

# Vergleich von MSE- und NLC-Daten beim Übergang von Tag und Nacht über Kühlungsborn (54°07'N, 11°46'O)

## Masterarbeit

am Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik Kühlungsborn e. V. an der Universität  
Rostock



von: Jochen Zöllner

**Erstprüfer:** Prof. Franz-Josef Lübken

Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik Kühlungsborn an der Universität Rostock

**Zweitprüfer:** Dr. Michael Gerding

Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik Kühlungsborn an der Universität Rostock

Rostock, den 14. Oktober 2015



## Abstract

Ice particles in the extreme cold summer mesopause region can be observed by the bare eye or by lidars as noctilucent clouds (NLC). Under certain conditions radars detect them as mesospheric summer echoes (MSE). Since there are no MSE at night times due to a lack of ionization, the daylight-capable Rayleigh-Mie-Raman (RMR) lidar in Kühlungsborn makes a direct comparison of lidar and radar measurements at mid-latitudes possible for the first time. This master thesis deals with coincident RMR lidar measurements in Kühlungsborn during NLC seasons (1 Jun - 4 Aug) from 2010 to 2013 and the Ostsee wind radar (OSWIN) measurements in the same volume. There are several examples of coincident NLC and MSE measurements shown to discuss differences and similarities in time and height. In 18 coincident measurements are seven during the morning. In each case the photoionization by the sun is sufficient to produce a MSE at a solar zenith angle of  $\sim 86$  degree and less. For the first MSE in the morning the IRI model gives a mean electron density of  $\sim 160 \text{ cm}^{-3}$ . Especially lower MSE are more common with NLC than higher ones. The bottom edge of NLC and MSE is similar ( $\Delta \bar{z} \sim 0.1 \text{ km}$ ) in height while the top edge of MSE is  $\sim 0.55 \text{ km}$  higher than the one of NLC. This is clearly smaller than the difference of more than 3 km observed above high latitudes ( $69^\circ\text{N}$ ).



## Zusammenfassung

In der kalten Sommermesopausenregion existieren Eisteilchen, die als leuchtende Nachtwolken (engl. noctilucent clouds, NLC) mit bloßem Auge oder mit einem Lidar beobachtet werden. Sie können unter bestimmten Bedingungen auch mit einem Radar in Form von mesosphärischen Sommerechos (MSE) nachgewiesen werden. Da diese aufgrund der fehlenden Ionisierung nicht nachts vorkommen, wird erstmals mit dem seit 2009 tageslichtfähigen Rayleigh-Mie-Raman (RMR)-Lidar in Kühlungsborn ein direkter Vergleich von Lidar- und VHF-Radarmessungen (50 MHz) in mittleren Breiten möglich. In dieser Arbeit werden gleichzeitige Messungen vom RMR-Lidar Kühlungsborn während der NLC-Zeiten (1. Juni - 4. Aug.) in den Jahren 2010 bis 2013 und vom im selben Volumen messenden OSWIN-Radar ausgewertet. Es werden mehrere Beispiele gemeinsamer Messungen gezeigt, um daran Gemeinsamkeiten und Unterschiede in zeitlicher und vertikaler Ausdehnung von NLC und MSE zu erläutern. Von den 18 Messungen mit 42 Stunden gleichzeitigen NLC und MSE wurden sieben am Morgen durchgeführt. Die Photoionisation der Sonne ist jeweils, ab einem Sonnenzenitwinkel von höchstens  $86^\circ$  ausreichend um ein MSE hervorzurufen. Damit liegt die Elektronendichte beim morgendlichen Erscheinen von MSE laut IRI-Modelldaten bei  $\sim 160 \text{ cm}^{-3}$ . Dabei werden vor allem niedrige MSE häufiger als hohe MSE zusammen mit NLC beobachtet. Der untere Rand der beiden Phänomene liegt meist auf gleicher Höhe ( $\Delta z \sim 0.1 \text{ km}$ ), während der obere Rand der MSE im Mittel  $\sim 0.55 \text{ km}$  höher liegt als der obere Rand der NLC. Der Unterschied des oberen Randes von NLC und MSE ist in Kühlungsborn damit deutlich geringer als die in hohen Breiten ( $69^\circ\text{N}$ ) beobachtete Differenz von über 3 km.



# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Physikalische Grundlagen</b>	<b>4</b>
2.1	Relevante Messmethoden für die Mesopausenregion . . . . .	4
2.1.1	Radar . . . . .	4
2.1.2	Lidar . . . . .	5
2.2	Mesosphärische Eisteilchen . . . . .	7
2.2.1	Allgemein . . . . .	7
2.2.2	Mesosphärische Sommerechos . . . . .	8
2.2.3	Leuchtende Nachtwolken . . . . .	9
<b>3</b>	<b>Experimenteller Aufbau und Datenanalyse</b>	<b>11</b>
3.1	RMR-Lidar-Setup in Kühlungsborn . . . . .	11
3.2	OSWIN-Radar in Kühlungsborn . . . . .	13
3.3	Datenanalyse . . . . .	14
3.3.1	Verfügbarer Datensatz . . . . .	14
3.3.2	Wolkenerkennung . . . . .	16
3.3.3	Modelldaten aus IRI2012 . . . . .	19
<b>4</b>	<b>Ergebnisse und Auswertung</b>	<b>21</b>
4.1	Beispiele für gleichzeitige Messungen von NLC und MSE . . . . .	21
4.2	Intensitätsverteilung . . . . .	27
4.3	Höhenstatistik . . . . .	29
4.3.1	Höhenverteilung von NLC und MSE . . . . .	29
4.3.2	Vergleich von Maximum, Ober- und Unterkante . . . . .	31
4.3.3	Vergleich mit NLC und PMSE über ALOMAR (69°N) . . . . .	36
4.4	Beginn des MSE kurz nach Sonnenaufgang . . . . .	37
4.5	Ionisation der Atmosphäre mit steigendem Sonnenstand . . . . .	42
<b>5</b>	<b>Zusammenfassung und Ausblick</b>	<b>45</b>
<b>6</b>	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>51</b>



# Glossar

AKF	Autokorrelationsfunktion
ALOMAR	Arctic Lidar Observatory for Middle Atmosphere Research
APD	Lawinenphotodiode, engl. Avalanche Photodiode
ECOMA	Existence and Charge State of Meteoric Dust Grains
FPE	Fabry-Pérot-Etalon
IF	Interferenzfilter
IRI	International-Reference-Ionosphere
MSE	mesosphärisches Sommerecho
NLC	leuchtende Nachtwolken, engl. Noctilucent Clouds
OSWIN	Ostsee Wind Radar
PMSE	polar mesosphärisches Sommerecho
PMT	Photomultiplier
PSD	spektrale Leistungsdichte, engl. Power Spectral Density
RMR	Rayleigh-Mie-Raman
SNR	Signal-Rausch-Verhältnis, engl. Signal-to-Noise Ratio
UT	Universal Time
VHF	Very High Frequency, 30 - 300 MHz



# 1 Einleitung

## Motivation

Bereits 1885 schrieb Jesse [1885] über seine Beobachtungen der silbrig leuchtenden Wolken am dunklen Abendhimmel (siehe Abb. 1.1). Die als leuchtende Nachtwolken (engl. Noctilucent Clouds, NLC) bekannten Erscheinungen stehen im Zusammenhang mit mesosphärischen Sommererechos (MSE). Dies sind ungewöhnlich starke Radarechos, die ebenfalls im Sommer in der Mesopausenregion vorkommen. Beide Phänomene haben ihre Ursache in dem Vorkommen von Eispartikeln. In diesem Bereich der mittleren Atmosphäre sind direkte Messungen nur mit Höhenforschungsraketen möglich. Die Eispartikel bilden daher einen wichtigen Spurenstoff für die Fernerkundung. So können wichtige Informationen über Temperatur, Wasserdampf und Dynamik in dieser Region erlangt werden und zur Verbesserung von Klimamodellen beitragen. Das wissenschaftliche Interesse an NLC und MSE ist daher groß.



Abb. 1.1: NLC-Beobachtung von Kühlungsborn am 10. Juli 2011

---

## Die Atmosphäre

Die Erdatmosphäre wird, wie in Abbildung 1.2 gezeigt, häufig anhand ihres charakteristischen Temperaturverlaufs unterteilt. Die einzelnen Schichten werden durch eine Vorzeichenänderung des Temperaturgradienten voneinander abgegrenzt und dehnen sich in Abhängigkeit vom Breitengrad und der Jahreszeit bis in unterschiedliche Höhen aus. Der unterste Bereich wird als Troposphäre bezeichnet und erstreckt sich vom Erdboden bis in eine Höhe von 8 km in polaren Breiten und bis zu 17 km in der Nähe des Äquators. Daran schließt sich die Stratosphäre bis 50 km Höhe an. Der positive Temperaturgradient entsteht vor allem durch Absorption von ultravioletter Strahlung durch Ozon. Über der Stratosphäre befindet sich die Mesosphäre. Hier werden am oberen Rand in der Mesopausenregion die niedrigsten Temperaturen auf der Erde erreicht. Besonders kalt ist es an der polaren Sommermesopause. Dort wurden über Spitzbergen (78°N) Temperaturen von 120 K und weniger gemessen [Lübken *et al.*, 2004]. Über der Mesopause führt eine zunehmende Intensität energiereicher Strahlung zu einem starken Temperaturanstieg. Diese Schicht wird daher als Thermosphäre bezeichnet. Ab einer Höhe von etwa 500 km beginnt die Exosphäre, in der sich der Übergang zum interplanetaren Raum vollzieht.

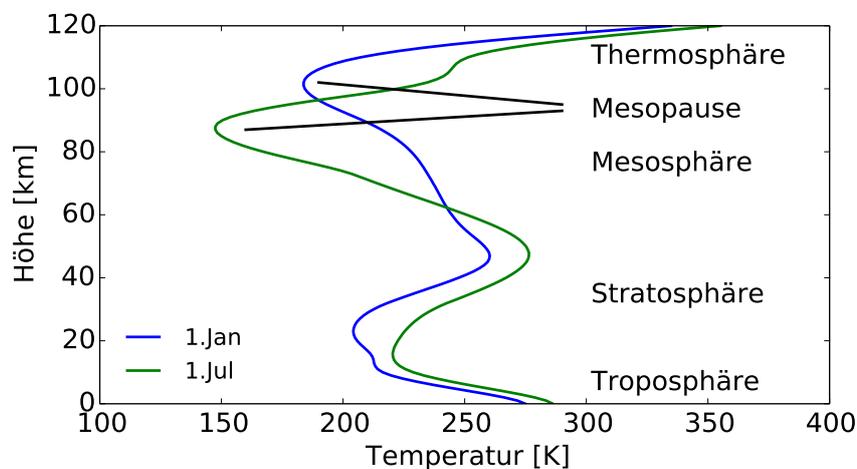


Abb. 1.2: Temperaturverlauf im Sommer und Winter über Kühlungsborn nach MSIS-90 [Hedin, 1991; Labitzke *et al.*, 1985]

Der geladene Teil der Atmosphäre oberhalb von ca. 80 km wird auch als Ionosphäre bezeichnet und anhand der freien Elektronendichte charakterisiert. Die Teilchen werden von energiereicher kosmischer und solarer Strahlung ionisiert. Mit Ausbleiben der Sonneneinstrahlung in der Nacht verringert sich die Intensität der ionisierenden Strahlung und der untere Rand der Ionosphäre verschiebt sich nach oben. Die Unterschiede in der freien Elektronendichte für Tag und Nacht sind in der Abbildung 1.3 dargestellt.

---

Ebenfalls eingezeichnet sind die bis in die Mesosphäre reichende D-Region und die weiteren Schichten der Ionosphäre am Tag, die E-, F<sub>1</sub>- und F<sub>2</sub>-Regionen.

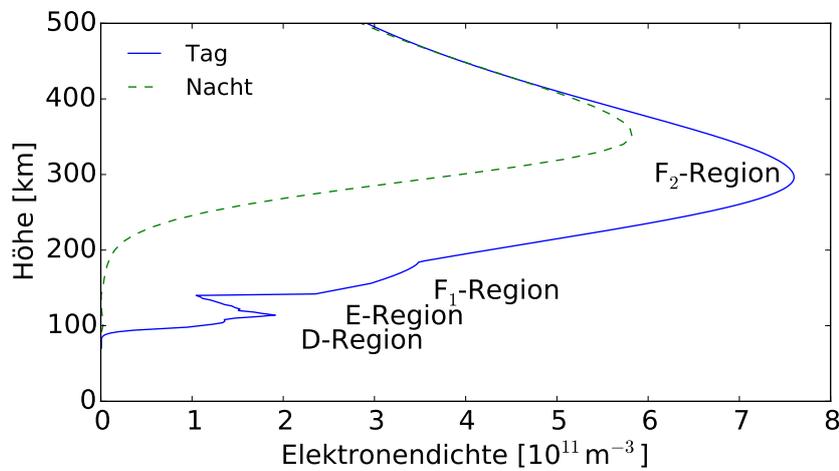


Abb. 1.3: Elektronendichte über Kühlungsborn in der Ionosphäre bei Tag und Nacht am 1. Juli 2010 anhand von Modelldaten [Friedrich und Torkar, 2001]

## Gliederung

In Kapitel 2 werden zunächst die für die Arbeit relevanten physikalischen Grundlagen der Messprinzipien und mesosphärischen Eisteilchen beschrieben. Der Aufbau und die Besonderheiten der verwendeten Radar- und Lidarsysteme in Kühlungsborn sind im 3. Kapitel beschrieben. Hier wird zudem erläutert, mit welchen Methoden die Messdaten bearbeitet und analysiert werden. Im 4. Kapitel befinden sich die Ergebnisse der gemeinsamen NLC- und MSE-Messungen. Abschließend sind in Kapitel 5 die Ergebnisse zusammengefasst sowie Vorschläge für weiterführende Untersuchungen aufgeführt.

# 2 Physikalische Grundlagen

## 2.1 Relevante Messmethoden für die Mesopausenregion

Zur Untersuchung von NLC und MSE werden unter anderem Radar- und Lidarsysteme eingesetzt. Der prinzipielle Aufbau wird im Folgenden beschrieben. Eine genauere Beschreibung der verwendeten Systeme ist dem Kapitel 3 zu entnehmen.

### 2.1.1 Radar

RADAR ist ein Akronym, welches für “Radio Detection And Ranging” steht und eine Technologie zur Ortung und Entfernungsmessung mit Hilfe von elektromagnetischen Wellen beschreibt. Die in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts entwickelte Technologie zur Ortung von Flugzeugen, fand bereits 1936 erste Anwendung in Meteorologie und Atmosphärenforschung [Colwell und Friend, 1936].

Ein Radarsystem ist aufgebaut aus einem Sender, einer Antenne, einem Empfänger und einer Auswertungs- oder Anzeigeeinheit. Das vom Sender erzeugte Signal wird über die Antenne abgestrahlt. Das Signal breitet sich durch die Atmosphäre aus und wird von Flugzeugen oder anderen Objekten (z.B. Wolken) zurückgestreut. Für den Empfang wird häufig dieselbe Antenne verwendet. Hierbei ist eine Umschaltung (Duplexer) von Sender zum Empfänger notwendig, so dass eine Überlastung des Empfängers vermieden werden kann. Aus der Laufzeit, der Intensität und der Doppler-Verschiebung des detektierten Signals lassen sich Rückschlüsse auf das Objekt ziehen. Eine ausführliche Beschreibung der Radargrundlagen findet sich in Skolnik [1962]. Die empfangene Leistung  $P_{\text{Empfang}}$  kann wie folgt berechnet werden:

$$P_{\text{Empfang}} = \frac{P_t G_t}{4\pi R^2} \cdot \frac{\sigma}{4\pi R^2} \cdot A_e \quad (2.1)$$

Der erste Term auf der rechten Seite steht für die am Objekt ankommende Leistung, mit der emittierten Leistung  $P_t$  und der Antennenverstärkung  $G_t$ . Multipliziert mit dem

---

Rückstreuoeffizient  $\sigma$  und  $\frac{1}{4\pi R^2}$  ergibt sich die vom Objekt reflektierte Leistung in der Entfernung  $R$ . Mit dem letzten Term wird die effektive Fläche der Empfangsantenne  $A_e$  berücksichtigt.

Falls keine absolute Kalibrierung des Radars vorliegt, wird anstelle der Volumenreflektivität meist das Signal-zu-Rausch-Verhältnis (engl. Signal-to-Noise Ratio, SNR) berechnet um ein Maß für die Intensität eines Echos zu erhalten. Dieses ergibt sich nach Gleichung 2.2 aus dem Quotienten von Signalleistung  $P_{\text{Signal}}$  und Rauschleistung  $P_{\text{Rauschen}}$ . Es wird üblicherweise in Dezibel [dB] angegeben, da es oft über mehrere Größenordnungen variiert.

$$SNR = 10 \cdot \log \frac{P_{\text{Signal}}}{P_{\text{Rauschen}}} \text{dB} \quad (2.2)$$

Die Rauschleistung kann aus der Autokorrelationsfunktion (AKF) mit  $\tau = 0$  bestimmt werden. Die Differenz zur empfangenen Leistung ergibt dann die Signalleistung.

$$P_{\text{Signal}} = P_{\text{Empfang}} - P_{\text{Rauschen}} \quad (2.3)$$

## 2.1.2 Lidar

Lidar steht für “Light Detection and Ranging“. Es beschreibt ein Messgerät zur optischen Fernerkundung, welches im Unterschied zu einem Radar einen Laser mit infraroten bis ultravioletten Licht als Sendeeinheit einsetzt. Die Detektion des zurückgestreuten Lichtes erfolgt mittels Teleskop in Verbindung mit Lawinenphotodioden (engl. Avalanche Photodiode, APD) oder Photomultipliern (PMT). Das empfangene Signal lässt Rückschlüsse auf Dichte, Temperatur, Spurenstoffe, Wind und Aerosolpartikel zu. Möglich wird dies durch verschiedene Steumechanismen in der Atmosphäre, deren Anteile mit der Wellenlänge des Laserlichts variieren.

- Bei der **Resonanz-Streuung** erfolgt die Anregung eines Elektrons in ein höheres Energieniveau. Während der Relaxation in den Grundzustand wird ein Photon abgestrahlt. Aus der Doppler-Verbreiterung kann direkt die Temperatur bestimmt werden. Die Wellenlänge des eingestrahlt Lichts muss hierzu auf die Atom- oder Molekülübergänge abgestimmt sein. Der Wirkungsquerschnitt bei resonanter Streuung liegt um bis zu 15 Größenordnungen über dem der Rayleigh-Streuung.
- Die **Rayleigh-Streuung** setzt sich aus der Raman-Streuung und der Cabannes-Streuung zusammen. Letztere bildet den weitaus größten Anteil. In der Literatur wird daher häufig mit dem Begriff Rayleigh-Streuung nur die Cabannes-Streuung

---

berücksichtigt. Diese entsteht, wenn ein Elektron durch einfallendes Licht in ein höheres, virtuelles Energieniveau angeregt wird und beim Relaxieren ein Photon gleicher Wellenlänge  $\lambda$  aussendet. Der Wirkungsquerschnitt  $\sigma$  ist proportional zu  $\frac{d^6}{\lambda^4}$  mit dem Teilchendurchmesser  $d$ .

- Als **Mie- und Aerosol-Streuung** wird die Streuung an Partikeln mit einem Durchmesser in der Größenordnung der Wellenlänge des eingestrahnten Lichts bezeichnet. Die Teilchenform und -größe haben hier einen größeren Einfluss auf den Rückstreukoeffizienten als die Wellenlänge des Lichts.
- Bei **Rotations- und Vibrations-Raman-Streuung** relaxiert das in ein virtuelles Energieniveau angeregte Elektron in einen Grundzustand, der um einen molekülspezifischen Rotations- bzw. Vibrationszustand verschoben ist. Durch die so entstehende Wellenlängenabweichung ist es möglich, das auf diese Weise gestreute Licht separat nachzuweisen. Für Messungen in der Atmosphäre wird die Streuung an N<sub>2</sub>- oder O<sub>2</sub>-Molekülen genutzt, da diese den größten Anteil in der Luft besitzen. Das daraus resultierende Signal ist nahezu proportional zur Dichte und wird nicht von Aerosolen beeinflusst.

Mit der Lidar-Gleichung für eine konstante Wellenlänge kann der Volumenrückstreukoeffizient  $\beta_S(z)$  aus dem empfangenen Signal  $I(z)$  folgendermaßen berechnet werden [Fujii und Fukuchi, 2005].

$$I(z) = I_0 \left( \frac{A}{z^2} \right) \beta_S(z) T^2(z) \eta \Delta z \quad (2.4)$$

Hier ist  $I_0$  die Intensität des emittierten Lichts und  $A$  die Fläche des Teleskops. Aus der Laufzeit  $\Delta t$  des Laserpulses mit der Lichtgeschwindigkeit  $c$  kann die Höhe  $z = \frac{1}{2}c\Delta t$  ermittelt werden. Die Höhenauflösung  $\Delta z$  ist durch die Zeit bestimmt für die das Signal in einem Höhenkanal aufsummiert wird. Die Effizienz des Systems  $\eta$  ist abhängig von Verlusten im Signalweg, im Detektor und von der Überlappungsfunktion des Laserstrahl mit dem Teleskop-Sichtfeld (engl. Field of View, FOV). Mit der Transmissionsfunktion  $T$  wird die Abschwächung auf dem Hin- und Rückweg durch die Atmosphäre berücksichtigt. Mit der Gleichung 2.5 ist es möglich, aus  $\beta_S$  die Intensität der NLC zu bestimmen. Die Variable  $\beta_{\text{Luft}}$  ist direkt abhängig von der Dichte. Diese wird von vielen RMR-Lidars über einen weiten Höhenbereich zur Berechnung der Temperatur gemessen. Eine Dichtemessung bei vorhandenen Eisteilchen ist durch das veränderte Rückstreusignal nicht möglich. Etwaige Temperaturänderungen in diesem Bereich wirken sich nur linear auf die Dichte aus. Daher ist eine Interpolation der mit der Höhe exponentiell abnehmenden Dichte über den Bereich mit NLC mit nur geringen Abweichungen möglich. Nach dem Subtrahieren der Rückstreuung der Luftmoleküle  $\beta_{\text{Luft}}$

---

ergibt sich der Volumenrückstreukoeffizient der NLC  $\beta_{\text{NLC}}(z)$ .

$$\beta_{\text{NLC}}(z) = n_{\text{NLC}} \cdot \left. \frac{d\sigma(180^\circ)}{\Omega} \right|_{\text{NLC}} = \beta_{\text{S}} - \beta_{\text{Luft}} \quad (2.5)$$

Dieser gibt das Rückstreuvermögen der Eispartikel an, welches von der Eisteilchendichte  $n(z)$  und dem differentiellen Wirkungsquerschnitt  $\frac{d\sigma(180^\circ)}{\Omega}$  in Rückstreurichtung abhängt.

## 2.2 Mesosphärische Eisteilchen

### 2.2.1 Allgemein

Die Sommermesopausenregion erfährt aufgrund der meridionalen Zirkulation eine starke Abkühlung. Die auf der warmen Sommerhemisphäre aufsteigenden Luftmassen kühlen sich in großen Höhen adiabatisch ab. Die entstehenden extrem niedrigen Temperaturen schaffen Bedingungen für die Existenz und das Wachstum von Eisteilchen [Lübken, 1999]. Mit den in Hervig *et al.* [2001] durchgeführten Satellitenmessungen, konnte mit Messungen im infraroten Wellenlängenbereich gezeigt werden, dass die mesosphärischen Wolken primär aus Eisteilchen bestehen.

