit S-Band - [Graf, 2013]	95
9	Wertebereich für die Klassifikation unterschiedlicher Hydrometeore mit C-Band - [Keenan, 2003]	95
10	Wertebereich für die Klassifikation unterschiedlicher Hydrometeore für C-Band Radar (5.5 cm) aus Simulationen - [Dolan, 2013]	96
A1	Werte der trapezförmigen Membership-Funktion für die Niederschlags- klasse 'Niesel'	103
A2	Werte der trapezförmigen Membership-Funktion für die Niederschlags- klasse 'leichter Regen'	104
A3	Werte der trapezförmigen Membership-Funktion für die Niederschlags- klasse 'mäßiger Regen'	105
A4	Werte für Starkregen	106
A5	Werte der trapezförmigen Membership-Funktion für die Niederschlags- klasse 'Schnee'	107
A6	Werte der trapezförmigen Membership-Funktion für die Niederschlags- klasse 'Graupel/Regengemisch'	108
A7	Werte der trapezförmigen Membership-Funktion für die Niederschlags- klasse 'trockener Hagel'	109
A8	Werte der trapezförmigen Membership-Funktion für die Niederschlags- klasse 'schmelzender Hagel'	110
B1	Niesel: 29. März 2013 - 19:47 UTC	111
B2	Niesel: 05. April 2013 - 19:17 UTC	111
B3	Niesel: 03. Juli 2013 - 23:15 UTC	111
B4	Niesel: 09. Februar 2014 - 17:17 UTC	112
B5	Niesel: 23. Februar 2014 - 00:45 UTC	112
B6	leichter Regen: 19. April 2013 - 16:17 UTC	113
B7	leichter Regen: 12. Mai 2013 - 00:17 UTC	113

B8	leichter Regen: 05. Juni 2013 - 04:17 UTC	113
B9	leichter Regen: 09. August 2013 - 23:17 UTC	113
B10	leichter Regen: 29. Oktober 2013 - 18:15 UTC	114
B11	Regen: 18. Juni 2011 - 23:55 UTC	115
B12	Regen: 04. Juni 2012 - 12:47 UTC	115
B13	Regen: 26. August 2012 - 11:17 UTC	115
B14	Regen: 30. Mai 2013 - 11:45 UTC	116
B15	Regen: 11. November 2013 - 02:45 UTC	116
B16	Starkregen: 04. August 2012 - 22:31 UTC	117
B17	Starkregen: 17. April 2013 - 12:07 UTC	117
B18	Starkregen: 21. Mai 2013 - 17:52 UTC	117
B19	Starkregen: 05. Juli 2013 - 18:40 UTC	118
B20	Starkregen: 24. Mai 2014 - 14:00 UTC	118
B21	Schnee: 07. Februar 2012 - 07:47 UTC	119
B22	Schnee: 14. Jänner 2013, 06:17 UTC	119
B23	Schnee: 17. Jänner 2013 - 14:00 UTC	119
B24	Schnee: 18. Jänner 2013, 15:17 UTC	120
B25	Schnee: 14. Februar 2013, 09:47 UTC	120
B26	Regen-, Graupelgemisch: 06. Dezember 2013, 06:17 UTC	121
B27	Regen-, Graupelgemisch: 09. Februar 2014, 15:17 UTC	121
B28	Regen-, Graupelgemisch: 15. März 2014, 15:45 UTC	121
B29	Regen-, Graupelgemisch: 09. April 2014, 13:17 UTC	121
B30	Hagel oberhalb der Nullgradgrenze - 03. Juni 2012 - 13:20 UTC . .	122
B31	Hagel oberhalb der Nullgradgrenze - 08. Juni 2012 - 18:15 UTC . .	122
B32	Hagel oberhalb der Nullgradgrenze - 29. Juni 2012 - 14:27 UTC . .	122
B33	Hagel oberhalb der Nullgradgrenze - 21. Mai 2013 - 17:20 UTC . . .	123
B34	Hagel oberhalb der Nullgradgrenze - 22. Juni 2013 - 16:10 UTC . .	123
B35	Hagel unterhalb der Nullgradgrenze - 03. Juni 2012 - 13:20 UTC . .	124
B36	Hagel unterhalb der Nullgradgrenze - 08. Juni 2012 - 18:15 UTC . .	124
B37	Hagel unterhalb der Nullgradgrenze - 29. Juni 2012 - 14:27 UTC .	124
B38	Hagel unterhalb der Nullgradgrenze - 21. Mai 2013 - 17:20 UTC . .	125
B39	Hagel unterhalb der Nullgradgrenze - 22. Juni 2013 - 16:10 UTC . .	125

