

Windstruktur einer arktischen Grenzschicht am Beispiel Ny-Ålesund

Masterarbeit

durchgeführt am
Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Forschungsstelle Potsdam

eingereicht an der
Universität Potsdam
Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät
Institut für Physik und Astronomie



von

Sonja Burgemeister

Matrikelnummer: 744603

sonja.burgemeister@awi.de

Potsdam, den 11. Dezember 2013

Gutachter: Prof. Dr. Klaus Dethloff, Prof. Dr. Norbert Seehafer
Betreuung: Dr. Marion Maturilli, Dr. Christoph Ritter,
Dr. Roland Neuber

Inhaltsverzeichnis

1	Motivation	5
2	Verwendete Instrumente und Daten	7
2.1	WindLiDAR	8
2.1.1	LiDAR-Prinzip	8
2.1.2	Die Methode von Klett	10
2.1.3	Messprinzip und Eigenschaften des „Windcube 200“	12
2.1.4	Beispieldatensatz	13
2.1.5	Instrumentenstatistik	16
2.2	GRUAN-Radiosonden	18
2.3	BSRN-Daten	19
2.4	Fesselballonsondierungen	20
2.4.1	Aufbau und Messprinzip	20
2.4.2	Qualität der Fesselballondaten: Vergleich mit BSRN-Daten	23
2.4.2.1	Windgeschwindigkeit	23
2.4.2.2	Windrichtung	25
2.5	Radiometer	28
2.6	ECMWF-Reanalysemodelle	29
3	Validierung der WindLiDAR-Daten	31
3.1	Vergleich zwischen WindLiDAR und Fesselballonsonden	31
3.1.1	Messkampagne	31
3.1.2	Zeitliche Mittelung und räumliche Interpolation	32
3.1.3	Windgeschwindigkeit	35
3.1.3.1	Verhalten unter ausgewählten Bedingungen	40
3.1.4	Windrichtung	42
3.2	Vergleich zwischen WindLiDAR und Radiosonden	43
3.2.1	Windgeschwindigkeit	43
3.2.2	Windrichtung	49
3.3	Zusammenfassung	54
4	Statistische Analyse der WindLiDAR-Daten	55
4.1	Einordnung der Messdaten in die synoptische Situation des Messzeitraums	55
4.2	Jahreszeitentypische Verteilung von Windgeschwindigkeit und -richtung	61
4.2.1	Fallbeispiele für verschiedene Jahreszeiten	67
4.3	Synoptische Anströmung und orographische Einflüsse	72
5	Spezielle Phänomene	77
5.1	Low-Level Jets	77
5.1.1	Vergleich der Jet-Erkennung bei WindLiDAR und Radiosonde	79
5.1.2	Charakteristika der gefundenen Jets	82
5.1.2.1	Zeitliche Stabilität von Low-Level Jets	83
5.1.2.2	Eigenschaften kurz- und langlebiger Low-Level Jets	89

Inhaltsverzeichnis

5.1.3	Abhängigkeit der Low-Level Jets von der thermischen Stabilität . . .	95
5.2	Frontendurchgang	100
5.2.1	Durchgang einer Warmfront	101
5.2.2	Durchgang einer Kaltfront	103
5.3	Synchronisationsereignisse	104
6	Fazit und Ausblick	109
	Literaturverzeichnis	114
	Abbildungsverzeichnis	114

1 Motivation

Die Bedeutung der Polarregionen für die Entwicklung des Klimas auf der Erde ist unumstritten (siehe zum Beispiel IPCC 2007; IPCC 2013). In der Arktis ist der Erwärmungstrend der letzten Dekaden etwa doppelt so groß wie im globalen Mittel. Damit reagiert diese Region besonders empfindlich auf Veränderungen des Weltklimas und kann als eine Art Frühwarnsystem genutzt werden. Grund für diesen auch unter dem Namen „Arctic Amplification“ bekannten Effekt sind positive Rückkopplungen, die dafür sorgen, dass sich jede Erhöhung der Temperatur noch weiter verstärkt. Da das regionale Klima der Arktis sich auf den Ozean und das Meereis, und dadurch wiederum auf das globale Klima auswirkt (siehe zum Beispiel Jaiser et al. 2012), ist die korrekte Modellierung dieser Region in Wetter- und Klimasimulationen besonders wichtig (Esau & Repina 2012; Lindsay & Zhang 2005; Screen & Simmonds 2010).

Eine große Rolle spielt dabei das Geschehen in den unteren Schichten der Atmosphäre, der so genannten Grenzschicht, in der der Erdboden und die darüber liegende Luft Energie, Impuls, Feuchte und Spurengase austauschen. Diese komplexen Wechselwirkungen können in den Modellen nicht im Detail berechnet werden, sondern müssen durch Parametrisierungen behandelt werden. Diese wiederum beruhen auf der langjährigen Beobachtung von meteorologischen Größen. Daher ist es für die Verbesserung der Modelle wichtig, lange Datenreihen der meteorologischen Schlüsselgrößen zur Verfügung zu haben. Windgeschwindigkeit und -richtung gehören neben Temperatur, Luftdruck und Luftfeuchte zu diesen Schlüsselgrößen, die zur Erstellung jeder Wettervorhersage benötigt werden. In der Arktis werden Messungen dieser Größen seit vielen Jahren an der deutsch-französischen Forschungsstation AWIPEV in Ny-Ålesund auf Spitzbergen durchgeführt. Der gewonnene Datensatz beinhaltet zum einen kontinuierliche Messungen in 2 m und in 10 m Höhe, zum anderen werden täglich Radiosonden gestartet, die ein hochaufgelöstes Vertikalprofil aller wichtigen meteorologischen Größen ermitteln.

Aufgrund der komplexen Orographie um Ny-Ålesund verändert sich der Wind zum einen sehr stark mit der Höhe (siehe z. B. Jocher et al. 2012; Kilpeläinen et al. 2012), was mit den kontinuierlichen, bodengebundenen Messungen nicht erfasst werden kann, zum anderen können aber zeitliche Veränderungen im Windprofil mit punktuellen Radiosondenaufstiegen nicht aufgelöst werden. Deshalb wurde im Frühjahr 2012 auf dem Dach des Observatoriums der AWIPEV-Station in Ny-Ålesund ein WindLiDAR, das „Windcube 200“, installiert, welches seit Dezember 2012 kontinuierlich Messungen durchführt. Mit diesem Instrument ist es möglich, das Höhenprofil der Windgeschwindigkeit und -richtung in der Grenzschicht über lange Zeiträume hinweg kontinuierlich und automatisiert zu beobachten, wobei je nach Wetterbedingungen Messhöhen zwischen einigen hundert Metern und mehreren Kilometern erreicht werden. Ausgenutzt wird dazu das LiDAR-Prinzip, also die Streuung von Laserlicht an Aerosolen, in Kombination mit dem Dopplereffekt (siehe Kapitel 2.1). Mit Hilfe dieses Instruments entsteht eine sowohl vertikal als auch zeitlich hoch aufgelöste Zeitreihe von Windgeschwindigkeit und Windrichtung über Ny-Ålesund. In Kombination mit dem dort bereits vorhandenen Netzwerk meteorologischer Messinstrumente (siehe Maturilli et al. 2012) eröffnet sich dadurch die Möglichkeit, ein Gesamtbild der meteorologischen Größen zu erstellen und so auch Verbindungen zwischen Windmustern und Temperaturanomalien zu finden (Esau & Repina 2012).

1 Motivation

In der vorliegenden Masterarbeit sollen die vom WindLiDAR gemessenen Daten erstmalig analysiert und ausgewertet werden, um damit die Windstruktur der Grenzschicht in Ny-Ålesund im Besonderen und in der Arktis im Allgemeinen zu untersuchen. Da dazu noch verschiedene andere Daten hinzugezogen wurden, werden all diese Daten und Instrumente zunächst in Kapitel 2 vorgestellt. Um die Glaubwürdigkeit der WindLiDAR-Daten sicherzustellen, findet anschließend eine Validierung der Daten statt (siehe Kapitel 3). In den folgenden Kapiteln werden die bisher aufgenommenen Daten zunächst statistisch (Kapitel 4) und anschließend im Hinblick auf spezielle meteorologische Phänomene (Kapitel 5) ausgewertet. Dabei sollen insbesondere Zusammenhänge zwischen Wind und Orographie, zwischen lokaler und synoptischer Strömung und zwischen Wind und thermischer Stabilität der unteren Atmosphäre untersucht werden. Besonderes Augenmerk wird dabei auf das Auftreten von Low-Level Jets und ihre Eigenschaften unter verschiedenen Bedingungen gelegt. Außerdem wird beschrieben, wie sich der Wind beim Durchgang von Wetterfronten verhält und wann es zu Synchronisationsereignissen kommt, bei denen der Wind über die gesamte Messhöhe hinweg aus der gleichen Richtung weht. In Kapitel 6 werden die Ergebnisse der vorangegangenen Kapitel zusammengefasst und allgemeine Aussagen über die Windstruktur der Grenzschicht in Ny-Ålesund abgeleitet. Darüber hinaus wird darauf hingewiesen, bei welchen Themen noch besonderer Forschungsbedarf besteht.

2 Verwendete Instrumente und Daten

Für die Charakterisierung der Windstruktur der unteren Atmosphäre in Ny-Ålesund werden verschiedene Instrumente verwendet. Das für diese Arbeit wichtigste Instrument ist das WindLiDAR, welches daher im Folgenden besonders ausführlich beschrieben werden soll. Um den abgedeckten Höhenbereich nach unten zu ergänzen, wurden zusätzlich Messungen vom meteorologischen Mast in Ny-Ålesund hinzugezogen, der Teil des „Baseline Surface Radiation Network“, kurz: BSRN, ist (Ohmura et al. 1998). Für die Bestimmung der synoptischen Anströmung wurden Reanalysedaten aus Modellen des „European Centre for Medium-Range Weather Forecasts“, kurz: ECMWF, (ECMWF 2013b) verwendet. Weiterhin wurden zur Validierung der mit dem WindLiDAR aufgenommenen Daten Messungen von Radiosonden und aus Fesselballonsondierungen verwendet. Um Zusammenhänge zwischen dem Windprofil und der Temperaturschichtung zu untersuchen, wurden Temperaturprofile einerseits aus Radiosondenaufstiegen, andererseits aus Radiometermessungen verwendet.

All diese Instrumente sind in Abbildung 2.1 dargestellt und werden zusammen mit den verwendeten Methoden im folgenden Abschnitt vorgestellt.

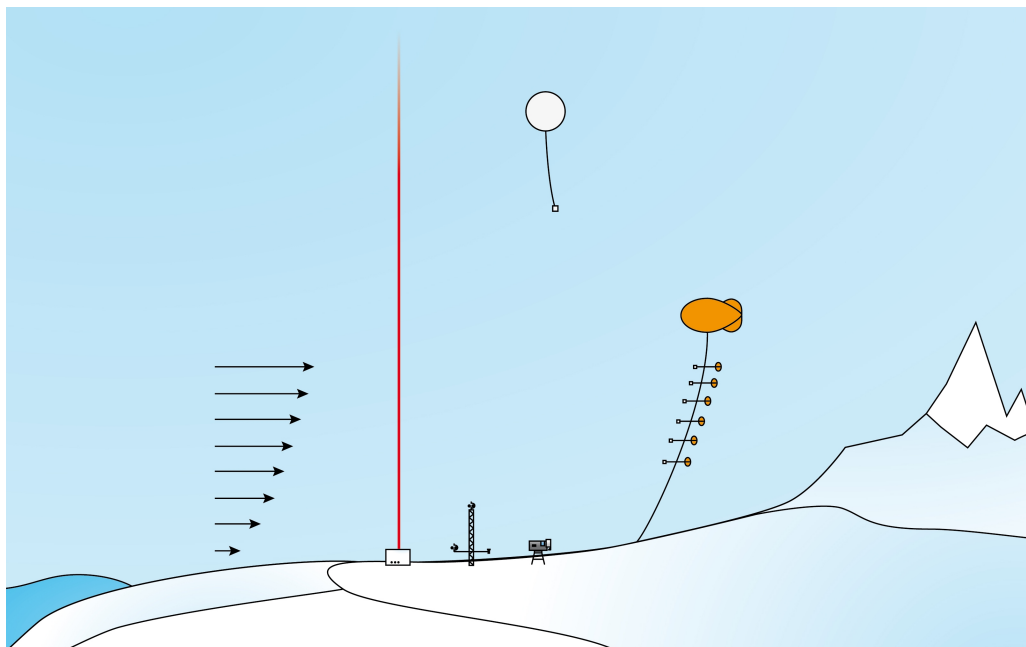


Abbildung 2.1: Für diese Arbeit verwendete Instrumente, v.l.n.r.: WindLiDAR, BSRN-Mast, Radiometer, Radiosonde, Fesselballon
Abbildung: Johannes Haux, priv. Komm.

2.1 WindLiDAR

Das WindLiDAR ist ein vom AWI eigens zur Charakterisierung der untersten Kilometer der Grenzschicht in Ny-Ålesund angeschafftes Instrument. Es misst Windgeschwindigkeit und Windrichtung in einem Höhenbereich von 100 m bis 5 km mit einer zeitlichen Auflösung von 10 Minuten und einer vertikalen Auflösung von 50 m unter Verwendung des LiDAR-Prinzips (siehe Abschnitt 2.1.1). Damit wird auch die Beobachtung von Prozessen auf kurzen Zeitskalen und das Verständnis der vertikalen Entwicklung von Windstrukturen ermöglicht. Bei dem für diese Arbeit verwendeten Instrument handelt es sich um ein Gerät des Typs „Windcube 200“ der französischen Firma Leosphere. Es wurde im Jahr 2012 auf dem Dach des Observatoriums der AWIPEV-Station in Ny-Ålesund installiert (siehe Abbildung 2.2) und nimmt seit dem 5. Dezember 2012 ohne nennenswerte Unterbrechungen kontinuierlich Daten auf.

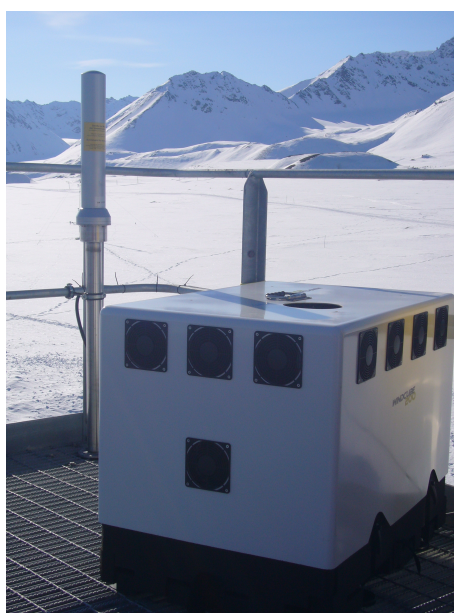


Abbildung 2.2: „Windcube 200“ auf dem Dach des Observatoriums in Ny-Ålesund

In den folgenden Abschnitten sollen die Funktionsweise und die Eigenschaften des Wind-LiDARs näher erläutert werden.

2.1.1 LiDAR-Prinzip

LiDAR ist das Akronym für Light Detection and Ranging. Es handelt sich um eine Fernerkundungsmethode zur Untersuchung der Atmosphäre. Der Aufbau eines LiDAR-Systems besteht im Wesentlichen aus einem gepulsten Laserstrahl, der auf den Himmel gerichtet wird, und einem Teleskop, das dazu dient, das von den Partikeln in der Atmosphäre gestreute und reflektierte Laserlicht zu detektieren. Die Endlichkeit der Lichtgeschwindigkeit ermöglicht es dabei, höhenaufgelöste Informationen über die Atmosphäre zu erhalten. Nach Aussenden eines Laserpulses (Schuss oder engl. shot) durchläuft das Licht die Strecke $s = 2z = c \cdot t$, bevor es den Detektor erreicht. Die zurückgelegte Strecke entspricht zweimal der Höhe z , in der ein Photon mit einem Teilchen in der Atmosphäre wechselwirkt, da das Photon erst den Weg nach oben laufen muss, dort wechselwirkt und anschließend wieder zum Boden zurückkehrt. So kann aus der Zeit t , zu der ein Photon im Empfänger detektiert wird, auf die Höhe z rückgeschlossen werden, in der die Wechselwirkung stattgefunden hat:

$$z = \frac{ct}{2}.$$

Nachdem das Licht den Boden wieder erreicht hat, wird es im Detektor in der Regel mit Hilfe dichroitischer Spiegel und Interferenzfilter wieder in seine spektralen Anteile zerlegt. Das detektierte Licht wird schließlich auf einen Photomultiplier (PMT - Photomultiplier Tube) geleitet, wo es verstärkt und anschließend registriert wird.

Bei der Streuung ist die Wahrscheinlichkeit für eine Vorwärtsstreuung ($\vartheta = 0$) besonders groß. Dieses Licht erreicht unseren Detektor jedoch im Regelfall nicht. Allerdings ist auch die Wahrscheinlichkeit für eine Rückwärtsstreuung ($\vartheta = \pi$) ziemlich groß, sodass wir aufgrund des kleinen Öffnungswinkels des Detektors im Prinzip nur dieses rückwärtsgestreute Licht im Detektor registrieren. Der Verlauf des Streukoeffizienten $\sigma(\vartheta)$ (Einheit: m^{-1}) zwischen diesen beiden Winkeln, auch Phasenfunktion genannt, wäre zwar zur Untersuchung der Eigenschaften der Atmosphäre interessant, kann aber mit der beschriebenen Anordnung nicht ermittelt werden. Stattdessen geht nur die Rückstreuung $B := \sigma(\pi)$ in die Messung ein. Tatsächlich lässt sich die gemessene Leistung $P(t, \lambda)$ des LiDARs in Abhängigkeit von der Zeit (was einer Höheninformation entspricht) und der Wellenlänge durch eine relativ einfache Gleichung, die so genannte LiDAR-Gleichung, ausdrücken:

$$P(t, \lambda) = P_0(\lambda) C \frac{1}{z^2} \beta(z) \exp\left(-2 \int_0^z \alpha(\hat{z}) d\hat{z}\right)$$

Dabei steht $P_0(\lambda)$ für die vom Laser abgestrahlte Leistung und C ist eine Konstante, die alle Systemparameter zusammenfasst, die nicht von der Höhe abhängen (z.B. Effizienz und Größe des Detektors). P_0 und C werden gelegentlich auch noch weiter zu einer Konstanten K zusammengefasst. $\frac{1}{z^2}$ ist ein Geometriefaktor, der daher kommt, dass sich das Bündel des zurückgeworfenen Lichts über die durchlaufene Strecke aufweitet und somit ein kleinerer Teil dieses Lichts auf die Detektorfläche trifft, wenn es aus größerer Höhe abgestrahlt wurde. Der Rückstreukoeffizient $\beta(z)$ (Einheit: $\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$) schließlich ist eine der Größen, die es zu bestimmen gilt, da er Informationen über die Eigenschaften der Partikel in der Atmosphäre trägt. Auf ihrem Weg bis zum Wechselwirkungspunkt und wieder zurück müssen die Photonen jedoch noch eine Luftschicht durchlaufen, in der Extinktion stattfindet. Diese wird in obiger Gleichung durch den Extinktionskoeffizienten α (Einheit: m^{-1}) beschrieben.

Wie man leicht sieht, enthält diese Gleichung zwei unbekannte Funktionen, die es zu bestimmen gilt: Den Extinktionskoeffizienten $\alpha(z, \lambda)$ und den Rückstreukoeffizienten $\beta(z, \lambda)$. Um dieses unterbestimmte Gleichungssystem trotzdem lösen zu können, muss man eine zusätzliche Annahme machen. Folgenden Ansatz machte Klett (1981): Er führte das Verhältnis aus Extinktions- und Rückstreukoeffizienten als so genanntes Lidarverhältnis (Lidar ratio, LR) ein:

$$LR(z, \lambda) = \frac{\alpha^{\text{Aerosol}}(z, \lambda)}{\beta^{\text{Aerosol}}(z, \lambda)}$$

Unter der Annahme, dass dieses Verhältnis eine Konstante ist, kann man nun die Extinktion durch die Rückstreuung ausdrücken und erhält eine Gleichung, die nur noch von einer Variablen abhängig ist. Zur Lösung der Differentialgleichung ist es aber zusätzlich nötig, eine Randbedingung zu kennen. Die geschickte Wahl dieser Randbedingung ist bei Klett (1981) beschrieben und wird in Abschnitt 2.1.2 noch näher erläutert.

Die Rolle der Funktion $\alpha(z)$ ist ambivalent. Zunächst handelt es sich dabei um eine beliebige Funktion, die nicht einmal differenzierbar sein muss. In der Lidargleichung kommt allerdings nur das Integral über diese Funktion vor, was bereits zu einer Glättung und natürlich auch zur Differenzierbarkeit führt. Anschließend wird dieses Integral aber noch in den Exponenten einer zerfallenden Exponentialfunktion gesetzt. Dieser Ausdruck

wird dann sehr glatt und ist unendlich oft differenzierbar. Dies ist einerseits gut, weil es bedeutet, dass ein schlecht geratenes Lidarverhältnis keine allzu große Störung der Lösung verursacht. Andererseits bedeutet es, dass zur Bestimmung von $\alpha(z)$ eine beliebige Funktion aus einer sehr glatten Funktion rekonstruiert werden muss, was durch Rauschen wesentlich erschwert wird. Daher ist zur Bestimmung der Extinktion ein sehr gutes Signal zu Rausch-Verhältnis (engl. Signal-to-noise-ratio, SNR) nötig.

Eine weitere Schwierigkeit, die beachtet werden muss, ist dass der Laserstrahl erst ab einer gewissen Höhe ganz in das Gesichtsfeld des Teleskops (engl. field of view) kommt, weshalb für kleine z eine Korrekturfunktion angewendet werden muss.

Nun sollen die Funktionen α und β in ihrer physikalischen Natur weiter untersucht werden. Zunächst wird dabei davon ausgegangen, dass jedes Photon, bevor es auf den Detektor trifft, nur eine Wechselwirkung hinter sich hat. Für den Fall, dass Photonen nach mehreren Wechselwirkungen (Mehrfachstreuung) immer noch im Detektor landen, ist die Auswertung sehr schwierig, weshalb solche Datensätze meist von der Auswertung ausgeschlossen werden. Glücklicherweise ist das Auftreten dieser so genannten Mehrfachstreuung in den Daten gut zu erkennen.

Unter dieser Annahme also lassen sich die Extinktions- und Rückstreuoeffizienten in zwei Anteile zerlegen: Den durch Aerosole verursachten Teil und den durch Rayleighstreuung verursachten Teil.

$$\begin{aligned}\alpha &= \alpha^{\text{Aerosol}} + \alpha^{\text{Rayleigh}} \\ \beta &= \beta^{\text{Aerosol}} + \beta^{\text{Rayleigh}}\end{aligned}$$

Durch die Annahme von Einfachstreuung treten keine Mischterme auf, was die Behandlung des Problems wesentlich vereinfacht. Die Rayleighanteile der jeweiligen Koeffizienten sind unter der Annahme, dass der Streuquerschnitt proportional zu λ^{-4} ist, proportional zur Luftdichte ρ . Diese lässt sich über das ideale Gasgesetz aus dem Druck und der Temperatur bestimmen, welche wiederum regelmäßig durch Ballonmessungen ermittelt werden.

Zur Bestimmung der Aerosolanteile dient hingegen das LiDAR. Sind beide Anteile des Rückstreuoeffizienten β bekannt, kann daraus nun das Rückstreuverhältnis R gebildet werden:

$$R = \frac{\beta}{\beta^{\text{Rayleigh}}} = \frac{\beta^{\text{Rayleigh}} + \beta^{\text{Aerosol}}}{\beta^{\text{Rayleigh}}} = 1 + \frac{\beta^{\text{Aerosol}}}{\beta^{\text{Rayleigh}}}$$

Unter Bedingungen, wie sie in der Arktis vorherrschen, liegt R in Aerosolschichten meist im Bereich von 2 bis 5, während es in bewohnten Gebieten je nach Wellenlänge sogar 10 erreichen kann.

Aufgrund ihrer Funktionsweise sind Geräte, die das LiDAR-Prinzip verwenden, eher für klare Bedingungen geeignet. Zwar müssen genügend Partikel in der Atmosphäre vorhanden sein, damit überhaupt eine Streuung stattfinden kann, aber optisch dicke Schichten, wie sie durch Bodennebel oder Wolken vorkommen können, verhindern durch ihre starke Extinktion meist das Vordringen des LiDAR-Strahls in darüber liegende Höhen. So können Atmosphärenschichten oberhalb von Wolken mit einem LiDAR meist nicht untersucht werden, da dort gar keine oder nur sehr unsichere Messwerte vorliegen. Hinzu kommt, dass in Wolken die Mehrfachstreuung stark zunimmt, wodurch das Signal nicht mehr eindeutig ausgewertet werden kann.

2.1.2 Die Methode von Klett

Um Anfangsbedingungen für die Lidargleichung zu finden, könnte man zunächst folgenden Ansatz verwenden: Man definiert $S(z) := \ln(z^2 P(r))$ und schreibt die Lidar-Gleichung als

Differentialgleichung um:

$$\frac{dS}{dz} = \frac{1}{\beta} \frac{d\beta}{dz} - 2\alpha$$

Dabei beschreibt $\frac{d\beta}{dz}$ die Änderung des Rückstreuoeffizienten mit der Höhe, also die Inhomogenität der Atmosphäre. Als ersten Ansatz kann man nun $\frac{d\beta}{dz} \approx 0$ annehmen, sodass man die homogene Lösung

$$\alpha_{hom} = -\frac{1}{2} \frac{dS}{dz}$$

erhält. Wählt man nun Intervalle, auf denen $\frac{dS}{dz} \approx const.$, kann man diese Steigung zur Inversion nutzen. Wählt man hinreichend viele kleine Intervalle, auf denen man davon ausgehen kann, dass diese Bedingung erfüllt ist, erhält man eine erste Approximation für $\alpha(z)$ auch für inhomogene Atmosphären. Für viele Situationen wie dichte Wolken, Nebel, Staub oder Rauch sind die lokalen Inhomogenitäten jedoch so groß, dass die Näherung versagt. Allerdings kann unter solchen Bedingungen häufig der Ansatz

$$\beta = const \cdot \alpha^k$$

gemacht werden. Dabei hängt k von der Wellenlänge des verwendeten Lasers sowie von den Eigenschaften der Aerosole ab und liegt typischerweise zwischen 0,67 und 1. Mit dieser Annahme erhält man

$$\frac{dS}{dz} = \frac{k}{\alpha} \frac{d\alpha}{dz} - 2\alpha$$

Dies ist eine Bernoulligleichung, deren Lösung bekannt ist. Nimmt man an, dass k eine Konstante ist, hat die Lösung die Form:

$$\alpha = \frac{\exp[(S - S_0)/k]}{\alpha_0^{-1} - \frac{2}{k} \int_{z_0}^z \exp[(S - S_0)/k] dz'}$$

Allerdings ist diese Gleichung zur Produktion von Ergebnissen eher ungeeignet, da die Differenz im Nenner des Bruchs leicht zu Instabilitäten führt. Wählt man hingegen anstelle des Referenzniveaus z_0 , das eine untere Schranke für z darstellt ($z \geq z_0$), eine obere Schranke z_m mit $z \leq z_m$, dann nimmt z vom Referenzniveau aus nicht mehr zu, sondern ab. Dadurch werden Nenner und Zähler der Gleichung beide größer, wodurch die Stabilität wesentlich leichter zu garantieren ist. Gleichzeitig nimmt die Abhängigkeit der Lösung von α_m für fallendes z ab. Damit kann für ein hinreichend großes z_m auch ein schlecht geratenes α_m relativ wenig Schaden anrichten, da sein Einfluss auf kleine z eher gering ist. Der Effekt schlecht geschätzter Randwerte ist klein. Gleichzeitig ist diese neue Lösung weniger anfällig gegenüber Ungenauigkeiten in der Schätzung von k und einem niedrigen Signal zu Rausch-Verhältnis.

α_m kann dabei durch eine sehr einfache Abschätzung gewonnen werden:

$$\alpha_m = \frac{1}{2} \frac{(S_0 - S_m)}{z_m - z_0}$$

Dies ist besonders dann eine gute Näherung, wenn Variationen des Signals hauptsächlich von Veränderungen des Betrags der Abschwächung hervorgerufen werden und nicht von Änderungen im *fractional gradient of attenuation*. Für sehr saubere Atmosphären muss hingegen noch eine zusätzliche Kalibrationsprozedur durchgeführt werden.

2.1.3 Messprinzip und Eigenschaften des „Windcube 200“

Um mit diesem Aufbau die Windgeschwindigkeit zu messen, wird nun zusätzlich der Dopplereffekt ausgenutzt. Da der Wind zu einer Bewegung der Teilchen führt, an denen das Laserlicht gestreut wird, ist die Wellenlänge des gestreuten Lichts dopplerverschoben. Über die Beziehung

$$\frac{\Delta\lambda}{\lambda} = \frac{v}{c}$$

kann aus der Änderung der Wellenlänge λ auf die Windgeschwindigkeit v geschlossen werden. Bei typischen Windgeschwindigkeiten von $5 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ und Wellenlängen um $1,5 \mu\text{m}$, bei denen das Gerät betrieben wird, ergibt sich jedoch ein $\Delta\lambda$ von nur $2,5 \cdot 10^{-14} \text{ m}$, das für eine direkte Messung viel zu klein ist. Daher wird der Laserstrahl, bevor er in die Atmosphäre geschickt wird, geteilt (siehe Abbildung 2.3, links).

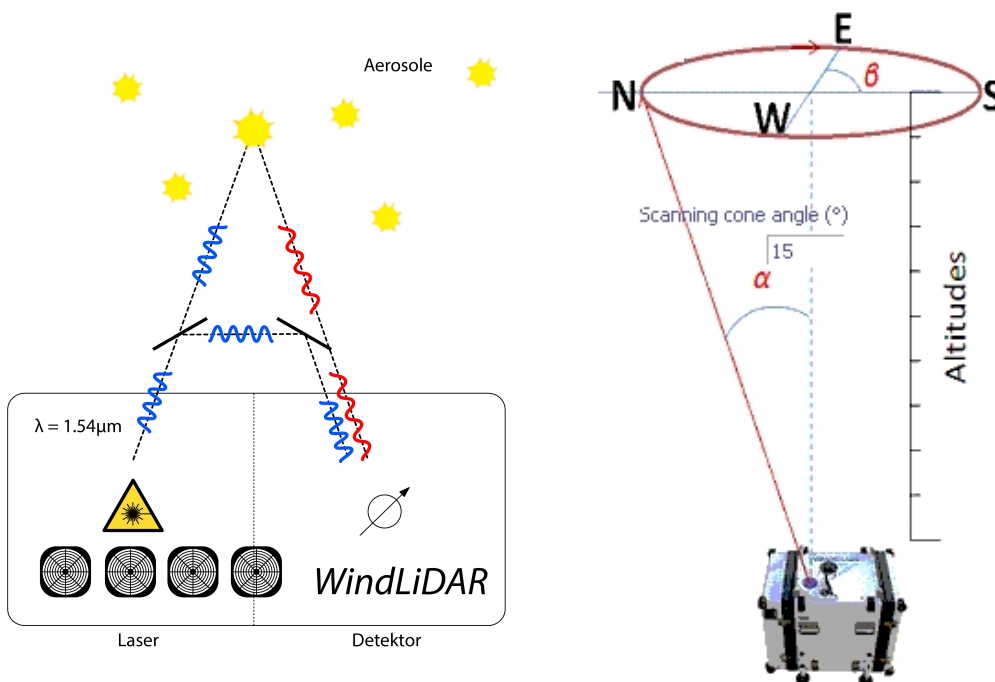


Abbildung 2.3: Funktionsprinzip des WindLiDARs, *Abbildungen: Johannes Haux (links), Leosphere (rechts), priv. Komm.*

Ein Teil durchläuft die Atmosphäre und unterliegt damit dem durch die Bewegung der streuenden Teilchen im Wind verursachten Dopplereffekt, während der andere Teil des Strahls im Gerät hin- und herläuft und somit unverschoben bleibt. Anschließend werden beide Teilstrahlen zur Interferenz gebracht, was zu einer Schwebung bei einer Frequenz von etwa $3 \cdot 10^5 \text{ Hz}$ führt, die sich gut beobachten lässt. Aus dieser Schwebungsfrequenz kann dann auf die Dopplerverschiebung und damit auf die Windgeschwindigkeit rückgeschlossen werden. Aus der Laufzeit des Laserpulses kann zusätzlich die Höhe ermittelt werden, in der die Streuung stattgefunden hat, sodass ein höhenaufgelöstes Profil der Windgeschwindigkeit und Windrichtung entsteht. Im Falle des „Windcube 200“ beträgt die Höhenauflösung dabei 50 m , was bedeutet, dass für einen angegebenen Höhenschritt h Werte von $h - 25 \text{ m}$ bis $h + 25 \text{ m}$ berücksichtigt werden.

Allerdings lässt sich mit dieser Methode immer nur die Windgeschwindigkeit entlang der Sichtachse ermitteln. Um einen Windgeschwindigkeitsvektor zu rekonstruieren, der sich aus mehreren Komponenten zusammensetzt, wird der Laserstrahl nicht senkrecht, son-

dern unter einem Winkel von 15° auf den Himmel gerichtet und in 90° -Schritten rotiert, sodass immer aus den letzten vier Messungen der Windgeschwindigkeitsvektor zusammengesetzt werden kann (siehe Abbildung 2.3, rechts). Aus diesem werden dann wiederum der Betrag der horizontalen Windgeschwindigkeit, der Betrag der vertikalen Windgeschwindigkeit und die Windrichtung berechnet. Hierbei ist allerdings zu beachten, dass man bei diesem Prinzip nicht nur die Windgeschwindigkeit in verschiedenen Richtungen, sondern auch an verschiedenen Orten misst, die am Himmel einige Grad voneinander getrennt liegen. Zwischen diesen kann die Windgeschwindigkeit aber bereits verschieden sein. Bei dem in Ny-Ålesund installierten Instrument handelt es sich um das „Windcube 200“ der Firma Leosphere. Seine technischen Daten (Quelle: Benutzerhandbuch zum Windcube 200) sind in Tabelle 2.1 zusammengefasst.

Tabelle 2.1: Technische Daten des „Windcube 200“

Merkmal	Spezifikation
Reichweite an Aerosolen	100 bis 5 000 m
Höhenauflösung	50 m
Beobachtungswinkel	$\simeq 15^\circ$
Geschwindigkeitsbereich	bis $100 \frac{\text{m}}{\text{s}}$
Geschwindigkeitspräzision	$0,5 \frac{\text{m}}{\text{s}}$
Richtungspräzision	$1,5^\circ$
Integrationszeit	10 s
Laserwellenlänge	$1,54 \mu\text{m}$
Pulsenergie	$100 \mu\text{J}$

Allerdings sind diese Angaben des Herstellers nicht vollständig realistisch. So kann die maximale Messhöhe von 5 km nur selten erreicht werden, da die Rückstreuung aus diesen Höhen zu schwach ist (siehe Abschnitt 2.1.5). Auch die Angabe der Geschwindigkeits- und Richtungspräzision ist zu optimistisch. So sollen diese laut Hersteller $0,5 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ beziehungsweise $1,5^\circ$ betragen. Allerdings wird auch zu jeder Messung eine Unsicherheit der Windgeschwindigkeitskomponenten angegeben. Die daraus berechnete Unsicherheit in Windgeschwindigkeit und -richtung schwankt aber stark und ist häufig wesentlich größer als $0,5 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ beziehungsweise $1,5^\circ$. Für die vorliegende Auswertung wurden 10-Minuten gemittelte Daten verwendet, um das Rauschen zu reduzieren. Dieser Mittelungsprozess findet direkt im Gerät mit einer internen Software der Firma Leosphere statt. Eine Zeitangabe meint hier immer, dass die Daten aus den letzten 10 Minuten vor der angegebenen Zeit in den Datensatz eingeflossen sind.

2.1.4 Beispieldatensatz

Mit der oben beschriebenen Methode wird nun für jeden Zeitraum von 10 Minuten ein Profil der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung ermittelt (siehe Abbildung 2.4). Setzt man solche Profile für einen ganzen Tag zusammen, erhält man die Abbildungen 2.5 und 2.6. Sie zeigen einen typischen Datensatz für die WindLiDAR-Messungen eines Tages. Dargestellt ist jeweils auf der horizontalen Achse die Zeit und auf der vertikalen Achse die Höhe. Die Messgrößen Windgeschwindigkeit beziehungsweise Windrichtung sind jeweils farbkodiert dargestellt. Weiße Flächen bedeuten, dass zu diesen Zeitpunkten für diese Höhen keine Daten vorliegen.

In beiden Abbildungen sind typische Eigenschaften von WindLiDAR-Messungen zu erkennen. Als erstes fällt auf, dass der von den Messungen abgedeckte Höhenbereich im Laufe

2 Verwendete Instrumente und Daten

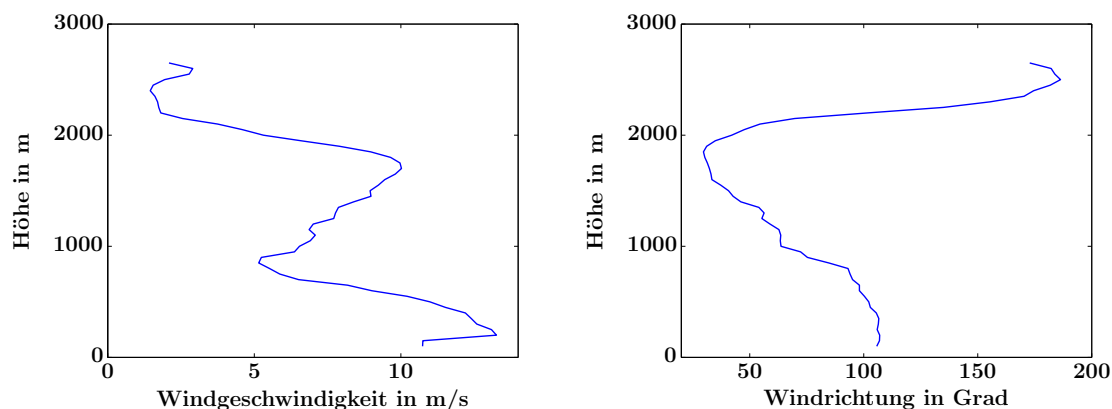


Abbildung 2.4: WindLiDAR-Messung am 25.02.2013 um 10.30h

des Tages relativ starken Schwankungen unterworfen ist. Der Bereich zwischen 200 m und 1000 m ist dabei aber die gesamte Zeit über abgedeckt. Eine ausführliche Analyse dieses Verhaltens wird in Abschnitt 2.1.5 vorgenommen. Zugleich sind an dem ausgewählten Beispiel aber auch einige Eigenschaften der Windprofile über Ny-Ålesund erkennbar.

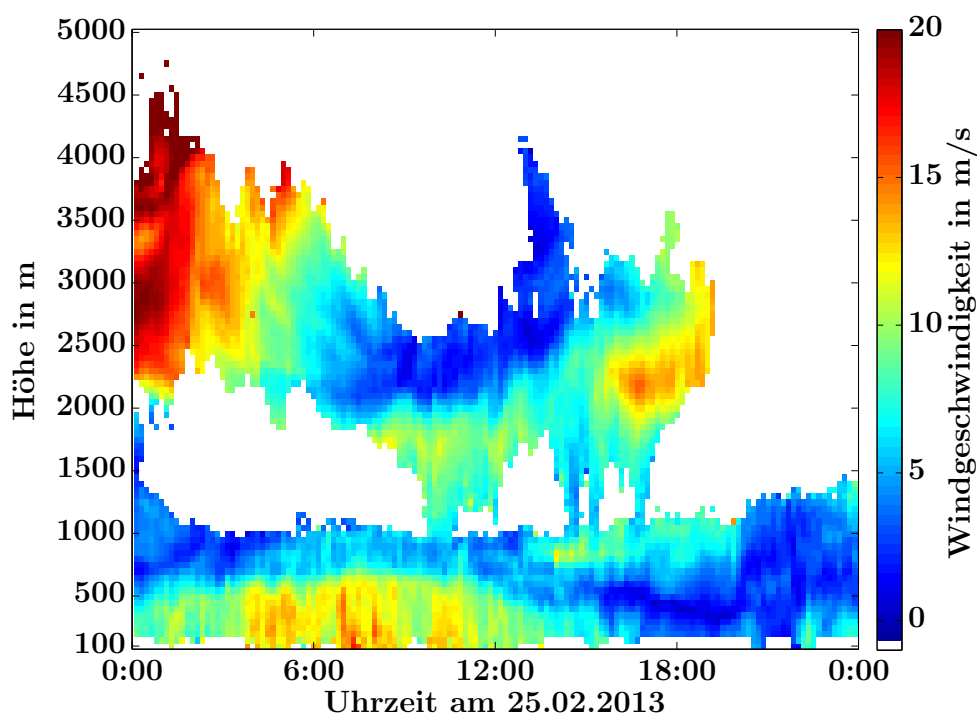


Abbildung 2.5: Beispiel für WindLiDAR-Daten eines Tages:
Horizontale Windgeschwindigkeit

So zeigt Abbildung 2.5, dass zu einigen Zeitpunkten Maxima der Windgeschwindigkeit in den unteren 1,5 km auftreten, die nach oben hin von Minima der Windgeschwindigkeit begrenzt werden. Auf solche auch als Low-Level Jets bezeichneten Phänome wird in Abschnitt 5.1 ausführlicher eingegangen. Oberhalb solcher Jets nimmt die Windgeschwindigkeit erst ab, um dann in größeren Höhen wieder zuzunehmen. Dabei kann auch die Windstärke in

großen Höhen in relativ kurzen Zeiträumen beträchtliche Schwankungen aufweisen. Auch das Verhalten der Windrichtung an diesem Tag ist für Ny-Ålesund typisch. In den untersten etwa 500 m herrschen südöstliche Strömungen vor, während der Wind weiter oben auf beliebige Richtungen drehen kann, die sich im Tagesverlauf mehrfach ändern können.

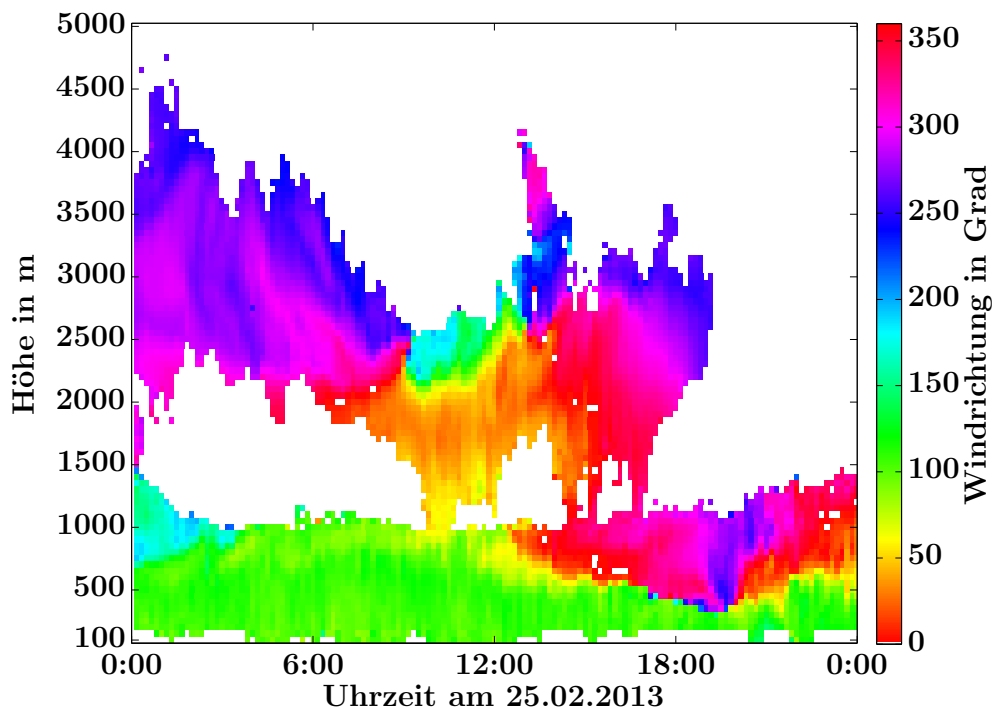


Abbildung 2.6: Beispiel für WindLiDAR-Daten eines Tages: Windrichtung

Während bisher und auch im weiteren Verlauf der Arbeit mit „Windgeschwindigkeit“ immer die Horizontalkomponente der Windgeschwindigkeit gemeint ist, ist in Abbildung 2.7 die Vertikalkomponente der Windgeschwindigkeit dargestellt. Wie in den vorangegangenen Abbildungen ist auch hier die Zeit auf der horizontalen Achse und die Höhe auf der vertikalen Achse aufgetragen. Die Vertikalkomponente der Windgeschwindigkeit wird farblich kodiert. Dabei bedeuten Werte mit negativem Vorzeichen, die hier in Blautönen dargestellt sind, eine Aufwärtsbewegung der Luft und Werte mit positivem Vorzeichen, hier in Gelb- und Rottönen dargestellt, eine Abwärtsbewegung der Luft.

Die Vertikalkomponente der Windgeschwindigkeit ist typischerweise eine Größenordnung kleiner als ihre Horizontalkomponente. Dies lässt sich durch Vergleich der Skalen in den Abbildungen 2.5 und 2.7 sofort ablesen. Der Vergleich beider Abbildungen zeigt auch, dass große horizontale Windgeschwindigkeiten nicht zwangsläufig mit großen vertikalen Windgeschwindigkeiten einhergehen müssen. Stattdessen erkennt man sowohl zeitlich als auch vertikal eine große Variabilität des Vertikalwinds. Dabei kommt es häufiger zu Vorzeichenwechseln in der Vertikalgeschwindigkeit. Da die Vertikalkomponente der Windgeschwindigkeit so viel kleiner ist als die Horizontalkomponente und wesentlich stärker von Turbulenzen abhängt, wird in der vorliegenden Arbeit überwiegend auf die horizontale Windgeschwindigkeit eingegangen. Die geringeren vertikalen Windgeschwindigkeiten werden lediglich in Abschnitt 5.1 für die Untersuchung von Low-Level Jets verwendet.

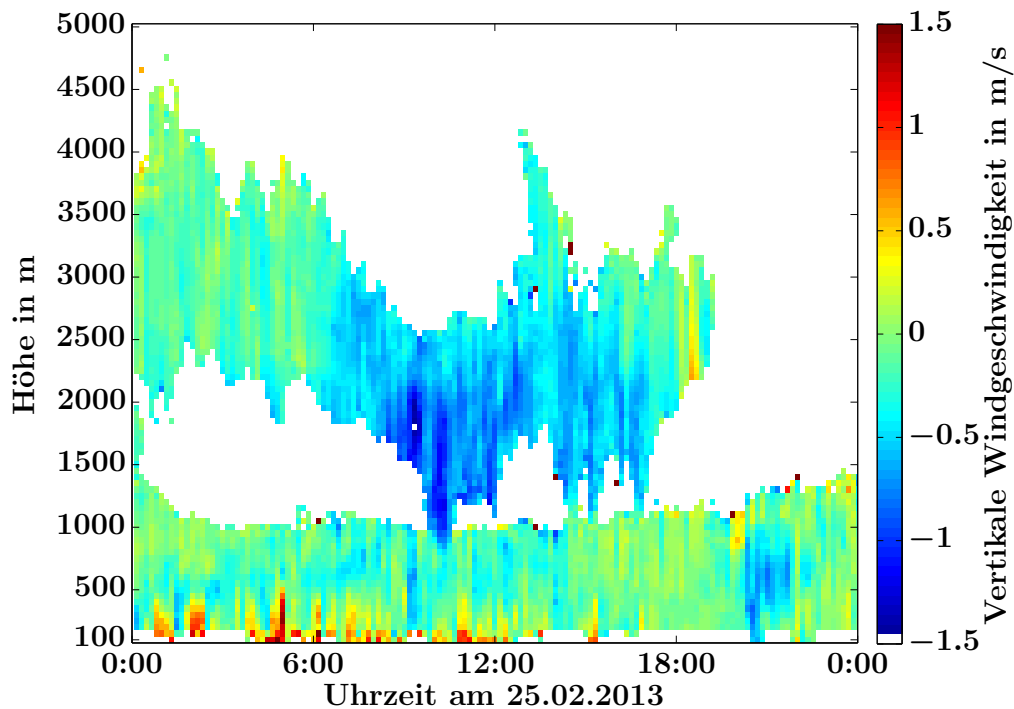


Abbildung 2.7: Beispiel für WindLiDAR-Daten eines Tages:
Vertikale Windgeschwindigkeit

2.1.5 Instrumentenstatistik

Wie in Abschnitt 2.1.3 bereits erwähnt, kann der theoretische Messbereich von 100 m bis 5 km nur in den seltensten Fällen komplett abgedeckt werden, was aus den Abbildungen 2.8 und 2.9 hervorgeht, in denen die Datenverfügbarkeit in verschiedenen Höhen im zeitlichen Verlauf (Abbildung 2.8) und über den gesamten Messzeitraum aufsummiert (Abbildung 2.9) dargestellt ist.

Hierfür spielen mehrere Gründe zusammen. Eines der größten Probleme ergibt sich durch die Verwendung einer Wellenlänge von $1,54 \mu\text{m}$. Da der Wechselwirkungsquerschnitt σ bei Rayleighstreuung, was die vorherrschende Streuart an Luftmolekülen ist, mit zunehmender Wellenlänge λ stark abfällt ($\sigma \propto \lambda^{-4}$), spielt die Streuung an Luftmolekülen bei $1,54 \mu\text{m}$ kaum noch eine Rolle. Für Aerosole hingegen fällt der Wirkungsquerschnitt mit dem Ängstrom-Koeffizienten ab (Ängstrom 1961), der für kleinere Aerosolpartikel um -2 liegt und für größere Teilchen sogar 0 werden kann; der Wirkungsquerschnitt ist dann wellenlängenunabhängig. Folglich sind bei Wellenlängen von $1,54 \mu\text{m}$ Aerosole die Teilchen, die entscheidend zur Streuung beitragen können. Wenn nun aber, wie es in der Arktis je nach Jahreszeit häufig der Fall ist, die Luft nur wenige Aerosole enthält, nimmt die Intensität des gemessenen Signals und damit die Reichweite in der Höhe drastisch ab. Laut Herstellerangaben ist die Verwendung kürzerer Wellenlängen, die wegen des größeren Rayleigh-Wirkungsquerschnitts eigentlich geeigneter wären, technisch nicht möglich, weil die Schwebungsfrequenz dann größer wäre und mit den bisher verwendeten Mitteln nicht gut gemessen werden könnte. Hinzu kommt, dass der verwendete Laser mit seiner Wellenlänge von $1,54 \mu\text{m}$ augensicher ist. Das hat unter anderem den Vorteil, dass der Betrieb des Geräts keine Gefahr für den Luftverkehr darstellt und der Strahl somit auch nicht unterbrochen werden muss, wenn ein Flugzeug darüber hinwegfliegt. Für den auto-

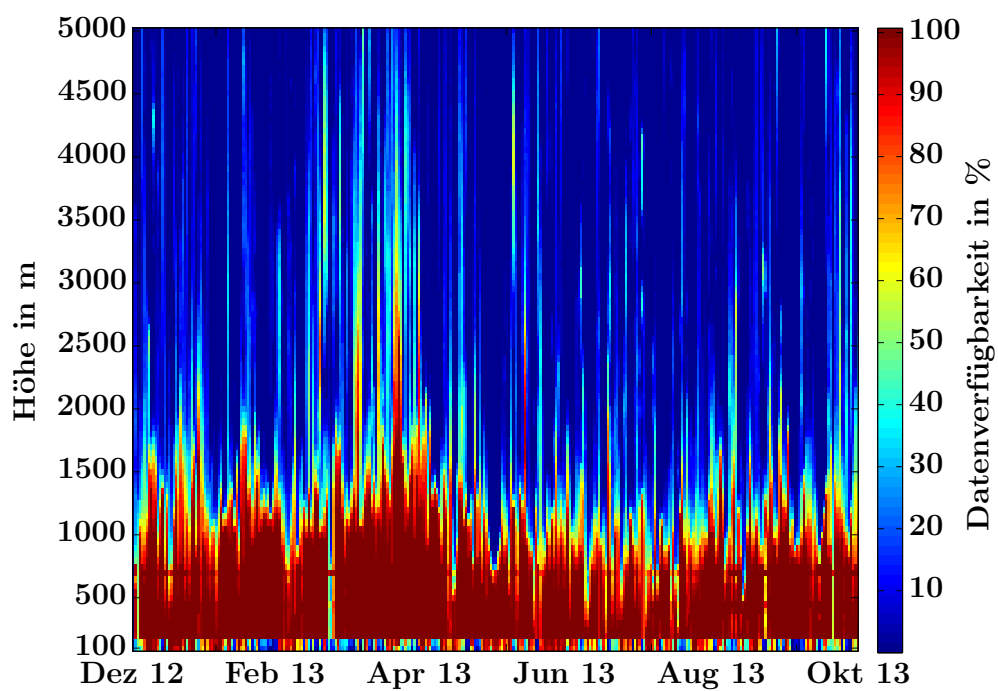


Abbildung 2.8: Datenverfügbarkeit jedes Tages im Messzeitraum in Abhängigkeit von der Messhöhe

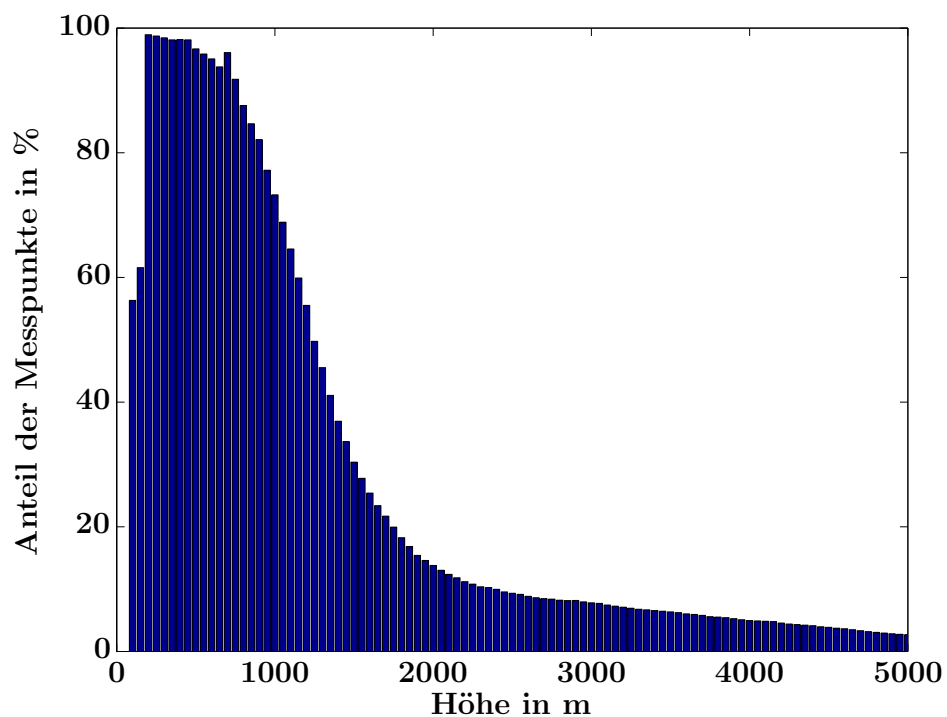


Abbildung 2.9: Verfügbarkeit der WindLiDAR-Daten in Abhängigkeit von der Messhöhe

matischen, unbemannten Betrieb stellt dies einen großen Vorteil dar. Mit der verwendeten Wellenlänge aber kann die maximale Messhöhe von 5 km in der Arktis fast nie erreicht werden, da die Aerosolkonzentration dort zu gering ist, um ausreichend Rückstreuung zu verursachen. Lediglich durch das Auftreten von Wolken können vereinzelt Werte in solch großen Höhen aufgenommen werden. In solchen Fällen hängt die Reichweite des Signals von der Eindringtiefe in die Wolke und somit auch vom Wolkentyp ab.

