

Universität
Rostock



Traditio et Innovatio



Höhenverteilung stratosphärischer Aerosole aus Lidarmessungen

Bachelor-Arbeit

Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik in Kühlungsborn

Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät

Universität Rostock

von Marvin Lorenz, geb. am 14. April 1993 in Eutin

Betreuer und 1. Prüfer : Prof. Dr. F.-J. Lübken, IAP Kühlungsborn,
Universität Rostock

2. Prüfer: Dr. M. Gerding, IAP Kühlungsborn

Rostock, den 19. August 2015

Zusammenfassung

In dieser Bachelor-Arbeit werden die Daten des RMR-Tageslicht-Lidar des IAP ($54^{\circ}07'N$; $11^{\circ}46'O$) von Juli 2012 bis einschließlich Juli 2015 in Bezug auf die Höhenverteilung stratosphärischen Aerosols analysiert. Insbesondere wird dabei auf die Entwicklung der natürlichen Hintergrund-Aerosol-Schicht (Junge-Schicht) eingegangen. Aus den Daten lässt sich ein möglicher Trend für eine zunehmende Höhe, sowie ein anwachsendes Rückstreuverhältnis der Junge-Schicht erkennen. Außerdem konnte die Aerosolschicht von dem Meteoroiden über Chelyabinsk (2013) gemessen werden. Des Weiteren wurde ein neuer Nachweiszweig für Raman-Streuung an Stickstoff-Molekülen für das RMR-Lidar aufgebaut. Die Daten aus den Messungen mit diesem Zweig wurden im Hinblick auf Signal und Genauigkeit des Rückstreuverhältnisses mit den Daten des bisherigen Zweigs verglichen.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Vorbetrachtungen	3
2.1	Atmosphäre	3
2.1.1	Allgemeiner Aufbau und Temperaturprofil	3
2.2	Aerosole	5
2.3	Streuprozesse	6
2.3.1	Rayleigh-Streuung	6
2.3.2	Aerosol-Streuung / Mie-Streuung	7
2.3.3	Vibrations-Raman-Streuung	7
2.3.4	Resonanz-Streuung	7
2.4	Lidar	8
2.4.1	Funktionsweise eines Lidars	8
2.4.2	RMR-Tageslicht-Lidar	9
2.5	Rückstreuverhältnis (BSR)	9
2.6	Methodik der Aerosolauswertung	10
2.6.1	Zählraten und Untergrundkorrektur	10
2.6.2	Raman-Methode zur Bestimmung der BSR	11
2.7	Datenbasis	13
3	Aufbau eines neuen N_2-Raman-Nachweiszweigs	15
3.1	Aufbau des Nacht-Nachweiszweigs	15
3.2	Übersicht über die Zählratenprofile	17
3.2.1	Vergleich der Signalstärken der Zweige	18
3.2.2	Untergrundzählraten	19
3.2.3	Maximale Signalthöhe	20
3.3	Zusammenfassung	21

4	Ergebnisse	23
4.1	Vergleich der BSRs der beiden Nachweiszweige	23
4.1.1	Werte der BSRs der beiden Nachweiszweige	23
4.1.2	Maximale Höhe der BSRs der beiden Nachweiszweige	24
4.2	Meteoroid bei Chelyabinsk	26
4.3	Jahresverläufe	29
4.3.1	2012	29
4.3.2	2013	29
4.3.3	2014	32
4.3.4	2015	32
4.4	Entwicklung der Junge-Schicht	33
4.5	Vergleich mit anderen Arbeiten	36
5	Fazit und Ausblick	39
	Literaturverzeichnis	41

Kapitel 1

Einleitung

Das Verständnis der Atmosphäre ist von großer Wichtigkeit, da erst sie die Entwicklung von Leben auf der Erde möglich machte. Zur Erforschung der Atmosphäre werden am Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik in Kühlungsborn (IAP, $54^{\circ}07'N$; $11^{\circ}46'O$) verschiedene Methoden wie Lidar- und Radarmessungen, sowie Ballon- und Raketenflüge genutzt. Der Fokus dieser Arbeit liegt dabei auf der Untersuchung von Aerosolen in der Stratosphäre. Die Kenntnis von Aerosolen ist wichtig, da sie zum Strahlungshaushalt der Erde beitragen und damit Einfluss auf das Klima haben können. Dies ist vor allem nach starken Vulkanausbrüchen wie dem Mt. Pinatubo aus dem Jahr 1991 der Fall, da die Aerosole das Sonnenlicht streuen und absorbieren. Dadurch kann es zu einer Abkühlung der Troposphäre kommen. Durch Verfolgung einzelner Aerosolschichten lassen sich Erkenntnisse zum Verständnis der atmosphärischen Dynamik gewinnen, wodurch Modellrechnungen und Simulationen verbessert werden können. Des Weiteren ist es für die genaue Berechnung von Temperaturprofilen aus Rayleigh-Lidarmessungen vonnöten, Messungen von Aerosol einzubinden, da sonst das Temperaturprofil verfälscht wird. In dieser Arbeit wurden die Messdaten von Juli 2012 bis Juli 2015 im Hinblick auf die Aerosol-Höhenverteilung und -Entwicklung in der Stratosphäre ausgewertet. Dabei wurde insbesondere die Entwicklung der natürlichen Hintergrund-Aerosol-Schicht (Junge-Schicht) untersucht. Außerdem wurde ein neuer Nachweiszweig für Raman-Streuung an Stickstoff-Molekülen für das RMR-Tageslicht-Lidar aufgebaut und mit dem bisherigen verglichen.

Kapitel 2

Vorbetrachtungen

2.1 Atmosphäre

2.1.1 Allgemeiner Aufbau und Temperaturprofil

Die Atmosphäre lässt sich über den vertikalen Temperaturgradienten in den verschiedenen Schichten einteilen. In der Troposphäre ist der Temperaturgradient negativ, d.h. die Temperatur nimmt mit zunehmender Höhe ab. Die Abnahme liegt dabei im Bereich von -0.5 bis $-1\text{ K}/100\text{ m}$. Der Grund für die Abnahme mit der Höhe lässt sich durch adiabatische Abkühlung erklären. In der Höhe nimmt die Dichte und der Druck ab, wodurch nach dem idealen Gasgesetz auch die Temperatur abnehmen muss. In einer Höhe von etwa 10 km beginnt die Umkehrung des Temperaturgradienten. Ist der Gradient über mindestens 2 km größer als $-2\text{ K}/\text{km}$, ist dies der Beginn der sogenannten Tropopause, die die oberere Begrenzung der Troposphäre und die untere Begrenzung der sich anschließenden Stratosphäre darstellt. Der Temperaturgradient ist in der Stratosphäre positiv, also steigt die Temperatur an. Der Hauptgrund für die Erwärmung ist die Absorption von UV-Licht der Sonne durch Ozon (O_3), welches sich in der Stratosphäre befindet. Die Temperatur steigt von ca. -60°C bis in eine Höhe von etwa 50 km auf ca. 0°C an. In dieser Höhe gibt es wieder eine Umkehrung des Temperaturgradienten, die sog. Stratopause. An sie schließt sich die Mesosphäre an, in welcher der Temperaturgradient wiederum negativ ist. Der Grund dafür ist dabei ähnlich dem für den Verlauf in der Troposphäre. Die Mesopause befindet sich in etwa $85 - 105\text{ km}$ Höhe. Nach ihr folgt die Thermosphäre, in welcher die Temperaturen bis über 1000°C ansteigen können, da dort vor allem durch atomaren Sauerstoff viel UV-Licht der Sonne absorbiert wird.

Ein allgemeines Profil, welches die oben begründeten Temperaturverläufe der einzelnen Schichten der Atmosphäre aufzeigt, ist in Abb. 2.1 für Januar und Juli über Kühlungsborn zu sehen. Die Daten stammen aus Lidar-Messungen (vgl. Abschnitt 2.4) aus den Jahren 2002 bis 2007 [7]. Man erkennt, dass die Lage der Tropo-, Strato- und Mesopause nicht ganzjährig konstant ist, sondern variiert. Dies zeigt bereits die komplexe Dynamik der Atmosphäre. Die Lage der Schichten variiert nicht nur saisonal, sondern hängt auch vom Breitengrad ab. Die Tropopause liegt z.B. am Äquator in bis zu 17 km Höhe, während sie in den gemäßigten Breiten bei etwa 9 km liegt.

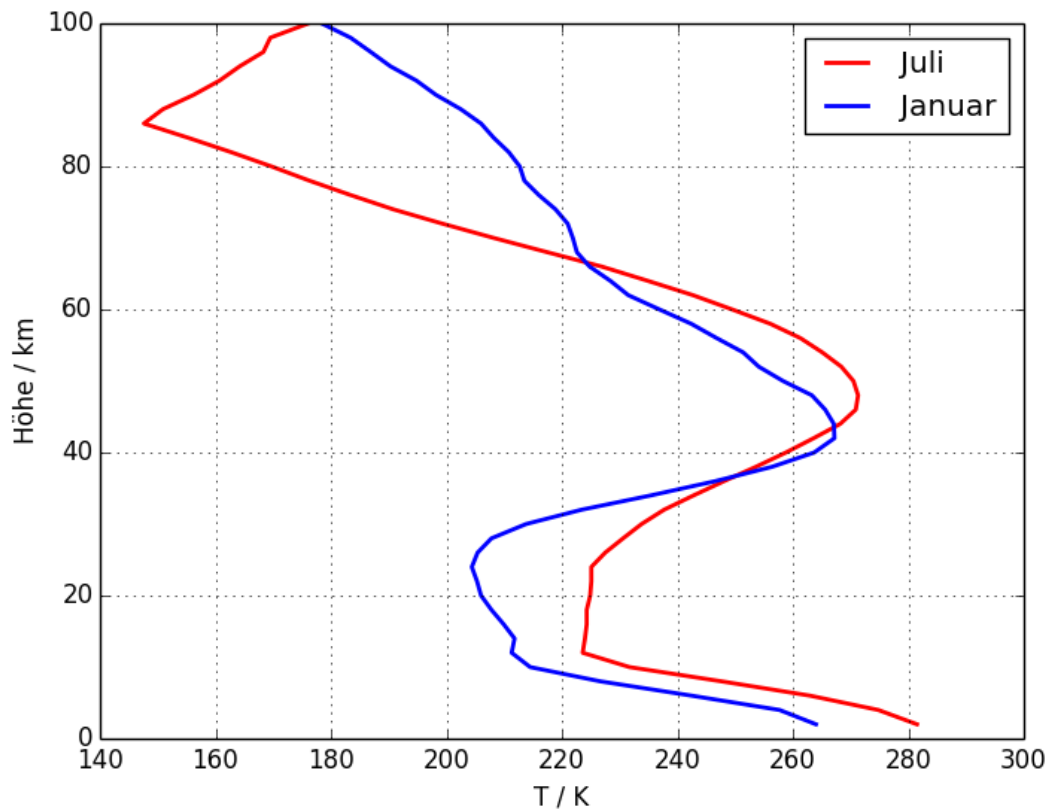


Abbildung 2.1: Mittlere Temperaturprofile über Kühlungsborn des Januar (blau) und Juli (rot) zwischen 2002 und 2007 aus Lidarmessungen [7]. Man erkennt einen deutlichen Unterschied der Lagen und Temperaturen der Tropo-, Strato- und Mesopause.

2.2 Aerosole

Als Aerosol bezeichnet man durch Luft getragene feste oder flüssige Bestandteile der Atmosphäre, deren Durchmesser von etwa 10 nm bis $10\text{ }\mu\text{m}$ reicht. Dies können z.B. Wassertropfen oder Eiskristalle, Staub, Asche o.Ä. sein. Der Hauptbestandteil des stratosphärischen Aerosols sind Schwefelsäuretröpfchen. In der Stratosphäre existiert eine natürliche Aerosol-Schicht, die nach ihrem Entdecker Christian Junge als *Junge-Schicht* benannt ist und größtenteils aus Schwefelsäuretröpfchen besteht [5]. Sie befindet sich abhängig von der geographischen Breite in etwa 20 km Höhe und hat eine Ausdehnung von bis zu $\pm 5\text{ km}$. Zur Aufrechterhaltung dieser Schicht tragen verschiedene langlebige Schwefelverbindungen wie Carbonylsulfid (COS) und Schwefelkohlenstoff (CS_2) bei, welche über chemische Prozesse zunächst zu Schwefeldioxid (SO_2) und über photochemische Prozesse zu Schwefelsäure reagieren können. Schwefeldioxid, welches nicht direkt in die Stratosphäre gelangt, spielt dabei nur eine kleinere Rolle, weil es meistens vorher mit Wasser in der Troposphäre zu Schwefeliger Säure reagiert und als Regen ausgewaschen wird, bevor es die Stratosphäre erreicht.

Durch große Vulkanausbrüche, wie dem des Mt. Pinatubo im Juni 1991, können Aerosole in die Stratosphäre geschleudert werden, welche auch SO_2 enthalten können. Während größere Partikel relativ schnell absinken und über Niederschlag aus der Atmosphäre gewaschen werden, können kleinere Aerosole länger in der Stratosphäre bleiben und eine erhöhte Aerosol-Konzentration über einen Zeitraum von mehreren Jahren verursachen. Das in die Stratosphäre transportierte SO_2 reagiert zu Schwefelsäure und trägt damit zur Aerosolzunahme der Junge-Schicht bei. Vulkanausbrüche zählen daher mit zu den wichtigsten Einflussfaktoren des Aerosolgehalts.