Das Wachstum der Eispartikel findet in Regionen statt, in denen eine Wasserdampfübersättigung  $S > 1$  vorliegt.

$$S = \frac{p_{\text{H}_2\text{O}}}{p_{\text{Sat}}} \quad (2.6)$$

Hier ist  $p_{\text{H}_2\text{O}}$  der Wasserdampfpartialdruck und  $p_{\text{Sat}}$  der temperaturabhängige Sättigungsdampfdruck. Die Wachstumsrate, das heißt, die Änderung des Radius  $r$  mit der Zeit  $t$ ,  $\frac{dr}{dt}$  berechnet sich nach Hesstvedt [1961] wie folgt:

$$\frac{dr}{dt} = \frac{\alpha}{\rho_{\text{Eis}} \sqrt{2\pi R_{\text{H}_2\text{O}} T}} p_{\text{Sat}} (S - 1) \quad (2.7)$$

Dabei ist  $\alpha$  der Sublimationskoeffizient,  $\rho_{\text{Eis}}$  die Dichte von Eis,  $R_{\text{H}_2\text{O}}$  die spezifische Gaskonstante für Wasserdampf und  $T$  die Temperatur. Aus der Gleichung geht hervor, dass das Wachstum durch die Übersättigung und den Wasserdampfgehalt bestimmt ist. Damit sind Eispartikel ein guter Indikator für niedrige Temperaturen und Wasserdampf in der Mesopausenregion. Die Modellrechnungen, wie sie von Rapp und Thomas [2006] durchgeführt wurden, zeigen dies bezüglich eine besonders starke Abhängigkeit.

Die Eisteilchen können ab einer Größe von rund 20 nm Durchmesser optisch wahrgenommen werden [Baumgarten *et al.*, 2008]. Dabei ist zu bemerken, dass eine Untersu-

---

chung zur Teilchenform, wie sie unter anderem von Kiliani *et al.* [2015] durchgeführt wurde, nahe legt, dass die meisten Teilchen eine nicht-sphärische Form besitzen. Der Durchmesser bezieht sich hierbei auf Partikel, deren Volumen bei sphärischer Form der genannten Größe entsprechen. Die Beobachtung ist mit einem Lidarsystem oder mit bloßem Auge nach Sonnenuntergang als NLC möglich. Die damit im Zusammenhang stehenden Radarreflektionen werden mesosphärische Sommerechos (MSE) genannt.

Die Eisteilchen in der Mesopausenregion sind ein geeigneter Spurenstoff für die Fernerkundung um die Dynamik in diesem Bereich zu untersuchen. Dies ist von großer Bedeutung, da in-situ Messungen in der mittleren Atmosphäre weltweit nur an wenigen Orten mit Höhenforschungsraketen möglich sind und erheblich höhere Kosten verursachen.

## 2.2.2 Mesosphärische Sommerechos

Unter bestimmten Bedingungen können die Eispartikel in der Sommermesopausenregion von einem Radar registriert werden. Diese starken Radarechos werden als mesosphärische Sommerechos (MSE) bezeichnet. Sie werden vor allem im VHF-Bereich (30-300 MHz) beobachtet und wurden erstmals in den 70er Jahren von Czechowsky *et al.* [1979]; Ecklund und Balsley [1981] nachgewiesen.

Aufgrund des geringen Wirkungsquerschnitts inkohärenter Streuprozesse in dieser Höhe, ist nur durch Bragg-Streuung ein derartiges Echos in der Mesopausenregion erklärbar. Dies ist eine kohärente Streuung an Variationen im Radarbrechungsindex  $n_r$  in der Größenordnung der halben Wellenlänge  $\frac{\lambda}{2}$ . Bei einer für VHF-Radars üblichen Frequenz von 50 MHz beträgt  $\frac{\lambda}{2} \sim 3$  m. Die Reflexionen der Radarwellen interferieren hierbei konstruktiv und erzeugen damit ein hohes Rückstreusignal. Die von Balsley und Gage [1980] empirisch gefundene Gleichung 2.8 zur Berechnung des Brechungsindex in der Mesopausenregion zeigt, dass dieser maßgeblich durch die freie Elektronendichte  $N_e$  bestimmt wird. Der Einfluss durch Änderung der Temperatur  $T$  in [K], des Wasserdampfdrucks  $e$  in [hPa] und des atmosphärischen Drucks  $p$  kann in der Mesopausenregion für die meisten Anwendungen vernachlässigt werden.

$$n_r = 1 + \frac{3.73 \cdot 10^{-1}e}{T^2} + \frac{77.6 \cdot 10^{-6}p}{T} - 40.3 \frac{n_e}{f_0^2} \quad (2.8)$$

In der Gleichung ist  $f_0$  die Radarfrequenz in [Hz] und  $n_e$  in [ $\text{m}^{-3}$ ] einzusetzen. Lange Zeit war die Ursache für diese starken Radarechos in der Sommer-Mesopausenregion unklar. Unter normalen Bedingungen wäre zum Erzeugen dieser Strukturen eine extrem hohe Energiedissipation  $\epsilon$  notwendig, wie es von Lübken [1993, 1997] gezeigt wurde. In

---

der von Rapp und Lübken [2004] entwickelten Theorie werden Strukturen in der Nähe von Eisteilchen deutlich langsamer durch molekulare Diffusion zerstört. Die vor allem von brechenden Schwerewellen erzeugten Turbulenzereignisse können so die für MSE erforderlichen Strukturen erzeugen. Diese bleiben dann auch ohne zusätzliche Turbulenz noch einige Zeit erhalten. Nach aktuellem Verständnis führt eine Wechselwirkung zwischen Eispartikeln und freien Elektronen zu einer verringerten Elektronendiffusivität  $D$  und einer erhöhten Schmidt-Zahl  $Sc$ .

$$Sc = \frac{\nu}{D} \quad (2.9)$$

Die Abb. 2.1 zeigt die spektrale Leistungsdichte (engl. Power Spectral Density, PSD) in Abhängigkeit von der Wellenzahl  $k$  und der Länge  $l$ . Bei hoher Schmidt-Zahl bleiben die Strukturen in kleineren Skalenbereichen einschließlich der Bragg-Skala deutlich länger erhalten. In Anwesenheit von Eispartikeln mit Größen von 5 nm bis 50 nm können turbulente Strukturen ca. 10 min bis hin zu Stunden erhalten bleiben, so dass MSE und Turbulenzereignis auch zeitlich entkoppelt voneinander stattfinden können. Voraussetzung für dieses Szenario ist eine ausreichend hohe Konzentration an freien Elektronen. Bei Tageslicht ist diese Bedingung durch die Photoionisation der solaren Strahlung erfüllt, bei Nacht dagegen reicht die Ionisation durch kosmische Strahlung meist nicht aus (siehe hier zu Abb. 1.3). Der Einfluss von hochenergetischen Partikeln auf die Ionisation in mittleren Breiten ist zudem geringer, als in polaren Gebieten, da ein großer Teil der Partikel vom Erdmagnetfeld zu den Polen hin abgelenkt wird [Zeller, 2008]. Der größte Teil der MSE wird daher am Tag registriert. Damit sind Eiskristalle eine Voraussetzung, aber können erst im Zusammenspiel mit Turbulenz und freien Elektronen vom Radar untersucht werden.

### 2.2.3 Leuchtende Nachtwolken

Die ersten dokumentierten Beobachtungen von leuchtenden Nachtwolken (engl. Noctilucent Clouds, NLC) stammen aus den 1880er Jahren [Jesse, 1889, 1885; Leslie, 1885, 1886]. Bereits zu dieser Zeit konnte die mittlere Höhe der Erscheinung mittels Triangulation auf ca. 82 km bestimmt werden und lag damit über der aller bekannten Wolken [Jesse, 1896]. Die Beobachtungen waren lange Zeit nur mit bloßem Auge möglich, wenn die Sonne knapp unter dem Horizont stand und die Wolke aufgrund ihrer großen Höhe am bereits dunklen Nachthimmel immer noch direkt anstrahlte. Erst mit der Entwicklung leistungsfähiger Lidar-Systeme [Hansen *et al.*, 1989] gelang es, die von Eiskristallen in der Mesopausenregion hervorgerufene Erscheinung auch nachts nachzuweisen. Zu dem kann ein Lidar zusätzliche Informationen über Höhe und Beschaffenheit

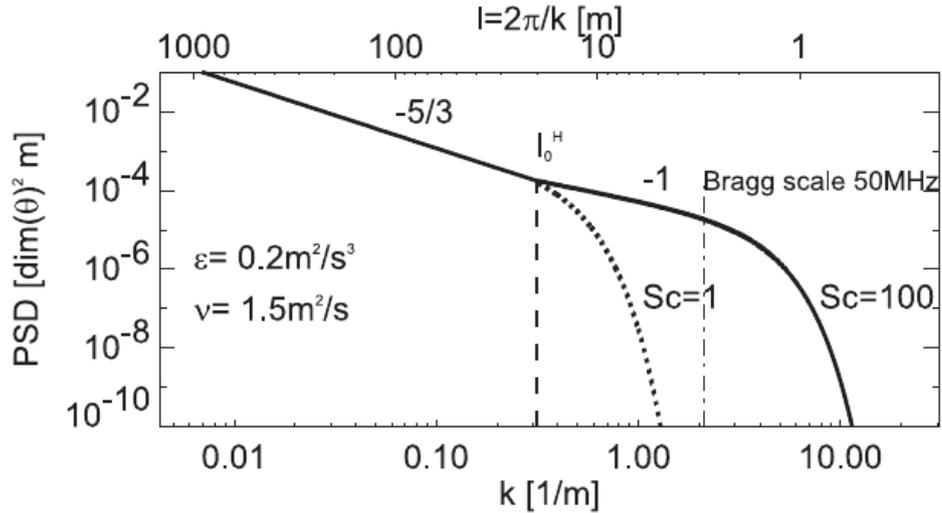


Abb. 2.1: Spektrale Energiedichte (PSD) für unterschiedliche Schmidt-Zahl ( $Sc$ ) bei der Wellenzahl  $k$  [Rapp und Lübken, 2004]

der Eisteilchen liefern. Nach entscheidenden technischen Verbesserungen wurde es dann auch möglich NLC bei Tag zu detektieren. Das RMR-Lidar in Kühlungsborn ist seit 2010 in der Lage bei Tageslicht zu messen [Gerding *et al.*, 2013a]. Details hierzu finden sich in Abschnitt 3.1. Während NLC in hohen Breiten, zum Beispiel über dem Arctic Lidar Observatory for Middle Atmosphere Research (ALOMAR) bei einer geographischen Breite von ( $69^\circ\text{N}$ ), mit einem Rückstreukoeffizient  $\beta_{\max} > 4 \cdot 10^{-10} \text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$  und einer Häufigkeit von fast 20% vorkommen [Kaifler, 2014], sind Helligkeit und Häufigkeit in mittleren Breiten (Kühlungsborn  $54^\circ\text{N}$ ) erheblich geringer. Selbst schwache Wolken werden innerhalb der Saison (1. Juli - 4. August) in Kühlungsborn zu weniger als 10% der Zeit gemessen [Gerding *et al.*, 2013a]. Der Begriff “Helligkeit” wird im Folgenden als Synonym für  $\beta$  verwendet. Zudem wird, falls nicht anders angegeben, der Rückstreukoeffizient  $\beta$  in Einheiten von  $10^{-10} \text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$  angegeben.

# 3 Experimenteller Aufbau und Datenanalyse

In diesem Kapitel ist in Abschnitt 3.1 das verwendete Lidarsystem in Kühlungsborn dargestellt. Im nächsten Abschnitt ist das ebenfalls in Kühlungsborn aufgebaute OSWIN-Radar beschrieben. Im Abschnitt 3.3 ist erläutert, wie die Daten der zuvor genannten Systeme für die Auswertung aufbereitet wurden.

## 3.1 RMR-Lidar-Setup in Kühlungsborn

Das Rayleigh-Mie-Raman-Lidar (RMR-Lidar) in Kühlungsborn ( $54.1^{\circ}\text{N}$ ,  $11.8^{\circ}\text{O}$ ) ist eines der wenigen tageslichtfähigen RMR-Lidars weltweit, welches bis in den Bereich der mittleren Atmosphäre messen kann. Soweit bekannt, gibt es nur ein Doppel-Lidar in ALOMAR, welches eine vergleichbare Leistung erreicht. Bei Tageslicht kann aus dem empfangenen Signal die Temperatur bis in eine Höhe von ca. 75 km berechnet werden und es gelingt der Nachweis von NLC. Nachts ist bei geringerem Untergrundrauschen eine Berechnung der Temperatur bis zu einer Höhe von 90 km möglich. Zudem ermöglichen weitere Raman-Kanäle ein Messen des stratosphärischen Aerosolgehalts. Das System befindet sich nur ca. 250 m entfernt vom OSWIN-Radar und misst somit im selben Volumen wie das Radar. Das Lidar hat in 100 km eine Strahldurchmesser von etwa 6 m Durchmesser. Damit liegt das vom Lidar erfasste Volumen in dieser Höhe vollständig in dem vom Radar beobachteten Bereich mit einer Strahlhalbwertsbreite von rund 8 km.

Die Strahlführung ist in Abbildung 3.1 dargestellt. Der Leistungslaser „Quanta-Ray PRO290-30“, ein von Blitzlampen gepumpter Nd:YAG-Laser mit Frequenzverdopplung, erreicht im sichtbarem Bereich bei 532 nm eine Leistung von 20 W. Der verbleibende Anteil mit einer Wellenlänge von 1064 nm wird ausgekoppelt und abgeleitet (BD). Um die für den Nachweis notwendige Frequenzstabilität zu erreichen, kommt ein Seeder-Laser „Prometheus 50NE“ zum Einsatz. So wird in Kombination mit einer Iod-Absorptionszelle eine Frequenzdrift von unter 80 MHz erreicht [Söder, 2009]. Um die

Strahldivergenz zu verringern und damit den Strahldurchmesser in großer Entfernung gering zu halten, wird ein Strahlaufweitungsteleskop eingesetzt. Der Strahldurchmesser am Ausgang des Lasers von 1 cm wird verzehnfacht. Damit verringert sich nach Gleichung 3.1 die Strahldivergenz  $\Theta$ , dabei ist  $w_0$  der minimale Strahldurchmesser.

$$\Theta \sim \frac{\lambda}{w_0} \quad (3.1)$$

Der Strahl mit einem Durchmesser von 10 cm wird über steuerbare Spiegel (SM) auf der Sichtlinie des Teleskops in die Atmosphäre gelenkt. Um den Laserstrahl in dem nur  $\sim 60 \mu\text{m}$  großen FOV des Teleskops zu halten, ist eine aktive Strahlstabilisierung notwendig. Die Abweichung des Strahls von der Fokusposition kann so auf  $\sim 5 \mu\text{rad}$  reduziert werden [Eixmann *et al.*, 2015]. Damit ist eine vollständige Überlappung von Strahl und Sichtbereich gewährleistet. Das enge Sichtfeld verringert zum einen den Anteil solarer Hintergrundstrahlung in dem vom Teleskop aufgefangenem Licht und ermöglicht zum anderen durch die damit verbundene geringe Strahldivergenz im Nachweiszweig, den Einsatz besonders schmalbandiger spektraler Filter (Fabry-Pérot-Etalons, siehe Abb. 3.2) zur Unterdrückung der solaren Hintergrundstrahlung.

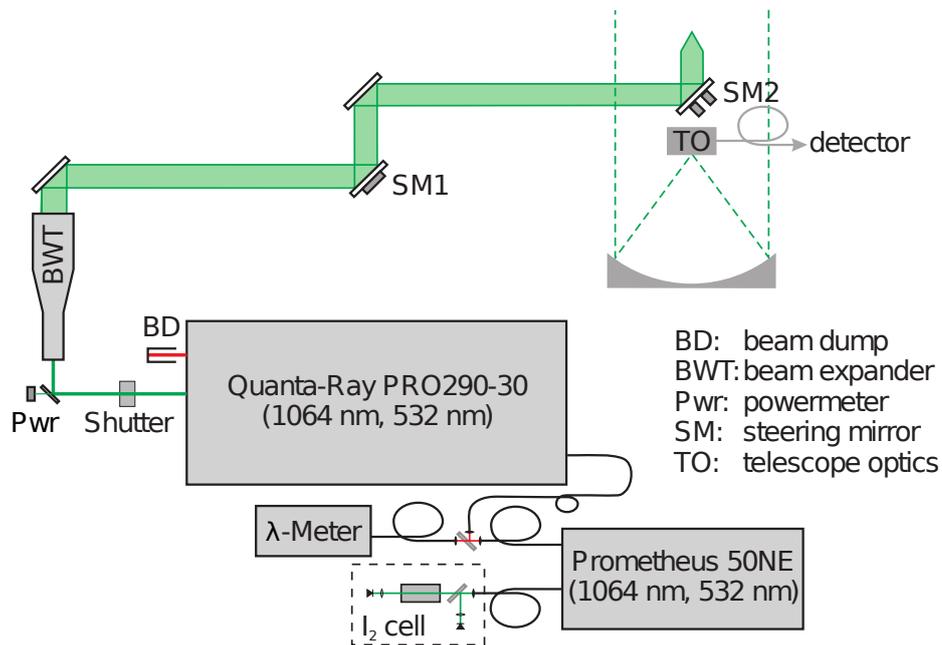


Abb. 3.1: Strahlführung des RMR-Lidars in Kühlungsborn [Gerding *et al.*, 2015]

Über eine Glasfaser im Fokus des Teleskops wird das Licht in die Nachweisbank geleitet. Diese ist in Abb. 3.2 schematisch dargestellt. Zunächst wird das Licht aus den unteren Atmosphärenschichten von einem Flügelrad (Chopper) geblockt um die Detektoren vor zu hohen Intensitäten zu schützen. Am ersten Strahlteiler wird das rote Licht

mit 608 nm für die Aerosolmessung ausgekoppelt. Nach einem Interferenzfilter (IF532) werden 5% des grünen Lichts umgeleitet und mit einem Photomultiplier (PMT) detektiert. Nach dem ersten Fabry-Pérot-Etalon (FPE) werden weitere 5% ausgekoppelt und auf eine Lawinenphotodiode (engl. Avalanche Photodiode, APD) gelenkt. Das hier erzeugte Signal dient nur zum Justieren der FPEs, so dass an der letzten APD nach dem 2. FPE eine möglichst hohe Intensität erreicht wird. Die NLC-Messungen werden mit diesem 532 nm-Kanal durchgeführt. Die Volumenreflektivität im weiteren Verlauf bezieht sich daher auf die Wellenlänge von 532 nm.

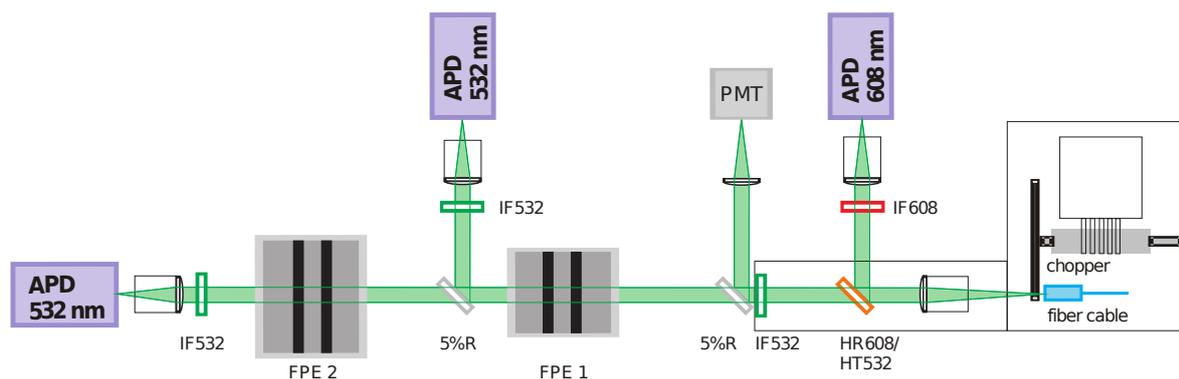


Abb. 3.2: Tageslichtfähiger Nachweiszweig mit Interferenzfilter (IF), Fabry-Pérot-Etalons (FPE) und 608 nm-Vibrations-Raman-Kanal [Gerding *et al.*, 2015]

## 3.2 OSWIN-Radar in Kühlungsborn

Die in dieser Arbeit ausgewerteten Daten von MSE wurden mit dem VHF-Radarsystem Ostsee Wind Radar (OSWIN) gemessen. Das System kann im Unterschied zum Lidar automatisch und wetterunabhängig arbeiten. Bei einer festen Sendefrequenz von 53.5 MHz, wird eine Pulsleistung von 72 kW erzeugt. Diese wird über die, in einem 12 x 12 Quadrat aufgestellten, vier-Element Yagi-Antennen abgestrahlt. Der Abstand zwischen den Antennen beträgt  $0.7 \lambda$  der Radarwellenlänge. Aus dieser Antennenkonfiguration resultiert eine Strahldivergenz mit einer Halbwertsbreite von ca.  $6^\circ$ . Die technischen Spezifikationen sind in Tabelle 3.1 aufgeführt. Genauere Informationen finden sich in Latteck *et al.* [1999].

---

Tab. 3.1: Technische Spezifikationen des OSWIN-Systems

Frequenz	53.5 MHz
Spitzenleistung	72 kW
Pulslänge	2 $\mu$ s
Höhenauflösung	300 m
Pulsfrequenz	1330 Hz
Antennen	144 Yagi-Antennen
Halbwertsbreite	6°
Höhenbereich	65-95 km
Messmethode	DBS <sup>1</sup> und SA <sup>2</sup>
max. Zenitwinkel	7°

<sup>1</sup> Doppler-Beam-Swing

<sup>2</sup> Spaced-Antenna

### 3.3 Datenanalyse

In diesem Kapitel ist Art und Umfang der betrachteten Messdaten beschrieben. Im Abschnitt 3.3.1 ist erklärt, welche Daten in der Auswertung verwendet wurden. Die vertikale Ausdehnung der Wolken und Echos wurde nach dem in Abschnitt 3.3.2 beschriebenen Algorithmus festgelegt. Die zum Vergleich herangezogenen Modelldaten werden in Punkt 3.3.3 beschrieben.

#### 3.3.1 Verfügbarer Datensatz

Für diese Arbeit wurden Messungen des RMR-Lidars Kühlungsborn und des OSWIN-Radars aus den Jahren 2010 bis 2013 ausgewertet. In den 4 Jahren wurde während der NLC-Saison, vom 1. Juni bis zum 4. August, mit dem RMR-Lidar eine Messzeit von insgesamt 1827 Stunden erreicht. Dabei werden über insgesamt 126 Stunden NLC nachgewiesen. Ein Vergleich mit den Radarmessungen zeigt, dass an 18 Messtagen für insgesamt 42 Stunden ein gleichzeitiges Vorkommen von NLC und mesosphärisches Sommerecho (MSE) verzeichnet werden kann. Alle Tage mit gemeinsamen Messungen sind in Tabelle 3.2 aufgeführt. Für die übrigen NLC, die nahezu alle nachts aufgezeichnet wurden, konnte aufgrund der nur schwach ionisierten Atmosphäre kein Radar-Echo registriert werden.