Aber auch für die beiden untersten Datenpunkte bei 100 m und 150 m ergibt sich keine vollständige Abdeckung. Der Grund hierfür liegt in der Geometrie des Aufbaus. Der Laserstrahl besitzt eine gewisse Weite und wird in einer fest vorgegebenen Entfernung fokussiert, die in dem verwendeten Aufbau 700 m beträgt. Dies ist in den Abbildungen 2.8 und 2.9 durch den Peak beziehungsweise die durchgängig dunkelrote Färbung zu erkennen. Dem Verlauf der Strahlweite folgt (umgekehrt proportional) auch das Carrier-to-noise-ratio (CNR). Dies ist in Abbildung 2.10 dargestellt. Zu diesem Kurvenverlauf trägt aber außerdem bei, dass in kleinen Höhen der Überlapp zwischen dem zurückgestreuten Licht und dem Gesichtsfeld des Teleskops noch nicht vollständig ist, sodass ein Teil des zurückgestreuten Lichts verloren geht. So ergibt sich für sehr kleine Höhen ein schlechteres CNR und, wenn man um die Qualität der Daten zu garantieren nur Daten oberhalb einer festgelegten CNR-Schwelle berücksichtigt, eine geringere Datenverfügbarkeit.

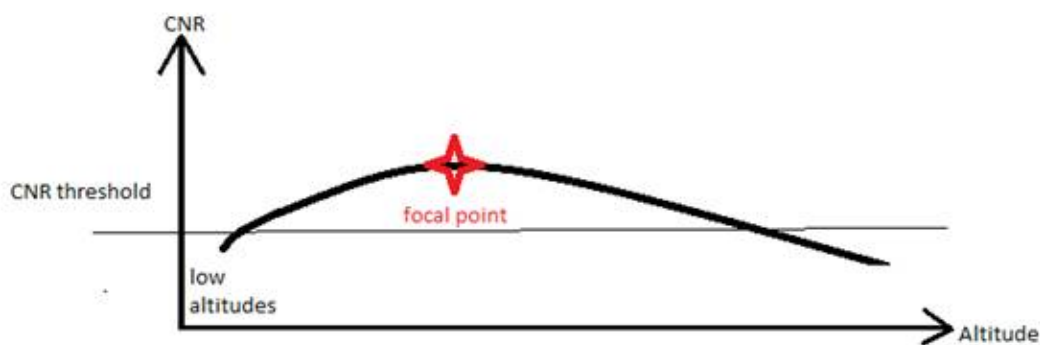


Abbildung 2.10: Verlauf des Carrier-to-noise-ratio, *Abbildung: Leosphere, priv. Komm.*

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass das WindLiDAR den Bereich von 200 m bis circa 1 km relativ zuverlässig abdecken kann, während die Bereiche darüber und darunter nur ab und zu erfasst werden.

2.2 GRUAN-Radiosonden

Eine lang erprobte Methode zur Untersuchung des Winds in Ny-Ålesund ist die Verwendung von Radiosondendaten. Da die AWIPEV-Station in Ny-Ålesund Mitglied im GRUAN-Netzwerk (GCOS Reference Upper-Air Network, wobei GCOS für Global Climate Observing System steht, siehe GRUAN 2013) ist, stehen täglich Daten einer nach strengen Qualitätskontrollen durchgeführten Radiosondierung zur Verfügung. Dazu wird jeweils um 11h UTC ein Wetterballon gestartet, an dem eine Radiosonde der Firma Vaisala vom Typ „RS92-SGP“ befestigt ist (siehe Abbildungen 2.11 und 2.12). An diesem Ballon steigt die Sonde bis in Höhen von etwa 30 km auf, bevor der Ballon platzt. Während des Aufstiegs sendet sie sekundlich ein Datenpaket zum Boden, in dem die Werte für Luftdruck, Temperatur, relative Luftfeuchte und GPS-Koordinaten enthalten sind. Bei



Abbildung 2.11: Radiosonde „RS92-SGP“

Foto: Marion Maturilli



Abbildung 2.12: Radiosondenstart

Foto: Jürgen Graeser

einer durchschnittlichen Steiggeschwindigkeit von $5 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ erhält man damit ein Höhenprofil der genannten Größen mit einer Auflösung von etwa 5 m. Während Druck, Temperatur und Feuchte direkt mit eingebauten Sensoren gemessen werden, werden Windgeschwindigkeit und Windrichtung aus der Änderung der Koordinaten zwischen zwei Messpunkten ermittelt. Laut Herstellerangaben (siehe Datenblatt zur Radiosonde) kann damit die Windgeschwindigkeit mit einer Genauigkeit von $0,15 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ gemessen werden. Für die Windrichtung wird vom Hersteller eine Genauigkeit von 2° angegeben, allerdings nur bei Windgeschwindigkeiten über $3 \frac{\text{m}}{\text{s}}$. Die so ermittelten Daten werden in das GRUAN-Netzwerk eingespeist und dort prozessiert. Anschließend können sie über eine Datenbank wieder abgerufen werden. Damit haben Radiosondendaten den Vorteil, ein sehr gut aufgelöstes und bis in große Höhen reichendes Windprofil zu liefern und gleichzeitig sehr zuverlässig zu sein, da ihre Genauigkeit unter verschiedenen Bedingungen durch langjährige Erfahrung bekannt ist. Daher eignen sie sich besonders gut als Referenzmessungen. Ein Nachteil der Radiosondendaten ist jedoch ihre schlechte zeitliche Auflösung, da in Ny-Ålesund typischerweise nur eine Sonde pro Tag gestartet wird.

2.3 BSRN-Daten

Da die WindLiDAR-Messungen erst in einer Höhe von mindestens 100 m beginnen, benötigt man weitere Messungen, um die Datenlücke zum Boden zu schließen. Seit August 1992 gehört die AWIPEV-Station in Ny-Ålesund zum „Baseline Surface Radiation Network“, kurz BSRN (Ohmura et al. 1998). Obwohl sich dieses hauptsächlich auf Strahlungsmessungen konzentriert, gehört zu den Einrichtungen auf dem BSRN-Messfeld seit August 1993 auch ein 10 m hoher Wettermast. Dieser verfügt unter anderem über Windsensoren in 2 m und in 10 m Höhe, die die Windgeschwindigkeit mit Hilfe eines Drei-Schalen-Anemometers und die Windrichtung mit Hilfe einer Windfahne messen. Die Qualität der an diesem Wettermast aufgenommenen Daten wird durch strenge Kontrollen sichergestellt. Somit sind die am BSRN-Mast aufgenommenen Winddaten gut dafür geeignet, die Datenlücke zwischen



Abbildung 2.13: BSRN-Mast

den untersten WindLiDAR-Messungen und dem Boden zu schließen.

2.4 Fesselballonsondierungen

Auch Fesselballonsondierungen werden in Ny-Ålesund schon seit vielen Jahren durchgeführt und unter anderem zur Untersuchung der Windprofile verwendet. Mit den am Fesselballon befestigten Sonden kann man den Wind in mehreren Höhen über viele Stunden hinweg messen. Allerdings steht nur eine begrenzte Anzahl von Sonden und damit nur eine begrenzte Anzahl von Höhenschritten zur Verfügung und die Sondierungen sind mit relativ großem Aufwand verbunden, sodass sie nicht dauerhaft, sondern nur im Rahmen von einzelnen Messkampagnen durchgeführt werden. Eine solche Kampagne ist hingegen gut dafür geeignet, die von dem noch relativ neuen und schlecht bekannten WindLiDAR gelieferten Daten zu validieren. Daher wurde im Frühjahr 2013 eine Fesselballonkampagne durchgeführt, die hauptsächlich dazu dienen sollte, die WindLiDAR-Daten zu validieren.

2.4.1 Aufbau und Messprinzip

Für die Fesselballonsondierungen wurde das Vaisala „DigiCORA Tethersonde System“ verwendet. Dieses besteht aus drei Teilen: einem heliumgefüllten Fesselballon, der mit einem sehr dünnen aber extrem stabilen Seil an einer elektrischen Winde befestigt wird, bis zu sechs Sonden, die an dem Seil befestigt werden können, und einem Empfangssystem. Abbildung 2.14 zeigt einen solchen Aufbau. Allerdings beträgt der Abstand der Sonden untereinander in der dargestellten Konfiguration nur wenige Meter, während für die zur Validierung des WindLiDARs verwendeten Messungen die Sonden etwa 100 m voneinander entfernt sind.

Mit der elektrischen Winde (Abbildung 2.15) wird das Seil auf- und abgerollt, sodass das gesamte System hoch- und heruntergefahren werden kann. Je nach verfügbarer Seillänge können damit Höhen von mehreren Kilometern erreicht werden.

Die eigentliche Messung wird mit sechs Sonden vom Typ „Vaisala Tethersonde TTS111“



Abbildung 2.14: Fesselballon mit sechs Sonden

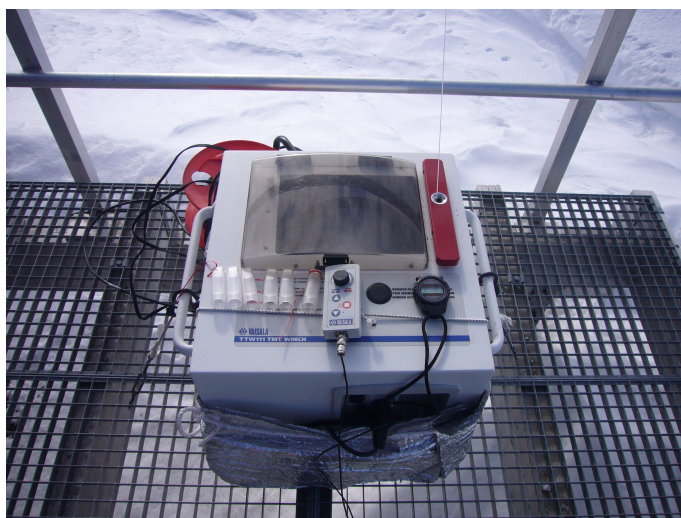


Abbildung 2.15: Elektrische Winde

2 Verwendete Instrumente und Daten

durchgeführt, die in den gewünschten Höhen am Seil befestigt werden können (siehe Abbildung 2.16). Jede Sonde misst Temperatur, Luftdruck, Luftfeuchtigkeit, Windgeschwindigkeit und Windrichtung und sendet die Daten auf leicht verschiedenen Frequenzen zwischen 400 MHz und 406 MHz an ein Empfangssystem, die „DigiCORA“ (siehe Abbildung 2.17). Aus Gründen des besseren Empfangs wird die Telemetrieantenne einige hundert Meter vom Messort entfernt aufgestellt.



Abbildung 2.16: Vaisala Sonde am Seil

Temperatur, Luftdruck und Luftfeuchtigkeit werden mit den gleichen Vaisala-Sensoren gemessen, die auch in Radiosonden verwendet werden (siehe Datenblatt zur Fesselsonde), während die Windgeschwindigkeit mit einem Drei-Schalen-Anemometer gemessen wird. Für die Ermittlung der Windrichtung wird ausgenutzt, dass sich die drehbar gelagerte Sonde durch die angebauten Flügel im Wind ausrichtet. Mithilfe eines eingebauten Digitalkompasses wird daraus die Windrichtung bestimmt. Laut Herstellerangaben (Datenblatt zur Fesselsonde) können mit diesem System Windgeschwindigkeiten zwischen 0 und $20 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ mit einer Auflösung von $0,1 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ gemessen werden. Für die Windrichtung sollte eine Auflösung von 1° möglich sein und der gesamte Winkelbereich von 0° bis 360° abgedeckt werden. Im Rahmen der Untersuchung stellte sich jedoch heraus, dass eine solche Genauigkeit bei weitem nicht immer erreicht werden kann (siehe Abschnitt 2.4.2). Daher wurden die Windrichtungsdaten der Fesselsonden nicht zur Validierung des WindLiDARs verwendet.



Abbildung 2.17: Empfangssystem

2.4.2 Qualität der Fesselballondaten: Vergleich mit BSRN-Daten

Um die Zuverlässigkeit der Fesselsonden bei der Messung von Windgeschwindigkeit und -richtung zu überprüfen, wurde eine dieser Sonden am 25.04.2013 um 9.30h UTC am BSRN-Mast befestigt, wo sie bis 21.20h UTC Windgeschwindigkeit und -richtung bei wechselnden Windverhältnissen aufzeichnete. Als Teil des „Baseline Surface Radiation Network“ (BSRN) ist der BSRN-Mast eine besonders zuverlässige Quelle für Wetterdaten. Da er mit Sensoren für die Windgeschwindigkeit und -richtung ausgestattet ist, lässt er sich gut zur Validierung der Fesselsonden nutzen. Während diese bei der Kampagne meist im Höhenbereich zwischen 200 m und 700 m verwendet wurden, misst der BSRN-Mast den Wind in 2 m und in 10 m Höhe. Um einen Vergleich der beiden Messsysteme durchzuführen, wurde nun eine Fesselsonde am BSRN-Mast, direkt unterhalb des 2 m-Windsensors befestigt (siehe Abbildung 2.18). Zur Befestigung der Sonde wurde das gleiche Seil, das auch am Fesselballon verwendet wird, zwischen einem Ausleger des BSRN-Mastes und dem Boden gespannt und die Sonde wie gewohnt daran befestigt. Diese Aufhängung sollte dem während der üblichen Messungen verwendeten Aufbau möglichst nahe kommen.

2.4.2.1 Windgeschwindigkeit

In Abbildung 2.19 ist die von beiden Instrumenten gemessene, minutengemittelte Windgeschwindigkeit dargestellt. Zusätzlich ist eine Ursprungsgerade eingezeichnet, um den Idealfall anzudeuten, der eintreten würde, wenn beide Sonden tatsächlich das Gleiche messen würden.

Wie man leicht sieht, korrelieren die beiden Messungen sehr gut miteinander, wenn auch eine gewisse Streuung vorliegt. Der Mittelwert der Differenz zwischen beiden Messungen beträgt nur $0,02 \frac{\text{m}}{\text{s}}$, es gibt also keinen systematischen Trend, dass eines der Messgeräte größere oder kleinere Werte anzeigt als das andere. Die Standardabweichung vom Mittelwert beträgt $0,76 \frac{\text{m}}{\text{s}}$. Der Mittelwert der Beträge der Differenz zwischen beiden Messungen liegt bei $0,58 \frac{\text{m}}{\text{s}}$, die Wurzel des mittleren quadratischen Fehlers („root-mean-square



Abbildung 2.18: Aufbau zum Vergleich der Fesselsondendaten mit BSRN-Daten

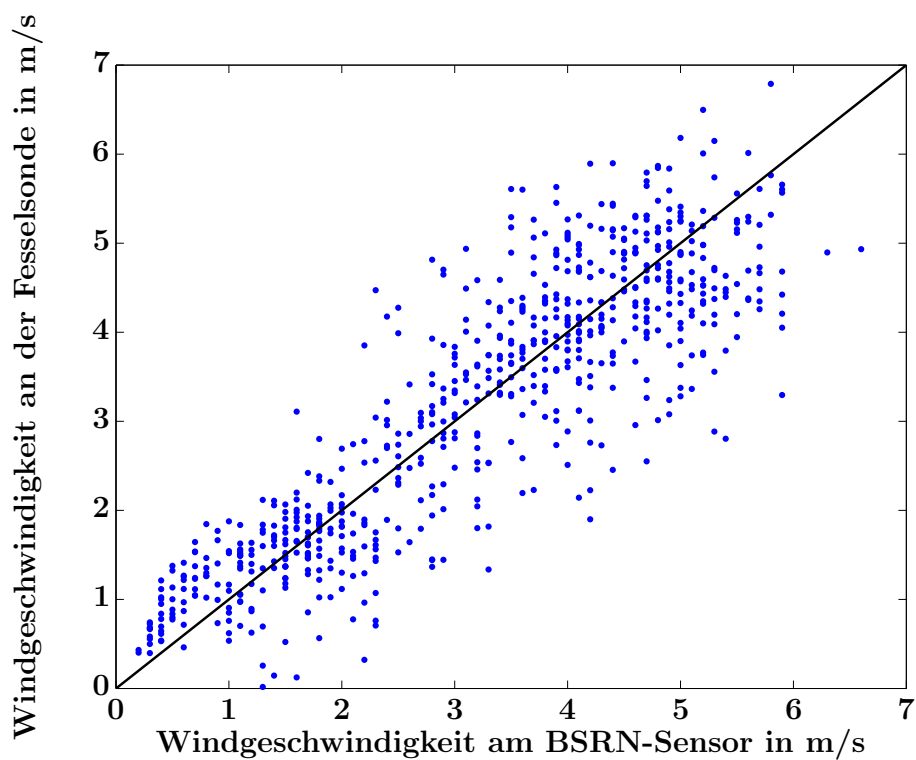


Abbildung 2.19: Von der Fesselsonde und vom BSRN-Sensor gemessene Windgeschwindigkeit (blaue Punkte), Ursprungsgerade (schwarze Linie)

error“, RMSE) bei $0,76 \frac{\text{m}}{\text{s}}$. Der mögliche Effekt, dass die Abweichung bei geringen Windgeschwindigkeiten aufgrund der Trägheit des Fesselsonden-Anemometers besonders groß sein könnte, ist nicht zu beobachten (siehe Abbildung 2.20). Stattdessen nimmt der Betrag der Abweichung zwischen beiden Messungen bei großen Windgeschwindigkeiten sogar zu: Die Korrelation zwischen den beiden Größen beträgt 0,24.

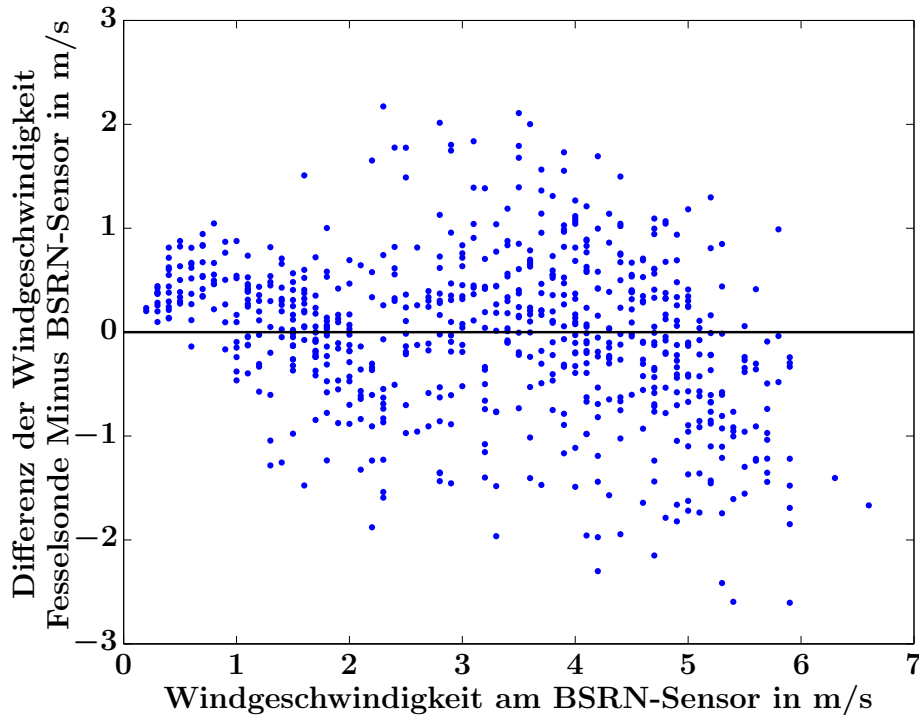


Abbildung 2.20: Differenz zwischen den Messwerten von Fesselsonde und BSRN-Sensor in Abhängigkeit von der (vom BSRN-Sensor gemessenen) Windgeschwindigkeit

Da die Übereinstimmung zwischen der Windgeschwindigkeitsmessung des äußerst zuverlässigen BSRN-Instruments und der Fesselsonde sehr gut ist, kann daraus geschlossen werden, dass auch die Windgeschwindigkeitsmessung der Fesselsonde vertrauenswürdig ist und zur Validierung der WindLiDAR-Daten verwendet werden kann.

2.4.2.2 Windrichtung

Betrachtet man die analoge Darstellung für die Windrichtung (Abbildung 2.21), stellt man schnell fest, dass hier große Differenzen vorliegen. Während vom BSRN-Sensor über fast den gesamten Messzeitraum hinweg ungefähr die gleiche Windrichtung von 318° (Nordwestwind, in der hier verwendeten Darstellung -42°) gemessen wurde, streut die von der Fesselsonde gemessene Windrichtung enorm. Dadurch liegt auch der Mittelwert des Differenzvektors weit von 0 entfernt, nämlich bei -55° mit einer Standardabweichung von 41° . Der Mittelwert der Beträge des Differenzvektors ist naturgemäß noch größer, er liegt bei 62° . Die Wurzel des mittleren quadratischen Fehlers beträgt 68° .

Eine genauere Betrachtung der Abweichung zeigt, dass der von der Fesselsonde angezeigte Winkel stark mit dem Betrag der Windgeschwindigkeit korreliert, während dies für den BSRN-Sensor nicht der Fall ist (siehe Abbildung 2.22). So beträgt die Korrelation zwischen

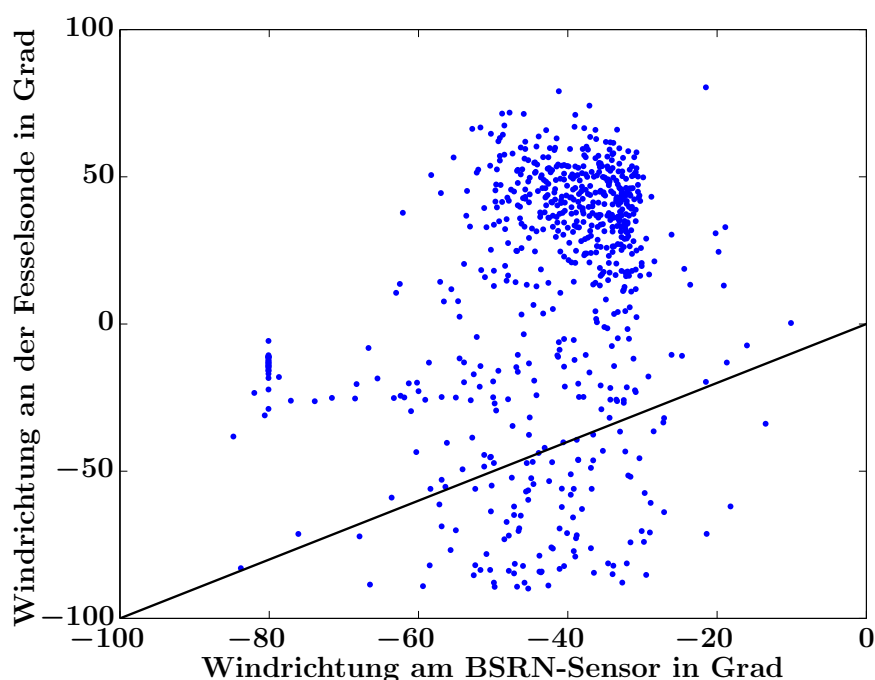


Abbildung 2.21: Von der Fesselsonde und dem BSRN-Sensor gemessene Windrichtung (blaue Punkte), Ursprungsgerade (schwarze Linie). Mit negativen Winkeln sind Winkel bezeichnet, die zwischen 180° und 360° liegen. Sie werden in dieser Darstellung von 0° beginnend negativ gezählt.

Windgeschwindigkeit und -richtung für die Fesselsondenmessung 0,78, während sie für den BSRN-Sensor nur 0,37 beträgt.

Über längere Zeiten konstant ist der von der Fesselsonde gemessene Winkel nur bei relativ großen Windgeschwindigkeiten über circa $4 \frac{\text{m}}{\text{s}}$. Dies würde darauf schließen lassen, dass die Messung der Windrichtung nur bei großen Windgeschwindigkeiten sinnvolle Werte liefert. Allerdings ist die Differenz zwischen der von der Fesselsonde und dem BSRN-Sensor gemessenen Windrichtung gerade dann besonders groß (siehe Abbildung 2.21). Dies weckt den Verdacht, dass es zusätzlich zu der Abhängigkeit der gemessenen Windrichtung von der Windgeschwindigkeit auch noch einen konstanten Versatz in den Fesselsondendaten geben könnte.

In Abbildung 2.23 ist das Verhalten des Windrichtungssensors nochmals dargestellt: Während der Messzeit von circa zwölf Stunden ändert sich die vom BSRN-Sensor gemessene Windrichtung (grün) nur wenig, während die von der Fesselsonde gemessene Windrichtung (blau) starken Schwankungen unterliegt. Diese folgen überwiegend Schwankungen im Betrag der Windgeschwindigkeit (rot).

Dieses Verhalten lässt sich vermutlich auf zwei Hauptursachen zurückführen: Die in Abbildung 2.23 dargestellten Daten lassen vermuten, dass die Aufhängung der Sonde am Seil keine völlig freie Rotation zulässt und es stattdessen eine oder mehrere Ruhelagen gibt, die die Sonde bevorzugt einnimmt. Zunehmender Wind würde dann dazu führen, dass die Sonde aus der Ruhelage ausgelenkt wird, bei abflauendem Wind kehrt sie in diese zurück. Ein solches Verhalten würde erklären, warum die angezeigte Richtung so stark von der Windgeschwindigkeit abhängt. Hinzu kommt, dass der Magnetkompass in der Nähe des Nordpols nicht präzise funktioniert und selbst bei einer auf einem Stativ fixierten Sonde

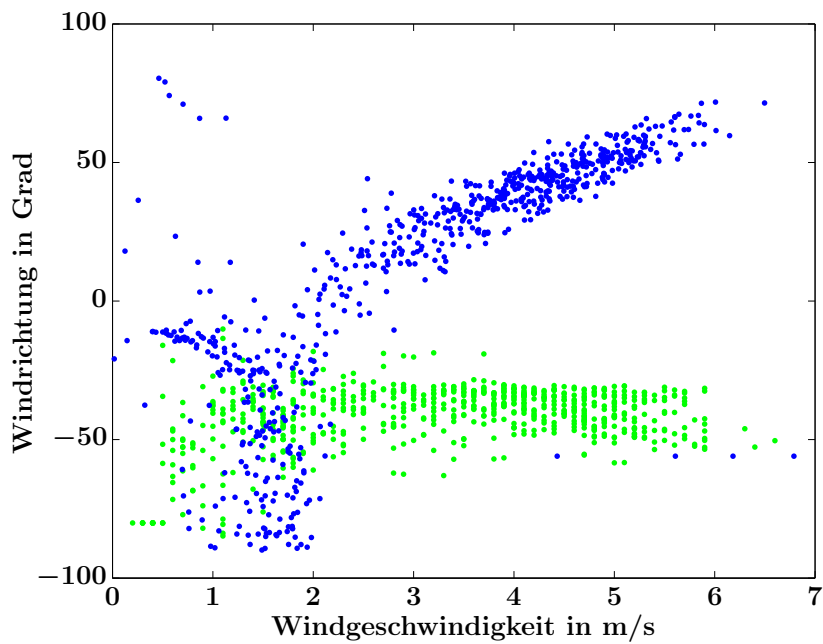


Abbildung 2.22: Von der Fesselsonde (blau) und dem BSRN-Sensor (grün) gemessene Windrichtung in Abhängigkeit von der jeweils gemessenen Windgeschwindigkeit. Bezeichnung der Windrichtung wie in Abbildung 2.21.

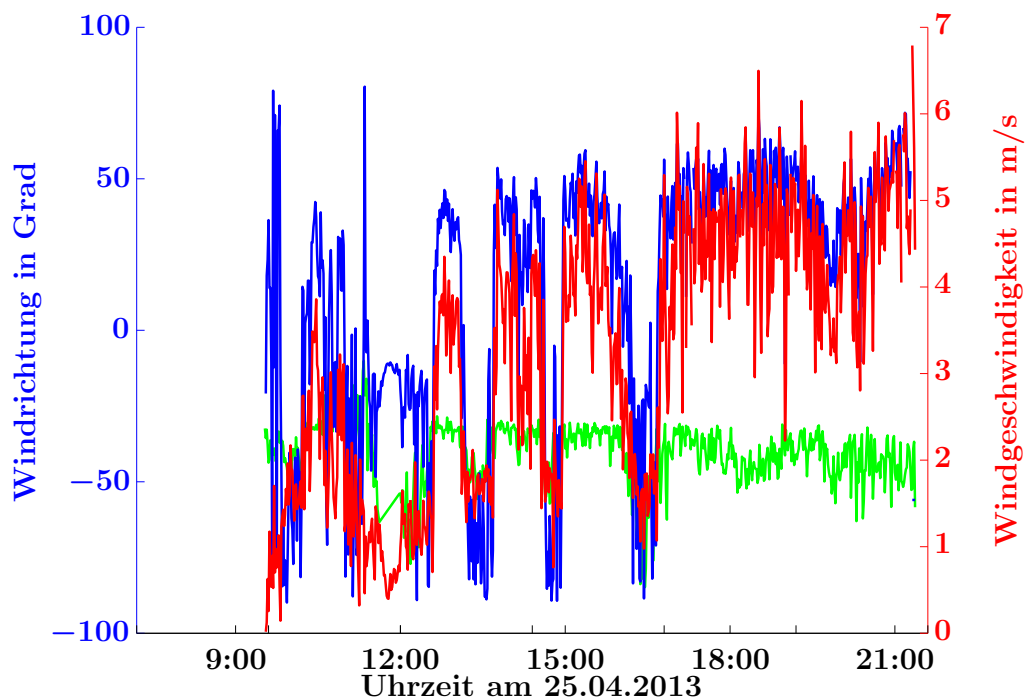


Abbildung 2.23: Zeitlicher Verlauf der von der Fesselsonde (blau) und dem BSRN-Sensor (grün) gemessenen Windrichtung (linke Ordinate); von der Fesselsonde gemessene Windgeschwindigkeit (rot, rechte Ordinate). Bezeichnung der Windrichtung wie in Abbildung 2.21.

wechselnde Richtungen anzeigt.

Eine genauere Untersuchung dieses Verhaltens könnte möglicherweise klären, wie die Probleme bei der Windrichtungsmessung zu Stande kommen, jedoch ist dies hier nicht zielführend. Es lässt sich lediglich feststellen, dass die von der Fesselsonde gemessene Windrichtung sehr unzuverlässig ist und daher zur Validierung des WindLiDARs nicht verwendet werden kann.

2.5 Radiometer

Um den Zusammenhang zwischen Wind- und Temperaturprofilen über Ny-Ålesund zu untersuchen, wurden neben Temperaturprofilen aus Radiosondenaufstiegen auch Temperaturprofile aus Radiometerdaten verwendet, da diese eine wesentlich höhere zeitliche Auflösung aufweisen als die Radiosondendaten. Das HATPRO-Radiometer der Firma Radiometer Physics GmbH ist seit dem Jahr 2011 auf dem Dach des Observatoriums der AWIPEV-Station in Ny-Ålesund in Betrieb (siehe Abbildung 2.24) und wurde in der Bachelorarbeit von Markus Kayser (Kayser 2012) charakterisiert. Da dort auch die Funktionsweise ausführlich beschrieben ist, sei das Messprinzip hier nur kurz skizziert.



Abbildung 2.24: Radiometer auf dem Dach der AWIPEV-Station

Foto: Holger Deckelmann

Das Radiometer nutzt die Emissionsspektren von Sauerstoffmolekülen und Wasserdampf, um ein vertikal aufgelöstes Temperatur- und Feuchteprofil zu ermitteln. Dazu wird die von diesen Molekülen emittierte Mikrowellenstrahlung in verschiedenen Frequenzen gemessen. Für die Temperaturmessung wird die Intensität der Mikrowellenstrahlung der Sauerstoffmoleküle in sieben Frequenzbereichen zwischen 51,26 GHz und 58 GHz registriert. Aus dem gemessenen Spektrum kann auf die Helligkeitstemperatur $T_B(\nu)$ geschlossen werden. Die Helligkeitstemperatur ist ein Maß für die von einem nicht perfekten schwarzen Körper bei einer bestimmten Temperatur T und Frequenz ν abgestrahlte Energie. Kennt man den Emissionskoeffizienten $\epsilon(\nu)$ des Körpers, so kann über die Beziehung $T_B(\nu) = \epsilon(\nu) \cdot T$ auf die Temperatur T des Körpers rückgeschlossen werden. Da es sich hierbei um ein inverses Problem handelt, ist dazu ein komplexer Algorithmus nötig, der in Kayser (2012) beschrieben wird und hier nicht näher erläutert werden soll.

Im Betrieb des Radiometers sind zwei Modi vorgesehen, die verschiedene Reichweiten und

Auflösungen erlauben: Im so genannten Zenitmodus kann bei einer zeitlichen Auflösung von weniger als 2 Minuten eine vertikale Reichweite von bis zu 10 km erreicht werden. Dafür beträgt die vertikale Auflösung im Bereich unter 5 km nur 200 m und darüber sogar nur 400 m. Der mittlere quadratische Fehler bei der Temperaturbestimmung beträgt laut Herstellerangaben unterhalb von 2 km $\pm 0,6$ K und darüber ± 1 K. Im Grenzschnittmodus hingegen kann nur die untere Atmosphäre bis zu einer Höhe von 2 km abgedeckt werden. Dafür beträgt die vertikale Auflösung in den untersten 300 m dann 30 m und zwischen 300 m und 1200 m 50 m, der mittlere quadratische Fehler liegt jeweils bei $\pm 0,7$ K. Darüber beträgt die Auflösung nur noch 200 m und der mittlere quadratische Fehler beträgt ± 1 K. Die zeitliche Auflösung im Grenzschnittmodus liegt mit den aktuellen Einstellungen am Radiometer bei 20 Minuten. Damit sind diese Daten besonders gut dazu geeignet, in Kombination mit den WindLiDAR-Daten (zeitliche Auflösung: 10 Minuten) ausgewertet zu werden. Während des für diese Arbeit verwendeten Messzeitraums wurden die Einstellungen am Radiometer bezüglich des Grenzschnittmodus' mehrmals geändert. Daher werden für den Zeitraum vor dem 05.02.2013 Daten aus dem Zenitmodus verwendet. Erst danach hat das Radiometer regelmäßig mit einer 20-minütigen Auflösung auch Daten im Grenzschnittmodus aufgenommen, die für die hier durchgeführten Untersuchungen verwendet wurden. Jeder WindLiDAR-Messung wurde dabei die zeitlich am nächsten gelegene Radiometermessung zugeordnet, sofern der zeitliche Abstand zwischen beiden Messungen weniger als eine Stunde betrug. So kann zu fast jeder WindLiDAR-Messung ein Temperaturprofil aus dem Radiometer gefunden werden.

2.6 ECMWF-Reanalysemodelle

Zur Bestimmung der synoptischen Anströmung wurden Reanalysedaten des europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersagen („European Centre for Medium-Range Weather Forecasts“, kurz: ECMWF) verwendet. Aus der Vielzahl zur Verfügung stehender Formate, in denen dort meteorologische Daten abgerufen werden können, wurde für die vorliegende Arbeit der operationelle Datensatz des ECMWF ausgewählt, in dem verschiedene meteorologische Größen, darunter auch die Komponenten des Horizontalwindes, auf festgelegten Drucklevels angegeben werden (siehe ECMWF 2013b). Die verwendete Auflösung beträgt $2,5^\circ \times 2,5^\circ$. Die auf Ny-Ålesund (Koordinaten: $78,92^\circ$ Nord, $11,92^\circ$ Ost) bezogenen Daten wurden aus den vier umliegenden Gitterpunkten interpoliert. Diese lagen auf den Breitengraden $77,5^\circ$ Nord beziehungsweise 80° Nord und 10° Ost beziehungsweise $12,5^\circ$ Ost. Die zeitliche Auflösung der Modelldaten beträgt sechs Stunden. Daten werden jeweils für 0h, 6h, 12h und 18h UTC angegeben. Dabei wird auf sämtliche zu diesem Zeitpunkt zur Verfügung stehenden Daten, beispielsweise aus Radiosondenaufstiegen, zurückgegriffen. Abbildung 2.25 stellt WindLiDAR- und ECMWF-Daten für Windgeschwindigkeit und Windrichtung zu vier ausgewählten Zeitpunkten vergleichend dar. Die ECMWF-Daten beziehen sich dabei auf die im Modell zur Verfügung stehenden Zeitpunkte, während die WindLiDAR-Daten ungemittelte Messdaten zum gleichen Zeitpunkt darstellen. Deutlich ist zu erkennen, dass die ECMWF-Daten zu glatten Kurvenverläufen neigen, während das WindLiDAR wesentlich mehr, insbesondere orographiebedingte Details erfassen kann. Dabei gibt es Zeitpunkte, zu denen die Übereinstimmung zwischen beiden Datensätzen relativ gut ist (siehe zum Beispiel die Abbildungen 2.25 a-b) und andere mit einer wesentlich schlechteren Übereinstimmung (siehe zum Beispiel die Abbildungen 2.25 c-d). Für die meisten Zeitpunkte ist die Übereinstimmung in einigen Höhenbereichen besser und in anderen schlechter, wie in den Abbildungen 2.25, e-f.

Da es sich bei den ECMWF-Daten um interpolierte Daten handelt, die aufgrund ihrer räumlichen Auflösung die lokalen Gegebenheiten nicht berücksichtigen können, ist davon

2 Verwendete Instrumente und Daten

auszugehen, dass das WindLiDAR in jedem Fall die zuverlässigeren Ergebnisse liefert. Andererseits reichen die WindLiDAR-Daten häufig nicht hoch genug, um aus ihnen eine Aussage über die synoptische Anströmung ableiten zu können. Daher wurde zu diesem Zwecke auf ECMWF-Daten zurückgegriffen.

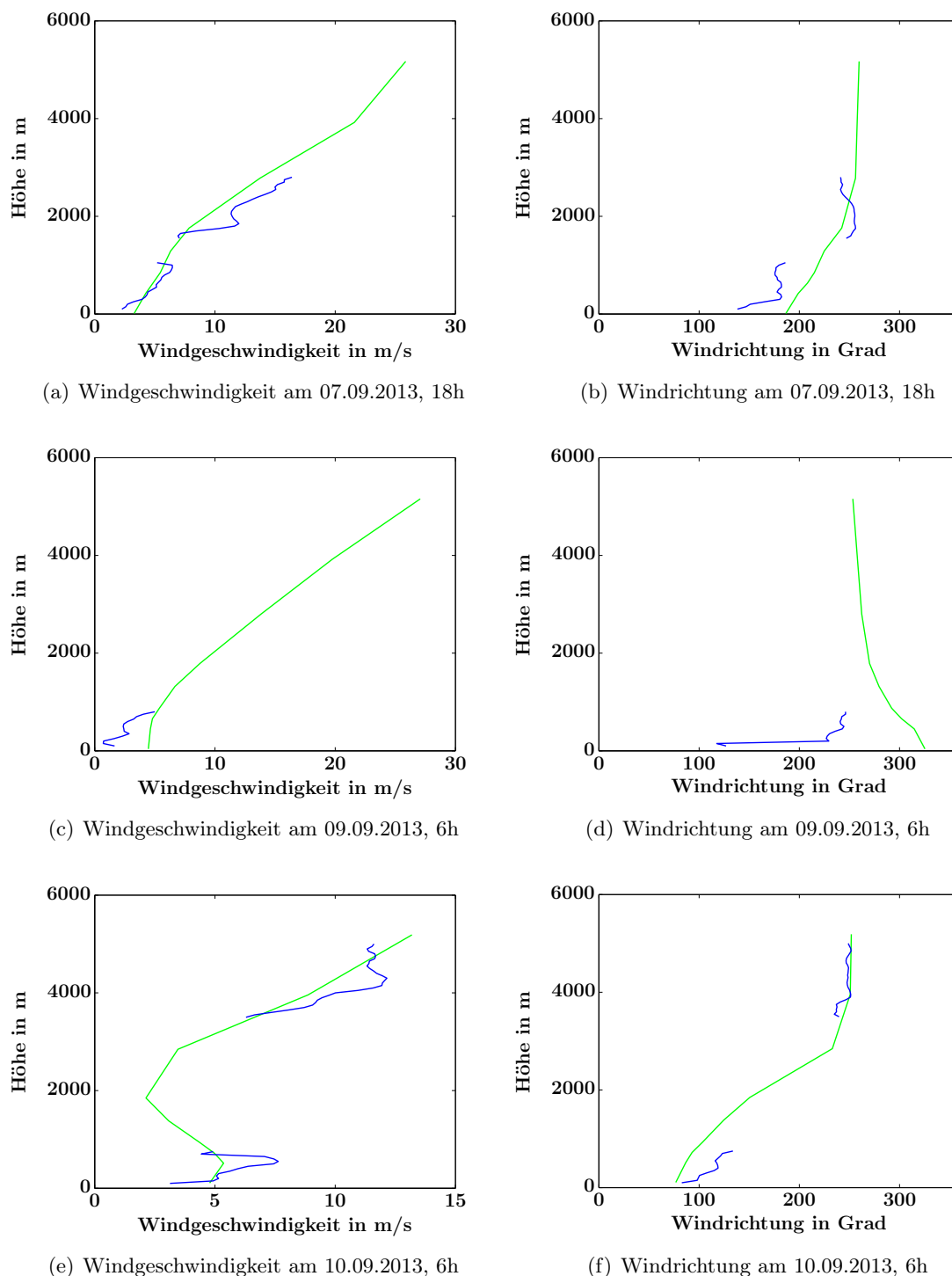


Abbildung 2.25: Vergleich zwischen WindLiDAR-Daten und ECMWF-Reanalysen, blau: WindLiDAR, grün: ECMWF

3 Validierung der WindLiDAR-Daten

Zwar ist das WindLiDAR dasjenige Instrument in Ny-Ålesund, das die umfassendsten Windmessungen erlaubt, allerdings ist es auch das neueste Instrument. Um einen Eindruck von der Qualität des Datensatzes zu bekommen, empfiehlt es sich daher, die ersten Messdaten dieses neuen Instruments mit Daten erprobter Instrumente zu vergleichen und sie zu validieren, bevor man sich auf die Richtigkeit der Messdaten verlässt. Da es sich bei WindLiDAR-Messungen um eine Fernerkundungsmethode handelt, ist es umso wichtiger, die Ergebnisse dieser Messungen mit denen einer In-Situ-Messung zu vergleichen, bei der Windgeschwindigkeit und Windrichtung direkt vor Ort gemessen werden. Daher wurde im Frühjahr 2013 eine Messkampagne mit Fesselballonsonden durchgeführt, die dazu dienen sollte, die WindLiDAR-Daten über längere zusammenhängende Zeiträume zu validieren. Aufgrund großer Schwächen der Fesselballonsonden bei der Messung der Windrichtung und bei der Höhenabdeckung wurden zur Validierung der WindLiDAR-Daten zusätzlich Daten aus Radiosondenaufstiegen von fast einem halben Jahr hinzugezogen.

Die Ergebnisse der Validierung der WindLiDAR-Daten mit diesen beiden Methoden werden im folgenden Kapitel dargestellt.

3.1 Vergleich zwischen WindLiDAR und Fesselballonsonden

Wie in Abschnitt 2.4.2 gezeigt, eignen sich die Fesselballonsonden zwar zur Validierung der vom WindLiDAR gemessenen Windgeschwindigkeit, nicht aber zur Validierung der Windrichtung. Daher sollen im Folgenden nur die Windgeschwindigkeitsdaten aus der im Frühjahr 2013 durchgeführten Fesselballonsondenkampagne dazu verwendet werden, die WindLiDAR-Daten zu validieren. Zu beachten ist hierbei ein Bias, der dadurch entsteht, dass das Fesselballonsondensystem nur unter bestimmten meteorologischen Bedingungen einsetzbar ist: Aus Gründen der Flugsicherheit darf das Fesselballonsondensystem nur einige hundert Meter unterhalb der Wolkenunterkante verwendet werden. Außerdem ist die Belastbarkeit des Seils begrenzt, sodass das System nur bei Windgeschwindigkeiten unter etwa $15 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ arbeiten kann. Weiterhin stellen starker Schneefall oder eine sehr hohe Luftfeuchtigkeit ein Problem dar, da der Ballon im vereisten Zustand schwerer wird und nicht mehr genügend Auftrieb hat, um die Sonden zu tragen. Durch diese Randbedingungen verringern sich die Zahl der Messtage und die erreichbaren Höhen deutlich. Zudem treten Auswahleffekte auf, weil zum Beispiel bei sehr großen Windgeschwindigkeiten überhaupt keine Messungen durchgeführt werden können. Somit ist die Validierung des WindLiDARs mittels Fesselballonsonden nur für ausgewählte Bedingungen möglich.

3.1.1 Messkampagne

Die zur Validierung des WindLiDARs verwendeten Fesselballonsonden wurden im Rahmen einer Messkampagne zwischen dem 29.03. und dem 04.05.2013 in Ny-Ålesund am Ballonhaus aufgenommen. Das Empfangssystem stand in der Nähe des „Climate Change Towers“. Bei jeder Messung wurden sechs Sonden verwendet. Allerdings kamen nicht immer die gleichen Sonden zum Einsatz, da sich manche Sonden im Laufe der Messkampagne als stärker ausfallgefährdet herausstellten als andere. Außerdem gab es keine feste Zuordnung zwischen

Sonde und Messhöhe, sondern die Sonden wurden in wechselnder Reihenfolge am Seil befestigt. In der bevorzugten Konfiguration des Messaufbaus, im Folgenden als „Standard“ bezeichnet, wird die unterste Sonde in einer Höhe von etwa 200 m angebracht, während die übrigen fünf Sonden in Abständen von jeweils 100 m darüber angebracht sind. Damit kann der Höhenbereich zwischen 200 m und 700 m abgedeckt werden. Die tatsächlichen Höhen schwanken je nach Messtag und Windgeschwindigkeit um einige Dekameter. Für den Vergleich mit dem WindLiDAR spielt dies allerdings keine große Rolle, da bei diesem Mittelwerte über ein Intervall von 50 m gebildet werden. An einigen Tagen wurden von der beschriebenen Anordnung abweichende Konfigurationen verwendet, da die hier aufgenommenen Daten auch noch für andere Zwecke verwendet wurden und zum Teil anderen Kriterien genügen mussten. Die Messungen wurden in den in Tabelle 3.1 aufgeführten Zeiträumen durchgeführt. Zu berücksichtigen ist bei der Betrachtung der aufgelisteten Zeiträume die Tatsache, dass einige Sonden ab und zu ausfallen und nicht immer sofort neu gestartet werden, da hierfür eine Unterbrechung der Messung erforderlich ist. So sind nicht für alle aufgeführten Höhen in den genannten Zeiträumen lückenlose Datensätze verfügbar, sondern es kann durchaus Datenlücken von mehreren Stunden geben. Insgesamt stehen nach Durchführung einer Mittelung über 10 Minuten und einer Höheninterpolation 7119 Datensätze zur Verfügung, die zur Validierung des WindLiDARs verwendet werden können.

Tabelle 3.1: Messtage am Ballonhaus in Ny-Ålesund

Startzeit	(UTC)	Endzeit	(UTC)	Sondenanordnung
29.03.	16h	30.03.	1h	Standard
30.03.	14.20h	31.03.	0.20h	Standard
31.03.	14.30h	31.03.	23.45h	Standard
01.04.	13.30h	01.04.	23.45h	Standard
04.04.	11.15h	04.04.	23.15h	Standard
05.04.	9.30h	05.04.	23.45h	Standard
06.04.	11.45h	06.04.	23.45h	Standard
07.04.	13h	07.04.	23.45h	Standard
10.04.	13.45h	10.04.	23.45h	Standard
15.04.	17.30h	15.04.	23.45h	Standard
16.04.	11h	17.04.	10h	Standard
19.04.	7.15h	19.04.	10.45h	100 m, 180 m, 270 m, 360 m, 450 m, 540 m
20.04.	14h	20.04.	17.40h	60 m, 110 m, 150 m, 200 m, 260 m, 300 m
22.04.	16.15h	23.04.	0.15h	Standard
28.04.	12.15	29.04.	0.30h	Standard
30.04.	9.30h	01.05.	11.30h	Standard
01.05.	18h	01.05.	23.45h	Standard
03.05	11.30h	04.05.	0.40h	Standard

3.1.2 Zeitliche Mittelung und räumliche Interpolation

Die WindLiDAR-Daten liegen mit einer zeitlichen Auflösung von zehn Minuten und mit einer räumlichen Auflösung von 50 m vor (siehe Kapitel 2.1). Um die WindLiDAR- und Fesselsondendaten miteinander vergleichen zu können, werden daher die von den einzelnen Fesselsonden gemessenen Werte zunächst jeweils zeitlich gemittelt. Dazu werden 10-Minuten-Intervalle gebildet, für die jeweils geprüft wird, ob sie eine Mindestanzahl von 10

3.1 Vergleich zwischen WindLiDAR und Fesselballonsonden

Messpunkten enthalten, ob die Höhe der Sonde im Mittelungsintervall um weniger als 50 m geschwankt hat und ob die Änderung der Windgeschwindigkeitskomponenten weniger als $10 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ beträgt. Wird eines dieser Kriterien verletzt, werden die Daten dieser Sonde für das betroffene Zeitintervall verworfen. Nach diesem ersten Mittelungsschritt werden die angegebenen Höhen mit Hilfe der barometrischen Höhenformel korrigiert. Dies ist nötig, da die Höhenbestimmung über den Luftdruck erfolgt, dieser sich aber während einer viele Stunden laufenden Messung erheblich ändern kann. Daher wird für jedes 10-Minutenintervall der an der Sonde gemessene Druck neu mit dem zu diesem Zeitpunkt am Boden gemessenen Luftdruck verglichen, sodass eine Höhenbestimmung über die barometrische Höhenformel erfolgen kann. Anschließend werden die zu einem Zeitschritt aufgenommenen Daten der verschiedenen Sonden zusammengeführt und in der Höhe interpoliert. Durch Auslesen der interpolierten Daten an den Höhenpunkten, für die auch das WindLiDAR Daten angibt, können beide Datensätze direkt verglichen und die Differenzen zwischen den Messungen bestimmt werden.

In den Abbildungen 3.1 bis 3.4 ist dieses Vorgehen nochmals veranschaulicht. Abbildung 3.1 zeigt den Höhenverlauf der Sonden während einer Fesselsondierung. In Abbildung 3.2 ist ein Ausschnitt aus ebendieser Grafik gezeigt, in dem das zeitliche Mittelungsintervall durch Kästen markiert ist. Abbildung 3.3 zeigt den Höhenverlauf der Sonden nach der zeitlichen Mittelung. Die rote, senkrechte Linie markiert beispielhaft einen Zeitpunkt, zu dem nun die zugehörigen Windgeschwindigkeiten für alle sechs Höhenpunkte ausgelesen wurden. Dieses Höhenprofil ist in Abbildung 3.4 dargestellt. Dort sind die Fesselsondendaten als rote Punkte eingetragen, während zum Vergleich die WindLiDAR-Daten in blau eingetragen sind. Die blauen Punkte stellen hier die vom WindLiDAR gemessenen Werte dar, zwischen denen für die Darstellung interpoliert wurde. Die anderen beiden durchgezogenen blauen Kurven zeigen die Grenzen des vom WindLiDAR angegebenen Fehlerintervalls für diese Messung.