Abkürzungsverzeichnis

- ACG: Austro Control GmbH
- DZ: Niesel
- ESWD: European Severe Weather Database
- FEL: Feldkirchen
- GR dry: Hagel oberhalb der Nullgradgrenze
- GR wet: Hagel unterhalb der Nullgradgrenze
- GS/RA: Regen-/Graupelgemisch
- LOWS: Flughafen Salzburg
- LOWW: Flughafen Wien-Schwechat
- MBF: Membership-Funktion
- METAR: Meteorological Terminal Aerodrome Report
- PAT: Patscherkofel
- PPI: Plan Position Indikator Darstellung
- PWS: Present Weather Sensor
- RAU: Rauchenwarth
- RA: mäßiger Regen
- -RA: leichter Regen
- +RA: Starkregen
- SN: Schnee
- STAR-Modus: Simultaneous Transmit And Receive Modus
- VAL: Valuga
- WXR: Wetterradar
- ZIR: Zirbitzkogel

Symbolliste

- A_e : effektive Empfängerfläche [m^2]
- A_σ : Empfängerfläche des Partikels [m^2]
- α : Koeffizient der linearen Dämpfungskorrektur für Z_H ; $\alpha = 0.08$ [dB/°]
- β : Koeffizient der linearen Dämpfungskorrektur für Z_{DR} ; $\beta = 0.03$ [dB/°]
- c : Lichtgeschwindigkeit [m/s]
- D : Partikeldurchmesser [mm]
- ϵ : Elevationswinkel [°]
- η : Radarreflektivität [cm^{-1}]
- g : Antennengewinn [dB]
- H_0 : Höhe des Radarstrahls über dem Radar; $H_0 = 0$ km
- h : Pulslänge [m]
- H : Höhe des Radarstrahls über Grund [km]
- IQA: Interquartilsabstand
- K : Dielektrizitätskonstante
- K_{DP} : spezifische differentielle Phase [°/km]
- λ : Wellenlänge [cm]
- m : Brechungsindex
- P_r : vom Radar empfangene Leistung [W]
- P_t : Sendeleistung [W]
- ϕ : vertikaler Öffnungswinkel [°]
- ϕ_{DP} : differentielle Phase [°]
- $Q_{0.25}$: 25. Perzentil einer Verteilung
- $Q_{0.75}$: 75. Perzentil einer Verteilung
- r : Entfernung zum Emitter [km]
- R : Erdradius; $R = 6374$ km
- R' : künstlicher Radius; $R' = 8483$ km

- ρ_{HV} : Copolare Kreuzkorrelation der Rückwärtsstreuung
- SNR: Signal-to-noise Ratio [dB]
- σ : Rückstreufläche [m^2]
- θ : horizontaler Öffnungswinkel [$^\circ$]
- V : Volumen [m^3]
- x_1, x_4 : untere Ecken der Trapezfunktion
- x_2, x_3 : obere Ecken der Trapezfunktion
- X : beliebige polarimetrische Variable
- z : linearer Reflektivitätsfaktor [mm^6/m^3]
- Z_{DR} : differentielle Reflektivität [dB]
- $Z_{DR_{corr}}$: dämpfungskorrigierte differentielle Reflektivität [dB]
- Z_H : horizontaler Reflektivitätsfaktor [dBZ]
- $Z_{H_{corr}}$: dämpfungskorrigierter horizontaler Reflektivitätsfaktor [dBZ]
- Z_V : vertikaler Reflektivitätsfaktor [dBZ]

