

**Universität
Rostock**



Traditio et Innovatio

Vertikale Ausdehnung und saisonale Verteilung der stratosphärischen Aerosolschicht anhand von Lidarmessungen

**Bachelor-Arbeit
angefertigt am Institut für Physik
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Rostock**

von Sjard Ole Krüger, geb. am 06. Mai 1987 in Hamburg

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

Rostock, den 16. August 2013

Abstract

In this Bachelor-Thesis the seasonal and spatial variations of the stratospheric aerosol over Kühlunbsborn ($54^\circ N$, $12^\circ E$) will be examined. A qualitative estimate of the stratospheric aerosol distribution will be derived from the comparison of elastic and inelastic atmospheric backscatter profiles from lidar measurements. These profiles are recorded by the Leibniz Institut für Atmosphärenphysik in Kühlunbsborn on a regular nightly basis to allow for the calculation of stratospheric temperature profiles by correcting the elastic backscatter profiles for aerosol backscatter.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	1
1.1. Atmosphäre	1
1.2. Aerosole	2
1.3. Streuprozesse	3
1.3.1. Rayleigh-Streuung	3
1.3.2. Aerosol-Streuung	4
1.3.3. Vibrations-Raman-Streuung	4
1.3.4. Resonanzstreuung	5
1.4. Lidar	5
1.4.1. Temperaturberechnung aus Rayleigh-Streuung	7
1.5. Rückstreuverhältnis (BSR)	8
1.6. Datenbasis	9
2. Methodik	10
2.1. Raman-Methode	10
2.2. Alternative Methoden	12
3. Ergebnisse	13
3.1. Gütekriterium	13
3.2. Nächtliche Variation	14
3.3. Saisonale Variation	14
3.3.1. Saisonprofile	18
3.4. Besondere Ereignisse	21
3.4.1. 15. Januar 2012	21
4. Fazit	23

A. Bereinigung der Messdaten	24
A.1. 24. Januar 2012	24
Literaturverzeichnis	27

1 | Einleitung

Ein wichtiger Bestandteil der Forschung am Leibniz Institut für Atmosphärenphysik in Kühlungsborn (IAP) ist die Fernerkundung der Atmosphäre. Dazu werden Lidars (s. Abschnitt 1.4), Radaranlagen und Kameras an verschiedenen Standorten in Deutschland und Europa betrieben. Zusätzlich zu diesen festen Messsystemen werden regelmäßig Ballons und Raketen zur Naherkundung der Atmosphäre eingesetzt. Ein Forschungsschwerpunkt ist die Bestimmung von zeitlichen räumlichen Variationen der Temperatur in Atmosphärenschichten von der Troposphäre bis in die Thermosphäre. Für die Berechnung der Temperatur in der Stratosphäre aus Lidarmessungen ist es jedoch notwendig, die vertikale Variation der Aerosol-Rückstreuung zu kennen. Bis 2004 wurde bei der Temperaturberechnung aus dem elastischen Signal des RMR-Nachtsystems eine zeitlich konstante Aerosol-Verteilung angenommen (s. [Alpers et al. 2004]). Seit der Erweiterung um einen inelastischen Vibrations-Raman-Kanal im Februar 2004 kann die Aerosolrückstreuung Nachts qualitativ bestimmt werden. Gleiches gilt für das seit 2009 betriebene RMR-Tagsystem.

1.1. Atmosphäre

Die gängigste Einteilung der Atmosphäre erfolgt anhand des Temperaturgradienten. In der Troposphäre, die von der Erdoberfläche bis in eine Höhe von rund 15 km reicht, ist der Temperaturgradient negativ. Abgeschlossen wird die Troposphäre von der Tropopause, einer Schicht von einigen Kilometern in der sich der Temperaturgradient umkehrt. Der Bereich oberhalb der Tropopause mit positivem Temperaturgradienten heißt Stratosphäre, reicht bis in eine Höhe von rund 50 km und wird durch die Stratopause abgeschlossen. Oberhalb der Stratopause schließt sich die Mesosphäre bis in eine Höhe von rund $85 - 90 \text{ km}$ an, die wiederum einen negativen Temperaturgradienten hat. Darüber liegen die Mesopause und die Thermosphäre, in der die Temperatur

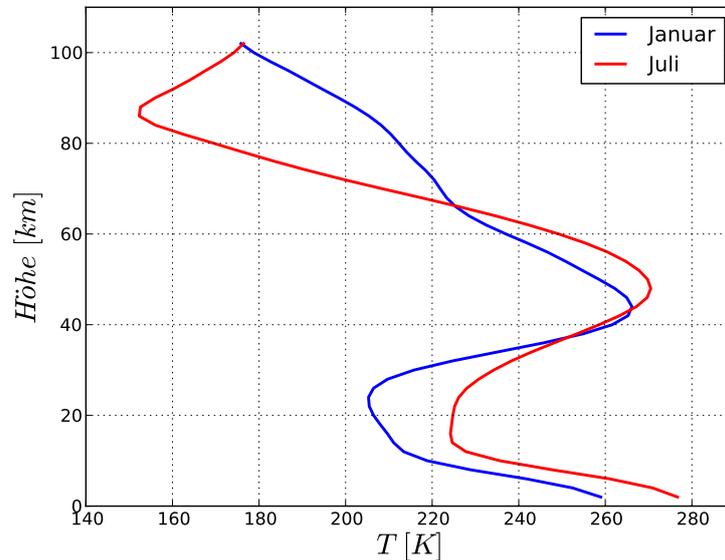


Abbildung 1.1.: Mittlere Temperaturprofile über Kühlungsborn für Januar und Juli aus Lidar Messungen zwischen 2002 und 2007 nach [Gerding et al. 2008].

mit der Höhe wieder ansteigt. Die Grenzen zwischen den einzelnen Bereichen variieren je nach Breitengrad, Saison und Zustand der Atmosphäre (s. a. Abbildung 1.1).

Stratospheric Temperature Enhancement (STE):

Eine STE ist eine lokale Erwärmung der Stratopause. Nach [Eller 2013] handelt es sich bei einer Messung um ein STE- Ereignis, sobald die maximale Stratopausentemperatur um mindestens eine Standardabweichung in positiver Richtung von der Temperatur des Jahresganges abweicht. Eine STE kann mit einer SSW zusammenhängen, aber auch unabhängig von einer solchen auftreten.