Tab. 3.2: Tage mit den gemeinsamen Messungen, den mittleren Höhen des Maximums und der Dauer der gemeinsamen Messung ( $\beta_{\min} = 0.3$ ;  $\text{SNR}_{\min} = -12$  dB)

Datum	NLC-Höhe [km]	MSE-Höhe [km]	Differenz [km]	Dauer [h]
16.06.10	82.3	82.7	0.40	2.77
17.06.10	83.3	83.3	0.00	3.43
24.06.10	82.8	83.5	0.70	1.13
29.06.10	83.5	83.8	0.32	3.10
10.06.11	83.8	84.8	1.04	1.30
20.06.11	84.3	84.7	0.34	3.57
27.06.11	82.4	82.8	0.46	1.80
01.08.11	81.6	81.9	0.34	0.67
08.06.12	83.8	84.4	0.66	1.67
11.06.12	82.3	83.1	0.84	3.50
12.06.12	84.7	84.6	-0.03	1.83
21.06.12	84.3	84.7	0.40	4.33
23.06.12	83.9	84.1	0.23	3.67
27.07.12	81.7	82.3	0.65	1.63
06.06.13	83.2	83.5	0.29	1.63
10.06.13	83.2	84.0	0.85	1.27
15.06.13	81.8	82.4	0.51	2.70
18.07.13	84.1	84.4	0.34	0.80
23.07.13	84.9	85.1	0.24	1.50

Das Rückstreusignal des 532 nm-Kanals wird vom System mit einer Zeitauflösung von 30 s und einer Höhenauflösung von 195 m erfasst. Mit den in Kapitel 2.1.2 beschriebenen Gleichungen ist es möglich, den Volumenrückstreukoeffizienten  $\beta$  der NLC zu berechnen. Der hierzu benötigte Wert für die Rückstreuung der Luftmoleküle  $\beta_{\text{Luft}}$  wird aus der über den Höhenbereich zwischen 79 km und 87 km interpolierten Dichte bestimmt. Um einen Teil des Rauschens zu unterdrücken, wird der Rückstreukoeffizient über  $\pm 1$  Höhenkanäle mit einem von-Hann-Fenster geglättet. Entlang der Zeitachse wird der laufende Mittelwert aus  $\pm 15$  Profilen mit je 30 s zur Glättung der Daten verwendet. Die Höhenauflösung von 195 m wird beibehalten und für eine bessere Vergleichbarkeit mit den MSE-Daten wird das Zeitintervall auf 2 Minuten erhöht. Das vom Radar aufgezeichnete Signal wird mit dem in Kapitel 2.1.1 beschriebenen Verfahren in ein SNR-Wert umgerechnet. Die Höhenauflösung beträgt hier 300 m bei einer Zeitauflösung von 2 Minuten.

---

Für die statistischen Auswertungen in Kapitel 4 wurden die Daten auf Zeiten reduziert, in den NLC und MSE simultan gemessen wurden. Als gleichzeitige Detektion gelten Daten, bei denen in einem 2 Minuten Zeitintervalle mindestens in einem Höhenkanal der Schwellwert für NLC und MSE überschritten wurde. Bei den Lidar-Daten wurden alle Messungen mit  $\beta < 0.3$  als Rauschen interpretiert. Beim Radar gelten SNR-Werte von über -12 dB als Nachweis für ein MSE. Diese Bedingung trifft für 42 Stunden der Messdaten zu.

### 3.3.2 Wolkenerkennung

Um die Ränder der NLC und MSE zu bestimmen, wurde von niedrigen Höhen beginnend die untere Grenze auf den ersten “Zeit-Höhen-Bin” gelegt, in dem der jeweilige Schwellwert überschritten wurde. Der letzte Höhenkanal, der diesen Wert überschreitet, gibt die obere Grenze an. Als “Bin” wird der Messwert für ein Zeitintervall von 2 min und der systembedingten Höhenauflösung von 195 m bzw. 300 m bezeichnet. Für den Maximalwert ist nur der Höhenkanal mit dem höchsten Wert relevant. Als Schwellwerte wurden ebenfalls  $\beta = 0.3$  und  $\text{SNR} = -12$  dB verwendet. Das Ergebnis für die untere Kante von NLC und MSE ist in Form der grünen und roten Linie in Abb. 3.3 demonstriert.

In dem 2D-Diagramm sind in Abhängigkeit von der Höhe und der Zeit die Intensitäten dargestellt. Die Helligkeit der NLC ist mit der Skala am rechten Rand farblich kodiert, dabei werden alle Werte mit  $\beta_{\min} < 0.3 \cdot 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$  weiß dargestellt. Die MSE-Intensität ist logarithmisch als SNR durch Konturlinien dargestellt. Die erste Konturlinie gibt das Erreichen des Schwellwerts von  $\text{SNR}_{\min} = -12$  dB an. Aus den Angaben oben rechts im Diagramm ist zudem erkennbar, dass die Abstände zwischen den Konturlinien<sup>1</sup> 4 dB betragen und das Maximum der MSE an diesem Tag einen Wert von 3.6 dB erreichte.

Die Zeit ist in Universal Time (UT) aufgetragen. Zusätzlich sind am unteren Rand die Zeiten angegeben, in denen Daten vom Radar bzw. Lidar verglichen wurden. Bei der fast kontinuierlichen Radarmessung wurde der Datensatz auf Profile um MSE reduziert. Die Lidardaten wurden ebenfalls auf Messungen mit detektierten NLC gefiltert. Dabei sind kurze Unterbrechungen, wie die Messlücke um ca. 4:30 UT, einer durchziehenden Wolke geschuldet, die den Laserstrahl blockierte. Sie ist nicht gleichzusetzen mit einem kurzen Verschwinden der NLC. Die Abbildungen 3.4 und 3.5 zeigen die vom Algorithmus ermittelten Werte für das Maximum und den oberen Rand der NLC.

---

<sup>1</sup>4dB wird soweit nicht anders angegeben für alle Abbildungen verwendet

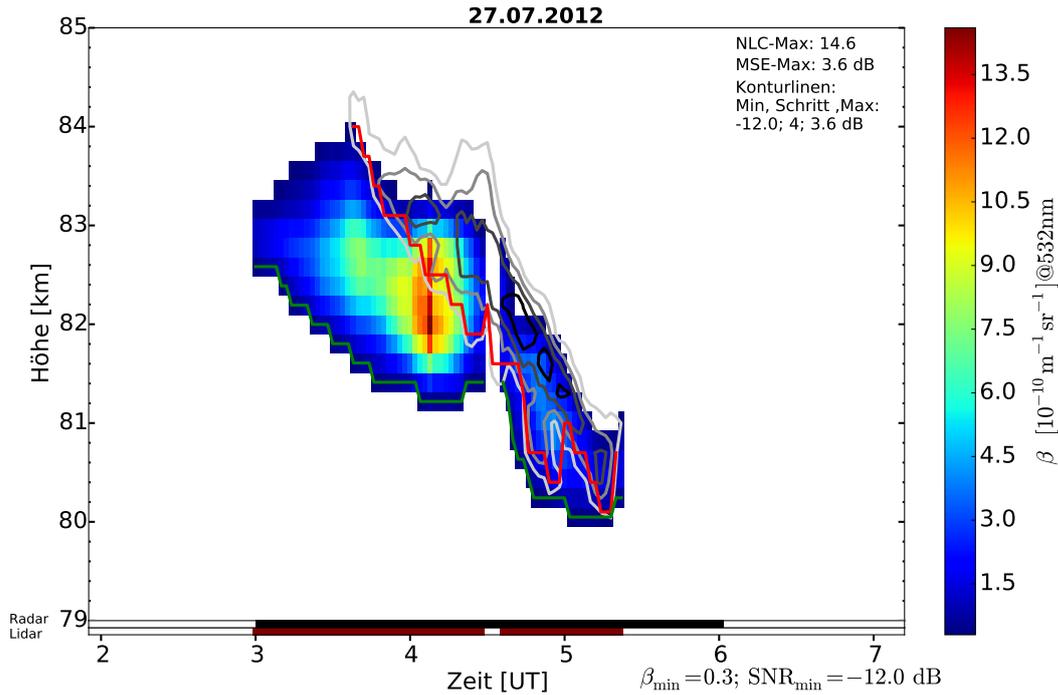


Abb. 3.3: Beispiel einer Messung vom 27.07.2012, MSE sind als Konturlinien und NLC sind farblich dargestellt. Die rote Linie (MSE) und die grüne Linie (NLC) geben jeweils den unteren Rand an. An der X-Achse ist neben der Zeit in UT angegeben, ob Daten mit NLC bzw. MSE verfügbar sind.

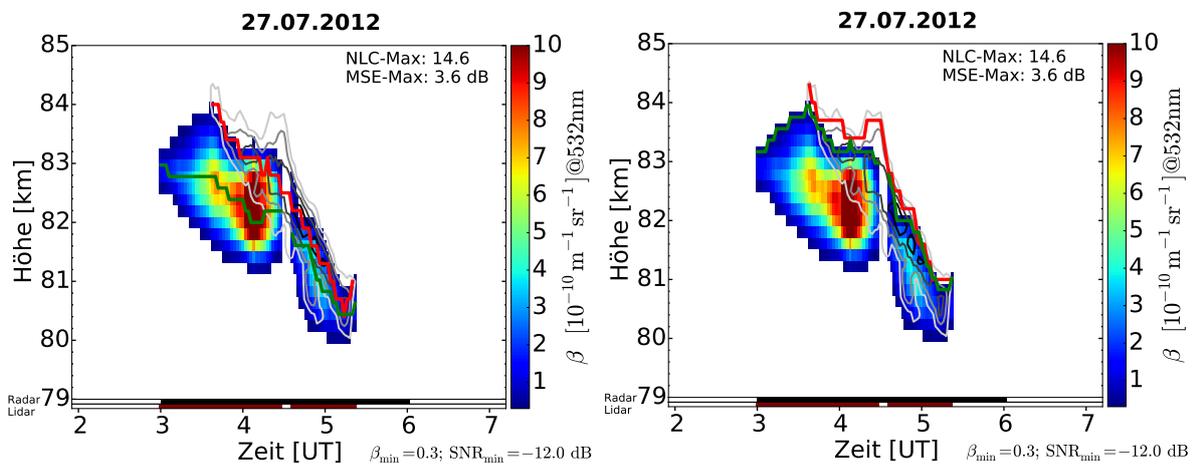


Abb. 3.4: Eine Messung vom 27.07.2012, mit eingezeichnetem Maximumsverlauf, Beschreibung siehe Abb. 3.3

Abb. 3.5: Obere Randerkennung bei einer Messung vom 27.07.2012, Beschreibung wie Abb. 3.3

Bei einigen Messdaten war es notwendig, den Bereich um die Wolke von Hand einzugrenzen, um Ausreißer durch den Algorithmus zu vermeiden. Wie in Abb. 3.6 dargestellt, sind nur, in dem durch die beiden grünen gestrichelten Linien markierten Höhenbereich gefundenen, Wolkenränder (grüne Linie) zulässig. Damit sämtliches Rauschen

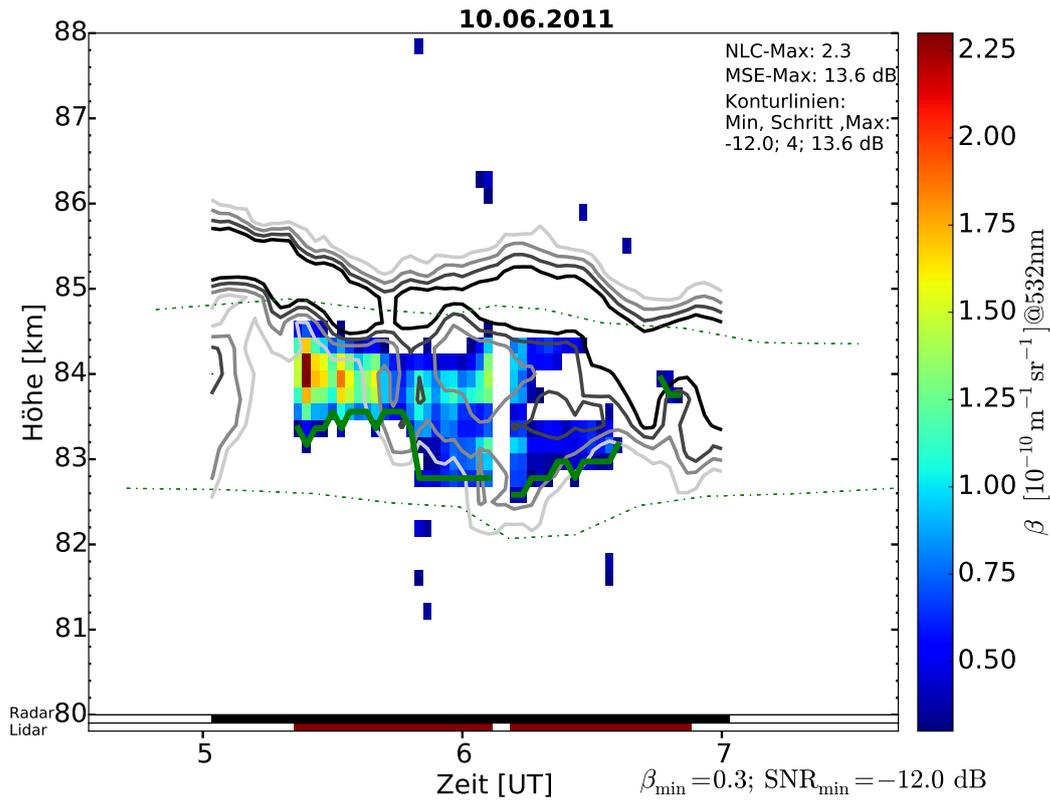


Abb. 3.6: Eine Messung vom 10.06.2011 mit Wolkeneingrenzung, um Fehldetektion durch den Algorithmus zu vermeiden. Die grüne Linie zeigt den unteren NLC-Rand.

auch in einzelnen Bins und Profilen unter den Schwellwert fällt, müsste dieser für beide Messverfahren unverhältnismäßig hoch angesetzt werden und es wären nur wenige brauchbare Daten für eine Analyse übrig. Alternativ könnte ein Algorithmus eingesetzt werden, der die vertikal-zeitlich zusammenhängende Strukturen von NLC und MSE ausnutzt. Angesichts der geringen Zahl von Ereignissen wurde auf diese Entwicklung verzichtet. Ein weiteres Absenken der Schwelle führt dagegen zu einer starken Zunahme von durch Untergrundrauschen verursachte NLC- und MSE-Detektion. Dies ist in Abb. 3.7 für die Schwellwerte  $\beta = 0.1$  und  $\text{SNR} = -14 \text{ dB}$  veranschaulicht. Ein korrektes Erkennen der Wolken in dieser Darstellung ist nur schwer möglich.

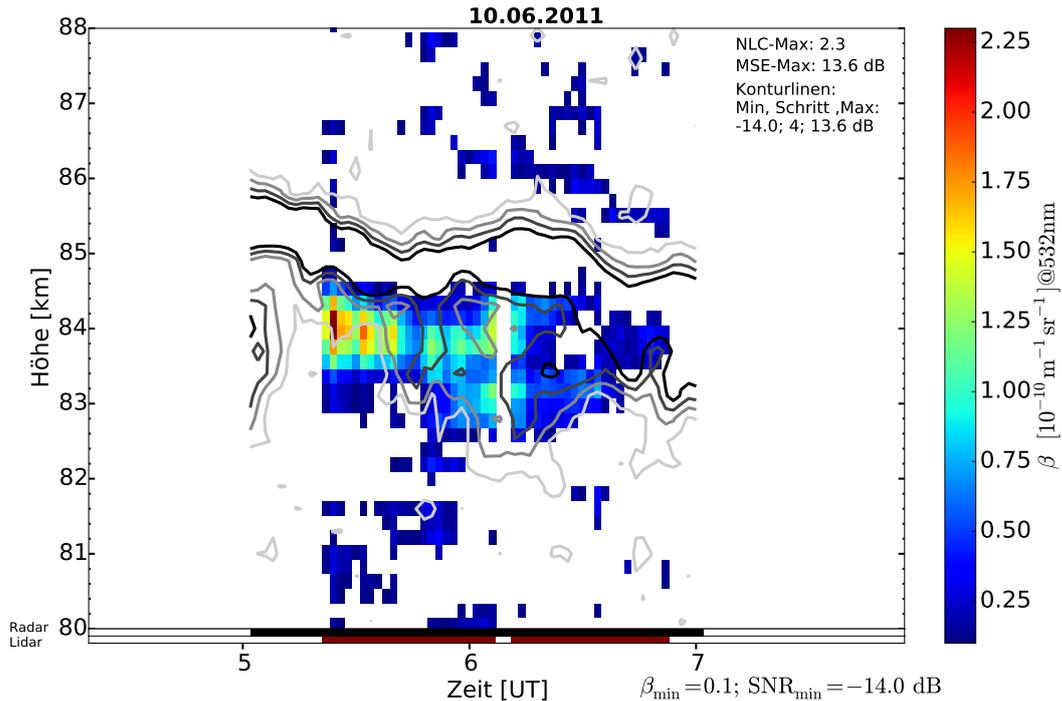


Abb. 3.7: Beispiel für einen deutlich erhöhten Rauschanteil bei niedrigen Schwellwerten, Messung vom 10.06.2011

Die selbe Messung wurde bereits in Abb. 3.6 mit den Schwellwerten von  $\beta = 0.3$  und  $\text{SNR} = -12 \text{ dB}$  gezeigt. Diese finden in allen folgenden Betrachtungen Verwendung, sofern nicht anders angegeben.

### 3.3.3 Modelldaten aus IRI2012

Aus Gleichung 2.8 geht hervor, dass die mittlere freie Elektronendichte  $n_e$  erhebliche Auswirkungen auf die Intensität von MSE hat. Da keine direkten Messungen der Elektronendichte über Kühlungsborn zur Verfügung stehen, wird zum Vergleich der Daten die Elektronendichte aus dem International-Reference-Ionosphere (IRI)-Modell nach Bilitza *et al.* [2011] herangezogen. Die Elektronendichte in der D-Region wurde dem darin enthaltenen FIRI-Modell nach Friedrich und Torkar [2001] entnommen. Dieses Modell basiert im Vergleich zu IRI-95 nach Bilitza [1998] auf einer größeren Anzahl von Messungen durch Höhenforschungsraketen.

Aus in-situ-Messungen ist bekannt, dass atmosphärische Parameter an einigen Tagen zum Teil erheblich von dem Modell abweichen. Dennoch sollen die Modelldaten in dieser Arbeit als Anhaltspunkt für die Elektronendichte im Bereich der mesosphärischen Eiswolken dienen.

Die Abb. 3.8 und 3.9 zeigen die Dichte freier Elektronen über Kühlungsborn für den

27.07.2012. Die Elektronendichte in der Mesopausenregion ist sowohl von der Tageszeit als auch von der Höhe stark abhängig. Der wachsende Einfluss kosmischer und solarer Strahlung mit zunehmender Höhe führt zu einem Anstieg der Elektronendichte zwischen 78 km und 88 km um etwa eine Größenordnung sowohl bei Tage als auch bei Nacht. Beim Übergang von der Nacht zum Tag steigt die Elektronendichte kurz nach dem Sonnenaufgang zwischen 03:00 UT und 05:00 UT stark an.

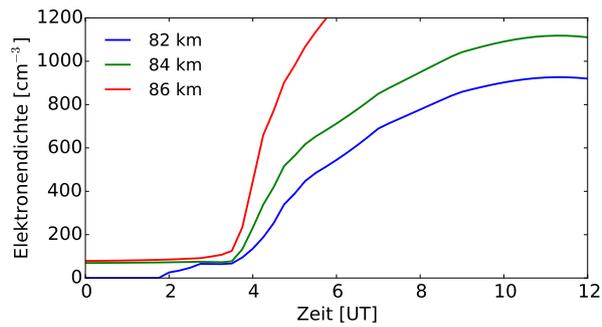


Abb. 3.8: Zeitlicher Verlauf der Elektronendichte über Kühlungsborn am 27.07.2012 nach IRI2012 in einer Höhe von 82 km, 84 km und 86 km

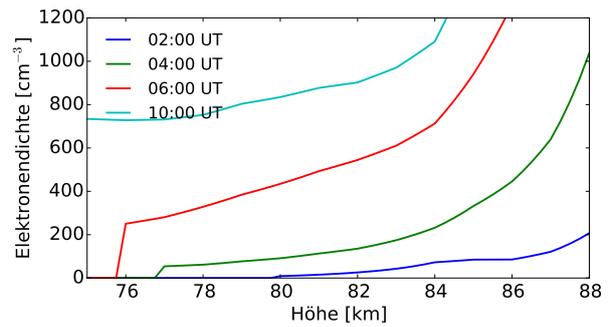


Abb. 3.9: Höhenabhängigkeit der Elektronendichte über Kühlungsborn am 27.07.2012 um 04:00 UT, 06:00 UT und 10:00 UT nach IRI2012

## 4 Ergebnisse und Auswertung

Zu Beginn wird in Abschnitt 4.1 an einigen Beispielen ein Überblick über die Daten vermittelt. Anschließend wird kurz die Intensitätsverteilung des Signals beschrieben. In dem Abschnitt 4.3 wird die mittlere Höhenverteilung der gleichzeitig gemessenen NLC und MSE mit der aller NLC und MSE verglichen. Die Auswertung zur Höhe der unteren und oberen Ränder befindet sich ebenfalls in diesem Abschnitt. Die Messungen in mittleren Breiten bieten eine exzellente Möglichkeit den Einfluss des Sonnenstands auf die MSE zu untersuchen. Dies wird in Abschnitt 4.4 beschrieben. In Punkt 4.5 wird an einem Beispiel überprüft, ob sich Aussagen über die Änderung der Ionisation der Atmosphäre mit steigendem Sonnenstand machen lassen. Im letzten Abschnitt wird eine Messung mit einem doppelschichtigen MSE vorgestellt.

### 4.1 Beispiele für gleichzeitige Messungen von NLC und MSE

Um ein besseres Verständnis der analysierten Daten zu ermöglichen, werden in diesem Abschnitt einige typische Beispiele von gleichzeitigen NLC- und MSE-Messungen gezeigt. Zudem werden mögliche Erklärungen für Gemeinsamkeiten und Unterschiede im zeitlichen Verlauf genannt.

Das erste Beispiel ist in Abbildung 4.1 gezeigt. Am Morgen des 17.06.2010 konnte eine Messung durchgeführt werden, bei der sowohl NLC als auch MSE über einen längeren Zeitraum sichtbar waren. Für eine Dauer von fast 5 Stunden konnte vom Lidar eine NLC über Kühlungsborn registriert werden. Die Intensität des Rückstreukoeffizienten  $\beta$  ist hier farblich unter den durch Konturlinien dargestellten MSE eingezeichnet. Da zu Beginn der Messung die solare Einstrahlung noch zu gering war um ausreichend freie Elektronen zu produzieren, tritt das erste MSE an diesem Tag um ca. 3:28 UT auf (siehe Tabelle 4.2).