Literatur

- [Al-Sakka, 2013] Al-Sakka H., A.-A Boumahmoud, B. Fradon (2013): *A new fuzzy logic hydrometeor classification scheme applied to the French X-, C-, and S-Band polarimetric Radars*, Journal of applied meteorology and climatology, AMS, **52**, 2328-2344
- [Baldini, 2004] Baldini L., E. Gorgucci, V. Chandrasekar (2004): *Hydrometeor classification methodology for C-band polarimetric radars*, Proceedings of ERAD, 62-66
- [Bringi, 2004] Bringi V.N, V. Chandrasekar (2004): *Polarimetric doppler weather radar: Principles and Applications*, Cambridge University Press
- [Collier, 1996] Collier C. G (1996): *Applications of weather radar systems*, John Wiley & Sons Ltd, 2nd Edition
- [Cramer, 2008] Cramer E, U. Kamps (2008): *Grundlagen der Wahrscheinlichkeitsrechnung und Statistik*, Springer Verlag, 2. Auflage, ISBN 978-3-540-77760-1
- [Dolan, 2013] Dolan B., S.A. Rutledge, S. Lim, V. Chandrasekar, M. Thurai (2013): *A Robust C-Band Hydrometeor Identification Algorithm and Application to a Long-Term Polarimetric Radar Dataset*, Journal of applied meteorology and climatology, AMS, **52**, 2162-2186
- [Fukao, 2014] : Fukao S., K. Hamazu (2014): *Radar for Meteorological and Atmospheric Observations*, Springer Japan 2014, ISBN 978-4-431-54333-6
- [Gorgucci, 1999] Gorgucci E., G. Scarchilli, V. Chandrasekar (1999): *A procedure to calibrate multiparameter weather radar using properties of rain medium*, IEEE Transactions on geoscience and remote sensing, **37**, 269-276
- [Gourley, 2007] Gourley J.J., P. Tabary, J.P. du Chatelet (2007): *A fuzzy logic algorithm for the separation of precipitating from nonprecipitating echos using polarimetric radar observations*, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, **24**, 1439-1451
- [Graf, 2013] Graf P., U. Germann, M. Boscacci, L. Clementi, H. Wernli (2013): *The use of polarimetric weather radar in the Alps: Identification and statistical analysis of radar target and hydrometeor types with 83m radial resolution*, Federal office of meteorology and climatology, MeteoSwiss
- [Hagen, 2012] Hagen M. (2012): *Einführung in die Radarmeteorologie*, Manuskript zur Vorlesung, Universität Wien, WS 2012/2013
- [Hubbert, 2009] Hubbert J.C., M. Dixon S.M. Ellis (2009): *Weather radar ground clutter. Part II: Real-time identification and filtering*, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, **26**, 1181-1197