Sudden Stratospheric Warming (SSW):

Eine SSW ist ein überregionales Ereignis, bei dem es zu einer starken Erwärmung der Winter-Stratosphäre in polaren Breiten innerhalb weniger Tage kommt. Dies geht mit einer Verschiebung und Verformung des Polarwirbels sowie einer Umkehr der Windrichtung einher.

1.2. Aerosole

Als Aerosole werden flüssige und feste Bestandteile der Atmosphäre bezeichnet. Der Hauptbestandteil stratosphärischen Aerosols sind Schwefelsäuretröpfchen. Zu den fes-

ten Bestandteilen gehören herabsinkender interplanetarischer Staub sowie Asche in der unteren Stratosphäre. Über Zeitskalen von mehreren Jahren sind Vulkanausbrüche die wichtigsten Einflussfaktoren auf stratosphärisches Aerosol. In der Folge großer Eruptionen (z. B. Mt. Pinatubo im Juni 1991) kann es zu starken und schnellen Anstiegen stratosphärischen Aerosols weltweit kommen (s. [Thomason et al. 2008, Fig. 1] oder [Hitchman et al. 1994, Plate 1]). Es kann Jahre dauern, bis das stratosphärische Aerosol nach starken Eruptionen wieder das Hintergrundniveau erreicht. Stratosphärisches Aerosol sammelt sich verstärkt in der tropischen Stratosphäre. Dieser Bereich wird tropisches stratosphärisches Aerosolreservoir genannt.

Eine Abschätzung des Aerosolgehalts der Stratosphäre ist wichtig, da das Aerosol zur elastischen Rückstreuung beiträgt. Diese wird am IAP zur Temperatur-Bestimmung mittels RMR-Lidars verwendet und durch die variierenden Aerosolkonzentration verfälscht. Abgesehen davon werden sogenannte polare Stratosphärenwolken (engl. **Polar Stratospheric Clouds**) mit dem Abbau von Ozon in der Stratosphäre in Verbindung gebracht. PSCs werden nach ihrer Zusammensetzung klassifiziert und treten im polaren Winter bei Stratosphärentemperaturen unterhalb von 195 K auf. Das Auftreten von PSCs in mittleren Breitengraden ist möglicherweise mit dem Anfang von SSWs verbunden (s. [Keckhut et al. 2007]). Über Kühlungsborn werden PSCs selten beobachtet. Vereinzelt gibt es Nachweise von PSC in der nördlichen Hemisphäre aber bis nach Südfrankreich (s. [Keckhut et al. 2007]).

1.3. Streuprozesse

In diesem Abschnitt werden einige Streuprozesse eingeführt, die für Lidars von Bedeutung sind.

1.3.1. Rayleigh-Streuung

Häufig wird die Streuung an Teilchen, deren Durchmesser viel kleiner ist, als die Wellenlänge der verwendeten Strahlung als Rayleigh-Streuung bezeichnet. Eine präzisere Definition ist in [Young 1981] gegeben. Danach setzt sich die Rayleigh-Streuung aus Rotations-Raman-Streuung und Cabannes-Streuung zusammen. Die Cabannes-Streuung ist ein elastischer Streuprozess, bei dem ein Elektron durch Absorption eines Photons kurzzeitig in ein höheres, virtuelles Energieniveau angehoben wird und

von dort unter Abgabe eines Photons gleicher Wellenlänge in den Ursprungszustand zurückrelaxiert. Als Streupartner können Atome oder Moleküle dienen. Die Rotations-Raman-Streuung hingegen ist inelastisch. Durch Änderung des Rotationszustandes eines Moleküls, kann die Energie des gestreuten Photons entweder erhöht (Anti-Stokes-Streuung) oder verringert (Stokes-Streuung) werden. Die Lage der Rotations-Raman-Linien ist abhängig von der Wellenlänge des einfallenden Photons sowie der streuenden Spezies. Aufgrund der Bandbreite von rund $0,13 \text{ nm}$ des verwendeten Interferenzfilters (s. Abbildung 1.3), wird das Rayleigh-Signal von der elastischen Cabannes-Linie dominiert.

Der Wirkungsquerschnitt der Rayleigh-Streuung ist proportional zu λ^{-4} . In der dadurch bedingten stärkeren Streuung von kurzwelligem Anteil des Sonnenspektrums (violett und blaues Licht) an den Bestandteilen der Luft, ist die blaue Färbung des Himmels begründet.

1.3.2. Aerosol-Streuung

Als Aerosol-Streuung wird die elastische Streuung von Licht an Aerosol-Bestandteilen der Atmosphäre bezeichnet. Da die Größe der Aerosolteilchen im Allgemeinen in der Größenordnung der Wellenlängen optischer Strahlung oder größer ist ($0,5 \text{ }\mu\text{m}$ bis $100 \text{ }\mu\text{m}$), kann diese nicht mehr als Rayleigh-Streuung beschrieben werden. Der Spezialfall von Streuung an kugelförmigen Aerosolpartikeln kann durch die Mie-Lorenz-Theorie beschrieben werden und wird als Mie-Streuung bezeichnet.

1.3.3. Vibrations-Raman-Streuung

Die Vibrations-Raman Streuung ist ein inelastischer Streuprozess von einem Photon an einem Molekül. Dabei wird das einfallende Photon von einem Elektron absorbiert, welches kurzzeitig in ein höheres, virtuelles Energieniveau springt. Von dort aus fällt es in einen Zustand mit anderer Vibrationsquantenzahl zurück. Die Wellenlänge des dabei abgestrahlten Photons hängt von der Wellenlänge des einfallenden Photons, der Änderung der Vibrationsquantenzahl sowie der streuenden Spezies ab. Der Wirkungsquerschnitt ist um ca. 3 Größenordnungen kleiner, als der der Rayleigh-Streuung. Genau wie bei der Rotations-Raman-Streuung wird zwischen Stokes- und Anti-Stokes-Streuung unterschieden.