Ein sehr markantes Merkmal an dieser Messung ist das zeitliche Absinken der Eisteilchen. Beginnend in einer Höhe von rund 86.5 km sinkt die Schicht in weniger als 5

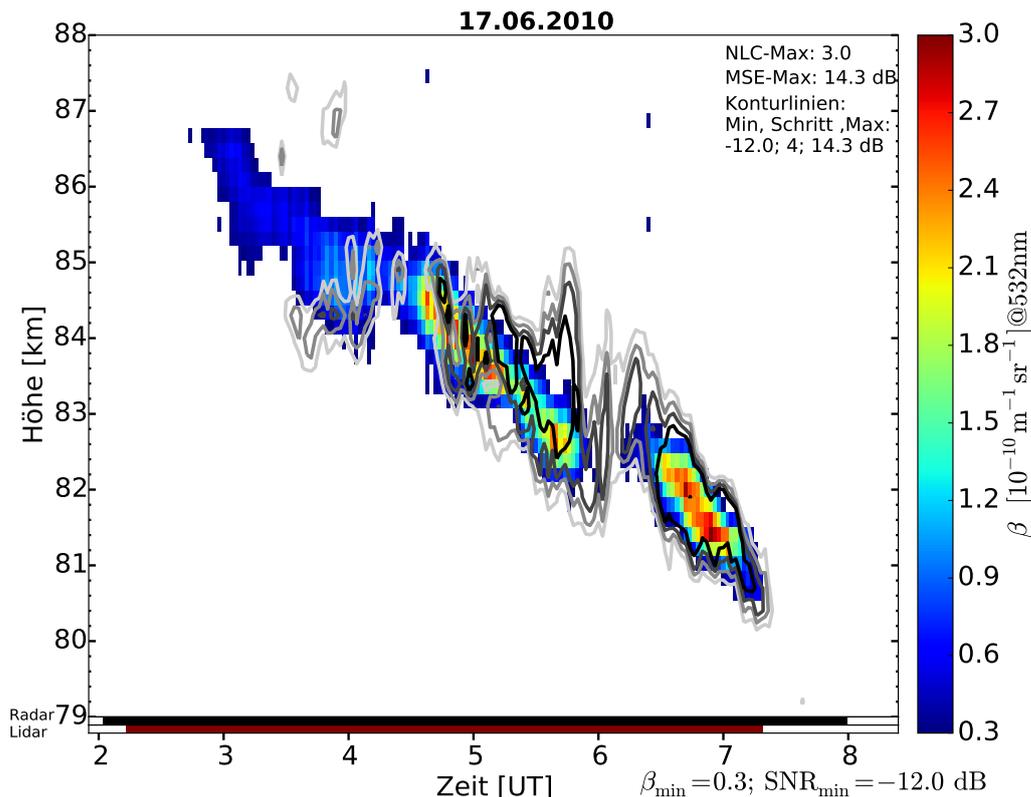


Abb. 4.1: Beispiel einer gleichzeitigen Messung am Morgen des 17.06.2010 über Kühlungsborn, Beschreibung siehe Abb. 3.3

Stunden auf fast 80 km ab. Die mittlere Abstiegsgeschwindigkeit in diesem Zeitraum beträgt  $\sim 1.4$  km. Diese wird von verschiedenen Faktoren beeinflusst, zu nennen sind die Sedimentation der Eisteilchen, der vertikale Wind und auch die Advektion von geneigten Eisschichten durch das Messvolumen. Aufgrund der stets nach unten gerichteten Sedimentation, sinken die Eisschichten im Mittel, bis sie in niedrigeren wärmeren atmosphärischen Schichten sublimieren. Dabei kommt es gelegentlich vor, dass die Eisteilchen durch vertikale Winde für kurze Zeiten wieder aufsteigen. Der mittlere vertikale Wind ist nur schwach, wird aber durch Schwerewellen moduliert.

In der Zeit von ca. 6:30 UT bis kurz nach 7:00 UT befinden sich NLC und MSE in nahezu demselben Höhenbereich. Hier wird der Zusammenhang zwischen den beiden Phänomenen deutlich. Dagegen konnte zuvor um ca. 6:00 UT keine NLC mit  $\beta > 0.3$  nachgewiesen werden, obwohl ein MSE vorhanden war.

Eine mögliche Erklärung hierfür wäre, dass von horizontalen Winden Luftmassen mit nur sehr kleinen Eispartikeln herantransportiert wurden. Die Rückstreuung des Laserlichts von 532 nm wird größtenteils durch die Rayleigh-Streuung bestimmt. Mit einer Abhängigkeit vom Teilchendurchmesser  $d$  proportional zu  $d^6$  werden erst Teilchen mit einer Größe von 20 nm und mehr im Lidarsignal sichtbar [Baumgarten *et al.*, 2008].

---

Im Unterschied dazu, ist die Echointensität des Radars von der Anzahl der mit dem Eis wechselwirkenden freien Elektronen abhängig. Dabei wächst die Anzahl nach Rapp [2004] nur proportional mit dem Teilchenradius  $r$ . Die benötigte Anzahl der begrenzt zur Verfügung stehenden Wassermoleküle steigt dabei proportional zu  $r^3$  erheblich stärker an, so dass viele kleine Partikel mehr Elektronen binden können und dabei ein stärkeres Radarecho verursachen. Möglich ist auch, dass in dem vom Laserstrahl erfassten Bereich mit ca. 5 m Durchmesser in 80 km Höhe, vorübergehend keine Eisteilchen existierten. Da der Radarstrahl mit einer Halbwertsbreite von etwa 8 km ein viel größeres Volumen erfasst, könnten die MSE durch Partikel verursacht werden, welche sich nicht direkt über dem Lidar befinden.

Die Tatsache, dass beide Systeme am Ende der Messung um ca. 7:30 ab nahezu demselben Zeitpunkt kein Signal mehr registrieren, spricht eher gegen die zweite Hypothese. Bei dieser wäre zu erwarten gewesen, dass die Radarechos deutlich länger messbar sind. Das gleichzeitige Verschwinden könnte jedoch auch durch plötzliches Sublimieren der Eisteilchen oder durch Turbulenz-Effekte während der Advektion verursacht werden.

Ab ca. 7:30 UT waren keine Eisteilchen mehr über Kühlungsborn nachweisbar, da diese sublimiert sind oder durch horizontale Winde eisfreie Luftmassen herantransportiert wurden. Hier ist zu bemerken, dass zeitliche Variationen von Höhe und Intensität der gemessenen Signale hier und in den folgenden Abbildungen zum einen durch Sublimation, Wachstum, Neubildung oder Umschichtung der Partikel verursacht sein können. Zum anderen kommen durch horizontale Winde (Advektion) ständig neue Luftmassen und möglicherweise auch Eispartikel in das vom Messgerät erfasste Volumen.

Am folgenden Beispiel in Abbildung 4.2 soll demonstriert werden, dass zum Teil selbst bei hoher Intensität des Radarechos im oberen Bereich der Schicht keine NLC in dieser Höhe registriert wird. Es wird häufig beobachtet, dass sich der obere Rand des MSE deutlich über dem der NLC befindet (siehe Abschnitt 4.3.2). Die rote (MSE) und grüne (NLC) Linie geben dabei den vom Algorithmus bestimmten oberen Rand an. Als Begründung für diese Unterschiede ist die bereits zuvor erwähnte Größenverteilung der Eispartikel zu nennen. Durch die höhere Sedimentationsgeschwindigkeit größerer Teilchen sammeln sich diese vorwiegend im unteren Teil der Schicht an. Im Gegenzug sammeln sich viele kleine Teilchen im oberen Bereich oder werden dort auch neu gebildet. Die Teilchendichte und deren Größenverteilung wurde von Baumgarten und Fiedler [2008] für NLC in polaren Breiten ( $69^\circ$ ) untersucht. Hierzu wurden die Intensitätsverhältnisse eines, bei drei unterschiedlichen Wellenlängen, messenden Lidars verglichen. In aktuellen Ergebnissen konnte zudem der zeitliche Verlauf von Teilchengröße und -dichte innerhalb der Schicht bestimmt werden. Dort wird nicht nur deutlich, dass am oberen Rand kleine Teilchen ( $r < 40$  nm) bei einer hohen Teilchendichte in der

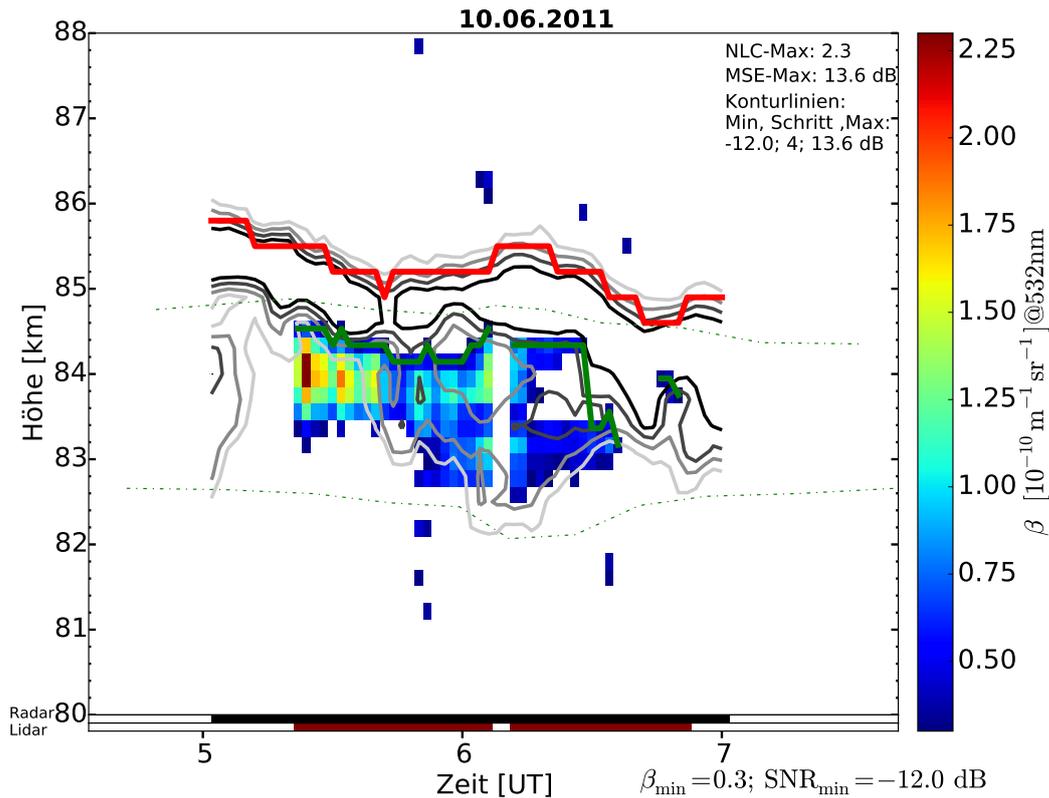


Abb. 4.2: Gleichzeitige Messung von NLC und MSE vom 10.06.2011 über Kühlungsborn mit oberen Kante der MSE (rote Linie) und NLC (grüne Linie), Beschreibung siehe Abb. 3.3

Größenordnung von  $1000 \text{ cm}^{-3}$  einen eher geringen Rückstreukoeffizienten verursachen, sondern auch, dass sehr wenige ( $< 50 \text{ cm}^{-3}$ ) große Teilchen ( $r > 80 \text{ nm}$ ) noch vom Lidar erfasst werden [private Mitteilung G. Baumgarten]. Dies wäre auch eine mögliche Ursache für NLC unterhalb des MSE zwischen 5:00 UT und 6:00 UT. Bei einer nur geringen Teilchendichte können möglicherweise nicht ausreichend Elektronen ( $> 50\%$ ) mit den Aerosolteilchen wechselwirken, um deren Diffusivität so zu reduzieren, dass Strukturen erhalten bleiben und die Radarwellen zurückstreuen [Cho *et al.*, 1992]. Ob zu geringe Turbulenz oder Elektronen-Biteouts für die fehlenden Echos in diesem Bereich verantwortlich sind, lässt sich anhand dieser Daten nicht feststellen. Hierzu wäre eine direkte Elektronendichtemessung über Kühlungsborn erforderlich. Als Elektronen-Biteouts werden starke Einbrüche in der Elektronendichte bezeichnet. Deren Existenz wurde zum Beispiel während der ECOMA-Kampagne durch raketengetragene in-situ Messungen bestätigt [Rapp *et al.*, 2009]. Es wird vermutet, dass es besonders durch große Aerosolteilchen zu einer verstärkten Rekombination der Elektronen kommt, welches als Absinken der freien Elektronendichte mit dem Verschwinden von MSE einhergeht.

Das dritten Beispiel in diesem Abschnitt ist in Abbildung 4.3 dargestellt. Das Ma-

ximum der MSE ist gegenüber dem der NLC verschoben. Dies gilt nicht nur für die Zeit vor 5:00 UT, in dem das MSE stark von der aufgehenden Sonne beeinflusst wird, sondern auch in der Zeit von 5:00 bis 6:00 UT. Hier scheint gerade bei starker NLC das Radarecho abzunehmen.

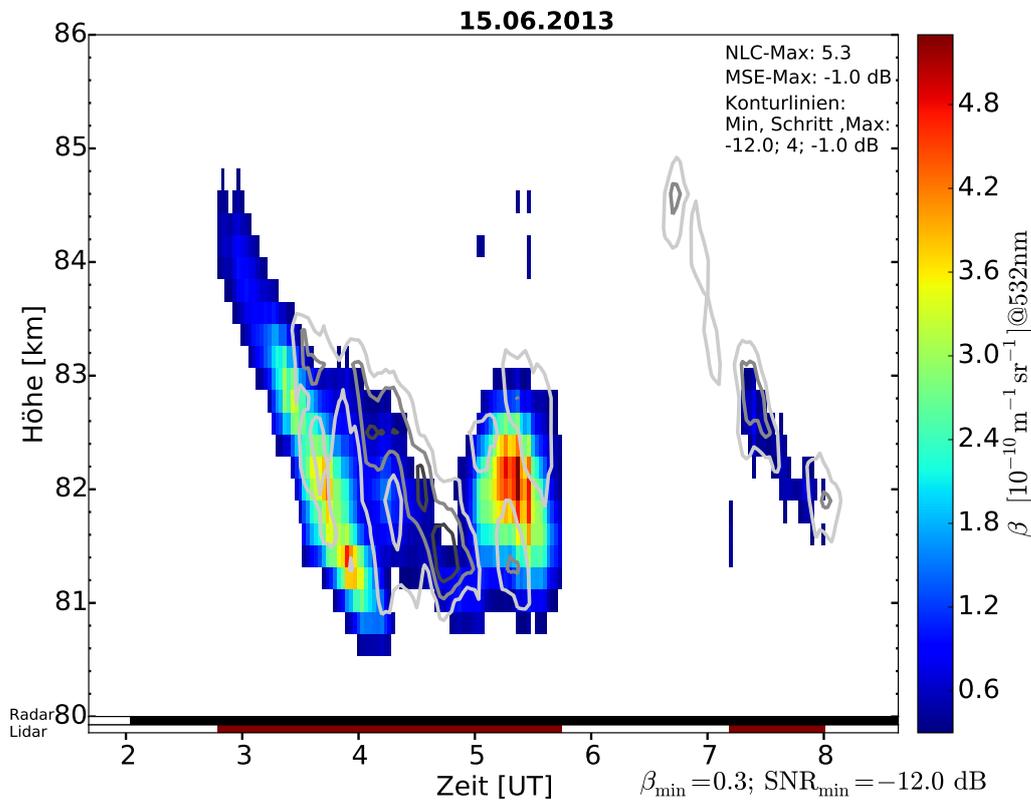


Abb. 4.3: Gleichzeitige Messung von NLC und MSE vom 15.06.2013 über Kühlungsborn, Beschreibung siehe Abb. 3.3

Als mögliche Ursache ist hier der zuvor erwähnte Elektronen-Biteout zu nennen. Auch fehlende oder zu starke Turbulenz könnte für ein Absinken des SNR zu dieser Zeit möglich sein, da für die Streuungen der Radarwellen eine Variation im Brechungsindex und damit in der Elektronendichte nötig ist. Bei starker Turbulenz wird bei guter Durchmischung der Elektronen ebenfalls eine homogene Verteilung erreicht. Ein MSE wäre auch in diesem Fall nicht messbar. Für eine eindeutige Aussage wäre eine zusätzliche Messung von Elektronendichte und Turbulenz erforderlich. Diese ist jedoch nicht erfolgt.

Auch am 15.06.2013 war zu Beginn der NLC-Messung kein MSE vorhanden. Ebenso wie in der Abbildung 4.1 liegt dies an der nur schwach ionisierten Atmosphäre am Morgen.

Das vierte und letzte Beispiel ist die ebenfalls am Morgen aufgenommene Messung in Abbildung 4.4. Neben einer starken NLC mit einem maximalen Rückstreukoeffizienten von  $\beta = 9.8$  konnten in den MSE und im weiteren Verlauf auch bei den NLC eine Doppelschichtstruktur beobachtet werden. Die doppelte Schicht in den NLC zwischen 6:00 UT und 7:00 UT belegte eindeutig, dass zu diesem Zeitpunkt in einem etwas über 1 km ausgedehnten Höhenbereich zwischen den Eisschichten keine oder nur sehr kleine Eisteilchen vorhanden waren. Zweischichtige NLC sind in mittleren Breiten nur sehr selten und können verursacht werden, wenn es durch Schwerewellenaktivitäten zur Bildung zweier Temperaturminima und damit zweier Eisschichten in der Mesopausenregion kommt. Weitere Fälle bei denen in polaren Breiten mehrschichtige NLC beobachtet wurden, finden sich zum Beispiel in Ridder [2014].

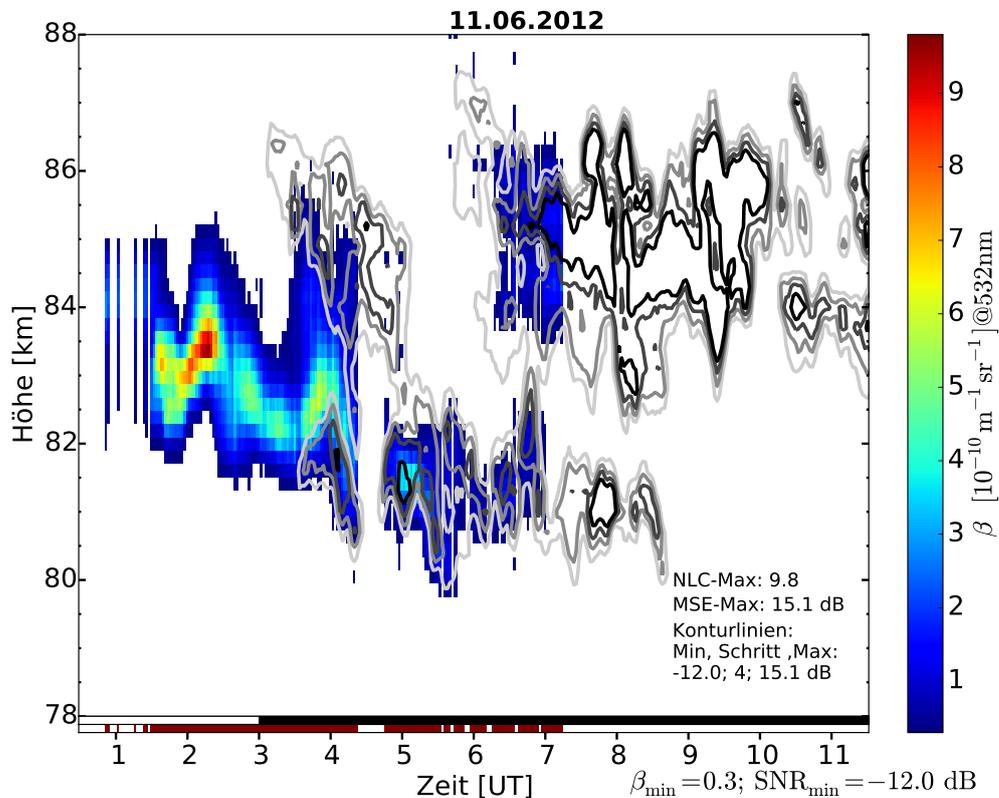


Abb. 4.4: Gleichzeitige Messung von NLC und Doppelschicht-MSE vom 11.06.2012 über Kühlungsborn, Beschreibung siehe Abb. 3.3

Bei MSE können zwei Schichten auch entstehen, wenn durch zu starke Turbulenz kleinskalige Strukturen durchmischt werden oder es zu einer drastisch abfallenden Elektronendichte (Elektronen-Biteout) bei Anlagerung an Aerosolteilchen kommt. Dies ist zwischen 3:00 UT und 4:00 UT der Fall. Obwohl in einer Höhe von 82 km bis 84 km Eisteilchen (NLC) vorhanden waren, ist das MSE nicht in allen Höhen durchgängig messbar. Die Wahrscheinlichkeit, dass in diesem zeitlich und räumlich sehr begrenzten

---

Bereich keine Turbulenz auftritt und damit die Unterbrechung zustande kommt, ist dagegen gering, da darüber und darunter ausreichend Turbulenz vorhanden ist.

## 4.2 Intensitätsverteilung

Die Häufigkeitsverteilungen der ‐Helligkeit‐ von NLC und MSE während gemeinsamer Messungen sind in den Abbildungen 4.5 und 4.6 gezeigt. Hierbei geht der maximale Ruckstreuwert für jedes 2 min-Profil in das Histogramm ein. Sowohl für NLC als auch für MSE existieren nur sehr wenige Messwerte mit hohen Intensitäten. Nur in  $\sim 7.5\%$  der Zeit ist die maximale Signalleistung der Radarechos mehr als doppelt so hoch, wie die Rauschleistung und entspricht damit einem SNR über 10 dB. Der zeitliche Anteil von starken NLC mit einem Maximalwert von  $\beta > 4$  beträgt nur etwas weniger als 10%. Der in Gerding *et al.* [2013a] betrachtete Datensatz von 1997-2011 enthielt mit 19% starken NLC einen deutlich größeren Anteil.

Die Daten stammen zum Teil aus anderen Jahren, zudem beträgt die Messzeit mit starken NLC bei gleichzeitigen MSE nur knapp 4 Stunden, die statistische Signifikanz der Aussage ist somit begrenzt. Da in Gerding *et al.* [2013a] ausschließlich Nachtmessungen vorlagen und die Daten mit gleichzeitiger MSE nur am Tag gemessen wurden, ist der unterschiedliche Anteil starker NLC wahrscheinlich der tageszeitlichen Variation geschuldet. Die NLC-Häufigkeit und -Intensität in Abhängigkeit von der Tageszeit wurde in Gerding *et al.* [2013b] untersucht und nachgewiesen.

Bei den zum Erstellen der Abbildungen verwendeten Schwellwerten von  $\beta = 0.3$  und  $\text{SNR} = -12$  dB liegt die mittlere Maximalintensität der NLC bei  $\beta = 1.94$  und bei einem  $\text{SNR}^1$  von 3.68 für die MSE. Hier liegen fast die Hälfte der Werte (Median = 1.01) unter  $\text{SNR} = 1$ , daher wird auch hier die übliche Darstellungsweise in der dB-Skala gewählt. Die logarithmisch dargestellte Verteilung ist in Abbildung 4.7 gezeigt.