Die Kenntnis und Verfolgung von Aerosolen in der Atmosphäre ist wichtig, da sie den Strahlungshaushalt der Erde beeinflussen und damit das Wetter, sowie das Klima direkt beeinflussen können. Nach dem Ausbruch des Mt. Pinatubo wurde eine Erwärmung der Stratosphäre und eine Abkühlung der Troposphäre festgestellt, welche auf einer erhöhten Strahlungsabsorption aufgrund des zugenommenen Aerosolgehalts beruhte. Durch Verfolgung von Aerosolen können Winde und Absinkraten z.B. des Polarwirbels direkt gemessen werden. Die Messdaten können dann mit Simulationen verglichen werden und so zur Verbesserung der Modelle und zum Verständnis beitragen. Außerdem sind Polare Stratosphärenwolken (PSC: *Polar Stratospheric Clouds*) am Abbau des Ozons beteiligt, da sie über verschiedene Prozesse Einfluss auf die chemischen Reaktionen nehmen können. Am IAP sind sog. NLCs (*Noctilucent cloud*) besonders von Interesse, da sie

zum Verständnis der Dynamik der mittleren Atmosphäre beitragen. Sie treten in Höhen von ca. 83 km auf und entstehen, wenn das Sonnenlicht an kleinen Eiskristallen von $10 - 100\text{ nm}$ Durchmesser gestreut wird. Zudem werden zur Berechnung von Temperaturprofilen Kenntnisse über den Aerosolgehalt benötigt, da sonst die aus dem elastischen Rückstreusignal berechneten Temperaturen nicht korrekt sind.

2.3 Streuprozesse

In diesem Abschnitt werden Streuprozesse, welche in der Atmosphäre eine Rolle spielen, erläutert.

2.3.1 Rayleigh-Streuung

Rayleigh-Streuung beschreibt Streuung von elektromagnetischer Strahlung an Streuzentren, welche kleiner sind als die Wellenlänge der Strahlung. Streuzentren können Atome, Moleküle, sowie kleine Aerosol-Teilchen sein.

Nach Young et al. [18] setzt sich die Rayleigh-Streuung aus der Cabannes-Streuung und der Rotations-Raman-Streuung zusammen. Die Cabannes-Streuung ist ein elastischer Streuprozess, wobei ein Photon der Strahlung absorbiert wird. Durch die Absorption wird ein Elektron in einen virtuellen, energetisch höheren Zustand angeregt. Durch Aussenden eines Photons gleicher Wellenlänge des absorbierten Photons relaxiert das Elektron in seinen Ausgangszustand zurück. Rotations-Raman-Streuung ist ein inelastischer Prozess. Das absorbierte Photon regt dabei zunächst ein Elektron in einen virtuellen Zustand an und relaxiert dann in einen Rotationszustand, welcher sich energetisch nur wenig vom Ausgangszustand unterscheidet. Dieser Prozess kann auch anders herum passieren, sodass ein Elektron aus einem Rotationszustand angeregt wird und in den Grundzustand relaxiert. Durch den Relaxationsprozess wird ein Photon ausgesandt. Das ausgesandte Photon kann dabei je nach Prozess-Richtung eine größere Energie oder eine kleinere Energie als das absorbierte Photon besitzen. Man spricht von Anti-Stokes- bzw. Stokes-Streuung. Die gemessenen Rotations-Raman-Linien sind dabei von der Energie der absorbierten Photonen, also der Laserwellenlänge, sowie vom Molekül abhängig. Durch die verbauten Interferenzfilter in den Nachweiszweigen (s. Abschnitt 3) werden nur Cabannes-gestreuete Photonen der Rayleigh-Streuung gemessen. Zur Messung der Rotationslinien gibt es am IAP einen eigenen Nachweiszweig.

Der Wirkungsquerschnitt der Rayleigh-Streuung ist proportional zu λ^{-4} , d.h. kleine Wellenlängen werden stärker an den Molekülen der Luft gestreut, weswegen der Himmel tagsüber blau erscheint.

2.3.2 Aerosol-Streuung / Mie-Streuung

Als Aerosol-Streuung bezeichnet man die elastische Streuung von Licht an Aerosolpartikeln. Die Größe dieser Partikel ist im Allgemeinen gleich oder größer als die Wellenlänge des Lichts. Die Mie-Theorie beschreibt das Modell der elastischen Streuung von Licht an sphärischen Partikeln, deren Radien so groß sind, dass sie nicht durch Rayleigh-Streuung beschrieben werden können. Deshalb wird die Streuung auch Mie-Streuung genannt.

2.3.3 Vibrations-Raman-Streuung

Vibrations-Raman-Streuung ist eine inelastische Streuung von Photonen an Molekülen. Im Gegensatz zur Rotations-Raman-Streuung relaxiert bei dieser Art von Streuung ein Elektron nicht in einen Rotations-, sondern Vibrationszustand. Der zunächst angeregte Zustand ist ebenfalls virtuell. Auch hier kann der Prozess in beide Richtungen stattfinden. Das Elektron sendet dabei ebenfalls je nach Prozess-Richtung ein Photon aus, dessen Energie größer oder kleiner ist als die des Absorbierten. Diese Möglichkeiten werden ebenfalls als Anti-Stokes- bzw. Stokes-Streuung bezeichnet. Die für diese Arbeit wichtige Vibrations-Raman-Streuung ist die von Stickstoff, bei der das absorbierte Photon eine Wellenlänge von $\lambda = 532 \text{ nm}$ und das emittierte $\lambda = 608 \text{ nm}$ besitzt.

2.3.4 Resonanz-Streuung

Als Resonanz-Streuung bezeichnet man die elastische Streuung, bei der ein Elektron durch Absorption eines Photons in ein reales, energetisch höheres Energieniveau angehoben wird und unter Aussenden eines Photon gleicher Energie in den Ausgangszustand zurückfällt. Die Absorption des Photons ist nur möglich, wenn der angeregte Zustand unbesetzt ist. Die Energie, die für einen solchen Übergang benötigt wird, ist diskret, weshalb die Wellenlänge des Lasers der Energie der zu untersuchenden Spektrallinie des Atoms oder Moleküls entsprechen muss. Aus diesem Grund werden Metall-Resonanz-

Lidars verwendet, um Verteilungen von Metallionen (z.B. Fe und Ca) und die Temperatur der oberen Mesosphäre bzw. der Thermosphäre zu untersuchen.

2.4 Lidar

2.4.1 Funktionsweise eines Lidars

Lidar steht für "***L**ight **D**etecting **a**nd **R**anging*". Mit einem Lidar ist es unter anderem möglich Temperatur-, Dichte- und Aerosol-Höhenprofile der Atmosphäre aufzunehmen. In Abb. 2.2 ist das Messprinzip dargestellt. Mit einem Laser wird gepulstes Licht in die Atmosphäre gesendet. Dort wird es nach den in Abschnitt 2.3 diskutierten Streuarten gestreut. Das gestreute Licht wird von einem Parabolspiegel in eine Glasfaser fokussiert, welche das Licht zu einem Nachweisweig leitet, wo die Zählraten der Photonen aufgenommen werden. Durch den Laufzeitunterschied zwischen Laserpuls und den gezählten Photonen, lässt sich die Höhe, in der sie gestreut worden sind, bestimmen.

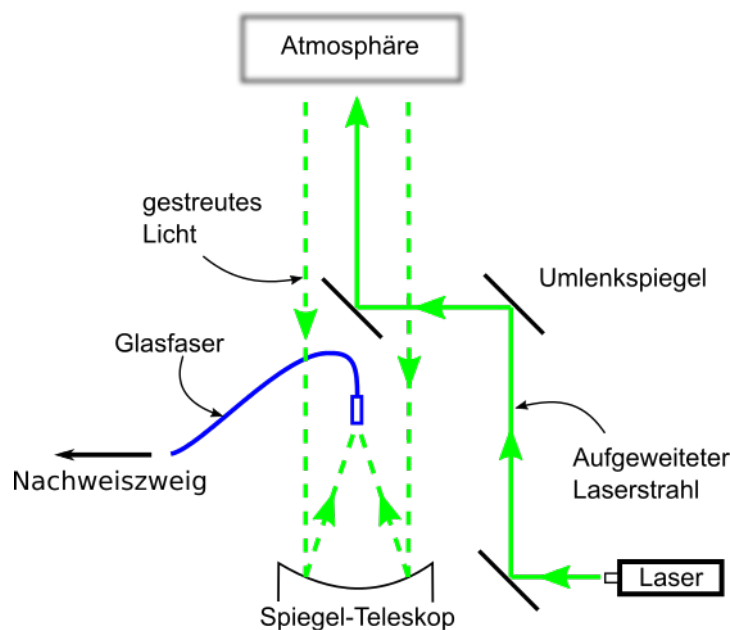


Abbildung 2.2: Messprinzip eines Lidars: Gepulstes Laserlicht wird in die Atmosphäre gesendet. Das gestreute Licht wird über einen Parabolspiegel in eine Glasfaser gelenkt, welches das Licht zu einem Nachweisweig führt, in welchem Zählraten von Photonen aufgenommen werden.

2.4.2 RMR-Tageslicht-Lidar

Das Lidar, mit dem die Daten für diese Arbeit aufgenommen worden sind, ist das RMR-Tageslicht-Lidar des IAP. RMR steht dabei für Rayleigh-Mie-Raman, also die beteiligten Streuprozesse. Ein Nd:YAG-Laser sendet mit einer Wiederholrate von 30 Hz 532 nm -Lichtpulse in die Atmosphäre aus. Die gestreuten Photonen werden durch Nachweiszweige gemessen. Ein Messprogramm integriert die Zählraten über 1000 Pulse (etwa 33 s). Die Zählraten von 1000 Pulsen werden dann in einer Datei gespeichert und stehen zur Auswertung zur Verfügung. Diese Datei wird in dieser Arbeit ab nun als Datensatz bezeichnet. Für die Höhenauflösung werden alle Photonen über ein Zeitintervall von etwa $1.3\text{ }\mu\text{s}$ gezählt und einem Höhenkanal zugeordnet. Dies entspricht einer Höhenschrittweite von 195 m . So lässt sich eine Höhenauflösung realisieren.

Mit dem RMR-Tageslicht-Lidar werden unter anderem der in Abschnitt 3 betrachtete "Tages- bzw. Nacht-Nachweiszweig" betrieben. Der Tageszweig kann auch am Tag betrieben werden, da die Untergrundstrahlung durch schmalbandige Etalon-Filter minimiert wird. Der N_2 -Ramanzweig des Tageszweigs kann jedoch nur nachts betrieben werden, da die Intensität dieser Strahlung zu gering und das Raman-Spektrum zu breit ist. Deshalb können keine Etalons genutzt werden und die Intensität der Raman-gestreuten Photonen verschwindet im Untergrund. Der Nachtzweig wird ebenfalls nur nachts betrieben, aus den gleichen Gründen wie für den Raman-Tageszweig.

2.5 Rückstreuverhältnis (BSR)

Das Rückstreuverhältnis R (eng.: *Back-Scatter-Ratio*, *BSR*) kann verwendet werden, um festzustellen, ob Aerosole in der Atmosphäre vorhanden sind. Das Rückstreuverhältnis ist nach Andrews [1] definiert als:

$$R = \frac{\beta_{mol} + \beta_{aerosol}}{\beta_{mol}} \quad (2.1)$$

β_{mol} ist die Anzahl der an Molekülen gestreuten Photonen und $\beta_{aerosol}$ die Anzahl der an Aerosol gestreuten Photonen. Für aerosolfreie Bereiche gilt $R = 1$. Ansonsten gilt $R > 1$. Werte für R , die man in der mittleren Stratosphäre erwarten kann, befinden sich im Bereich von $1.0 < R < 1.1$ (vgl. Gerding et al. [7]). Über Art und Größe der Partikel des Aerosols kann man nur aus dem Rückstreuverhältnis keine Aussagen treffen.

Mithilfe der Raman-Methode (s. Abschnitt 2.6.2) lässt sich das Rückstreuverhältnis aus Lidarmessungen bestimmen.

2.6 Methodik der Aerosolauswertung

In diesem Abschnitt soll erläutert werden, wie das Rückstreuverhältnis aus den Daten der Lidarmessungen berechnet wird. Dabei muss zunächst die gemessene Zählrate um den Untergrund korrigiert werden, bevor man das Höhenprofil des Rückstreuverhältnisses berechnen kann. Zur besseren Darstellung der BSR wird noch eine Glättung des Höhenprofils vorgenommen.

2.6.1 Zählraten und Untergrundkorrektur

In dieser Arbeit wurden Datensätze einer Messnacht summiert, um die Gesamtzählrate einer Messnacht zu betrachten. Dabei sind nur Datensätze in die Gesamtzählrate eingeflossen, bei denen die Dämmerung keinen Einfluss mehr auf den Untergrund des 608 nm-Signals hatte. Sämtliche folgend betrachteten Zählraten sind die Summe der Zählraten aus allen Datensätzen einer Messnacht, wenn keine weitere Angabe dazu gemacht wird. Für die weitere Auswertung der Zählraten einer Messnacht müssen diese jedoch vom Untergrundsignal bereinigt werden.