1.3.4. Resonanzstreuung

Als Resonanzstreuung bezeichnet man den elastischen Streuprozess, bei dem ein Elektron des Atoms oder Moleküls kurzfristig in ein höheres, reales Energieniveau angehoben wird und nach kurzer Zeit unter Emission eines Photons gleicher Wellenlänge zurück in den Ursprungszustand fällt. Dies ist natürlich nur möglich, wenn die Energie des einfallenden Photons der Energiedifferenz zwischen einem besetzten und einem unbesetzten Energiezustand im Streupartner entspricht. Insofern ist die benötigte Laserwellenlänge stark von der Spezies abhängig, die untersucht werden soll. Dafür zeichnet sich die Resonanzstreuung durch einen großen Wirkungsquerschnitt aus. Die Resonanzstreuung wird z. B. in Metall-Resonanz-Lidars ausgenutzt um die Verteilung verschiedener Metallatome und -ionen (z. B. Ca, Ca⁺, Fe) sowie die Temperatur in der oberen Mesosphäre und der Thermospäre zu messen.

1.4. Lidar

Lidars werden in der Atmosphärenphysik verwendet, um Höhenprofile von z.B. Dichte, Temperatur und radialer Windgeschwindigkeit zu messen. Der Kunstbegriff Lidar steht für „light detection and ranging“ und ist an das Akronym Radar angelehnt. Genau wie bei Radaranlagen werden Pulse elektromagnetischer Strahlung ausgesandt und anhand der Eigenschaften des zurückgestreuten Signals (Zählrate, Spektrum, Polarisation) die streuenden Objekte untersucht. An Stelle von Radio-Wellen wird allerdings Strahlung aus dem optischen Spektralbereich verwendet. Über die Laufzeit kann die Entfernung ermittelt werden.

Das IAP betreibt in Kühlungsborn zwei RMR-Lidars, die Tag- und Nachtsystem genannt werden. Der Präfix RMR steht für **R**ayleigh-**M**ie-**R**aman und bezeichnet die verwendeten Streuprozesse.

Das Nachtsystem ist seit 1997 in Betrieb und nutzt die ersten drei harmonischen eines gepulsten Nd:YAG Lasers bei 1064 nm, 532 nm und 355 nm (Pulsfrequenz: 30 Hz, Pulsdauer rund 10 ns) . Dieses Lidar-System wird zur Temperatur-Bestimmung von der Troposphäre bis in die obere Mesosphäre verwendet. Das zurückgestreute Signal wird über bis zu 8 Parabolspiegel mit einem Durchmesser von je 50 cm in Glasfasern eingekoppelt. Wie der Name schon andeutet, kann mit diesem Lidar nur Nachts gemessen werden, da tagsüber der die empfangene Untergrundstrahlung der Sonne zu stark ist.

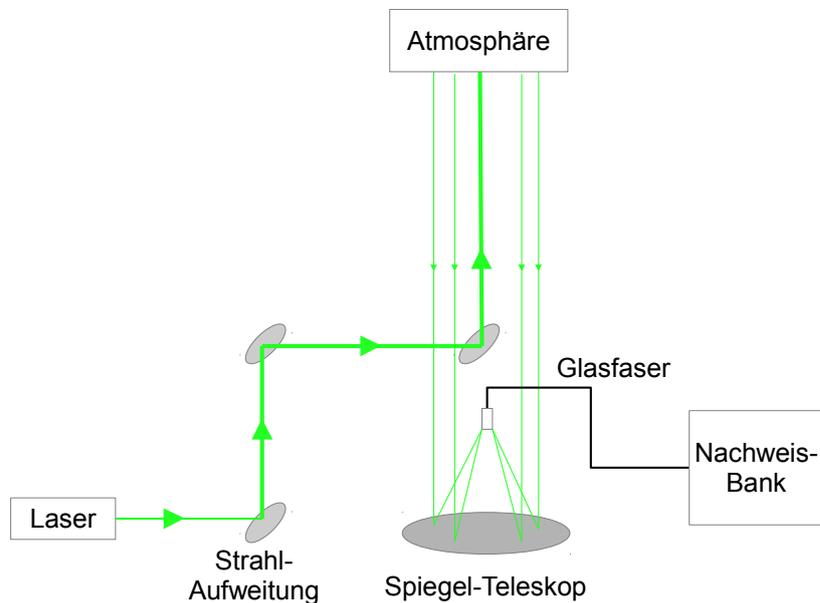


Abbildung 1.2.: Schematische Darstellung des Funktionsprinzips eines Lidars.

Die in dieser Arbeit verwendeten Daten stammen vom RMR-II Tagsystem, das seit 2009 betrieben wird. Der Aufbau des Nachweiszweigs ist in Abbildung 1.3 dargestellt. Wie der Name schon andeutet, sind mit diesem Lidar auch Tagesmessungen möglich. Auch beim RMR-Tagsystem wird ein gepulster Nd:YAG Laser mit einer Pulsfrequenz von 30 Hz verwendet, in diesem Fall jedoch nur die zweite Harmonische bei 532 nm . Die Pulsdauer beträgt ebenfalls rund 10 ns , was einer Pulslänge von ca. 30 cm entspricht.

Die Tagesmessungen werden durch Reduzierung des Hintergrundes über die beiden schmalbandigen Etalons mit Bandbreiten von 4 pm und $4,5\text{ pm}$ sowie ein kleineres Sichtfeld von nur rund $60\text{ }\mu\text{rad}$ ermöglicht ($500 - 830\text{ }\mu\text{rad}$ beim Nachtsystem). Zur technischen Realisierung ist auf Grund des kleinen Sichtfeldes eine Strahlstabilisierung nötig, die mit Hilfe von Piezoelementen am letzten Umlenkspiegel des Sendezweigs den Drift des Strahls automatisch in kurzer Zeit ausgleichen kann. Außerdem muss die Wellenlänge des Nd:YAG Lasers stabilisiert werden um die Transmission durch die Etalons zu maximieren. Dies wird mit Hilfe eines Seeder-Lasers realisiert, dessen Wellenlänge ständig mit Hilfe einer Iod-Zelle überprüft wird. Der in Abbildung 1.3 dargestellte Chopper schützt die empfindliche Messelektronik vor der starken Streuung aus der Troposphäre und der Teleskophalle. Mit den Avalanche Photodioden (APDs) sowie dem Photomultiplier (PMT) wird die Anzahl der zurückgestreuten Photonen gezählt.