In Abbildung 4.7 ist die Intensitätsverteilung für die MSE in dB angegeben. Diese Einheit wird im Folgendem für alle weiteren Darstellungen verwendet. Die Verteilung ist auf der linken Seite durch den Schwellwert von -12 dB begrenzt.

---

<sup>1</sup>nicht in dB-Skala

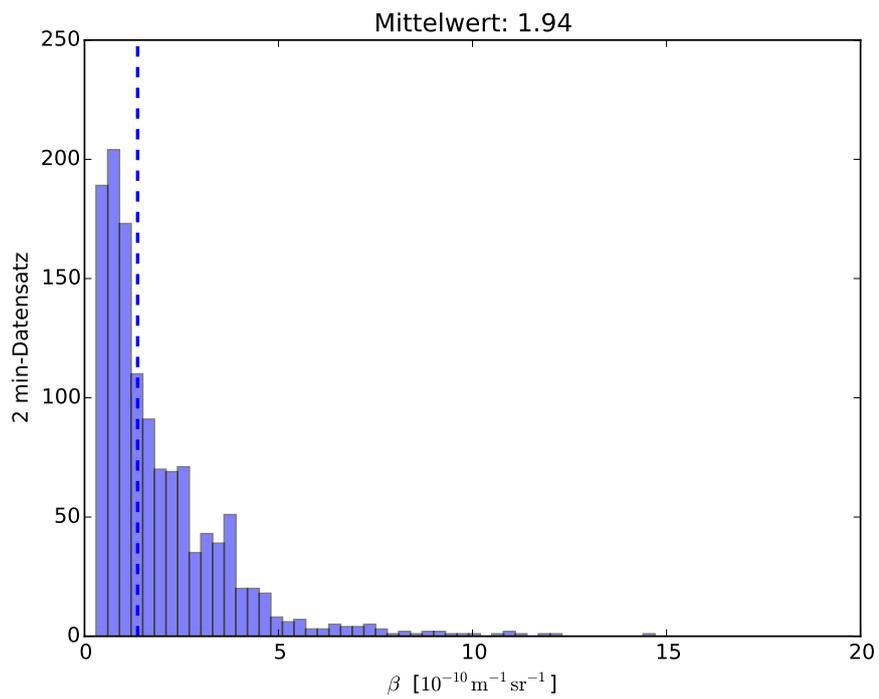


Abb. 4.5: Intensitätsverteilung der Maxima in den NLC bei gleichzeitiger MSE

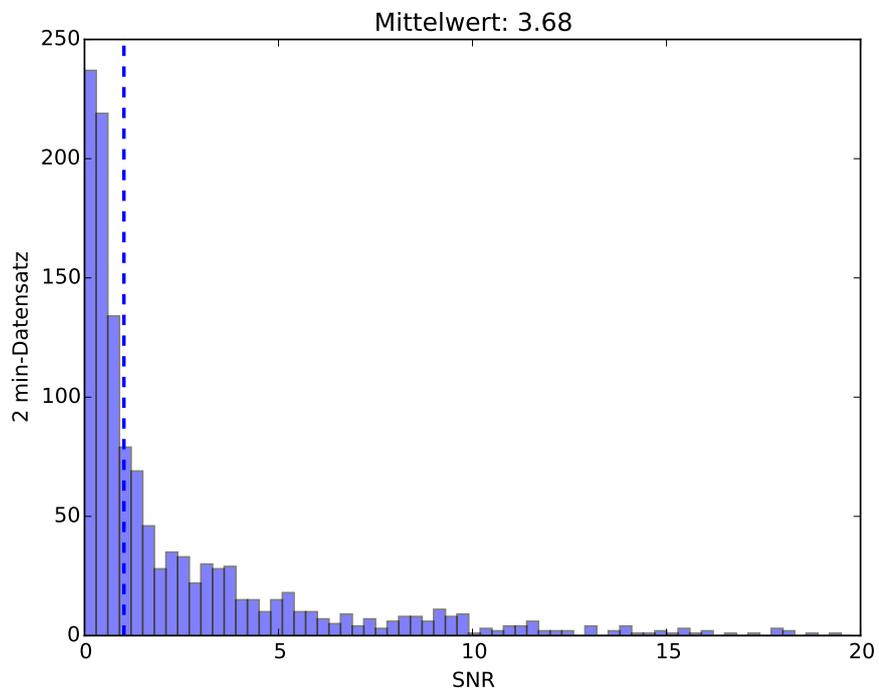


Abb. 4.6: Intensitätsverteilung der Maxima in den MSE bei gleichzeitiger NLC (nicht logarithmisch)

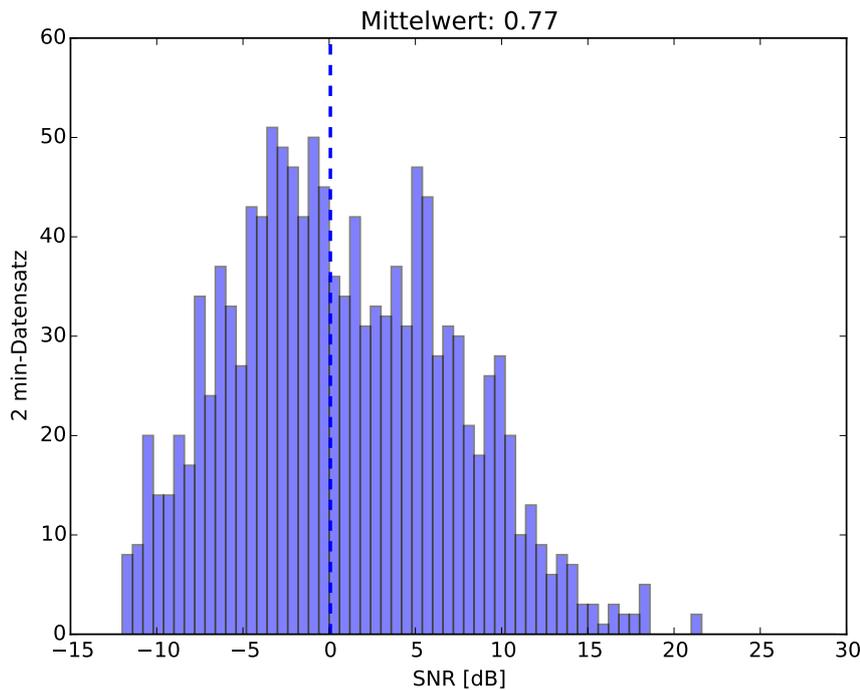


Abb. 4.7: Intensitätsverteilung der Maxima in den MSE als SNR in dB bei gleichzeitiger NLC

## 4.3 Höhenstatistik

### 4.3.1 Höhenverteilung von NLC und MSE

In der Abbildung 4.8 ist die relative Höhenverteilung der MSE für die Jahre 2010 bis 2013 dargestellt. Hier wird jedes 2-Minuten-Zeitintervall, indem NLC und MSE gleichzeitig gemessen und die eingestellten Schwellwerte ( $\beta_{\min} = 0.3$ ,  $\text{SNR}_{\min} = -12$  dB) überschritten wurden, berücksichtigt. Dabei ist der gesamte von dem MSE ausgefüllte Bereich in das Histogramm eingetragen. Die Normierung erfolgt auf alle so ermittelten Werte. Die mittlere Höhe beträgt 83.7 km.

Um den Einfluss der Datenauswahl auf die mittlere Höhe zu untersuchen, ist zum Vergleich die Höhenverteilung der MSE aus den Jahren 1998, 2000, 2001 aus Zecha *et al.* [2003] daneben gestellt (Abb. 4.9). Diese rund 10 Jahre zuvor gemessenen Daten, sollten eine vergleichbare Höhenverteilung aufweisen. Trendanalysen wie sie zum Beispiel in Lübken und Berger [2011] durchgeführt wurden, zeigen, dass die langzeitliche Variation von mesosphärischen Eisteilchen und damit auch die von MSE nur sehr gering ist.

Der Vergleich zeigt, dass die Einschränkung auf Zeiten in denen gleichzeitig NLC vorhanden war zu einer signifikanten Verringerung der mittleren Höhe der MSE führt.

Vor allem die MSE-Häufigkeit in größerer Höhe ist in den hier betrachteten Daten viel geringer. Untersuchungen, wie sie in Baumgarten und Fiedler [2008] in polaren Breiten durchgeführt wurden, lassen vermuten, dass höheren Wolken auch über Kühlungsborn mit einer großen Anzahl kleiner Eisteilchen ( $< 20$  nm) nicht vom Lidar detektiert werden und demzufolge in der Statistik fehlen. In Höhen unter 85 km ändert sich die Häufigkeitsverteilung nur wenig. Dies ist konsistent mit dem Ergebnis aus dem Vergleich der unteren Wolkenkanten, wie es in Abb. 4.17 gezeigt wird.

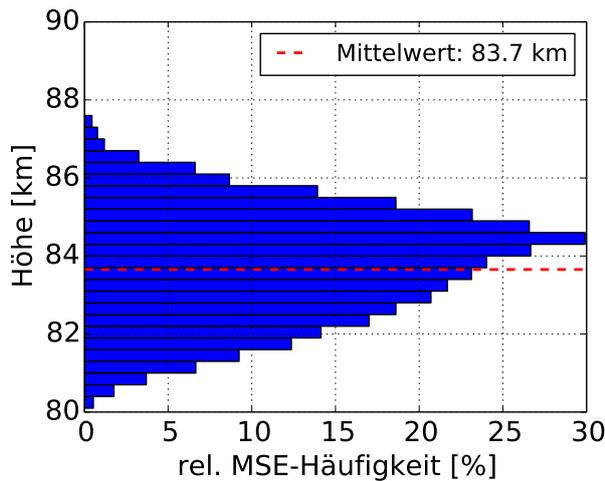


Abb. 4.8: Höhenverteilung der MSE wenn NLC vorhanden, aus 2010 bis 2013

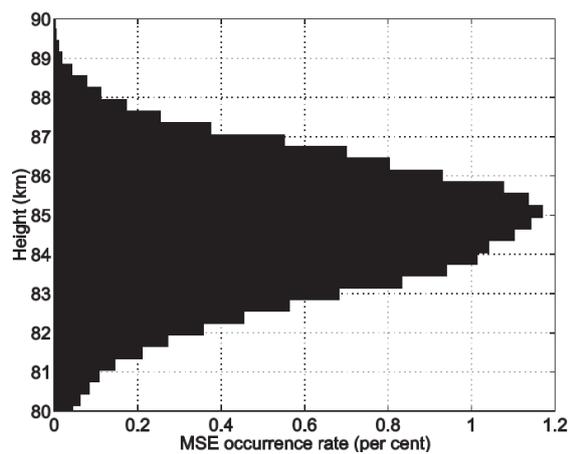


Abb. 4.9: MSE-Häufigkeit aus den Jahren 1998, 2000, 2001 aus Zecha *et al.* [2003]

Für die NLC bei gleichzeitigen MSE wird ebenfalls die relative Höhenverteilung berechnet. Diese ist in Abbildung 4.10 dargestellt. Die allermeisten NLC befinden sich in einer Höhe zwischen 80 km und 86 km mit der höchsten Häufigkeit bei 84 km, dabei liegt die mittlere Höhe bei 83.2 km.

Zum Vergleich ist in der Abbildung 4.11 direkt daneben die Höhenverteilung aller in den Jahren 2010 bis 2013 gemessenen NLC über Kühlungsborn dargestellt. Die Einschränkung auf Daten mit gleichzeitigem MSE verursacht hier einen geringen Anstieg der mittleren Höhe. Besonders unterhalb einer Höhe von 80 km ist die relative Häufigkeit stark reduziert. Sehr niedrige NLC treten seltener zeitgleich mit MSE auf. Im Bereich zwischen 83 km und 85 km nimmt die Häufigkeit dafür etwas zu. In dieser Höhe ist auch die Häufigkeit von MSE besonders hoch. Ein Vergleich mit den Daten von Nachtmessungen aus den Jahren vor 2010 aus Gerding *et al.* [2013a] zeigt einen Unterschied der mittleren Höhe (82.7 km) von ca. 500 m. Auch hier ist der Einfluss der Datenauswahl deutlich geringer als bei den MSE.

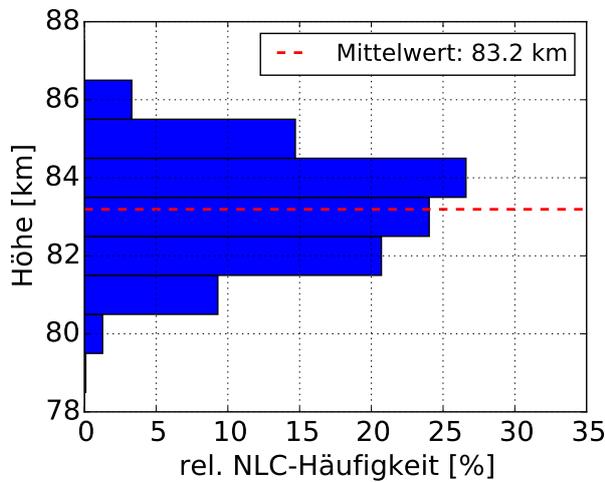


Abb. 4.10: Höhenverteilung der NLC wenn MSE vorhanden

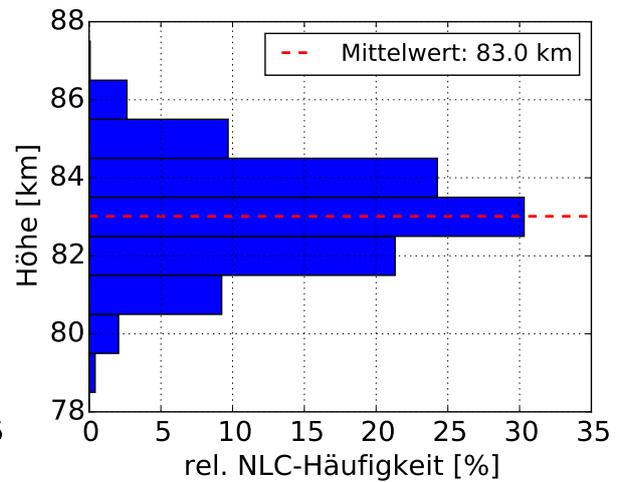


Abb. 4.11: Höhenverteilung aller NLC über Kühlungsborn in den Jahre 2010 bis 2013

### 4.3.2 Vergleich von Maximum, Ober- und Unterkante

In diesem Abschnitt wird zunächst die Höhe der Maxima, der unteren und oberen Ränder von NLC und MSE untersucht. Anschließend wird die jeweilige Differenz dazwischen betrachtet und ihre Abhängigkeit von der Höhe dargestellt.

Bei den Abbildungen 4.12, 4.13 und 4.14 ist im Unterschied zu den in Abschnitt 4.3.1 gezeigten Höhenverteilungen für jedes 2 min-Profil nur ein Höhenkanal eingezeichnet. Das Maximum, der obere und untere Rand wurden nach dem in Abschnitt 3.3.2 beschriebenen Verfahren bestimmt. Der Mittelwert für die gezeigte Verteilung ist jeweils in der oberen rechten Ecke eingetragen und in der Darstellung als rote gestrichelte Linie markiert.

Deutlich wird, dass von oben nach unten der Höhenunterschied zwischen NLC und MSE abnimmt. Besser zu erkennen ist dies an der Differenz aus MSE-Höhe minus NLC-Höhe. In den Abbildungen 4.15, 4.17 und 4.16 ist die Differenz aus den 2 min-Profilen dargestellt. Die mittlere Differenz zwischen dem Maximum der NLC und dem der MSE beträgt 0.42 km mit einer Standardabweichung von 0.77 km. Dabei befindet sich das MSE meist über der NLC. Die mittlere Differenz der oberen Kante beträgt 0.55 km, bei einer Standardabweichung von 0.74 km. Der untere Rand von NLC und MSE befindet sich fast in derselben Höhe. Der Unterschied ist hier mit 0.12 km deutlich

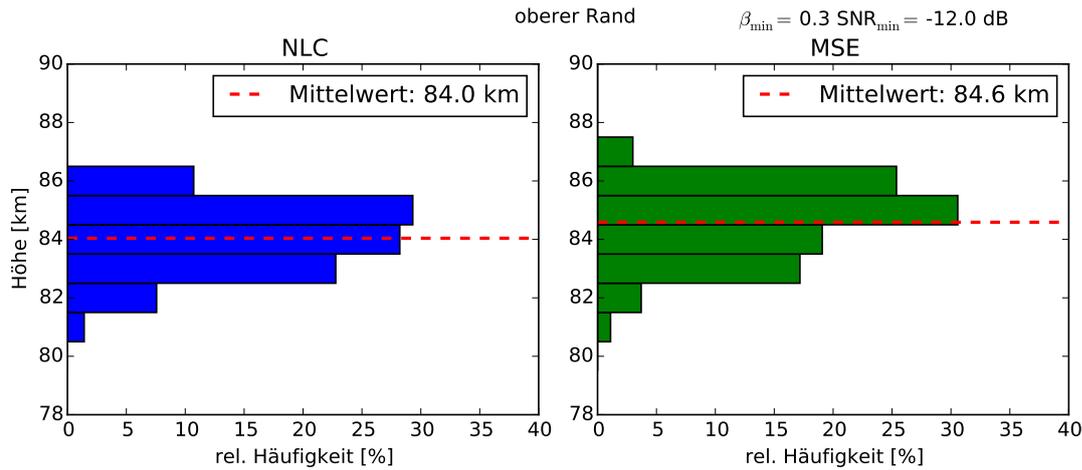


Abb. 4.12: Höhenverteilung des oberen Randes der NLC (links) und MSE (rechts) bei gleichzeitiger Messung über Kühlungsborn in den Jahren 2010 bis 2013

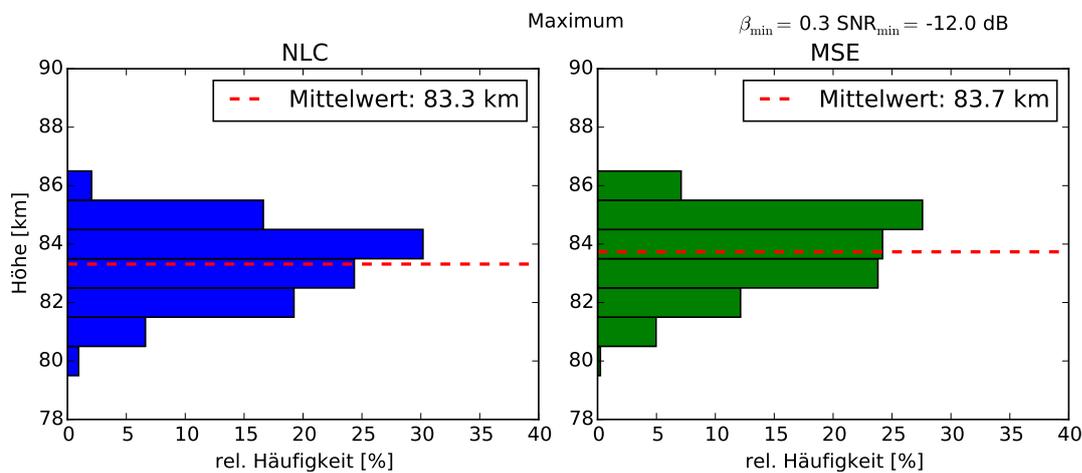


Abb. 4.13: Höhenverteilung des Maximums der NLC (links) und MSE (rechts) bei gleichzeitiger Messung über Kühlungsborn in den Jahren 2010 bis 2013

geringer. Dabei bleibt die Standardabweichung mit 0.76 km fast genauso groß. Dies ist konsistent mit den Beobachtungen in von Zahn und Bremer [1999] und ist ein Indiz für die Ansammlung größerer Teilchen im unteren Bereich der Eisschicht. Auch für Messungen in polaren Breiten stimmt der untere Rand von NLC und polar mesosphärischen Sommerechos (PMSE) für die meisten Zeiten sehr gut überein.

In den weiteren Abbildungen 4.18, 4.19, und 4.20 geht nicht nur die Differenz, sondern auch die Höhe von NLC und MSE mit ein. Für den Vergleich des Maximums, des oberen und des unteren Randes wurde jeweils ein 2D-Histogramm erstellt. Jedes 2 min-Profil ist hier in Abhängigkeit von der NLC-Höhe (X-Achse) und der MSE-Höhe (Y-Achse) eingetragen. Die blaue Linie gibt die Positionen an, bei denen NLC- und MSE-Höhe identisch sind. Liegt ein Eintrag über dieser Linie, so befindet sich die MSE über der NLC. Bei allen Einträgen unter dieser Linie wurde der obere bzw. untere Rand oder

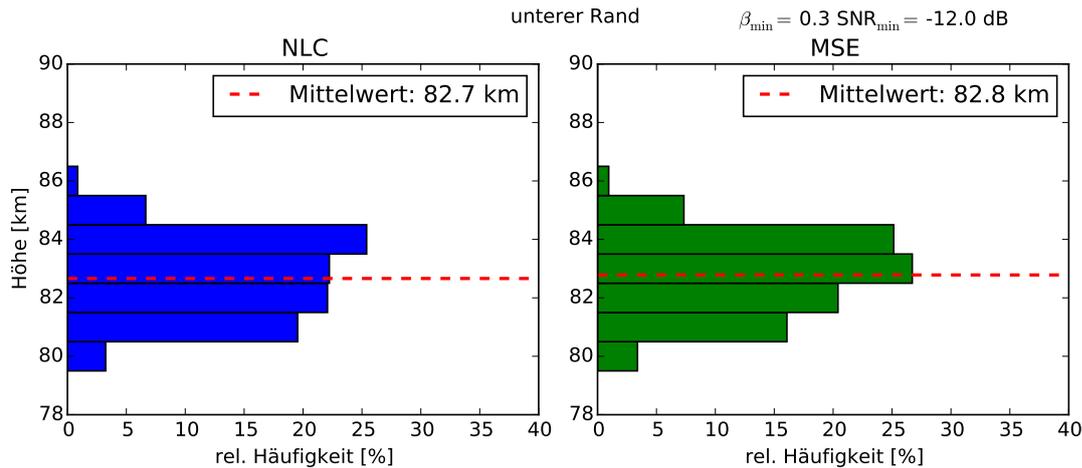


Abb. 4.14: Höhenverteilung des unteren Randes der NLC (links) und MSE (rechts) bei gleichzeitiger Messung über Kühlungsborn in den Jahren 2010 bis 2013

das Maximum der NLC über dem der MSE gemessen. Zu dem ist in Abhängigkeit von der NLC-Höhe die mittlere MSE-Höhe als grüne Linie eingezeichnet.

Wie aus den vorherigen Abbildungen zu erwarten war, befindet sich vor allem bei dem oberen Rand und dem Maximum die meisten MSE über der NLC. Der Abstand zwischen grüner und blauer Linie ist vergleichbar mit der mittleren Differenz, wie sie in den Abbildungen 4.15, 4.16 und 4.17 dargestellt ist.