Für die Untergrundkorrektur der 532 nm-Zählrate wird aus den Zählraten der Höhenkanäle i von 120 – 234 km die mittlere Zählrate pro Höhenkanal berechnet und von allen Höhenkanälen abgezogen. Für die 608 nm-Zählrate des Tages-Nachweiszweigs wurde aus den Daten von 90 – 170 km eine lineare Regression durchgeführt, da der Untergrund leicht gekippt ist, d.h. abhängig von der Höhe. Die Höhenkanäle ab 180 km wurden nicht betrachtet, da dort der Untergrund geringer wird, also nicht mehr repräsentativ für die unteren Höhen ist. Aus der Regressionsfunktion $a + b \cdot i$ lässt sich der Untergrund für jeden Höhenkanal berechnen, welcher dann von der Zählrate subtrahiert wird.

$$N_{532nm,korr}^{(i)} = N_{532nm}^{(i)} - \bar{N}_{532nm}^{120-234km} \quad (2.2)$$

$$N_{608nm,korr}^{(i)} = N_{608nm}^{(i)} - (a + b \cdot i) \quad (2.3)$$

Für den Nachtzweig wurde die Korrektur der 608 nm-Zählrate wie bei der 532 nm-Zählrate durchgeführt.

2.6.2 Raman-Methode zur Bestimmung der BSR

Mithilfe der Raman-Methode lässt sich aus den durch Lidar-Messungen gewonnenen Daten die BSR, also das Rückstreuverhältnis R , bestimmen und somit ein Aerosol-Höhenprofil erstellen. Der Zähler $\beta_{mol} + \beta_{aerosol}$ aus Gleichung (2.1) ist proportional zum 532 nm-Signal, da dieses die Rayleigh- und Mie-gestreuten Photonen misst. Der Nenner β_{mol} ist proportional zum 608 nm-Signal, da β_{mol} die Anzahl der an Luft gestreuten Photonen widerspiegelt und das 608 nm-Signal proportional zur Anzahl der Stickstoffmoleküle und damit proportional zur Dichte der Luft ist.

Da β_{mol} in Zähler und Nenner auf unterschiedliche Weisen bestimmt wird, muss zunächst das 608 nm-Signal auf das 532 nm-Signal in einer aerosolfreien Höhe normiert werden. In dieser Arbeit wurde dazu der Quotient $Q^{(34km)}$ gebildet. Dieser beschreibt den Mittelwert der Quotienten $Q^{(i)}$ aus fünf Höhenkanälen in der gewählten Normierungshöhe.

$$Q^{(i)} = \frac{N_{532nm,korr}^{(i)}}{N_{608nm,korr}^{(i)}} \quad (2.4)$$

i beschreibt dabei den jeweiligen Höhenkanal. In der gewählten Normierungshöhe gilt $R = 1$, welche immer in 34 – 35 km gewählt ist, falls diese nicht weiter angegeben wird. Das Rückstreuverhältnis eines Höhenkanals $R^{(i)}$ erhält man, indem man jedes $Q^{(i)}$ durch $Q^{(34km)}$ teilt.

$$R^{(i)} = \frac{Q^{(i)}}{Q^{(34km)}} = \frac{N_{532nm,korr}^{(i)}}{N_{608nm,korr}^{(i)} \cdot Q^{(34km)}} \quad (2.5)$$

Stellt man die jeweiligen Höhenkanäle über die dazugehörigen $R^{(i)}$ dar, so erhält man ein Höhenprofil, welches in Abb. 2.3 dargestellt ist. Man erkennt, dass in dieser Messnacht $R > 1$ in Höhen bis etwa 24 km und in größeren Höhen $R = 1$ im Rahmen des statistischen Fehlers gilt. R geht dabei ab ca. 37 km in ein Rauschen über.

Durch die festgesetzte Normierung muss man in Kauf nehmen, dass R um einen Faktor unterschätzt wird, wenn in der Normierungshöhe Aerosol gemessen wird. Dies kann dazu führen, dass aerosolfreie Höhen unphysikalische Werte $R < 1$ ergeben. Es zeigt sich jedoch, dass die Annahme von Aerosolfreiheit in 34 – 35 km Höhe im Rahmen des statistischen Fehlers gerechtfertigt ist.

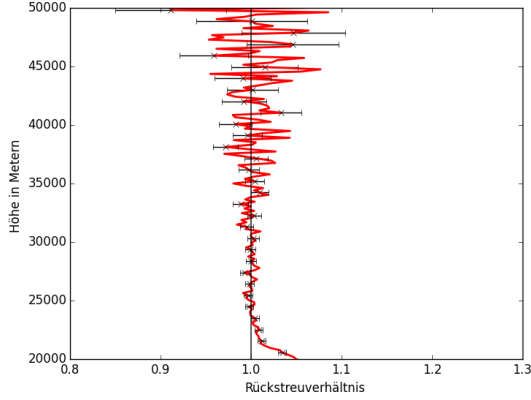


Abbildung 2.3: Höhenprofil des Rückstreuverhältnisses R der Messnacht 9./10.03.14, Messdauer: ca. 11.3 h

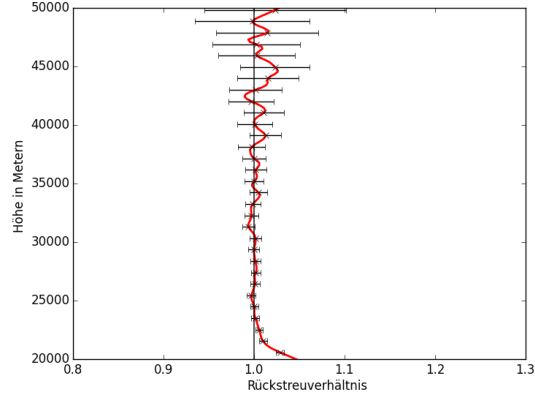


Abbildung 2.4: Mit einem Gauß-Filter geglättetes Höhenprofil R der Messnacht 9./10.03.14, Messdauer: ca. 11.3 h

Die in Abb. 2.3 gezeigten Fehlerbalken sind die Standardabweichungen $\sigma_{R^{(i)}}$ der $R^{(i)}$, die sich aus einer Fehlerfortpflanzung von Gleichung (2.5) ergeben. Die Standardabweichung der Zählraten ist $\sigma = \sqrt{N}$.

$$\sigma_{R^{(i)}} = \sqrt{\left| \frac{\partial R^{(i)}}{\partial N_{532nm,corr}} \cdot \sigma_{N_{532nm,corr}} \right|^2 + \left| \frac{\partial R^{(i)}}{\partial N_{608nm,corr}} \cdot \sigma_{N_{608nm,corr}} \right|^2 + \left| \frac{\partial R^{(i)}}{\partial Q_{(34km)}} \cdot \sigma_{Q_{(34km)}} \right|^2} \quad (2.6)$$

$\sigma_{Q_{(34km)}}$ ist dabei die Standardabweichung des Mittelwerts Q_{34km} . Diese ist im Vergleich zu den Standardabweichungen der Zählraten jedoch klein. In Abb. 2.4 wurde das Höhenprofil mit einem Gauß-Filter geglättet. Die Halbwertsbreite der Gauß-Funktion beträgt 900 m. Insgesamt wurde über eine Höhe von etwa $\pm 1.7 km$ geglättet. Alle in dieser Arbeit geglätteten Höhenprofile sind mit dieser Funktion und diesen Parametern geglättet worden, falls dies nicht anders angegeben ist.

Zur Berechnung der BSR vom Tageszweig wurden die Signale vom Raman- und xlow-Zweig verwendet. Für den Nachtzweig wurden das Signal des Nacht-Raman-Zweigs, sowie das 532 nm-Referenz-Signal des Windnachweiszweigs verwendet (s. Abschnitt 3). Da in dieser Arbeit nur Profile einer ganzen Nacht betrachtet werden, können nur Aussagen über das Nachtmittel und keine Aussagen zu zeitlichen Variationen innerhalb einer Nacht gemacht werden.

2.7 Datenbasis

Die in dieser Arbeit betrachteten Daten stammen vom Juli 2012 bis Ende Juli 2015 mit einer Gesamtmesszeit von 1313 h für den Tageszweig (182 Messnächte) und 88 h (19 Messnächte) für den Nachtzweig. Der Nachtzweig wurde erst im Rahmen dieser Arbeit aufgebaut und deswegen stehen entsprechend weniger Daten für diesen zur Verfügung. Die Messzeiten beziehen sich nur auf die verwendeten Messnächte. Datensätze mit zu großem Untergrund und Messnächte mit einer Messzeit kleiner als 3 Stunden wurden aussortiert, da diese zu große Fehler aufweisen. Die einzelnen Messzeiten der Jahre sind in Tabelle 2.1 gezeigt.

Zweig (Jahr)	Anzahl Messnächte	Messdauer [h]
Tag (2012)	22	160.5
Tag (2013)	76	581.6
Tag (2014)	59	410.9
Tag (2015)	25	159.8
Nacht (2015)	19	88

Tabelle 2.1: Übersicht der betrachteten Daten

Kapitel 3

Aufbau eines neuen N_2 -Raman-Nachweiszweigs

3.1 Aufbau des Nacht-Nachweiszweigs

Im praktischen Rahmen dieser Arbeit wurde ein neuer Nacht-Nachweiszweig für 608 nm-Ramanstreuung an Stickstoffmolekülen aufgebaut. Ein Unterschied zum bis dahin verwendeten Tages-Nachweiszweig für 608 nm-Ramanstreuung ist, dass das Sichtfeld des Nachtzweigs größer ist als das des Tageszweigs. Der abgedeckte Raumwinkel des Nachtzweigs beträgt $124 \mu rad$ und der des Tageszweigs $62 \mu rad$. Dies ist bei gleichem Durchmesser der Spiegel von 81 cm durch eine dickere Glasfaser des Nachtzweigs bedingt. Durch den vergrößerten Raumwinkel sollten mehr gestreute Photonen gezählt werden, da das bisherige Sichtfeld nicht den gesamten Strahl einfängt. Die Signalstärke sollte dadurch erhöht werden. Ein weiterer Unterschied ist der geringere Untergrund, der gemessen werden sollte, da vermutet wird, dass die APD (eng.: Avalanche Photodiode) im Tageszweig eine große Dunkelzählrate ($\approx 3 kHz$) hat und die neue APD im Nachtzweig auf eine geringe Dunkelzählrate ($\approx 20 Hz$) selektiert. Durch die Verringerung des Untergrunds und den größeren Raumwinkel sollte sich die Höhe, bei der das Signal in den Untergrund übergeht, vergrößert haben, d.h. die Untersuchung von größeren Höhen ist möglich.

Der Aufbau des Nachtnachweiszweigs ist in Abb. 3.1 dargestellt. Das Licht aus der Glasfaser wird zunächst parallelisiert, bevor es auf einen dichroitischen Spiegel trifft, welcher unter anderem das 608 nm-Signal reflektiert. Licht geringerer Wellenlänge wird transmittiert und im Windnachweiszweig analysiert. Der dichroitische Strahlteiler wurde aus dem

Tages-Nachweiszweig entnommen und im Nachtzweig verbaut, weshalb nicht gleichzeitig mit beiden Zweigen gemessen wurde. Der Interferenzfilter (Herstellerangaben: zentrale Wellenlänge: 607.44 nm , spektrale Bandbreite: 0.36 nm , maximale Transmission: 69%) filtert aus dem ausgespiegelten Licht dann das 608 nm -Signal heraus. Dieses wird durch einen Spiegel umgelenkt und mit einer Sammellinse auf die APD fokussiert. Diese wandelt die auftreffenden Photonen in Spannungspulse um, welche von einer Elektronik gezählt werden. Eine APD ist eine Photodiode, die speziell darauf ausgerichtet ist, einzelne Photonen zu zählen. Ein Photon erzeugt bei Eintritt in das Halbleitermaterial ein Elektronen-Loch-Paar, welches aufgrund der anliegenden Spannung beschleunigt wird. Die Spannung bei einer APD ist dabei so groß, dass das Elektron im elektrischen Feld so stark beschleunigt wird, dass es weitere Elektronen-Loch-Paare durch Stoßionisation erzeugen kann. Es entsteht ein kurzer stetiger Strom, der von einer separaten Elektronik gezählt werden kann.

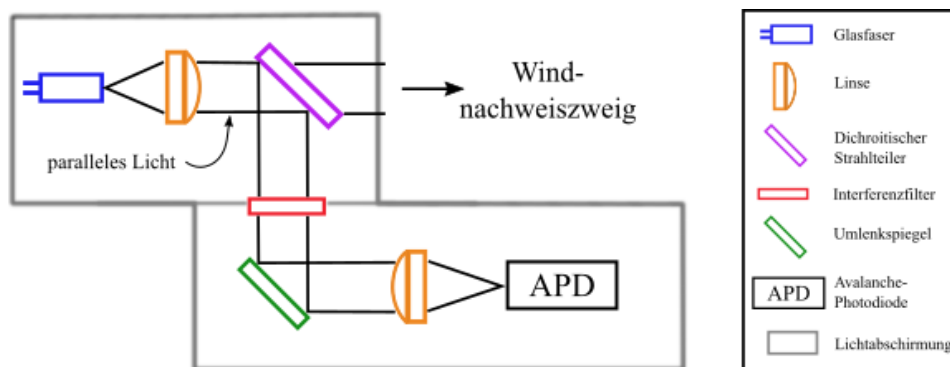


Abbildung 3.1: Schematischer Aufbau des Nacht-Nachweiszweigs: Das Licht aus der Glasfaser wird parallelisiert, ausgespiegelt und durch einen Interferenzfilter gefiltert, bevor es auf die APD fällt, wo die Photonen gezählt werden.