Die drei 532 nm Zweige decken verschiedene Höhenbereich ab. Der 608 nm Nachweiszweig misst das Signal der ersten Vibrations-Raman-Linie (Stokes) bei der Streuung von einem 532 nm Photon an einem N_2 -Molekül. Auf Grund der schwächeren Hintergrundunterdrückung im Vergleich zum elastischen Zweig kann dieser Nachweiszweig nur Nachts betrieben werden. In dieser Arbeit werden die Zählraten des Photomultipliers bei 532 nm sowie der 608 nm-APD ausgewertet. Der PMT ist vor allem für die Kontrolle der Transmission durch die Etalons sowie die Aerosolmessungen zuständig. Da sich die Etalons mit der Zeit verstimmen, müssen sie regelmäßig kalibriert werden. Mit Hilfe der Zählraten des PMTs sowie der beiden 532 nm-APDs kann abgeschätzt werden, wann dies der Fall ist. Dass der PMT vor den Etalons positioniert ist und nur rund 5% des Signals bekommt, ist für die Auswertung kein großes Problem, da nur die Nachtdaten verwendet werden.

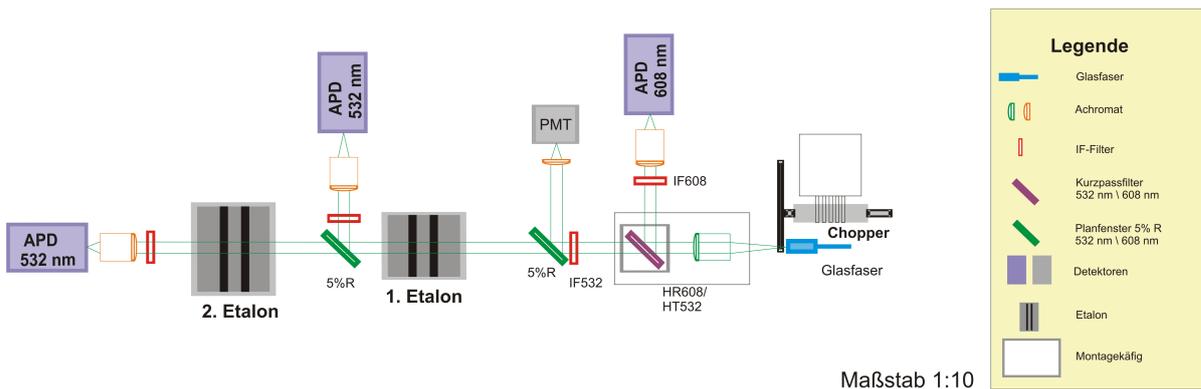


Abbildung 1.3.: Schematische Darstellung der Nachweisbank des RMR-Tagssystems. Übernommen aus [Gerding et al. 2010].

1.4.1. Temperaturberechnung aus Rayleigh-Streuung

Für die Temperaturberechnung aus den Zählraten der beiden 532 nm-APDs wird die Tatsache ausgenutzt, dass die Anzahl der in der Höhe z Rayleigh-gestreuten Photonen proportional zur Teilchendichte $n(z)$ ist. Bevor allerdings aus den Zählraten Temperaturprofile errechnet werden können, müssen ein paar Korrekturen an diesen vorgenommen werden (s. [Rauthe 2008]).

z^2 -Korrektur: Bei der z^2 -Korrektur wird der Tatsache Rechnung getragen, dass der Raumwinkel, den das Spiegelteleskop aus Sicht eines Teilchens in der Höhe z einnimmt proportional zu z^{-2} ist. Dementsprechend nimmt auch die Wahrscheinlichkeit ab, dass ein in dieser Höhe gestreutes Photon in den Nachweiszweig des Lidars gelangt.

Hintergrund-Korrektur: Der Hintergrund ist der Anteil der gezählten Photonen, der nicht aus dem Sendezweig des Lidars stammt sondern z. B. aus gestreutem Sonnenlicht oder Lichtverschmutzung. Dieser lässt sich gut aus der Zählrate in Höhen ermitteln, in denen das eigentliche Rayleigh-Signal verschwindet.

Ozon-Korrektur: In Regionen hoher Ozon-Konzentration muss die Absorption des Laserlichts durch Ozon-Moleküle zusätzlich betrachtet werden.

Aerosol-Korrektur: In der unteren Stratosphäre muss die Zählrate um die zusätzliche Aerosolstreuung korrigiert werden. Die Bestimmung von dieser ist der Hauptzweck des 608 nm-Nachweiszweigs

Sind die Zählraten korrigiert, so kann über die Integration der Verbindung von hydrostatischer Grundgleichung und idealem Gasgesetz in Gleichung (1.1) die Temperatur in der Höhe z ermittelt werden. Dabei ist M die mittlere Teilchenmasse der Luft und $g(z)$ die Erdbeschleunigung in der Höhe z . Durch stückweise Integration kommt man auf Gleichung (1.2). Die Verhältnisse $n(z)/n(z_{Top})$ können direkt aus den korrigierten Zählraten gewonnen werden, allerdings wird eine Starttemperatur $T(z_{Top})$ benötigt. Diese kann z. B. aus oberhalb anschließenden Messungen mit Metall-Resonanz Lidars bestimmt werden.

$$p = -M \int_z^\infty g(z) \cdot n(z') dz' = k_B \cdot n(z) \cdot T(z) \quad (1.1)$$

$$T(z) = \frac{n(z)}{n(z_{Top})} T(z_{Top}) - \frac{M}{k_B} \int_{z_{Top}}^z g(z) \frac{n(z')}{n(z_{Top})} dz' \quad (1.2)$$

1.5. Rückstreuverhältnis (BSR)

Der Aerosolgehalt der Atmosphäre kann nur durch Mehrwellenlängenmessungen unter Ausnutzung von verschiedenen Streueigenschaften verschiedener Aerosole bestimmt werden. Beim RMR-Tagssystem wird zur Zeit nur auf zwei Wellenlängen gemessen. Das Verhältnis der Rückstreuung auf beiden Wellenlängen kann als Maß für den Aerosolgehalt gewertet werden. Das Rückstreuverhältnis ist definiert als das Verhältnis der von Aerosolen zurückgestreuten Photonen $\beta_{aerosol}$ plus der von Molekülen zurückge-

streuten Photonen β_{mol} zu $\beta_{aerosol}$ (s. [Andrews 2010, S. 189]).

$$R = \frac{\beta_{mol} + \beta_{aerosol}}{\beta_{mol}} \quad (1.3)$$

In aerosolfreien Bereichen ist $R = 1$, ansonsten gilt $R > 1$. Typische Werte für R in der mittleren Stratosphäre zwischen 20 *km* und 40 *km* sind $1,0 \leq R \leq 1,1$ (vgl. [Gerding et al. 2008]). Wird R über der Höhe aufgetragen, so stechen aerosolreiche Regionen der Atmosphäre stark hervor. Art und Menge der Aerosole können anhand der BSR jedoch nicht bestimmt werden.