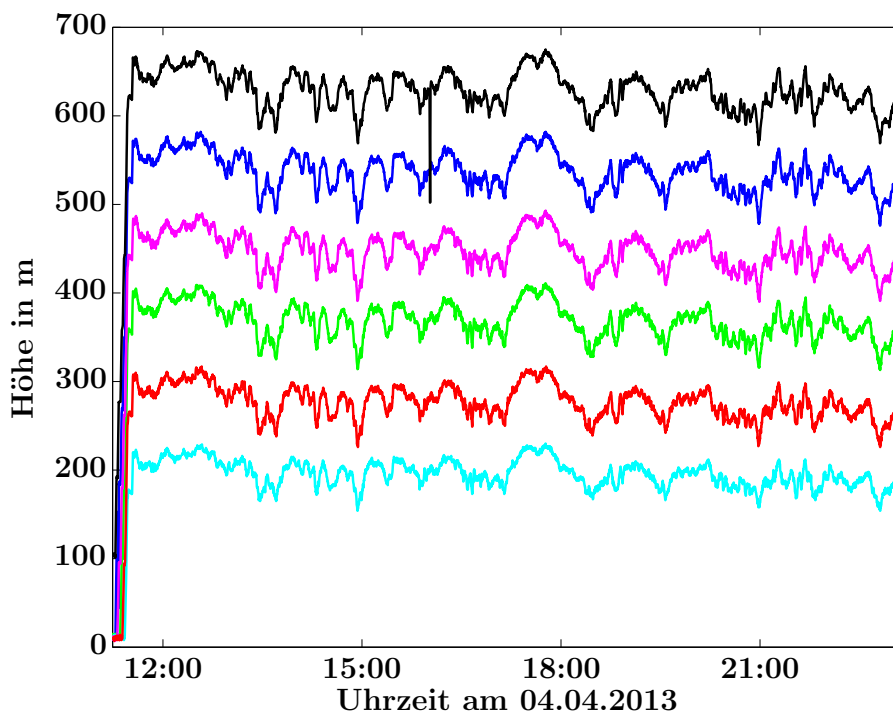


Abbildung 3.1: Höhenverlauf der Sonden während einer Fesselsondierung

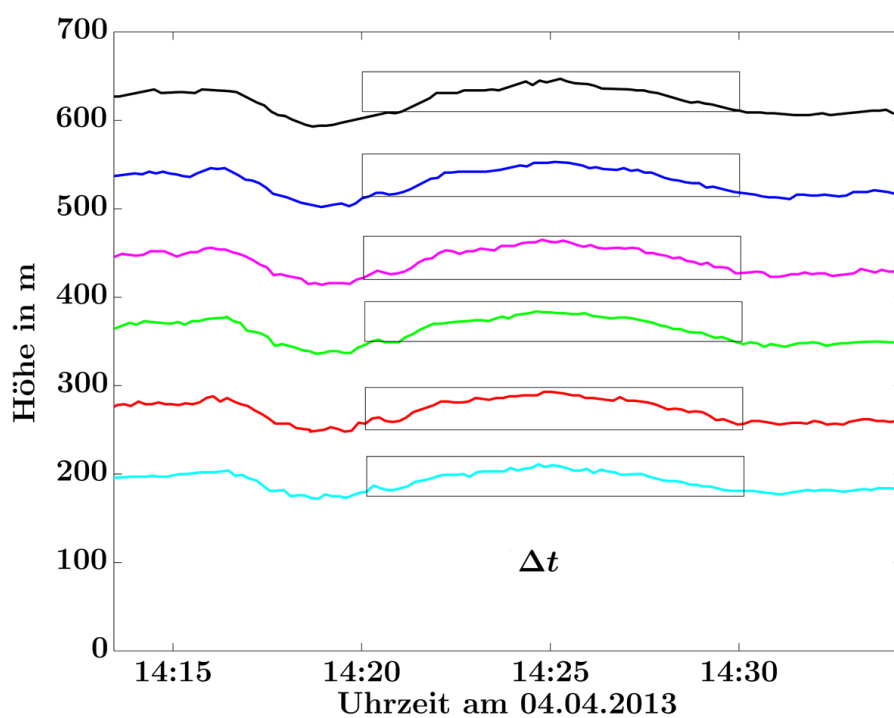


Abbildung 3.2: Höhenverlauf der Sonden während einer Fesselsondierung (Ausschnitt)

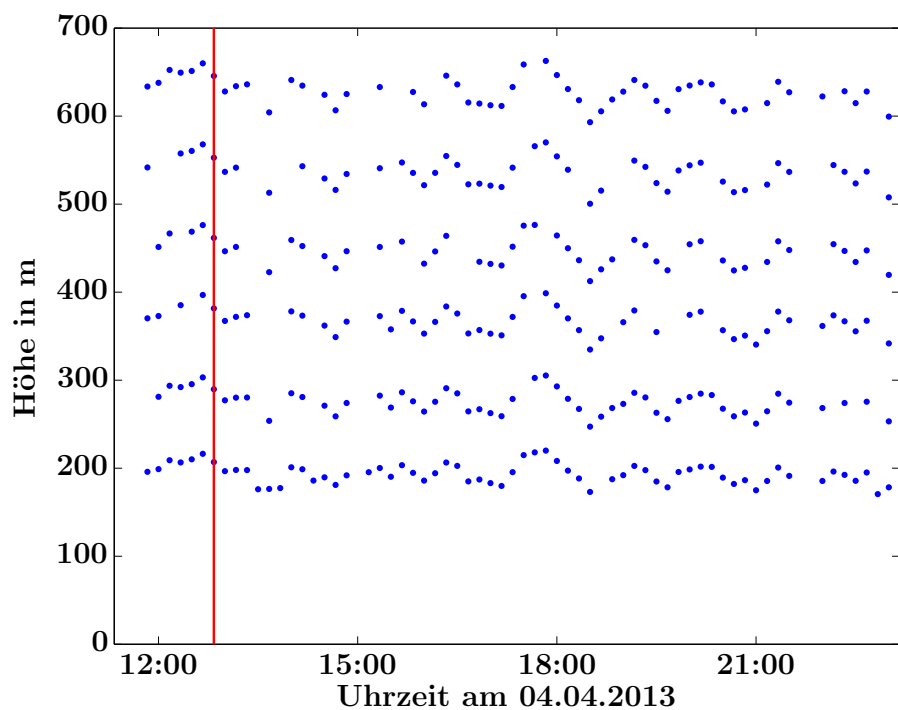


Abbildung 3.3: Höhenverlauf der Sonden nach der zeitlichen Mittelung

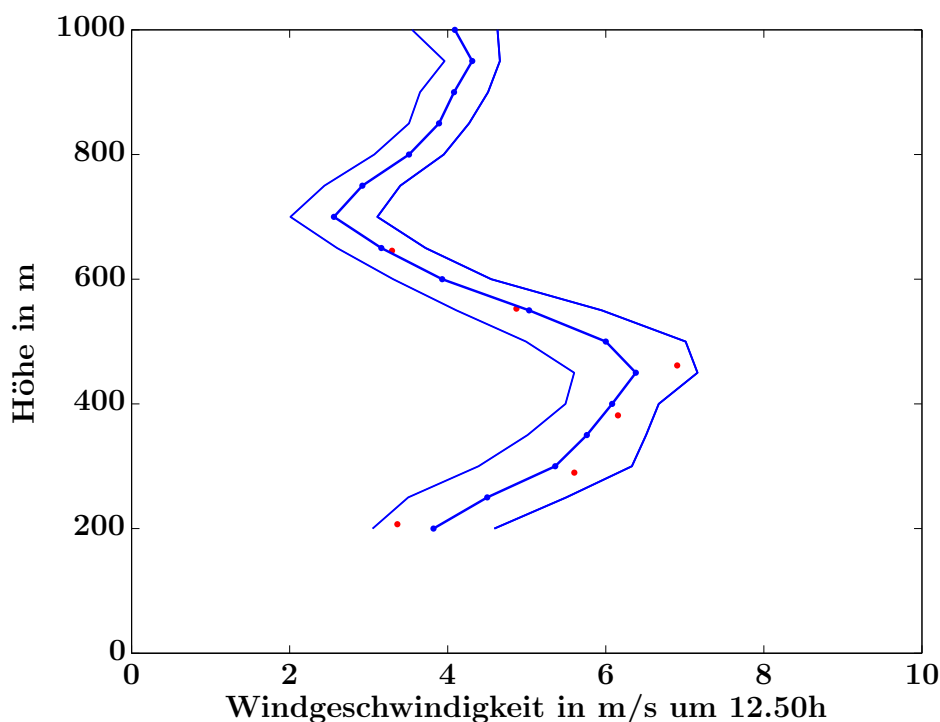


Abbildung 3.4: Höhenprofil der Windgeschwindigkeit zu einem festen Zeitpunkt, rot: Fesselballonsonden, blau: WindLiDAR

3.1.3 Windgeschwindigkeit

Um einen ersten Eindruck davon zu erhalten, wie gut die Windgeschwindigkeitsmessungen von WindLiDAR und Fesselballonsonden übereinstimmen, seien in Abbildung 3.5 zunächst die jeweils zu gleichen Zeiten in gleichen Höhen gemessenen Werte gegeneinander aufgetragen. Es zeigt sich, dass die Punkte weitgehend auf einer Ursprungsgeraden mit einer gewissen Streuung liegen. Der Mittelwert der Differenz zwischen beiden Messungen beträgt $0,2 \frac{\text{m}}{\text{s}}$, das WindLiDAR misst also im Durchschnitt etwas größere Windgeschwindigkeiten als die Fesselballonsonde. Die Standardabweichung vom Mittelwert beträgt $0,68 \frac{\text{m}}{\text{s}}$. Der Mittelwert der Beträge der Differenz zwischen beiden Messungen liegt bei $0,49 \frac{\text{m}}{\text{s}}$, die Wurzel des mittleren quadratischen Fehlers (RMSE) bei $0,71 \frac{\text{m}}{\text{s}}$. Die Korrelation zwischen den Werten beträgt $0,95$, was von der guten Übereinstimmung zwischen beiden Messmethoden zeugt.

Im Folgenden soll die Abhängigkeit der Differenz zwischen beiden Messwerten von verschiedenen Parametern betrachtet werden. Hierzu wird untersucht, inwieweit diese Differenz mit dem Betrag der Windgeschwindigkeit, mit der vorherrschenden Windrichtung, mit der Höhe und mit dem Carrier-to-noise-ratio (CNR) korreliert. Das Ergebnis ist in Tabelle 3.2 zusammengefasst und in den Abbildung 3.6 bis 3.9 dargestellt.

Es stellt sich heraus, dass sich für keine der Größen ein eindeutiger Trend erkennen lässt. Die Angabe der Messunsicherheit des WindLiDARs ist dabei oft zu optimistisch. Nur bei 5474 Messpunkten 77 % ist die Differenz zwischen beiden Messverfahren kleiner als der vom WindLiDAR angegebene Fehler. An 1645 Messpunkten (23 %) liegt sie hingegen außerhalb. Für diese Messpunkte ist die Differenz zwischen den Messwerten im Durchschnitt $0,93 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ größer als die vom WindLiDAR angegebene Unsicherheit, mit einer Standardabweichung von $0,67 \frac{\text{m}}{\text{s}}$. Dies könnte bedeuten, dass das WindLiDAR in diesen Fällen die eigene Messgenauigkeit überschätzt. Ebenso gut ist es aber möglich, dass hier lediglich die Mess-

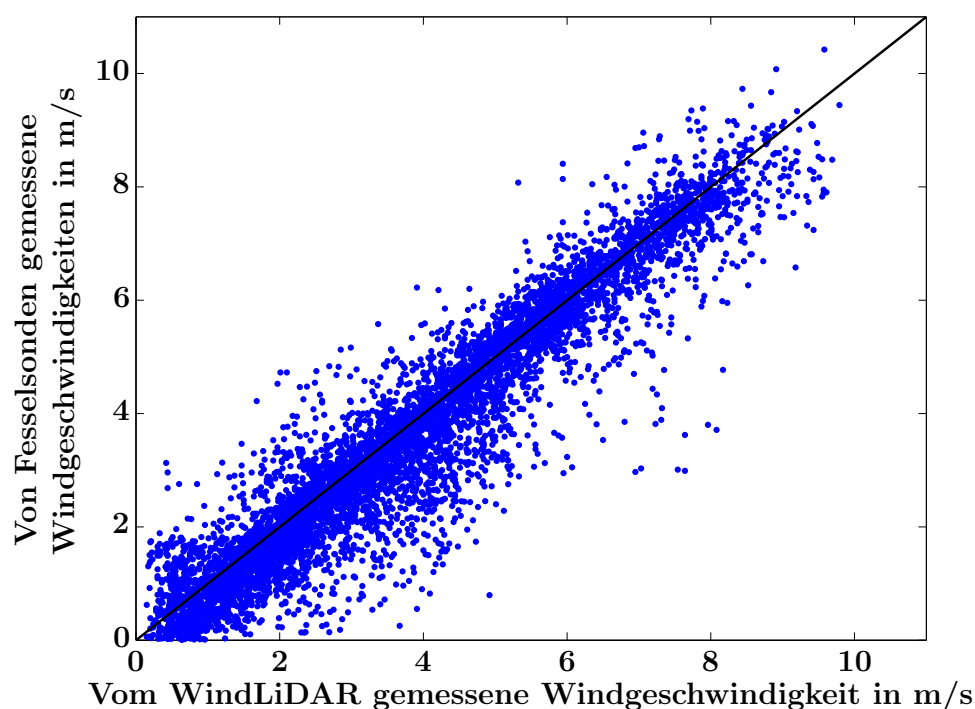


Abbildung 3.5: Vom WindLiDAR und von Fesselsonden gemessene Windgeschwindigkeiten (blaue Punkte), Ursprungsgerade (schwarze Linie)

Tabelle 3.2: Korrelationen der verschiedenen Parameter

Parameter	Korrelation mit dem Betrag der Differenz zwischen der vom WindLiDAR und von Fesselsonden gemessenen Windgeschwindigkeit
Betrag der Windgeschwindigkeit	0,071
Windrichtung	-0,005
Höhe	-0,073
CNR	-0,042

ungenauigkeit der Fesselsonden besonders groß war. Deren Messgenauigkeit wird zwar vom Hersteller mit $0,1 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ angegeben (siehe Datenblatt zur Fesselsonde), ob diese Genauigkeit aber immer erreicht werden kann, ist nicht gewährleistet. Die Verteilung der Differenz zwischen den Ergebnissen beider Messverfahren ist in Abbildung 3.10 dargestellt.

Auch hier zeigt sich, dass es nur sehr wenige Fälle mit großen Abweichungen von mehr als $2 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ gibt, während die meisten Datensätze sehr gut übereinstimmen.

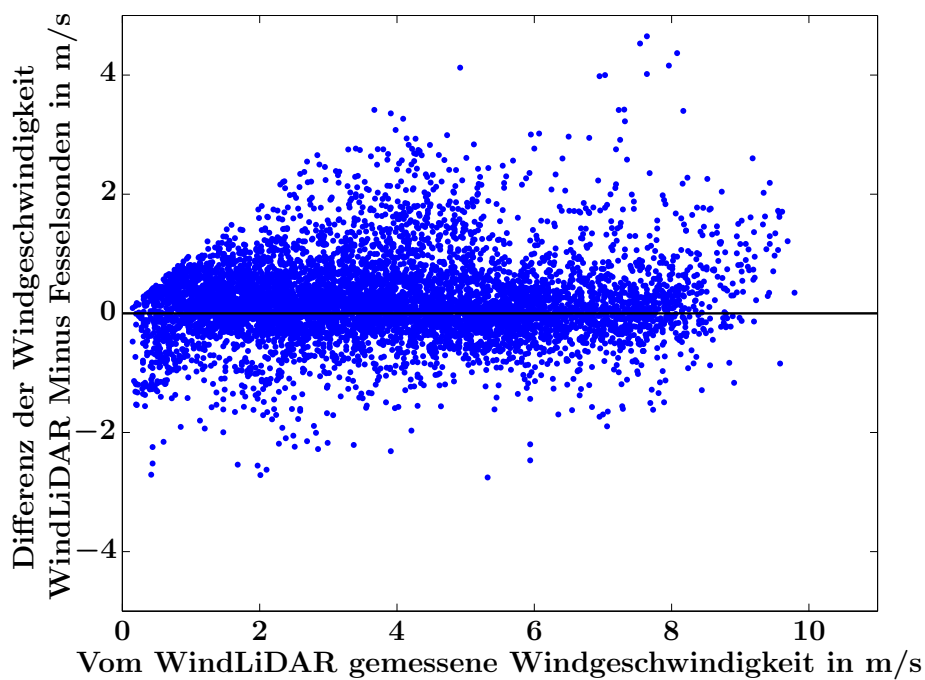


Abbildung 3.6: Differenz zwischen den von beiden Instrumenten gemessenen Windgeschwindigkeiten in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit

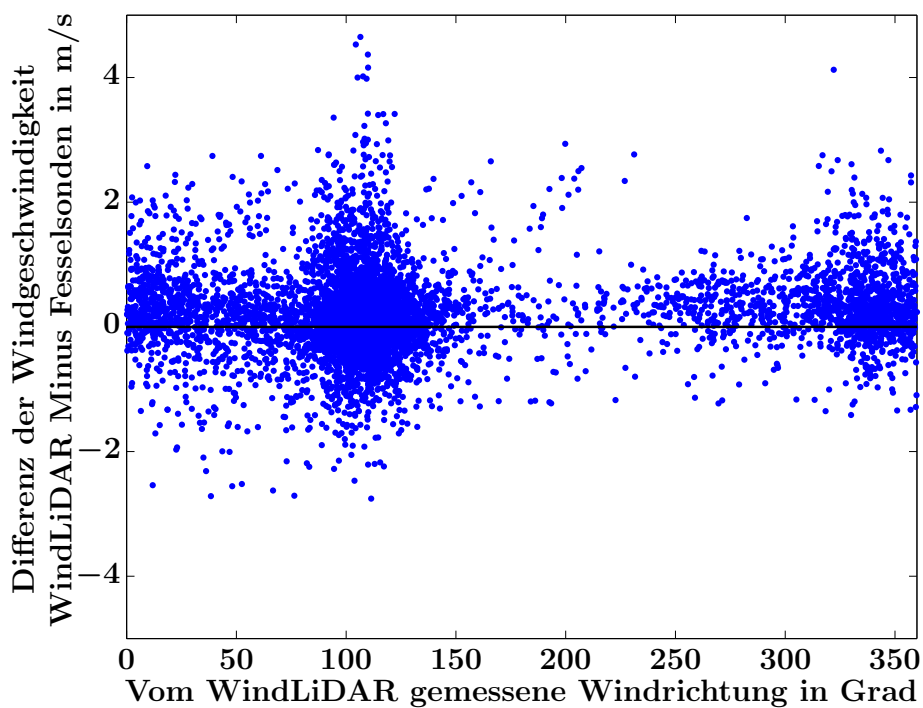


Abbildung 3.7: Differenz zwischen den von beiden Instrumenten gemessenen Windgeschwindigkeiten in Abhängigkeit von der Windrichtung

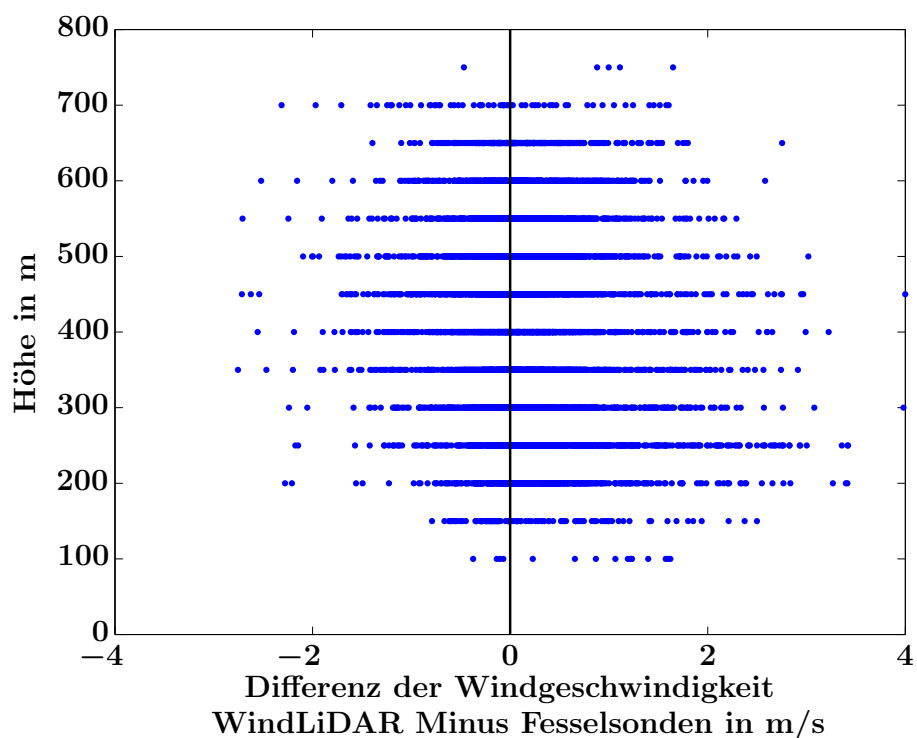


Abbildung 3.8: Differenz zwischen den von beiden Instrumenten gemessenen Windgeschwindigkeiten in Abhängigkeit von der Höhe

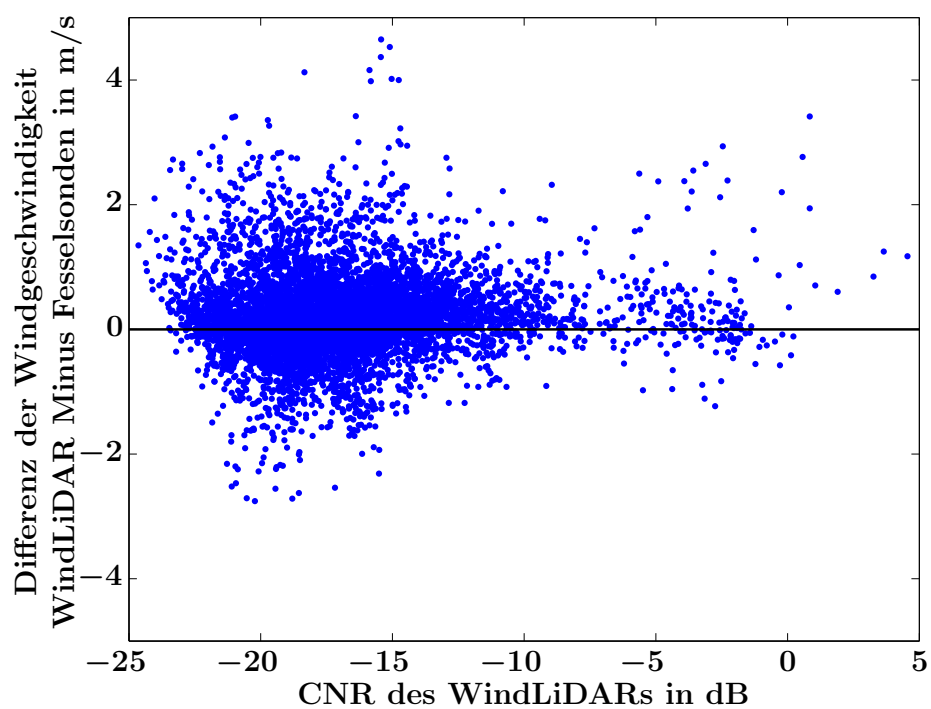


Abbildung 3.9: Differenz zwischen den von beiden Instrumenten gemessenen Windgeschwindigkeiten in Abhängigkeit vom CNR

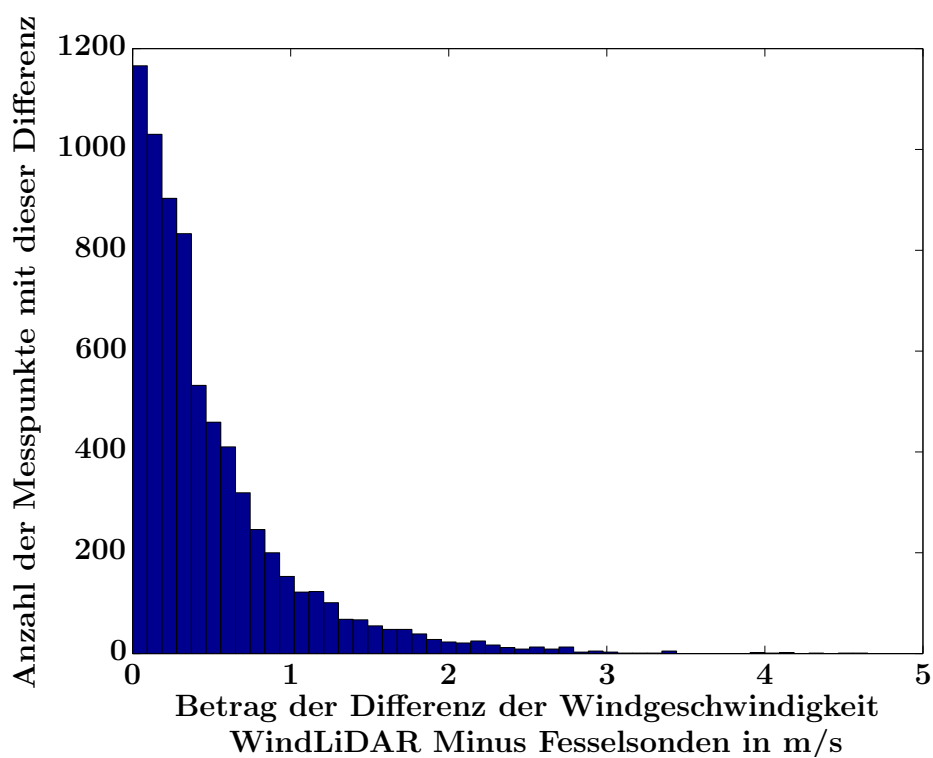


Abbildung 3.10: Verteilung der Differenz zwischen den von beiden Instrumenten gemessenen Windgeschwindigkeiten

3.1.3.1 Verhalten unter ausgewählten Bedingungen

Um die Qualität der WindLiDAR-Messungen zu beurteilen, soll ein Fall untersucht werden, bei dem das Windprofil und die Wetterlage zeitlich und räumlich besonders konstant waren. Die Abweichungen zwischen beiden Messverfahren sollten also nicht von eventuellen zeitlichen oder räumlichen Schwankungen beeinflusst werden. Hierzu wurde die Messung vom 16. und 17. April ausgewählt. Im Messzeitraum war der Himmel komplett wolkenlos und das WindLiDAR zeigte im relevanten Höhenintervall (200 m bis 700 m) sehr konstante Bedingungen an (siehe Abbildungen 3.11 bis 3.13).

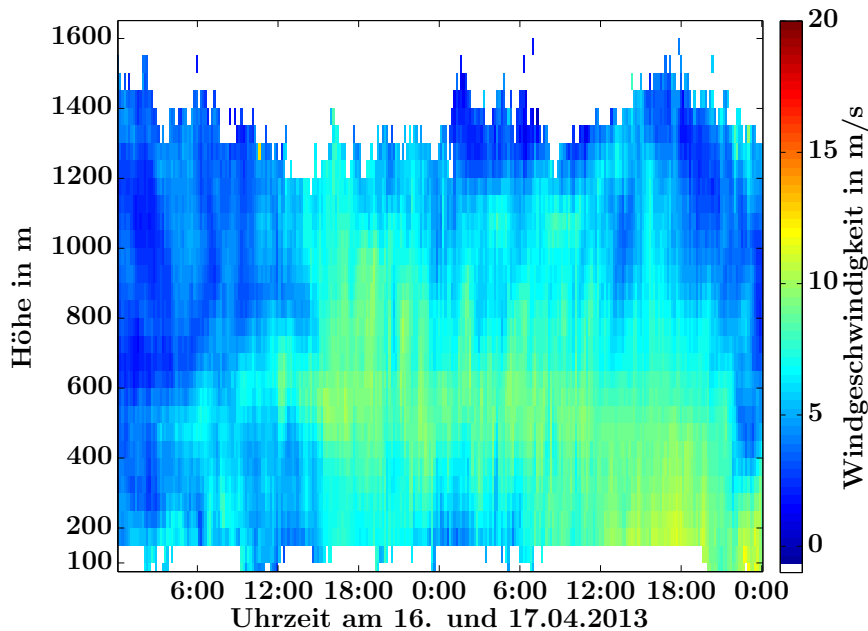


Abbildung 3.11: Vom WindLiDAR gemessener Tagesgang der Windgeschwindigkeit am 16. und 17.04.2013

Tatsächlich ist die Übereinstimmung zwischen beiden Messverfahren an diesem Tag aber nicht kleiner als an anderen Tagen. Der Mittelwert des Differenzvektors beträgt $0,17 \frac{m}{s}$ und hat eine Standardabweichung von $0,90 \frac{m}{s}$. Der Mittelwert der Beträge der Differenz zwischen beiden Messungen liegt bei $0,69 \frac{m}{s}$, die Wurzel des mittleren quadratischen Fehlers (RMSE) bei $0,92 \frac{m}{s}$. Damit zeigt dieser Messtag sogar eine schlechtere Übereinstimmung zwischen den Werten als der Durchschnitt. 23,6% der Messwerte liegen nicht im vom WindLiDAR angegebenen Fehlerintervall.

Der Tag mit den wenigstens Werten außerhalb des Fehlerintervalls dagegen ist der 4. April. An diesem Tag gab es viele Wolken und das Windprofil war weniger konstant. Jedoch zeigt auch der Tag mit der schlechtesten Übereinstimmung (28. April) wechselnde Bewölkung, sodass dieses Kriterium keinerlei Rückschluss auf die Qualität der Messung erlaubt. Folglich haben Wolken, dadurch dass sie die Rückstreuung erhöhen, zwar einen Einfluss auf die Signalqualität der WindLiDAR-Messung, beeinflussen aber nicht die Messung als solche. Dass auch an scheinbar so ruhigen Tagen mit konstanten Windbedingungen Unterschiede zwischen den Messergebnissen der Fesselsonden und des WindLiDARs auftreten, deutet bereits auf die Existenz kleinskaliger Variabilität des Winds hin. Auf die kurzzeitige Variabilität der Windgeschwindigkeit wird in Abschnitt 5.1 näher eingegangen.

3.1 Vergleich zwischen WindLiDAR und Fesselballonsonden

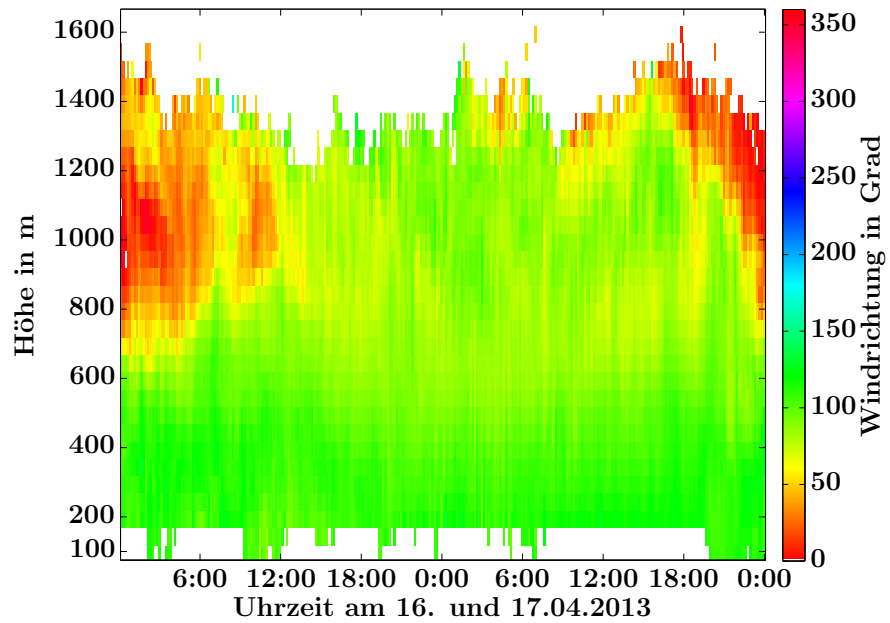


Abbildung 3.12: Vom WindLiDAR gemessener Tagesgang der Windrichtung am 16. und 17.04.2013

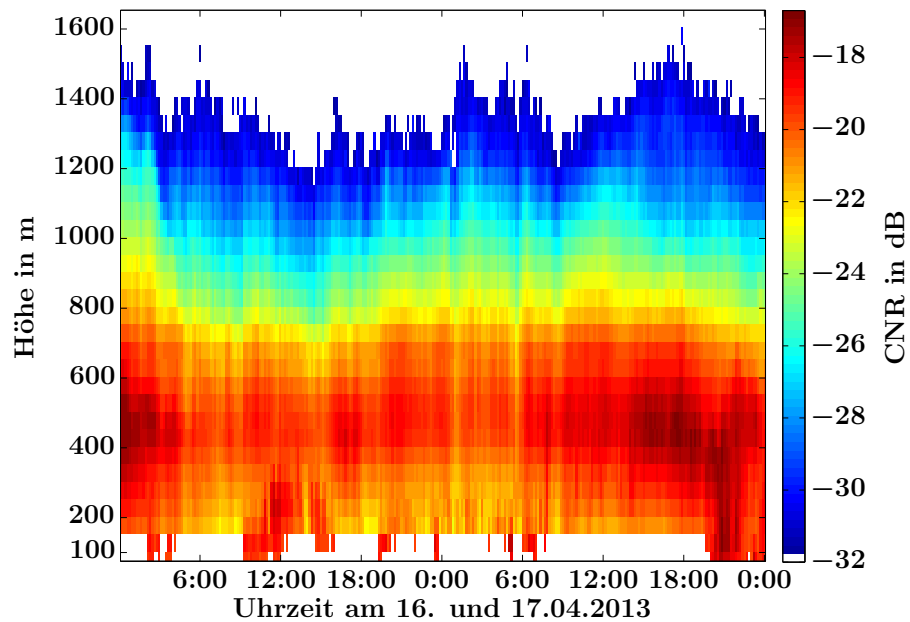


Abbildung 3.13: Vom WindLiDAR gemessener Tagesgang des Carrier-to-noise-ratio am 16. und 17.04.2013

3.1.4 Windrichtung

Die vom WindLiDAR und von Fesselsonden gemessenen Windrichtungen zeigen nur in sehr seltenen Fällen eine gute Übereinstimmung (siehe Abbildung 3.14). Auch die Verteilung der Abweichungen zwischen beiden Datensätzen zeugt von der sehr schlechten Übereinstimmung (siehe Abbildung 3.15). Die großen Abweichungen scheinen aber wie in Abschnitt 2.4.2.2 gezeigt weniger aus Problemen mit dem WindLiDAR als vielmehr aus Unzulänglichkeiten der Fesselsonden herzurühren, weshalb von weiteren Analysen abgesehen wird und zur Validierung der Windrichtungsmessung des WindLiDARs Radiosondendaten herangezogen werden.

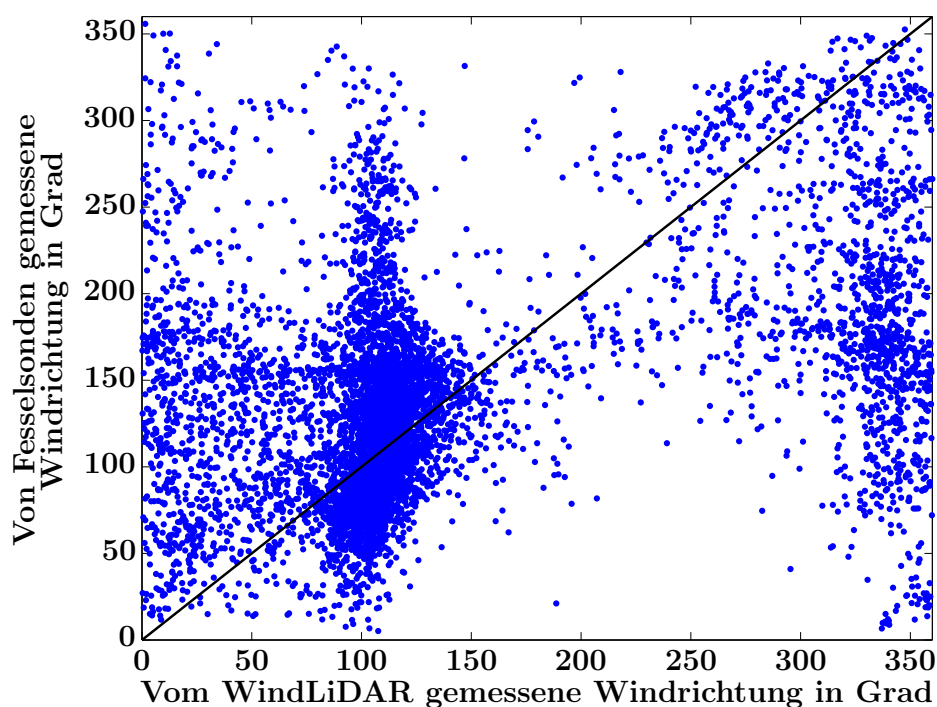


Abbildung 3.14: Vom WindLiDAR und von Fesselsonden gemessene Windrichtung (blaue Punkte), Ursprungsgerade (schwarze Linie)

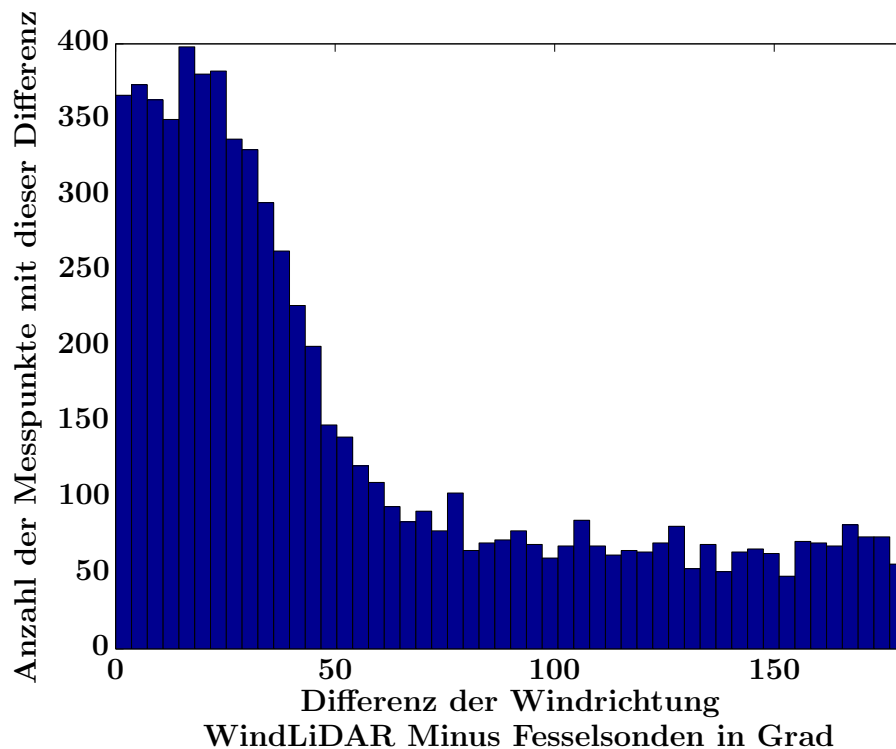


Abbildung 3.15: Verteilung der Abweichung zwischen den vom WindLiDAR und von Fesselsonden gemessenen Windrichtungen

3.2 Vergleich zwischen WindLiDAR und Radiosonden

Für den Vergleich zwischen den vom WindLiDAR gemessenen Daten und den Daten der Radiosonde werden Daten vom 5. Dezember 2012, dem Tag seit dem das WindLiDAR durchgehend in Betrieb ist, bis zum 25. Mai 2013 verwendet.

Dazu wird für jeden Tag das von der Radiosonde gemessene Höhenprofil der Windgeschwindigkeit und -richtung mit dem zur Startzeit gehörenden WindLiDAR-Profil verglichen. Um die Vergleichbarkeit mit der 50 m-Auflösung des WindLiDARs herzustellen, werden die höher aufgelösten Daten der Radiosonden interpoliert. Anschließend werden aus dem interpolierten Profil die Werte an den Höhenpunkten ausgelesen, an denen auch das WindLiDAR Daten angibt. Testweise wurden die Radiosondendaten zusätzlich über 50 m gemittelt. Die so erhaltenen Daten weichen aber kaum von den ungemittelten Daten ab und werden für die weitere Auswertung nicht berücksichtigt.

3.2.1 Windgeschwindigkeit

Trägt man die vom WindLiDAR und von den Radiosonden gemessenen Windgeschwindigkeiten gegeneinander auf (siehe Abbildung 3.16), so lässt sich schnell erkennen, dass hier eine gute Übereinstimmung vorliegt: Die Messpunkte liegen weitgehend auf einer Ursprungsgeraden. Davon weit abweichende Werte bestehen überwiegend aus zusammenhängenden Profilen von fünf Messtagen. Für jedes dieser Profile lassen sich allerdings Gründe finden, warum die Übereinstimmung hier besonders schlecht ist: An zwei dieser Tage lag eine starke Wolkenbedeckung vor und die großen Abweichungen traten oberhalb der Wolkenunterkante auf, wurden also durch die Wolke gestört. An einem anderen Tag war die Windgeschwindigkeit sehr groß, sodass die Radiosonde weit abgetrieben wurde und somit

3 Validierung der WindLiDAR-Daten

den Wind an einem anderen Ort gemessen hat als das WindLiDAR. An zwei anderen Tagen traten im Windgeschwindigkeitsprofil der Radiosonde Low-Level Jets auf, die beim WindLiDAR nicht gefunden werden konnten. Dieses Problem wird in Abschnitt 5.1.1 ausführlicher diskutiert.

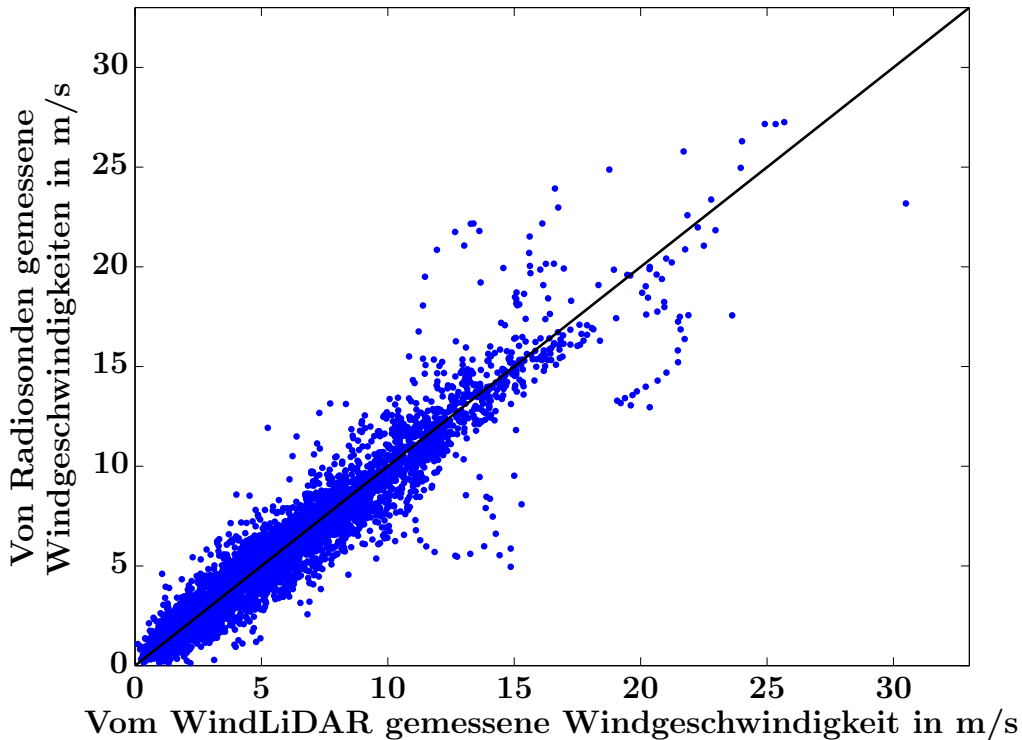


Abbildung 3.16: Vom WindLiDAR und von Radiosonden gemessene Windgeschwindigkeiten (blaue Punkte), Ursprungsgerade (schwarze Linie)

Der Mittelwert der Differenzen zwischen den jeweiligen Messmethoden beträgt $0,07 \frac{\text{m}}{\text{s}}$, es gibt also keinen systematischen Trend zu größeren oder kleineren Messwerten bei einem der beiden Instrumente. Die Standardabweichung von diesem Mittelwert beträgt $1,26 \frac{\text{m}}{\text{s}}$. Ein Maß für den mittleren Unterschied zwischen den auf unterschiedliche Weise gewonnenen Daten ist der Mittelwert des Betrags der Differenz zwischen den Messwerten. Er beträgt $0,83 \frac{\text{m}}{\text{s}}$. Eine ähnliche Information liefert die Wurzel des mittleren quadratischen Fehlers (RMSE), in die Abweichungen quadratisch eingehen. Sie beträgt hier $1,26 \frac{\text{m}}{\text{s}}$. Die Korrelation zwischen den Werten aus den verschiedenen Messverfahren beträgt $0,95$, was ein weiterer Hinweis auf die gute Übereinstimmung ist. Allerdings ist das vom WindLiDAR zu jeder Messung angegebene Fehlerintervall häufig zu klein oder die Fehler der Radiosonde sind größer als erwartet. Nur in 3717 von 4736 Fällen (also 79%) ist die Summe der Ungenauigkeiten von WindLiDAR und Radiosonde kleiner als die Differenz zwischen den Messwerten der beiden Instrumente. Die Verteilung der Differenz zwischen den von beiden Instrumenten gemessenen Windgeschwindigkeiten ist in Abbildung 3.17 dargestellt. Man sieht sofort, dass der allergrößte Teil der Abweichungen unter $2 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ liegt und nur sehr wenige Werte stark voneinander abweichen. In diesen Fällen muss mindestens eines der beiden Instrumente tatsächlich falsch gemessen haben oder es sind außergewöhnlich starke kleinskalige Variationen des Windprofils aufgetreten.

Im Folgenden soll die Abhängigkeit des mittleren Unterschieds zwischen beiden Messwerten

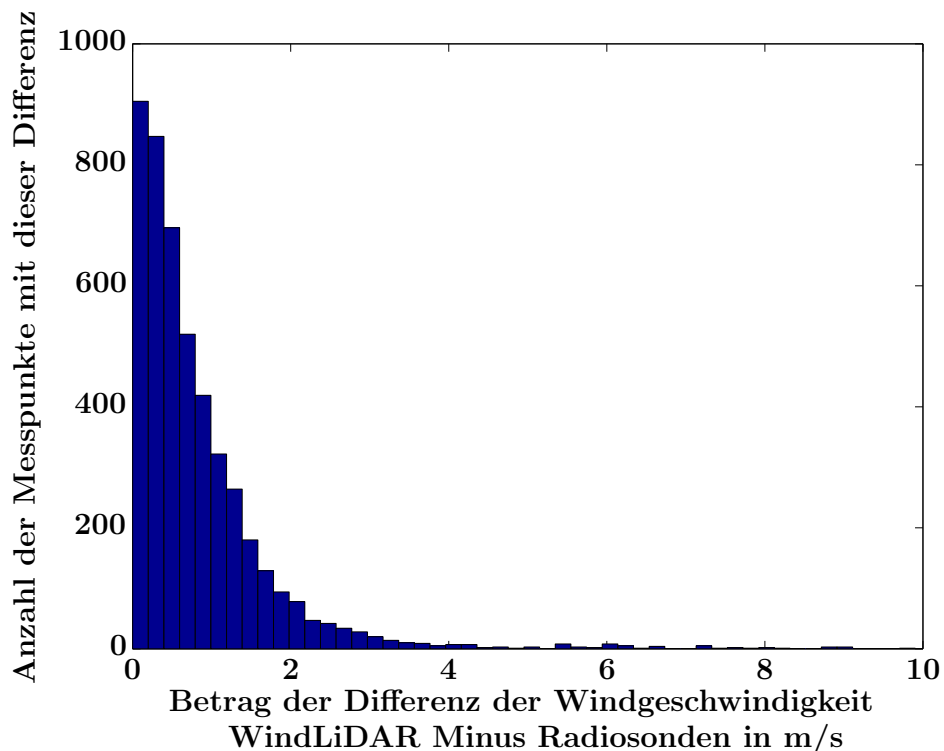


Abbildung 3.17: Verteilung der Differenz zwischen den von beiden Instrumenten gemessenen Windgeschwindigkeiten

von verschiedenen Parametern betrachtet werden. Hierzu wird untersucht, inwieweit der Betrag dieser Differenz mit dem Betrag der Windgeschwindigkeit, mit der vorherrschenden Windrichtung, mit der Höhe und mit dem Carrier-to-noise-ratio (CNR) korreliert. Das Ergebnis ist in Tabelle 3.3 zusammengefasst und in den Abbildungen 3.18 bis 3.21 dargestellt.

Tabelle 3.3: Korrelationen der verschiedenen Parameter

Parameter	Korrelation mit dem Betrag der Differenz zwischen der vom WindLiDAR und von Radiosonden gemessenen Windgeschwindigkeit
Betrag der Windgeschwindigkeit	0,34
Windrichtung	-0,091
Höhe	0,11
CNR	-0,053

Bei der Betrachtung der Korrelationen fällt auf, dass der Unterschied zwischen beiden Messungen nur leicht mit der Höhe zunimmt. Da die Radiosonde mit zunehmender Höhe immer weiter abdriftet, die beiden Messungen also zunehmend an verschiedenen Orten stattfinden, könnte man einen ausgeprägteren Zusammenhang erwarten. Eine nicht zu unterschätzende Rolle spielt hier, dass das WindLiDAR unter einem relativ großen Winkel von 15° misst (siehe Kapitel 2.1). Geht man davon aus, dass die Radiosonde in der Mitte des Messkegels des WindLiDARs gestartet wird, was in erster Näherung der Fall ist, so

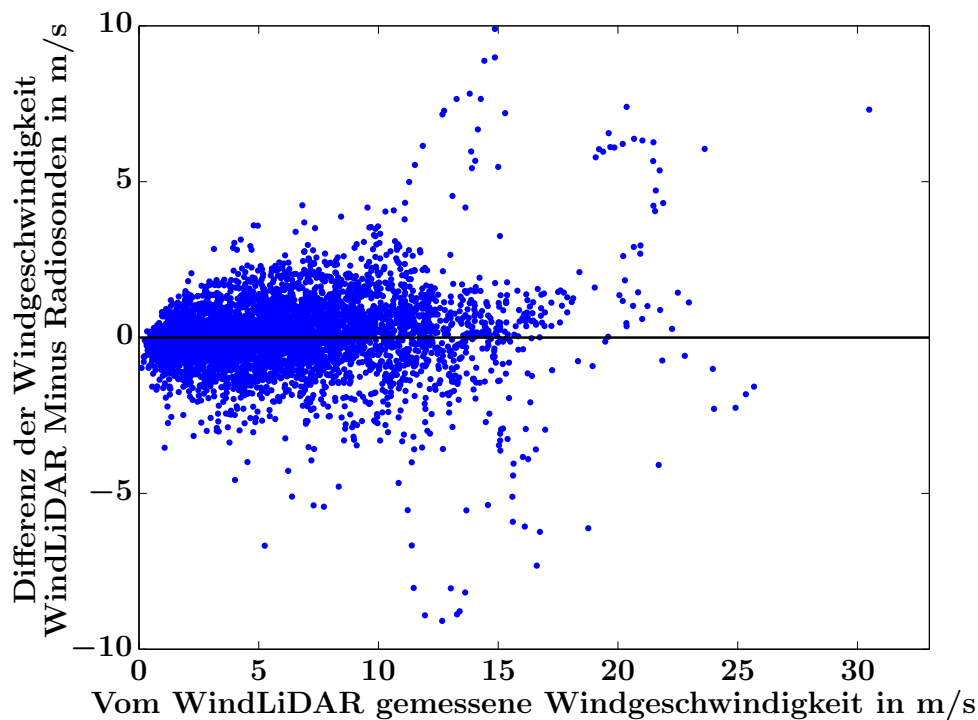


Abbildung 3.18: Differenz zwischen den von beiden Instrumenten gemessenen Windgeschwindigkeiten in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit

bedeutet das, dass sich die Sonde bei horizontalen Windgeschwindigkeiten von weniger als $\tan(15^\circ) \cdot 5 \frac{\text{m}}{\text{s}} = 1,3 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ stets innerhalb des Messkegels des WindLiDARs befindet. Beispielsweise hat der Kegel auf dem die Messpunkte liegen, über die zur Bestimmung der Windgeschwindigkeit und -richtung gemittelt wird, in einer Messhöhe von 1 km bereits einen Radius von $\tan(15^\circ) \cdot 1 \text{ km} = 268 \text{ m}$. Für einen Aufstieg in die gleiche Messhöhe benötigt eine Radiosonde mit einer durchschnittlichen Steiggeschwindigkeit von $5 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ etwa 200 s. Bei einer Windgeschwindigkeit von $1,3 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ ist sie nach 200 s, also in 1 km Höhe, gerade um 268 m abgedriftet. Lediglich bei größeren Windgeschwindigkeiten gelangt die Sonde in Bereiche außerhalb des Messkegels des WindLiDARs. Dies erklärt auch das Auftreten einer positiven Korrelation zwischen dem Betrag der Windgeschwindigkeit und der Differenz zwischen beiden Messungen: Je größer die Windgeschwindigkeit ist, desto weiter driftet die Radiosonde ab, sodass die Messorte immer weiter auseinander liegen. Da sich auf Skalen von mehreren 100 m oder 1000 m die Windgeschwindigkeit durchaus erheblich ändern kann, messen beide Instrumente dann nicht mehr den gleichen physikalischen Sachverhalt. Insofern ist dies keine Aussage über die Qualität des einen oder anderen Messinstrumentes, sondern eine Aussage über das Windfeld.