Zum Vergleich ist in Abb. 3.2 der Tageszweig dargestellt. Das Licht wird nach der Glasfaser von einem Chopper blockiert, der das Licht aus Höhen bis ca. 15 km absorbiert, um die APDs vor dem starken Streulicht der Troposphäre zu schützen. Danach wird das N_2 -Ramansignal durch einen dichroitischen Spiegel heraus reflektiert und nach einem 608 nm -Interferenzfilter (Herstellerangaben: zentrale Wellenlänge: 607.5 nm , spektrale Bandbreite: 0.30 nm , maximale Transmission: 86.7%) auf eine APD fokussiert. Das durch den dichroitischen Spiegel transmittierte Licht wird durch einen 532 nm -Interferenzfilter geleitet. Danach folgen drei Zweige, welche verschiedene Höhenbereiche des elastisch gestreuten Lichts abdecken. Der erste Zweig, genannt "xlow", deckt die niedrigsten Höhen von etwa 18 km bis etwa 50 km ab. Als Photonendetektor wird hier ein Photomultiplier verwendet. Der nächste Zweig detektiert Licht aus Höhen von etwa

25 km bis etwa 60 km. Das Licht wird vorher durch ein schmalbandiges Etalon von einem Großteil des Untergrunds bereinigt. Der letzte Zweig befindet sich hinter einem weiteren Etalon und detektiert Licht aus Höhen von etwa 37 km bis etwa 80 km. Sowohl Tages- als auch Nachtzweig werden durch Lichtabschirmungen vor Raumlicht geschützt.

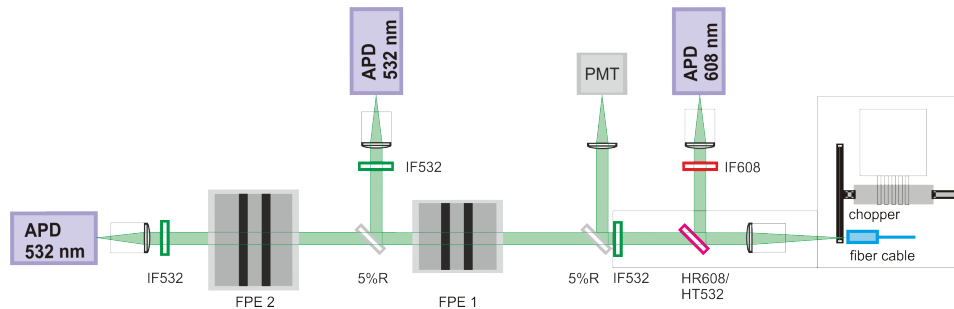


Abbildung 3.2: Aufbau des Tag-Nachweiszweigs: Das Licht aus geringeren Höhen wird nach der Glasfaser von einem Chopper geblockt. (Bildquelle: [Gerding persönliche Konversation])

3.2 Übersicht über die Zählratenprofile

In Abb. 3.3 und 3.4 sind die Zählraten vom Nacht-Nachweiszweig und Tages-Nachweiszweig der Nacht vom 17./18.07.15 bzw. 16./17.04.15 dargestellt. Auf der y-Achse ist die Höhe und auf der x-Achse sind logarithmisch die gezählten Photonen aufgetragen. Die Zählrate des untersten (18.2 km-) Höhenkanals des Nachtzweigs ist deutlich größer als das nächst höhere (ca. Faktor 10). Dies wird durch das Einschalten der APD hervorgerufen, welches zusätzliche Spannungspulse erzeugt. Beim Tageszweig ist ebenfalls die Zählrate des untersten (15.3 km-) Höhenkanals sehr groß, welches genauso durch den Einschaltvorgang der APD hervorgerufen wird. Zusätzlich ist die Zählrate der nächsten Höhenkanäle noch klein, da dort der Chopper den Lichtstrahl blockiert. Deshalb werden in Abschnitt 4 nur Höhen betrachtet, die größer als 20 km sind, um sicherzugehen, dass der Chopper vollständig geöffnet ist und alle Effekte des Einschaltens der APDs keinen Einfluss auf die Daten haben.

Die Zählraten beider Messzweige nehmen exponentiell ab, bis die Zählrate in das Untergrundsignal übergeht. Dies ist darin begründet, dass die Anzahl der Stickstoffmoleküle ebenfalls exponentiell mit der Höhe abnimmt. Der in ca. 50 km Höhe für den Tageszweig und in ca. 60 km Höhe für den Nachtzweig beginnende Untergrund sollte mit der Höhe konstant sein, wie es beim Nachtzweig der Fall ist. Beim Tagessystem nimmt der Un-

tergrund ab einer Höhe von ca. 180 km jedoch noch einmal ab, was auf einen Fehler der APD deutet, da Eigenrauschen und natürliches Untergrundsignal zeitlich (d.h. höhenmäßig) konstant sein sollten. Aus diesem Grund wurde in Abschnitt 2.6.1 der Untergrund nur in Höhen bis 170 km betrachtet.

In den nächsten drei Unterabschnitten werden die Zählraten genauer auf Signalstärke, Untergrund pro Höhenkanal und Höhe, in welcher das Signal in den Untergrund übergeht, untersucht um einen Vergleich beider Zweige durchzuführen.

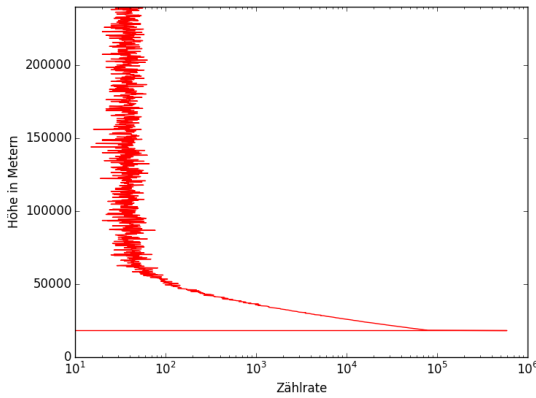


Abbildung 3.3: Zählrate des Nacht-Nachweiszweigs der Messnacht 17./18.07.15, Messdauer: ca. 5.75 h

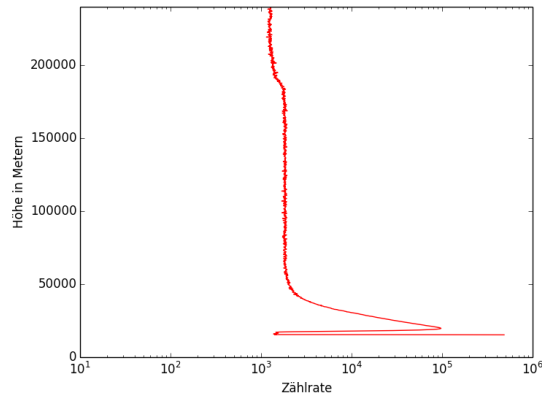


Abbildung 3.4: Zählrate des Tages-Nachweiszweigs der Messnacht 16./17.04.15, Messdauer: ca. 4.5 h

3.2.1 Vergleich der Signalstärken der Zweige

Zum Signalstärkenvergleich wurde das Signalverhältnis der beiden Nachweiszweige mit dem xlow-Signal des Tageszweigs verglichen. Es wird der Mittelwert von drei Signalverhältnissen $\frac{R_{\text{Raman}}}{x_{\text{low}}}$ von drei aufeinanderfolgenden Höhenkanälen in einer Höhe von 20 km betrachtet. Für den Tageszweig wird die Messnacht 16./17.04.15 (Messdauer: 4:37 h) und für den Nachtzweig die Messnacht vom 17./18.07.15 (Messdauer: 4:07 h) betrachtet. Die bestimmten Verhältnisse sind:

$$\frac{N_{\text{Nacht}}}{N_{x_{\text{low}}, \text{Tag}}} \approx 0.05$$

$$\frac{N_{\text{Tag}}}{N_{x_{\text{low}}, \text{Tag}}} \approx 0.1$$

Das Signal des Nachtzweigs bezogen auf den xlow-Kanal ist also ungefähr um den Faktor 2 kleiner, als das Signal des Tageszweigs. Es wurde jedoch erwartet, dass die Signalstärke größer ist, aufgrund des größeren Sichtfelds. Dieser Unterschied könnte durch die verbauten Optik-Elemente, wie den Interferenzfilter zustande kommen, welcher gebraucht ist und deshalb nicht mehr den Transmissions- und Reflexionsgrad besitzt wie noch beim Kauf. Eine Dejustage der APD konnte ausgeschlossen werden, da bei Nachbesserung der Justierung keine Verbesserung erzielt werden konnte. Eine weitere Ursache für das schwächere Signal könnte sein, dass in kleineren Höhen (um $20 - 25 \text{ km}$) der Nachtzweig weniger Signal erhält, weil das Sichtfeld dort nicht perfekt justiert ist. Dies deutet darauf hin, dass beide Sichtfelder der Teleskope nicht genau das gleiche sehen [Gerding pers. Gespräch]. Eine Verbesserung der Signalstärke könnte also durch einen neuen Interferenzfilter oder durch verbesserte Justage des Sichtfeldes erreicht werden.

3.2.2 Untergrundzählraten

Zur Vergleichbarkeit der Untergrundzählraten N der beiden Zweige wurden die Mittelwerte der Untergründe pro Höhenkanal pro Datensatz aus verschiedenen Messnächten der Zweige verglichen. Die Daten, die für den Vergleich benutzt worden sind, stammen aus dem Jahr 2015 bis einschließlich dem 25.07.15. Es wurden nur Messnächte betrachtet, bei denen für mindestens drei Stunden mit dem entsprechenden Messzweig gemessen wurde. Der Untergrund, der für den jeweiligen Zweig betrachtet wurde, befindet sich beim Nacht-Nachweiszweig in $120 - 234 \text{ km}$ Höhe und beim Tages-Nachweiszweig in einer Höhe von $90 - 170 \text{ km}$. Es ergeben sich aus 18 betrachteten Messnächten mit einer Gesamtmesszeit von $115:48 \text{ h}$ für den Tageszweig und 19 betrachteten Messnächten mit einer Gesamtmesszeit von $87:45 \text{ h}$ für den Nachtzweig folgende Werte für den Mittelwert der Untergrundzählrate pro Höhenkanal pro Datensatz:

$$N_{Nacht} = 0.098 \pm 0.023 \frac{1}{s} = 0.098(1 \pm 23\%) \frac{1}{s}$$

$$N_{Tag} = 3.54 \pm 0.05 \frac{1}{s} = 3.54(1 \pm 1.4\%) \frac{1}{s}$$

Der Quotient Q aus N_{Tag} und N_{Nacht} beträgt $Q \approx 36$. Das Untergrundsignal des Nacht-Nachweiszweigs ist also um den Faktor 36 kleiner als das Untergrundsignal des Tageszweigs. Der angegebene Fehler von N_{Nacht} und N_{Tag} wurde aus der Standardabweichung um den angegebenen Mittelwert aller Messnächte berechnet. Der Fehler ist vor allem mit unterschiedlichen Lichtverhältnissen in den verschiedenen Messnächten zu begrün-

den, welche hauptsächlich von Mondlicht und Dämmerung stammen. Durch das hohe Eigenrauschen der APD im Tageszweig machen die Lichtverhältnisse dort prozentual weniger aus, als beim Nachtzweig.

3.2.3 Maximale Signalthöhe

Zur Untersuchung der Höhe H , bei dem das Messsignal noch signifikant größer ist, als der gemessene Untergrund, wurde das 3σ -Niveau des Untergrunds als Kriterium genommen, da Zählraten oberhalb dieses Niveaus mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit nicht von Untergrundrauschen stammen. Mit der Annahme, dass die Schwankungen des Untergrunds als Poisson-Verteilung anzunehmen sind, also $\sigma = \sqrt{M}$ ist, wobei M der mittlere Untergrund einer Messnacht ist, lässt sich die maximale Höhe bestimmen, indem man die Zählrate eines Höhenkanals mit $M + 3\sigma$ vergleicht.

Für die Bestimmung von H wurden die gleichen Messdaten wie im vorherigen Abschnitt 3.2.2 verwendet. Es ergeben sich als Mittelwerte für die maximale Höhe H , in der die Zählrate noch größer als die $M + 3\sigma$ -Grenze ist:

$$H_{Nacht} = 60.1 \pm 1.9 \text{ km}$$

$$H_{Tag} = 50.0 \pm 0.9 \text{ km}$$

H_{Nacht} liegt also 10 km höher als H_{Tag} . Der Grund, warum H_{Nacht} höher liegt, ist darin zu begründen, dass der Untergrund für den Nachtzweig geringer ist, wie bereits gezeigt wurde. In Abschnitt 4.1 wird jedoch gezeigt werden, dass die maximale Höhe der BSR deutlich niedriger ist, als die hier bestimmten Werte für H . Dies liegt unter anderem daran, dass die hier bestimmten Höhen nur aus den Schwankungen des Untergrundsignals berechnet wurden. Der Fakt, dass das Ramansignal selbst ebenfalls schwankt, ist nicht in die Rechnung eingeflossen. Dies verringert ebenfalls nochmal die Höhe, weshalb sowohl die maximale Höhe der BSR, als auch die Höhe, in der die Zählraten der Ramanzweige in den Untergrund übergehen, niedriger liegen. In Abschnitt 4.1 werden die maximalen Höhen der BSRs der beiden Nachweiszweige, in welcher sie in ein Rauschen übergehen, miteinander verglichen.

3.3 Zusammenfassung

Sowohl die Abnahme des Untergrunds des Tageszweigs (Abb. 3.4) in einer Höhe von ca. 180 km als auch der hohe Untergrund deuten auf einen Defekt der APD hin. Die Herstellerangabe der Dunkelzählrate der APD des Tageszweigs ist mit 43 Hz angegeben. Die tatsächliche Dunkelzählrate ist jedoch deutlich größer. Sie ist also defekt.