- [Kalcher, 2014] Kalcher M., R. Kaltenböck, L. Haimberger (2014): *Hydrometeor classification tuned for Austrian C-band polarimetric weather radar data*, ERAD 2014
- [Kaltenböck, 2011] Kaltenböck R. (2011): *Optimale Nutzung des Wetterradars, neues vom Österreichischen Wetterradarverbund, Österreichisches Hagelvorhersage-Symposium*, Krumbach
- [Kaltenböck, 2012a] Kaltenböck R. (2012a): *Das österreichische Wetterradar Netzwerk*, Österreichische Gesellschaft für Meteorologie (ÖGM), 2012/2
- [Kaltenböck, 2012b] Kaltenböck R. (2012b): *New generation of dual polarized weather radars in Austria*, ERAD 2012
- [Kaltenböck, 2012c] Kaltenböck R., A. Ryzhkov (2012c): *Comparison of polarimetric signatures of hail at S und C bands for different hail sizes*, Atmospheric Research
- [Kaltenböck, 2013] Kaltenböck R. (2013): *Die neue dual-polarisierte Generation der österreichischen Wetterradar-Anlagen*, Austro Control GmbH, MET-Seminar
- [Kaltenböck, 2014] Kaltenböck R. (2014), Austro Control GmbH, *persönliche Kommunikation*
- [Keenan, 2003] Keenan T. (2003): *Hydrometeor classification with a C-band polarimetric radar*, Aust. Meteor. Mag., **52**, 23-31
- [Liu, 2000] Liu H., V. Chandrasekar (2000): *Classification of hydrometeors based on polarimetric radar measurements: Development of Fuzzy Logic and Neuro-Fuzzy systems, and In Situ verification*, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, **17**, 140-164
- [Marzano, 2007] Marzano F.S., D. Scaranari, G. Vulpiani (2007): *Supervised fuzzy-logic classification of hydrometeors using C-band weather radars*, IEEE Transactions on geoscience and remote sensing, **45**, 3784-3799
- [Mayer, 2009] Mayer D. (2009): *Allgemeine Meteorologie I*, Manuskript zur Vorlesung, Universität Wien, WS 2009/2010
- [Meischner, 2004] Meischner P. (2004): *Weather Radar - Principles and advanced applications*, Springer-Verlag, 1st Edition
- [Melnikov, 2003] Melnikov V.M., D. S. Zrnica, R. J. Doviak, J. K. Carter (2003): *Calibration and performance analysis of Nssl's polarimetric WSR-88D*, National Severe Storms Laboratory, NOAA
- [Mitternast, 2014] Mitternast G. (2014), Austro Control GmbH, *persönliche Kommunikation*

- [Nicol, 2011] Nicol J.C., A.J. Illingworth, T. Darlington, J. Sugier (2011): *Techniques for improving ground clutter identification*, Weather radar and hydrology, IAHS Press, 1-6
- [Park, 2009] Park H., A.V. Ryzhkov, D.S. Zrnice, K.-E. Kim (2009): *The Hydrometeor classification algorithm for the polarimetric WSR-88D: Description and application to an MCS*, Weather and forecasting, **24**, 730-748
- [Rinehart, 2010] Rinehart R.E. (2010): *Radar for meteorologists*, Rinehart Publishing, 5th Edition
- [Ryzhkov, 2012] Ryzhkov A., S. Ganson, M. Kumjian, R. Kaltenboeck (2012): *Polarimetric characteristics of dry and melting hail at different radar wavelengths*, ERAD 2012
- [Saltikoff, 2012] Saltikoff E. (2012): *Measuring snow with weather radar*, Doppler Radar Observations - Weather Radar, Wind Profiler, Ionospheric Radar and other advanced Applications, Dr. Joan Bech (Ed.), ISBN: 978-953-51-0496-4, InTech, Available from:
<http://www.intechopen.com/books/doppler-radar-observations-weather-radar-wind-profiler-ionospheric-radar-and-other-advanced-applications/measuring-snow-with-radars>
- [Straka, 2000] Straka J. M., D. S. Zrnice, A. V. Ryzhkov (2000): *Bulk hydrometeor classification and quantification using polarimetric radar data: Synthesis of relations*, Journal of applied meteorology, **39**, 1341-1372
- [Tavolato, 2014] Tavolato C. (2014), Austro Control GmbH, *persönliche Kommunikation*
- [Ventura, 2012] Figuera i Ventura, J., A.-A. Boumahmoud, B. Fradon, P. Dupuy, P. Tabary (2012): *Long-term monitoring of French polarimetric radar data quality and evaluation of several polarimetric quantitative precipitation estimators in ideal conditions for operational implementation at C-Band*, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society
- [Zrnice, 1999] Zrnice D. S., A. V. Ryzhkov (1999): *Polarimetry for weather surveillance radars*, Bull. Amer. Meteor. Soc., **80**, 389-406