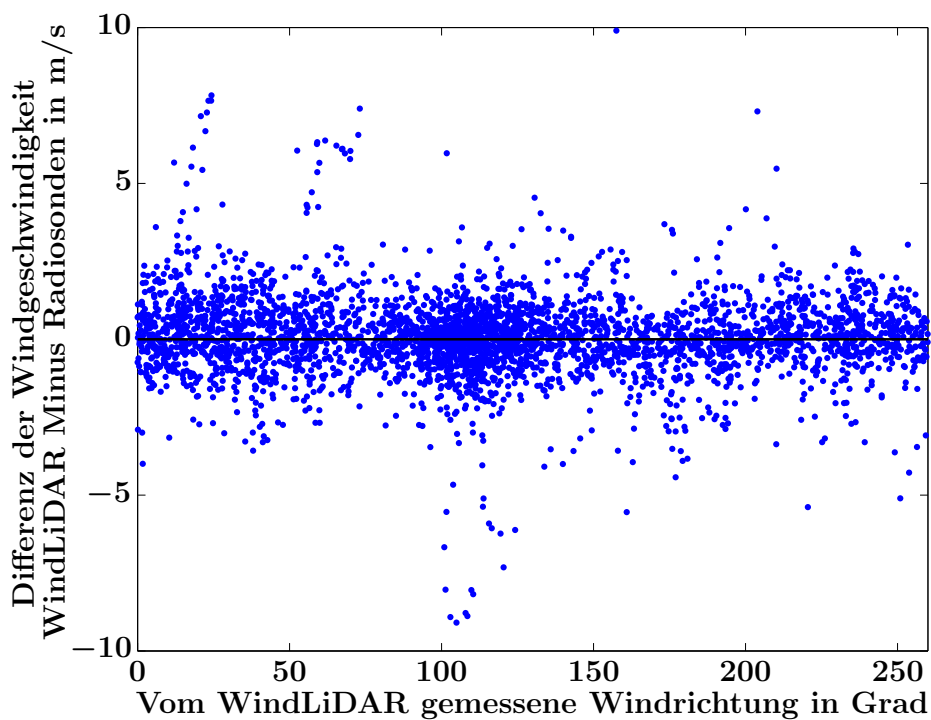


Abbildung 3.19: Differenz zwischen den von beiden Instrumenten gemessenen Windgeschwindigkeiten in Abhängigkeit von der Windrichtung

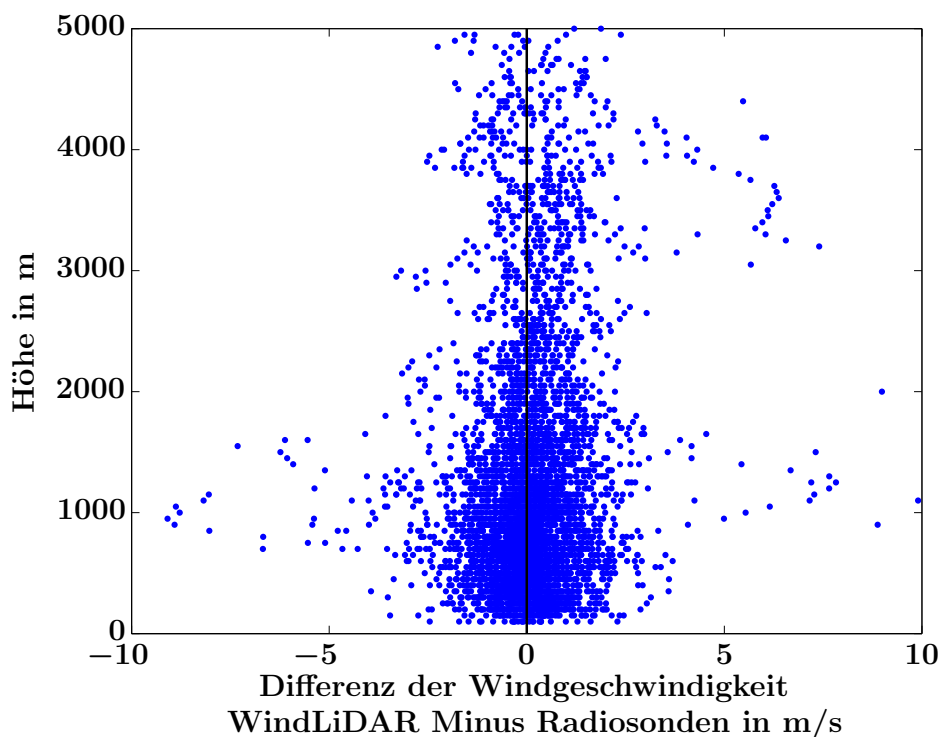


Abbildung 3.20: Differenz zwischen den von beiden Instrumenten gemessenen Windgeschwindigkeiten in Abhängigkeit von der Höhe

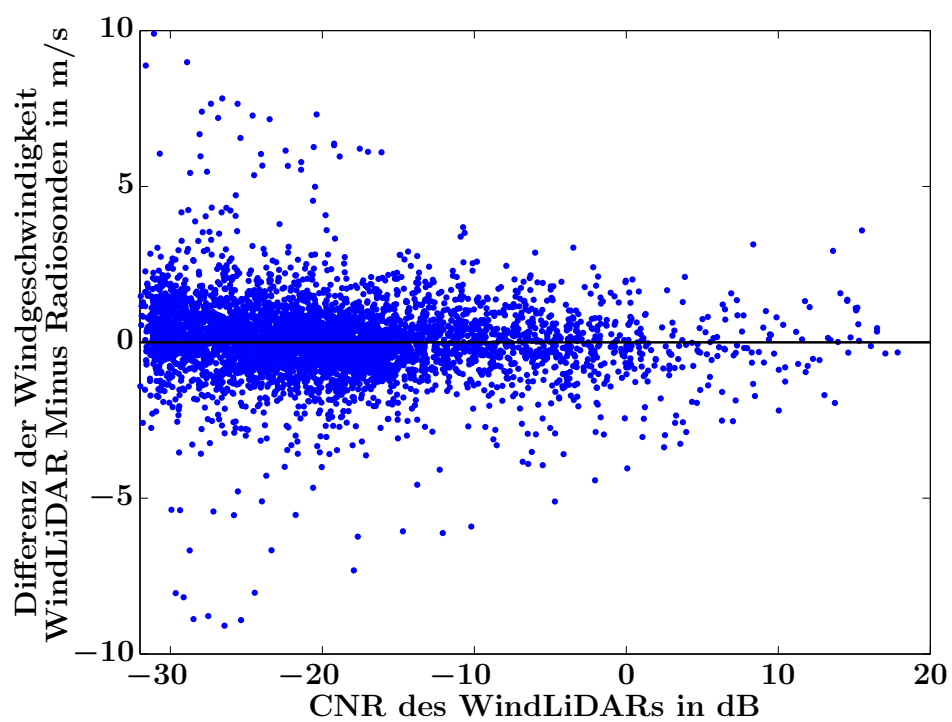


Abbildung 3.21: Differenz zwischen den von beiden Instrumenten gemessenen Windgeschwindigkeiten in Abhängigkeit vom CNR

3.2.2 Windrichtung

Wie in Kapitel 2.2 bereits erwähnt gibt der Hersteller der Radiosonden an, dass deren Windrichtungsmessungen nur für Windgeschwindigkeiten oberhalb von $3 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ zuverlässig funktionieren. Andere Untersuchungen deuten jedoch darauf hin, dass bereits ab Windgeschwindigkeiten von $0,6 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ sinnvolle Werte für die Windrichtung gemessen werden können (Schulz 2012). Daher werden im Folgenden stets beide Möglichkeiten, den Mindestwert für die Windgeschwindigkeit zu setzen, berücksichtigt: In den Grafiken sind in blau die Werte dargestellt, für die eine Mindestwindgeschwindigkeit von $0,6 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ erfüllt ist. Grüne Punkte stehen für Daten mit einer Mindestwindgeschwindigkeit von $3 \frac{\text{m}}{\text{s}}$.

Außerdem wurden die Daten für die Darstellung durch Anwendung des Sinus und seiner Umkehrfunktion in die ersten beiden Quadranten des Koordinatensystems transformiert. Diese Transformation stellt sicher, dass benachbarte Winkel (zum Beispiel 1° und 360°) auch in der Darstellung nebeneinander liegen.

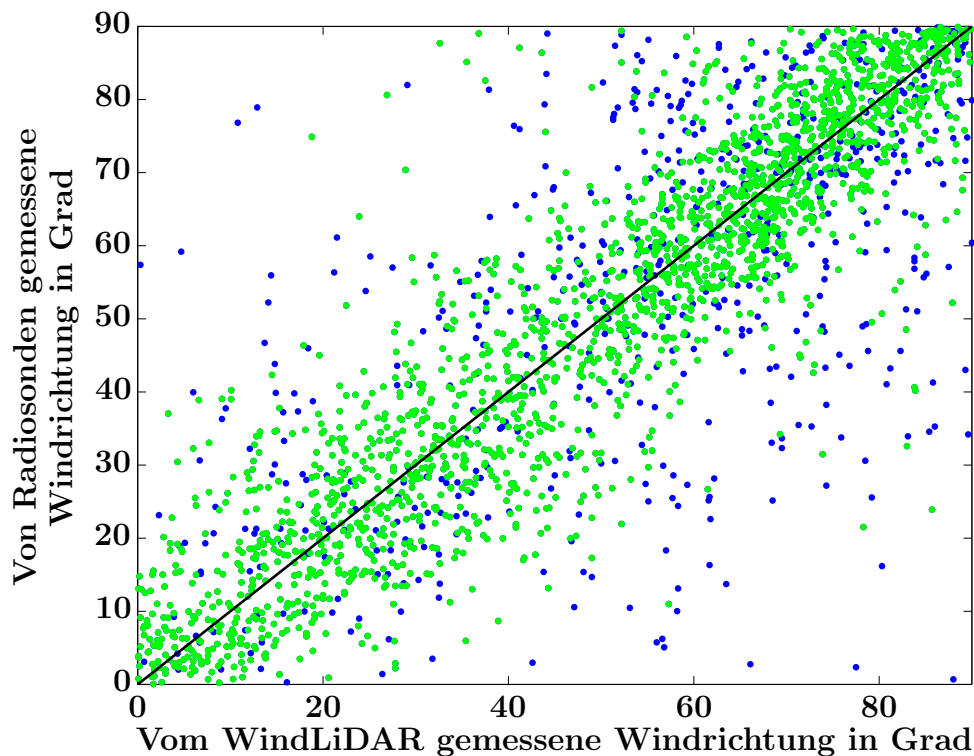


Abbildung 3.22: Vom WindLiDAR und von Radiosonden gemessene Windrichtungen (blaue Punkte: Windrichtung bei gleichzeitiger Windgeschwindigkeit von mindestens $0,6 \frac{\text{m}}{\text{s}}$, grüne Punkte: Windrichtung bei gleichzeitiger Windgeschwindigkeit von mindestens $3 \frac{\text{m}}{\text{s}}$) und Ursprungsgerade (schwarze Linie)

Trägt man die beiden Datensätze in dieser Form gegeneinander auf (Abbildung 3.22), so erkennt man sofort, dass die Übereinstimmung hier wesentlich größer ist als für den Vergleich zwischen WindLiDAR und Fesselsonde (vergleiche Abbildung 3.14). Es gibt zwar einige Werte, die weit von der Ursprungsgerade abweichen, aber für die meisten Datensätze ist die Übereinstimmung recht gut. Die Korrelation zwischen den beiden Datensätzen beträgt für die stärkere Einschränkung ($|v_{ges}| > 3 \frac{\text{m}}{\text{s}}$) 0,97, für die schwächere Einschränkung ($|v_{ges}| > 0,6 \frac{\text{m}}{\text{s}}$) 0,94. Der Mittelwert der Differenzen zwischen den jeweiligen Messmethoden beträgt $1,7^\circ$ ($2,6^\circ$ für die schwächere Einschränkung), es gibt also keinen ausgeprägten

3 Validierung der WindLiDAR-Daten

Offset zwischen beiden Messungen. Die Standardabweichung von diesem Mittelwert beträgt $12,3^\circ$ (19°), was auf einige sehr weit streuende Werte zurückzuführen ist. So ist auch die Wurzel des mittleren quadratischen Fehlers (RMSE) mit $11,2^\circ$ ($16,8^\circ$) recht groß. Verhältnismäßig klein hingegen ist der Mittelwert des Betrags der Differenz zwischen den Messwerten. Er beträgt $8,1^\circ$ ($11,0^\circ$).

Die WindLiDAR-Software gibt für jeden Datenpunkt die Unsicherheit der verschiedenen Komponenten der Windgeschwindigkeit (v_x , v_y) an. Unter der Annahme, dass sich Fehler linear fortpflanzen, kann man daraus die Unsicherheit in der Windrichtung, $dDir$, berechnen. Die Windrichtung Dir berechnet sich aus dem Arcustangens der beiden horizontalen Windkomponenten:

$$Dir = \arctan \frac{v_y}{v_x}$$

Mit

$$dDir = \left| \frac{dDir}{dv_x} \right| \cdot dv_x + \left| \frac{dDir}{dv_y} \right| \cdot dv_y$$

gilt dann

$$dDir = \frac{180}{\pi} \frac{1}{v_{ges}^2} \cdot (|v_x| \cdot dv_y + |v_y| \cdot dv_x)$$

Mit dieser Annahme erhält man für jede Messung des WindLiDARs ein Fehlerintervall für die Windrichtung. Summiert man zu diesem das Fehlerintervall für die Windrichtung der Radiosonde (siehe Kapitel 2.2), so sollte das Ergebnis stets kleiner sein als die Differenz zwischen beiden Messwerten. Tatsächlich liegen aber nur 83 % (81 %) der Werte innerhalb des Fehlerintervalls. Dies lässt darauf schließen, dass mindestens eines der beiden Instrumente die eigene Messungenauigkeit unterschätzt oder kleinskalige Änderungen im Windfeld hier eine so große Rolle spielen, dass die Vergleichbarkeit zwischen den verschiedenen Messungen nicht mehr gegeben ist.

Abbildung 3.23 zeigt die Verteilung der Differenz zwischen den von beiden Instrumenten gemessenen Windrichtungen. Hier zeigt sich die recht gute Übereinstimmung darin, dass der größte Teil der Abweichungen weniger als 20° beträgt. Nur einige wenige Ausreißer weichen wesentlich stärker voneinander ab.

Bei diesen Betrachtungen und insbesondere in Abbildung 3.22 lässt sich erkennen, dass große Abweichungen zwischen WindLiDAR- und Radiosondenmessungen insbesondere dann auftreten, wenn die Windgeschwindigkeit kleiner als $3 \frac{m}{s}$ ist (blaue Punkte in den Abbildungen). Die bedeutet entweder einen Widerspruch zu der These von Schulz (2012), dass die Windrichtungsmessungen der Radiosonden bereits für Windgeschwindigkeiten ab $0,6 \frac{m}{s}$ sinnvolle Ergebnisse liefern, oder das WindLiDAR liefert bei so kleinen Windgeschwindigkeiten keine präzisen Windrichtungsmessungen. Hinzu kommt aber möglicherweise, dass die Windrichtung bei kleinen Windgeschwindigkeiten stärker fluktuiert, was den Vergleich zwischen verschiedenen Messmethoden erschwert.

Wie bereits für die Windgeschwindigkeit, soll nun auch für die Windrichtung die Abhängigkeit des mittleren Unterschieds zwischen beiden Messwerten von verschiedenen Parametern betrachtet werden. Hierzu wird untersucht, inwieweit der Betrag dieser Differenz mit dem Betrag der Windgeschwindigkeit, mit der vorherrschenden Windrichtung, mit der Höhe und mit dem Carrier-to-noise-ratio (CNR) korreliert. Das Ergebnis ist in Tabelle 3.4 zusammengefasst und in den Abbildungen 3.24 bis 3.27 dargestellt.

Bei der Betrachtung der Korrelationen fällt sofort auf, dass im Gegensatz zur Windgeschwindigkeit die Abweichungen in der Windrichtung bei großen Windgeschwindigkeiten abnehmen, obwohl auch hier gilt, dass die Sonde bei großen Windgeschwindigkeiten weiter angetrieben wird als bei kleinen. Allerdings spielt hier auch der entgegengesetzte Effekt

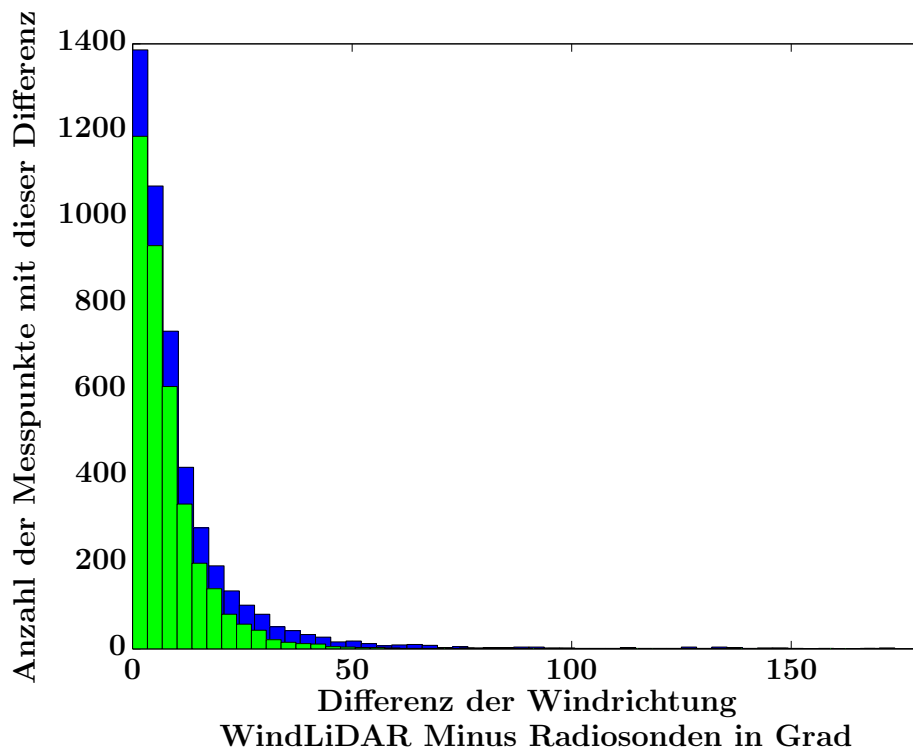


Abbildung 3.23: Verteilung der Differenz zwischen den von beiden Instrumenten gemessenen Windrichtungen (blau: $v_{ges} > 0,6 \frac{m}{s}$, grün: $v_{ges} > 3 \frac{m}{s}$)

Tabelle 3.4: Korrelationen der verschiedenen Parameter

Parameter	Korrelation mit dem Betrag der Differenz zwischen der vom WindLiDAR und von Radiosonden gemessenen Windrichtung bei Windgeschwindigkeiten über $0,6 \frac{m}{s}$ (blau) $3 \frac{m}{s}$ (grün)	
Betrag der Windgeschwindigkeit	-0,29	-0,18
Windrichtung	-0,066	-0,10
Höhe	-0,14	-0,084
CNR	0,15	0,086

eine Rolle, nämlich dass die Windrichtungsmessung der Radiosonde bei großen Windgeschwindigkeiten besser funktioniert. Bei größeren Windgeschwindigkeiten wird die Sonde weiter abgetrieben, sodass sich kleine Fehler in der Positionsbestimmung nicht so stark auf die Richtungsbestimmung auswirken, wie es bei kleinen Fehlern und damit kleinen Änderungen der Koordinaten der Fall ist. Dazu kommt die größere Stabilität der Windrichtung bei höheren Windgeschwindigkeiten. Weiter ist zu bemerken, dass sich die Korrelationen (zumindest für Windrichtung, Höhe und CNR) relativ stark verändern, wenn man als Untergrenze für die Windgeschwindigkeit einen anderen Wert wählt. Dies deutet darauf hin, dass diese Korrelationen nicht signifikant sind, sondern von den ausgewählten Datensätzen abhängen. Lediglich der Zusammenhang zwischen der Abweichung beider Instrumente und der herrschenden Windgeschwindigkeit lässt sich in den Zahlen sowie in Abbildung 3.24 deutlich erkennen. Auch zwischen der Höhe und der Abweichung scheint es einen Zusam-

3 Validierung der WindLiDAR-Daten

menhang zu geben (siehe Abbildung 3.26). Da für große Höhen die Zahl der Messpunkte wesentlich geringer ist als für kleine, ist dieser aber weniger signifikant.

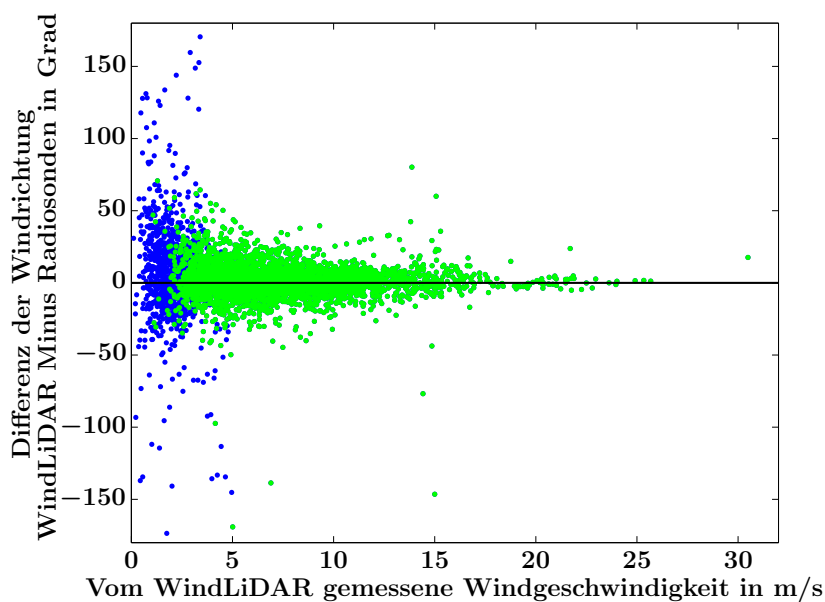


Abbildung 3.24: Differenz zwischen den von beiden Instrumenten gemessenen Windrichtungen in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit (blau: $v_{ges} > 0,6 \frac{m}{s}$, grün: $v_{ges} > 3 \frac{m}{s}$)

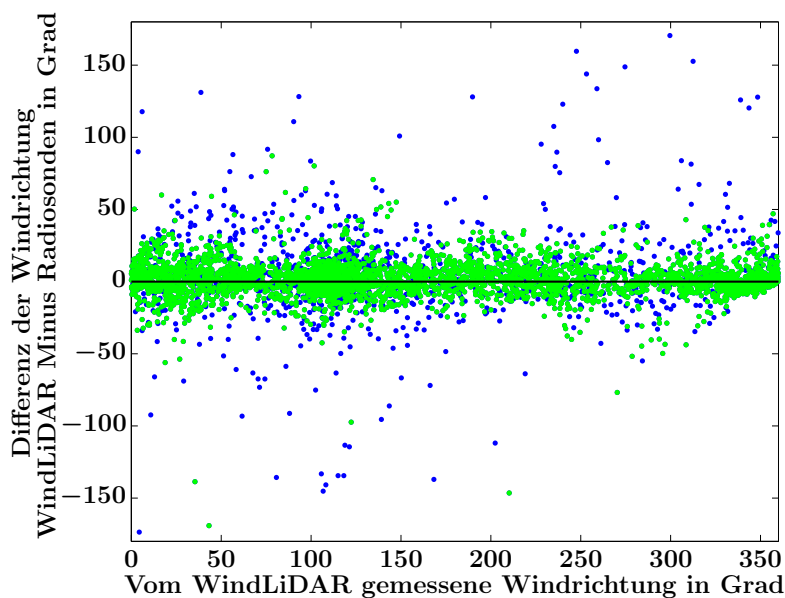


Abbildung 3.25: Differenz zwischen den von beiden Instrumenten gemessenen Windrichtungen in Abhängigkeit von der Windrichtung (blau: $v_{ges} > 0,6 \frac{m}{s}$, grün: $v_{ges} > 3 \frac{m}{s}$)

3.2 Vergleich zwischen WindLiDAR und Radiosonden

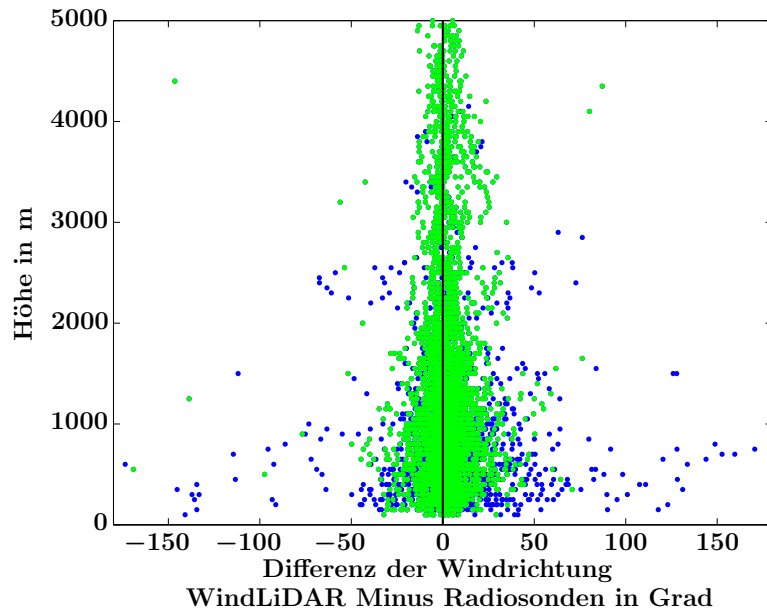


Abbildung 3.26: Differenz zwischen den von beiden Instrumenten gemessenen Windrichtungen in Abhängigkeit von der Höhe (blau: $v_{ges} > 0,6 \frac{m}{s}$, grün: $v_{ges} > 3 \frac{m}{s}$)

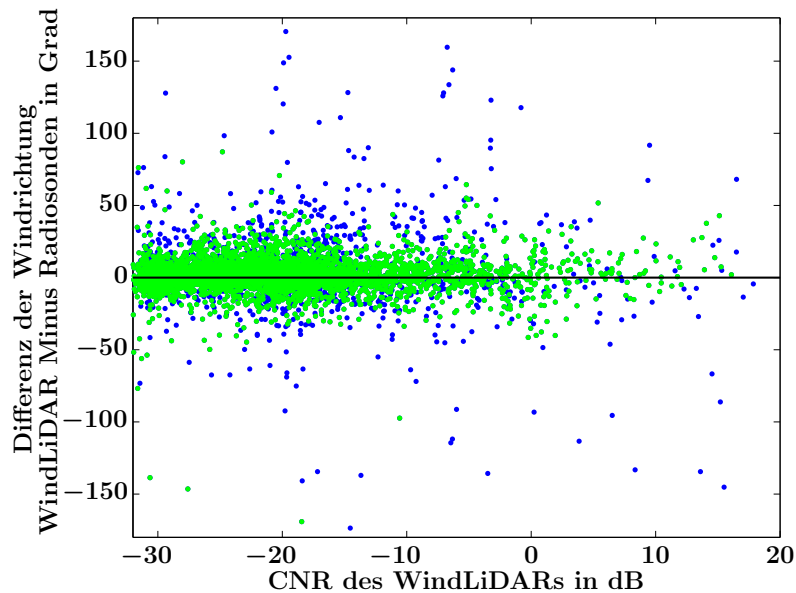


Abbildung 3.27: Differenz zwischen den von beiden Instrumenten gemessenen Windrichtungen in Abhängigkeit vom CNR (blau: $v_{ges} > 0,6 \frac{m}{s}$, grün: $v_{ges} > 3 \frac{m}{s}$)

3.3 Zusammenfassung

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass das WindLiDAR insgesamt vertrauenswürdige Daten liefert. Zu beachten ist, dass mit der Fesselballonkampagne nur ein eingeschränkter Höhenbereich (200 m bis 700 m) untersucht werden konnte. Bei den Radiosonden dagegen steht täglich nur ein einzelnes Windprofil zur Verfügung, sodass zeitliche Veränderungen des Winds auf der Minuten- oder Stundenskala nicht erfasst werden können.

Der Vergleich mit beiden Instrumenten liefert für die Windgeschwindigkeit sehr gute Übereinstimmungen. Die Übereinstimmung zwischen WindLiDAR und Radiosonde wird zwar mit zunehmender Windgeschwindigkeit schlechter, allerdings kann dies darauf zurückgeführt werden, dass der Wetterballon mit der Radiosonde bei großen Windgeschwindigkeiten weiter abdriftet, sodass die beiden Instrumente das Windfeld an verschiedenen Orten messen. Zudem gibt es einzelne Radiosondenprofile, die sehr schlecht mit den WindLiDAR-Daten übereinstimmen.

Für die Validierung der Windrichtungsdaten konnten nur die Daten der täglichen Radiosondierungen herangezogen werden, da sich die Windrichtungsdaten der Fesselsonden selbst als nicht valide herausstellten. Für die Radiosonden gilt allerdings die Einschränkung, dass die Windrichtungsdaten laut Herstellerangaben (siehe Datenblatt zur Radiosonde) erst ab einer Windgeschwindigkeit von mehr als $3 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ verwendet werden können. Nach einer Untersuchung von Schulz (2012) sollte es aber möglich sein, bereits Windrichtungsdaten aus Radiosondierungen zu verwenden, wenn die Windgeschwindigkeit mehr als $0,6 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ beträgt. In dem vorliegenden Vergleich zeigt sich für Windgeschwindigkeiten von mehr als $3 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ eine sehr gute Übereinstimmung der von WindLiDAR und Radiosonden gemessenen Windrichtungen. Zu kleineren Windgeschwindigkeiten hin wird die Übereinstimmung zunehmend schlechter. Anhand der vorliegenden Daten lässt sich jedoch nicht eindeutig feststellen, ob die schlechte Übereinstimmung zwischen den beiden Instrumenten von Unzulänglichkeiten der Radiosonde oder des WindLiDARs herrührt. Daher ist eine Validierung der Windrichtungsdaten des WindLiDARs für Windgeschwindigkeiten unter $3 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ mit den derzeit verfügbaren Daten und Instrumenten nicht möglich.

Insgesamt lässt sich aber sagen, dass das WindLiDAR zur automatisierten, kontinuierlichen Messung der Windgeschwindigkeit und -richtung in der Grenzschicht geeignet ist.

4 Statistische Analyse der WindLiDAR-Daten

Nachdem in Kapitel 3 gezeigt wurde, dass die WindLiDAR-Daten durchaus vertrauenswürdig sind, sollen sie nun verwendet werden, um das Windprofil über Ny-Ålesund zu charakterisieren. Hierzu wird im ersten Schritt eine statistische Auswertung der vom 5. Dezember 2012 bis zum 23. Oktober 2013 aufgenommenen Daten vorgenommen. Dazu soll untersucht werden, wie häufig und in welchen Kombinationen Windgeschwindigkeit und Windrichtung in verschiedenen Jahreszeiten auftreten und wie sie sich mit der Höhe verändern. Dabei wird auch der Einfluss der Orographie auf das Windprofil deutlich. Weiterhin wird untersucht, inwieweit äußere Einflüsse wie die synoptische Anströmung das Windprofil über Ny-Ålesund beeinflussen.

Bei allen statistischen Analysen muss allerdings beachtet werden, dass für die Auswertung Daten von weniger als einem Jahr verwendet wurden, sodass sich Besonderheiten in den Wetterlagen des Messzeitraums besonders stark bemerkbar machen. Von einer klimatologischen Untersuchung kann aufgrund des kurzen Zeitraums also nur eingeschränkt die Rede sein.

Für die Jahreszeiten in Ny-Ålesund existieren je nach angenommener theoretischer Sichtbarkeit der Sonne unterschiedliche Definitionen. In den nächsten Abschnitten werden folgende Unterteilungen verwendet:

Winter (Polarnacht)	05.12.2012 – 18.02.2013
Frühling	19.02.2013 – 17.04.2013
Sommer (Polartag)	18.04.2013 – 24.08.2013
Herbst	25.08.2013 – 23.10.2013

Zu beachten ist, dass die Polarnacht zwar schon im Oktober beginnt, für den Zeitraum vor dem 05.12.2012 aber noch keine Messdaten vorliegen. Insofern geht nur ein Teil des tatsächlichen Winterzeitraums in die Statistik für den Winter ein, wodurch es zu Verfälschungen gegenüber einem vollständigen Datensatz kommen kann.

4.1 Einordnung der Messdaten in die synoptische Situation des Messzeitraums

Um einen Eindruck von den vorherrschenden synoptischen Anströmungen im Messzeitraum zu bekommen, soll zunächst die synoptische Situation in den verschiedenen Jahreszeiten dargestellt werden. Anschließend wird der Jahresgang von 2 m-Temperatur, Bodendruck und relativer Feuchte des Messzeitraums im Vergleich mit den Werten früherer Jahre dargestellt. Außerdem wird die Verteilung stabiler, neutraler und instabiler Schichtungen mit dem langjährigen Mittel verglichen.

Abbildung 4.1 zeigt die gemittelte synoptische Situation in den verschiedenen Jahreszeiten des Beobachtungszeitraums. Dargestellt sind der mittlere Bodenluftdruck und der gemittelte Wind in 850 hPa aus ERA-Interim Reanalysen (ECMWF 2013a). Für den Winter

wurden Reanalysedaten von Dezember 2012 bis Februar 2013 verwendet, der Frühling umfasst die Monate März, April und Mai 2013 und der Sommer die Monate Juni und Juli 2013. Für den Zeitraum nach Juli 2013 lagen zum Zeitpunkt der Erstellung der Abbildungen noch keine Reanalysedaten vor.

Im Winter 2012/2013 (Abbildungen 4.1a-b) zeigt der mittlere Bodenluftdruck vorwiegend Hochdruckeinfluss über der zentralen Arktis und Nordostasien, während Spitzbergen gerade zwischen diesem Hochdruckeinfluss und Tiefdruckeinflüssen über dem Nordatlantik liegt. Obwohl man dadurch eine mittlere synoptische Anströmung von Osten erwarten würde, zeigt Abbildung 4.1b für Spitzbergen im Mittel einen schwachen Westwind. Vermutlich ist diese Diskrepanz auf eine komponentenweise Mittelung des Windvektors zurückzuführen, die Wind mit hohen Geschwindigkeiten stärker berücksichtigt. So können sich beispielsweise ein langanhaltender, schwacher Westwind und ein kurzzeitiger, starker Ostwind im Mittel gegenseitig kompensieren.

Auch im Frühling 2013 (Abbildungen 4.1c-d) wird die zentrale Arktis von Hochdruckeinfluss dominiert, während in Nordeuropa schwache Tiefdruckeinflüsse vorherrschen. Dadurch kommt es zu einer nordöstlichen Anströmung entlang der Isobaren auf Spitzbergen, das wiederum gerade zwischen diesen Druckgegensätzen liegt.

Im Sommer 2013 (Abbildungen 4.1e-f) hingegen herrschen über der zentralen Arktis Tiefdruckeinflüsse vor, deren Ausläufer bis nach Spitzbergen reichen. In Kombination mit schwach ausgeprägten Hochdrucklagen über Mitteleuropa führt dies zu einer synoptischen Anströmung Spitzbergens von Westen. Jahreszeitenunabhängig lässt sich feststellen, dass die jahreszeitlich gemittelten synoptischen Windgeschwindigkeiten über Spitzbergen eher klein sind. Das lässt darauf schließen, dass synoptische Anströmungen aus verschiedenen Richtungen gleichermaßen vorkommen und sich dadurch im dreimonatigen Mittel gegenseitig nahezu wegmitteln. Diese Vermutung wird auch durch die Abbildungen 4.10 p-s gestützt.

Zur weiteren Charakterisierung des Messzeitraums werden in den Abbildungen 4.2 bis 4.4 die meteorologischen Bodenmessungen von Temperatur, Druck und relativer Feuchte in Ny-Ålesund als Monatsmittel dargestellt. Dabei sind die Daten aus den Jahren 1993 bis 2012 in grau dargestellt, während der Mittelwert aus diesem Zeitraum in schwarz eingezeichnet ist. In rot sind die Daten aus dem Messzeitraum, also Dezember 2012 bis Oktober 2013, eingezeichnet.

Abbildung 4.2 zeigt die 2 m-Temperatur. Es fällt auf, dass die Monatsmitteltemperaturen 2013 für fast alle Monate überdurchschnittlich hoch sind. Insbesondere im Januar und September ist die Abweichung gegenüber dem langjährigen Mittel sehr groß, sie beträgt mehrere Grad. Abgesehen von den Temperaturen im September 2013 liegen allerdings sämtliche Monatsmittel des Messzeitraums innerhalb der Schwankungsbreite der letzten Jahrzehnte. Ein anderes Bild ergibt sich für den Bodenluftdruck (Abbildung 4.3): Während der mittlere Bodenluftdruck im Winter 2012/13 und Anfang des Frühlings 2013 wesentlich höher als im langjährigen Mittel ist, liegt er den gesamten Sommer deutlich unter dem langjährigen Mittel. Der Sommer ist also häufiger als im langjährigen Mittel von Tiefdrucklagen geprägt. Umgekehrt verhält es sich für die relative Luftfeuchte (Abbildung 4.4). Während sie im März noch deutlich unter dem langjährigen Mittel liegt, zeigt sich der Sommer 2013 sehr feucht, während der Herbst im Durchschnitt liegt. Die hohe relative Luftfeuchte im Sommer 2013 geht außerdem einher mit häufigem Auftreten von Nebel und Niederschlag (Maturilli 2013, mündliche Mitteilung).

Eine weitere wichtige Eigenschaft der Atmosphäre ist die thermische Stabilität der Schichtung, die das Auftreten von vertikalen Austauschprozessen beeinflusst. Daher ist in Abbildung 4.5 die Verteilung von Messzeitpunkten mit stabil, neutral und instabil geschichteter Grenzschicht dargestellt. Gewonnen wurde diese Einteilung mit Hilfe eines Verfahrens von

4.1 Einordnung der Messdaten in die synoptische Situation des Messzeitraums

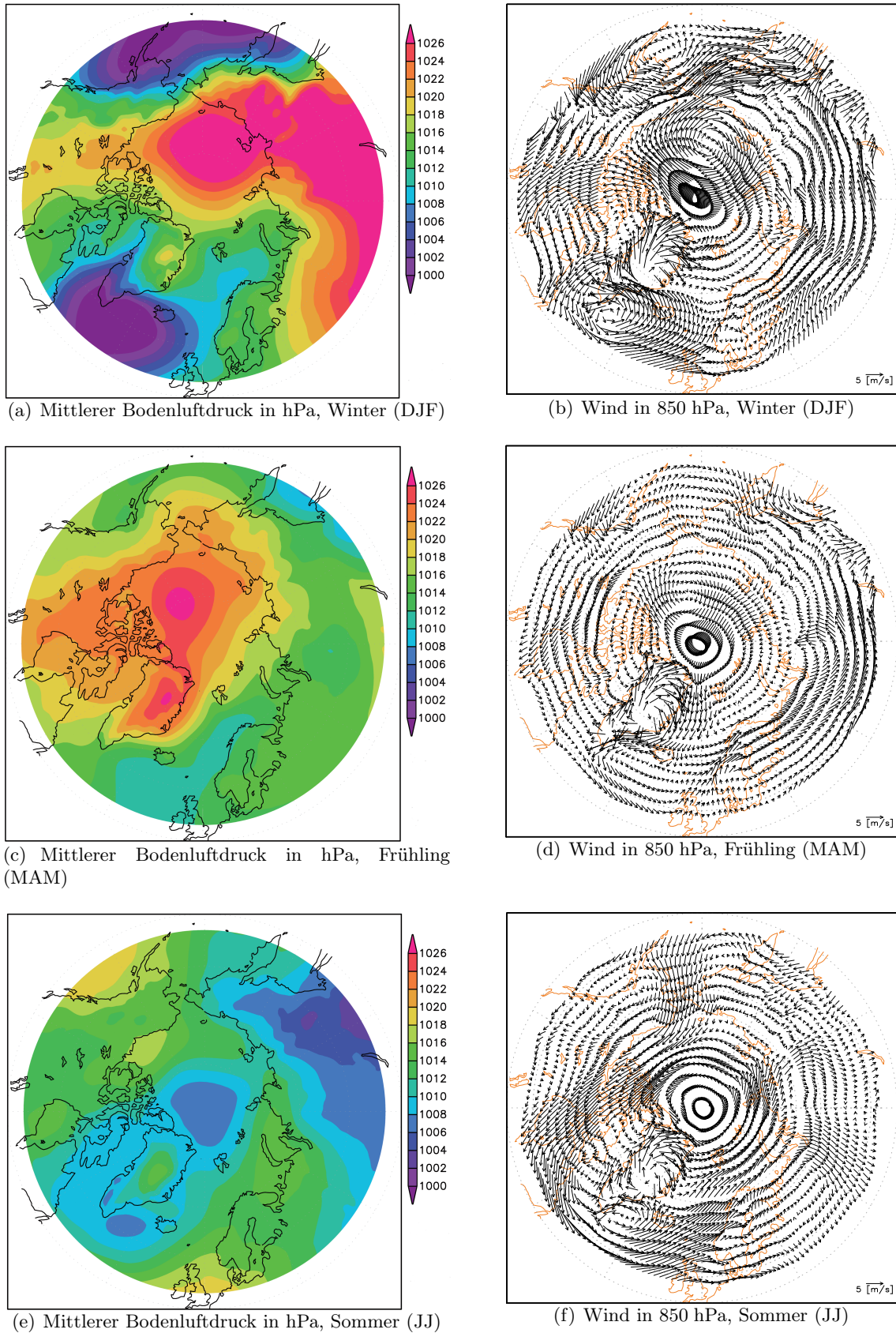


Abbildung 4.1: Jahreszeitengemittelte synoptische Situation
 Abbildungen: Hebestadt (2013), priv. Komm.

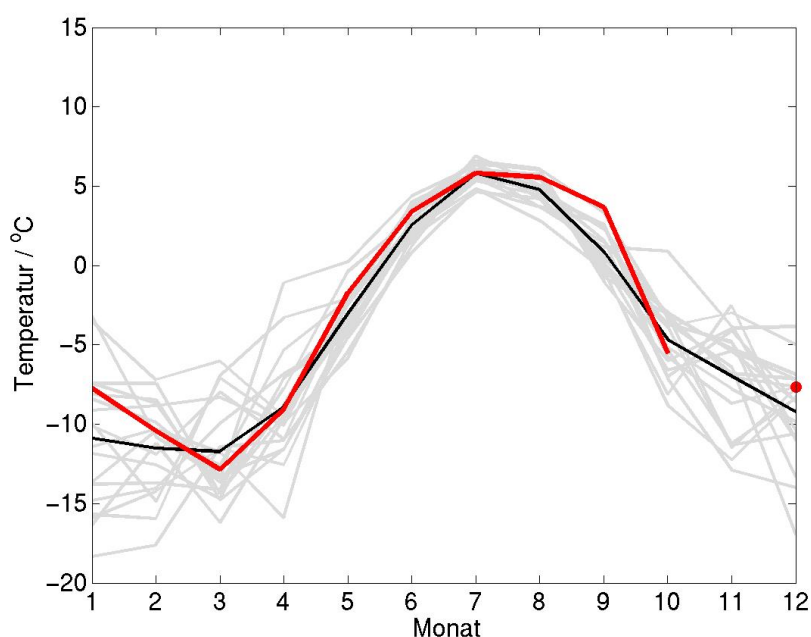


Abbildung 4.2: Monatsgemittelte 2 m-Temperatur der einzelnen Jahre 1993 bis 2012 (grau), Monatsmittel des Gesamtzeitraums (schwarz) und Monatsmittel von Dezember 2012 bis Oktober 2013 (rot)
Abbildung: Maturilli (2013), priv. Komm.

Schulz (2012), in dem auf Radiosondenaufstiege und BSRN-Daten zurückgegriffen wird. Die waagerechte Achse ist in verschiedene Jahreszeiten gegliedert: Winter I (WI, 01.01. – 08.02.), Frühling (F, 19.02. – 13.04.), Sommer (S, 14.04. – 23.08.), Herbst (H, 24.08. – 17.10.) und Winter II (WII, 18.10. – 31.12.). Fasst man Winter I und II zusammen, so erhält man eine Einteilung, die weitgehend identisch mit der in dieser Arbeit verwendeten Einteilung ist. Vergleicht man diese Abbildung mit der analogen Darstellung für das langjährige Mittel (siehe Abbildung 4.6), gibt es mehrere Auffälligkeiten: Die Messzeitpunkte mit stabiler Schichtung sind in allen Jahreszeiten deutlich überdurchschnittlich vertreten. Besonders stark zeigt sich dieser Unterschied im Winter II, also im Dezember 2012. Die neutralen Schichtungen sind im Sommer und Herbst überdurchschnittlich häufig vertreten, während sie im Winter seltener, im Frühling durchschnittlich häufig vorkommen. Sehr deutliche Unterschiede zeigen sich nun bei den Messzeitpunkten mit instabiler Schichtung. Während im Sommer normalerweise etwa 70 % der Radiosondenprofile auf eine instabile Schichtung hindeuten, sind es im Sommer 2013 nicht einmal 50 %. Auch im Herbst 2013 sind die Profile mit instabiler thermischer Schichtung wesentlich seltener als im Durchschnitt. Im Dezember 2012 konnten überhaupt keine instabilen Schichtungen beobachtet werden.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass es sich bei dem untersuchten Messzeitraum um kein extrem auffälliges, aber auch nicht um ein besonders typisches Jahr für Ny-Ålesund handelt. Insbesondere das Wetter im Sommer unterscheidet sich mit seinen häufigen Tiefdrucklagen, Niederschlag und geringerer Konvektion, die sich in der verringerten Häufigkeit stabiler Schichtungen ausdrückt, deutlich vom langjährigen Mittel.

4.1 Einordnung der Messdaten in die synoptische Situation des Messzeitraums

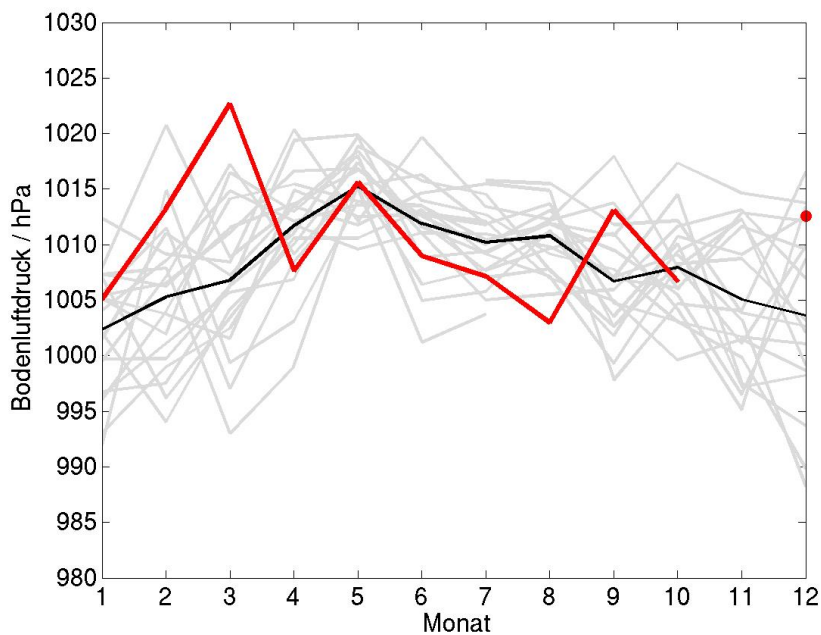


Abbildung 4.3: Monatsgemittelter Bodenluftdruck der einzelnen Jahre 1993 bis 2012 (grau), Monatsmittel des Gesamtzeitraums (schwarz) und Monatsmittel von Dezember 2012 bis Oktober 2013 (rot)
Abbildung: Maturilli (2013), priv. Komm.

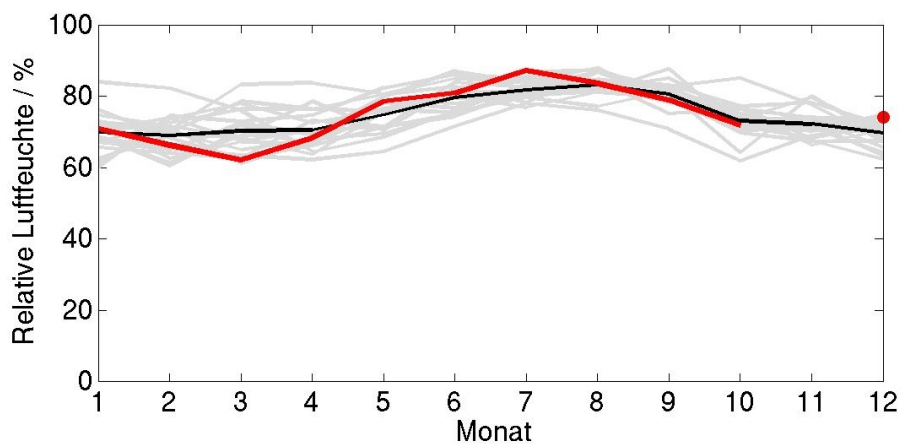


Abbildung 4.4: Monatsgemittelte relative Luftfeuchte der einzelnen Jahre 1993 bis 2012 (grau), Monatsmittel des Gesamtzeitraums (schwarz) und Daten von Dezember 2012 bis Oktober 2013 (rot)
Abbildung: Maturilli (2013), priv. Komm.

4 Statistische Analyse der WindLiDAR-Daten

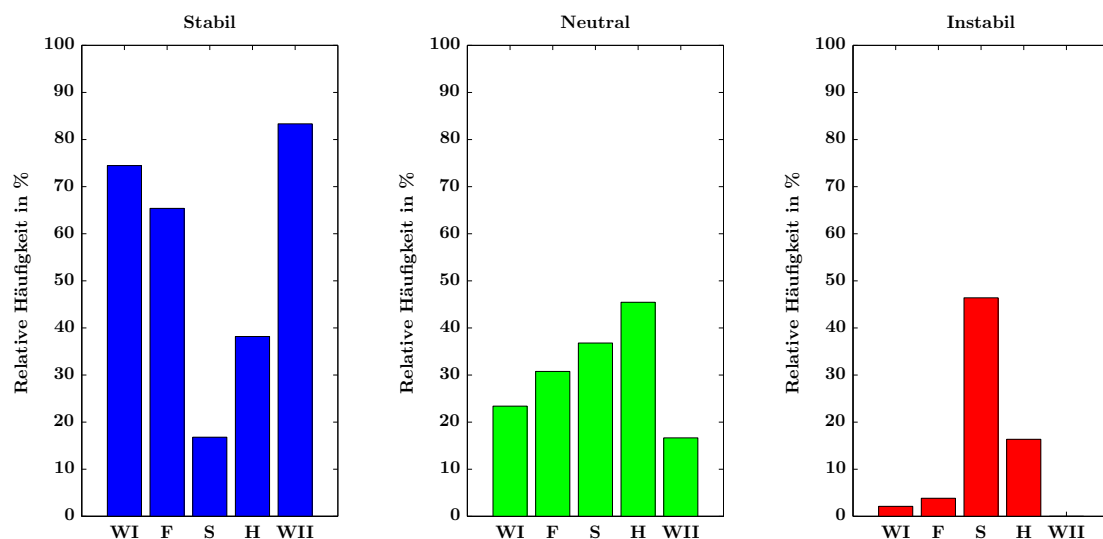


Abbildung 4.5: Anteil von Messzeitpunkten mit stabil, neutral und instabil geschichteter Grenzschicht in den verschiedenen Jahreszeiten 2013, *Abbildung: Schulz (2013), priv. Komm.*

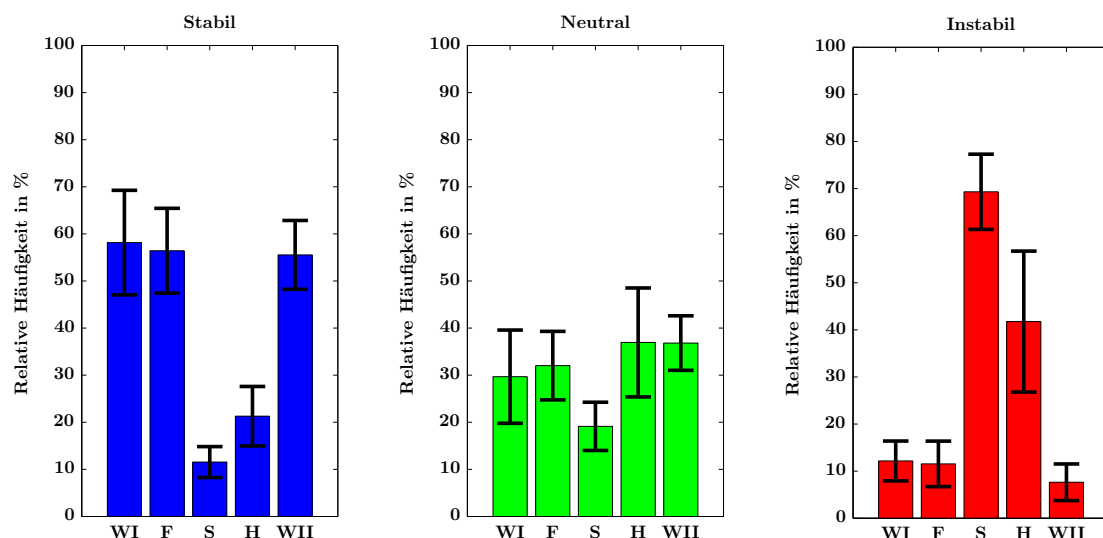


Abbildung 4.6: Anteil von Messzeitpunkten mit stabil, neutral und instabil geschichteter Grenzschicht in den verschiedenen Jahreszeiten im Mittel 2004 bis 2012, schwarze Balken kennzeichnen eine Standardabweichung, *Abbildung: Schulz (2013), priv. Komm.*

4.2 Jahreszeitentypische Verteilung von Windgeschwindigkeit und -richtung

Um das höhenabhängige Verhalten meteorologischer Messgrößen über längere Zeiträume zu visualisieren, wird häufig auf monatlich oder über Jahreszeiten gemittelte Profile zurückgegriffen. Da der Wind eine vektorielle Größe ist, ist die Aussagekraft seiner Mittelung insbesondere über lange Zeiträume, in denen sich die Windrichtung häufig ändert, begrenzt. Als Illustration für dieses Verhalten sollen die Abbildungen 4.7 und 4.8 dienen. Hier werden für Windgeschwindigkeit und Windrichtung jeweils vier Profile von WindLiDAR-Messungen an aufeinanderfolgenden Tagen um 11h sowie ein daraus gemitteltes Profil gezeigt.

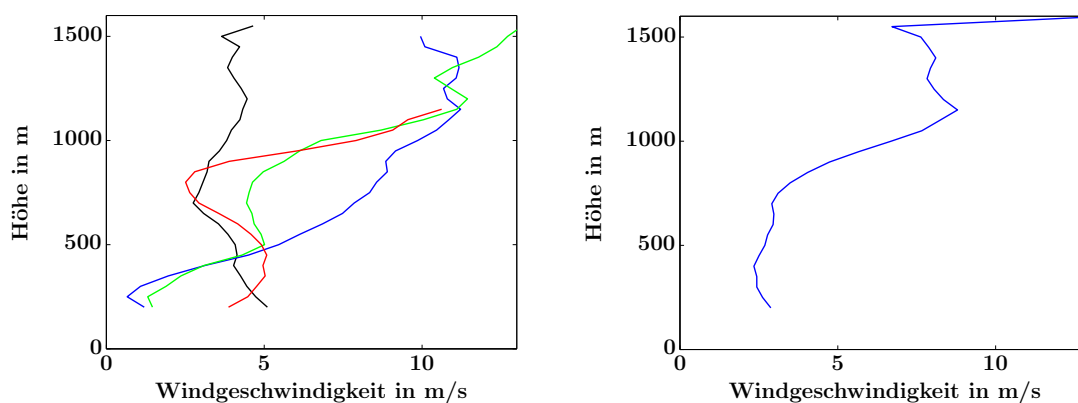


Abbildung 4.7: Links: Profile der Windgeschwindigkeit am 7. (schwarz), 8. (blau), 9. (grün) und 10. (rot) März, jeweils um 11h, rechts: aus diesen Profilen gebildetes gemitteltes Windgeschwindigkeitsprofil

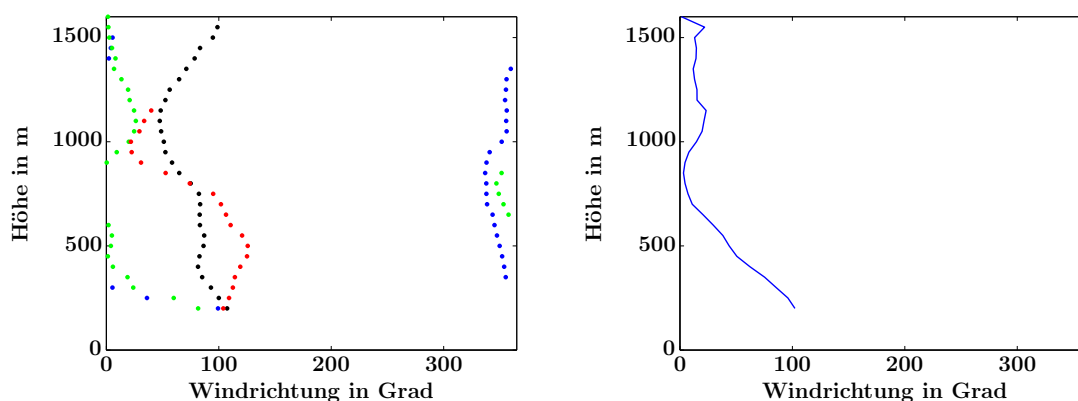


Abbildung 4.8: Links: Profile der Windrichtung am 7. (schwarz), 8. (blau), 9. (grün) und 10. (rot) März, jeweils um 11h, rechts: aus diesen Profilen gebildetes gemitteltes Windrichtungsprofil

Wie man sieht, dominieren die Profile mit großer Windgeschwindigkeit gegenüber denjenigen mit schwachem Wind, sodass das gemittelte Profil für die tatsächliche Verteilung von Windgeschwindigkeit und -richtung wenig aussagekräftig ist. Die sehr große Variabilität der einzelnen Profile geht bei der Mittelung verloren. Daher wird auf diese Darstellungs-

weise in der vorliegenden Arbeit vollständig verzichtet.