1.6. Datenbasis

Es stehen Vibrations-Raman Messdaten aus 154 Nächten zwischen November 2011 und Juli 2013 zur Auswertung zur Verfügung. Die Messzeit beträgt insgesamt rund 864 Stunden. Während der Messung werden die Zählraten jeweils über 1001 Laserpulse integriert, was rund 33 Sekunden Messdauer entspricht. Ein solcher Satz wird im folgenden als ein Datensatz bezeichnet. Für die Nachtprofile wurden alle Datensätze einer Nacht aufintegriert, in denen Daten für den 608 *nm* Kanal enthalten sind. Die Zählraten über eine Nacht zu integrieren, bevor aus diesen die BSR bestimmt wird, ist nur dann sinnvoll, wenn die Aerosolverteilung über diesen Zeitraum als konstant angenommen werden kann. Problematisch könnten z. B. auch eine erhöhte Variation durch zu spätes Ausschalten der Vibrations-Raman-APD bei Dämmerung sein. Ob diese Annahme gemacht werden kann, wird im Verlauf dieser Arbeit überprüft. Mit den Einschränkungen, die in den Abschnitten 3.1 und 3.4 sowie Anhang A diskutiert werden, stehen noch 105 Messnächte mit einer Gesamtmessdauer von gut 761 Stunden zur Auswertung zur Verfügung. Die Höhenauflösung der Messdaten beträgt 195 *m*.

2 | Methodik

2.1. Raman-Methode

Zur Bestimmung von R werden die Zählraten des inelastischen N_2 -Raman Nachweiszweig (bei 608 nm) mit dem 532 nm Nachweiszweig (elastisch) verglichen. Dabei wird ausgenutzt, dass sich die Zählrate des 608 nm-Zweiges alleine aus der Vibrationsraman-Streuung an N_2 -Molekülen sowie dem Hintergrund $n_{608,0}$ zusammensetzt. Dies bedeutet, dass die Zählrate nach Korrektur proportional zur Luftdichte ist. Die Zählrate des 532 nm-Kanals wiederum besteht aus Rayleigh- und Aerosolstreuungsanteilen sowie dem Hintergrund $n_{532,0}$.

Aus den um den Hintergrund korrigierten und in der Höhe z_0 auf eins normierten Zählraten $V_j(z, z_0)$ kann nach Gleichung (2.1) R bestimmt werden. Als Normierungshöhe z_0 wird eine Höhe gewählt, in der die Atmosphäre möglichst aerosolfrei ist (bei [Gerding et al. 2008]: $z_0 \approx 34 \text{ km}$).

$$R(z, z_0) = \frac{V_{532}(z, z_0)}{V_{608}(z, z_0)} \quad (2.1)$$

$$V_j(z, z_0) = \frac{n_j(z) - n_{j,0}}{n_j(z_0) - n_{j,0}} \quad (2.2)$$

In Abbildung 2.1 (a) sind die über eine Nacht integrierten Zählraten für eine typische Messnacht dargestellt. Ab rund 100 km besteht das Signal auf beiden Kanälen nur noch aus Hintergrund. Deshalb können die Zählraten in diesem Bereich dazu verwendet werden, den Hintergrund $n_{j,0}$ (j = Rayleigh, Raman) zu bestimmen. Auf dem 608 nm Kanal ist in ca. 185 km eine Verringerung der Zählrate zu sehen. Eine genaue-

re Untersuchung über alle ausgewerteten Messnächte zeigt, dass dies in gut 90% der Nächte der Fall ist. Für die Bestimmung des Hintergrundes werden deshalb im Folgenden nur die Messdaten aus dem Höhenintervall [100 km; 160 km] herangezogen.

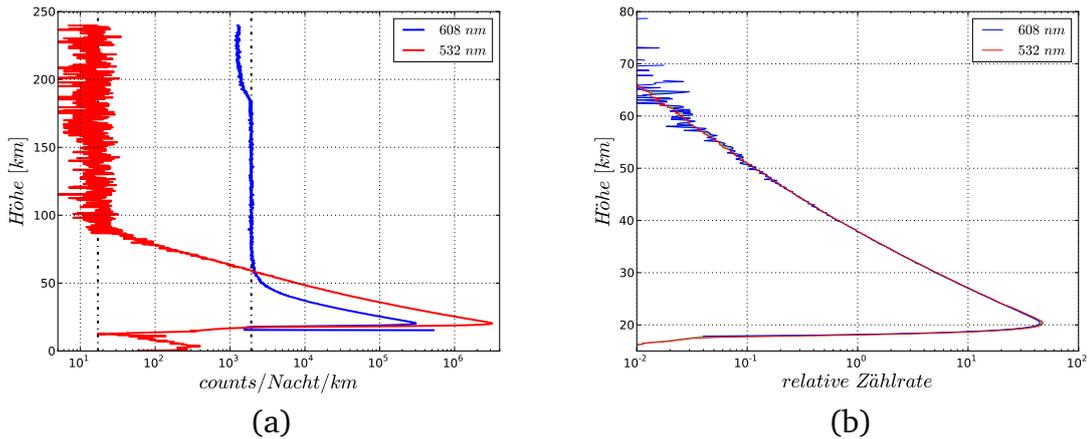


Abbildung 2.1.: Typisches Nachtprofil (aus der Nacht vom 25. auf den 26. Mai 2012).

(a) Über eine Messnacht integrierte Höhenprofile der beiden Nachweiszweige. In der Höhe zwischen 20 km und 17 km ist die Chopper-Kante zu sehen. Erst ab einer Höhe von rund 20 km ist der Chopper komplett geöffnet und die Zählrate maximal. Darüber fallen die Zählraten exponentiell mit der Höhe ab. Ab einer Höhe von rund 100 km bestehen beide Signale nur noch aus dem Hintergrund. Bei dem Signal unterhalb der Chopper-Kante handelt es sich um einen Rest Streulicht, der den PMT trotz Chopper erreicht. Die APDs haben ein elektronisches Gating, d. h. sie werden erst kurz vor oder während des Öffnens des Chopper eingeschaltet. Der scharfe Peak auf dem 608 nm-Kanal in rund 15 km Höhe wird beim Einschalten der APD erzeugt. Auffällig ist der Abfall des Hintergrunds auf dem Raman Nachweiszweig in einer Höhe von rund 185 km.