Die Abbildung 4.20 zeigt eine gute Übereinstimmung des unteren Rands von NLC und MSE für weite Höhenbereiche. Dabei ist auffällig, dass bei besonders niedrigen Eisschichten der Unterschied zunimmt. Die in niedrigen Höhen schwächer werdende Turbulenz und Elektronendichte könnte eine mögliche Ursache hierfür sein. Ein nicht unerheblicher Teil der Messungen wurde in den frühen Morgenstunden durchgeführt. Zu dieser Zeit ist der Gradient in der Elektronendichte besonders groß. Die Atmosphäre wird von oben nach unten zunehmend ionisiert, so dass sich auch die ersten MSE innerhalb der Eisschicht von oben nach unten ausbreiten (siehe hierzu Abs. 4.5). Hier ist die, in der Atmosphäre von oben nach unten, abnehmende Elektronendichte ein maßgebender Faktor für die Bildung von MSE.

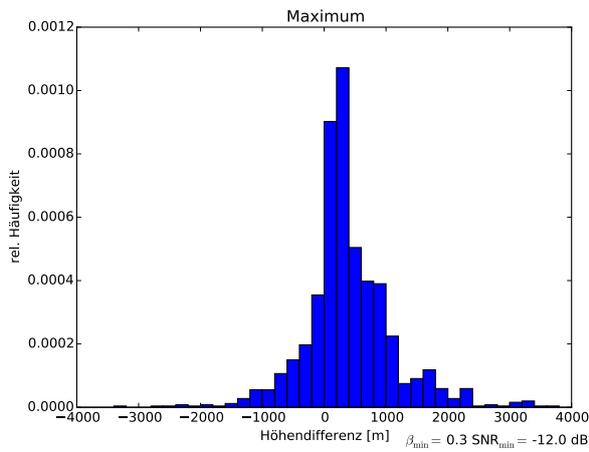


Abb. 4.15: Höhendifferenz vom Maximum: MSE-Höhe minus NLC-Höhe

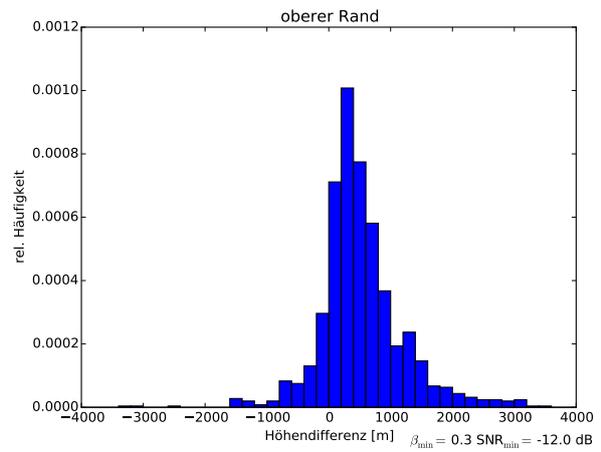


Abb. 4.16: Höhendifferenz oberer Rand: MSE-Höhe minus NLC-Höhe

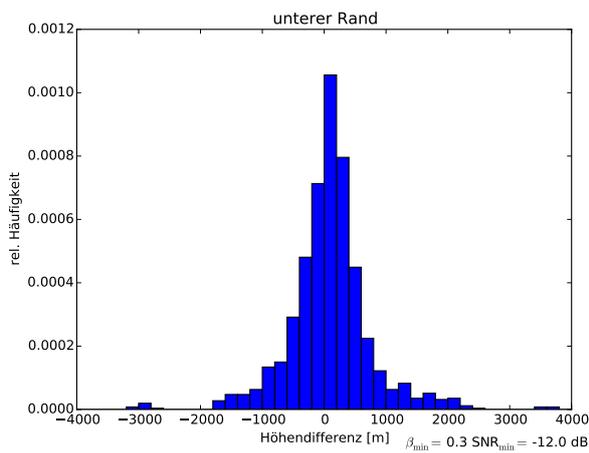


Abb. 4.17: Höhendifferenz unterer Rand: MSE-Höhe minus NLC-Höhe

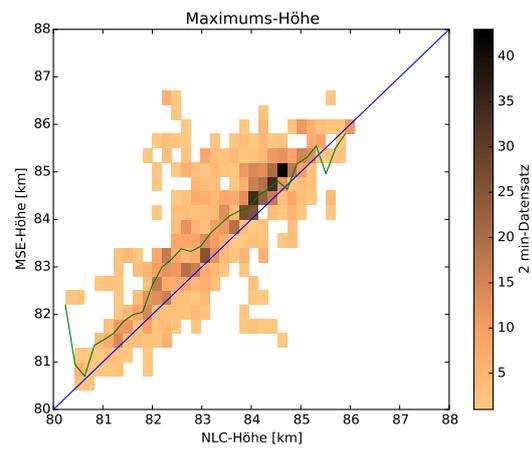


Abb. 4.18: Höhen-Relation vom Maximum der NLC und MSE

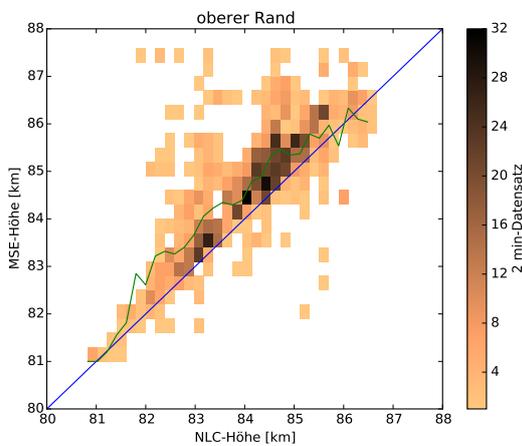


Abb. 4.19: Höhen-Relation vom unteren Rand der NLC und MSE

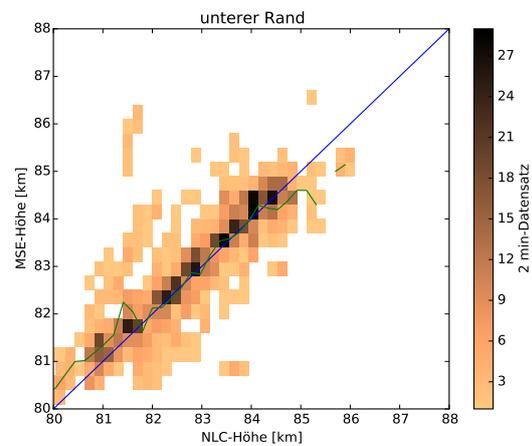


Abb. 4.20: Höhen-Relation vom oberen Rand der NLC und MSE

Ein Vergleich der Schichtdicke von NLC und MSE ist in Abbildung 4.21 gezeigt. Zum Erstellen des Histogramms wurde für jeden 2-min Datensatz die Differenz aus oberem und unterem Rand berechnet. Die relative Häufigkeit ist in Abhängigkeit von der Schichtdicke dargestellt. Obwohl für eine MSE neben Eispartikeln zusätzlich Turbulenz und freie Elektronen vorhanden sein müssen, ist die vertikale Ausdehnung der Rada-rechos im Mittel größer, als bei den NLC. Da erst Partikel mit einem Durchmesser von über 20 nm vom Lidar erfasst werden, bleibt ein großer Teil der Schicht mit meso-sphärischen Eisteilchen für das Lidar unsichtbar. Hier schränkt die starke Abhängigkeit ( $\sim r^6$ ) der Rayleigh-Streuung von der Teilchengröße  $r$  die Nachweisbarkeit von kleinen Teilchen mit einem RMR-Lidar ein.

Dabei ist zu bedenken, dass die Empfindlichkeiten und die Festlegung der Schwellwerte bei den verwendeten Messgeräten einen erheblichen Einfluss auf die Schichtdicke haben. Die beim Lidar für Messungen bei Tageslicht etwas höher angesetzte Schwelle für den Nachweis von NLC mit  $\beta = 0.3$  wirkt sich negativ auf die gemessene Schichtdicke aus. Bei reduzierter Hintergrundstrahlung in der Nacht wäre eine NLC ab einer Helligkeit von  $\beta = 0.1$  bereits zweifelsfrei zu identifizieren.

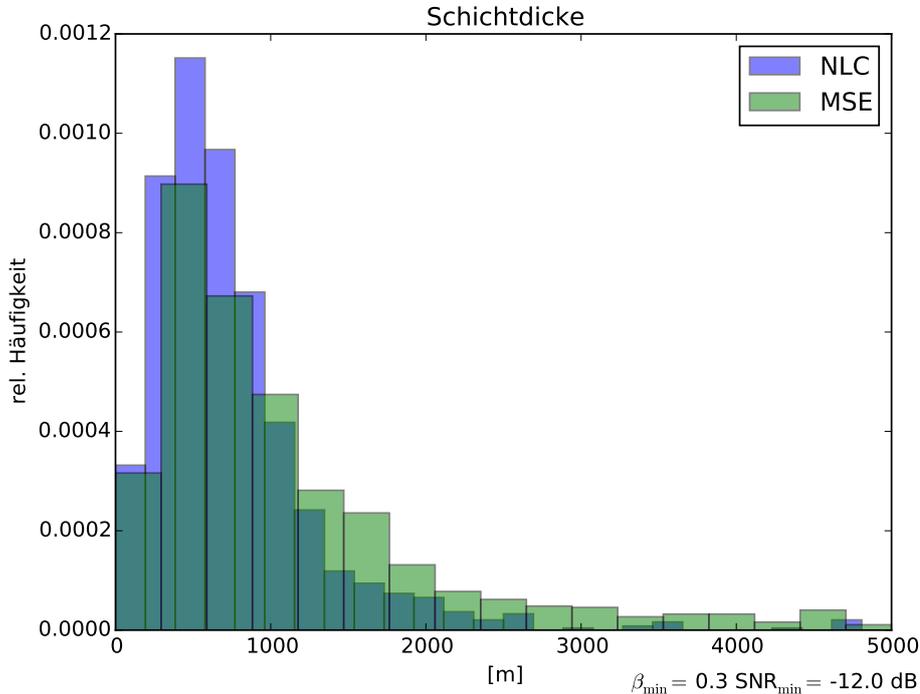


Abb. 4.21: Differenz aus oberem und unterem Rand für MSE und NLC bei gleichzeitiger Messung in den Jahren 2010 bis 2013

---

### 4.3.3 Vergleich mit NLC und PMSE über ALOMAR (69°N)

Zum Vergleich mit NLC und PMSE über polaren Breiten sind in Tabelle 4.1 einige Ergebnisse aus Kaifler *et al.* [2011] angegeben. Dort wurde nach einem sehr ähnlichen Verfahren die Höhe der unteren Ränder von NLC und MSE bestimmt. Die Häufigkeiten und Intensitäten beider Phänomene über ALOMAR (69°N) ist dort weitaus größer.

Tab. 4.1: Daten (gemittelt) von gleichzeitigen NLC und PMSE aus Kaifler *et al.* [2011](Tabelle 3, Case IV); unterer Rand  $z_{\text{bot}}$ , oberer Rand  $z_{\text{top}}$ , NLC-Intensität  $\beta$

	PMSE	NLC
$z_{\text{top}}$ [km]	87.14±0.03	83.80±0.02
$z_{\text{bot}}$ [km]	81.74±0.02	82.08±0.02
$\Delta z$ [km]	5.40±0.04	1.72±0.03
NLC-PMSE $\Delta z$ [km]	0.34	
$\bar{\beta}$ [ $10^{-10}\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$ ]		9.9±0.1

Die mittlere Intensität ist mit  $\bar{\beta} = 9.9$  fast 5 mal so hoch, wie die Messwerte aus Kühlungsborn (siehe Abschnitt 4.2). Auch der Anteil an gleichzeitigen Messungen in derselben Höhe liegt mit 15.7% (69°N) deutlich über den 2.3% (54°N). Der Schwellwert wurde daher mit  $\beta = 4$  und SNR = 5 dB deutlich höher angesetzt. Der Einfluss des Schwellwerts auf die Schichtdicke und Höhe wurde in Kaifler *et al.* [2011] ebenfalls untersucht und es zeigt sich, dass die Unterschiede nicht ausschließlich auf die geänderten Schwellwerte zurückzuführen sind. Bei den MSE fällt der Einfluss des Schwellwerts deutlich größer aus, wobei ein Angleichen der Schwellwerte den beobachtet Unterschied verstärken würde.

Bei dem Vergleich der gemittelten oberen und unteren Ränder von NLC und MSE zwischen mittleren und polaren Breiten fällt der besonders große Unterschied beim oberen Rand zwischen PMSE und MSE auf. Der Unterschied beträgt hier ca. 2.5 km. Erklärbar ist dies durch ein Absinken der mesosphärischen Eisteilchen während des Transports in mittlere Breiten. Der Transport von mesosphärischen Eisteilchen aus polnahen Regionen wurde von Gerding *et al.* [2013b] vorgeschlagen, da über Kühlungsborn, während äquatorwärts gerichteter Winde, die NLC-Häufigkeit zunimmt. Die NLC-Höhe zwischen Kühlungsborn und ALOMAR variiert dabei nur gering, da die vom Radar registrierten Eisteilchen in großer Höhe erst während des Absinkens wachsen und eine für das Lidar nachweisbare Größe erreichen. Am unteren Rand der mit Wasserdampf übersättigten atmosphärischen Schicht sublimieren die Eispartikel in einer Höhe, die nur wenig vom Breitengrad abhängig ist.

---

## 4.4 Beginn des MSE kurz nach Sonnenaufgang

Der Standort Kühlungsborn bietet ideale Bedingungen um den Einfluss der solaren Strahlung auf das Vorkommen von MSE zu untersuchen. Die Kombination aus VHF-Radar und tageslichtfähigem NLC-Lidar in mittleren Breiten ist weltweit einmalig. Im Unterschied zu polaren Breiten, verschwindet die Sonne während der gesamten NLC-MSE-Saison täglich für einige Stunden unter dem Horizont. Die Intensität der Sonnenstrahlung ist maßgebend für die freie Elektronendichte in der Mesopausenregion. Nach dem in Abschnitt 2.2.2 beschriebenen Mechanismus ist eine ausreichende Anzahl von freien Elektronen ein wesentlicher Bestandteil für die Bildung von MSE.

Die gleichzeitig vom Lidar gemessenen NLC sind ein eindeutiger Beweis für die Existenz von Eisteilchen im vom Radar erfassten Messvolumen. Wenn während einer NLC das Radar kein Echo registriert bedeutet dies, dass entweder keine kleinskaligen Strukturen vorhanden sind, oder dass die freie Elektronendichte nicht ausreichend ist, um genügend starke Variationen im Radarbrechungsindex zu verursachen.

In den Abbildungen 4.22, 4.23 und 4.24 ist jeweils der zeitliche Verlauf am Morgen dargestellt. In den hier gewählten Beispielen beginnt das MSE erst kurz nach Sonnenaufgang. Dabei konnte die NLC schon einige Zeit früher beobachtet werden. Damit ist sicher, dass in den meisten dieser Fällen die Elektronendichte der kritische Faktor für die Bildung von MSE ist. Auch die Notwendigkeit von freien Elektronen für die Existenz von MSE wird hieran deutlich.

Unter den Messungen an 18 Tagen mit gleichzeitigen NLC und MSE befinden sich sieben Beispiele bei denen der Beginn der MSE am Morgen beobachtet wurde. Zu dieser Zeit sind Eisschichten in mittleren Breiten am Häufigsten [Gerding *et al.*, 2013a]. Darüber hinaus wird in der Abbildung 4.25 die einzige Messung gezeigt, bei der am Abend bei vorhandenen Eisteilchen keine MSE mehr nachweisbar war. Zwar gibt es für den Fall am Abend keine Vergleichsmessungen, doch sowohl der Sonnenstand als auch die Elektronendichte (Tab. 4.2) um kurz vor 19:00 UT lassen vermuten, dass die untergehende Sonne und die damit sinkende Elektronendichte die Ursache für das Ende des Radarechos sind.

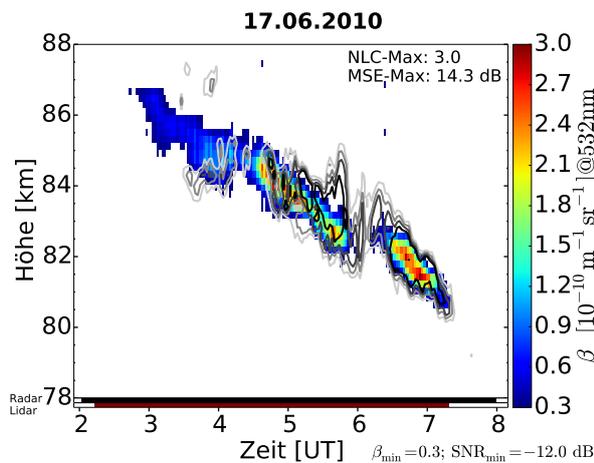


Abb. 4.22: Beginnendes MSE (Konturlinien) während einer NLC (farbig) am Morgen des 17.06.2010

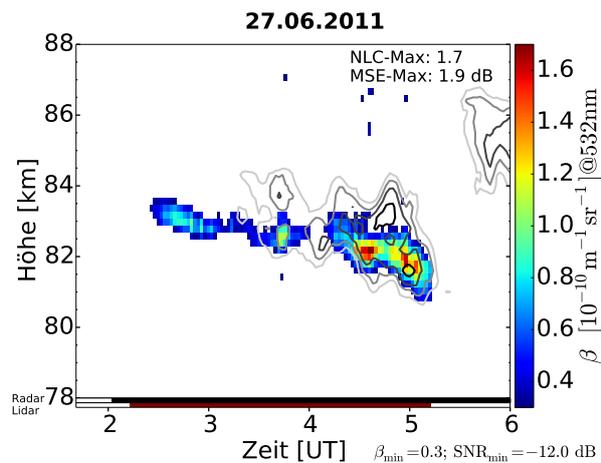


Abb. 4.23: Beginnendes MSE (Konturlinien) während einer NLC (farbig) am Morgen des 27.06.2011

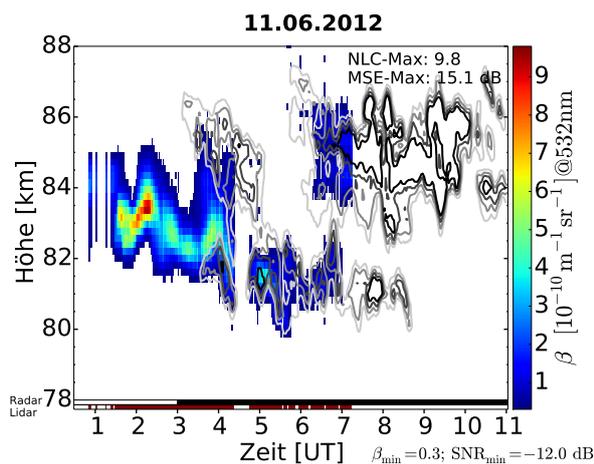


Abb. 4.24: Beginn eines doppelschichtigen MSE (Konturlinien) während einer NLC (farbig) am Morgen des 17.06.2010

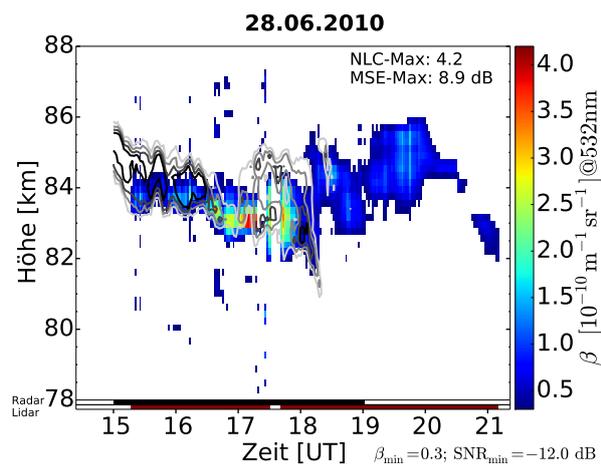


Abb. 4.25: Endendes MSE (Konturlinien) während einer NLC (farbig) mit untergehender Sonne am 28.06.2010

Die acht Messungen sind in der Tabelle 4.2 aufgeführt. Das Datum sowie die Start- (morgens) bzw. Endzeit (abends) der MSE stehen am Anfang. In der zweiten Spalte ist angegeben, aus welcher Höhe das erste/letzte MSE-Signal empfangen wurde. Die Elektronendichte wurde für den Zeitpunkt und den Ort mit Hilfe des in Abschnitt 3.3.3 beschriebenen IRI2012-Modells berechnet. Der Sonnenzenitwinkel ist unabhängig von der Höhe, variiert aber in geringem Maße mit dem Datum.

Tab. 4.2: Startzeiten der MSE am Morgen und Endzeit am 28.06.28 abends mit der dazugehörigen Höhe, dem Sonnenstand und der Elektronendichte  $n_e$  nach IRI2012

Datum/Uhrzeit	Höhe <sup>1</sup> [m]	Sonnenzenitwinkel [°]	Elektronendichte <sup>2</sup> [cm <sup>-3</sup> ]
15.06.2013 03:26:03	83400	85.5	136.77
10.06.2013 03:24:02	83400	85.9	117.52
06.06.2013 03:24:02	84600	84.3	318.44
27.07.2012 03:38:00	84000	88.7	102.99
11.06.2012 03:08:03	86100	87.7	251.39
27.06.2011 03:17:59	83100	87.0	77.34
17.06.2010 03:29:57	84300	85.1	143.91
28.06.2010 18:51:59	82800	84.2	67.40

<sup>1</sup> zu Beginn bzw. Ende

<sup>2</sup> Elektronendichte nach IRI2012-Modell

Die MSE begannen bei einem mittleren Sonnenzenitwinkel von  $\sim 86^\circ$  und einer mittleren Elektronendichte von  $\sim 160 \text{ cm}^{-3}$ . Dieser Wert liegt in derselben Größenordnung wie die in Rapp *et al.* [2002] ermittelte Elektronendichte von mindestens  $\sim 300\text{-}500 \text{ cm}^{-3}$ , ist dabei aber um mindestens einen Faktor 2 niedriger. Zum einen können die Modelldaten erheblich von den tatsächlichen Werten abweichen bzw. auch einen systematischen Fehler für die betrachtete Region besitzen. Zum anderen wurden hier nur Bedingungen verglichen, bei denen die Elektronendichten im optimalen Höhenbereich am absoluten Minimum für ein MSE lagen.

Bis auf einen Ausreißer<sup>1</sup> tauchen die ersten MSE in sechs Fällen einem Höhenbereich zwischen 83 km und 85 km auf. In diesem Bereich ist die Häufigkeit gemeinsamer Messungen am größten (siehe Abb. 4.8). Der genaue Zeitpunkt und damit auch der Sonnenstand und die Elektronendichte ist dabei von der Empfindlichkeit des Radar-Systems und dem minimalen SNR (hier -12 dB), ab dem das Echo als MSE bezeichnet wird, abhängig.

In der Abbildung 4.26 ist der Verlauf der Elektronendichte in 82 km Höhe und der Verlauf des Sonnenstandes während der Messung vom 15.06.2013 eingezeichnet. Die rote gestrichelte Linie gibt die Elektronendichte in  $10^7 \text{ m}^{-3}$  mit der Skala<sup>2</sup> am rechten Rand an. Der Sonnenstand (rote durchgezogene Linie) nutzt ebenfalls die Skala rechts und ist hier definiert als 90 Grad minus dem Sonnenzenitwinkel. In der betrachteten

<sup>1</sup>siehe Abb. 4.4, hier gab es in der betreffenden Höhe bei vorhandener NLC ein Elektronen-Biteout oder keine Strukturen

<sup>2</sup> $10^7 \text{ m}^{-3} \triangleq 10 \text{ cm}^{-3}$

Höhe ist dieser nicht gleich dem Winkel zwischen Horizont und Sonne. Gut erkennbar ist, dass die Elektronendichte ab einem Sonnenstand von ca. 4° stark ansteigt. Zur selben Zeit beginnen die vom Radar detektierten Echos. Die genauen Werte, bei denen das erste MSE registriert wurde, befinden sich in der ersten Zeile in der Tabelle 4.2.