Um einen Überblick über die typischen Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen in Ny-Ålesund zu bekommen, sind stattdessen deren Häufigkeiten in Abbildung 4.10 als Frequenzverteilung dargestellt. Bei Frequenzverteilungen handelt es sich um Grafiken, in denen die Häufigkeit des Auftretens von bestimmten Kombinationen von Windrichtung und -geschwindigkeit innerhalb vorgegebener Intervalle gezählt und farblich kodiert dargestellt wird. Die Isolinien verbinden Punkte mit gleicher Häufigkeit.

Unterschieden wird dabei zum einen nach Jahreszeiten (Frühling, Sommer, Herbst, Winter, von links nach rechts) und zum anderen nach der Höhe (von oben nach unten zunehmend, beginnend bei 100 m, in 50 m-Schritten bis 1 km). In größeren Höhen nimmt die Datenverfügbarkeit stark ab (siehe Abschnitt 2.1.5), weshalb auf die Darstellung in diesen Bereichen verzichtet wird, um kein durch die schlechte Datenlage verursachtes Zerrbild wiederzugeben. Da man ab einer Höhe von etwa 1250 m davon ausgehen kann, dass die Windrichtung sehr nah an der synoptischen Anströmung liegt (vergleiche Schulz 2012), erwartet man für diese Höhe im Wesentlichen eine Gleichverteilung der gemessenen Windrichtungen. Der Trend hierzu ist bereits in den Frequenzverteilungen zwischen 850 m und 1000 m zu erkennen, weshalb man zumindest mutmaßen kann, dass die Windrichtung in größeren Höhen im Wesentlichen gleichverteilt ist.

Bei der Betrachtung der Abbildungen zeigen sich einige Auffälligkeiten: Zunächst fällt auf, dass insbesondere im Frühling, Herbst und Winter die Hauptwindrichtung in den untersten Höhenbereichen bei etwa 100° (Ost-Südost) liegt und andere Windrichtungen nahezu vollständig unterdrückt werden. Die häufigsten Windgeschwindigkeiten liegen im untersten Höhenschritt bei etwa $2 - 3 \frac{\text{m}}{\text{s}}$, nehmen mit zunehmender Höhe aber schnell zu. Außerdem treten ab einer Höhe von 400 m zunehmend auch andere Windrichtungen auf. Oberhalb von 500 m nimmt die Dominanz des Ost-Südostwinds noch weiter ab und ist auf etwa 850 m Höhe schon kaum noch zu erkennen.

Dieses Verhalten lässt sich durch orographische Einflüsse in Ny-Ålesund erklären: Ny-Ålesund ist an einem Fjord gelegen, der von Bergen mit Höhen um 500 m umgeben ist (siehe Abbildung 4.9). Der Fjord verläuft von West-Nordwest nach Ost-Südost. Dadurch



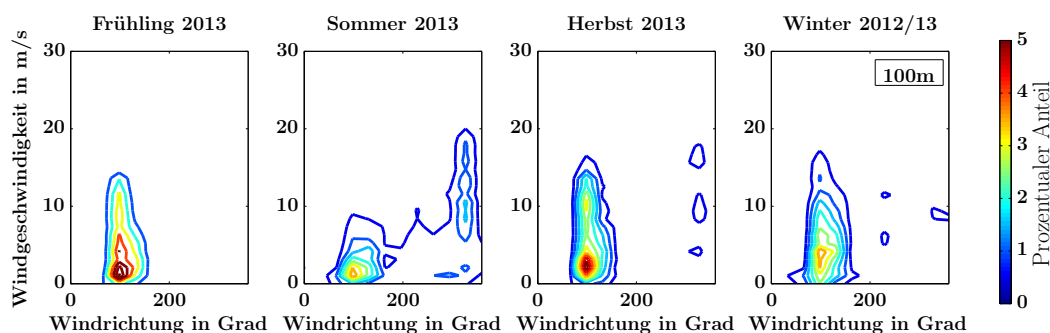
Abbildung 4.9: Karte des Gebiets um Ny-Ålesund

Abbildung: Norwegian Polar Institute (2013) (bearbeitet)

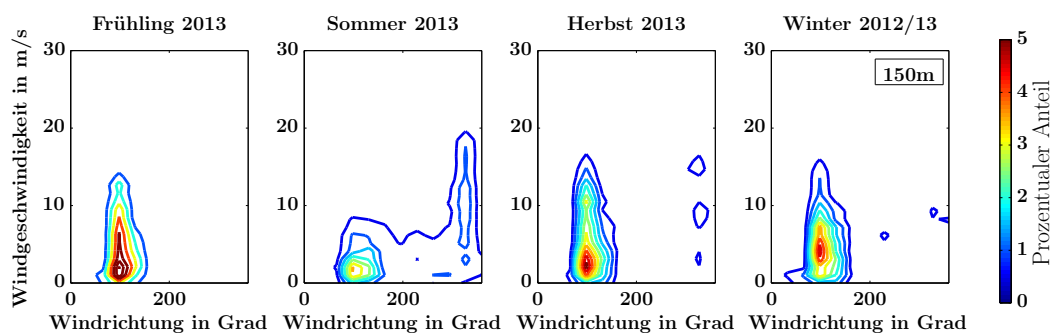
kommt eine starke Kanalisierung des Winds entlang dieser Achse zu Stande. Diese hält aber nur so lange an, wie die Luft im Einflussbereich der Berge ist. Oberhalb der Berge beginnt die Kanalisierung nachzulassen und andere Windrichtungen treten auf. Allerdings können weiterhin Einflüsse anderer Gebirge der Insel Spitzbergen auftreten, deren höchst-

4.2 Jahreszeitentypische Verteilung von Windgeschwindigkeit und -richtung

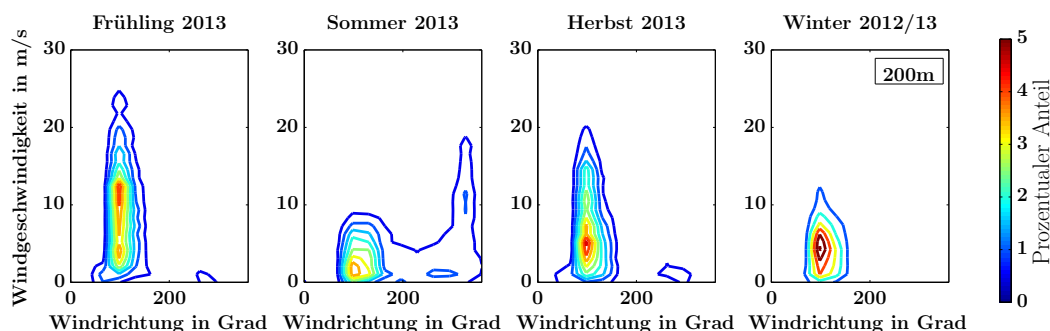
te Gipfel Höhen von bis zu 1700 m erreichen. Der Sommer unterscheidet sich in seinem Windspektrum deutlich von den anderen Jahreszeiten. Hier treten zusätzlich zu den oben diskutierten Ost-Südost-Winden bereits in sehr niedrigen Höhen Winde aus nordwestlichen Richtungen mit großen Geschwindigkeiten auf. Auch Winde aus südlichen und westlichen Richtungen kommen hier wesentlich häufiger vor als zu anderen Jahreszeiten. Eine mögliche Erklärung für dieses Verhalten ist das Auftreten einer Seebrise (Beine et al. 2001; Esau & Repina 2012): Wenn im Sommer die Luft über dem Land wärmer ist als die Luft über dem Wasser, kommt es zu Dichteunterschieden, die durch Winde ausgeglichen werden. So strömt kalte Luft vom Ozean und vom Fjord zum Land hin. Da Ny-Ålesund südlich des Fjords und östlich des Atlantiks liegt, könnte dieser Prozess den Wind aus nördlichen und westlichen Richtungen erklären.



(a) Frequenzverteilung in 100 m Höhe

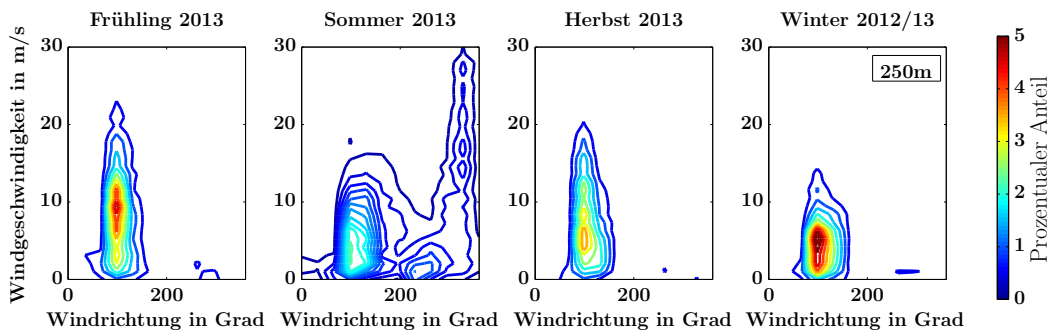


(b) Frequenzverteilung in 150 m Höhe

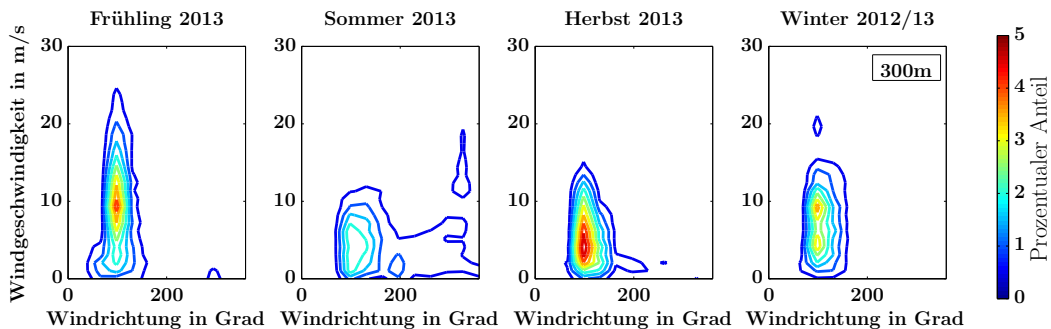


(c) Frequenzverteilung in 200 m Höhe

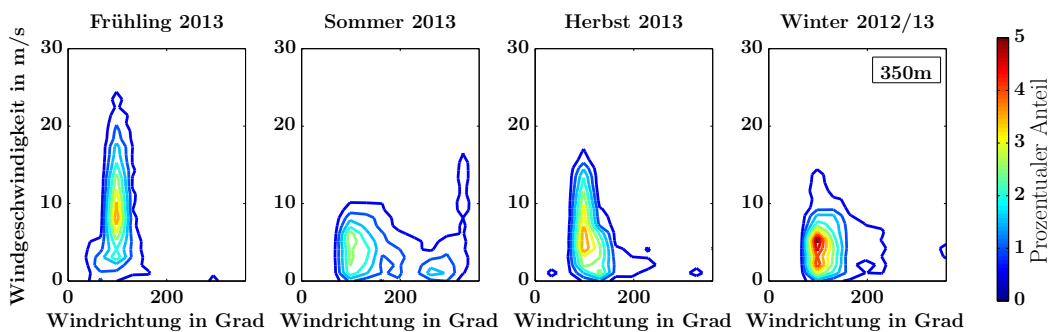
4 Statistische Analyse der WindLiDAR-Daten



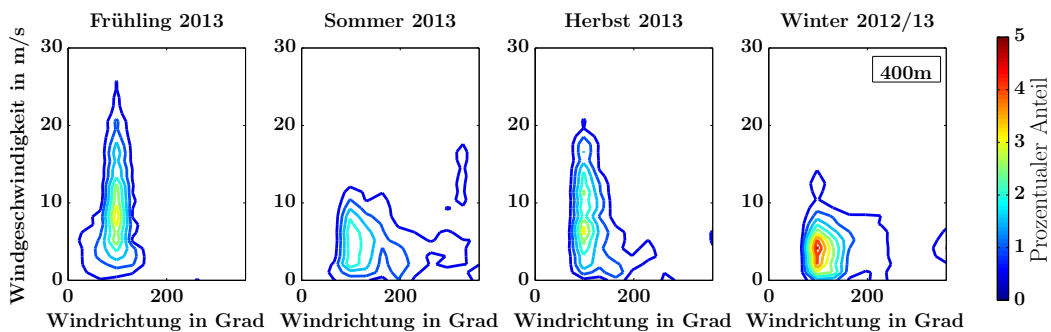
(d) Frequenzverteilung in 250 m Höhe



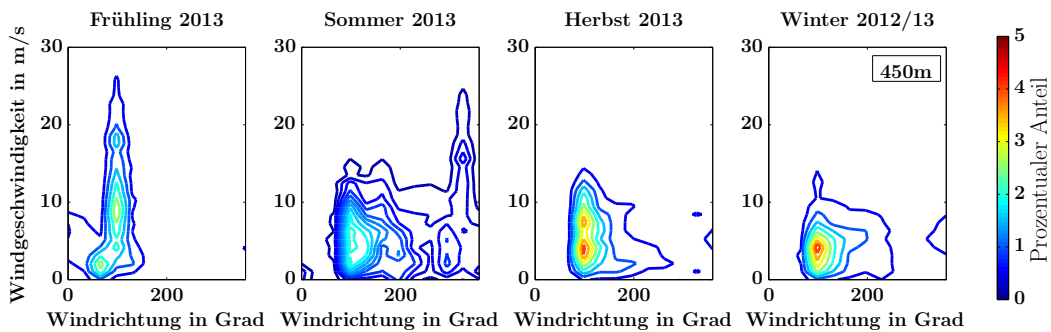
(e) Frequenzverteilung in 300 m Höhe



(f) Frequenzverteilung in 350 m Höhe

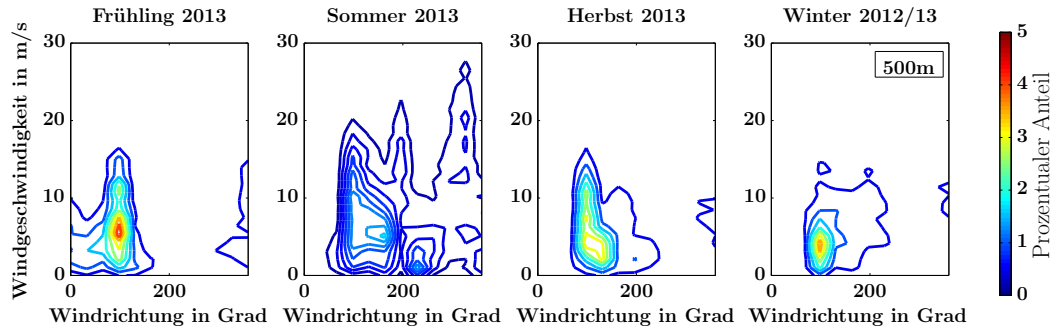


(g) Frequenzverteilung in 400 m Höhe

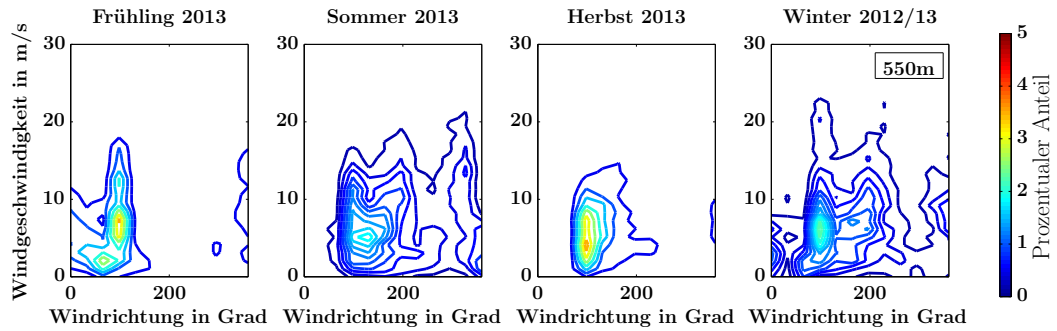


(h) Frequenzverteilung in 450 m Höhe

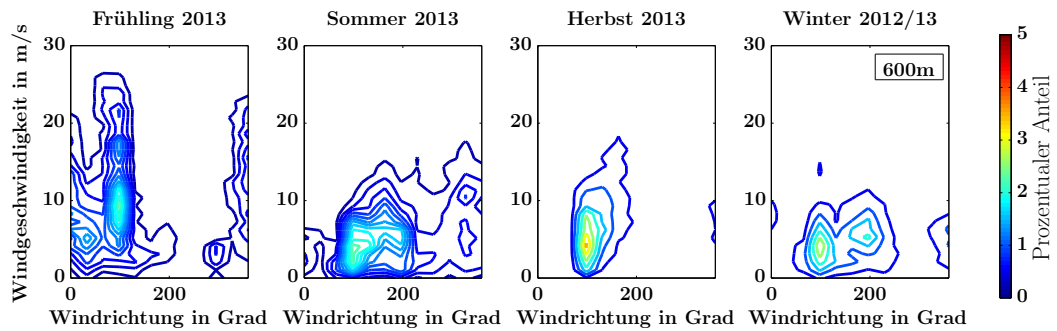
4.2 Jahreszeitentypische Verteilung von Windgeschwindigkeit und -richtung



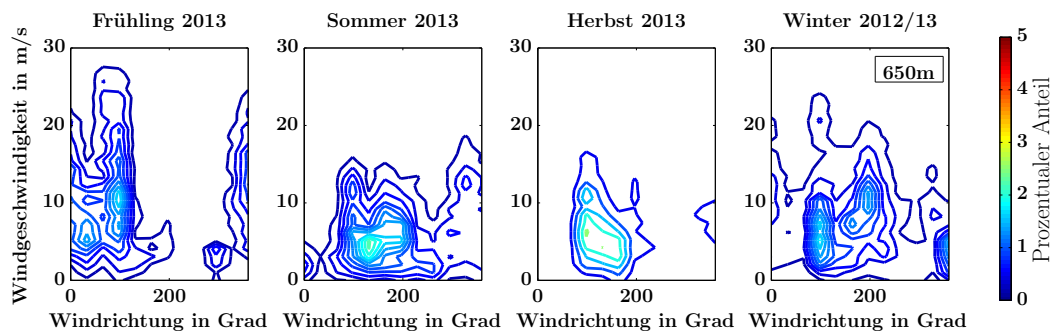
(i) Frequenzverteilung in 500 m Höhe



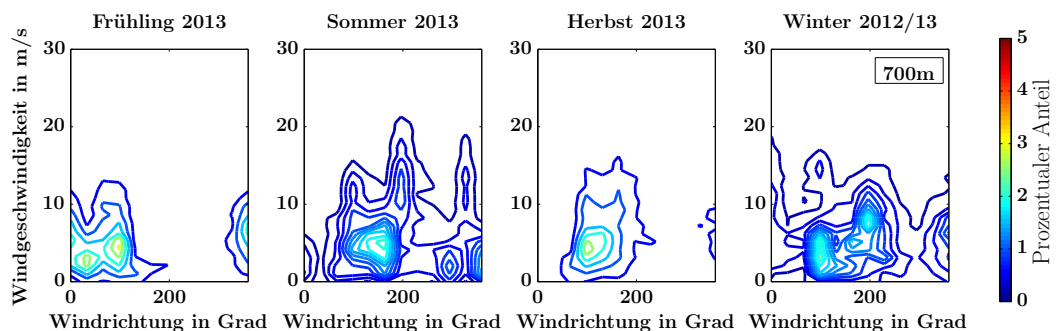
(j) Frequenzverteilung in 550 m Höhe



(k) Frequenzverteilung in 600 m Höhe

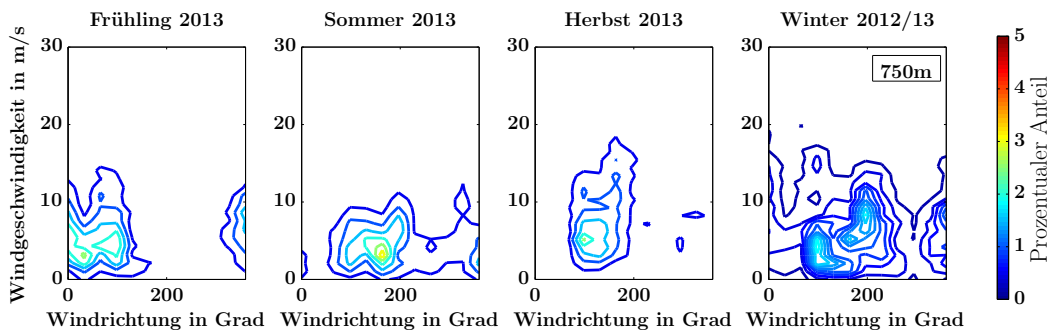


(l) Frequenzverteilung in 650 m Höhe

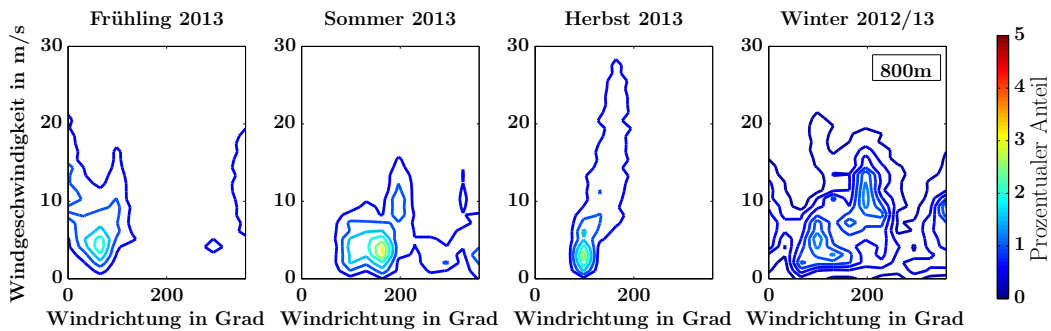


(m) Frequenzverteilung in 700 m Höhe

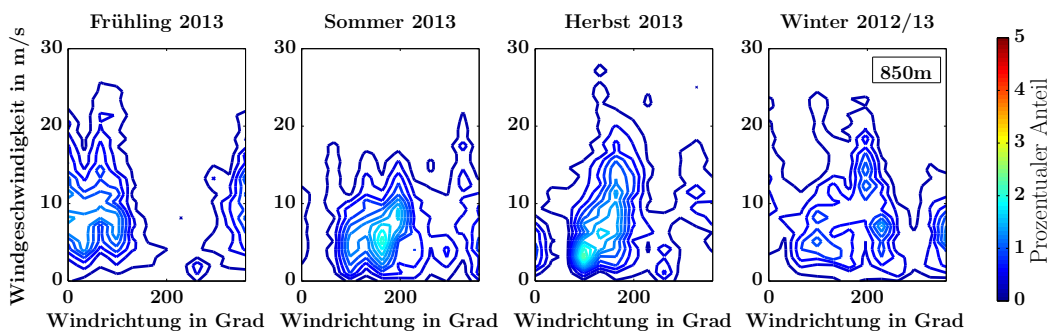
4 Statistische Analyse der WindLiDAR-Daten



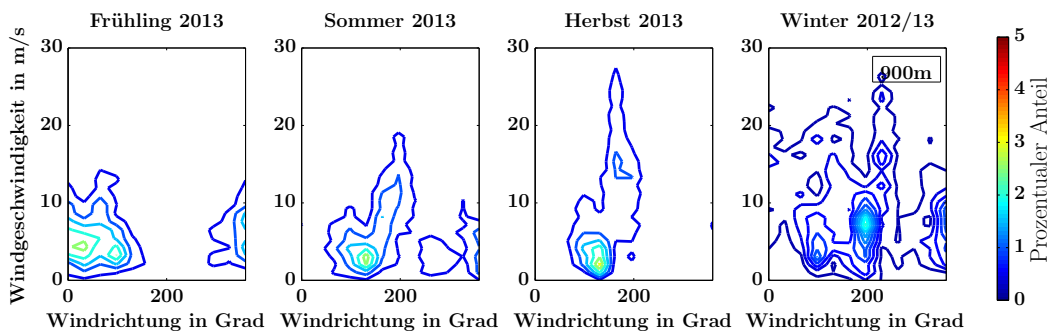
(n) Frequenzverteilung in 750 m Höhe



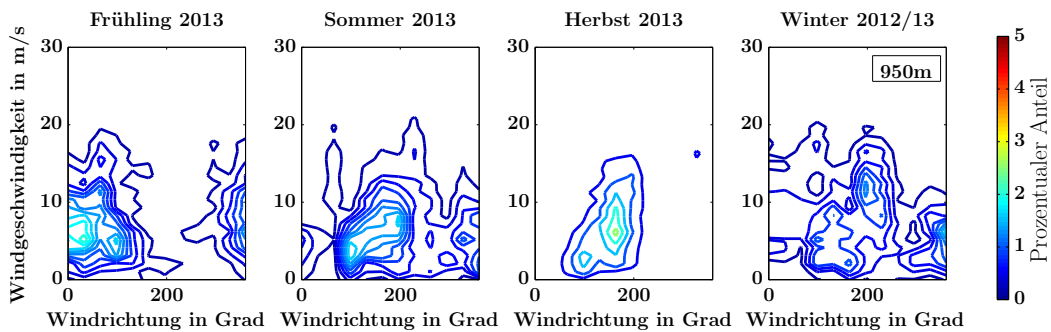
(o) Frequenzverteilung in 800 m Höhe



(p) Frequenzverteilung in 850 m Höhe



(q) Frequenzverteilung in 900 m Höhe



(r) Frequenzverteilung in 950 m Höhe

4.2 Jahreszeitentypische Verteilung von Windgeschwindigkeit und -richtung

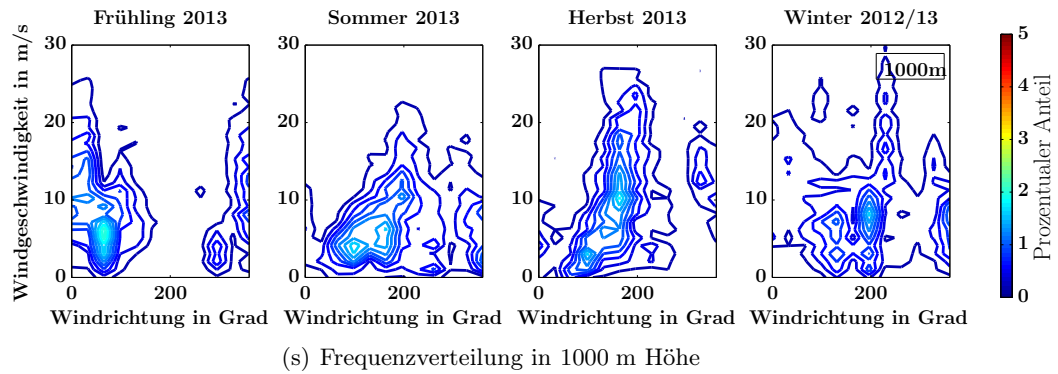


Abbildung 4.10: Frequenzverteilung von Windrichtung und Windgeschwindigkeit in verschiedenen Höhen von 100 m (a) bis 1000 m (s)

4.2.1 Fallbeispiele für verschiedene Jahreszeiten

Zur Illustration der Statistik sind auf den nächsten Seiten Ausschnitte des Verlaufs der Windgeschwindigkeit und Windrichtung in den verschiedenen Jahreszeiten gezeigt. Ausgewählt wurden jeweils Beispiele, die besonders repräsentativ für den Wind in der jeweiligen Jahreszeit sind. Da die Variabilität des Winds enorm hoch ist und sehr vielfältige Windprofile möglich sind und auch auftreten, sollten diese Beispiele in ihrer Repräsentativität aber keinesfalls überbewertet werden.

4 Statistische Analyse der WindLiDAR-Daten

Als Fallbeispiel für den Wind im Frühling sind in den Abbildungen 4.11 und 4.12 die Windgeschwindigkeit und Windrichtung am 12.03.2013 dargestellt. Deutlich zu sehen ist die Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe, wenngleich in den tieferen Schichten auch lokale Maxima der Windgeschwindigkeit auftreten können. Des Weiteren erkennt man die starke Kanalisierung des Winds in den untersten 500 m und die starke Windscherung oberhalb dieses Bereichs.

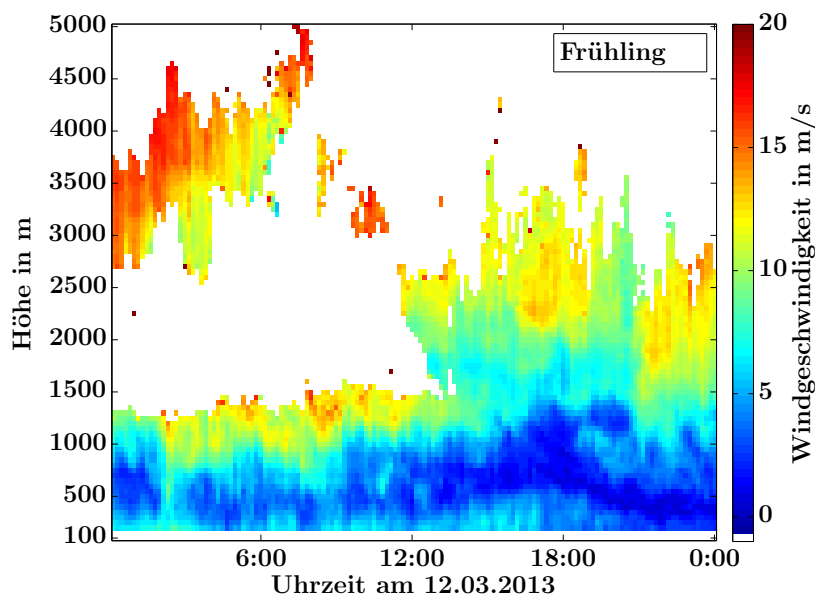


Abbildung 4.11: Beispiel für den Verlauf der Windgeschwindigkeit an einem Tag im Frühling

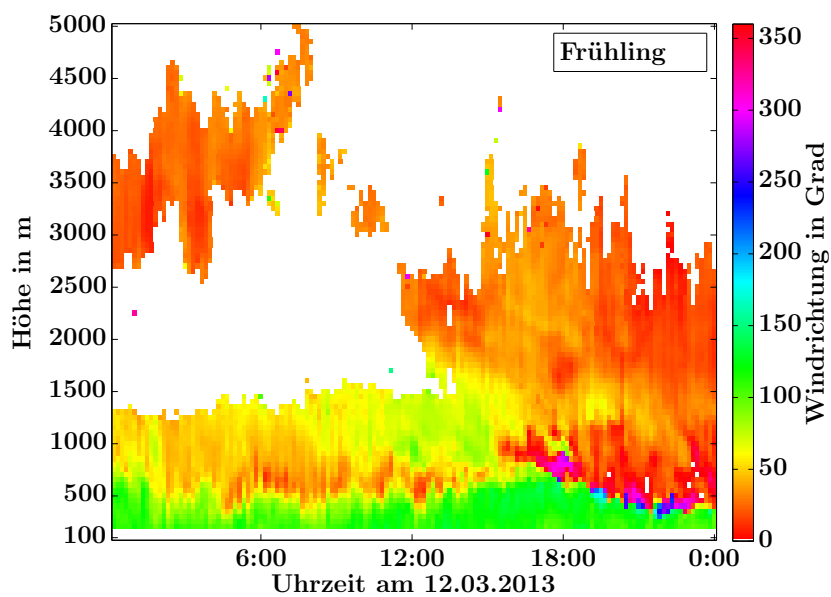


Abbildung 4.12: Beispiel für den Verlauf der Windrichtung an einem Tag im Frühling

4.2 Jahreszeitentypische Verteilung von Windgeschwindigkeit und -richtung

Als Beispiel für den Wind im Sommer sind in den Abbildungen 4.13 und 4.14 die Winddaten vom 15.07.2013 gezeigt. Im Gegensatz zum Frühling sind die Windgeschwindigkeiten hier wesentlich variabler und bereits in den untersten Höhenbereichen können verschiedene Windrichtungen auftreten.

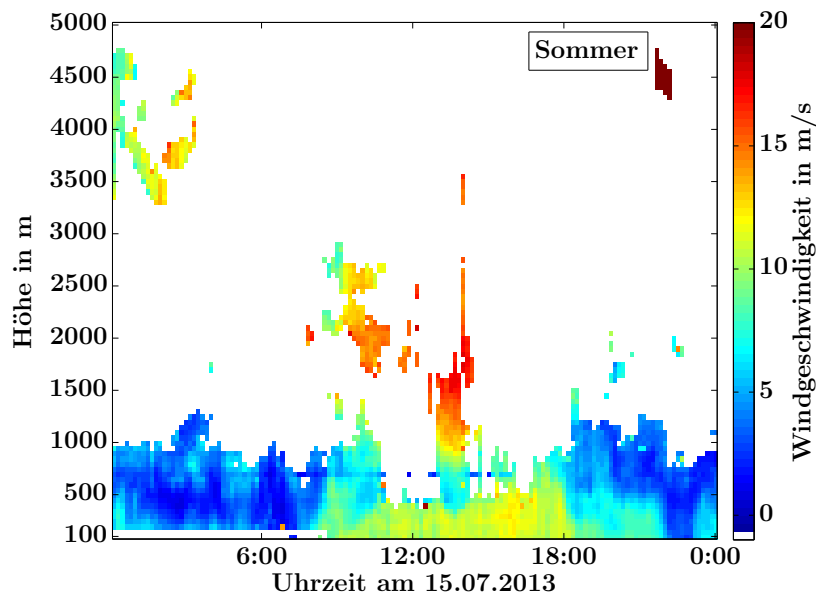


Abbildung 4.13: Beispiel für den Verlauf der Windgeschwindigkeit an einem Tag im Sommer

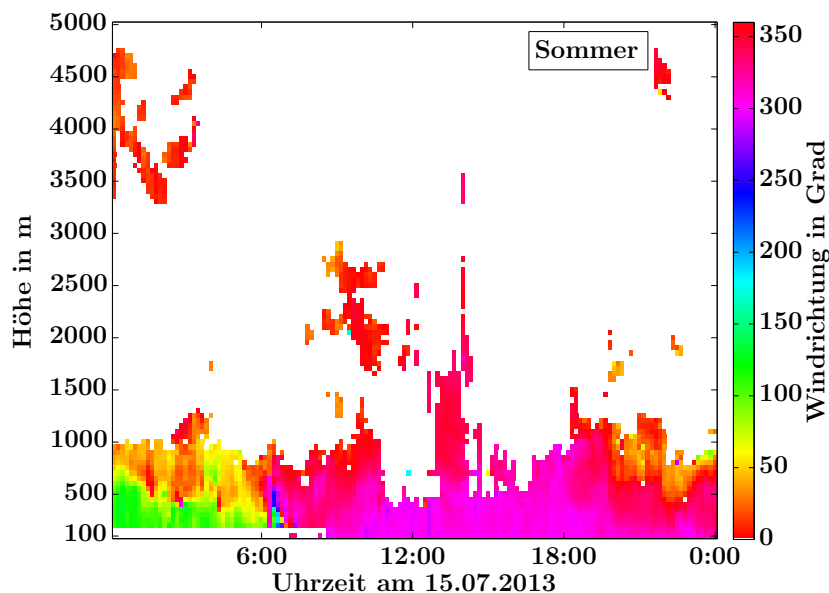


Abbildung 4.14: Beispiel für den Verlauf der Windrichtung an einem Tag im Sommer

4 Statistische Analyse der WindLiDAR-Daten

Stellvertretend für den Herbst zeigen Abbildungen 4.15 und 4.16 den Wind am 29.09.2013. Hier sieht man das häufige Auftreten von Windmaxima in tiefen Schichten, eine Windabnahme darüber und weiter oben wieder eine Zunahme der Windgeschwindigkeit. Die Windrichtung zeigt wieder die starke Kanalisierung in den untersten 500 m und eine Winddrehung darüber, diesmal nach Süden.

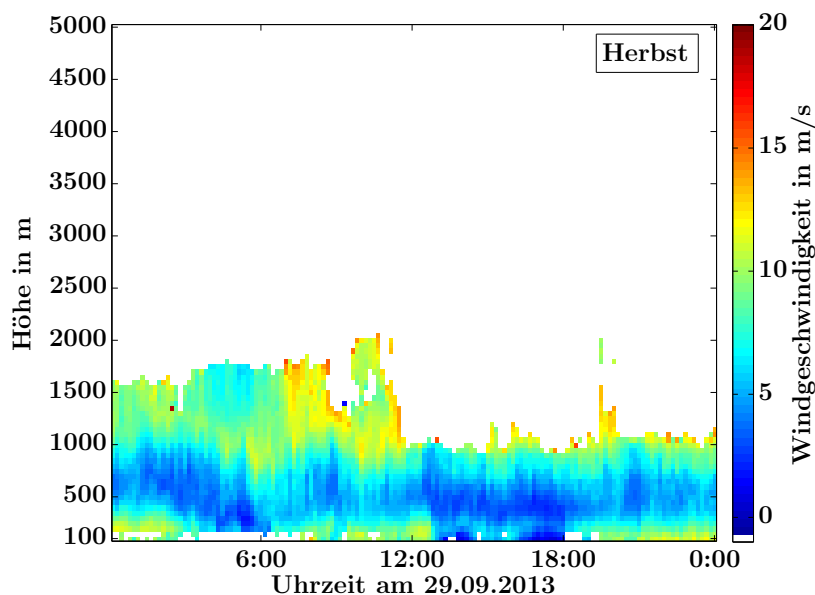


Abbildung 4.15: Beispiel für den Verlauf der Windgeschwindigkeit an einem Tag im Herbst

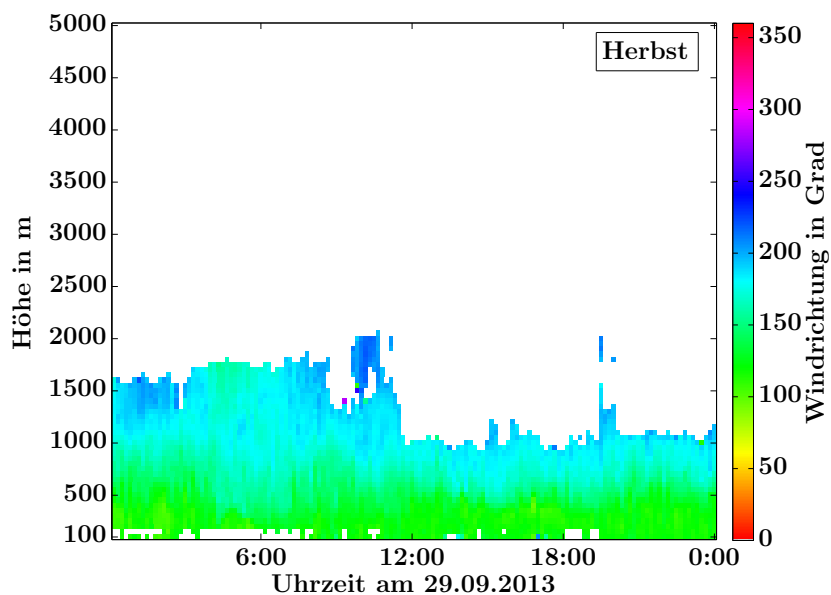


Abbildung 4.16: Beispiel für den Verlauf der Windrichtung an einem Tag im Herbst

4.2 Jahreszeitentypische Verteilung von Windgeschwindigkeit und -richtung

Als Beispiel für ein mögliches Verhalten des Winds im Winter ist in den Abbildungen 4.17 und 4.18 der Wind am 15.01.2013 gezeigt. Hier fällt das zeitweilige Auftreten sehr großer Windgeschwindigkeiten in Bodennähe auf. Die Windrichtung ist in den untersten 500 m wieder kanalisiert und dreht darüber auf südliche und noch weiter oben auf südwestliche Richtungen.

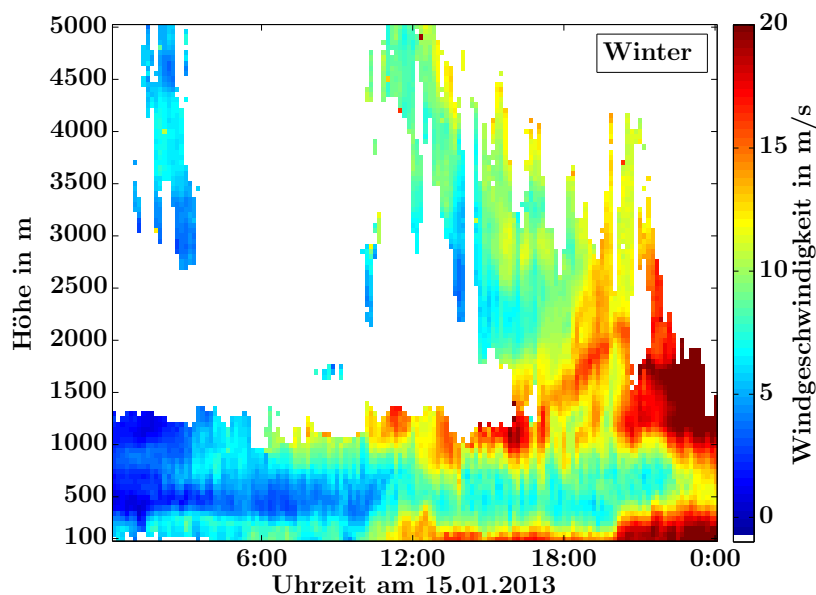


Abbildung 4.17: Beispiel für den Verlauf der Windgeschwindigkeit an einem Tag im Winter

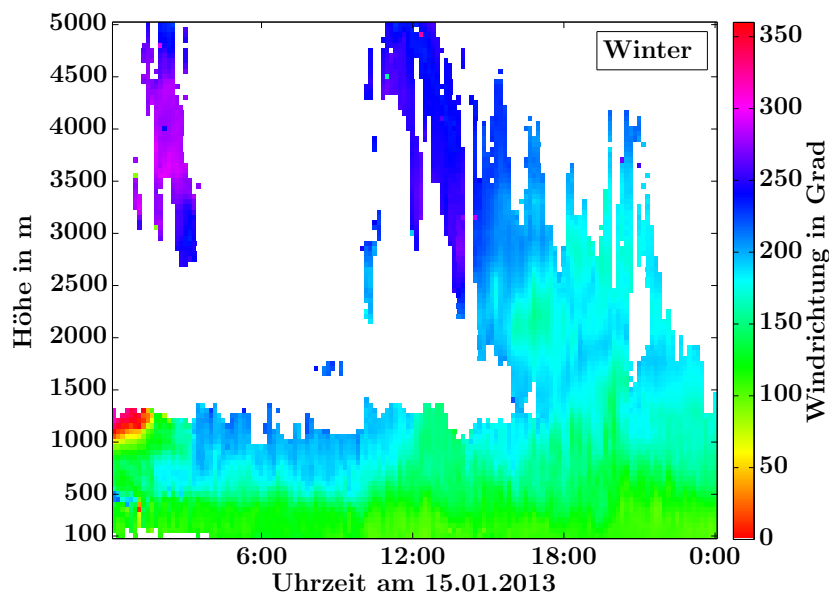


Abbildung 4.18: Beispiel für den Verlauf der Windrichtung an einem Tag im Winter

4.3 Synoptische Anströmung und orographische Einflüsse

Im folgenden Abschnitt soll die Abhängigkeit der Windrichtung in der Grenzschicht von synoptischen und orographischen Einflüssen genauer untersucht werden. Zur Ermittlung der synoptischen Anströmung wurden dazu die in Abschnitt 2.6 beschriebenen Daten aus dem ECMWF-Modell verwendet. In Abbildung 4.19 wird dies an einem Beispiel illustriert. In blau ist hier die vom WindLiDAR gemessene Windrichtung dargestellt. Zusätzlich wurde aus dem ECMWF-Modell die Windrichtung bei 700 hPa (rund 2,7 km Höhe) entnommen und in grün eingetragen. Dieser Windrichtungswert wurde als synoptische Anströmung behandelt und ist zusätzlich schwarz gestrichelt eingezeichnet. Die Bestimmung der synoptischen Windrichtung mit Hilfe des WindLiDARs ist für eine statistische Auswertung nicht möglich, da nur zu sehr wenigen Zeitpunkten WindLiDAR-Daten in hinreichend großen Höhen vorliegen. Die Verwendung des ECMWF-Modells bringt dagegen die Einschränkung mit sich, dass nur für vier Zeitpunkte am Tag (0h, 6h, 12h, 18h) Daten vorliegen und für die Auswertung verwendet werden können.

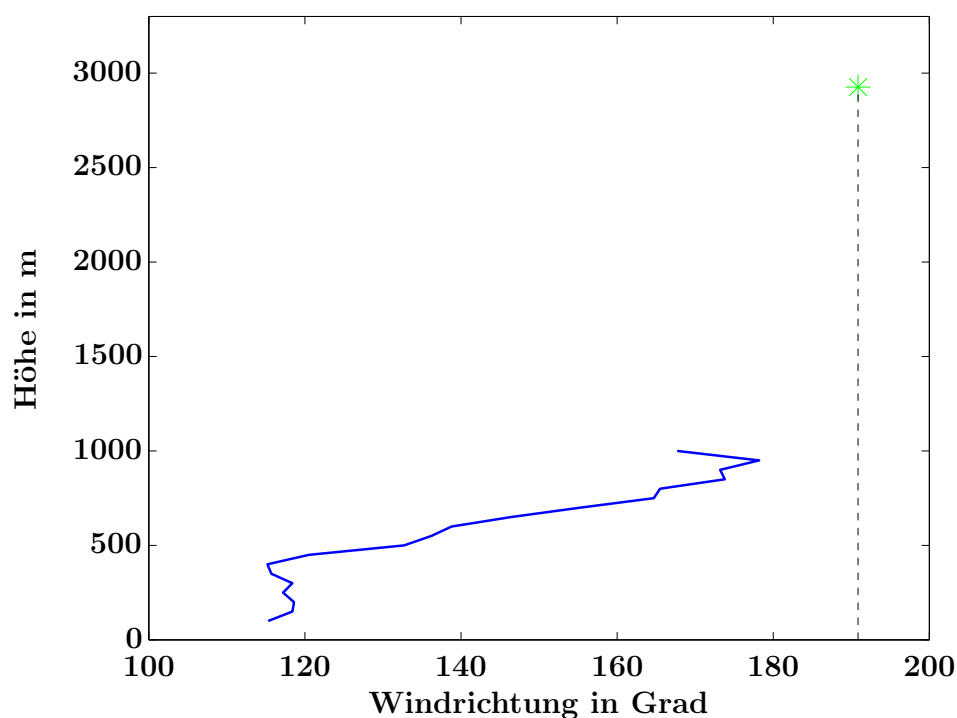


Abbildung 4.19: Windrichtungsprofil des WindLiDARs (blau) und synoptische Anströmung in 700 hPa aus dem ECMWF-Modell (grüner Stern, schwarze gestrichelte Linie), Beispiel für den 29.09.2013 um 12h

In Abbildung 4.20 wird nun die Windrichtung in jedem Höhenschritt mit der synoptischen Windrichtung verglichen. Dazu wurde die Differenz zwischen der vom WindLiDAR in jeder Höhe gemessenen Windrichtung und der vom ECMWF-Modell angegebenen synoptischen Windrichtung bestimmt und für jede Jahreszeit über alle Zeitpunkte des Messzeitraums gemittelt, zu denen beide Datensätze vorlagen. Das Ergebnis ist in Abbildung 4.20 dargestellt. Wie man deutlich sieht, ist der Unterschied zwischen der Windrichtung in den untersten Schichten gegenüber der synoptischen Windrichtung sehr groß, wird aber mit

zunehmender Höhe rasch kleiner. In etwa 1,5 km Höhe ist der Drehprozess dann abgeschlossen und die Windrichtung nähert sich der synoptischen Anströmung nicht weiter an. Zwischen den verschiedenen Jahreszeiten ist kein besonders großer Unterschied zu erkennen. Es scheint, als erfolge die Annäherung an die synoptische Strömung im Herbst etwas weiter unten und im Frühling etwas weiter oben, allerdings sind dies die beiden kürzesten Jahreszeiten, sodass statistische Schwankungen hier am stärksten durchschlagen. Daher sind die Unterschiede zwischen den Jahreszeiten nicht als signifikant zu betrachten.

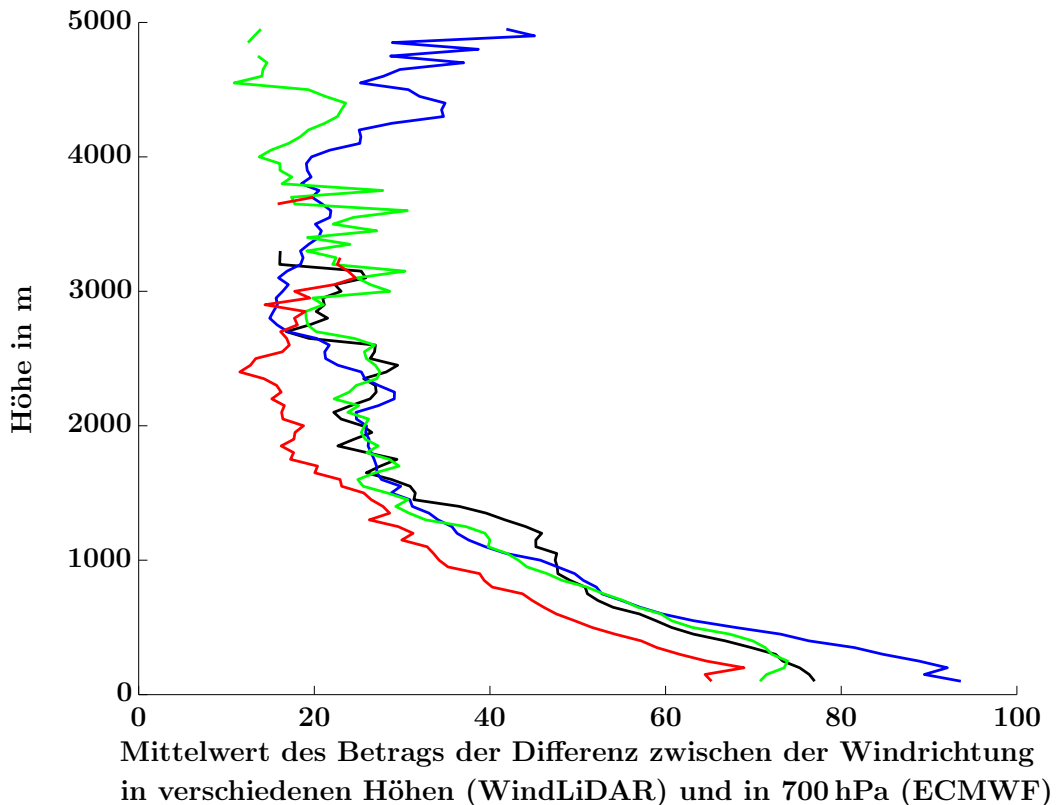


Abbildung 4.20: Winddrehung zwischen den WindLiDAR-Messungen und der synoptischen Anströmung, blau: Frühling 2013, grün: Sommer 2013, rot: Herbst 2013, schwarz: Winter 2012/13

In Abbildung 4.21 wird die Winddrehung auch zwischen den verschiedenen vom WindLiDAR erfassten Höhen dargestellt. Hierzu wurde die Differenz zwischen der vom WindLiDAR in jeder Höhe gemessenen Windrichtung und der Windrichtung in der darüberliegenden Höhe berechnet. Es zeigt sich, dass in den unteren Schichten eine sehr starke Winddrehung von über 10° pro 50 m stattfindet. Mit zunehmender Höhe wird diese Drehung schwächer und pendelt sich ab etwa 1,5 km bei 3° pro 50 m ein. Bemerkenswert an diesem Verhalten ist, dass im Gegensatz zu den in einigen Beispielen betrachteten Fällen im Mittel keine plötzliche Winddrehung auf 500 m Höhe stattfindet, sondern der Wind schon ab einer Höhe von 100 m an beständig auf synoptische Richtungen dreht. Auch hier zeigt sich kein signifikanter Unterschied zwischen dem Verlauf der Winddrehung in verschiedenen Jahreszeiten.