(b) Beide Zählraten um den Hintergrund korrigiert und in einer Höhe von rund 38 km auf eins normiert. Das Auseinanderlaufen beider Kurven mit sinkender Höhe wird durch die stärkere Aerosolstreuung auf dem 532 nm Kanal auf Grund eines höheren Aerosolgehalts erzeugt.

Aus den Gleichungen (2.1) sowie (2.2) folgt die Fehlerabschätzung (2.3) mit (2.4). Für die Standardabweichung $\sigma_{n_j}(z)$ wird $\sigma_{n_j}(z) = \sqrt{n_j(z)}$ angenommen. Die relative Standardabweichung von R wird dominiert durch $\sigma_{V_{608}}$, dieses macht in den meisten Nächten und Höhen rund 80% von σ_R aus. Der Grund dafür ist die geringere Signalstärke bei höherem Hintergrund. Der Hintergrund ist geringer, da nur 5% des Lichts in diesen Nachweiszweig geleitet wird. Aufgrund des größeren Wirkungsquerschnitts der Rayleigh-Streuung ist das Signal aber trotzdem stärker, als das auf dem Vibrations-

Raman-Kanal.

$$\frac{\sigma_R}{R}(z, z_0) = \frac{\sigma_{V_{532}}}{V_{532}}(z, z_0) + \frac{\sigma_{V_{608}}}{V_{608}}(z, z_0) \quad (2.3)$$

$$\sigma_{V_j}(z, z_0) = \sqrt{\left(\frac{1}{n_j(z_0) - n_{j,0}}\sigma_{n_j}(z)\right)^2 + \left(\frac{n_j(z) - n_{j,0}}{(n_j(z_0) - n_{j,0})^2}\sigma_{n_j}(z_0)\right)^2} \quad (2.4)$$

2.2. Alternative Methoden

Neben der Raman Methode kann die BSR auch über die Depolarisation bei Streuung an Luftmolekülen gemessen werden (s. [Vaughan and Wareing 2004]). Voraussetzungen für die Anwendbarkeit dieser Methode ist eine sehr gute Polarisation des ausgehenden Laserstrahls sowie gute Polarisationsfilter. Bei geringem Aerosolgehalt ist diese Methode genauer, als die Raman-Methode. Ein weiterer Vorteil ist, dass der im Vergleich zur Rayleigh-Streuung geringe Wirkungsquerschnitt der Vibrations-Raman-Streuung umgangen wird, wodurch eine Auswertung bis in größere Höhen möglich wird. Auf Grund der gemachten Annahmen ist die bei [Vaughan and Wareing 2004] beschriebene Auswertung jedoch nur bei $R < 1,1$ anwendbar.

3 | Ergebnisse

3.1. Gütekriterium

Da die Messdauer pro Nacht zwischen wenigen Minuten und 15 Stunden schwankt, ist es nötig ein Gütekriterium für die Messnächte zu definieren. Als ein natürliches Gütekriterium würde sich die Standardabweichung in der Normierungshöhe anbieten. In Abbildung 3.1 ist diese für eine Normierung in 38 km Höhe über der Messdauer aufgetragen. Für kurze Messdauern kleiner 4 Stunden gibt es einen deutlichen negativen Trend, d. h. die Standardabweichung nimmt mit zunehmender Messdauer ab. Für Messdauern größer 4 Stunden ist ein solcher jedoch nicht mehr festzustellen. Aus diesem Grund werden für die weiteren Betrachtungen nur noch Messnächte mit mindestens 4 Stunden Messdauer verwendet.

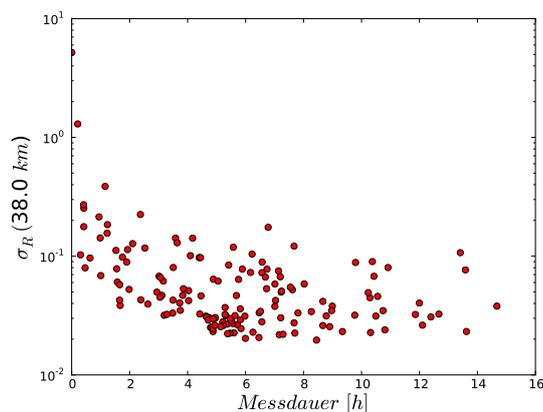


Abbildung 3.1.: Die Standardabweichung σ_R in der Normierungshöhe von 38 km aufgetragen über der Messdauer pro Nacht. Dargestellt sind alle Messnächte, in denen mindestens ein Datensatz Signal auf dem Vibrations-Raman-Kanal enthält.

3.2. Nächtliche Variation

Wie in Abschnitt 1.6 bereits erwähnt wurden die Nachtprofile durch Integration über alle Datensätze erstellt, die Raman-Daten enthalten. Dies ist jedoch problematisch, wenn die stratosphärische Aerosolverteilung innerhalb der Nacht variiert. Eine quantitative Abschätzung der Variation ist auf Grund der starken Variation zwischen den Datensätzen einer Nacht nur durch eine statistische Analyse möglich. Eine qualitative Betrachtung kann auf der Basis von stark geglätteten Nachtverläufen geschehen. Trends über einen längeren Zeitraum sollten auch in diesen noch zu sehen sein. In Abbildung 3.2 sind drei Nachtverläufe aus Nächten mit mehr als neun Stunden Messdauer dargestellt. Vor allem bei (b) ist trotz der starken Glättung noch eine deutliche Variation hin zu einer höheren BSR zu sehen. In den anderen beiden Verläufen ist die Variation über die Messnacht deutlich geringer. In den meisten Messnächten ist die so abgeschätzte Variation unterhalb von 30 km gering. Oberhalb davon fällt auf, dass die geglättete BSR häufig stark ansteigt. Wahrscheinlich wird sie in diesem Bereich von einigen Ausreißern dominiert.