Die Ergebnisse der vorherigen Abschnitte haben gezeigt, dass der neu aufgebaute Nacht-Nachweiszweig sowohl einen geringeren Untergrund misst, als auch größere maximale Höhen H erreicht, in denen das Messsignal noch oberhalb des 3σ Bereichs der Untergrundschwankungen liegt als der Tages-Nachweiszweig. Die Signalstärke ist jedoch kleiner. Es wurde also gezeigt, dass der Aufbau des Nachtzweigs funktioniert und durch Verbesserungen wie einem neuen Interferenzfilter größere Zählraten erreichen kann.

Kapitel 4

Ergebnisse

In diesem Kapitel werden die Rückstreuverhältnisse für die vorhandenen Daten ausgewertet. Zunächst werden die BSRs der beiden Nachweiszweige miteinander verglichen. Anschließend wird auf das Meteoroiden-Ereignis bei Chelyabinsk (2013) eingegangen, das eine Aerosolschicht verursacht hat, welche auch in Kühlungsborn gemessen werden konnte. Abschließend werden die Jahresverläufe der BSRs der Jahre 2012 bis 2015 dargestellt und im Hinblick auf die Entwicklung der Junge-Schicht ausgewertet.

4.1 Vergleich der BSRs der beiden Nachweiszweige

4.1.1 Werte der BSRs der beiden Nachweiszweige

Zunächst soll verglichen werden, wie die BSR-Werte des Nachtzweigs im Vergleich zu den BSR-Werten des Tageszweigs aussehen. Dazu werden ein Monatsmittel (Mittelwert aller Höhenprofile eines Monats) des Tages- mit dem des Nachtzweigs verglichen. Da jedoch aufgrund des notwendigen Wechsels des dichroitischen Spiegels von Tages- zum Nachtzweig kein Monat von beiden Zweigen gleichzeitig gemessen werden konnte, ist ein direkter Vergleich nicht möglich. Um überhaupt eine Aussage treffen zu können, wurde für den Tageszweig das Monatsmittel vom Juni 2014 und für den Nachtzweig das Monatsmittel vom Juni 2015 verwendet. Diese sind in Abb. 4.1 bzw. 4.2 zu sehen. Die Fehlerbalken sind jeweils die Standardabweichungen um den Mittelwert der $R^{(i)}$ von allen Messnächten des Monats. Beide Monate weisen ein Rückstreuverhältnis größer eins in den niedrigsten Höhen auf. Die Höhe des Juni 2014, in der die BSR zum Wert 1 übergeht, ist etwa 28 km , beim Juni 2015 etwa 35 km . Die Werte der BSR sind für

den Juni 2015 auch deutlich größer, als die des Juni 2014. Beide BSRs der Monatsmittel gehen in etwa 40 km in ein Rauschen über, bei dem die Werte deutlich stärker um $R = 1$ schwanken, als in den Höhen darunter. Eine klare Aussage, ob beide Zweige gleiche BSRs liefern kann anhand dieser Verläufe nicht gemacht werden, da die Monatsmittel von Jahr zu Jahr variieren können. Man kann zumindest feststellen, dass der Nachtzweig keine deutlich zu hohen oder zu niedrigen Werte für die BSR liefert, sondern Werte im Bereich von $R = 1.0$ bis $R = 1.08$. Für einen zukünftigen Vergleich sollten die selben Monate, bzw. die selben Messnächte verglichen werden.

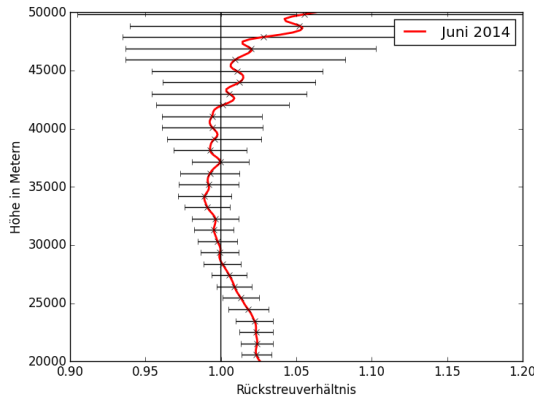


Abbildung 4.1: Mittleres geglättetes Höhenprofil des Tageszweigs für den Juni 2014 (18 Messnächte)

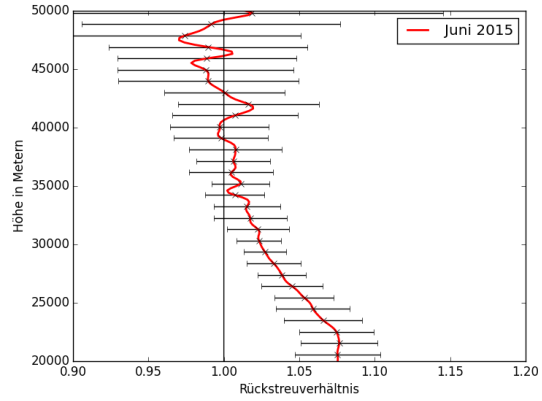


Abbildung 4.2: Mittleres geglättetes Höhenprofil des Nachtzweigs für den Juni 2015 (13 Messnächte)

4.1.2 Maximale Höhe der BSRs der beiden Nachweiszweige

Im folgenden Abschnitt soll diskutiert werden, ob die aus dem Nacht-Nachweiszweig berechneten BSRs prinzipiell eine größere maximale Höhe $\mathcal{H}$ zulassen, als die aus den Tages-Nachweiszweig berechneten BSRs. Als Vergleichsparameter wird die Standardabweichung $\sigma^{(i)}$ von $R^{(i)}$ gewählt. Die Höhe, in der $\sigma^{(i)}$ einen festgesetzten Wert σ_0 überschreitet, ergibt die maximale Höhe $\mathcal{H}$ der BSR. Die Standardabweichung eines Höhenkanals $R^{(i)}$ ist dabei der Mittelwert der Standardabweichungen des Höhenintervalls $i \pm 1 \text{ km}$. Um eine Vergleichbarkeit zu schaffen und da die Messzeit einen großen Einfluss auf die Standardabweichung hat, wurden für die Daten des Tagzweigs nur Messnächte vom Juni und Juli 2014 verwendet, welche eine Messdauer von 4 – 5 h haben.

In Abb. 4.3 sind die maximalen Höhen $\mathcal{H}$ der einzelnen Tage aufgetragen, in blau die Höhen des Nachtzweigs und in rot die Höhen des Tagzweigs. Die durchgezogenen Linien

sind dabei die jeweiligen Mittelwerte der Höhen des jeweiligen Zweiges. σ_0 ist mit $\sigma_0 = 0.025$ gewählt.

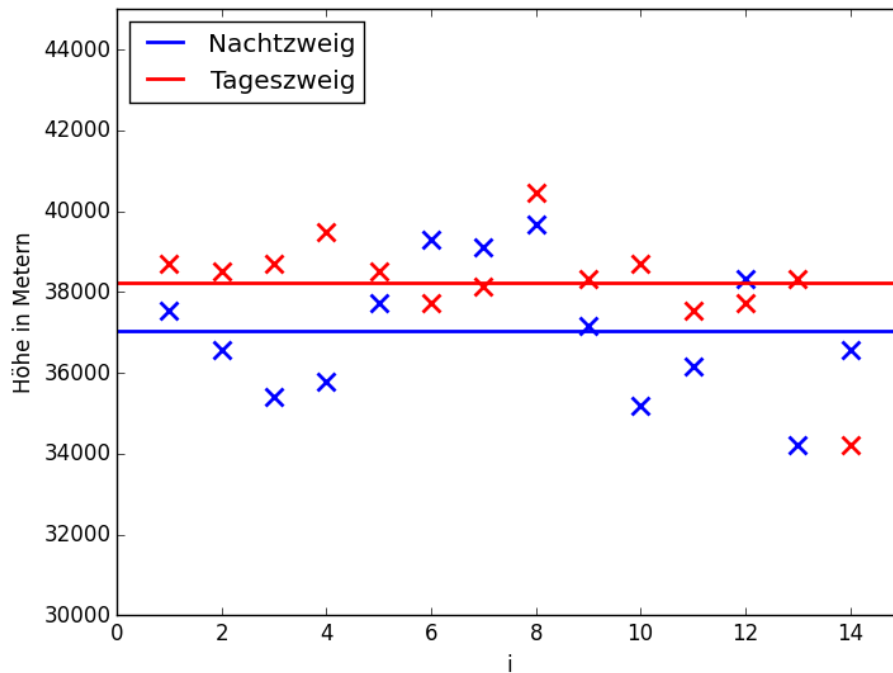


Abbildung 4.3: Darstellung der maximalen Höhe der BSRs des Tagzweigs (rot) und des Nachtzweigs (blau). Die durchgezogenen Linien sind die Mittelwerte der Höhen der jeweiligen Zweige.

Der Mittelwert der Höhe des Tageszweigs liegt etwa 1 km höher als der Mittelwert des Nachtzweigs. Man erkennt bei beiden Zweigen jedoch eine starke Schwankung um diesen Mittelwert, welche bereits zeigt, dass man nicht pauschal sagen kann, dass den BSRs immer bis in jene Höhe des Mittelwerts vertraut werden kann, da die Variation zwischen den einzelnen Messnächten groß ist. Ein Vergleich der Zweige ist wie bereits angedeutet nur schwer durchführbar, da die betrachteten Daten aus verschiedenen Jahren stammen und sich die Messbedingungen nicht vollständig vergleichen lassen. Es lässt sich jedoch die Aussage treffen, dass die aus den Nachtzweig-Daten berechnete BSR ungefähr gleiche Standardabweichungen und damit eine gleich gute Genauigkeit des Rückstreuverhältnisses besitzt wie die BSR aus den Tageszweig-Daten.

Niedrigere Standardabweichungen können allgemein erreicht werden, wenn die Zählrate erhöht wird, da die Standardabweichung nur von der Zählrate abhängt. Wie in Abschnitt 3.2.1 bereits festgestellt wurde, ist das Signal des Nachtzweigs nur etwa halb so groß wie

das Signal des Tagzweigs. Lässt sich die Signalstärke des Nachtzweigs durch Austausch des Interferenzfilters verbessern, sollte die Standardabweichung geringer werden und die maximale Höhe der BSR größer werden als die des Tagzweigs.

Da die Standardabweichung von der Zählrate abhängig ist, ist sie bei längerer Messdauer geringer und damit die Ergebnisse dieser Nächte genauer. Die Messdauer ist jedoch durch Sonnenauf- und Sonnenuntergang begrenzt, weshalb die Messzeiten im Sommer im Allgemeinen kürzer sind als im Winter.

Vergleicht man die in Abb. 4.3 gezeigten Höhen $\mathcal{H}$ mit den maximalen Höhen H , bei der die Zählrate oberhalb des 3σ -Niveaus des Untergrunds liegt (Abschnitt 3.2.3), stellt man fest, dass $\mathcal{H}$ deutlich kleiner als H ist. Dies liegt daran, dass sich die Standardabweichung aus der Fehlerfortpflanzung der einzelnen Zählraten zusammensetzt. Wie in Abschnitt 3.2.3 bereits erwähnt, wurde in die Berechnung von H nicht einbezogen, dass das 608 nm -Signal an sich schwankt. Dies gilt natürlich ebenso für das 532 nm -Signal. Es ist also nur logisch, dass $\mathcal{H}$ kleiner als H sein muss.

4.2 Meteoroid bei Chelyabinsk

Im März 2013 wurde ein Rückstreuverhältnis von bis zu $R = 1.06$ in einer Höhe von $35 - 37\text{ km}$ beobachtet, was auf eine ungewöhnliche Aerosolschicht hindeutet. Bereits im Winter von 2000/2001 wurde eine Aerosol-Schicht in ähnlichen Höhen von mehreren Lidar-Stationen gemessen [6]. Die genaue Ursache konnte nicht geklärt werden, jedoch auf entweder einen Meteoroiden oder einen Raketenstart aus Russland eingegrenzt werden, welche Aerosole in diese Höhen gebracht haben. Die Aerosole haben sich mit der Zeit auf den gesamten Polarwirbel verteilt, blieben in diesem gefangen und konnten von den beteiligten Lidar-Stationen gemessen werden.

Die Ursache für die im März 2013 beobachtete Aerosol-Schicht ist ein bei Chelyabinsk (54.8°N , 61.1°E) beobachteter Meteoroid (Durchmesser ca. 18 m , Masse 11 t), welcher am 15.02.13 in die Erdatmosphäre eingedrungen, verdampft und schließlich in 23.3 km Höhe explodiert ist. Die in die Stratosphäre eingespeisten Aerosole wurden von Gorkavji et al. [8] mit dem Suomi NPP-Satelliten gemessen und verfolgt. Mithilfe von Simulationen konnte die Trajektorie der Aerosolwolke berechnet und anschließend auch gemessen werden. Wie von Gorkavji et al. [8] gezeigt werden konnte, wurden Aerosole vom Me-

teoroiden in Höhen zwischen $25 - 45 \text{ km}$ gemessen, welche einen Staubbügel bis zum 25.02.13 bildeten. Dieser verblieb für mindestens drei Monate über der Junge-Schicht.