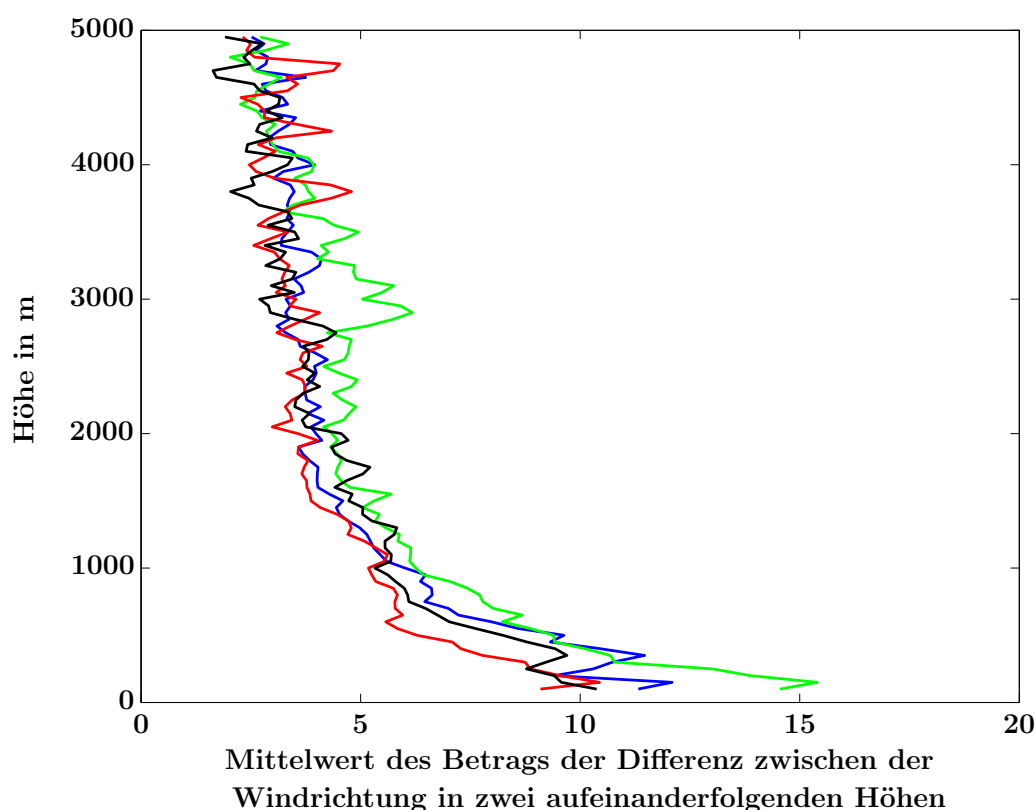
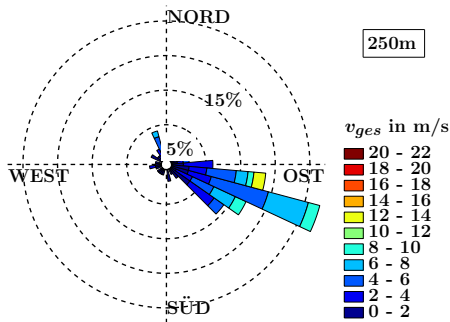


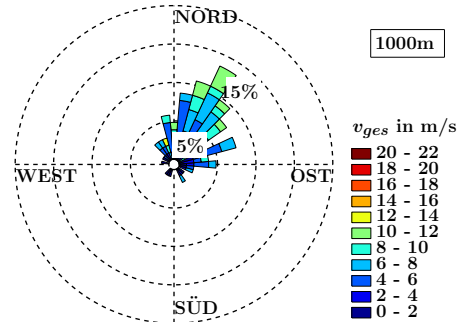
Abbildung 4.21: Winddrehung innerhalb der WindLiDAR-Messungen, blau: Frühling 2013, grün: Sommer 2013, rot: Herbst 2013, schwarz: Winter 2012/13

Den schwindenden Einfluss der synoptischen Anströmung mit zunehmender Höhe kann man auch in Abbildung 4.22 erkennen. Dort sind Windrosen für 250 m Höhe (links) und für 1000 m Höhe (rechts) dargestellt. Die synoptische Anströmung kommt für jedes Bildpaar aus einem anderen 45°-Sektor. Verfolgt man die Änderung der synoptischen Anströmung von oben nach unten, also von Richtung Nord aus im Uhrzeigersinn, so sieht man, dass die Windrosen für 1000 m Höhe (rechte Spalte) die synoptische Anströmung genau widerspiegeln, während die Windrosen für 250 m Höhe (linke Spalte) nahezu unverändert bleiben. Hier dominiert die Kanalisierung und führt zu südöstlichen Winden. Lediglich bei einer synoptischen Anströmung von Nordwesten gibt es einen signifikanten Anteil nordwestlicher Winde in 250 m Höhe. Diese Winde wehen dann ebenfalls entlang der Fjordachse, allerdings in entgegengesetzter Richtung. Man kann also festhalten, dass in den unteren Schichten Nordwestwinde nur dann auftreten, wenn auch die synoptische Strömung von Nordwesten kommt, während Südostwinde bei beliebigen synoptischen Anströmungen vorherrschen. Dies lässt darauf schließen, dass die Orographie um Ny-Ålesund dazu führt, dass Winde aus beliebigen Richtungen zum Boden hin auf Südosten drehen können.

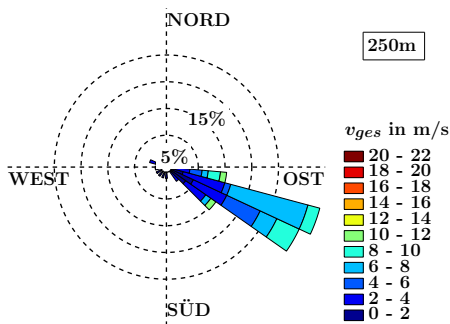
4.3 Synoptische Anströmung und orographische Einflüsse



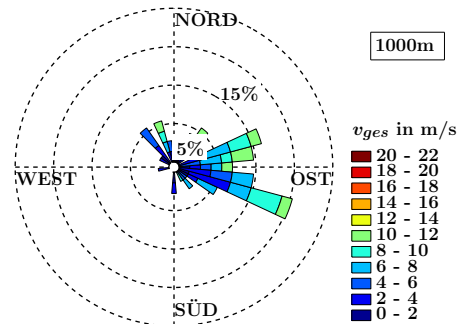
(a) Anströmung zwischen 0° und 45°



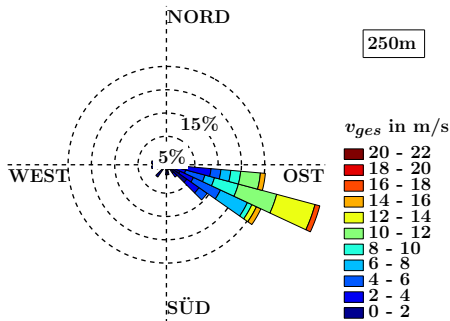
(b) Anströmung zwischen 0° und 45°



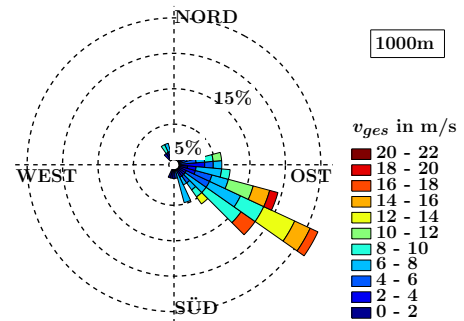
(c) Anströmung zwischen 45° und 90°



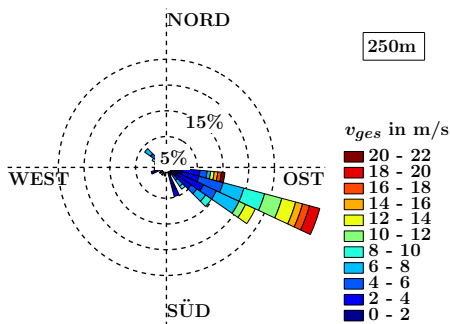
(d) Anströmung zwischen 45° und 90°



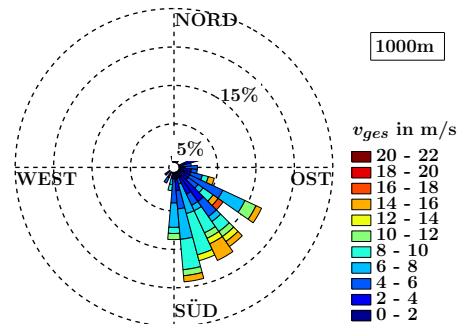
(e) Anströmung zwischen 90° und 135°



(f) Anströmung zwischen 90° und 135°

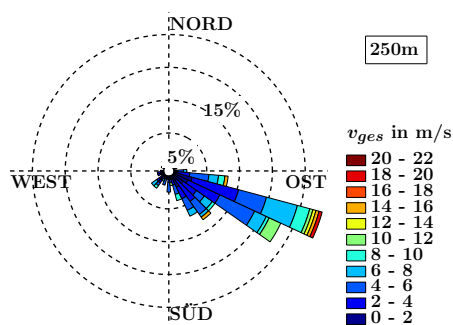


(g) Anströmung zwischen 135° und 180°

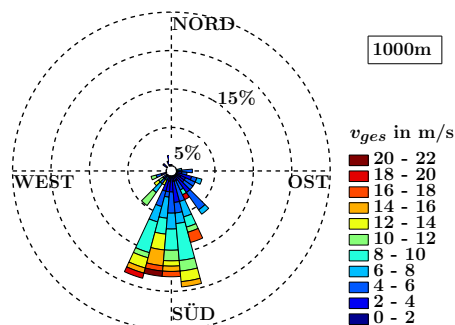


(h) Anströmung zwischen 135° und 180°

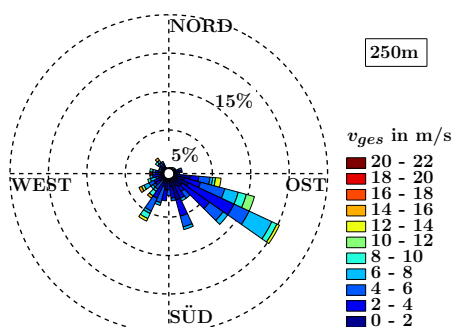
4 Statistische Analyse der WindLiDAR-Daten



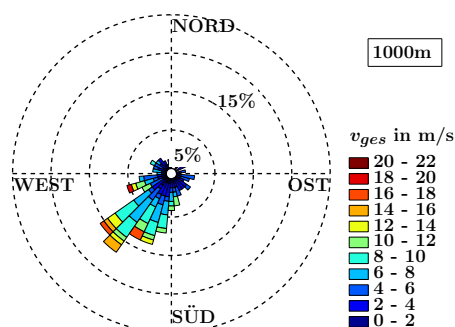
(i) Anströmung zwischen 180° und 225°



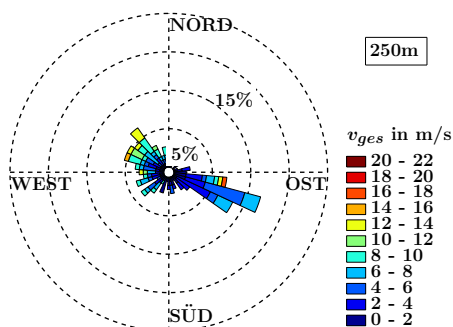
(j) Anströmung zwischen 180° und 225°



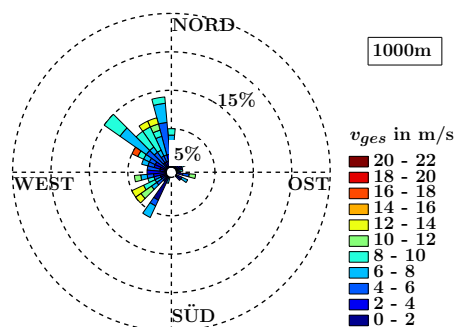
(k) Anströmung zwischen 225° und 270°



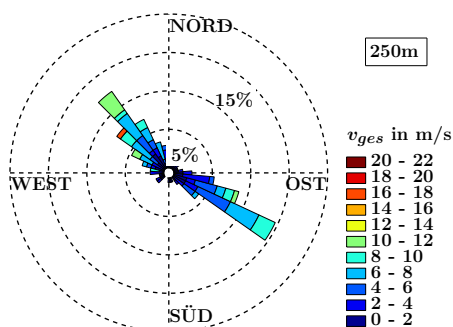
(l) Anströmung zwischen 225° und 270°



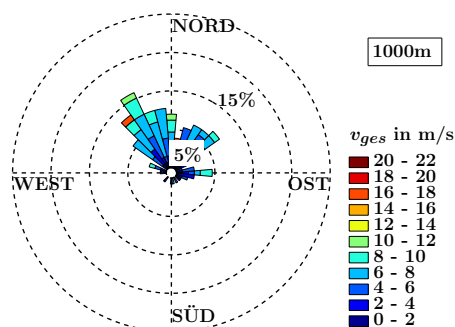
(m) Anströmung zwischen 270° und 315°



(n) Anströmung zwischen 270° und 315°



(o) Anströmung zwischen 315° und 360°



(p) Anströmung zwischen 315° und 360°

Abbildung 4.22: Einfluss der synoptischen Windrichtung auf den Wind in verschiedenen Höhen. Dargestellt ist jeweils der Wind in 250 m (links) und in 1000 m Höhe (rechts). Die synoptische Anströmung dreht von Nord (a/b) im Uhrzeigersinn bis Nord-Nordwest(o/p).

5 Spezielle Phänomene

Nachdem im vorangegangenen Abschnitt die statistische Verteilung von Windgeschwindigkeit und Windrichtung unter verschiedenen Bedingungen untersucht wurde, sollen im Folgenden spezielle Situationen und besondere Strukturen des Windprofils betrachtet werden.

Von besonderem Interesse sind dabei Low-Level Jets, die über ihren Einfluss auf horizontale und vertikale Temperatur- und Feuchteflüsse und auf die Entwicklung von Konvektion eine wichtige Rolle für das regionale Klima spielen (Stensrud 1996), die Änderung des Winds während des Durchgangs von Wetterfronten, die das Wetter maßgeblich bestimmen, sowie das Auftreten von Synchronisationsereignissen, während denen eine Messung von Grenzschichtigenschaften ohne orographische Störungen möglich ist.

5.1 Low-Level Jets

Low-Level Jets (LLJs) sind Windspitzen in den untersten Schichten der Atmosphäre. Die genaue Definition variiert bei den verschiedenen Autoren (Stull 1988). Einige Autoren fordern, dass die Windgeschwindigkeit im Jet einen vorgegebenen Mindestwert von beispielsweise $12 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ (Mielke 2011) oder $16 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ (Allen 1981) übersteigt oder größer als die geostrophische Windgeschwindigkeit (Malcher & Kraus 1983) ist. Bonner (1968) unterscheidet verschiedene Klassen von Low-Level Jets mit Mindestgeschwindigkeiten von $12 \frac{\text{m}}{\text{s}}$, $16 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ und $20 \frac{\text{m}}{\text{s}}$. Andere Autoren fordern lediglich das Auftreten eines Windmaximums, auf das eine Abnahme der Windgeschwindigkeit nach oben folgt (Vihma et al. 2011). Auch über die maximal zulässige Höhe von Low-Level Jets herrscht Uneinigkeit: Sie wird bei verschiedenen Autoren mit 800 m (Mielke 2011), 1500 m (Allen 1981; Stull 1988) oder 2500 m (Bonner 1968) angegeben. Forderungen bezüglich der zeitlichen Stabilität von Low-Level Jets sind hingegen nicht verbreitet. Dies mag damit zusammenhängen, dass mit den häufig zur Windmessung verwendeten Radiosondenaufstiegen kaum Aussagen über die zeitliche Dauer von Low-Level Jets möglich sind. Für die folgenden Untersuchungen wird eine relativ schwache, dafür aber leicht handhabbare Definition von Stull (1988) verwendet. Dort ist ein Low-Level Jet definiert als ein in den unteren 1500 m der Atmosphäre auftretendes relatives Maximum der Windgeschwindigkeit, in dem die Windgeschwindigkeit mehr als $2 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ größer ist als in dem darüber liegenden Minimum. Diese Definition ist eng angelehnt an den Begriff des „signifikanten Maximums“, den bereits Blackadar (1957) eingeführt hat. Ein Beispiel für ein Windprofil mit einem Low-Level Jet ist in Abbildung 5.1 gezeigt. Außerdem sind hier wichtige Begriffe zur Beschreibung von Jets eingetragen: Als Jetstärke bezeichnet man die Differenz zwischen der maximalen Windgeschwindigkeit im Jet (v_{max}) und der Windgeschwindigkeit im darüber liegenden Minimum (v_{min}). Diese Differenz muss mindestens $2 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ betragen, damit die Struktur des Windprofils als Jet bezeichnet wird. Die Jettiefe ist der Betrag der Differenz zwischen der Höhe der Maximalgeschwindigkeit $h(v_{max})$ und der Höhe des Minimums $h(v_{min})$.

So unterschiedlich die Definitionen für Low-Level Jets sind, so verschieden sind auch die Gründe für ihr Auftreten (siehe Stull 1988; Stensrud 1996; Blackadar 1957). Hierzu zählen Baroklinität, die zum Beispiel durch die synoptische Situation, den Durchgang von Wetterfronten oder durch geneigtes Terrain verursacht werden kann, und eine Vielzahl weiterer mit der Orographie verknüpfter Ursachen wie die Umströmung von Bergen, Berg- und Tal-

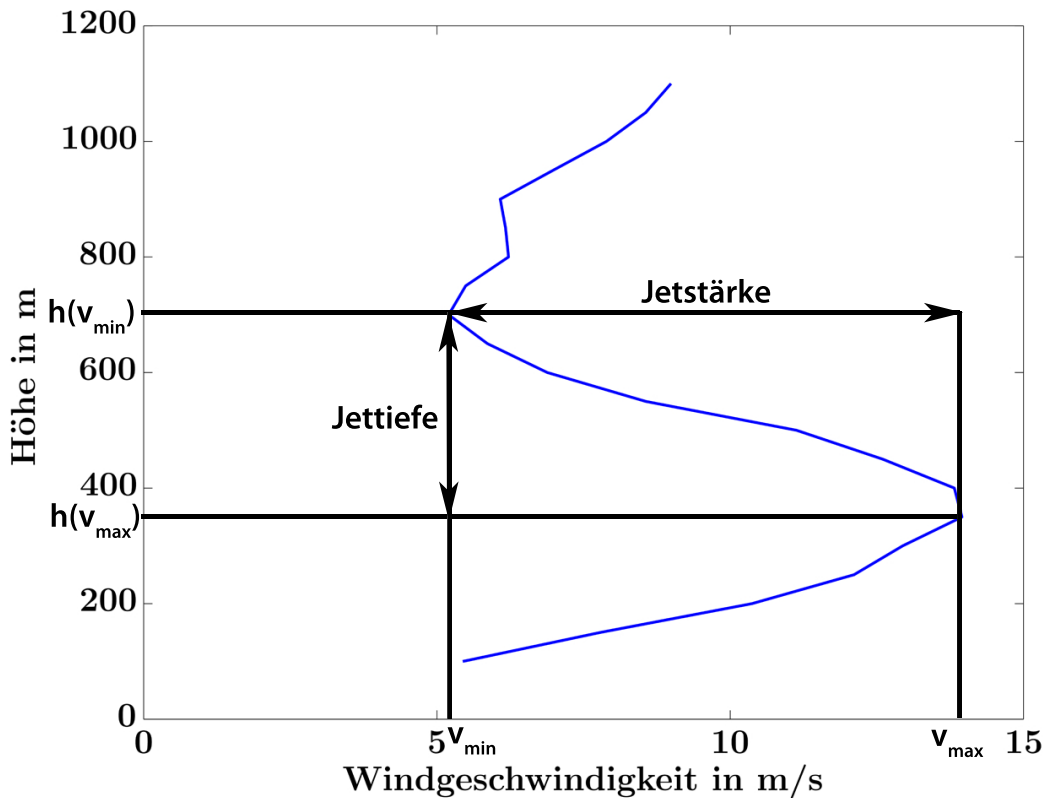


Abbildung 5.1: Begriffe zur Beschreibung eines Low-Level Jets

winde, Landbrisen oder Seebrisen. In all diesen Fällen entsteht ein Jet durch den Ausgleich meridionaler Luftdruck- oder Temperaturgradienten (Mielke 2011).

Ein wichtiger Antrieb für Low-Level Jets in Regionen mit starken Veränderungen der Oberflächeneigenschaften ist die oberflächennahe Baroklinität (Stensrud 1996). In Küstenregionen kann durch die großen horizontalen Differenzen in den sensiblen und latenten Wärmeströmen zwischen Wasser und Land eine starke Baroklinität innerhalb der Grenzschicht entstehen. Diese Baroklinität führt zu einem geostrophischen Antrieb, der dafür sorgt, dass sich Low-Level Jets entlang des horizontalen Temperaturgradienten ausprägen. Bleibt dieser Temperaturgradient über den Tag relativ konstant, so können auch damit verbundene Jets konstant bleiben. Ändert sich der Temperaturgradient hingegen im Tagesverlauf, so zeigt auch die Stärke des Low-Level Jets einen ausgeprägten Tagesgang.

Ein anderer Grund für das Auftreten von Low-Level Jets ist die Trägheitsschwingung des Winds (inertiale Oszillationen), die entsteht, wenn die Reibung stark abnimmt (Mielke 2011; Stensrud 1996; Blackadar 1957). Für gewöhnlich bildet sich eine Windströmung im Gleichgewicht zwischen der Druckgradientenkraft F_P , der Corioliskraft F_C und der Reibungskraft F_R :

$$F_P + F_C + F_R = 0$$

Dabei wird die Reibung durch turbulente Durchmischung der Luftschichten verursacht. Nimmt diese stark ab, zum Beispiel, wenn sich eine stabile Schichtung mit sehr wenig Turbulenz ausbildet, kann sich der Wind innerhalb und oberhalb dieser stabilen Schicht von der Bodenschicht abkoppeln. Durch das entstehende Ungleichgewicht von Druckgradientenkraft und Corioliskraft wird eine Oszillation des Windes mit der Periodendauer

eines halben Pendeltages angeregt (Stensrud 1996; Blackadar 1957). Ein Pendeltag ist die Zeitspanne, die ein Foucault'sches Pendel an einem gegebenen Ort auf der Erde für eine volle Umdrehung benötigt. Sie berechnet sich als Verhältnis zwischen einem siderischen Tag und dem Sinus des Breitengrades. Für Ny-Ålesund entspricht dieses Verhältnis $P_{Foucault} = \frac{P_{siderisch}}{\sin(\varphi)} = \frac{23,9345 \text{ h}}{\sin(78,92^\circ)} = 24,4 \text{ h}$. In dieser Situation stabilisieren sich die thermische Inversion und das Windmaximum gegenseitig, da der Low-Level Jet die Erzeugung von Turbulenz unterdrückt (Blackadar 1957).

Da all diese Ursachen auch in verschiedenen Kombinationen zusammenspielen können, ergeben sich viele verschiedene Typen von Low-Level Jets. Diese können vollkommen verschiedene zeitliche und räumliche Ausdehnungen haben (Stensrud 1996). Daher wird beispielsweise bei Stensrud (1996) zwischen Low-Level Jets und Low-Level Jet Streams unterschieden. Während Low-Level Jets lediglich über das Maximum in einem vertikalen Profil des Horizontalwinds definiert sind, müssen Low-Level Jet Streams zusätzlich eine schmale aber lange Zone mit sehr schnell strömenden Luftmassen bilden. Diese Streams haben meist keinen ausgeprägten Tag-Nacht-Zyklus und sind an einen troposphärischen Jetstream gekoppelt.

Auch in der vorliegenden Arbeit konnten verschiedene Jettypen identifiziert werden, die in Abschnitt 5.1.2 genauer beschrieben werden.

5.1.1 Vergleich der Jet-Erkennung bei WindLiDAR und Radiosonde

In den weiteren Abschnitten dieses Kapitels sollen Informationen über Low-Level Jets aus WindLiDAR-Daten gewonnen werden. Da der herkömmliche Weg zur Messung eines Windprofils, in dem Low-Level Jets gesucht werden können, die Verwendung von Radiosonden ist, sei der eigentlichen Untersuchung von Low-Level Jets ein Vergleich der Jet-Erkennung bei WindLiDAR und Radiosonde vorangestellt.

Wie in Kapitel 2 erläutert, beträgt die vertikale Auflösung der Radiosondendaten etwa 5 m, während die des WindLiDARs nur 50 m beträgt. Dies bedeutet, dass Jets im WindLiDAR möglicherweise nicht erkannt werden, wenn ihre vertikale Ausdehnung sehr klein ist. Außerdem beginnt der Messbereich des WindLiDARs erst bei 100 m, sodass tiefer gelegene Jets nicht erkannt werden können. Gleichzeitig endet der Messbereich des WindLiDARs häufig schon zwischen 1000 m und 1,5 km, so dass auch höher gelegene Jets zum Teil nicht erfasst werden. Auf der anderen Seite sorgt die erheblich bessere zeitliche Auflösung des WindLiDARs gegenüber der Radiosonde dafür, dass eine wesentlich bessere Beobachtung der Jetentwicklung und der zeitlichen Stabilität von Jets möglich ist.

Die Konsequenz dieser unterschiedlichen zeitlichen Auflösungen wird in den Abbildungen 5.2 und 5.3 illustriert: Abbildung 5.2 zeigt den vom WindLiDAR gemessenen Tagesgang der Windgeschwindigkeit in den untersten 2 km der Atmosphäre. Man erkennt, dass zu mehreren Zeitpunkten an diesem Tag Low-Level Jets beobachtet werden können, sich diese jedoch nicht zu einem einzigen zeitlich stabilen Jet zusammenfügen lassen. Zusätzlich ist als schwarze senkrechte Linie der Zeitpunkt des Radiosondenstarts an diesem Tag eingezeichnet. Das von der Radiosonde gemessene Windgeschwindigkeitsprofil für den gleichen Höhenbereich ist in Abbildung 5.3 dargestellt. Es weist einen deutlich ausgeprägten Low-Level Jet auf. Trotzdem geht aus Abbildung 5.2 eindeutig hervor, dass von dem einzelnen Radiosondenprofil nicht auf den Verlauf der Windgeschwindigkeit während eines ganzen Tages geschlossen werden kann. Folglich sind Schlussfolgerungen über die Dauer von Low-Level Jets aus Radiosondierungen, wie sie beispielsweise bei Mielke (2011) oder Whiteman et al. (1997) gezogen werden, zumindest in Ny-Ålesund mit Vorsicht zu betrachten.

Für den Vergleich zwischen der Jet-Erkennung in WindLiDAR und Radiosonde werden Daten von 289 Radiosondenstarts aus dem Zeitraum 06.12.2012 bis 23.10.2013 verwendet.

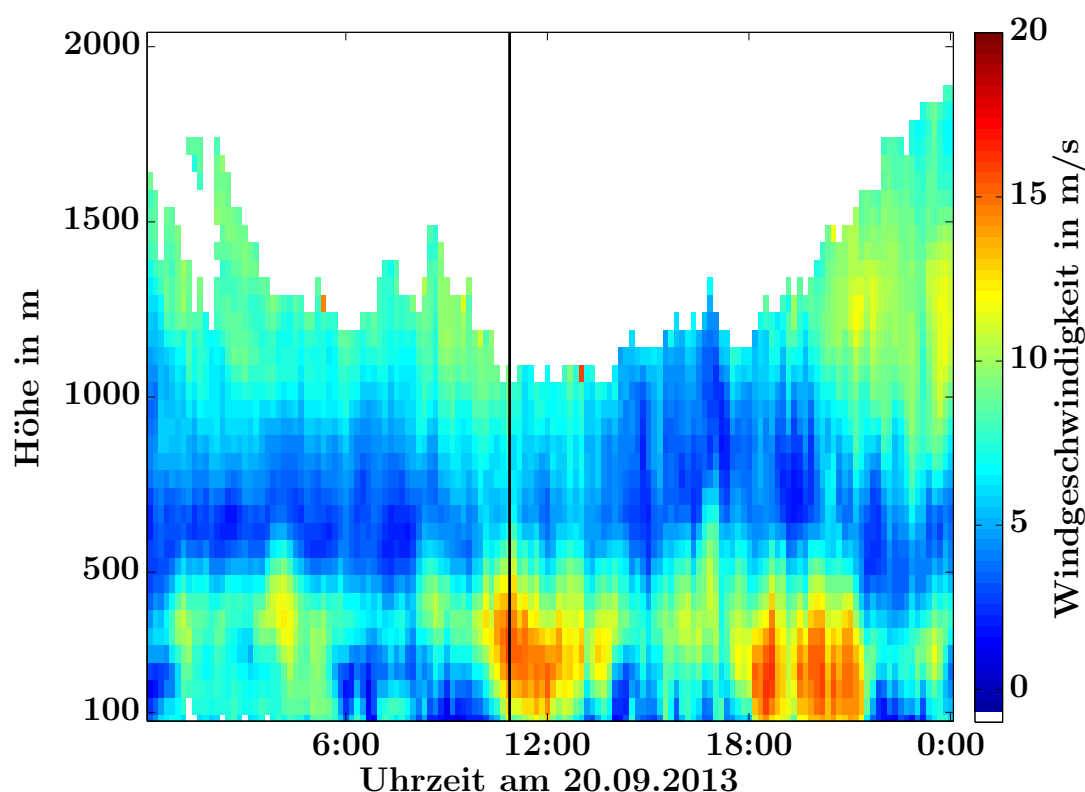


Abbildung 5.2: Tagesgang der Windgeschwindigkeit am 20.09.2013 (WindLiDAR-Messung), Zeitpunkt des Radiosondenstarts (schwarze Linie)

Bei etwa 60% dieser Sondierungen (174 Fälle) kann im Radiosondenprofil ein Low-Level Jet gefunden werden. Betrachtet man die Windgeschwindigkeitsprofile, die gleichzeitig mit diesen Radiosondierungen vom WindLiDAR gemessen wurden, findet man 153 Low-Level Jets. In 122 Fällen haben beide Instrumente gleichzeitig einen Jet beobachtet, allerdings teilweise in ganz verschiedenen Höhen. Lediglich bei 101 Messungen finden WindLiDAR und Radiosonde einen Low-Level Jet in ungefähr der gleichen Höhe (mit einem Toleranzbereich von ± 50 m). Folglich scheint das unterschiedliche Auflösungsvermögen der beiden Messinstrumente durchaus einen Unterschied zu machen. Denkbar ist auch, dass die Radiosonde teilweise kurzlebige Windböen misst, die im WindLiDAR durch die zehnminütige Mittelung schon weggeglättet werden. Eine weitere mögliche Ursache für die beobachteten Unterschiede könnte sein, dass einige Low-Level Jets räumlich sehr eng begrenzt sind, sodass das Abdriften der Radiosonde einen Einfluss auf die Messung hat. Daraus könnte man zunächst einmal schließen, dass $\frac{101}{174} = 58\%$ der Jets zeitlich und räumlich weit genug ausgedehnt sind, um mit dem WindLiDAR erfasst zu werden. Auf der anderen Seite muss aber auch berücksichtigt werden, dass im WindLiDAR gefundene Jets nicht immer in den Radiosondenprofilen zu erkennen sind. Hinzu kommt, dass die Jeterkennung im WindLiDAR stark unter der schwankenden Datenverfügbarkeit leidet. Teilweise werden Jets nach oben oder unten hin dadurch abgeschnitten, dass das Signal zu Rausch-Verhältnis für Teile des Messbereichs zu schlecht geworden ist. Dies hat zur Folge, dass eventuell existierende Jets nicht identifiziert werden können. Problematisch ist dies insbesondere, wenn man die zeitliche Stabilität von Jets betrachtet: Verringert und vergrößert sich der verfügbare Messbereich des WindLiDARs innerhalb der Lebensdauer eines Low-Level Jets,

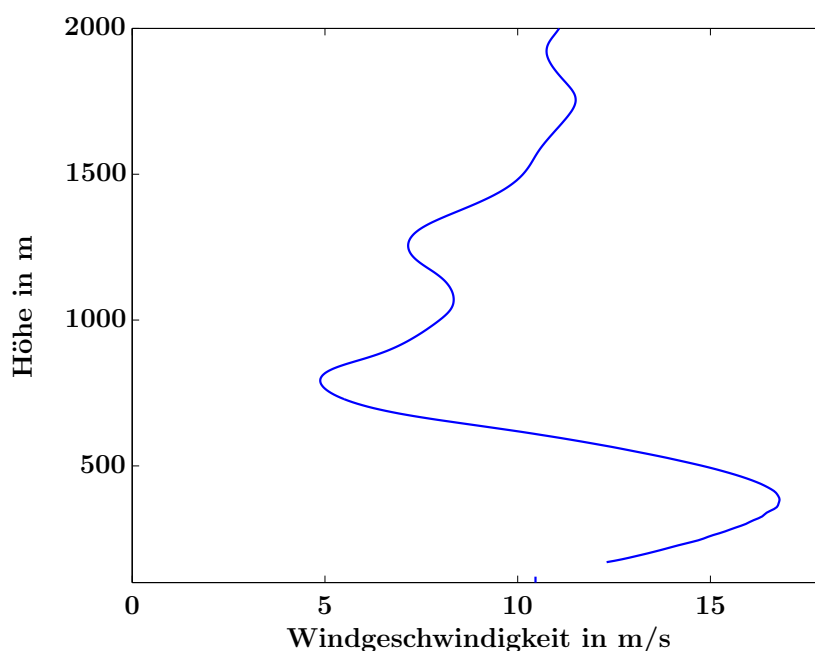


Abbildung 5.3: Ausschnitt aus dem Windgeschwindigkeitsprofil der Radiosonde vom 20.09.2013

so wird dieser Jet möglicherweise zwischenzeitlich nicht erkannt. Dies hat wiederum zur Folge, dass seine Lebensdauer erheblich unterschätzt wird, da für deren Berechnung nur zusammenhängende Jets berücksichtigt werden.

Beachtet werden muss weiterhin, dass verschiedene Definitionen für Low-Level Jets existieren. Folgt man der Definition von Mielke (2011) und bezeichnet nur Jets als solche, deren Maximalgeschwindigkeiten über $12 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ liegen, ist die Übereinstimmung zwischen WindLiDAR und Radiosonde wesentlich besser. Im betrachteten Zeitraum wurden zu Zeitpunkten mit Radiosondenaufstiegen im WindLiDAR 32 Low-Level Jets mit einer Maximalgeschwindigkeit über $12 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ gefunden. Diese im WindLiDAR beobachteten Jets sind bis auf einen Einzelfall auch in den gleichzeitig gemessenen Radiosondenprofilen zu erkennen. In dem einzigen Fall, in dem keine Übereinstimmung vorliegt, zeigt das WindLiDAR einen sehr schmalen, scharfen Peak, der im Radiosondenprofil nicht zu beobachten ist. Zusätzlich wurden in den Windprofilen der Radiosonden noch zwei weitere Jets dieser Art gefunden, die im WindLiDAR nicht beobachtet werden konnten. Grund dafür war jeweils die schlechte Datenverfügbarkeit im WindLiDAR zu den entsprechenden Zeitpunkten. Diese bessere Übereinstimmung lässt darauf schließen, dass es besonders die schwachen, böigen Low-Level Jets sind, bei denen Diskrepanzen zwischen den Messungen des WindLiDARs und der Radiosonde auftreten.

In Abbildung 5.4 ist für verschiedene Höhenbereiche dargestellt, welcher Anteil der Jets, die im Radiosondenprofil sichtbar waren, auch im WindLiDAR gefunden werden konnten. Es stellt sich heraus, dass das WindLiDAR bei höher gelegenen Jets ab 1 km besonders große Schwächen zeigt, was auf seine abnehmende Datenverfügbarkeit in diesem Höhenbereich zurückzuführen ist. Diese Problematik sollte man im Hinterkopf behalten, wenn in den folgenden Abschnitten die Eigenschaften der vom WindLiDAR gefundenen Jets diskutiert werden.

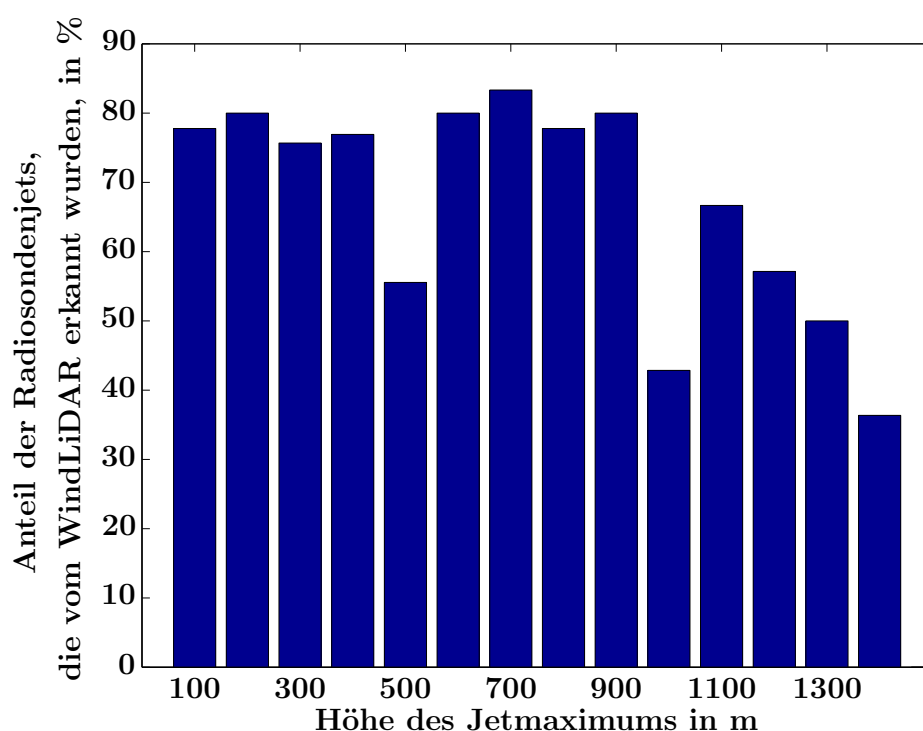


Abbildung 5.4: Erkennung der von Radiosonden gemessenen Jets im WindLiDAR (höhenabhängig)

5.1.2 Charakteristika der gefundenen Jets

Im folgenden Abschnitt sollen die vom WindLiDAR gefundenen Low-Level Jets auf ihre Eigenschaften wie zeitliche Stabilität, maximale Windgeschwindigkeit, Windrichtung im Jet, Höhe des Jetmaximums und der Jetoberkante, Jetstärke und Jettiefe untersucht werden. Zur Analyse der im WindLiDAR gefundenen Low-Level Jets werden die Daten aus dem Zeitraum 06.12.2013 bis 23.10.2013 herangezogen. Für diesen Zeitraum wird zu mehr als der Hälfte aller Messzeitpunkte, nämlich zu 52 %, mindestens ein Low-Level Jet, der die angegebene Definition erfüllt, gefunden. Zu 15 % der Zeitpunkte enthalten die Windprofile sogar mehrere Jets übereinander.

Besonders viele Jets findet man im Frühling (63 % aller Messzeitpunkte), während es im Sommer besonders wenige sind (42 % aller Messzeitpunkte, siehe Abbildung 5.5).

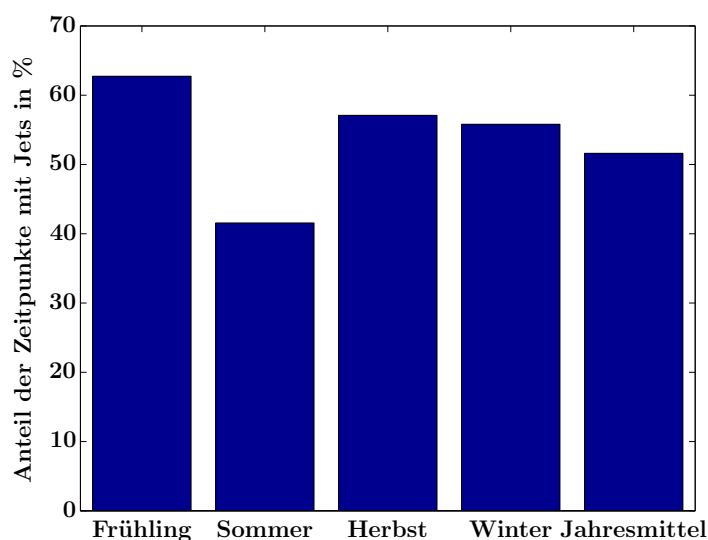


Abbildung 5.5: Häufigkeit von Low-Level Jets in verschiedenen Jahreszeiten

5.1.2.1 Zeitliche Stabilität von Low-Level Jets

Beginnt man mit der Betrachtung der zeitlichen Stabilität von Low-Level Jets, so stellt man schnell fest, dass entgegen früherer Annahmen nicht jeder Jet über mehrere Stunden oder gar Tage stabil bleibt. Dies bedeutet im Umkehrschluss, dass allein aus Radiosondierungen mit Abständen von mehreren Stunden keine Aussagen über die zeitliche Stabilität von Low-Level Jets abgeleitet werden können. Um das dynamische Verhalten von Low-Level Jets zu untersuchen, ist zumindest in Ny-Ålesund ein Instrument mit einer hohen zeitlichen Auflösung wie das WindLiDAR zwingend erforderlich, da nur solche Instrumente die hohe Variabilität des Windes erfassen können. In Abbildung 5.6 ist die Verteilung der zeitlichen Dauer der beobachteten Low-Level Jets dargestellt. Als zusammenhängend werden hierfür Jets gewertet, die innerhalb des als Dauer bezeichneten Zeitintervalls in jedem Zeitschritt beobachtet werden können und ihre Höhe zwischen zwei Messungen um maximal einen Höhenschritt, also 50 m, ändern. Da die zeitliche Auflösung des WindLiDARs 10 Minuten beträgt, ist eine Bestimmung der zeitlichen Dauer von Jets unter diesem Zeitschritt nicht möglich. Insbesondere kann bei sehr kurzlebigen Jets, die nur in einer einzigen Messung gefunden werden, außer einer oberen Schranke von 10 Minuten keine Aussage über ihre Dauer gemacht werden. Außerdem wird die Statistik durch die schwankende Datenverfügbarkeit des WindLiDARs verfälscht (siehe dazu auch Abschnitt 5.1.1). Da der vom WindLiDAR abgedeckte Höhenbereich von Messung zu Messung variiert, kann es passieren, dass stabile Jets innerhalb ihrer Lebensdauer nicht permanent erkannt werden. Da für die Jetdauer aber nur zusammenhängende Jets betrachtet werden, werden die Lebensdauern der Jets durch solche Effekte zum Teil massiv unterschätzt.

Wie man sofort erkennt, wird der allergrößte Teil der Jets in nur einem einzigen Zeitschritt beobachtet, ist also kürzer als 10 Minuten. Der längste im Messzeitraum gefundene zusammenhängende Low-Level Jet war über 19 Stunden lang. Gewichtet man die Jets zusätzlich mit ihrer Dauer (Abbildung 5.7), so verschiebt sich die Verteilung zwar zu längeren Jets hin, trotz allem sind die extrem kurzlebigen Jets die dominante Gruppe. Zur Veranschaulichung der Statistik sei im Folgenden je ein Beispiel für einen langlebigen und für einen sehr kurzlebigen Jet gezeigt.

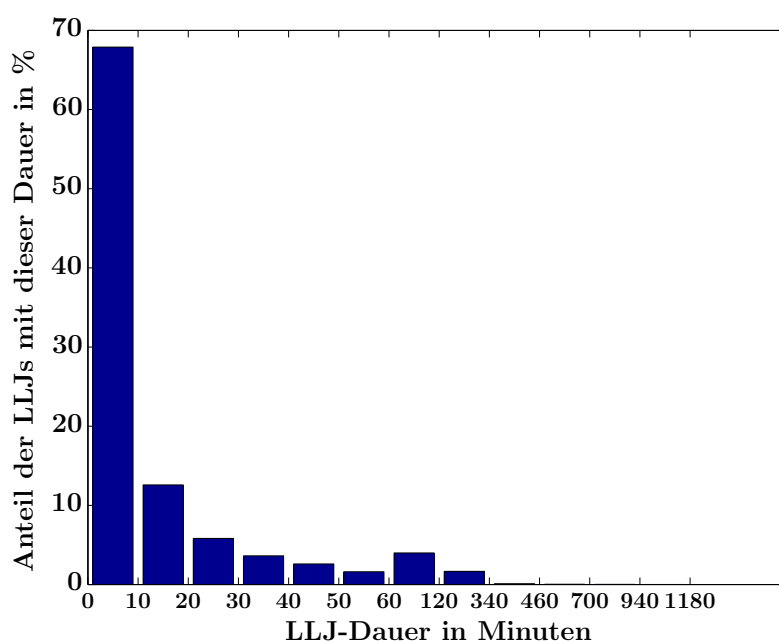


Abbildung 5.6: Dauer von Low-Level Jets

Ein Beispiel für einen stabilen Low-Level Jet zeigt Abbildung 5.8. Er wird am Morgen des 14.08.2013 in einer Höhe von etwa 100 m zum ersten Mal erfasst und kann bis zum frühen Nachmittag beobachtet werden. Dabei nimmt seine Intensität zunächst zu und später wieder ab, während sich die Höhe, in der das Maximum der Windgeschwindigkeit gefunden wurde, nicht nennenswert ändert.

Solche über mehrere Stunden stabilen Jets treten zwar recht häufig auf, jedoch werden im gesamten Beobachtungszeitraum keine Jets beobachtet, die über mehrere Tage stabil sind. Wesentlich häufiger sind äußerst kurzlebige Jets. Zwei solcher Jets sind in Abbildung 5.9 gezeigt. In den um 4.50h sowie um 5.10h gemessenen Windprofilen sind hier die Kriterien für einen Low-Level Jet erfüllt. Mit einer langlebigen, stabilen Erscheinung haben diese Jets aber nichts zu tun. Ob man für diese Phänomene den Namen „Jet“ verwenden möchte oder ob hier eher von Windböen gesprochen werden sollte, hängt davon ab, welche Definition für den Low-Level Jet angewendet wird und soll an dieser Stelle dem Leser überlassen bleiben. Möchte man nur zeitlich stabile Windmaxima als Jets bezeichnen, so sollte man der verwendeten Definition von Stull (1988) eine Minstdauer des Windmaximums von beispielsweise einer Stunde hinzufügen. Die Anwendung dieser Definition wäre aber nur bei der Auswertung zeitlich hoch aufgelöster Daten möglich. In der vorliegenden Arbeit werden weiterhin Phänomene als Low-Level Jet bezeichnet, die die eingangs beschriebenen Kriterien erfüllen.

Die Entwicklung der beiden kurzlebigen Jets ist in Abbildung 5.10 im Detail dargestellt. Um 4.50h wird das Kriterium für einen Low-Level Jet erfüllt, da zwischen dem oberen Maximum und dem darauf folgenden Minimum eine Differenz in der Windgeschwindigkeit von mehr als $2 \frac{m}{s}$ auftritt. Im nächsten Zeitschritt sieht es zwar so aus, als hätte sich ein neuer Jet in einer niedrigeren Höhe gebildet, allerdings ist das Windprofil nicht stark genug ausgeprägt, um das Kriterium der Windgeschwindigkeitsdifferenz von $2 \frac{m}{s}$ zu erfüllen. Dies ist erst um 5.10h der Fall. Hier zeigt sich ein ausgeprägter Low-Level Jet. Bereits 10 Minuten später ist das Kriterium allerdings nicht mehr erfüllt und im weiteren zeitlichen Verlauf wird die Ausprägung des Windprofils immer schwächer, bis die Windspitze gegen

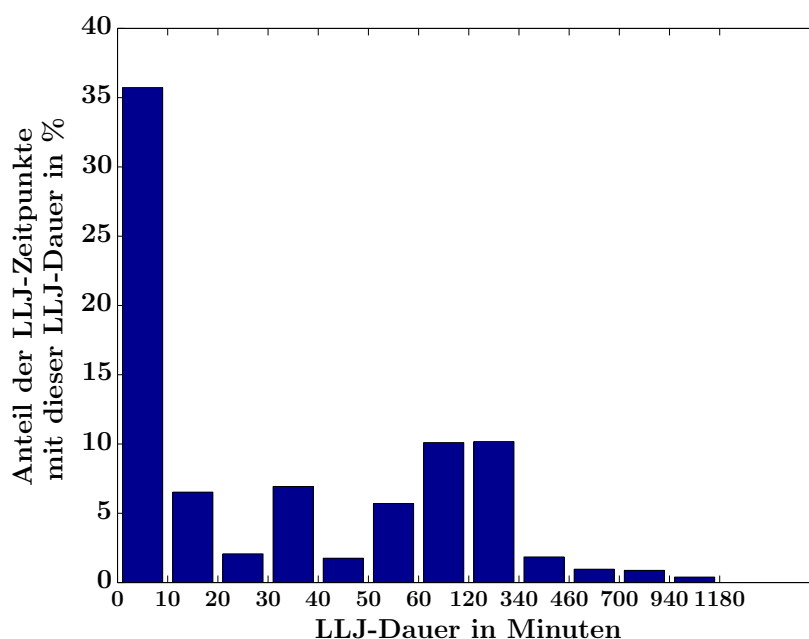


Abbildung 5.7: Verteilung der Dauer von Low-Level Jets, wenn die Anzahl der Jets mit ihrer Dauer gewichtet werden

5.40h schließlich völlig verschwunden ist.

Diese Beispiele zeigen die Risiken einer Jet-Erkennung mit Hilfe von Radiosonden. Hätte man eine Radiosonde um 5.10h gestartet, so hätte man einen deutlich ausgeprägten Low-Level Jet gemessen. Hieraus lässt sich allerdings überhaupt keine Aussage über das Verhalten des Windes für den restlichen Tag ableiten. Auch wenn bei der nächsten Radiosondierung wieder ein Jet in der gleichen Höhe gefunden wird, kann daraus keinesfalls geschlossen werden, dass dieser für den gesamten Zeitraum zwischen beiden Messungen existiert hat.

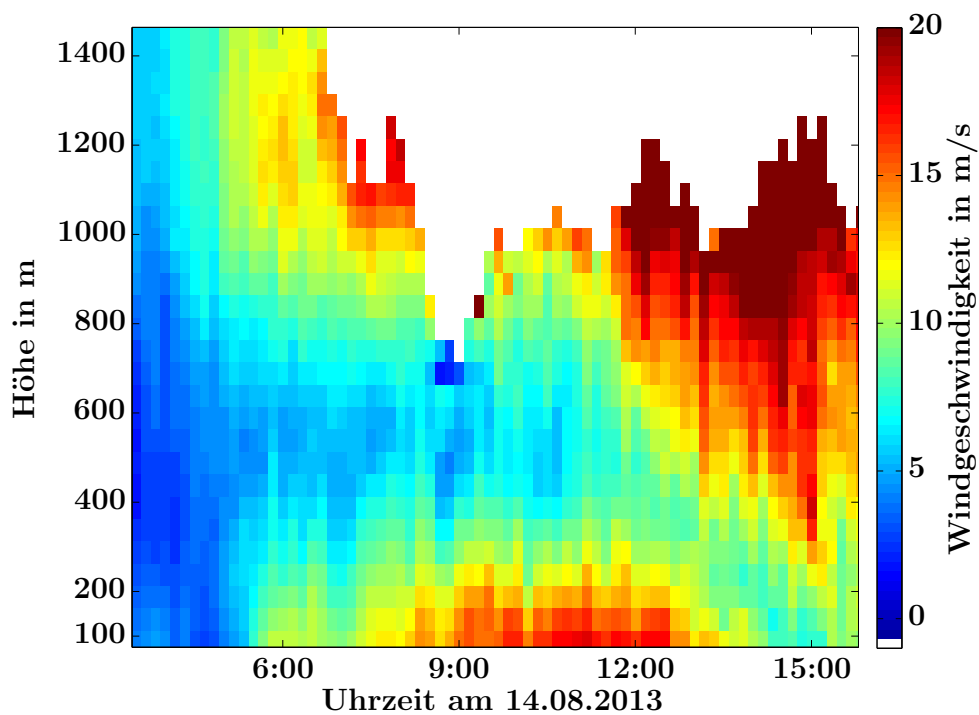


Abbildung 5.8: Beispiel für einen zeitlich stabilen Low-Level Jet

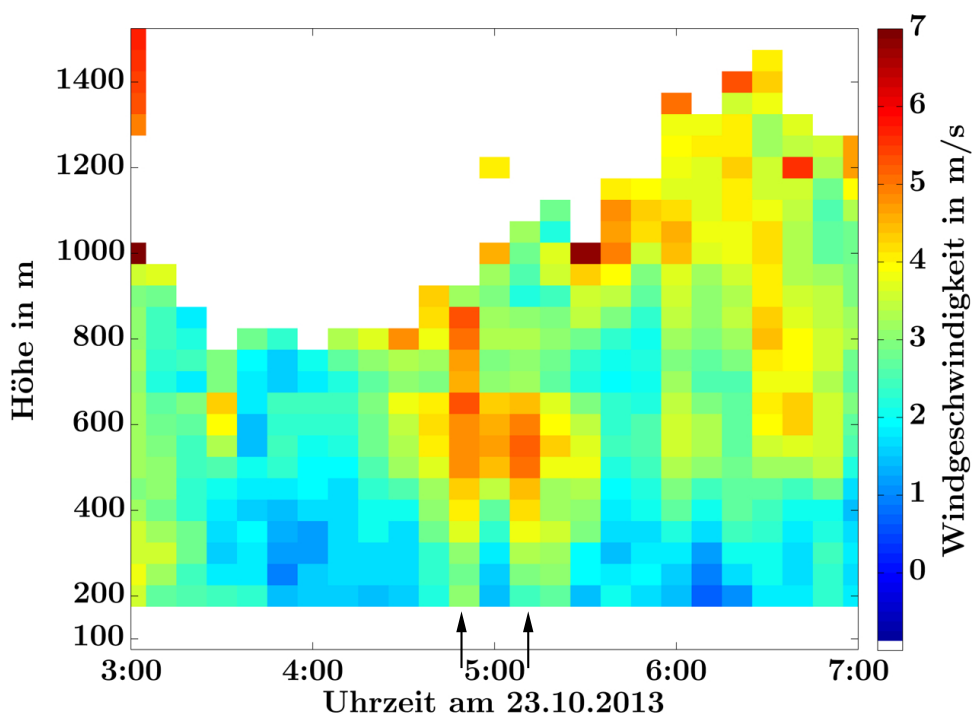
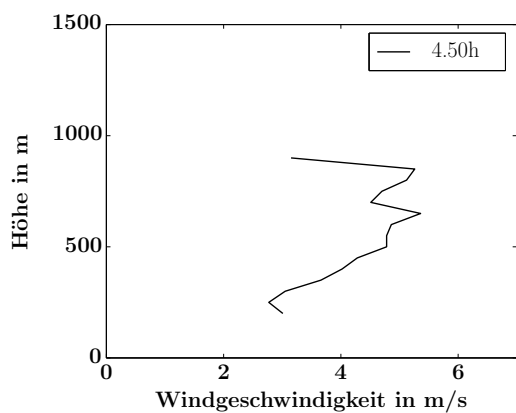
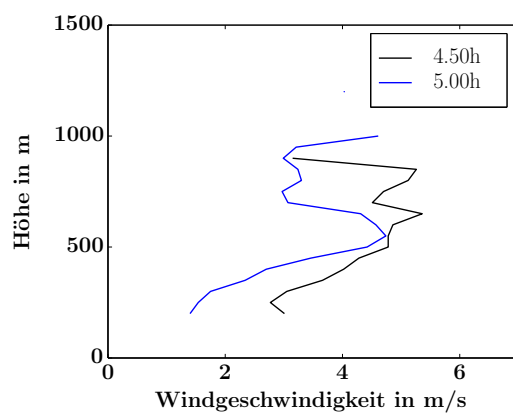


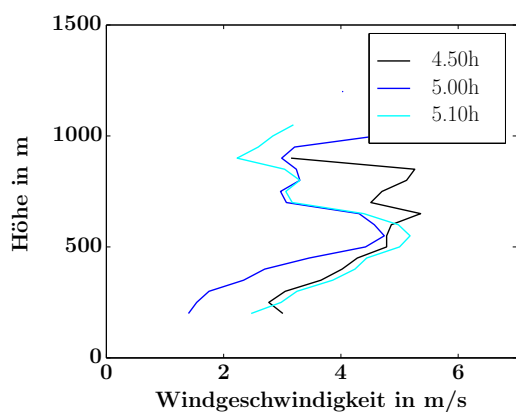
Abbildung 5.9: Beispiel für kurzlebige Low-Level Jets



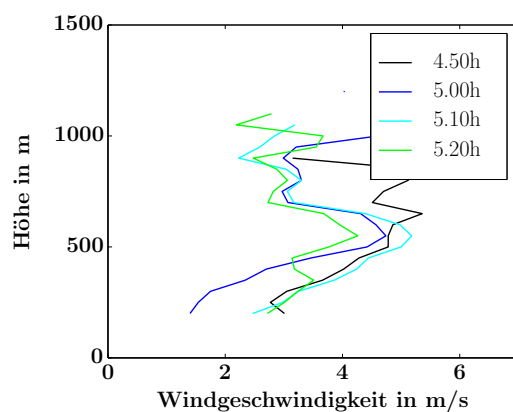
(a) Windgeschwindigkeit am 23.10.2013, 4.50h



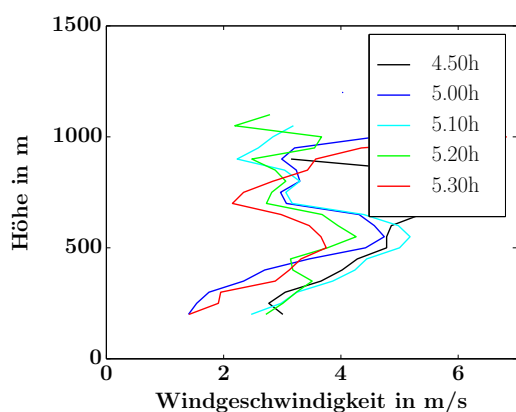
(b) Windgeschwindigkeit am 23.10.2013, 5.00h



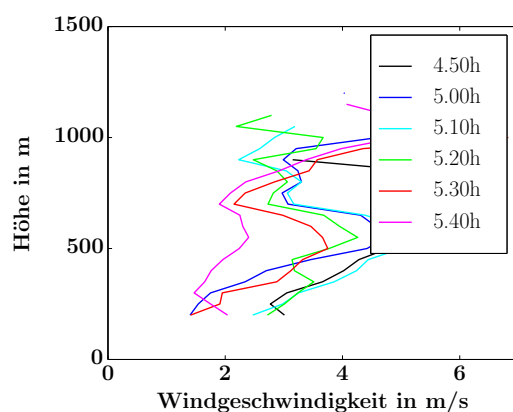
(c) Windgeschwindigkeit am 23.10.2013, 5.10h



(d) Windgeschwindigkeit am 23.10.2013, 5.20h



(e) Windgeschwindigkeit am 23.10.2013, 5.30h



(f) Windgeschwindigkeit am 23.10.2013, 5.40h

Abbildung 5.10: Entwicklung zweier kurzlebiger Jets

Aufgrund welcher Mechanismen die beobachteten kurzlebigen Jets oder Windböen entstehen, ist noch offen. Eine Hypothese ist, dass es einen Zusammenhang zwischen dieser Art Jets und turbulenten Wirbeln, so genannten „Large Eddies“ gibt. Da in solchen Eddies häufig Verwirbelungen auftreten, die die vertikale Komponente des Winds einbeziehen, könnte man einen solchen Zusammenhang möglicherweise an verstärkten Vertikalwinden vor und nach dem Auftreten von Jets beobachten. Würden diese Vertikalwinde während des Jets ihr Vorzeichen wechseln, so könnte man das als Indiz dafür deuten, dass der Jet einen Teil eines großen Wirbels bildet. Abbildung 5.11 zeigt den Vertikalwind während des oben betrachteten Beispiels vom 23. Oktober 2013. Die beiden schwarzen Pfeile markieren die Zeitpunkte, zu denen im Profil des Horizontalwinds Low-Level Jets gefunden wurden. Allerdings lassen sich in dem Höhenbereich, in dem die Jets aufgetreten sind (zwischen 500 m und 800 m), keine verstärkten Vertikalwinde erkennen. Vor und während des ersten Jets um 4.50h ist die Vertikalgeschwindigkeit leicht negativ, die Luftmassen steigen dort also langsam auf. Zwischen beiden Jets und während des zweiten Jets um 5.10h ist die Vertikalgeschwindigkeit nahe $0 \frac{\text{m}}{\text{s}}$. Danach stellen sich wieder schwach negative Windgeschwindigkeiten ein. An diesem Beispiel lässt sich also kein Zusammenhang zwischen kurzzeitigen Low-Level Jets und vertikaler Windgeschwindigkeit beobachten. Allerdings könnte der vertikale Teil des Wirbels auch deutlich kürzer als 10 Minuten dauern und damit nach der 10-Minuten-Mittelung des WindLiDARs nicht mehr erkennbar sein.