3.3. Saisonale Variation

Bei [Gerding et al. 2008] wurde aus den Messdaten des RMR-Nachtsystems zwischen Februar 2004 und Juli 2007 ein Jahresverlauf der BSR über Kühlungsborn erstellt. Dieser zeigt zwischen 22 km und 28 km in Dezember und Januar einen deutlichen Anstieg der BSR gegenüber dem Rest des Jahres. Oberhalb von 30 km wird eine mögliche saisonale Variation durch eine starke Tag-zu-Tag Variation verdeckt. Aufgrund der Qualität der Datenbasis konnte diese Auswertung nur bis in eine Höhe von 35 km durchgeführt werden.

In Abbildung 3.3 ist eine vergleichbare Auswertung der Datenbasis dieser Arbeit dargestellt. Um den Jahreswechsel herum ist ebenfalls eine erhöhte BSR zwischen 20 km und 30 km zu sehen, allerdings ist in der Auswertung nur ein einziges Nachtprofil mit einem Abstand von weniger als drei Wochen zum Jahreswechsel enthalten (14. Januar 2012), das diesen Peak erzeugt. Auch der Peak Mitte Dezember in rund 40 km Höhe geht auf ein einzelnes Nachtprofil vom 7. Dezember 2012 zurück. Es zeigt sich, dass gerade im Winter und in Höhen kleiner 25 km die Datenbasis aus weniger als zwei Jahren zu klein ist für eine aussagekräftige Auswertung. Das Absinken der

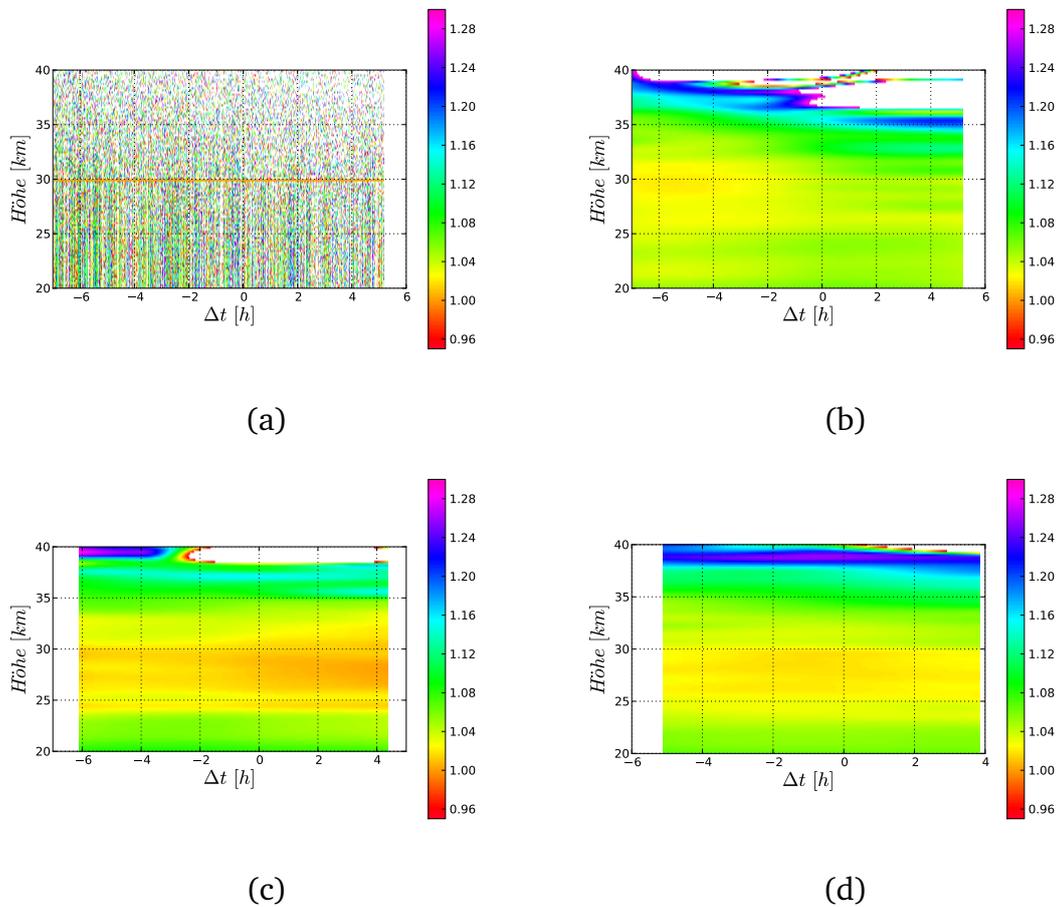


Abbildung 3.2.: Nachtverläufe der BSR, jeweils in 30 km Höhe normiert.

(a) 12. Oktober 2012, nicht geglättet

(b) 12. Oktober 2012, mit Hanning-Filter über ± 1 km und ± 5 h geglättet.

(c) 23. März 2012, wie (b)

(d) 06. April 2012, wie (b)

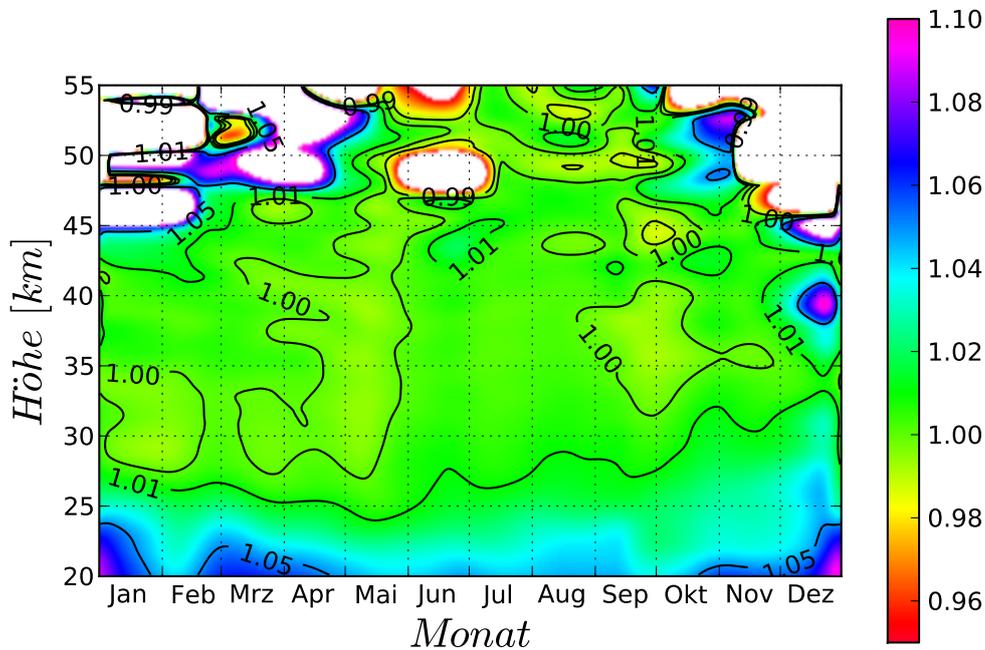


Abbildung 3.3.: Jahresgang der BSR. Die Normierung wurde in $z_0 = 34 \text{ km}$ vorgenommen. Die Darstellung ist über $\pm 2 \text{ km}$ und $\pm 30 \text{ Tage}$ mit Hanning-Filtern geglättet.