In Abb. 4.4 und Abb. 4.5 sind die berechneten Trajektorien zu sehen, welche ein Luftpaket, welches sich vom Explosionsort des Meteoroiden befindet, folgen würde. Die Trajektorien wurden mithilfe des NIPR Trajectory Models vom National Institut of Polar Research mit den Daten von ERA-Interim berechnet [12]. Die Wolke bewegt sich das erste Mal am 21.02.13 über Kühlungsborn und ein zweites Mal am 27.02.13. Die erste Messnacht nach dem Ereignis ist vom 27. auf den 28.02.13 gewesen, auf welcher nur eine schwache Aerosol-Schicht in einer Höhe von etwa 35 km beobachtet wird, die jedoch innerhalb der Standardabweichung liegt (vgl. Abb. 4.6). Die Beobachtung ist also nicht sicher.

Die erste Messnacht, in welcher die Aerosol-Schicht in Kühlungsborn sicher beobachtet wurde, ist der 2. März 2013. Das Rückstreuverhältnis in dieser Messnacht ist in Abb. 4.9 zu sehen. Man erkennt in einer Höhe von $35 - 37 \text{ km}$ eine ausgeprägte Schicht, deren maximale BSR 1.06 beträgt. Auch in den Nächten zum 4., 5., 6. und 7. März ist eine Schicht zu erkennen. Die geglätteten Daten in der Nacht 05./06.03.13 (Abb. 4.7) zeigen ein Rückstreuverhältnis von $R = 1.06$ in 36.7 km Höhe. Zum Zeitpunkt der erneuten Passage des Luftpakets am 5. März zeigen sowohl die Lidarmessungen des IAP, als auch die Daten von Gorkavyi et. al [8], dass sich die Aerosolschicht bereits bandartig ausgedehnt hat. Die jeweils beobachtete Schicht ist über etwa $2 - 3 \text{ km}$ ausgedehnt. Die Höhen der beobachteten Schicht stimmen mit der Höhe der Schicht über Chelyabinsk überein. (Abb. 2 [8]).

Ein Absinken der Schicht ist bis zum 06.03. bisher nicht zu erkennen. Die in der Nacht zum 16.03. aufgenommene BSR zeigt keine Aerosolschicht, d.h. der Staubbügel ist zumindest in dieser Messnacht nicht über Kühlungsborn vorhanden gewesen. In der Nacht vom 23.03. auf den 24.03. (Abb. 4.8) wird eine Schicht in $33 - 36 \text{ km}$ beobachtet, wobei die Identifikation aufgrund der geringen Messzeit unsicher ist. Das Gleiche gilt für die darauffolgende Messnacht zum 25.03. Die Höhen dieser Schichten bestätigen jedoch die von Gorkavyi et al. [8] angegebenen Absinkrate von 90 m/d . In den Messnächten Ende März und im April ist die Aerosolwolke in einigen Nächten schwach zu sehen, in anderen jedoch nicht, was darauf hinweist, dass sich der Staubbügel an diesen Tagen nördlich oder südlich verschoben hat. Die letzte sichere Beobachtung wurde in der Nacht zum 04.05.13 (Abb. 4.11) gemacht. Diese Beobachtung bestätigt die lange Bestandsdauer des Staubbügels, die Gorkavyi et al. [8] beobachtet haben. Der Polarwirbel war 2013 sehr

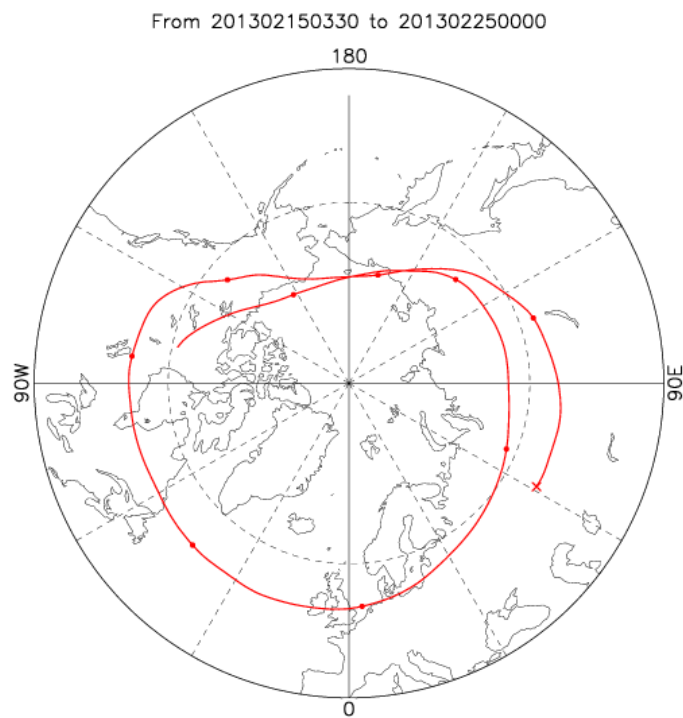


Abbildung 4.4: Die berechnete Trajektorie, der ein Partikel vom 15.02.13, $54.8^{\circ}N$, $61.1^{\circ}E$ in einer Höhe von 35 km bis zum 25.02.13 folgen würde

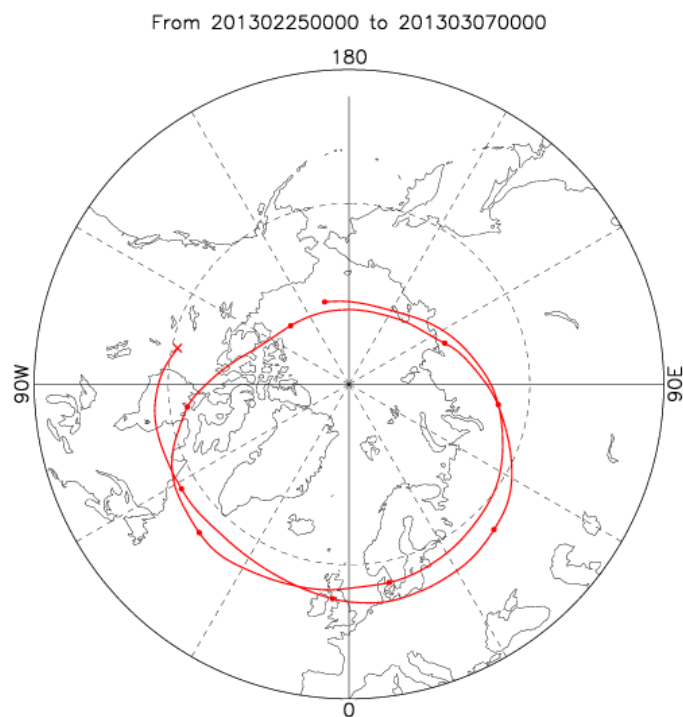


Abbildung 4.5: Die berechnete Trajektorie, der ein Partikel vom 25.02.13, $60.9^{\circ}N$, $258.1^{\circ}E$ in einer Höhe von 35.6 km bis zum 07.03.13 folgen würde (Endpunkte der ersten Trajektorie)

lange stabil, wodurch die Bildung des Staubgürtels und der lange Bestand begünstigt wurden.

4.3 Jahresverläufe

In Abb. 4.12, 4.13, 4.14 und 4.15 sind die Jahresverläufe der Jahre 2012, 2013, 2014 und 2015 aus den Tageszweig-Daten dargestellt. Für die vertikale Glättung wurde der bereits verwendete Gaußfilter über $\pm 1.7 \text{ km}$ verwendet. Für die zeitliche Glättung wurde ebenfalls ein Gaußfilter der Halbwertsbreite 25 Tage über $\pm 30 \text{ d}$ verwendet. Durch die zeitliche Glättung lassen sich nur Aussagen über die Entwicklung der Junge-Schicht machen. Über kurzfristige Aerosolschichten wie der des Chelyabinsk-Meteoroiden lassen sich aufgrund der Glättung keine Aussagen treffen. Die Anzahl der verwendeten Messnächte ist in Abschnitt 2.7 aufgelistet. Als maximale Höhe H_{Junge} der Junge-Schicht wird die Kontur mit dem Wert $R = 1.02$ angenommen.

4.3.1 2012

Man erkennt im Jahresverlauf des Rückstreuverhältnisses die variierende Junge Schicht, welche in den Sommermonaten bis knapp über 25 km reicht. Gegen Oktober reicht sie etwas höher, sinkt danach aber wieder ab. Dies ist jedoch auf eine einzige Messnacht vom 24.09. zurückzuführen, welche zwischen dem 09.09. und dem 09.10. liegt. Ab Dezember steigt die Junge-Schicht wieder an und nimmt

4.3.2 2013

Die maximale Höhe der Junge-Schicht schwankt in diesem Jahr bis Dezember zwischen 23 km und 25 km . Im Sommer liegt sie dabei höher als im Frühling und Herbst. Mitte März, im Juni und im Oktober erkennt man ein leichtes Absinken und wieder Ansteigen der Schicht. Im Dezember ist ein deutliches Ansteigen bis zu 27 km zu erkennen. Die Junge-Schicht reicht also wie 2012 gegen Dezember höher als im Sommer. Die in Abschnitt 4.2 gemessene Aerosolschicht ist im Jahresverlauf durch die starke Glättung von ± 30 Tagen nur noch sehr schwach zu erkennen.

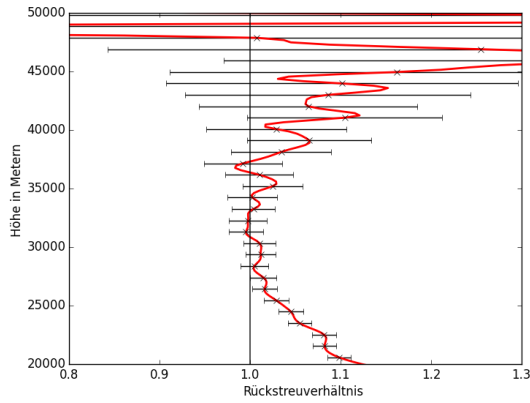


Abbildung 4.6: Höhenprofil des Rückstreuverhältnisses R der Messnacht 27./28.02.13, Messdauer: 9.7 h

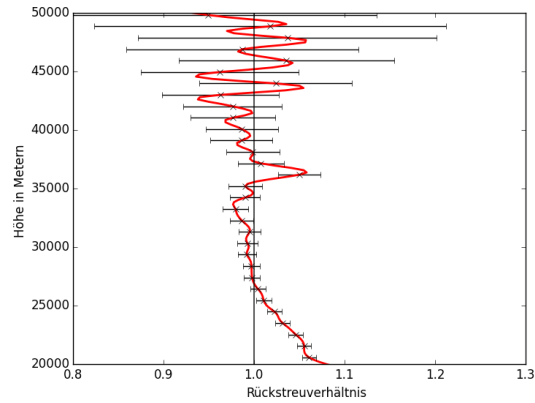


Abbildung 4.9: Höhenprofil des Rückstreuverhältnisses R der Messnacht 01./02.03.13, Messdauer: 11.2 h

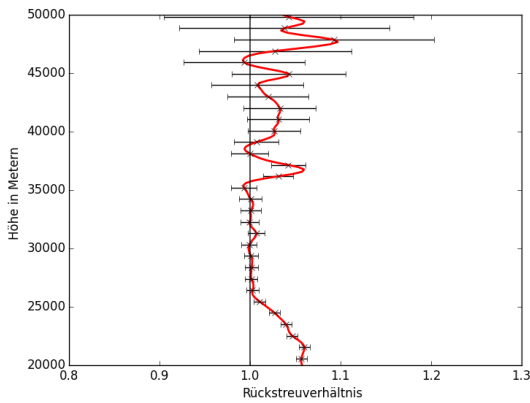


Abbildung 4.7: Höhenprofil des Rückstreuverhältnisses R der Messnacht 05./06.03.13, Messdauer: 11.8 h

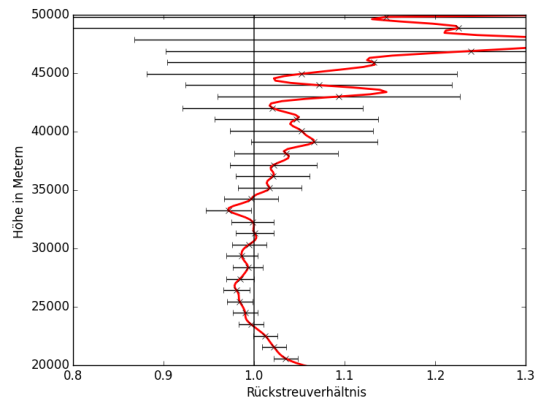


Abbildung 4.10: Höhenprofil des Rückstreuverhältnisses R der Messnacht 15./16.03.13, Messdauer: 11.0 h

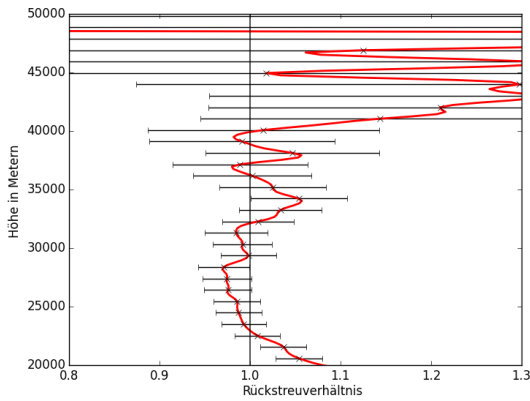


Abbildung 4.8: Höhenprofil des Rückstreuverhältnisses R der Messnacht vom 23./24.03.13, Messdauer: 3.6 h (Normie-Messdauer: 7.2 h)
runghöhe 35 – 36 km