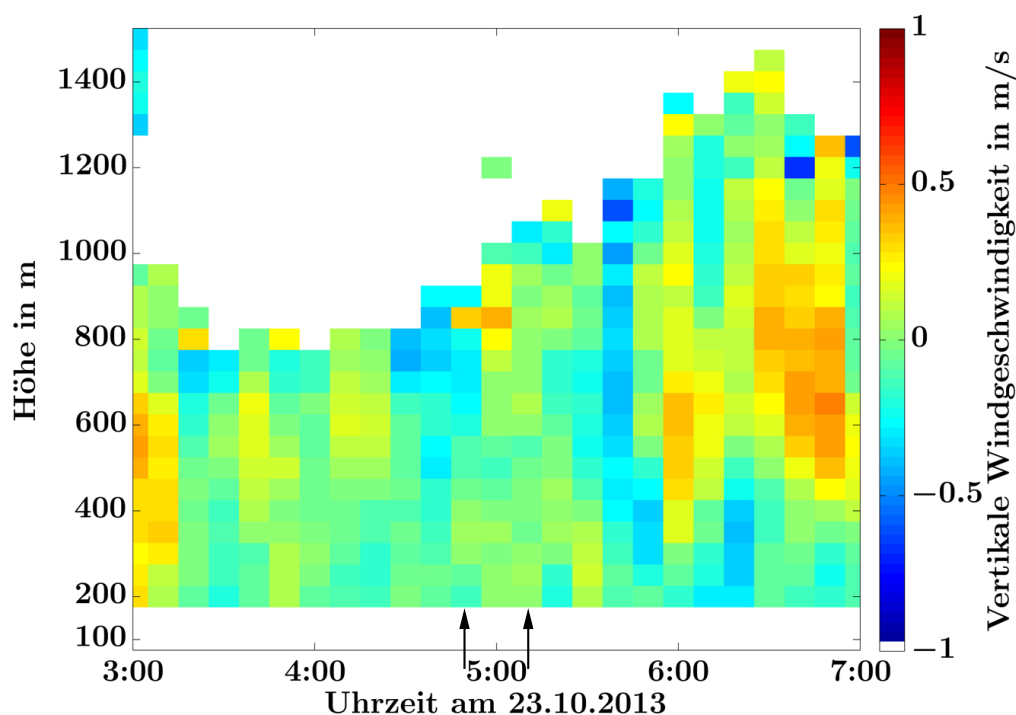


Abbildung 5.11: Vertikalgeschwindigkeit in kurzzeitigen Low-Level Jets

Auch in zwei weiteren Beispielen vom 09.02.2013 (siehe Abbildung 5.12) und vom 19.09.2013 (Abbildung 5.13) finden sich an den Stellen, an denen der Horizontalwind Low-Level Jets zeigt, keine auffälligen Strukturen im Vertikalwind. Insofern zeichnet sich ab, dass große Wirbel zumindest nicht der einzige Mechanismus für die Entstehung kurzlebiger Low-Level Jets sein können. Für zuverlässige Aussagen über das Verhalten von Vertikalwinden während des Auftretens von Jets sind aber selbstverständlich wesentlich ausführlichere, quan-

titative Untersuchungen erforderlich. Nur dann kann mit einiger Sicherheit auf Zusammenhänge zwischen beiden Messgrößen rückgeschlossen werden. Die gezeigten Beispiele sollen lediglich einen Eindruck von möglichen Konfigurationen vermitteln.

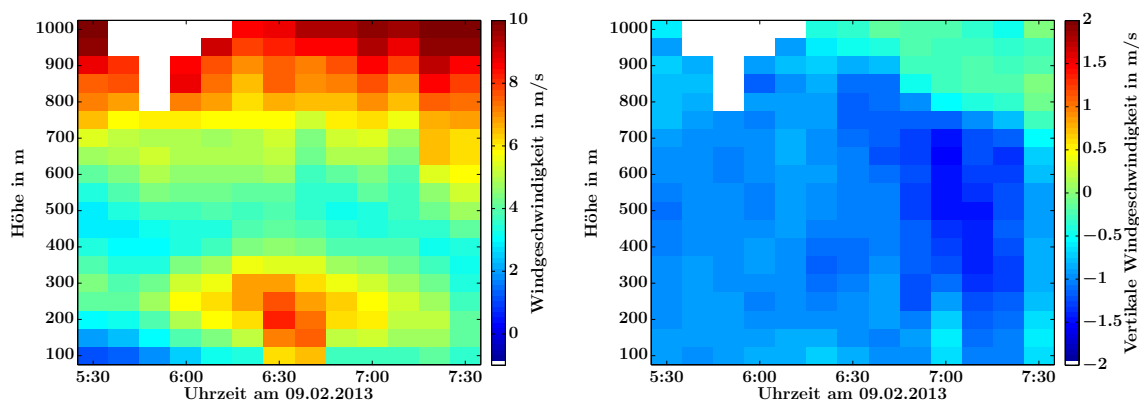


Abbildung 5.12: Horizontal- (links) und Vertikalwind (rechts) am Morgen des 09.02.2013

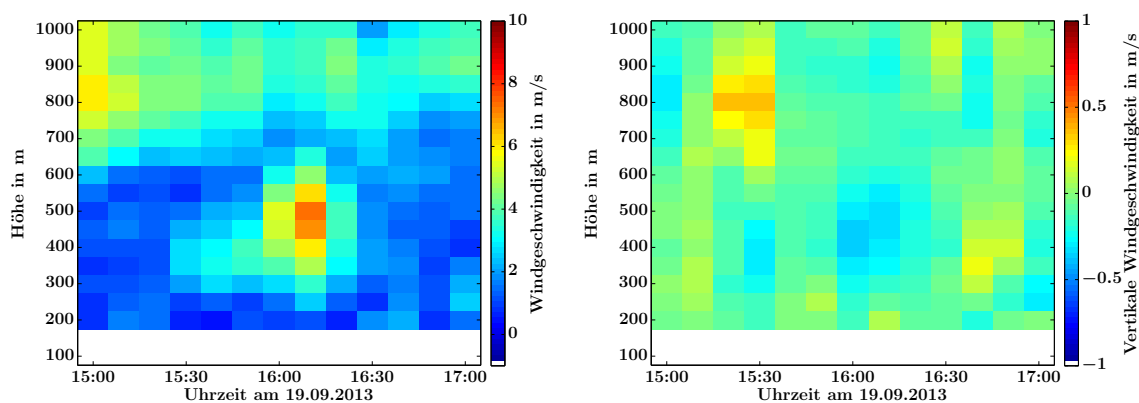


Abbildung 5.13: Horizontal- (links) und Vertikalwind (rechts) am Nachmittag des 19.09.2013

5.1.2.2 Eigenschaften kurz- und langlebiger Low-Level Jets

Um zu untersuchen, ob sich langlebige Jets durch ihre Eigenschaften hervorheben und eine Identifikation stabiler Jets anhand eines einzelnen Profils möglich wäre, wird für alle folgenden Betrachtungen eine Aufteilung vorgenommen: In den Diagrammen 5.14 bis 5.18 wird die Statistik für alle Jets in blau dargestellt, während Jets mit Dauern von mehr als einer Stunde zusätzlich in rot dargestellt werden.

Abbildung 5.14 zeigt die Verteilung der Geschwindigkeiten im Jetmaximum. Sie liegt für einen Großteil der Jets bei etwa 4 bis 6 $\frac{\text{m}}{\text{s}}$. Zu kleinen Geschwindigkeiten hin ist die Verteilung dadurch begrenzt, dass der Mindestwert für die Geschwindigkeitsdifferenz zwischen Maximum und Minimum 2 $\frac{\text{m}}{\text{s}}$ beträgt. Zu großen Geschwindigkeiten hin fällt die Verteilung langsam ab. Die Unterschiede für langlebige Jets im Vergleich zur gesamten Gruppe sind eher klein. Für diese Jets liegen die Maximalgeschwindigkeiten sogar bei etwas kleineren Werten um 4 $\frac{\text{m}}{\text{s}}$.

Man beachte, dass wie in Abschnitt 5.1 einleitend erwähnt, einige Autoren für die Definition

eines Jets eine Mindestgeschwindigkeit fordern. Bei Mielke (2011) liegt diese beispielsweise bei $12 \frac{\text{m}}{\text{s}}$. Betrachtet man die Verteilung in Abbildung 5.14 erkennt man sofort, dass nur ein sehr kleiner Teil der in dieser Arbeit als solche identifizierten Low-Level Jets auch bei Mielke (2011) als Jet bezeichnet worden wäre. Möglicherweise ist daher zwischen diesen vollkommen verschiedenen Jetklassen keine Vergleichbarkeit gegeben. Da die bei Mielke (2011) behandelten Windmessungen auf einer Driftstation in der Zentralarktis vorgenommen wurden, sind aber auch die orographischen Bedingungen derart verschieden, dass ein Vergleich hier kaum möglich ist.

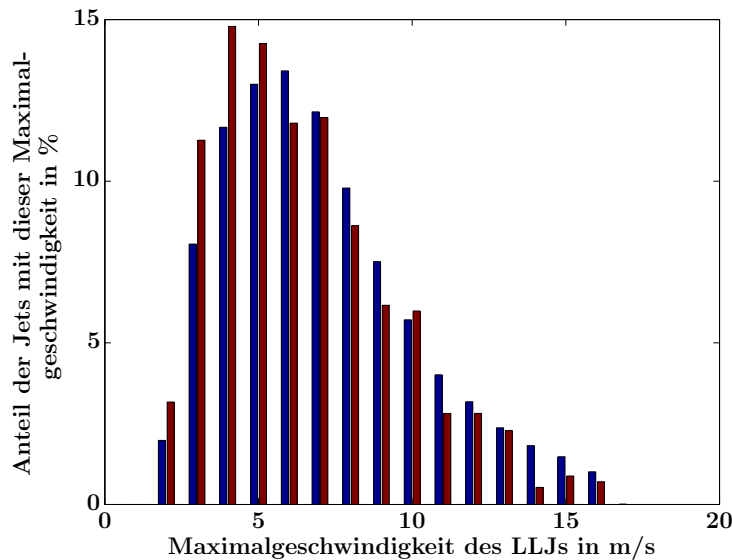


Abbildung 5.14: Verteilung der Maximalgeschwindigkeiten in Low-Level Jets
blau: alle Jets, rot: Jets mit Dauer von mehr als einer Stunde

Die Höhen, in denen die maximale Windgeschwindigkeit auftritt, sind eher unregelmäßig verteilt. Eine deutliche Häufung ist für kleine Höhen von 100 m bis 500 m zu erkennen. Danach nimmt die Häufigkeit des Auftretens von Jets deutlich ab. Allerdings ist die Datenverfügbarkeit in den verschiedenen Höhen ebenfalls unterschiedlich, wodurch diese Statistik verzerrt wird. Es ist nicht davon auszugehen, dass in 150 m Höhe wirklich wesentlich weniger Jets auftreten als in 100 m oder 200 m Höhe, wie die Abbildung suggeriert. Beachtet werden muss hier, dass Jets, die ihr Maximum unterhalb der Messhöhe des WindLiDARs erreichen, in dem Datenpunkt verortet werden, in dem sie zuerst registriert werden, also im untersten Datenpunkt des WindLiDARs. Da dieser typischerweise entweder bei 100 m oder bei 200 m liegt (vergleiche Abbildung 2.9), wird in diesen Höhen überdurchschnittlich häufig ein Jetmaximum registriert.

Für die langlebigen Jets zeichnet sich ab, dass diese eher in geringeren Höhen bis 500 m gefunden werden. Für diesen Höhenbereich sind sie überrepräsentiert, während sie für größere Höhen unterrepräsentiert sind.

In Abbildung 5.16 ist dargestellt, in welchen Höhen Jets nach oben hin durch ein Minimum der Windgeschwindigkeit begrenzt werden. Auch hier entstehen durch die unvollständige Datenverfügbarkeit des WindLiDARs Artefakte. So wird, wenn über einem Windmaximum kein Minimum mehr gefunden werden kann, weil der Datensatz irgendwo abreißt, der oberste noch gemessene Datenpunkt als Wert für das Minimum gezählt. Da die WindLiDAR-Daten aufgrund des in Abschnitt 2.1 beschriebenen Aufbaus relativ häufig in einer Höhe von 700 m abreißen, wird diese Höhe überproportional häufig als Oberkante des Jets gewer-

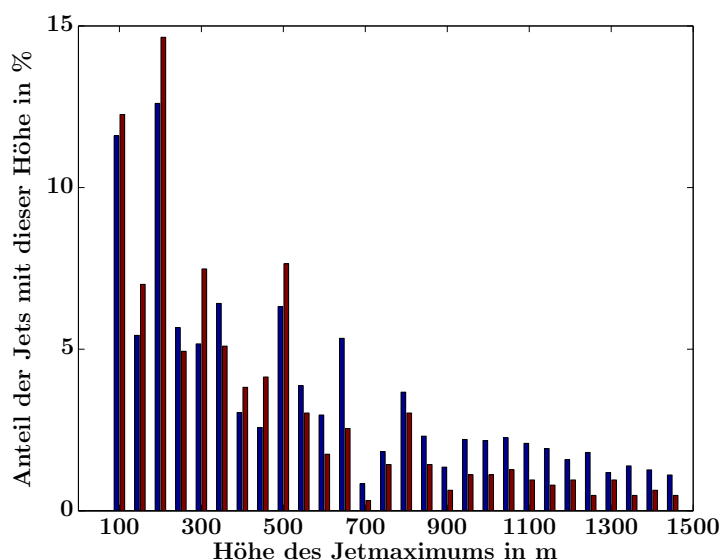


Abbildung 5.15: Verteilung der Höhen der Maximalgeschwindigkeit in Low-Level Jets
blau: alle Jets, rot: Jets mit Dauer von mehr als einer Stunde

tet. Von diesen Artefakten abgesehen, zeigt sich eine Verteilung der Jetoberkanten, die ihr Maximum bei Höhen um 500 m erreicht und zu beiden Seiten hin abfällt, wobei der Abfall zu großen Höhen hin etwas flacher ist. Wiederum zeigt sich, dass langlebige Jets neben weiter unten gelegenen Jetmaxima auch weiter unten gelegene Jetoberkanten besitzen.

Die Jetstärke (Abbildung 5.17) beschreibt die Windgeschwindigkeitsdifferenz zwischen dem Windmaximum und dem nächsthöheren Minimum (siehe Abbildung 5.1). Ihre Verteilung zeigt ein klares Maximum bei kleinen Jetstärken und fällt zu größeren Jetstärken mit einer Art exponentiellem Verlauf hin ab. Im Mittel zeigen langlebige Jets eine minimal stärkere Ausprägung, dieses Ergebnis muss aber statistisch nicht signifikant sein.

Bei den Jettiefen zeigt sich ein deutliches Maximum der Verteilung um 250 m. Zu kleineren Werten hin fällt die Verteilung ab und wird bei 50 m durch das Auflösungsvermögen des WindLiDARs begrenzt. Zu großen Höhen hin fällt die Verteilung dagegen nur langsam ab. Beachtet werden muss, dass die Jettiefe aufgrund der unvollständigen Datenlage genau wie die Jetstärke eher unter- als überschätzt wird. In diesem Diagramm stehen die langlebigen Jets deutlich durch ihre kleinere Jettiefe hervor. Das Maximum der Jettiefe liegt für die langlebigen Jets bei 200 m. Im Bereich der Jettiefen bis 400 m sind diese Jets überrepräsentiert, während sie bei großen Jettiefen nur selten vorkommen.

Die Windrichtung der Low-Level Jets (Abbildung 5.19) ist, wie für diesen Höhenbereich typisch, ganz überwiegend Ost-Südost. Eine kleine Komponente tritt zusätzlich entlang der Fjordachse in der entgegengesetzten Richtung auf, also bei West-Nordwest. Alle anderen Windrichtungen sind fast nicht vertreten. Auch die langlebigen Jets zeigen hier keinerlei Besonderheiten. Allerdings entspricht diese Verteilung im Wesentlichen der generellen Verteilung der Windrichtungen für den Höhenbereich, in dem die meisten Low-Level Jets auftreten. Betrachtet man hingegen das Verhältnis der Anzahl von Jets zu der Häufigkeit einer bestimmten synoptischen Anströmung, so zeigen sich nur geringe Unterschiede (Abbildung 5.20). Lediglich eine schwache Tendenz ist dahingehend erkennbar, dass bei östlicher synoptischer Anströmung etwas häufiger Jets auftreten als bei westlicher synoptischer Anströmung.

5 Spezielle Phänomene

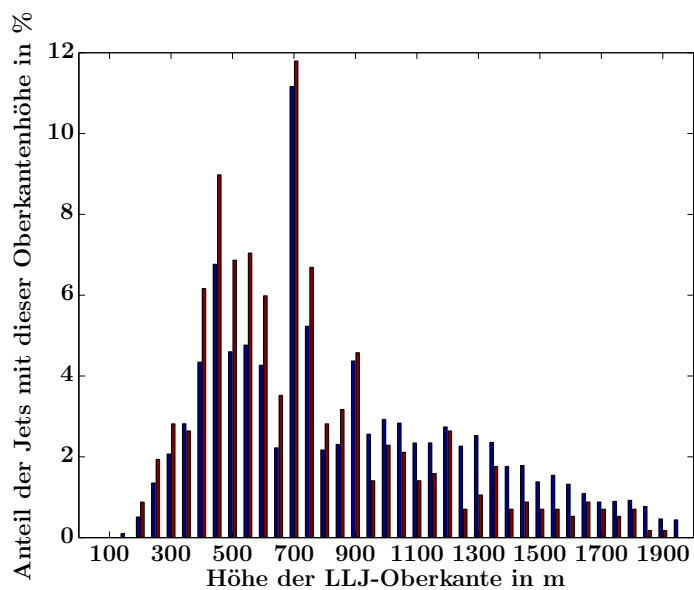


Abbildung 5.16: Verteilung der Höhen der Jetoberkanten
blau: alle Jets, rot: Jets mit Dauer von mehr als einer Stunde

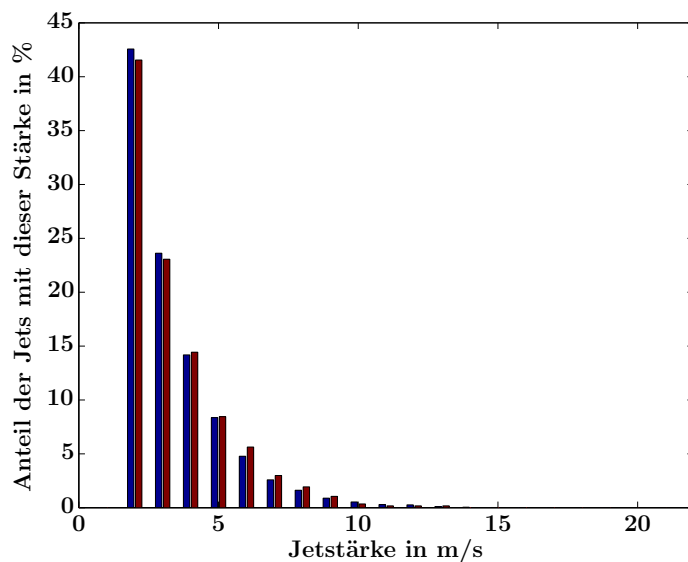


Abbildung 5.17: Verteilung der Jetstärken
blau: alle Jets, rot: Jets mit Dauer von mehr als einer Stunde

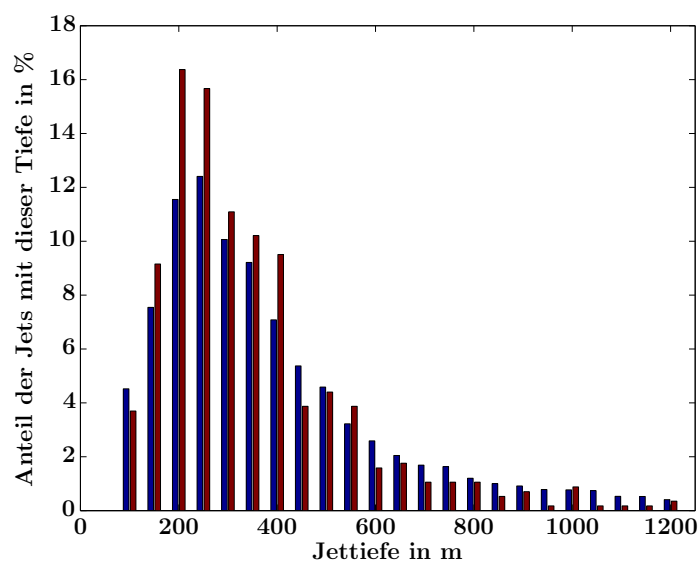


Abbildung 5.18: Verteilung der Jettiefen
 blau: alle Jets, rot: Jets mit Dauer von mehr als einer Stunde

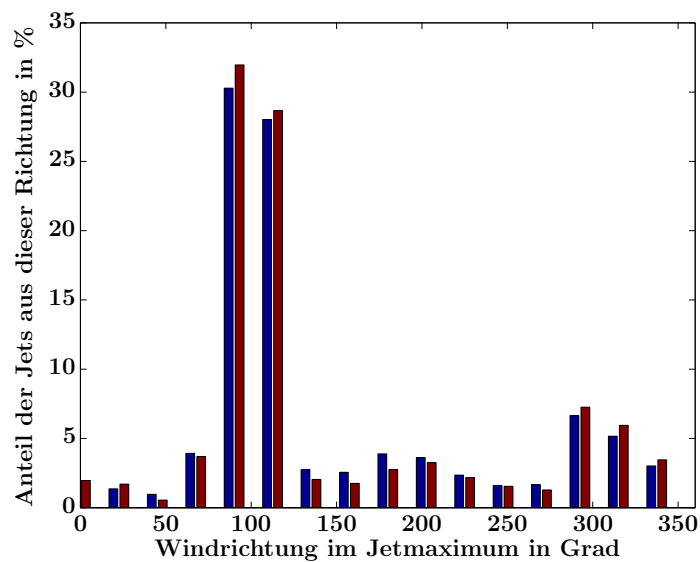


Abbildung 5.19: Verteilung der Windrichtungen in Low-Level Jets
 blau: alle Jets, rot: Jets mit Dauer von mehr als einer Stunde

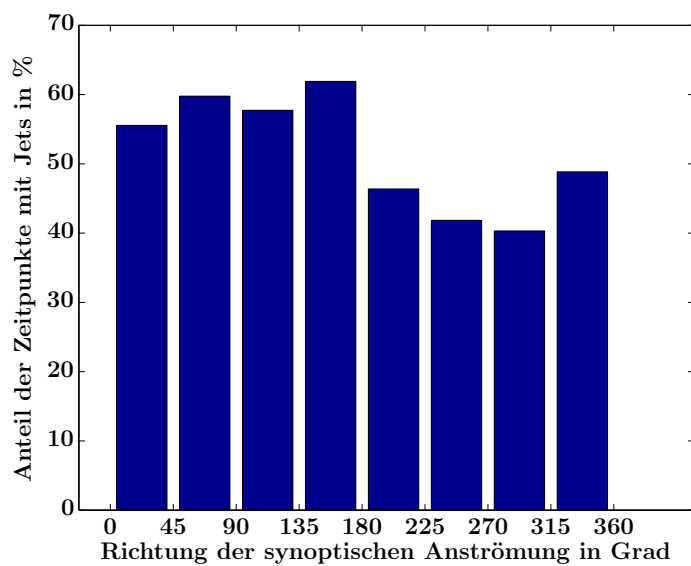


Abbildung 5.20: Verteilung von Low-Level Jets in Abhängigkeit von der synoptischen Anströmung

5.1.3 Abhängigkeit der Low-Level Jets von der thermischen Stabilität

In vielen Veröffentlichungen werden enge Verbindungen zwischen dem Auftreten von thermischen Inversionen und Low-Level Jets hergestellt (siehe zum Beispiel Blackadar 1957; Mielke 2011), es gibt allerdings auch Autoren, die keine oder nur eine schwache Korrelation zwischen dem Auftreten der verschiedenen Phänomene feststellen (Hoecker 1963; Bonner 1968). Bereits Blackadar (1957) betont, dass es sowohl stark ausgeprägte Low-Level Jets mit supergeostrophischen Geschwindigkeiten als auch (und dies ist der häufigere Fall) schwächere Jets gibt, die mit kleinskaligen Fluktuationen verknüpft sind und höchstwahrscheinlich andere Ursachen haben als die langlebigen Jets. Zusammenhänge zwischen Jets, thermischen Inversionen und inertialen Oszillationen werden bei Blackadar (1957) nur für Jets mit supergeostrophischen Geschwindigkeiten hergestellt. Für diese wird dort auch ein eindeutiger Zusammenhang zwischen der Höhe des Jetmaximums und der Inversionshöhe gezeigt.

Im folgenden Abschnitt soll untersucht werden, ob für die mit dem WindLiDAR in Ny-Ålesund beobachteten Low-Level Jets ein Zusammenhang mit der thermischen Stabilität existiert. Um zu entscheiden, ob eine Temperaturinversion vorliegt, wurden einerseits Temperaturprofile aus Radiometerdaten, die eine ähnliche zeitliche Auflösung wie die WindLiDAR-Daten aufweisen, und andererseits Temperaturprofile aus Radiosondenaufstiegen verwendet. In beiden Fällen kann daraus auch die Inversionshöhe abgeleitet werden. Als drittes Kriterium wurde die Stabilität der thermischen Schichtung nach Schulz (2012) verwendet. Dieser zieht BSRN-Daten und Radiosondendaten heran, um nach verschiedenen Kriterien eine Aussage über die Art der thermischen Schichtung (stabil/instabil/neutral) zu machen. Bei diesem Verfahren wird allerdings keine Inversionshöhe ermittelt.

Verwendet man für die Bestimmung der thermischen Stabilität Radiometerdaten und definiert eine Inversion als eine Zunahme der Temperatur mit der Höhe, so findet man im untersuchten Zeitraum (05.12.2012 – 23.10.2013) 42 701 Messzeitpunkte des WindLiDARs, denen ein Temperaturprofil aus Radiometerdaten zugeordnet werden kann, von denen 7933 eine Inversion aufweisen. Zu diesen Profilen mit Inversion findet man in 4087 Windprofilen (52 %) einen Low-Level Jet im WindLiDAR. Allerdings ändert sich nichts, wenn man die 34 768 Zeitpunkte ohne Inversion betrachtet: Hier findet man 18 033 Low-Level Jets, was wiederum einen Anteil von 52 % ergibt. Umgekehrt findet man zu 22 120 Messzeitpunkten einen Low-Level Jet. Von diesen Zeitpunkten tritt 4087 mal (18 %) eine Inversion auf. Gleichzeitig tritt aber von 20 581 Zeitpunkten ohne Jets 3846 mal, also zu 19 %, eine Inversion auf.

Dies deutet darauf hin, dass zumindest in dem vom WindLiDAR abgedeckten Höhenbereich kein Zusammenhang zwischen dem Auftreten von Low-Level Jets und Inversionen existiert. Diesen Schluss legt auch Abbildung 5.21 nahe, in der die Höhe des Jetmaximums gegen die Inversionshöhe aufgetragen ist. Entgegen der in Blackadar (1957) dargestellten Korrelation zwischen Jethöhe und Jetmaximum sind für die in Ny-Ålesund beobachteten Jets keine Zusammenhänge zwischen beiden Größen festzustellen. Dies lässt darauf schließen, dass es sich bei den dort beobachteten Jets nicht um Windmaxima handelt, die durch inertielle Oszillationen ausgelöst wurden, sondern dass dort die schwach ausgeprägten Jets im Zusammenhang mit kleinskaligen Fluktuationen dominieren.

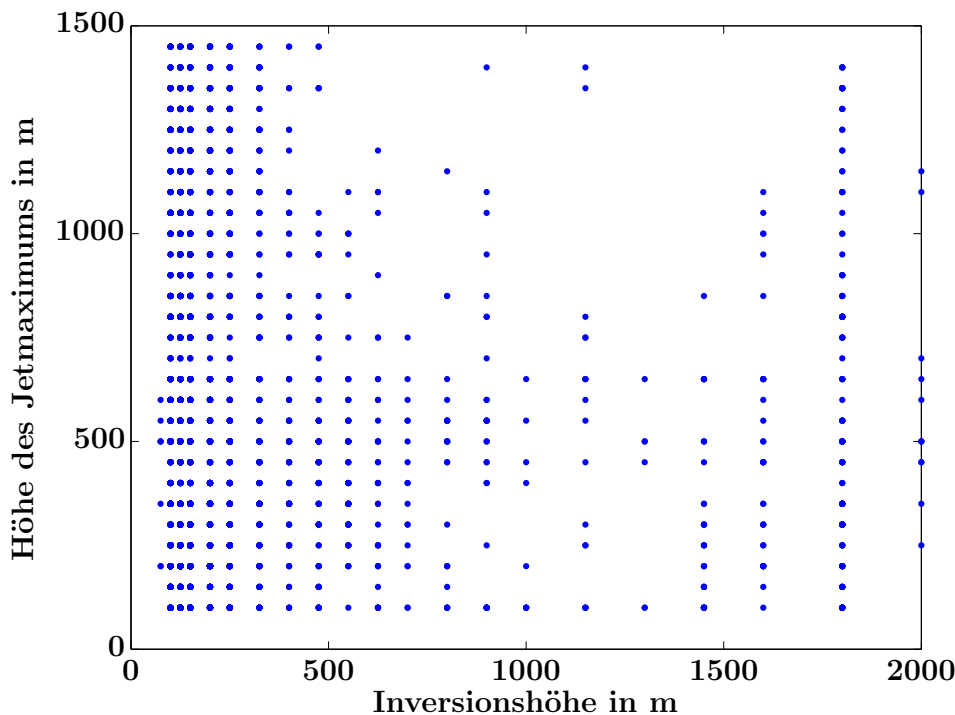


Abbildung 5.21: Höhe des Jetmaximums in Abhängigkeit von der Inversionshöhe

Um auszuschließen, dass das Ausbleiben eines Zusammenhangs auf Ungenauigkeiten des Radiometers bei der Temperaturmessung zurückzuführen ist, wurde die gleiche Analyse mit Temperaturprofilen aus Radiosonden durchgeführt. An insgesamt 289 für den Vergleich verwendeten Messtagen wurden in den Radiosondenprofilen 87 Inversionen gefunden. Davon trat an 58 Tagen (67%) auch ein Low-Level Jet auf. Von den 202 Tagen ohne Inversion trat hingegen 117 mal (58%) ein Low-Level Jet auf. Umgekehrt trat von 175 Tagen, an denen im WindLiDAR ein Low-Level Jet gefunden wurde, 58 mal (33%) eine Inversion im Temperaturprofil auf, während an den 114 Zeitpunkten ohne Jets 29 mal (25%) eine Inversion gefunden wurde. Auf Basis dieses Datensatzes scheint es eine schwache Korrelation zwischen dem Auftreten von Low-Level Jets und Inversionen zu geben.

Benutzt man die Stabilitätsanalyse nach Schulz (2012), so findet man im Messzeitraum 199 Zeitpunkte mit stabiler Schichtung. Von diesen wurden zu 144 Zeitpunkten (57%) Low-Level Jets gefunden, während an 73 Zeitpunkten mit instabiler Schichtung 34 Low-Level Jets (47%) gefunden wurden. Hier zeigt sich eine leichte Tendenz zu mehr Low-Level Jets an stabilen Tagen, die allerdings aufgrund der kleinen Fallzahlen wenig signifikant ist.

Es muss allerdings die Möglichkeit berücksichtigt werden, dass für Schichten unterhalb des Messbereichs des WindLiDARs ein solcher Zusammenhang durchaus existiert, die thermische Stabilität aber für höher gelegene Jets, die im WindLiDAR erkannt werden, keine Rolle spielt.

Im Folgenden soll untersucht werden, ob sich die zu Zeitpunkten mit stabiler und instabiler Schichtung gefundenen Low-Level Jets wenn nicht in ihrer Anzahl, dann vielleicht doch in ihren Eigenschaften unterscheiden. Dazu sind in den Abbildungen 5.22 bis 5.26 nochmals die Häufigkeiten verschiedener Jetcharakteristika dargestellt. Für diese Darstellungen werden allerdings nur solche Jets verwendet, die zu Zeitpunkten gefunden wurden, welche mit Hilfe der Methode von Schulz (2012) auf ihre Stabilität hin klassifiziert werden können. Die

Verteilung der Eigenschaften von Jets zu Zeitpunkten mit stabil geschichteter Atmosphäre ist in diesen Abbildungen in blau dargestellt, während die Verteilung der Eigenschaften von Jets zu Zeitpunkten mit instabiler Schichtung in rot dargestellt ist.

Abbildung 5.22 zeigt die Verteilung der Maximalgeschwindigkeiten in Low-Level Jets. Große Maximalgeschwindigkeiten treten häufiger im Zusammenhang mit instabilen Schichtungen auf, während bei stabilen Schichtungen eher kleinere Maximalgeschwindigkeiten zu finden sind.

Die Jethöhen (Abbildung 5.23) sind in beiden Gruppen so breit gestreut, dass sich keine klaren Eigenschaften der einen oder der anderen Gruppe erkennen lassen.

Die Jettiefen (Abbildung 5.24) hingegen sind in stabiler Schichtung etwas größer als in instabiler Schichtung.

Bei den Jetstärken (Abbildung 5.25) wiederum gibt es keine signifikanten Unterschiede zwischen den beiden Gruppen.

Einzig bei den Windrichtungen scheint es deutlichere Unterschiede zwischen beiden Gruppen zu geben: Zu Zeitpunkten mit instabiler Schichtung treten häufiger nordwestliche Jets auf, während zu Zeitpunkten mit stabiler Schichtung die südöstlichen Jets dominieren. Dieser Effekt könnte damit zusammenhängen, dass Wind aus Nordwest überwiegend im Sommer auftritt und in diesem Zeitraum auch die meisten Tage mit instabiler Schichtung vorliegen. Insofern hängen die beiden Beobachtungsgrößen möglicherweise nicht direkt zusammen, sondern werden beide durch eine dritte Variable beeinflusst.

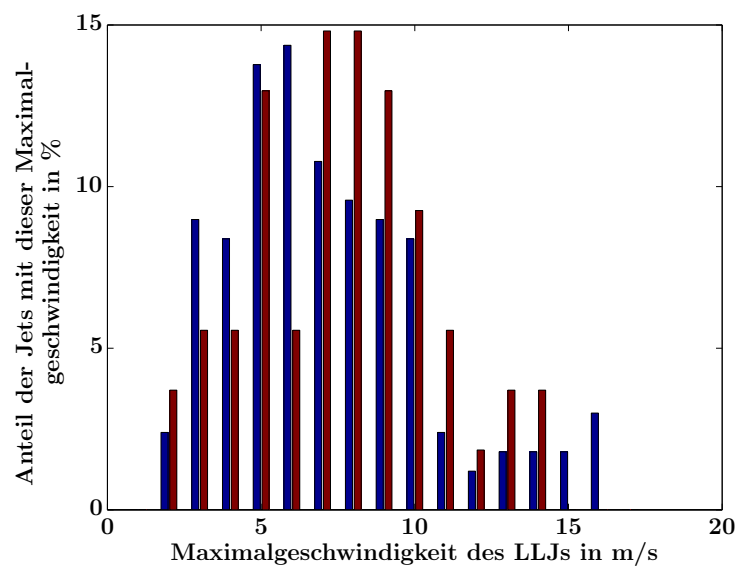


Abbildung 5.22: Verteilung der Maximalgeschwindigkeiten in Low-Level Jets bei stabiler Schichtung (blau) und bei instabiler Schichtung (rot)

Insgesamt lassen sich aber keine bedeutenden Unterschiede zwischen Jets unter thermisch stabilen oder instabilen Bedingungen feststellen. Dies führt zu dem Schluss, dass die von Blackadar (1957) untersuchten Jets, die mit inertialen Oszillationen verknüpft sind, nicht der Jettyp sind, der in Ny-Ålesund eine Rolle spielt. Stattdessen finden orographisch bedingt viele kleinskalige Fluktuationen statt, die zur Entstehung von Windmaxima führen können. Interessant wäre es daher, ein Gerät wie das WindLiDAR in einer weniger von orographischen Effekten geprägten Umgebung, beispielsweise in der zentralen Arktis, einzusetzen um das Verhalten des Winds und das Auftreten von Low-Level Jets unter stärker von der Synoptik geprägten Bedingungen zu untersuchen.

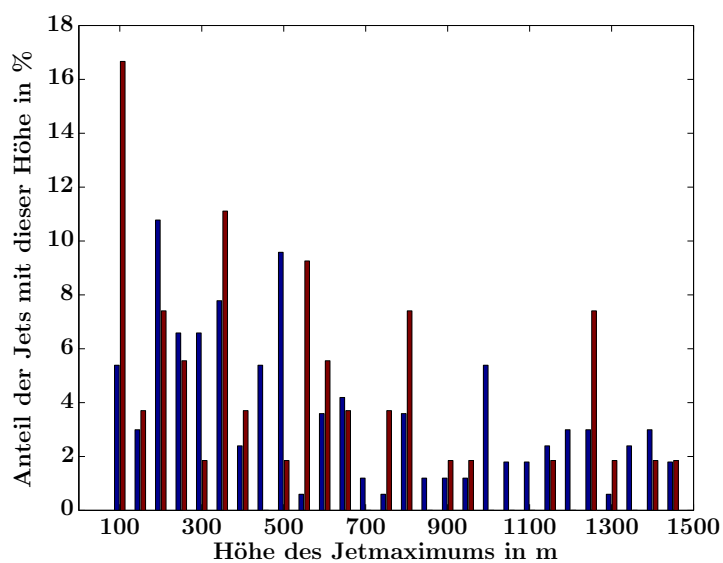


Abbildung 5.23: Verteilung der Jethöhen bei stabiler Schichtung (blau) und bei instabiler Schichtung (rot)

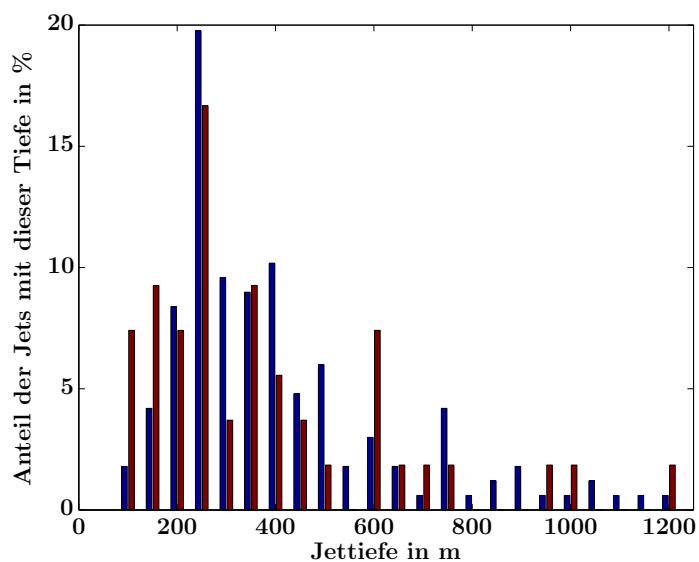


Abbildung 5.24: Verteilung der Jettiefen bei stabiler Schichtung (blau) und bei instabiler Schichtung (rot)

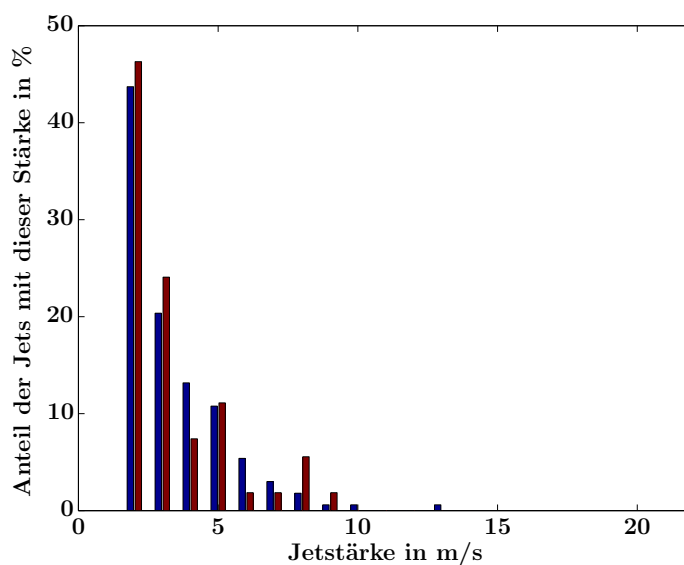


Abbildung 5.25: Verteilung der Jetstärken bei stabiler Schichtung (blau) und bei instabiler Schichtung (rot)

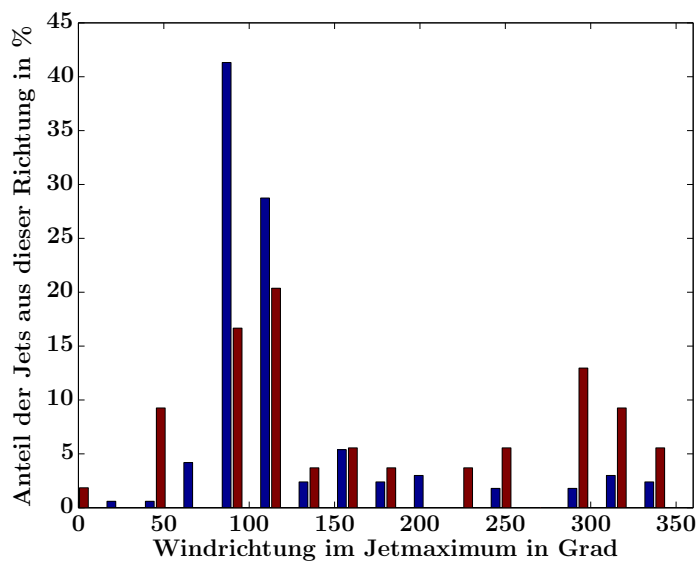


Abbildung 5.26: Verteilung der Windrichtung im Jetmaximum bei stabiler Schichtung (blau) und bei instabiler Schichtung (rot)

5.2 Frontendurchgang

Durch die Einströmung von Luftmassen unterschiedlicher Temperatur in ein Tiefdruckgebiet kommt es zur Ausbildung von Fronten. Dabei bewegt sich die Warmfront auf der Vorderseite des Tiefs, wo warme Luft geringerer Dichte auf kältere Luft aufgleitet. Gefolgt wird die Warmfront von einem Warmluftsektor, der von einer Kaltfront abgeschlossen wird. An der Kaltfront wiederum schiebt sich kalte Luft großer Dichte unter die vor ihr liegende Luft geringerer Dichte. Da die verschiedenen Luftmassen aus unterschiedlichen Richtungen in das Tiefdruckgebiet einströmen und an der Front aufeinandertreffen, kommt es dort zu einer plötzlichen Drehung des Windes. Sie ist für den Durchgang von Fronten charakteristisch und kann daher unter anderem als Indikator für Frontendurchgänge benutzt werden. Aufgrund der vertikalen Neigung der Front sieht ein ortsfester Beobachter eine Warmfront zuerst in höheren Luftschichten und dann am Boden, während eine Kaltfront eine Region zuerst am Boden erreicht und sich erst später auch weiter oben durchsetzt. Ein solches Tiefdruckgebiet und die damit verbundenen Fronten sind in Abbildung 5.27 schematisch dargestellt.

Zieht also ein Tiefdrucksystem beispielsweise über Ny-Ålesund hinweg, so geht dem Warmluftsektor die Warmfront voran, während sich der Kaltluftsektor durch die Kaltfront ankündigt. Da die Fronten geneigt sind und somit in verschiedenen Höhen zu verschiedenen Zeitpunkten eintreffen, ist eine Analyse solcher Frontendurchgänge in einem Instrument wie dem WindLiDAR, das sowohl über eine gute zeitliche als auch eine vertikale Auflösung verfügt, von Interesse.

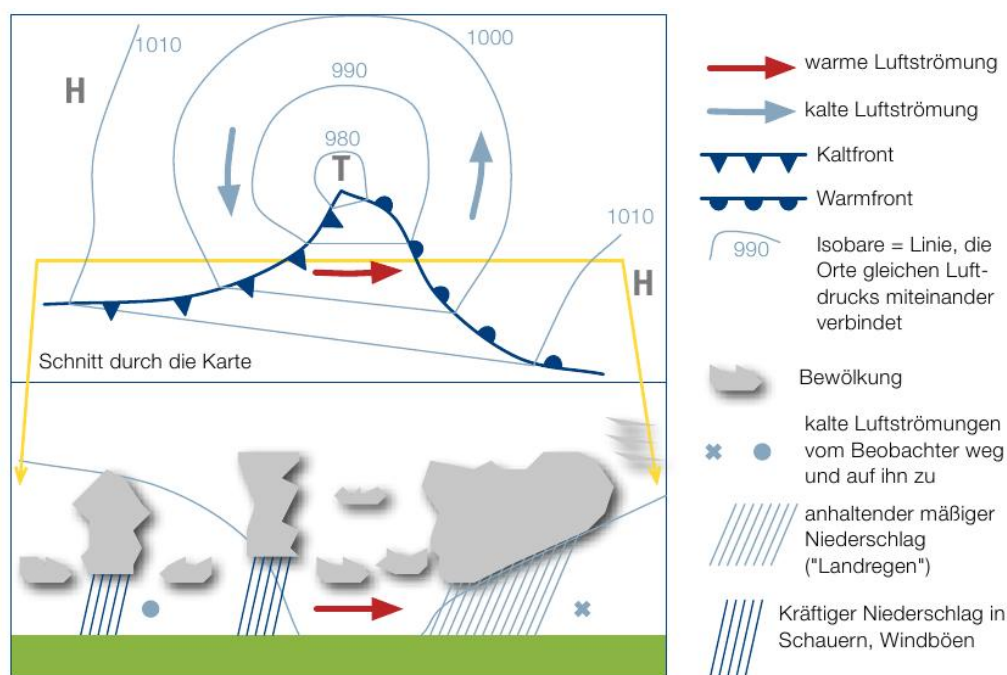


Abbildung 5.27: Tiefdrucksystem (schematisch), *Abbildung: Kube (2013)*

Das Verhalten von Windgeschwindigkeit und Windrichtung in dem vom WindLiDAR abgedeckten Höhenbereich beim Durchgang von Fronten soll in den folgenden Abschnitten anhand von zwei Fällen exemplarisch untersucht werden.

5.2.1 Durchgang einer Warmfront

Als Beispiel für den Durchgang einer Warmfront soll hier der 14.08.2013 dienen. In den bodennahen Daten vom BSRN-Mast, dargestellt in Abbildung 5.28, ist das Eintreffen der Warmfront an einem rapiden Anstieg der Temperatur bei gleichzeitiger Winddrehung zu erkennen. Im Druckverlauf zeigen sich passend dazu die niedrigsten Druckwerte. In den

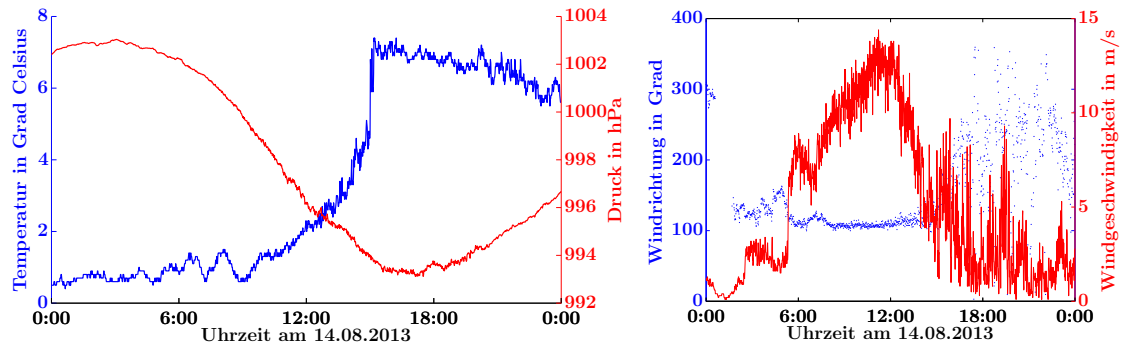


Abbildung 5.28: BSRN-Daten beim Durchgang der Warmfront

WindLiDAR-Daten (Abbildungen 5.29 und 5.30) kann man nun erkennen, dass sich die Front von oben nach unten durchsetzt: Bis circa 11h kommt der Wind in den untersten 600 m permanent aus Südost, während der Wind in höheren Lagen aus Süden und darüber aus Südwesten kommt. In den Windgeschwindigkeiten sind ausgeprägte Maxima in den untersten 200 m mit Windgeschwindigkeiten von bis zu $18 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ zu erkennen. Darüber gibt es eine Schicht mit Windgeschwindigkeiten um $7 \frac{\text{m}}{\text{s}}$, die ab etwa 800 m Höhe wieder von größeren Windgeschwindigkeiten abgelöst wird.

Ab etwa 11h jedoch beginnt der Wind in den untersten 600 m sukzessive von oben nach unten zu drehen. Die zuvor in höheren Schichten aufgetretenen südlichen Winde setzen sich nun nach und nach auch in tieferen Schichten durch, bis sie gegen 15h bei den untersten Messpunkten des WindLiDARs angekommen sind. Kurz darauf sieht man auch in den BSRN-Daten einen sprunghaften Wechsel der Windrichtung von Südost auf südliche Richtungen. Ein ähnliches Verhalten zeigt sich für die Windgeschwindigkeit. Sie nimmt zunächst in großen Höhen ab 700 m zu, danach setzt sich diese Zunahme der Windgeschwindigkeit nach unten fort. Gleichzeitig verschwinden die Windmaxima in kleinen Höhen und werden durch eine Luftschicht mit Windgeschwindigkeiten um $7 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ ersetzt, die gegen 15h den untersten Messpunkt des WindLiDARs erreichen. Am BSRN-Sensor stellt sich zu diesem Zeitpunkt ein böiger Wind aus wechselnden Richtungen ein.

Verstehen lässt sich dieses Verhalten anhand von Abbildung 5.27: Da sich beim Durchgang einer Warmfront die warme Luft über eine Lage kalter Luft schiebt, sieht ein ortsfester Beobachter die Luftmassen des Warmluftsektors zunächst in größeren Höhen, bevor sie sich nach und nach auch in immer niedrigeren Höhen durchsetzen.