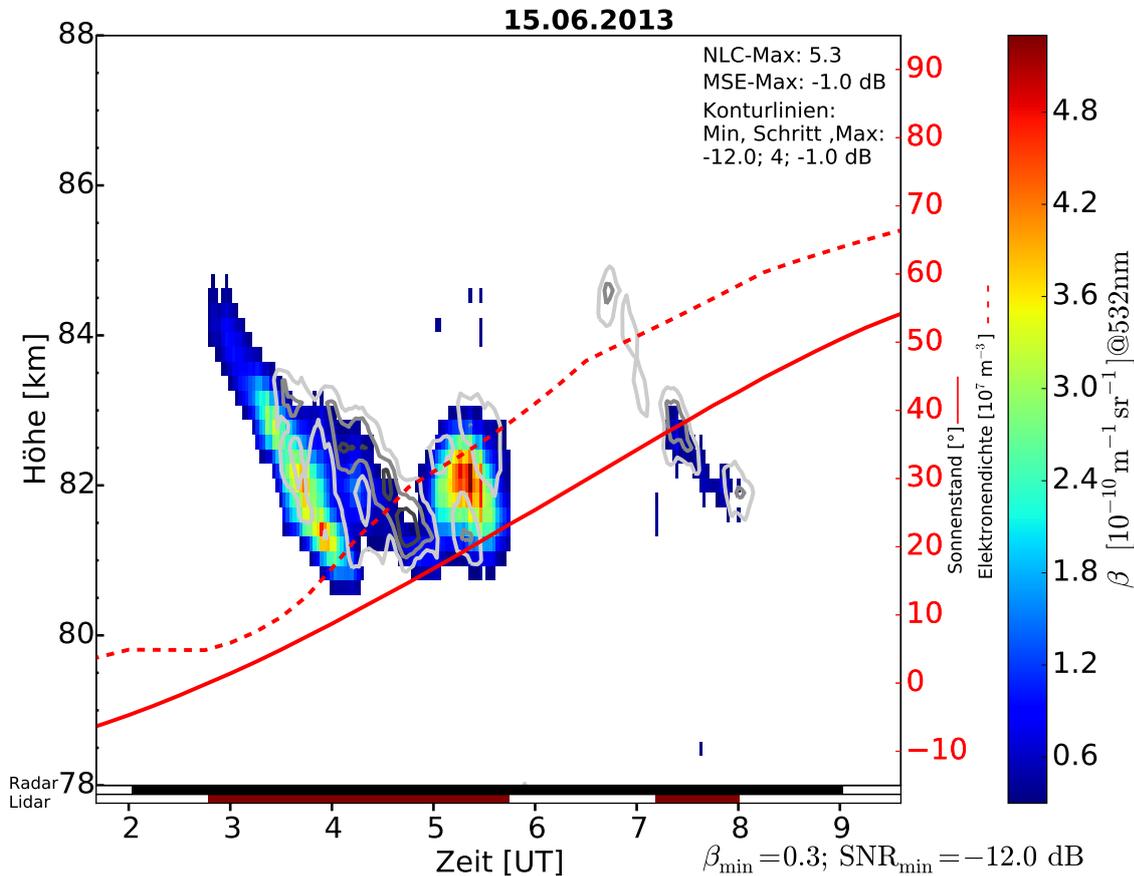


Abb. 4.26: Verlauf von Elektronendichte in 82 km über Kühlungsborn und Sonnenstand während der Messung mit NLC (farbig) und MSE (Konturlinien) vom 15.06.2013

Bei den in Zeller [2008] durchgeführten Untersuchungen wurden für Sonnenzenitwinkel von über 98° in der Regel<sup>3</sup> keine Radarechos gemessen. Dies entspricht einem Sonnenstand bei dem in einer Höhe von 60 km die Sonne bereits über dem Horizont steht [Zeller, 2008]. Im Unterschied dazu gab es bei den in dieser Arbeit betrachteten Messwerten erst deutlich später die ersten MSE. Es konnte kein MSE bei einem Sonnenzenitwinkel von über 89° gemessen werden, welches einer Zeitdifferenz von ca. 2 Stunden entspricht. Die dritte Spalte in der Tabelle 4.2 zeigt, dass die frühesten MSE gemessen wurden, als sich die Sonne bereits mehrere Grad und seit über eine Stunde über dem Horizont befand.

<sup>3</sup>Ausnahmen bilden hier seltene Ereignisse von Ionisierung durch hochenergetische Teilchen nach starker Sonnenaktivität.

---

Dabei wäre zu erwarten, dass es zu einem MSE kommt, sobald es zu direkter Sonnenstrahlung in dieser Höhe kommt. Die Zeit, nach der die vorhandenen Elektronen Strukturen ausbilden und als MSE sichtbar werden, beträgt weniger als eine Sekunde. Dies konnte von Chilson *et al.* [2000] mit einem Experiment nachgewiesen, bei dem die Elektronentemperatur künstlich erhöht wurde. Mit Hilfe eines Ionosphärenheizers wird dort in der Mesopausenregion eine Elektronentemperatur von bis zu 3000 K erreicht. Daraufhin verschwindet das PMSE sofort ( $\leq 2$  Sek.) und erscheint ebenso schnell nach dem Abschalten. Nach der Erklärung von Rapp und Lübken [2000] werden nur kalte Elektronen an die geladenen Aerosolteilchen gebunden. Selbst bei vorhandenen Eispartikeln bleibt die Diffusivität von heißen Elektronen hoch, so dass kleinskalige Strukturen in der Elektronendichte sehr schnell dissipieren.

Auch die Verzögerung durch den Prozess der Photoionisation kann eine Zeitdifferenz von Stunden nicht erklären. Dies ist aus dem Vergleich der Modelldaten von Sonnenstand und Elektronendichte über den gesamten Tag ersichtlich. Zudem ist für die in der D-Region typischen Ionisierungsraten von  $Q = 10^7 \text{ m}^{-3} \text{ s}^{-1}$  [Rapp und Lübken, 2004] eine Abschätzung der Zeit auf wenige Minuten möglich. Es ist also anzunehmen, dass wie auch die Modelldaten es wiedergeben, es erst zu einem ausreichenden Anstieg der Elektronendichte kommt, wenn die Sonne bereits deutlich über dem Horizont steht.

Die für die Photoionisation benötigte kurzwellige Strahlung wird demzufolge bereits in atmosphärischen Schichten über 85 km Höhe zu großen Teilen absorbiert. Erst bei steilerem Einfallswinkel und kürzerem Weg durch diese Schicht, steigt die Strahlungsintensität in der Mesopausenregion, so dass ausreichend freie Elektronen produziert werden.

Die in dieser Höhe (ausreichend) vorhandenen Atome und Moleküle besitzen ein Ionisierungsenergie von mindestens 12 Elektronenvolt (eV). Die für eine Ionisation in Frage kommenden Atome und Moleküle sind in der Tabelle 4.3 aufgeführt. Damit ist für die Photoionisation und die Produktion von freien Elektronen nach der Gleichung 4.1, energiereiche Strahlung mit einer Wellenlänge von 103 nm und weniger erforderlich.

$$\lambda = \frac{hc}{E} \tag{4.1}$$

Ein Vergleich mit der Eindringtiefe aus Abbildung 4.27 zeigt, dass für eine Wellenlänge von unter 103 nm ein großer Anteil der Strahlung bereits über 85 km Höhe absorbiert wird. Hier gibt die Eindringtiefe die Höhe an, bei welcher die Strahlungsintensität auf das  $\frac{1}{e}$ -fache der Anfangsintensität abgesunken ist.

Tab. 4.3: Ionisationsenergien von einigen Atomen und Molekülen in der Mesopausenregion

Molekül/Atom	Ionisierungsenergie [eV]	Referenz
O <sub>3</sub>	12.076 ± 0.002	MacNeil und Dixon [1977]
O <sub>2</sub>	12.0697 ± 0.0002	Tonkyn <i>et al.</i> [1989]
O	13.61806	Lide [2004]
N <sub>2</sub>	15.581 ± 0.008	Trickl <i>et al.</i> [1989]
N	14.53414	Hunter und Lias [1998]
CO <sub>2</sub>	13.778 ± 0.002	Wang <i>et al.</i> [1988]

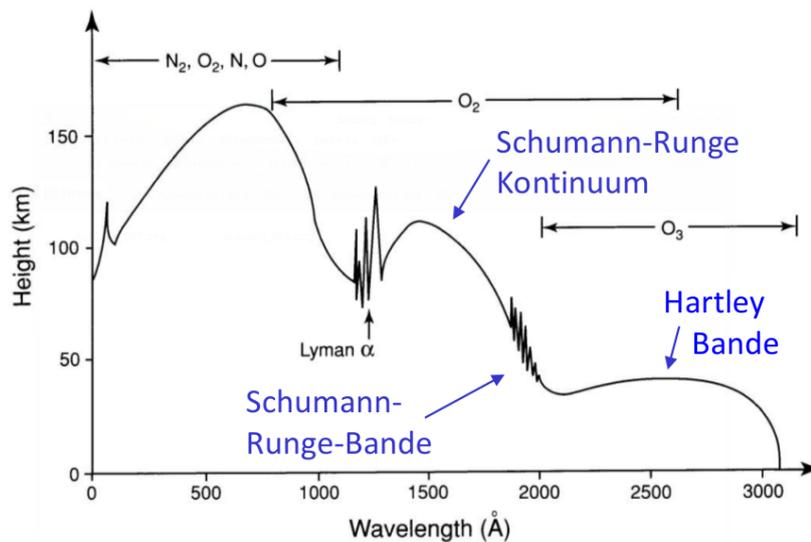


Abb. 4.27: Eindringtiefe der elektromagnetischer Strahlung in die Erdatmosphäre [Liou, 2002]

## 4.5 Ionisation der Atmosphäre mit steigendem Sonnenstand

In diesem Abschnitt wird am Beispiel der Messung vom 27.07.2012 untersucht, ob sich ein Zusammenhang von Zeit, Höhe und Elektronendichte während der ersten MSE am Morgen feststellen lässt. In der Abbildung 4.28 ist zu erkennen, dass bereits um 3:00 UT mit dem Lidar Eisteilchen gemessen werden. Das erste MSE erscheint um 3:38 UT in einer Höhe von 84 km. Das Besondere an dieser Messung ist, dass das MSE am oberen Rand der NLC beginnt und der untere Rand der MSE fast bis zum Ende der Messung um 5:15 UT deutlich höher liegt, als der untere Rand der NLC.

Möglicherweise wird dieser Unterschied, wie im vorherigem Abschnitt beschrieben, durch Elektronen-Biteouts oder zu wenig bzw. zu starke Turbulenz verursacht. Doch

es scheint, als wenn die Elektronendichte in größeren Höhen schneller zunimmt und erst mit steigender Sonne auch in niedrigeren atmosphärischen Schichten genügend freie Elektronen produziert werden. Um die Geschwindigkeit mit der sich das MSE von oben nach unten ausbreitet, ist in Abbildung 4.29 der untere Rand für Schwellwerte von  $-7$  dB bis  $-12$  dB eingetragen. Die dazu berechneten Geraden der linearen Regression zeigen, dass eine Variation des Schwellwerts einen geringen Einfluss auf die mittlere Höhe des unteren Randes besitzt. Die Abstiegs geschwindigkeit dagegen ist davon nahezu unabhängig. Die mittlere Geschwindigkeit, mit der die untere Kante der MSE absinkt, beträgt  $\sim 2.24$  km. Sie liegt damit deutlich über der in Abschnitt 4.1 ermittelten Geschwindigkeit von  $\sim 1.4$  km und auch über der Abstiegs geschwindigkeit der NLC von  $\sim 1.1$  km im selben Zeitraum.

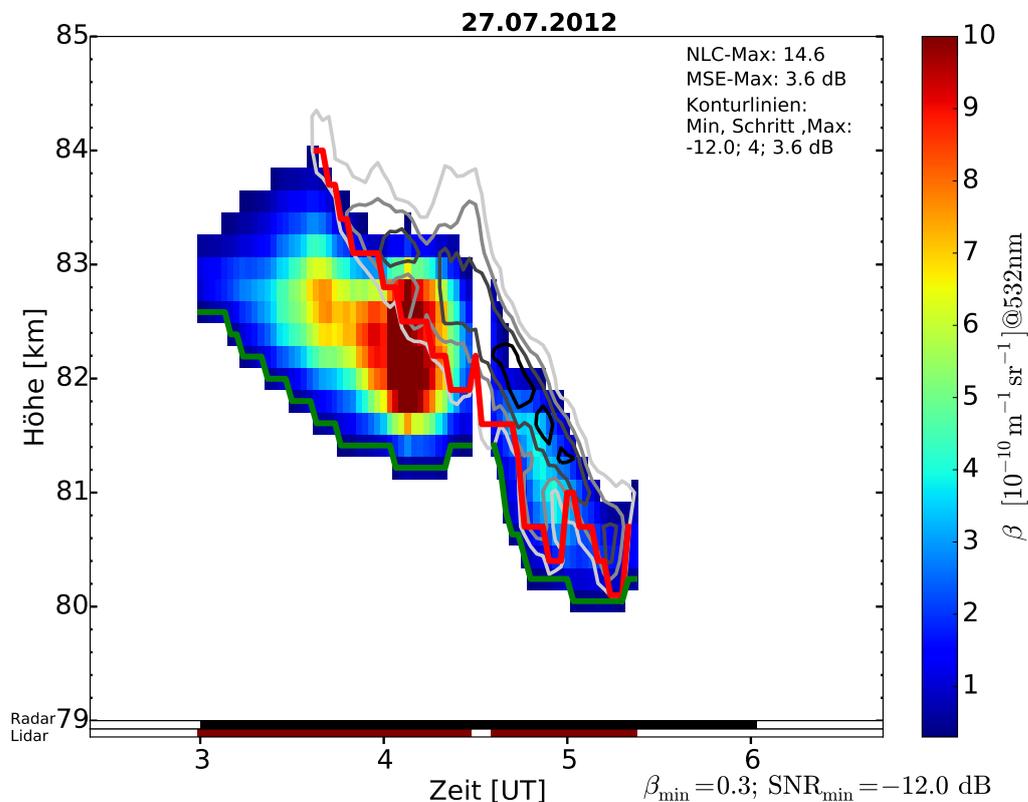


Abb. 4.28: Einsetzen des MSE von oben nach unten nach Sonnenaufgang am 27.07.2012

Der Unterschied zwischen NLC und MSE gibt Grund zu der Annahme, dass die Elektronendichte in diesem Zeitraum erheblichen Einfluss auf die Ausdehnung der MSE besitzt. In den Abbildungen 4.30 und 4.31 ist die Elektronendichte entlang des unteren Randes ( $\text{SNR}_{\min} = -12$  dB) der MSE in Abhängigkeit von der Zeit und der Höhe aufgetragen. Mit der Zeit steigt die, für das MSE, benötigte Anzahl freier Elektronen, dabei werden in niedriger Höhe mehr Elektronen benötigt um ein MSE zu verursachen. Zu berücksichtigen ist, dass mit der Höhe die Luftdichte exponentiell abnimmt. In dem

betrachteten Höhenbereich variiert die Elektronendichte um einen Faktor von 2.

Aus diesem Grund ist in Abbildung 4.32 der Anteil der freien Elektronen im Verhältnis zu den vorhandenen Luftmolekülen berechnet. Die Höhenabhängigkeit des Ionisationsgrades  $\kappa$  ist geringer, als die der Elektronendichte. Der Ionisationsgrad am unteren Rand des MSE am 27.07.2012 beträgt  $\sim 6 \cdot 10^{-13}$  und nimmt dabei mit abnehmender Höhe leicht zu. Dabei ist darauf hinzuweisen, dass sich die hier gemachten Aussagen nur auf die Messung vom 27.07.2012 beziehen. Die anderen Messungen sind für diese Untersuchung nur bedingt geeignet, da der untere Rande der MSE dort vermutlich durch weitere Faktoren beeinflusst ist. Außerdem muss berücksichtigt werden, dass für die Untersuchung ausschließlich Elektronendichten und Luftdichten aus Modelldaten verwendet werden. Zum Verifizieren der Ergebnisse sind neben weiteren Messungen mit gleichzeitigen NLC und MSE auch direkte Messungen der Elektronendichte notwendig.

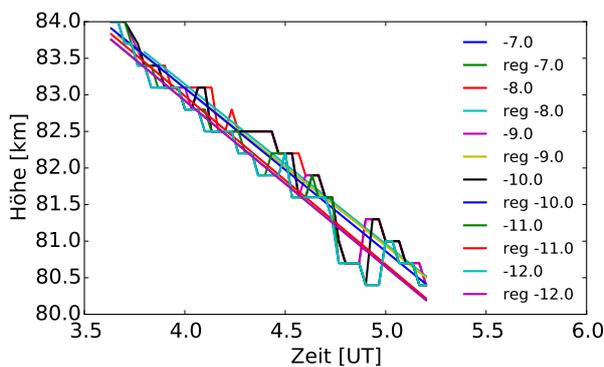


Abb. 4.29: Lineare Regression an der Unter-  
kante für verschiedene Schwellwer-  
te

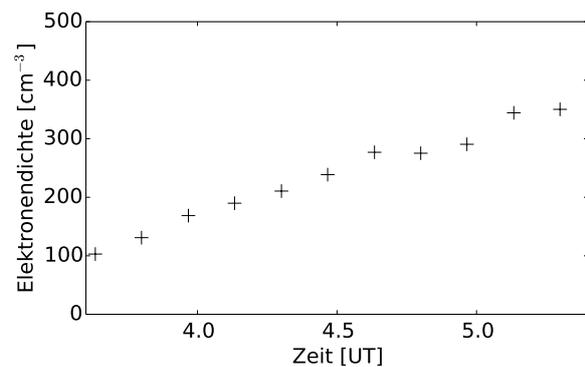


Abb. 4.30: Elektronendichte am unteren  
Rand des MSE am 27.07.2012 in  
Abhängigkeit von der Zeit

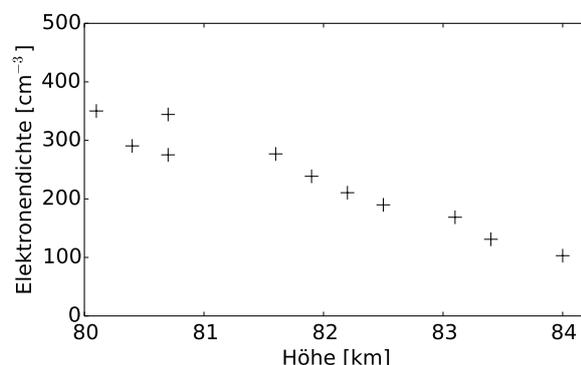


Abb. 4.31: Elektronendichte am unteren  
Rand des MSE am 27.07.2012 in  
Abhängigkeit von der Höhe

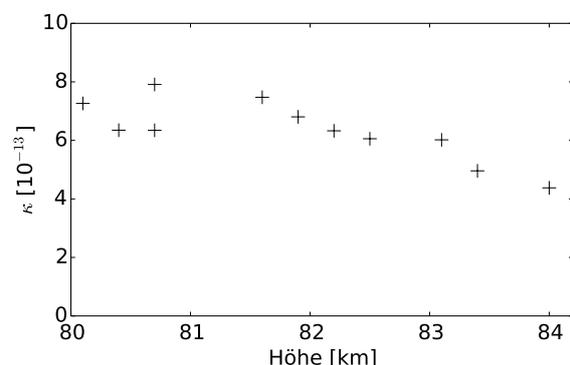


Abb. 4.32: Ionisationsgrad  $\kappa$  am unteren  
Rand des MSE am 27.07.2012 in  
Abhängigkeit von der Höhe

## 5 Zusammenfassung und Ausblick

Durch technische Verbesserungen (siehe Abs. 3.1) ist es seit 2010 möglich, mit dem RMR-Lidar in Kühlungsborn NLC auch bei Tageslicht zu messen. Damit wird zum ersten Mal ein Vergleich von gleichzeitig gemessenen NLC und MSE in mittleren Breiten möglich. Da beim Übergang von der Nacht zum Tag und umgekehrt die Elektronendichte stark variiert, eignet sich der Standort in besonderem Maße, um die Abhängigkeit der MSE von der Elektronendichte zu untersuchen. In dieser Arbeit werden die gleichzeitigen Messungen des RMR-Lidars und des im selben Volumen messenden OSWIN-Radars analysiert. Der Datensatz enthält 18 Messungen mit insgesamt 42 Stunden, in denen NLC und MSE gleichzeitig beobachtet wurden.

Zunächst wurde die Höhenverteilung der NLC mit gleichzeitigen MSE und die von allen in den Jahren 2010 bis 2013 gemessenen NLC untersucht. Es zeigt sich, dass die NLC ca. 200 m höher auftreten, wenn gleichzeitig ein MSE gemessen wird. Vor allem die niedrigsten NLC, unterhalb von 80 km, kommen sehr selten zusammen mit MSE vor. Die Höhenverteilung von MSE während einer NLC unterscheidet sich deutlich von der üblichen, über Kühlungsborn beobachteten MSE-Höhenverteilung. Es werden besonders hohe MSE über 85 km seltener zusammen mit NLC gemessen, da in großer Höhe überwiegend kleine Eispartikel mit einem Durchmesser von 20 nm und weniger vorkommen, welche vom Lidar nicht erfasst werden können. Ein Vergleich mit NLC- und MSE-Messungen aus polaren Breiten zeigt, dass sich dort der vom Lidar nicht erfasste Bereich mit kleinen Eisteilchen etwa 2.5 km weiter nach oben ausdehnt, als über Kühlungsborn. Die Eispartikel werden überwiegend aus polaren Breiten bis nach Kühlungsborn transportiert. Während des langsamen Absinkens sublimieren sie am unteren Rand der Eisschicht und wachsen im oberen Bereich, so dass sie vom Lidar erfasst werden können.

In allen sieben Messungen mit NLC am Morgen, erscheint das MSE erst ab einem Sonnenzenitwinkel von  $\sim 86^\circ$  und weniger. Da NLC die Existenz von Eispartikeln bestätigen, zeigt dies eindeutig, dass die Elektronendichte einen Schwellwert überschreiten muss, bevor MSE vorkommen. Laut IRI-Modelldaten beträgt die Elektronendichte zu Beginn des MSE rund  $\sim 160 \text{ cm}^{-3}$ . Ein großer Teil der für die Ionisation der Luft-

---

moleküle benötigten energiereichen Strahlung ( $\lambda < 100 \text{ nm}$ ) wird bereits in einer Höhe über 85 km absorbiert. Daher wird eine ausreichende Photoionisation auf MSE-Höhe erst bei einem steileren Einfallswinkel erreicht. Falls MSE bei einem Sonnenzenitwinkel von deutlich über  $86^\circ$  auftreten, kann angenommen werden, dass eine zusätzliche Ionisationsquelle, zum Beispiel durch hochenergetische Teilchen, vorhanden ist.