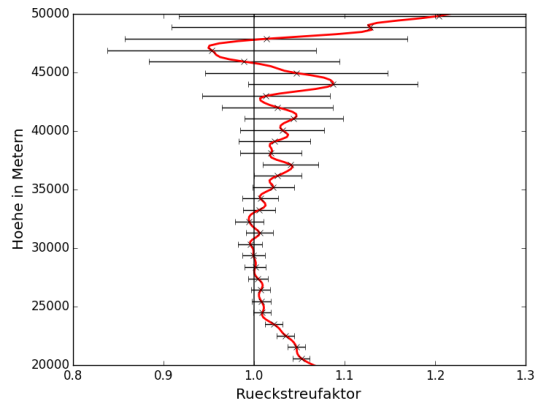


Abbildung 4.11: Höhenprofil des Rückstreuverhältnisses R der Messnacht 03./04.05.13, Messdauer: 7.2 h

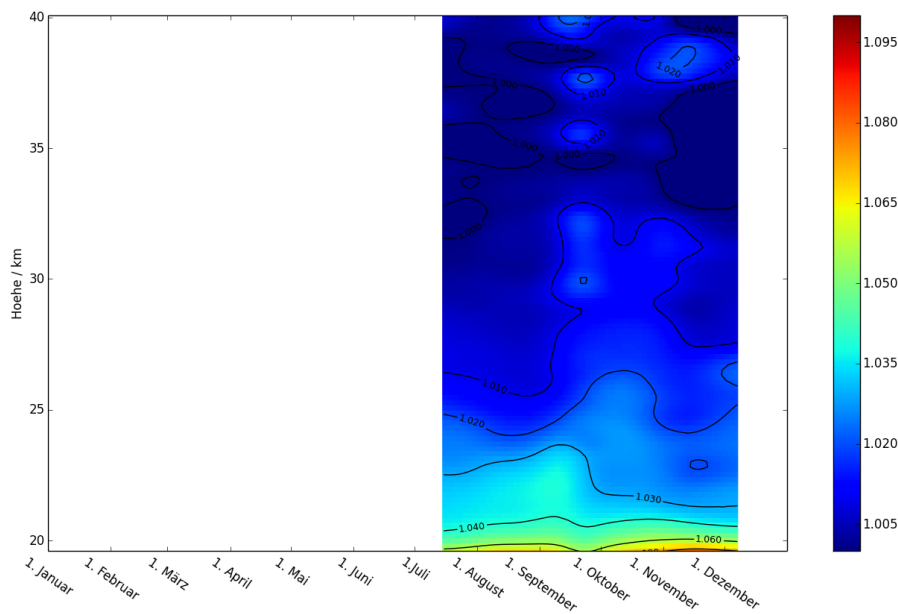


Abbildung 4.12: Jahresverlauf des Rückstreuverhältnisses von 2012, mit einem Gaußfilter um $\pm 1.7 \text{ km}$ und $\pm 30 \text{ d}$ geglättet

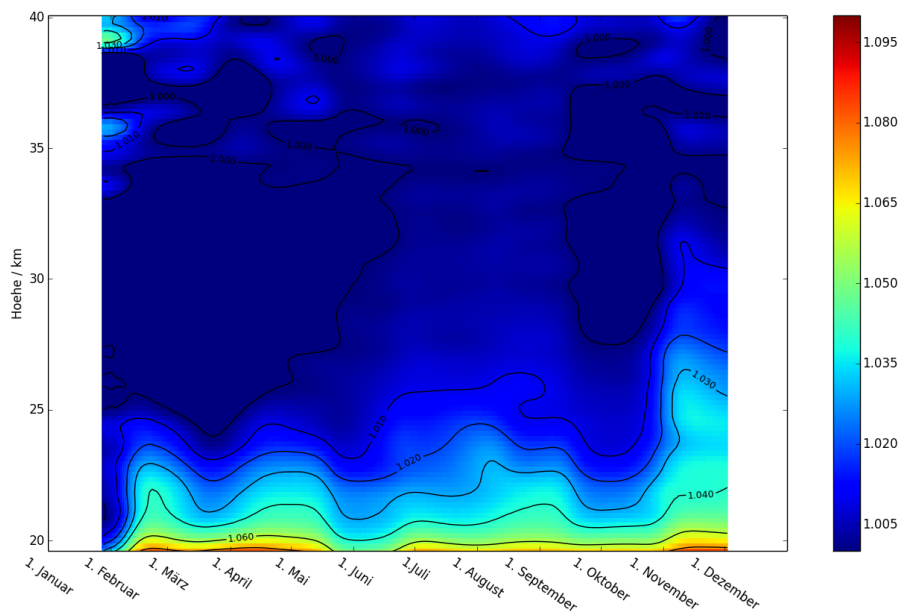


Abbildung 4.13: Jahresverlauf des Rückstreuverhältnisses von 2013, Glättung wie in Abb. 4.12

4.3.3 2014

Schaut man sich den Verlauf an, so fällt sofort die im Vergleich zu den beiden Vorjahren große Höhe H_{Junge} auf. Diese liegt etwa $1 - 2 \text{ km}$ höher als im Vorjahr. Der Dezember 2013 deutete bereits eine Erhöhung an. Die Erhöhung scheint über den Januar weiter stattgefunden zu haben und erreicht ein Maximum in einer Höhe von fast 27 km . Die Höhe der Junge-Schicht ist im Februar und März konstant bei etwa 27 km . Man erkennt Ende Januar/ Anfang Februar ein Minimum des Rückstreuverhältnisses zwischen $20 - 23 \text{ km}$. Dies kann durch Luftschichten aus dem Polarwirbel hervorgerufen worden sein, die sich in mittlere Breiten ausgebreitet haben. Ab Mitte Februar ist eine Zunahme der BSR bis zu 25 km Höhe zu erkennen. Ab Mitte April ist die Junge-Schicht von der Höhe und von den BSR-Werten konstant.

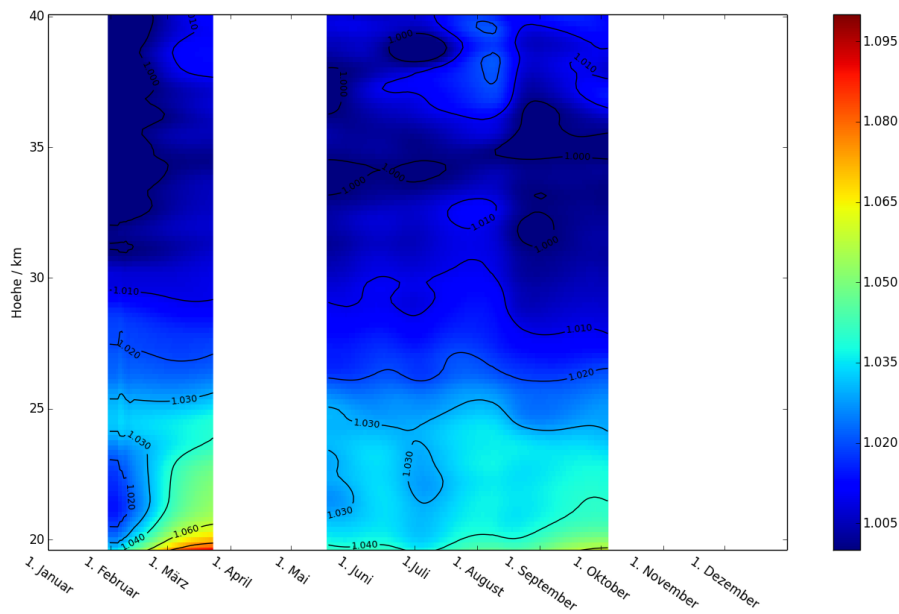


Abbildung 4.14: Jahresverlauf des Rückstreuverhältnisses von 2014, Glättung wie in Abb. 4.12

4.3.4 2015

Für 2015 liegen nur Daten des Tageszweigs bis zum 8. Mai vor. Danach wurde der dichroitische Spiegel umgebaut. Die maximale Höhe der Junge-Schicht liegt deutlich höher, als noch in den Jahren zuvor. Im Januar liegt sie in Höhen bis zu $28 - 29 \text{ km}$,

bevor sie im Februar abfällt und im März auf 30 km ansteigt. Die erhöhte BSR im Januar und die niedrige BSR Anfang Februar können durch den Polarwirbel verursacht sein, denn ein solcher Verlauf ist ebenfalls im Vorjahr zu sehen. Ende März und Anfang Mai nimmt die BSR bis 25 km wieder zu. Dies könnte durch das Abklingen des Polarwirbels zu begründen sein. Im April ist eine Schicht in $26 - 27\text{ km}$ zu erkennen, welche in drei Messnächten vom 22.04. bis 24.04. detektiert wurde. In der nächsten Messnacht Anfang Mai jedoch nicht. Die Ursache dieser Schicht ist bisher unklar. Nach Umbau liegen erst Daten des Nachtzweigs ab Anfang Juni vor. Dort ist diese Schicht nicht mehr zu beobachten, jedoch ist das Rückstreuverhältnis der Junge-Schicht des Monats sehr groß (vgl. Monatsmittel in Abb. 4.2).

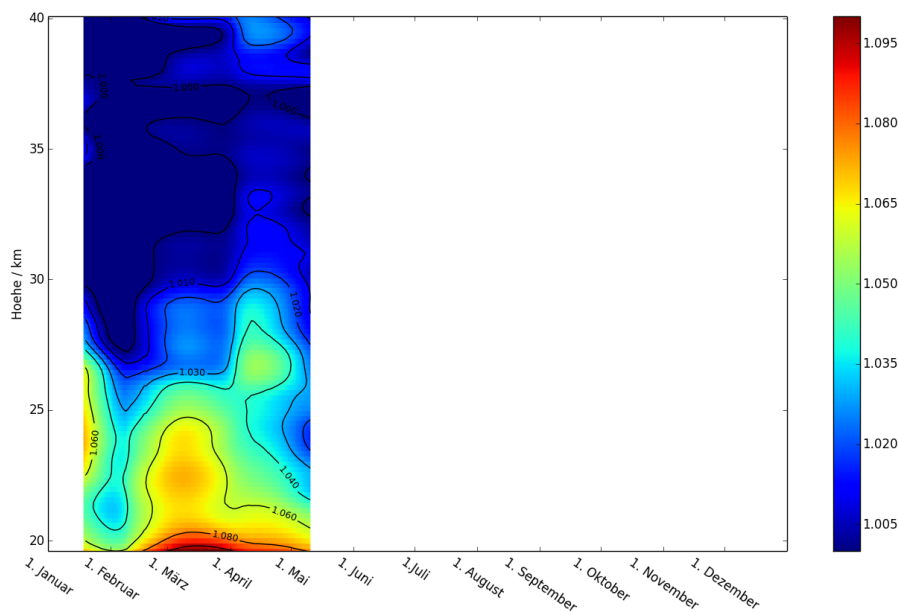


Abbildung 4.15: Jahresverlauf des Rückstreuverhältnisses von 2015, Glättung wie in Abb. 4.12

4.4 Entwicklung der Junge-Schicht

Zur Betrachtung der Junge-Schicht wurde zum einen die Entwicklung der Werte für das Rückstreuverhältnis in verschiedenen Höhen untersucht, zum anderen die Entwicklung der Höhe, in welcher die Junge-Schicht verschwindet, analysiert. Für beide Betrachtungen, wurden die Monatsmittel der Höhenprofile verwendet. In Abb. 4.16 sind die

BSR-Werte für die Höhen 21 km (blau), 23 km (rot) und 25 km (grün) der entsprechenden Monate dargestellt. Die Fehlerbalken geben die Standardabweichungen aus den Nachtmitteln eines Monats an. Die gestrichelten Linien sind lineare Fit-Funktionen, welche mit der Methode der kleinsten Quadrate berechnet wurden. In Abb. 4.16 ist diese Entwicklung der BSR-Werte dargestellt. Man erkennt eine monatliche Variabilität der Rückstreuverhältnisse und dass die Rückstreuverhältnisse im Dezember, Januar und Februar tendenziell größer sind, als im restlichen Jahr. Die linearen Fit-Funktionen zeigen eine Zunahme der BSR in allen drei gewählten Höhen. Die jeweiligen Steigungen betragen 0.0004 1/Monat für 21 km , 0.0007 1/Monat für 23 km und 0.0010 1/Monat für 25 km . Dieses Anzeichen für einen Trend wurde bereits aus den Jahresverläufen der Rückstreuverhältnisse vermutet.

Für die Entwicklung der maximalen Höhe wurde jeweils die Höhe gewählt, bei der die BSR unter den Wert von $R = 1.02$ fällt. Der lineare Fit wurde wie in Abb. 4.16 berechnet. Der Verlauf ist in Abb. 4.17 dargestellt. Man erkennt eine große monatliche Variation der Oberkanten der Junge-Schicht. Die Oberkanten sind in den Monaten größer, in welcher auch die Rückstreuverhältnisse aus Abb. 4.16 größer sind. Dies ist in den Monaten Dezember, Januar und Februar der Fall und war bereits aus den Jahresverläufen zu erkennen, ebenso wie die Tendenz, dass die maximale Höhe von 2012 zu 2015 leicht zunahm. Der lineare Fit liefert einen Anstieg von 120 m/Monat .

Durch diese Darstellungen konnten die Beobachtungen aus den Jahresverläufen untermauert werden. Ein genereller Trend kann jedoch aus den Daten nicht abgeleitet werden. Es ist zu beachten, dass erstens die Datenmenge von etwa 3 Jahren zu klein ist, um daraus einen Trend abzuleiten. Zweitens fehlen für die Winter 12/13 und 13/14 einzelne Monatsmittel, welche dadurch nicht zur Berechnung der Fit-Funktionen beitragen. Da im Winter, wie in Abschnitt 4.5 noch gezeigt werden wird, die Werte der BSR größer sind und damit auch die Höhe der Junge-Schicht größer ist, würde durch Einbezug dieser Monate die Steigung vermutlich geringer werden. Außerdem ist keine Aussage über den Fehler der Fit-Funktionen gemacht. Wie bereits gesehen, schwanken die Werte Monat für Monat sehr. Letztendlich sind weitere Messungen aus den nächsten Jahren notwendig, um diese ersten Anzeichen eines Trends zu bestätigen oder zu widerlegen.