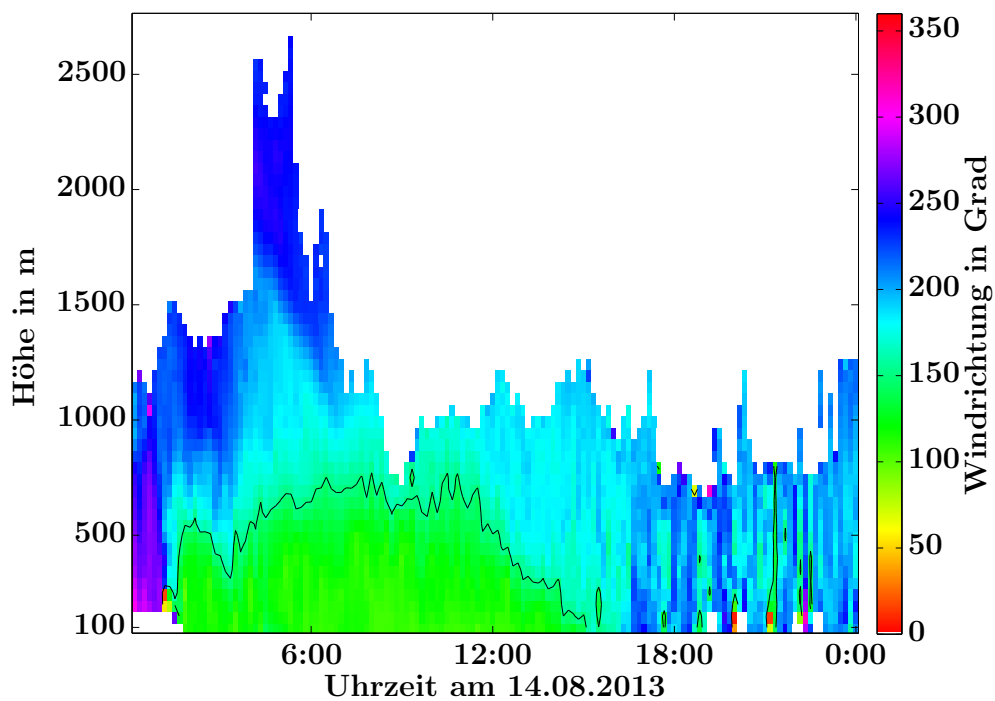


Abbildung 5.29: Durchgang einer Warmfront im WindLiDAR (Windrichtung), Konturlinie bei 150°

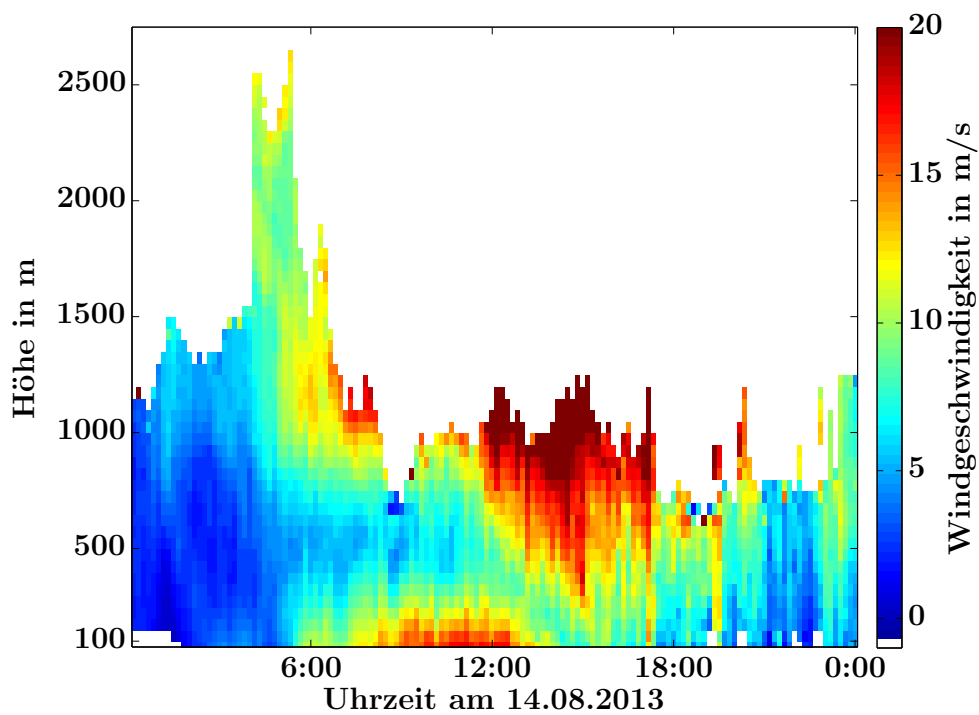


Abbildung 5.30: Durchgang einer Warmfront im WindLiDAR (Windgeschwindigkeit)

5.2.2 Durchgang einer Kaltfront

Der Durchgang einer Kaltfront wird hier anhand des 10.10.2013 exemplarisch untersucht. Gegen 16h zeigen die BSRN-Daten an diesem Tag den Durchgang eines Tiefdruckgebiets, gefolgt von einer rapiden Abnahme der Temperatur ab circa 18h (siehe Abbildung 5.31). Zeitgleich nimmt die Windgeschwindigkeit in 10 m-Höhe sprunghaft zu und die Windrichtung dreht von West auf Nordwest. Im WindLiDAR lässt sich die Winddreherung in diesem

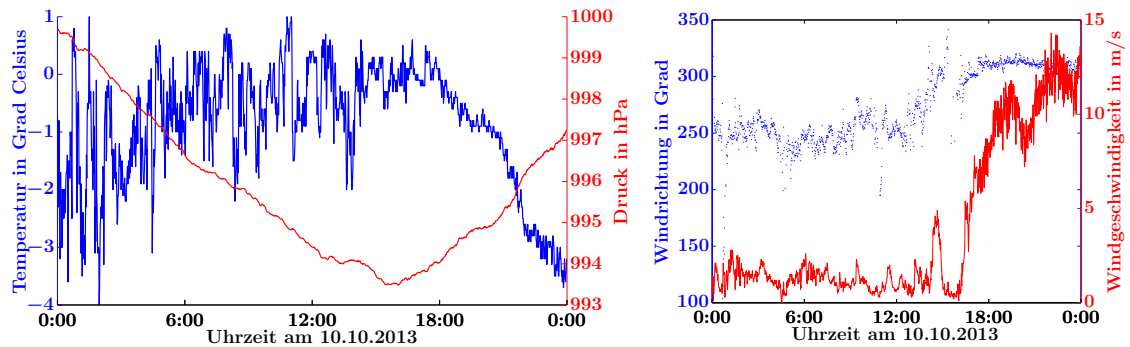


Abbildung 5.31: BSRN-Daten beim Durchgang der Kaltfront

Beispiel leider schlecht erkennen. Man kann nur erahnen, dass sich die nordwestliche Windrichtung erst am Boden und dann in größeren Höhen durchsetzt (siehe Abbildung 5.32).

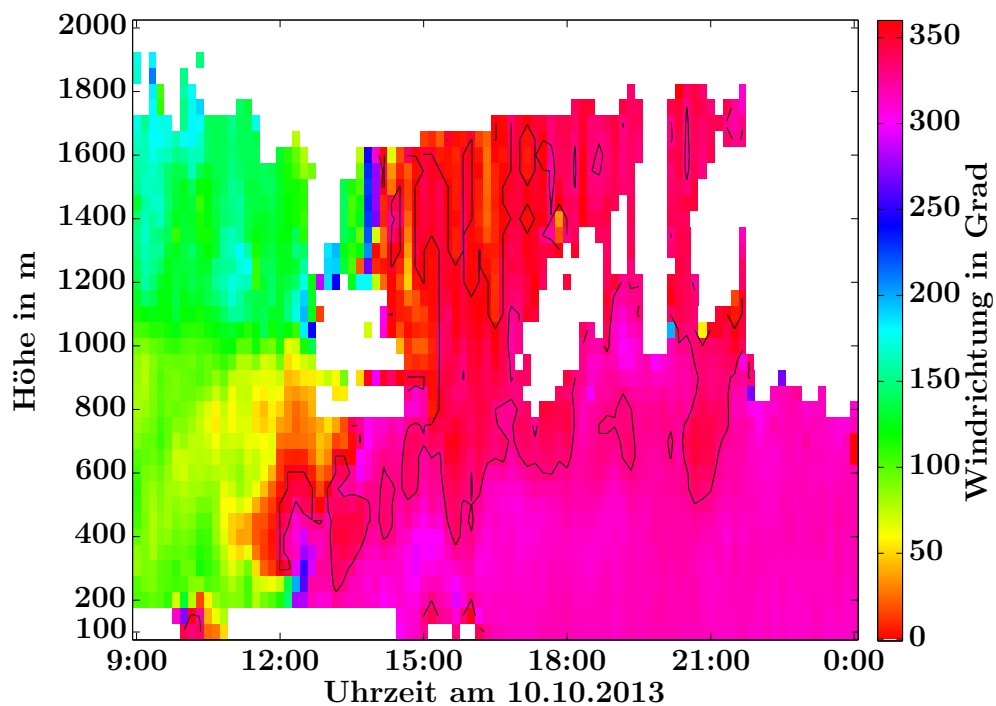


Abbildung 5.32: Durchgang einer Kaltfront im WindLiDAR (Windrichtung), Konturlinie bei 330°

Bei der Windgeschwindigkeit (Abbildung 5.33) hingegen ist sehr gut zu erkennen, wie sich eine Luftschicht mit großen Windgeschwindigkeiten unter eine Schicht mit kleinen Windgeschwindigkeiten schiebt. Bereits ab circa 17h nimmt die Windgeschwindigkeit in den untersten Höhenpunkten sukzessive zu. Diese Zunahme der Windgeschwindigkeit setzt sich anschließend nach oben hin fort.

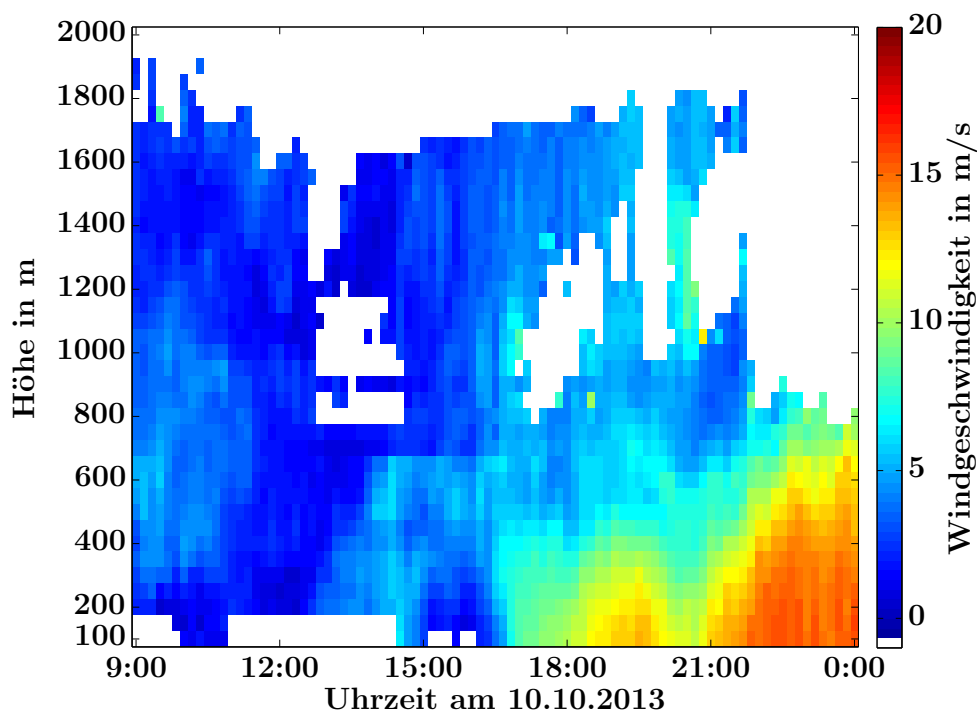


Abbildung 5.33: Durchgang einer Kaltfront im WindLiDAR (Windgeschwindigkeit)

Aufgrund seiner vertikalen und zeitlichen Auflösung ermöglicht das WindLiDAR eine detaillierte Analyse solcher Fronten. Beispielsweise kann ihre Ausbreitungsgeschwindigkeit gemessen werden und Warmfronten können bereits mehrere Stunden vor ihrem Eintreffen am Boden vorhergesagt werden. Diese Möglichkeit könnte auch für lokale, kurzfristige Wettervorhersagen genutzt werden.

5.3 Synchronisationsereignisse

Wie in Kapitel 4 diskutiert, gibt es in Ny-Ålesund häufig eine ausgeprägte Windscherung zwischen der synoptischen Strömung, die oberhalb von etwa 1 km Höhe dominiert, und der kanalisierten Strömung am Boden parallel zur Fjordachse. Manchmal kommt es allerdings auch vor, dass der Wind über den gesamten untersuchbaren Höhenbereich hinweg über mehrere Stunden aus der gleichen Richtung kommt, sich also die synoptische Windrichtung bis zum Boden hin durchsetzt. Man spricht dann von Synchronisation. Die Identifikation und Untersuchung solcher Ereignisse ist für das Verständnis der Kopplung zwischen der synoptischen Anströmung und dem Wind am Boden von Bedeutung. Wie in den vorangegangenen Abschnitten beschrieben, wird der Wind in Ny-Ålesund sehr stark durch orographische Effekte beeinflusst, die die synoptische Anströmung überlagern. Synchronisationsereignisse bieten nun die Möglichkeit zu messen, wie sich der Wind am Boden ohne orographische Einflüsse verhalten würde, wenn also die Synoptik direkt die Grenzschichtei-

genschaften und damit auch den Wind am Boden bestimmt. Daraus können erste Einblicke in die Kopplung zwischen der synoptischen Anströmung und dem Bodenwind abgeleitet werden. In Kombination mit den bodennahen BSRN-Daten sind die WindLiDAR-Daten besonders gut dazu geeignet, solche Ereignisse zu erkennen und zu untersuchen.

Im Rahmen dieser Arbeit sei ein Synchronisationsereignis folgendermaßen definiert: Synchronisation tritt auf, wenn zu einem Zeitpunkt alle vom WindLiDAR und am BSRN-Mast gemessenen Windrichtungen in einem 90° -Sektor liegen. Für einen solchen Zeitpunkt müssen mindestens 21 Messpunkte verfügbar sein. Dadurch wird garantiert, dass eine Messhöhe von mindestens 1 km erreicht wird. Damit es sich um ein Synchronisationsereignis handelt, muss eine solche Konfiguration über eine Stunde lang stabil sein.

Abbildung 5.34 zeigt die Verteilung der Windrichtung bei Synchronisationsereignissen. Man erkennt sofort, dass solche Ereignisse ganz überwiegend bei Wind aus südöstlichen Richtungen auftreten und es einzelne Ereignisse mit nordwestlicher Richtung gibt. Bei nördlichen oder südwestlichen Anströmungen kommen solche Ereignisse hingegen nicht vor. Stattdessen weht der Wind bei Synchronisationsereignissen stets parallel zur Fjordachse und nie senkrecht dazu.

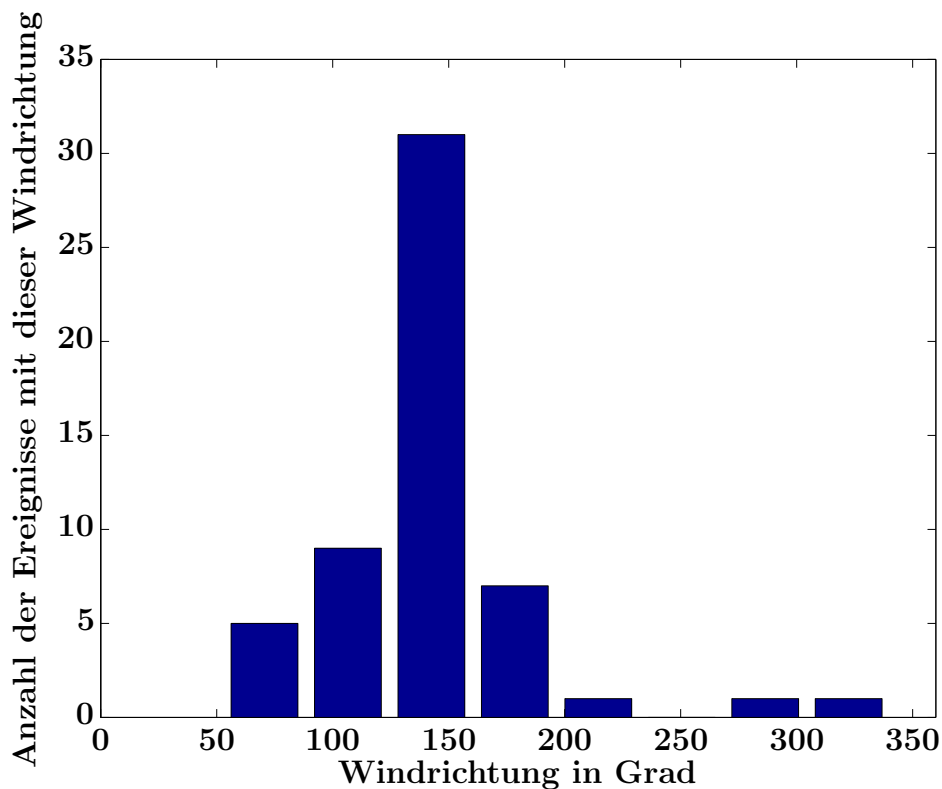


Abbildung 5.34: Windrichtung bei Synchronisationsereignissen

Die beiden auftretenden Fälle von Synchronisationsereignissen sollen im Folgenden jeweils anhand eines Beispiels illustriert werden. Abbildung 5.35 zeigt den Tagesgang der Windrichtung am 01.01.2013. Wie man leicht sieht, kommt der Wind fast den ganzen Tag über in allen gemessenen Höhen aus Südosten. Lediglich in den Abendstunden treten zunehmend andere Windrichtungen auf, erkennbar an der Konturlinie bei 150° . Allerdings überströmt der von Südosten kommende Wind bei einer solchen synoptischen Situation zunächst die Insel Spitzbergen, bevor er Ny-Ålesund erreicht, und wird damit von deren Orographie beeinflusst.

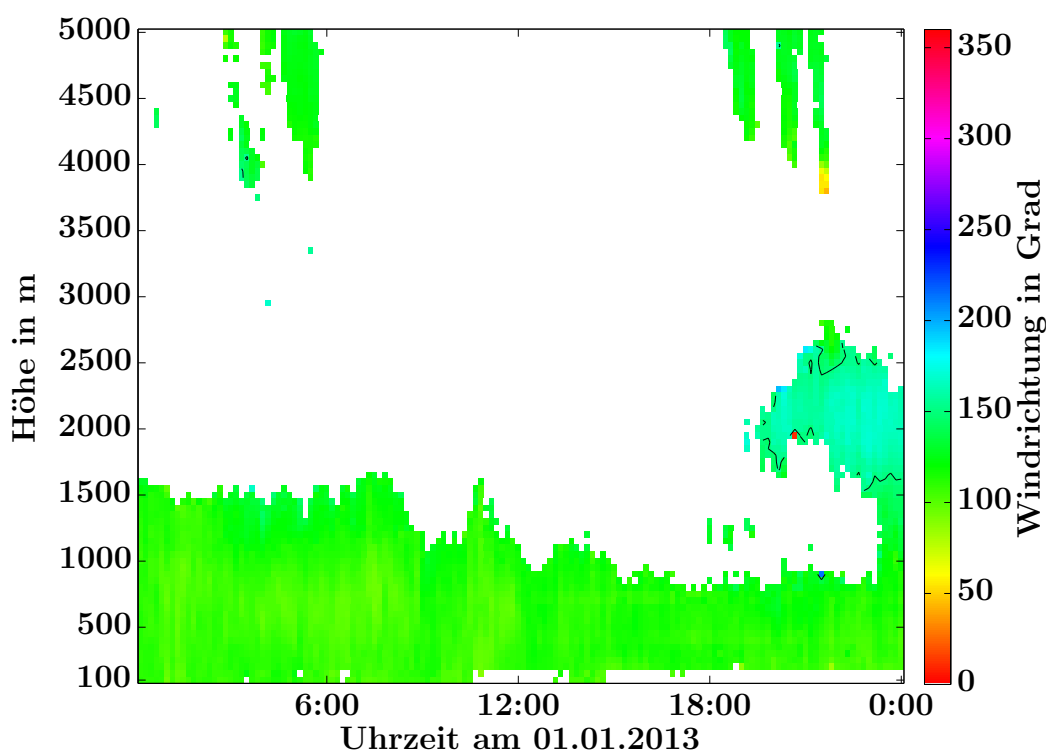


Abbildung 5.35: Synchronisation bei südöstlicher Anströmung, Konturlinie bei 150°

Am 24. Dezember 2012 hingegen kann man ein Synchronisationsereignis bei nordwestlicher Anströmung beobachten (siehe Abbildung 5.36). Nahezu alle verfügbaren Messungen zeigen bis in den späten Nachmittag hinein Wind aus Nordwesten an. Synchronisationsereignisse, die mit Nordwestwind einhergehen, sind zwar selten, andererseits sind gerade diese Ereignisse von besonders großem Interesse. Grund hierfür ist die Orographie in Ny-Ålesund (vergleiche Abbildung 4.9): Bei nordwestlicher Anströmung weht der Wind vom offenen Meer her in den Fjord hinein und trifft nahezu ungehindert auf Ny-Ålesund und damit auch auf die dort platzierten Messinstrumente. Damit bieten solche Ereignisse die Möglichkeit, den Einfluss der Synoptik auf die Grenzschicht nahezu unbeeinflusst von orographischen Effekten zu beobachten. Um gleichzeitig das Verhalten der verschiedenen meteorologischen Größen in der Grenzschicht zu untersuchen, müssten noch weitere Instrumente hinzugezogen werden. Beispielsweise könnten die Messungen des Radiometers Auskunft über die Entwicklung des Temperaturprofils während eines Synchronisationsereignisses geben. Diese Untersuchung ist aber nicht Gegenstand der vorliegenden Arbeit.

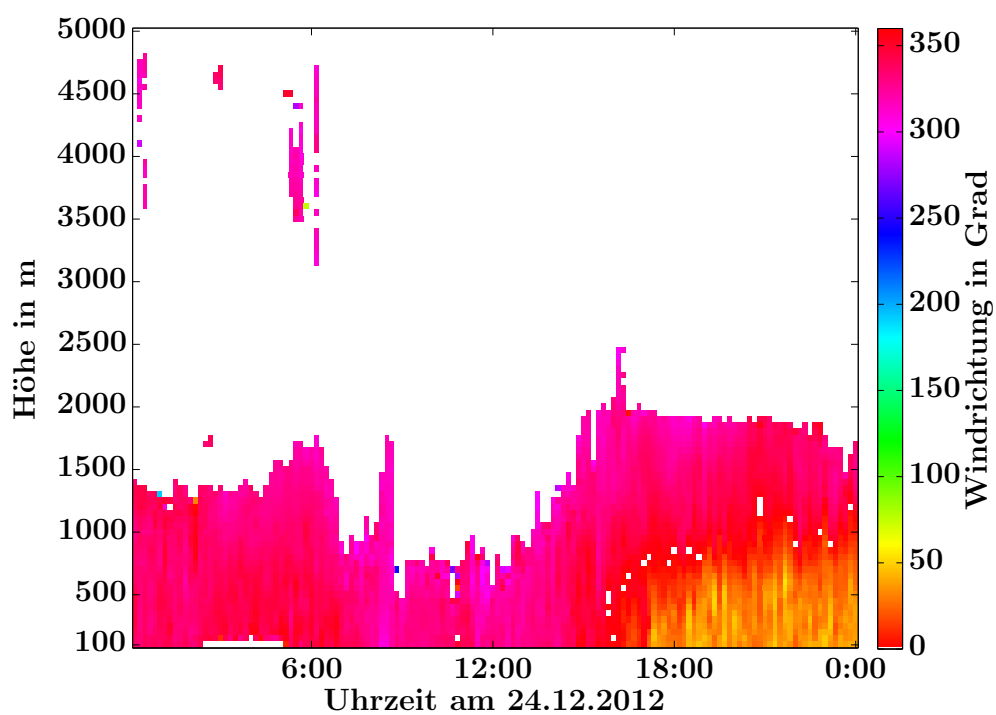


Abbildung 5.36: Synchronisation bei nordwestlicher Anströmung

6 Fazit und Ausblick

In den vorangegangenen Kapiteln wurden verschiedene Aspekte von Windprofilen über Ny-Ålesund diskutiert. Dabei wurde als wichtigstes Instrument zur windbezogenen Datenerfassung das WindLiDAR verwendet, nachdem dieses Instrument anhand von Radiosondierungen und Fesselballonsonden validiert wurde.

Aus den Analysen lassen sich mehrere zentrale Ergebnisse ableiten: Durch die Betrachtung von Einzelfällen lässt sich sofort erkennen, dass der Wind in Ny-Ålesund sehr variabel ist. Windmuster wechseln häufig auf der Skala von Stunden, wobei eine große Vielfalt an möglichen Windprofilen existiert. Daher ist es nicht möglich, eindeutige, typische Windprofile für den Standort unter bestimmten Bedingungen (zum Beispiel der Jahreszeit) anzugeben. Stattdessen muss jeder Messpunkt zunächst als Einzelfall betrachtet werden, wobei je nach Jahreszeit bestimmte Fälle häufiger auftreten als andere, zum Beispiel sind Nordwestwinde im Sommer häufiger als zu anderen Jahreszeiten. Auch gleiche synoptische Anströmungen führen nicht zwangsläufig zu gleichen Windprofilen.

Eine herausragende Rolle für den Wind im untersten Kilometer der Atmosphäre spielt die Orographie. Sie ist der entscheidende Faktor, der das Aussehen des Windprofils bestimmt. So wird insbesondere die Windrichtung im überwiegenden Teil der Messungen von der Kanalisierung des Winds durch den von Bergen umgebenen Fjord geprägt. Oberhalb der Orographie hingegen ist die Windrichtung sehr variabel. Auch die synoptische Anströmung von Spitzbergen variiert nicht nur in den verschiedenen Jahreszeiten, sondern kann sich auf der Zeitskala von Tagen ändern, wobei es im betrachteten Zeitraum keine ausgeprägte Vorzugsrichtung für die Anströmung gibt. Zwischen dem Bereich, in dem die Windrichtung von der Orographie geprägt ist, und dem Bereich, in dem der synoptische Einfluss an Bedeutung gewinnt, wird entsprechend eine starke Windscherung beobachtet.

Betrachtet man Profile der Windgeschwindigkeit, so fällt auf, dass sehr häufig so genannte Low-Level Jets auftreten, es also Windmaxima gibt, oberhalb derer die Windgeschwindigkeit wieder abnimmt. Während in vielen Veröffentlichungen die inertialen Oszillationen unter Bedingungen mit stabiler thermischer Schichtung als wichtigste Quelle für Low-Level Jets genannt werden, scheint diese Art von Jets in Ny-Ålesund keine große Rolle zu spielen. Die Geschwindigkeiten im Jetmaximum erreichen selten supergeostrophische Geschwindigkeiten. Stattdessen treten häufig eher schwach ausgeprägte Windmaxima bei kleinen Windgeschwindigkeiten auf. Auch die zeitliche Dauer dieser Jets ist bei weitem nicht so groß wie bislang angenommen. Tatsächlich sind viele Jets nur in einer einzigen zehnminütigen Messung zu sehen, während andere mehrere Stunden lang stabil bleiben. Jets, die über mehrere Tage stabil waren, konnten im gesamten Messzeitraum in Ny-Ålesund nicht beobachtet werden. Daher sind Rückschlüsse von täglichen Radiosondierungen auf die zeitliche Stabilität von Low-Level Jets äußerst fragwürdig.

Eine weitere interessante Anwendung des WindLiDARs ergibt sich beim Durchgang von Wetterfronten. Da diese mit der Höhe geneigt sind, lässt sich durch die Kombination aus hoher zeitlicher und vertikaler Auflösung des WindLiDARs das Voranschreiten solcher Fronten direkt beobachten. Damit könnte eine Warmfront mehrere Stunden, bevor sie am Boden eintrifft, mit Hilfe des WindLiDARs bereits vorausgesagt werden und eine Prognose für den lokalen Bodenwind in den nächsten Stunden erstellt werden.

Auch Synchronisationsereignisse, bei denen sich die synoptische Anströmung bis zum Bo-

den durchsetzt, können im WindLiDAR gut erkannt werden.

Trotz aller gewonnenen Erkenntnisse bleiben viele offene Fragen bestehen. Betrachtet man die große zeitliche Variabilität des Winds in Ny-Ålesund stellt sich die Frage, auf welchen Zeitskalen Korrelationen zwischen den Windprofilen in verschiedenen Zeitschritten existieren und ab welchem zeitlichen Abstand in einem Windprofil keinerlei Information mehr über ein früheres Windprofil enthalten ist. Aus dieser Größe könnte man ableiten, welche zeitliche Auflösung bei Windmessungen mindestens erforderlich ist, um alle wichtigen Veränderungen zu erfassen.

An dieser Stelle wäre es interessant, WindLiDAR-Messungen aus Ny-Ålesund mit Messungen aus arktischen Regionen zu vergleichen, die weniger stark von orographischen Einflüssen geprägt sind. Hier käme beispielsweise die zentrale Arktis als Vergleichsregion in Frage. Dort würde man Windmuster erwarten, die stärker von der synoptischen Situation geprägt sind als von der Orographie.

Ebenso bedürfen die bisher gefundenen Low-Level Jets einer tiefergehenden Analyse bezüglich der Umstände ihres Auftretens und dem Zusammenhang mit anderen Parametern der Atmosphäre. Hier könnte es sinnvoll sein, weitere Klassifizierungen der Jets vorzunehmen und die Eigenschaften verschiedener Jettypen zu untersuchen. Dabei könnte die Anwendung verschiedener Jetdefinitionen, die zusätzliche Eigenschaften wie Minimalgeschwindigkeit oder Mindestdauer fordern, weitere Erkenntnisse liefern. Zur Unterscheidung zwischen Windmaxima und zeitlich stabilen, „klassischen“ Low-Level Jets wäre eine Definition hilfreich, die zusätzlich zum Höhenverlauf der Windgeschwindigkeit die zeitliche Stabilität dieses Profils berücksichtigt. Sinnvoller wäre es allerdings, zunächst mögliche Mechanismen für die Entstehung kurzzeitiger Jets zu untersuchen und eine Kategorisierung der Jets anhand ihres Entstehungsmechanismus' vorzunehmen. Dabei sollten die Zusammenhänge zwischen Low-Level Jets, Windböen und Turbulenzen tiefergehend analysiert werden.

Auch die Beobachtung von Wetterfronten im WindLiDAR ließe sich noch weiter vertiefen. In diesem Kontext sollte insbesondere die Möglichkeit geprüft werden, aus den WindLiDAR-Daten die Ausbreitungsgeschwindigkeit einer Wetterfront zu berechnen. Darauf aufbauend ließen sich die Einsatzmöglichkeiten des WindLiDARs zur kurzfristigen Wettervorhersage untersuchen.

Zum Themenfeld der Synchronisationsereignisse bleibt die Untersuchung der thermischen Stabilität und der Grenzschichthöhe während einer Synchronisation offen.

Weiterhin wurden im Rahmen dieser Arbeit lediglich die vom WindLiDAR zur Verfügung gestellten 10-Minuten gemittelten Daten verwendet. Da aber auch kürzer aufgelöste Rohdaten zur Verfügung stehen, könnten diese Daten zusätzlich zur Analyse herangezogen werden. Dabei wäre abzuwägen, inwieweit die höhere zeitliche Auflösung einen Mehrwert bei der Untersuchung kurzlebiger Effekte darstellt, oder ob lediglich das Rauschen in den Daten größer wird. Ebenfalls nicht in die bisherige Auswertung eingegangen sind die Messungen der Vertikalkomponente der Windgeschwindigkeit.

Zur Erstellung einer windbezogenen Klimatologie für Ny-Ålesund ist es außerdem erforderlich, das WindLiDAR über viele Jahre hinweg Daten sammeln zu lassen und diese dann statistisch auszuwerten. Anhand eines solchen Datensatzes wäre es eventuell möglich, stärkere Aussagen über die Jahreszeitenabhängigkeit des Windes zu treffen.

Abschließend lässt sich festhalten, dass das WindLiDAR ein sehr wertvolles Instrument zur Untersuchung der Windverhältnisse in Ny-Ålesund ist. Die mit seiner Hilfe gewonnenen Daten haben schon einige neue Erkenntnisse gebracht, können aber sowohl für sich genommen als auch im Zusammenhang mit Daten anderer Messinstrumente noch viele weitere Informationen liefern.

Literaturverzeichnis

Allen 1981

ALLEN, S.C.: Australian Low-Level Jet Climatology. In: *Meteorological Note 119, Bureau of Meteorology, Melbourne* (1981)

Ångstrom 1961

ÅNGSTROM, A.: Techniques of determining the turbidity of the atmosphere. In: *Tellus* (1961)

Beine et al. 2001

BEINE, H.J. ; ARGENTINI, S. ; MAURIZI, A. ; MASTRANTONIO, G. ; VIOLA, A.: The local wind field at Ny-Ålesund and the Zeppelin mountain at Svalbard. In: *Meteorology and Atmospheric Physics* (2001)

Blackadar 1957

BLACKADAR, A.K.: Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. In: *Bull. Amer. Meteor. Soc.* (1957)

Bonner 1968

BONNER, W.D.: Climatology of the low-level jet. In: *Month. Wea. Rev.* (1968)

ECMWF 2013a

ECMWF: *EraInterim Synoptic monthly means*. <http://www.ecmwf.int/research/era/do/get/era-interim>. Version: Oktober 2013

ECMWF 2013b

ECMWF: *Operational Pressure Level Analysis Data Set*. <http://www.ecmwf.int/products/data/archive/descriptions/od/oper/an/pl/index.html>. Version: Oktober 2013

Esau & Repina 2012

ESAU, I. ; REPINA, I.: Wind Climate in Kongsfjorden, Svalbard, and Attribution of Leading Wind Driving Mechanism through Turbulence-Resolving Simulations. In: *Hindawi Publishing Corporation, Advances in Meteorology* 12 (2012)

GRUAN 2013

GRUAN: *GRUAN: GCOS Reference Upper-Air Network*. http://www.dwd.de/sid_y2f1Sc4JZZFBG71zVyfjCnQhkn2TqZM5LHvQvw0PcjFbHcv5s5jM!2007628440!-1989416345!1385986217731/bvbw/appmanager/bvbw/dwdwwwDesktop?_nfpb=true&_pageLabel=_dwdwww_spezielle_nutzer_internationaleprojekte_gruan&T166401147011228224855496gsbDocumentPath=Navigation%2FProjekte%2FGruan%2FConception%2Fstart__node.html%3F__nnn%3Dtrue. Version: November 2013

Hebestadt 2013

HEBESTADT, I.: *private Kommunikation*. 2013

Hoecker 1963

HOECKER, W.H.: Three southerly low-level jet streams delineated by the Weather Bureau special pibal network of 1961. In: *Month. Wea. Rev.* (1963)

Jaiser et al. 2012

JAISER, R. ; DETHLOFF, K. ; HANDORF, D. ; RINKE, A. ; COHEN, J.: Impact of sea ice cover changes on the Northern Hemisphere atmospheric winter circulation. In: *Tellus A* (2012)

Jocher et al. 2012

JOCHER, G. ; KARNER, F. ; RITTER, C. ; NEUBER, R. ; DETHLOFF, K. ; OBLEITNER, F. ; REUDER, J. ; FOKEN, T.: The Near-Surface Small-Scale Spatial and Temporal Variability of Sensible and Latent Heat Exchange in the Svalbard Region: A Case Study. In: *ISRN Meteorology* (2012)

Kayser 2012

KAYSER, M.: *Temperatur- und Feuchteprofile über Ny-Ålesund, Spitzbergen; Charakterisierung des HATPRO-Radiometers*. Bachelorarbeit, Universität Potsdam, 2012

Kilpeläinen et al. 2012

KILPELÄINEN, T. ; VIHMA, T. ; MANNINEN, M. ; SJÖBLOM, A. ; JAKOBSON, E. ; PALO, T. ; MATURILLI, M.: Modelling the vertical structure of the atmospheric boundary layer over Arctic fjords in Svalbard. In: *Quarterly journal of the royal meteorological society* 138 (2012), S. 1867–1883. <http://dx.doi.org/10.1002/qj.1914>. – DOI 10.1002/qj.1914

Klett 1981

KLETT, J.D.: Stable analytical inversion solution for processing lidar returns. In: *Appl. Opt.* 20 (1981), Januar, S. 211–220

Kube 2013

KUBE, J.: *Wetterfronten*. http://www.weltderphysik.de/uploads/tx_wdpmedia/Tiefdrucksystem_Schatten.pdf. Version: Oktober 2013

Benutzerhandbuch zum Windcube 200

LEOSPHERE (Hrsg.): *Windcube 200 - User's manual*. – Juli 2011

Lindsay & Zhang 2005

LINDSAY, R. ; ZHANG, J.: The thinning of the Arctic sea ice, 1988-2003: Have we passed a tipping point? In: *J. Climate* (2005)

Malcher & Kraus 1983

MALCHER, J. ; KRAUS, H.: Low-Level Jet phenoma described by an integrated dynamical PBL model. In: *Boundary-Layer Meteorology* (1983)

Maturilli 2013

MATURILLI, M.: *private Kommunikation*. 2013

Maturilli et al. 2012

MATURILLI, M. ; HERBER, A. ; KÖNIG-LANGLO, G.: Climatology and time series of surface meteorology in Ny-Ålesund, Svalbard. In: *Earth Sys. Sci. Data Discuss.* (2012)

Mielke 2011

MIELKE, M.: *Atmosphärische Prozessstudien auf der Basis von Beobachtungen und*

regionalen Klimamodellsimulationen in der Arktis. Dissertation, Universität Potsdam, 2011

Norwegian Polar Institute 2013

NORWEGIAN POLAR INSTITUTE: *TopoSvalbard*. <http://toposvalbard.npolar.no/index.html>. Version: Oktober 2013

Ohmura et al. 1998

OHMURA, A. ; GILGEN, H. ; HEGNER, H. ; MÜLLER, G. ; WILD, M.: Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WCRP): New Precision Radiometry for Climate Research. In: *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 79 (1998), S. 2115–2136

Schulz 2012

SCHULZ, A.: *Die arktische Grenzschichthöhe auf der Basis von Sondierungen am Atmosphärenobservatorium in Ny-Ålesund und im ECMWF-Modell*. Diplomarbeit, Universität Potsdam, 2012

Schulz 2013

SCHULZ, A.: *private Kommunikation*. 2013

Screen & Simmonds 2010

SCREEN, J.A. ; SIMMONDS, I.: The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. In: *Nature* (2010)

IPCC 2007

SOLOMON, S., QIN, D., MANNING, M., CHEN, Z., MARQUIS, M., AVERYT, K.B., TIGNOR, M., AND MILLER, H. L. (Hrsg.): *Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC): Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. – Cambridge Univ. Press, New York, 2007

Stensrud 1996

STENSRUD, D.J.: Importance of low-level jets to climate: A review. In: *Journal of Climate* (1996)

IPCC 2013

STOCKER, T.F., QIN, D., PLATTNER, G.-K., TIGNOR, M., ALLEN, S. K., BOSCHUNG, J., NAUELS, A., XIA, Y., BEX, V., AND MIDGLEY, P.M. (Hrsg.): *IPCC, 2013: Summary for Policymakers*. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. – Cambridge Univ. Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013

Stull 1988

STULL, B. R. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, 1988

Datenblatt zur Radiosonde

VAISALA (Hrsg.): *Vaisala Radiosonde RS92-SGP*. <http://www.vaisala.de/Vaisala%20Documents/Brochures%20and%20Datasheets/RS92SGP-Datasheet-B210358EN-F-LOW.pdf>, Abruf: 28.Mai2013. – Vaisala Radiosonde, Ref. B210358EN-F

Datenblatt zur Fesselsonde

VAISALA (Hrsg.): *Vaisala Tethersonde TTS111*. <http://www.hobeco.net/pdf/>

Vaisala%20Tethersonde%20TTS111.pdf, Abruf: 28. Mai 2013. – Vaisala Fesselsonde, Ref. B210350EN-A

Vihma et al. 2011

VIHMA, T. ; KILPELÄINEN, T. ; MANNINEN, M. ; SJÖBLOM, A. ; JAKOBSON, E. ; PALO, T. ; JAAGUS, J. ; MATURILLI, M.: Characteristics of Temperature and Humidity Inversions and Low-Level Jets over Svalbard Fjords in Spring. In: *Advances in Meteorology* (2011)

Whiteman et al. 1997

WHITEMAN, C.D. ; BIAN, X. ; ZHONG, S.: Low-Level Jet Climatology from Enhanced Rawinsonde Observations at a Site in the Southern Great Plains. In: *American Meteorological Society* (1997)

Abbildungsverzeichnis

2.1	Verwendete Instrumente	7
2.2	„Windcube 200“ auf dem Dach des Observatoriums in Ny-Ålesund	8
2.3	Funktionsprinzip des WindLiDARs	12
2.4	WindLiDAR-Messung am 25.02.2013 um 10.30h	14
2.5	Beispiel für WindLiDAR-Daten eines Tages: Windgeschwindigkeit	14
2.6	Beispiel für WindLiDAR-Daten eines Tages: Windrichtung	15
2.7	Beispiel für WindLiDAR-Daten eines Tages: Vertikalgeschwindigkeit	16
2.8	Datenverfügbarkeit während des Messzeitraums	17
2.9	Verfügbarkeit der WindLiDAR-Daten in Abhängigkeit von der Messhöhe	17
2.10	CNR-Verlauf nach Leosphere	18
2.11	Radiosonde „RS92-SGP“	19
2.12	Radiosondenstart	19
2.13	BSRN-Mast	20
2.14	Fesselballon mit sechs Sonden	21
2.15	Elektrische Winde	21
2.16	Vaisala Sonde am Seil	22
2.17	Empfangssystem	23
2.18	Aufbau zum Vergleich der Fesselsondendaten mit BSRN-Daten	24
2.19	Von der Fesselsonde und vom BSRN-Sensor gemessene Windgeschwindigkeit	24
2.20	Differenz zwischen den Messwerten von Fesselsonde und BSRN-Sensor in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit	25
2.21	Von der Fesselsonde und dem BSRN-Sensor gemessene Windrichtung	26
2.22	Von der Fesselsonde und dem BSRN-Sensor gemessene Windrichtung in Abhängigkeit von der jeweils gemessenen Windgeschwindigkeit	27
2.23	Zeitlicher Verlauf der von der Fesselsonde und dem BSRN-Sensor gemessenen Windrichtung und Windgeschwindigkeit	27
2.24	Radiometer auf dem Dach der AWIPEV-Station	28
2.25	Vergleich zwischen WindLiDAR-Daten und ECMWF-Reanalysen	30
3.1	Höhenverlauf der Sonden während einer Fesselsondierung	33
3.2	Höhenverlauf der Sonden während einer Fesselsondierung (Ausschnitt)	34
3.3	Höhenverlauf der Sonden nach der zeitlichen Mittelung	34
3.4	Höhenprofil der Windgeschwindigkeit zu einem festen Zeitpunkt	35
3.5	Vom WindLiDAR und von Fesselsonden gemessene Windgeschwindigkeiten	36
3.6	Differenz zwischen den von WindLiDAR und Fesselsonden gemessenen Windgeschwindigkeiten in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit	37
3.7	Differenz zwischen den von WindLiDAR und Fesselsonden gemessenen Windgeschwindigkeiten in Abhängigkeit von der Windrichtung	37
3.8	Differenz zwischen den von WindLiDAR und Fesselsonden gemessenen Windgeschwindigkeiten in Abhängigkeit von der Höhe	38
3.9	Differenz zwischen den von WindLiDAR und Fesselsonden gemessenen Windgeschwindigkeiten in Abhängigkeit vom CNR	38

3.10	Verteilung der Differenz zwischen den WindLiDAR und Fesselsonden gemessenen Windgeschwindigkeiten	39
3.11	Vom WindLiDAR gemessener Tagesgang der Windgeschwindigkeit am 16. und 17.04.2013	40
3.12	Vom WindLiDAR gemessener Tagesgang der Windrichtung am 16. und 17.04.2013	41
3.13	Vom WindLiDAR gemessener Tagesgang des Carrier-to-noise-ratio am 16. und 17.04.2013	41
3.14	Vom WindLiDAR und von Fesselsonden gemessene Windrichtung	42
3.15	Verteilung der Abweichung zwischen den vom WindLiDAR und von Fesselsonden gemessenen Windrichtungen	43
3.16	Vom WindLiDAR und von Radiosonden gemessene Windgeschwindigkeiten	44
3.17	Verteilung der Differenz zwischen den von WindLiDAR und Radiosonden gemessenen Windgeschwindigkeiten	45
3.18	Differenz zwischen den von WindLiDAR und Radiosonden gemessenen Windgeschwindigkeiten in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit	46
3.19	Differenz zwischen den von WindLiDAR und Radiosonden gemessenen Windgeschwindigkeiten in Abhängigkeit von der Windrichtung	47
3.20	Differenz zwischen den von WindLiDAR und Radiosonden gemessenen Windgeschwindigkeiten in Abhängigkeit von der Höhe	47
3.21	Differenz zwischen den von WindLiDAR und Radiosonden gemessenen Windgeschwindigkeiten in Abhängigkeit vom CNR	48
3.22	Vom WindLiDAR und von Radiosonden gemessene Windrichtungen	49
3.23	Verteilung der Differenz zwischen den von WindLiDAR und Radiosonden gemessenen Windrichtungen	51
3.24	Differenz zwischen den von WindLiDAR und Radiosonden gemessenen Windrichtungen in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit	52
3.25	Differenz zwischen den von WindLiDAR und Radiosonden gemessenen Windrichtungen in Abhängigkeit von der Windrichtung	52
3.26	Differenz zwischen den von WindLiDAR und Radiosonden gemessenen Windrichtungen in Abhängigkeit von der Höhe	53
3.27	Differenz zwischen den von WindLiDAR und Radiosonden gemessenen Windrichtungen in Abhängigkeit vom CNR	53
4.1	Jahreszeitengemittelte synoptische Situation	57
4.2	Monatsmittel der 2 m-Temperatur von 1993 bis 2013	58
4.3	Monatsmittel des Bodenluftdrucks von 1993 bis 2013	59
4.4	Monatsmittel der relativen Feuchte von 1993 bis 2013	59
4.5	Anteil von Messzeitpunkten mit stabil, neutral und instabil geschichteter Grenzschicht in den verschiedenen Jahreszeiten 2013	60
4.6	Anteil von Messzeitpunkten mit stabil, neutral und instabil geschichteter Grenzschicht in den verschiedenen Jahreszeiten im Mittel 2004 bis 2012	60
4.7	Profile der Windgeschwindigkeit an vier aufeinanderfolgenden Tagen und Mittelung	61
4.8	Profile der Windrichtung an vier aufeinanderfolgenden Tagen und Mittelung	61
4.9	Karte des Gebiets um Ny-Ålesund	62
4.10	Frequenzverteilungen in verschiedenen Höhen	67
4.11	Beispiel für den Verlauf der Windgeschwindigkeit an einem Tag im Frühling	68
4.12	Beispiel für den Verlauf der Windrichtung an einem Tag im Frühling	68
4.13	Beispiel für den Verlauf der Windgeschwindigkeit an einem Tag im Sommer	69

4.14	Beispiel für den Verlauf der Windrichtung an einem Tag im Sommer	69
4.15	Beispiel für den Verlauf der Windgeschwindigkeit an einem Tag im Herbst	70
4.16	Beispiel für den Verlauf der Windrichtung an einem Tag im Herbst	70
4.17	Beispiel für den Verlauf der Windgeschwindigkeit an einem Tag im Winter	71
4.18	Beispiel für den Verlauf der Windrichtung an einem Tag im Winter	71
4.19	Vom WindLiDAR gemessene Windrichtung und ECMWF-Windrichtung in 700 hPa	72
4.20	Winddrehung zwischen den WindLiDAR-Messungen und der synoptischen Anströmung	73
4.21	Winddrehung innerhalb der WindLiDAR-Messungen	74
4.22	Einfluss der synoptischen Windrichtung auf den Wind in verschiedenen Höhen	76
5.1	Begriffe zur Beschreibung eines Low-Level Jets	78
5.2	Tagesgang der Windgeschwindigkeit am 20.09.2013 mit Zeitpunkt des Ra- diosondenstarts	80
5.3	Ausschnitt aus dem Windgeschwindigkeitsprofil der Radiosonde vom 20.09.2013	81
5.4	Vergleich der Jet-Erkennung von WindLiDAR und Radiosonde	82
5.5	Häufigkeit von Low-Level Jets in verschiedenen Jahreszeiten	83
5.6	Verteilung der Dauer von Low-Level Jets	84
5.7	Verteilung der Dauer von Low-Level Jets, wenn die Anzahl der Jets mit ihrer Dauer gewichtet werden	85
5.8	Beispiel für einen zeitlich stabilen Low-Level Jet	86
5.9	Beispiel für kurzlebige Low-Level Jets	86
5.10	Entwicklung zweier kurzlebiger Jets	87
5.11	Beispiel für kurzzeitige Low-Level Jets	88
5.12	Horizontal- und Vertikalwind am Morgen des 09.02.2013	89
5.13	Horizontal- und Vertikalwind am Nachmittag des 19.09.2013	89
5.14	Verteilung der Maximalgeschwindigkeiten in Low-Level Jets	90
5.15	Verteilung der Höhen der Maximalgeschwindigkeit in Low-Level Jets	91
5.16	Verteilung der Höhen der Jetoberkanten	92
5.17	Verteilung der Jetstärken	92
5.18	Verteilung der Jettiefen	93
5.19	Verteilung der Windrichtungen in Low-Level Jets	93
5.20	Verteilung von Low-Level Jets in Abhängigkeit von der synoptischen An- strömung	94
5.21	Höhe des Jetmaximums in Abhängigkeit von der Inversionshöhe	96
5.22	Verteilung der Maximalgeschwindigkeiten in Low-Level Jets zu Zeitpunkten mit stabiler vs. instabiler Schichtung	97
5.23	Verteilung der Jethöhen zu Zeitpunkten mit stabiler vs. instabiler Schichtung	98
5.24	Verteilung der Jettiefen zu Zeitpunkten mit stabiler vs. instabiler Schichtung	98
5.25	Verteilung der Jetstärken zu Zeitpunkten mit stabiler vs. instabiler Schichtung	99
5.26	Verteilung der Windrichtung im Jetmaximum zu Zeitpunkten mit stabiler vs. instabiler Schichtung	99
5.27	Tiefdrucksystem (schematisch)	100
5.28	BSRN-Daten beim Durchgang einer Warmfront	101
5.29	Durchgang einer Warmfront im WindLiDAR (Windrichtung)	102
5.30	Durchgang einer Warmfront im WindLiDAR (Windgeschwindigkeit)	102
5.31	BSRN-Daten beim Durchgang einer Kaltfront	103
5.32	Durchgang einer Kaltfront im WindLiDAR (Windrichtung)	103
5.33	Durchgang einer Kaltfront im WindLiDAR (Windgeschwindigkeit)	104

Abbildungsverzeichnis

5.34	Windrichtung bei Synchronisationsereignissen	105
5.35	Synchronisation bei südöstlicher Anströmung	106
5.36	Synchronisation bei nordwestlicher Anströmung	107

Danksagung

Zum Abschluss dieser Arbeit möchte ich den Menschen danken, die zu ihrem Gelingen beigetragen haben.

Zunächst einmal denen, die direkt an ihrer Entstehung beteiligt waren:

...meinen Gutachtern Klaus Dethloff und Norbert Seehafer für die Möglichkeit, diese Arbeit anzufertigen.

...Roland Neuber für die Unterstützung bei allen fachlichen und organisatorischen Fragen und für die einzigartige Möglichkeit, eine Reise in die Arktis zu unternehmen.

...Marion Maturilli für ihre immerwährende Bereitschaft, Fragen zu beantworten, Probleme zu diskutieren und Texte Korrekturzulesen und natürlich für die Bereitstellung der Abbildungen 4.2, 4.3 und 4.4.

...Christoph Ritter für die vielen fachlichen Anregungen, Ideen, kritischen Fragen, Hilfestellungen zum Thema MATLAB und das Korrekturlesen.

...Holger Deckelmann für die Bereitstellung der ECMWF-Daten und die Diskussion komplexer geometrischer Probleme.

...Ines Hebestadt für die Bereitstellung und graphische Aufbereitung der ERA-Interim Reanalysedaten.

...Alexander Schulz für die Analysen zur thermischen Stabilität und die Bereitstellung der Abbildungen 4.5 und 4.6.

...Lukas Schmidt für die Meteorologienachhilfe, die Beantwortung endloser Fragen zu MATLAB und die gute Stimmung im Büro.

...Jürgen EGON Graeser und dem AWIPEV-Team für die tolle Zeit in Ny-Ålesund.

...Siegrid Siggie Debatin für die übersichtliche Bereitstellung der BSRN-Daten und die vielen Nettigkeiten im Hintergrund.

...allen am AWI für die schöne Zeit und die Seminare mit leckerem Kuchen.

...und natürlich allen fleißigen Korrekturlesern, die mich vor dem Fehlerteufel gerettet haben.

Außerdem den Menschen und Organisationen, die mich so weit gebracht haben:

...dem Physikinstitut der Uni Potsdam für die solide Ausbildung, die hervorragende Betreuung und die schöne Studienzeit.

...den Professoren, die mir viel Nützliches und auch einiges weniger Wichtige beigebracht haben.

...meinen Kommilitonen für die schönen gemeinsamen Studienjahre.

...und der Studienstiftung des deutschen Volkes für die ideelle und finanzielle Förderung.

Vor allem aber, und ganz besonders von Herzen, möchte ich den Menschen danken, ohne die so eine Arbeit gar nicht möglich wäre:

...meiner Mutter, von der ich immer Unterstützung erfahren habe und die mir stets den nötigen Rückhalt gegeben hat. Du bist und bleibst die Beste!

...und meinem Freund, der mich nicht nur bei der Erstellung von Grafiken unterstützt hat, sondern vor allem regelmäßig meine Nerven gerettet hat und bei Sorgen und Problemen jeglicher Art immer für mich da ist.

Selbstständigkeitserklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit mit dem Titel „Windstruktur einer arktischen Grenzschicht am Beispiel Ny-Ålesund“ im Rahmen der Betreuung ohne unzulässige Hilfe Dritter selbstständig verfasst und alle Quellen als solche gekennzeichnet habe.

Sonja Burgemeister, Potsdam den 11. Dezember 2013