An einer Messung kann die zunehmende Ionisierung der Atmosphäre nach Sonnenaufgang direkt beobachtet werden. Hier beginnt das MSE in einer Höhe von  $\sim 84 \text{ km}$  und breitet sich nach unten aus. Der Ionisierungsgrad am unteren Rand beträgt währenddessen, laut IRI-Model, durchgehend etwa  $6 \cdot 10^{-13}$ , obwohl sich die Höhe der MSE und damit die Dichte kontinuierlich ändert.

Da bisher keine Elektronendichtemessungen über Kühlungsborn durchgeführt wurden, musste in dieser Arbeit auf Modelldaten zurück gegriffen werden. Eine direkte Messung der Elektronendichte könnte hier die Genauigkeit und Qualität der Aussagen entscheidend verbessern. Hierbei wäre es denkbar, das OSWIN-Radar zu erweitern, um damit Elektronendichtemessungen durchführen zu können. Eine in-situ Messung mit einer Höhenforschungsrakete wird auch in Zukunft kaum möglich sein, da kein geeigneter Startplatz in den mittleren Breiten existiert.

Im betrachteten Zeitraum wurden zudem Wind- und Temperaturdaten in der Mesopausenregion erfasst. Ein Vergleich mit den NLC- und MSE-Daten könnte hier interessante Ergebnisse liefern. Auch ein Ausbau des RMR-Lidars zu einem Mehrfarben-Lidar, um damit die Teilchengröße bestimmen zu können, bietet Potential für neue Ergebnisse. Die Messungen in Kühlungsborn bilden den umfangreichsten Datensatz von NLC-Messungen in mittleren Breiten. Ein Fortführen der Messungen ist von großem Interesse, da diese zur Verbesserung der Statistik beitragen und Studien zu langzeitlichen Trends möglich machen.



# Abbildungsverzeichnis

1.1	NLC-Beobachtung von Kühlungsborn am 10. Juli 2011 . . . . .	1
1.2	Temperaturverlauf im Sommer und Winter über Kühlungsborn nach MSIS-90 [Hedin, 1991; Labitzke <i>et al.</i> , 1985] . . . . .	2
1.3	Elektronendichte über Kühlungsborn in der Ionosphäre bei Tag und Nacht am 1. Juli 2010 anhand von Modelldaten [Friedrich und Torkar, 2001] . . . . .	3
2.1	Spektrale Energiedichte (PSD) für unterschiedliche Schmidt-Zahl ( $Sc$ ) bei der Wellenzahl $k$ [Rapp und Lübken, 2004] . . . . .	10
3.1	Strahlführung des RMR-Lidars in Kühlungsborn [Gerding <i>et al.</i> , 2015] . . . . .	12
3.2	Tageslichtfähiger Nachweiszweig mit Interferenzfilter (IF), Fabry-Pérot-Etalons (FPE) und 608 nm-Vibrations-Raman-Kanal [Gerding <i>et al.</i> , 2015] . . . . .	13
3.3	Beispiel einer Messung vom 27.07.2012, MSE sind als Konturlinien und NLC sind farblich dargestellt. Die rote Linie (MSE) und die grüne Linie (NLC) geben jeweils den unteren Rand an. An der X-Achse ist neben der Zeit in UT angegeben, ob Daten mit NLC bzw. MSE verfügbar sind. . . . .	17
3.4	Eine Messung vom 27.07.2012, mit eingezeichnetem Maximumsverlauf, Beschreibung siehe Abb. 3.3 . . . . .	17
3.5	Obere Randerkennung bei einer Messung vom 27.07.2012, Beschreibung wie Abb. 3.3 . . . . .	17
3.6	Eine Messung vom 10.06.2011 mit Wolkeneingrenzung, um Fehldetektion durch den Algorithmus zu vermeiden. Die grüne Linie zeigt den unteren NLC-Rand. . . . .	18
3.7	Beispiel für einen deutlich erhöhten Rauschanteil bei niedrigen Schwellwerten, Messung vom 10.06.2011 . . . . .	19
3.8	Zeitlicher Verlauf der Elektronendichte über Kühlungsborn am 27.07.2012 nach IRI2012 in einer Höhe von 82 km, 84 km und 86 km . . . . .	20
3.9	Höhenabhängigkeit der Elektronendichte über Kühlungsborn am 27.07.2012 um 04:00 UT, 06:00 UT und 10:00 UT nach IRI2012 . . . . .	20
4.1	Beispiel einer gleichzeitigen Messung am Morgen des 17.06.2010 über Kühlungsborn, Beschreibung siehe Abb. 3.3 . . . . .	22

4.2	Gleichzeitige Messung von NLC und MSE vom 10.06.2011 über Kühlungsborn mit oberen Kante der MSE (rote Linie) und NLC (grüne Linie), Beschreibung siehe Abb. 3.3 . . . . .	24
4.3	Gleichzeitige Messung von NLC und MSE vom 15.06.2013 über Kühlungsborn, Beschreibung siehe Abb. 3.3 . . . . .	25
4.4	Gleichzeitige Messung von NLC und Doppelschicht-MSE vom 11.06.2012 über Kühlungsborn, Beschreibung siehe Abb. 3.3 . . . . .	26
4.5	Intensitätsverteilung der Maxima in den NLC bei gleichzeitiger MSE . . . . .	28
4.6	Intensitätsverteilung der Maxima in den MSE bei gleichzeitiger NLC (nicht logarithmisch) . . . . .	28
4.7	Intensitätsverteilung der Maxima in den MSE als SNR in dB bei gleichzeitiger NLC . . . . .	29
4.8	Höhenverteilung der MSE wenn NLC vorhanden, aus 2010 bis 2013 . . . . .	30
4.9	MSE-Häufigkeit aus den Jahren 1998, 2000, 2001 aus Zecha <i>et al.</i> [2003] . . . . .	30
4.10	Höhenverteilung der NLC wenn MSE vorhanden . . . . .	31
4.11	Höhenverteilung aller NLC über Kühlungsborn in den Jahre 2010 bis 2013 . . . . .	31
4.12	Höhenverteilung des oberen Randes der NLC (links) und MSE (rechts) bei gleichzeitiger Messung über Kühlungsborn in den Jahren 2010 bis 2013 . . . . .	32
4.13	Höhenverteilung des Maximums der NLC (links) und MSE (rechts) bei gleichzeitiger Messung über Kühlungsborn in den Jahren 2010 bis 2013 . . . . .	32
4.14	Höhenverteilung des unteren Randes der NLC (links) und MSE (rechts) bei gleichzeitiger Messung über Kühlungsborn in den Jahren 2010 bis 2013 . . . . .	33
4.15	Höhendifferenz vom Maximum: MSE-Höhe minus NLC-Höhe . . . . .	34
4.16	Höhendifferenz oberer Rand: MSE-Höhe minus NLC-Höhe . . . . .	34
4.17	Höhendifferenz unterer Rand: MSE-Höhe minus NLC-Höhe . . . . .	34
4.18	Höhen-Relation vom Maximum der NLC und MSE . . . . .	34
4.19	Höhen-Relation vom unteren Rand der NLC und MSE . . . . .	34
4.20	Höhen-Relation vom oberen Rand der NLC und MSE . . . . .	34
4.21	Differenz aus oberem und unterem Rand für MSE und NLC bei gleichzeitiger Messung in den Jahren 2010 bis 2013 . . . . .	35
4.22	Beginnendes MSE (Konturlinien) während einer NLC (farbig) am Morgen des 17.06.2010 . . . . .	38
4.23	Beginnendes MSE (Konturlinien) während einer NLC (farbig) am Morgen des 27.06.2011 . . . . .	38
4.24	Beginn eines doppelschichtigen MSE (Konturlinien) während einer NLC (farbig) am Morgen des 17.06.2010 . . . . .	38

4.25	Endendes MSE (Konturlinien) während einer NLC (farbig) mit untergehender Sonne am 28.06.2010 . . . . .	38
4.26	Verlauf von Elektronendichte in 82 km über Kühlungsborn und Sonnenstand während der Messung mit NLC (farbig) und MSE (Konturlinien) vom 15.06.2013	40
4.27	Eindringtiefe der elektromagnetischer Strahlung in die Erdatmosphäre [Liou, 2002] . . . . .	42
4.28	Einsetzen des MSE von oben nach unten nach Sonnenaufgang am 27.07.2012	43
4.29	Lineare Regression an der Unterkante für verschiedene Schwellwerte . . . . .	44
4.30	Elektronendichte am unteren Rand des MSE am 27.07.2012 in Abhängigkeit von der Zeit . . . . .	44
4.31	Elektronendichte am unteren Rand des MSE am 27.07.2012 in Abhängigkeit von der Höhe . . . . .	44
4.32	Ionisationsgrad $\kappa$ am unteren Rand des MSE am 27.07.2012 in Abhängigkeit von der Höhe . . . . .	44

# Tabellenverzeichnis

3.1	Technische Spezifikationen des OSWIN-Systems . . . . .	14
3.2	Tage mit den gemeinsamen Messungen, den mittleren Höhen des Maximums und der Dauer der gemeinsamen Messung ( $\beta_{\min} = 0.3$ ; $\text{SNR}_{\min} = -12$ dB) . . . . .	15
4.1	Daten (gemittelt) von gleichzeitigen NLC und PMSE aus Kaifler <i>et al.</i> [2011](Tabelle 3, Case IV); unterer Rand $z_{\text{bot}}$ , oberer Rand $z_{\text{top}}$ , NLC-Intensität $\beta$ . . . . .	36
4.2	Startzeiten der MSE am Morgen und Endzeit am 28.06.28 abends mit der dazugehörigen Höhe, dem Sonnenstand und der Elektronendichte $n_e$ nach IRI2012 . . . . .	39
4.3	Ionisationsenergien von einigen Atomen und Molekülen in der Mesopausenregion . . . . .	42

# Literaturverzeichnis

- B. B. Balsley und K. S. Gage. The MST radar technique: Potential for middle atmospheric studies. *Pageoph.*, 118(1):452–493, März 1980.
- G. Baumgarten, J. Fiedler, F.-J. Lübken und G. von Cossart. Particle properties and water content of noctilucent clouds and their interannual variation. *Journal of Geophysical Research*, 113, 2008.
- G. Baumgarten und J. Fiedler. Vertical structure of particle properties and water content in noctilucent clouds. *Geophysical Research Letters*, 35(10), 2008.
- E. Belova, S. Kirkwood, R. Latteck, M. Zecha, H. Piedo und J. Hedin. Multi-radar observations of polar mesosphere summer echoes during the phocus campaign on 20-22 july 2011. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 118:199–205, 2014.
- D. Bilitza, L.-A. McKinnell, B. Reinisch und T. Fuller-Rowell. The international reference ionosphere today and in the future. *J. Geodesy*, 85:909–920, 2011.
- D. Bilitza. The e-and d-region in iri. *Advances in Space Research*, 21(6):871–874, 1998.
- P. B. Chilson, Evgenia Belova, M. T. Rietveld, Sheila Kirkwood und U.-P. Hoppe. First artificially induced modulation of pmse using the eiscat heating facility. *Geophysical Research Letters*, 27(23):3801–3804, 2000.
- J. Y. N. Cho, T. M. Hall und M. C. Kelley. On the role of charged aerosols in polar mesosphere summer echoes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 97(D1):875–886, 1992.
- J. Y. N. Cho und J. Röttger. An updated review of polar mesosphere summer echoes: Observation, theory, and their relationship to noctilucent clouds and subvisible aerosols. *Journal of Geophysical Research*, 102:2001–2020, 1997.
- R. C. Colwell und A. W. Friend. The lower ionosphere. *Phys. Rev.*, 50:632–635, Oct 1936.

- P. Czechowsky, R. Rüster und G. Schmidt. Variations of mesospheric structures in different seasons. *Geophys. Res. Lett.*, 6(6):459–462, 1979.
- W. L. Ecklund und B. B. Balsley. Long-term observations of the arctic mesosphere with the mst radar at poker flat, alaska. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 86(A9):7775–7780, 1981.
- R. Eixmann, M. Gerding, J. Höffner und M. Kopp. Lidars with narrow FOV for spectral and daylight measurements. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 53:4548–4553, 2015.
- J. Fiedler, G. Baumgarten und F.-J. Lübken. {NLC} observations during one solar cycle above {ALOMAR}. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 71(3–4):424 – 433, 2009.
- M. Friedrich und K. M. Torkar. Firi: A semiempirical model of the lower ionosphere. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 106(A10):21409–21418, 2001.
- T. Fujii und T. Fukuchi. *Laser Remote Sensing*. CRC Press, 2005.
- M. Gadsden und W. Schröder. The nature of noctilucent clouds. *Gerl. Beitr. Geophys.*, 98(5):431–442, 1989.
- M. Gerding, J. Höffner, P. Hoffmann, M. Kopp und F.-J. Lübken. Noctilucent cloud variability and mean parameters from 15 years of lidar observations at a mid-latitude site (54°N, 12°E). *Journal of Geophysical Research*, 2013.
- M. Gerding, M. Kopp, Hoffmann, J. Höffner und F.-J. Lübken. Diurnal variation of midlatitude NLC parameters observed by daylight-capable lidar and their relation to ambient parameters. *Geophysical Research Letters*, 40:6390–6394, 2013.
- M. Gerding, M. Kopp, J. Höffner, K. Baumgarten und F.-J. Lübken. Mesospheric temperature soundings with the new daylight-capable iap rnr lidar. *in preparation*, 2015.
- G. Hansen, M. Servazi und U. von Zahn. First detection of a noctilucent clouds by lidar. *Geophys. Res. Lett.*, 16(12):1445–1448, Dezember 1989.
- A. E. Hedin. Extension of the msis thermosphere model into the middle and lower atmosphere. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 96(A2):1159–1172, 1991.

- M. Hervig, R. E. Thompson, M. McHugh, L. L. Gordley, J. M. Russell und M. E. Summers. First confirmation that water ice is the primary component of polar mesospheric clouds. *Geophysical Research Letters*, 28(6):971–974, 2001.
- E. Hesstvedt. Note on the nature of noctilucent clouds. *Journal of Geophysical Research*, 66(6):1985–1987, 1961.
- E. PL. Hunter und S. G. Lias. Evaluated gas phase basicities and proton affinities of molecules: an update. *Journal of Physical and Chemical Reference Data*, 27(3):413–656, 1998.
- O. Jesse. Auffallende Abenderscheinungen am Himmel. *METZ*, 2:311–312, August 1885.
- O. Jesse. Die leuchtenden Nachtwolken. *Astronomische Nachrichten*, 5:184–186, Mai 1889.
- O. Jesse. Die Höhe der leuchtenden Nachtwolken. *Astronomische Nachrichten*, 140(11):161–168, 1896.
- N. Kaifler, G. Baumgarten, J. Fiedler, R. Latteck, F.-J. Lübken und M. Rapp. Coincident measurements of PMSE and NLC above ALOMAR (69° N, 16° E) by Radar and Lidar from 1999-2008. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2011.
- N. Kaifler. *Noctilucent clouds and the dynamics of the mesopause region at high latitudes: Observations with the ALOMAR RMR lidar*. Dissertation, Oktober 2014. Leibnitz-Institut für Atmosphärenphysik.
- B. Karlsson, H. Körnich und J. Gumbel. Evidence for interhemispheric stratosphere-mesosphere coupling derived from noctilucent cloud properties. *Geophys. Res. Lett.*, 34(16), August 2007.
- J. Kiliani, G. Baumgarten, F.-J. Lübken und U. Berger. Impact of particle shape on the morphology of noctilucent clouds. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15:16019–16048, 2015.
- H. Kraus. *Die Atmosphäre der Erde*. Vieweg, 2000.
- K. Labitzke, J. J. Barnett und B. Edwards. *Handbook MAP 16, SCOSTEP*. University of Illinois, 1985.
- R. Latteck, W. Singer und J. Höffner. Mesosphere Summer Echoes as observed by VHF Radar at Kühlungsborn 54°N. *Geophysical Research Letters*, 26:1533–1536, 1999.

- R. Latteck und A. Ahrens. Empfängerstrategien für die Datenübertragung über Funkwellenkanäle am Beispiel des Kurzwellenkanals. *Frequenz*, 53, No. 9–10:210–215, 1999.
- R. C. Leslie. Sky glows. *nature*, page 245, Juli 1885.
- R. C. Leslie. Luminous clouds. *nature*, page 264, Juli 1886.
- D. R Lide. *CRC handbook of chemistry and physics*. CRC press, 2004.
- K.-N. Liou. *An introduction to atmospheric radiation*, volume 84. Academic press, 2002.
- F.-J. Lübken, J. Lautenbach, J. Höffner, M. Rapp und M. Zecha. First continuous temperature measurements within polar mesosphere summer echoes. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, pages 453–463, 2009.
- F.-J. Lübken und U. Berger. Latitudinal and interhemispheric variation of stratospheric effects on mesospheric ice layer trends. *Journal of Geophysical Research*, 116, 2011.
- F.-J. Lübken. *Experimental Results on the role of Turbulence for the Heat Budget of the Upper Atmosphere*. Habilitation, Bonn University, 1993. BONN-IR-93-51.
- F.-J. Lübken. Seasonal variation of turbulent energy dissipation rates at high latitudes as determined by insitu measurements of neutral density fluctuations. *Journal of Geophysical Research*, 102:13, 441–13, 456, 1997.
- F.-J. Lübken. Thermal structure of the Arctic summer mesosphere. *Journal of Geophysical Research*, 104:9135–9149, 1999.
- F.-J. Lübken. Turbulent scattering for radars: A summary. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 107:1–7, 2013.
- F.-J. Lübken, M. Zecha, J. Höffner und J. Röttger. Temperatures, polar mesosphere summer echoes, and noctilucent clouds over spitsbergen (78°n). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D11):n/a–n/a, 2004. D11203.
- K. A. G. MacNeil und R. N. Dixon. High-resolution photoelectron spectroscopy of methanol and its deuterated derivatives: Internal rotation in the ground ionic state. *Journal of Electron Spectroscopy and Related Phenomena*, 11(3):315–331, 1977.
- B. J. Murray und E. J. Jensen. Homogeneous nucleation of amorphous solid water particles in the upper mesosphere. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 72(1):51 – 61, 2010.

- M. Rapp, J. Gumbel, F.-J. Lübken und R. Latteck. D region electron number density limits for the existence of polar mesosphere summer echoes. *Journal of Geophysical Research*, 107(D19), 2002.
- M. Rapp, B. Strelnikov, A. Müllemann, F.-J. Lübken und D. C. Fritts. Turbulence measurements and implications for gravity wave dissipation during the MacWave/MIDAS rocket program. *Geophysical Research Letters*, 31(24), Oktober 2004.
- M. Rapp, I. Strelnikova, B. Strelnikov, R. Latteck, G. Baumgarten, Q. Li, L. Megner, J. Gumbel, M. Friedrich, U.-P. Hoppe und S. Robertson. First in situ measurement of the vertical distribution of ice volume in a mesospheric ice cloud during the ECOMA/MASS rocket-campaign. *Annales Geophysicae*, 27:755–766, 2009.
- M. Rapp und F.-J. Lübken. Electron temperature control of PMSE. *Geophysical Research Letters*, 27:3285–3288, 2000.
- M. Rapp und F.-J. Lübken. Polar mesosphere summer echoes (PMSE): Review of observations and current understanding. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 4:2601–2633, 2004.
- M. Rapp und G. E. Thomas. Modeling the microphysics of mesospheric ice particles: Assessment of current capabilities and basic sensitivities. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 68:715–744, 2006.
- M. Rapp. *On the physics of polar mesosphere summer echoes*. Habilitation, Rostock University, 2004.
- Ch. Ridder. Relationship of gravity waves and small scale variations in noctilucent clouds. Masterarbeit, Universität Rostock, 2014.
- J. Röttger, P. Czechowsky und G. Schmidt. First low-power vhf radar observations of tropospheric, stratospheric and mesospheric winds and turbulence at the arecibo observatory. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 43(8):789–800, 1979.
- M. I. Skolnik. Introduction to radar. *Radar Handbook*, 2, 1962.
- J. Söder. Aufbau einer Wellenlängenstabilisierung für einen Nd:YAG-Laser. Bachelorarbeit, Universität Rostock, 2009.
- K. Stebel, V. Barabash, S. Kirkwood, J. Siebert und K. H. Fricke. Polar mesosphere summer echoes and noctilucent clouds: Simultaneous and common-volume observations by radar, lidar and CCD camera. *Geophysical Research Letters*, 27(5):661–664, März 2000.

- R. G. Tonkyn, J. W Winniczek und M. G White. Rotationally resolved photoionization of  $o\ 2+$  near threshold. *Chemical physics letters*, 164(2):137–142, 1989.
- T. Trickl, EF. Cromwell, YT. Lee und AH. Kung. State-selective ionization of nitrogen in the  $x\ 2\sigma^+ g\nu^+= 0$  and  $\nu^+= 1$  states by two-color (1+ 1) photon excitation near threshold. *The Journal of chemical physics*, 91(10):6006–6012, 1989.
- U. von Zahn und J. Bremer. Simultaneous and common-volume observations of noctilucent clouds and polar mesosphere summer echoes. *Geophysical Research Letters*, 26(11):1521–1524, Juni 1999.
- L.S. Wang, J.E. Reutt, Y.T. Lee und D.A. Shirley. High resolution UV photoelectron spectroscopy of  $CO+2$ ,  $COS+$  and  $CS+2$  using supersonic molecular beams. *Journal of Electron Spectroscopy and Related Phenomena*, 47:167–186, 1988.
- H. Wilms. Einfluss von Schwerewellen auf mesosphärische Eisschichten. Masterarbeit, Universität Rostock, 2012.
- M. Zecha, J. Bremer, R. Latteck, W. Singer und P. Hoffmann. Properties of midlatitude mesosphere summer echoes after three seasons of VHF radar observations at  $54^\circ N$ . *Journal of Geophysical Research*, 108(D8), Februar 2003.
- M. Zecha. *Untersuchung der polaren sommerlichen Mesosphäre mit unterschiedlichen Radarverfahren im VHF-Bereich*. Dissertation, Universität Rostock, 1999.
- O. Zeller. *Einfluss der Variationen atmosphärischer Größen und der Ionisation auf mesosphärische Radarechos in polaren und mittleren Breiten*. Dissertation, Universität Rostock, 2008.

# Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich bei Prof. Franz-Josef Lübken für die Möglichkeit meine Arbeit am IAP anfertigen zu können und die Korrektur bedanken. Ich danke meinen Kollegen am IAP für die anregenden Diskussionen und das angenehme Arbeitsumfeld. Mein besonderer Dank gilt Dr. Micheal Gerding für die sehr gute Betreuung dieser Arbeit. Die vielen hilfreichen Diskussionen und Ratschläge haben entscheidend zum Gelingen der Arbeit beigetragen. Weiterer Dank gilt Dr. Marius Zecha für das Bereitstellen der Radardaten und allen Personen die zu dem umfangreichen Lidar-Datensatz beigetragen haben.

# Selbständigkeitserklärung

Ich versichere hiermit an Eides statt, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig angefertigt und ohne fremde Hilfe verfasst habe, keine außer den von mir angegebenen Hilfsmitteln und Quellen verwendet habe und die den benutzten Werken inhaltlich und wörtlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe.

Rostock, den 14. Oktober 2015