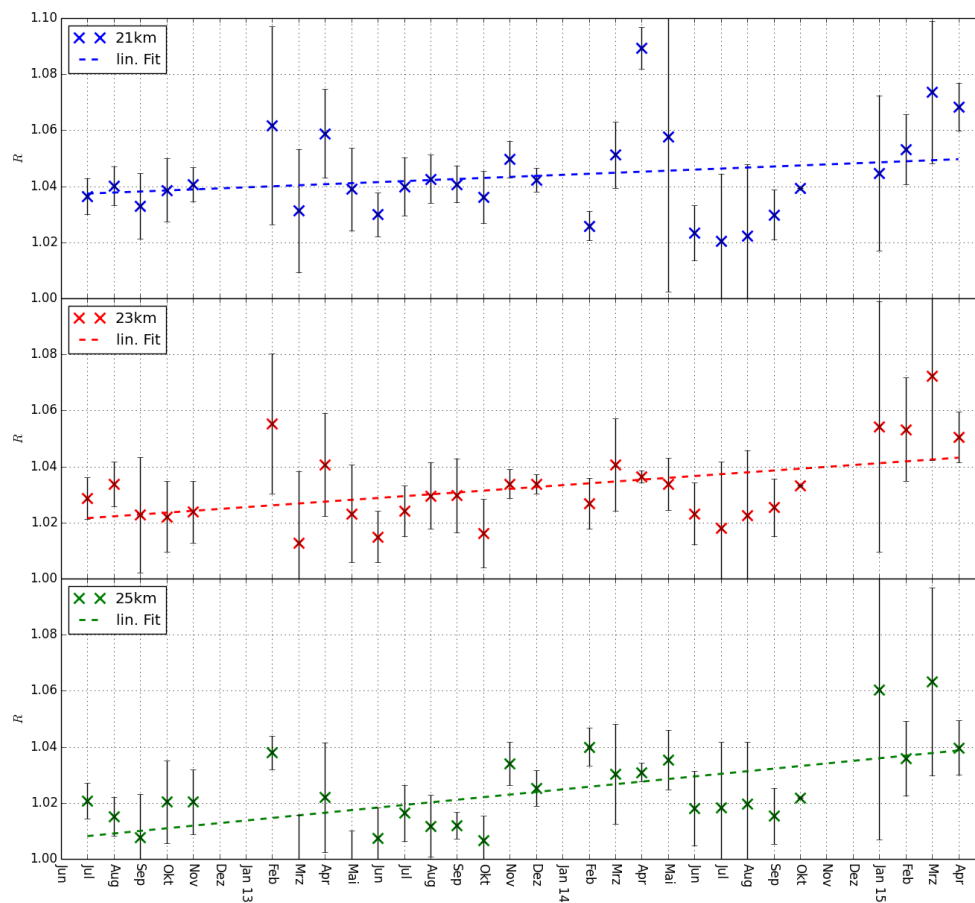


Abbildung 4.16: Entwicklung des Rückstreuverhältnisses für die Höhen 21 km (blau), 23 km (rot) und 25 km (grün), Kreuze: Werte der BSR des entsprechenden Monats mit Standardabweichungen, gestrichelt: linearer Fit

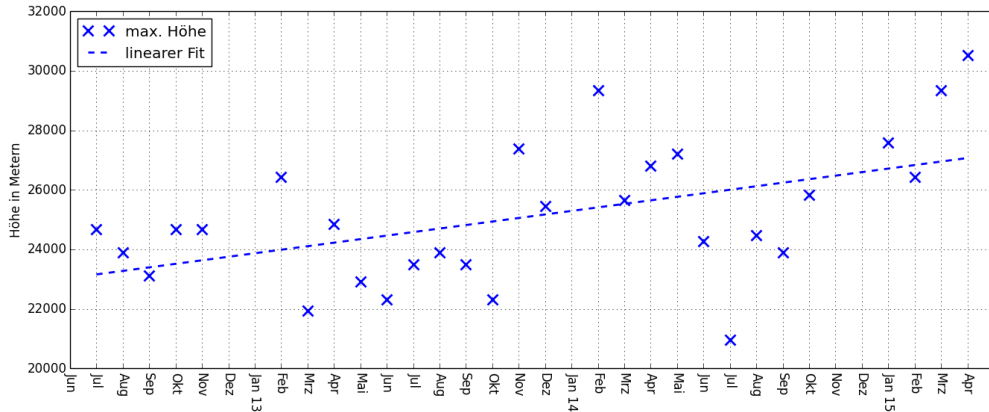


Abbildung 4.17: Entwicklung der maximalen Höhe der Junge Schicht aus den Daten der vorhandenen Monate, Kreuze: Messwerte, gestrichelt: linearer Fit

4.5 Vergleich mit anderen Arbeiten

Zwischen 11.02.04 und 31.07.07 wurde von Gerding et al. [7] ein mittlerer Jahresgang der BSR von 20–35 km aus den Daten des damaligen RMR-Lidars berechnet. Die damaligen Ergebnisse waren $R = 1.1$ in 21 km, $R = 1.06$ in 23–24 km, $R = 1.04$ in 25 km, $R = 1.02$ in ≈ 28 km und $R < 1.01$ in über 30 km. Zudem wurde eine erhöhte BSR in Dezember bis Februar festgestellt, welche in einer größeren maximale Höhen der Junge-Schicht resultiert. Die Zunahme der BSR im Winter stimmt mit Messungen aus Tomsk ($56.5^\circ N$; $85^\circ O$) überein. Dies beruht auf dem Transport von Luft- und Aerosolschichten aus dem tropischen Aerosol-Reservoir [2].

Ein weiterer Jahresverlauf wurde von Krüger [9] für den Zeitraum von November 2011 bis Juli 2013 aus Daten desselben Lidars, dem Vorgänger des in dieser Arbeit verwendeten Systems, berechnet. In diesem Verlauf ist ebenfalls ein Anstieg der BSR zum Jahreswechsel zu sehen, welcher jedoch nur durch eine Messnacht bedingt ist. Der Verlauf zeigt ebenfalls ein starkes Absinken der BSR Anfang Februar. Die maximale Höhe H_{Junge} der Junge-Schicht ist ganzjährig außer zum Jahreswechsel bei etwa 25 km, zum Jahreswechsel liegt sie höher. Vergleicht man den Verlauf mit den Jahresverläufen in Abb. 4.12 und 4.13, stimmen die BSR-Werte und Verlauf der maximalen Höhe der Junge-Schicht gut überein.

Vergleicht man die BSR-Werte aus Abb. 4.16 für die Jahre 2012 bis 2014 mit den von Gerding et al. [7] bestimmten Werten, so fällt auf, dass die Werte für die BSR deutlich geringer sind, als noch 2004–2007. Auch die maximale Höhe der Junge-Schicht liegt etwa

2 – 3 km tiefer. Die Zunahme der BSR zu den Wintermonaten kann für die vorhandenen Daten der Monate bestätigt werden, auch wenn die Werte geringer sind. 2015 besitzt im Vergleich zu den vorherigen Jahren größere Werte für die BSR, welche näher an den Ergebnissen von 2008 liegen. Das aktuelle Tages- und das damalige Lidar des IAP sollten theoretisch Rückstreuverhältnisse gleicher Größenordnung liefern unter der Annahme, dass sich die Hintergrundschicht nicht verschoben oder abgeschwächt hat. Der Verlauf von Krüger [9] stimmt mit den Daten des Tages-Lidars überein. Die verschiedenen Datensätze der beiden RMR-Lidars in Kühlungsborn widersprechen sich also nicht. Vielmehr erscheint es so, dass eine mehrjährige Variation der Junge-Schicht möglich ist, mit den hohen BSR-Werten 2004-2007 [7], den geringen Werten 2011-2013 [9] und dem Anstieg des hier vorgestellten Zeitraums 2012-2015.

Kapitel 5

Fazit und Ausblick

Es konnte in dieser Arbeit erfolgreich der N_2 -Raman-Nacht-Nachweiszweig aufgebaut werden. Die ersten Daten des Nachweiszweigs zeigen, dass dieser gleichwertig mit dem bisher vorhandenen Tageszweig ist, jedoch durch kleine Änderungen, wie dem Austausch des Interferenzfilters größere Zählraten und dadurch genauere Rückstreuverhältnisse liefern kann. Auf lange Sicht sollte es dieser Zweig ermöglichen, Aerosol-Schichten in Höhen bis 40 *km* zu detektieren, sowie genauere Ergebnisse zur Entwicklung der Junge-Schicht zu liefern.

Die Auswertung der Daten von Juli 2012 bis Ende Juli 2015 in Bezug auf Aerosole hat das Ergebnis früherer Arbeiten eines erhöhten Rückstreuverhältnisses im Winter bestätigt. Des Weiteren konnte die Entwicklung einer Aerosolschicht eines Meteoroiden aus dem Jahr 2013 verfolgt und Ergebnisse einer anderen Arbeitsgruppe zu dieser Schicht bestätigt werden. Zudem wurde ein möglicher Trend zur Zunahme der BSR der Hintergrundschicht festgestellt. Vergleiche mit früheren Messungen über Kühlungsborn geben Hinweise auf eine mehrjährige Variation. Für eine Bestätigung dieser Variation werden jedoch weitere Daten benötigt, wobei beachtet werden muss, dass nur wenige Lidars überhaupt stratosphärische Aerosole in hinreichender Genauigkeit messen können.

Literaturverzeichnis

- [1] Andrews, D. G. (2010). *An introduction to atmospheric physics*. Cambridge University Press.
- [2] Bazhenov, O. E., Burlakov, V. D., Dolgii, S. I., & Nevzorov, A. V. (2012). Lidar Observations of Aerosol Disturbances of the Stratosphere over Tomsk (N; E) in Volcanic Activity Period 2006–2011. *International Journal of Optics*, 2012.
- [3] Deshler, T. (2008). A review of global stratospheric aerosol: Measurements, importance, life cycle, and local stratospheric aerosol. *Atmospheric Research*, 90(2), 223-232.
- [4] Fromm, M., Alfred, J., & Pitts, M. (2003). A unified, long-term, high-latitude stratospheric aerosol and cloud database using SAM II, SAGE II, and POAM II/III data: Algorithm description, database definition, and climatology. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 108(D12).
- [5] Junge, C. E., Chagnon, C. W., & Manson, J. E. (1961). Stratospheric aerosols. *Journal of Meteorology*, 18(1), 81-108.
- [6] Gerding, M., Baumgarten, G., Blum, U., Thayer, J. P., Fricke, K. H., Neuber, R., & Fiedler, J. (2003). Observation of an unusual mid-stratospheric aerosol layer in the Arctic: possible sources and implications for polar vortex dynamics. In *Annales Geophysicae* (Vol. 21, No. 4, pp. 1057-1069).
- [7] Gerding, M., Höffner, J., Lautenbach, J., Rauthe, M., & Lübken, F. J. (2008). Seasonal variation of nocturnal temperatures between 1 and 105 km altitude at 54 N observed by lidar. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(24), 7465-7482.
- [8] Gorkavyi, N., Rault, D. F., Newman, P. A., Silva, A. M., & Dudorov, A. E. (2013). New stratospheric dust belt due to the Chelyabinsk bolide. *Geophysical Research Letters*, 40(17), 4728-4733.

- [9] Krüger, S. O. (2013). Vertikale Ausdehnung und saisonale Verteilung der stratosphärischen Aerosolschicht anhand von Lidarmessungen.
- [10] Labitzke, K. (2013). *Die Stratosphäre: Phänomene, Geschichte, Relevanz*. Springer-Verlag.
- [11] McCormick, M. P., Thomason, L. W., & Trepte, C. R. (1995). Atmospheric effects of the Mt Pinatubo eruption. *Nature*, 373(6513), 399-404.
- [12] National Institute of Polar Research, Japan, *NIPR Trajectory Model Meteorological Field Display System*, <http://www.firp-nitram.nipr.ac.jp/en/>
- [13] Neely, R. R., English, J. M., Toon, O. B., Solomon, S., Mills, M., & Thayer, J. P. (2011). Implications of extinction due to meteoritic smoke in the upper stratosphere. *Geophysical Research Letters*, 38(24).
- [14] Niwano, M., Hayashida, S., Akiyoshi, H., & Takahashi, M. (2009). Seasonal cycles of Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II near-background aerosol in the lower stratosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 114(D14).
- [15] Roedel, W. (2013). *Physik unserer Umwelt: Die Atmosphäre*. Springer-Verlag.
- [16] Solomon, S., Daniel, J. S., Neely, R. R., Vernier, J. P., Dutton, E. G., & Thomason, L. W. (2011). The persistently variable "background" stratospheric aerosol layer and global climate change. *Science*, 333(6044), 866-870.
- [17] Vaughan, G., & Wareing, D. P. (2004). Stratospheric aerosol measurements by dual polarisation lidar. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 4(11/12), 2441-2447.
- [18] Young, A. T. (1982). Rayleigh scattering. *Physics Today*, 35(1), 42-48.

Selbständigkeitserklärung

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

Rostock, 19.08.15