Internetquellen

- [DWD, 2014] Deutscher Wetterdienst, Wetterlexikon, 2014,
<http://www.dwd.de>
 (aufgerufen: Juni 2014)

- [ESWD, 2014] : European Severe Weather Database, 2014,
<http://essl.org/cgi-bin/eswd/eswd.cgi>
(aufgerufen: September 2014)
- [Grundlagen der Statistik, 2014] Grundlagen der Statistik,
<http://www.statistics4u.info/>
(aufgerufen: September 2014)
- [Mathworks, 2014] Mathworks (2014),
<http://www.mathworks.de/help/stats/boxplot.html>
(aufgerufen: September 2014)
- [University of Wyoming, 2014] : University of Wyoming (2014):
<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html> (aufgerufen: Juni 2014)
- [MetEd, 2014] MetEd - Teaching and Training Resources for the Geoscience
Community (2014),
https://www.meted.ucar.edu/hydro/precip_est/part1_measurement/print.htm
(aufgerufen: Mai 2014)
- [WDTB, 2014] Warning Decision Training Branch (2014): *Dual-Polarization
Radar Principles and System Operations*, National Weather Service,
<http://www.wdtb.noaa.gov/courses/dualpol/documents/DualPolRadarPrinciples.pdf>
(aufgerufen: Februar 2014)

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich all jenen danken, die mich während der Entstehung dieser Arbeit unterstützten.

Vor allem möchte ich Mag. Rudolf Kaltenböck für die Bereitstellung der Daten danken, besonders aber für die motivierende Unterstützung, für die Zeit und die Geduld, mir beim Lösen von größeren und kleineren Problemen zu helfen.

Weiters bedanke ich mich bei Ao.Univ.Prof.Mag.Dr. Leopold Haimberger, für die Bereitschaft diese Arbeit zu betreuen und die damit verbundene Zeit und Geduld.

Ein großes Dankeschön gilt meiner Familie, besonders meinen Eltern Martina und Max Kalcher, die mich während des gesamten Studiums immer unterstützt und ermutigt haben. Ein Dank gilt auch meinen Freunden, die zu jeder Zeit, die richtigen Worte fanden und natürlich auch meinen Kollegen, die mich durch das Studium begleiteten.

Lebenslauf

Persönliche Daten

Name: Manuela Kalcher
Geburtsdatum: 30. November 1984
Geburtsort: Wels, OÖ

Ausbildung

1991-1995: Volksschule, VS 4, Wels/Pernau
1995-1999: Hauptschule, HS 2, Wels/Pernau
1999-2002: Fachschule für wirtschaftliche Berufe, Wels
2002-2004: Fachschule für Altdienste und Pflegehilfe, Diakoniewerk,
Gallneukirchen/Oberösterreich
2006-2008: Berufsreifeprüfung, BFI Wels.
2008-2012: Bachelorstudium, Meteorologie, Universität Wien.
seit 2012: Masterstudium, Meteorologie, Universität Wien

Berufserfahrung

2004-2008: Alten- und Pflegeheim, Neustadt, Magistrat Wels.
08/2012 Ferialpraktikum, Austro Control, Flughafen Wien, Flugwetterdienst
09/2012 Ferialpraktikum, Austro Control, Flughafen Wien, Flugwetterdienst
SS 2013 Tutorin der LV 'Synoptisch-dynamische Meteorologie I',
Universität Wien
07/2013 Ferialpraktikum, Austro Control, Flughafen Wien, Flugwetterdienst
08/2013 Ferialpraktikum, ORF Zentrum Wien, Wetterredaktion
02/2014 Ferialpraktikum, Austro Control, Flughafen Wien, Flugwetterdienst
06/2014 Ferialpraktikum, Austro Control, Flughafen Wien, Flugwetterdienst
07/2014 Ferialpraktikum, UBIMET GmbH, Synoptikabteilung
seit 02/2015 Meteorologin bei UBIMET GmbH