BSR in 20 – 25 km Höhe zwischen Mitte Mai und Mitte Oktober ist jedoch in fast allen Nachtprofilen in diesem Zeitraum sowie im Sommerprofil in Abbildung 3.5 zu sehen. Ein Absinken des Aerosolgehalts der Stratosphäre ist auch im Jahresgang bei [Gerding et al. 2008] zu sehen sowie bei [Thomason et al. 2008, Fig. 1] und [Hitchman et al. 1994, Plate 1] zu sehen. Bei [Hitchman et al. 1994] wird außerdem berichtet, dass im Winter und Frühling der nördlichen Hemisphäre in der unteren Stratosphäre verstärkt Aerosol aus dem tropischen Aerosolreservoir Richtung Pol und vertikal Richtung Tropopause transportiert wird. Dies ist eine Erklärung für die erhöhte BSR in Winter und Frühling.

Zu dem fällt auf, dass die bei [Gerding et al. 2008] angegebene BSR in 20 km Höhe das ganze Jahr oberhalb von 1,1 liegt, in Abbildung 3.3 allerdings nie. Im Sommer ist sie sogar durchgehend unterhalb von 1,05. Auf Zeitskalen von mehreren Jahren dominiert der Ausstoß von vulkanischen Aerosolen die Verteilung stratosphärischen

Aerosols. Bei [Bazhenov et al. 2012] findet sich eine Auswertung des Einflusses von Vulkanausbrüchen in der Zeit von 2006 bis 2011 auf das stratosphärische Aerosol über Tomsk ($56,5^\circ$ N, $84,0^\circ$ E). Laut den Autoren war die Aerosol-Schicht weltweit von ca. 1999 bis Ende 2006 auf Hintergrundniveau, ab Ende 2006 bis 2011 (dem Ende des ausgewerteten Zeitraums) wurde der Aerosol-Gehalt der Stratosphäre jedoch in Folge mehrere Vulkanausbrüche erhöht (z. B. Rabaul, Papua Neu Guinea am 6. Oktober 2006). Über einen Großteil des Messzeitraums aus [Gerding et al. 2008] von Februar 2004 bis Juli 2007 war das stratosphärische Aerosol weitgehend frei von vulkanischem Einfluss. Eine Erklärung für die höhere BSR kann vulkanisches Aerosol demnach nicht sein.

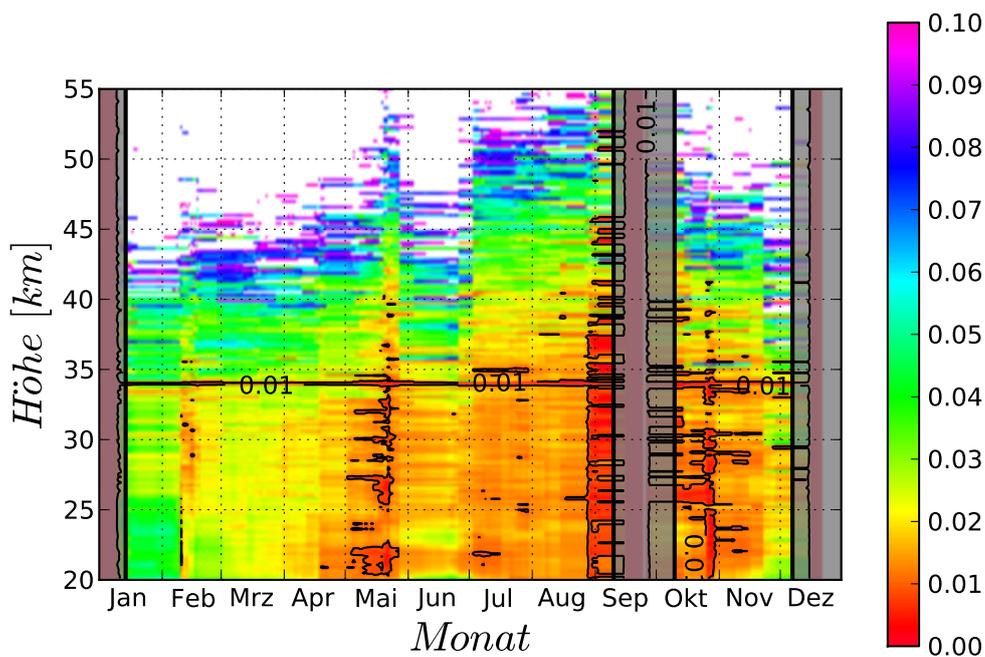


Abbildung 3.4.: Kurzfristige Variabilität der BSR. Dazu wurde jeweils die Standardabweichung aller Nachtprofile berechnet, die in einem Zeitraum von ± 2 Wochen liegen. Die grau hinterlegten Bereiche markieren die beiden Zeiträume, in denen über mehr als 30 Tage keine Messnacht in die Auswertung eingegangen ist. Diese Standardabweichung sollte nicht mit der in Abschnitt 2.1 diskutierten Standardabweichung σ_R verwechselt werden, deren Einführung durch statistische Unsicherheiten in der Messung motiviert war.

Als Normierungshöhe für Abbildung 3.3 wurden 34 km gewählt, da mit dieser Wahl fast überall unterhalb von 45 km $R \geq 1$ gilt. Es lässt sich jedoch schon erahnen, dass besonders in Juli und August auch höher normiert werden kann. Es gestaltet sich jedoch schwierig eine Normierungshöhe zu finden, die für alle Messnächte gut ist (d. h. keine unphysikalische BSR kleiner eins liefert). Unterhalb von 20 km liegt bei vielen Nachtprofilen direkt die Chopper-Kante, sodass eine Ausweitung des Jahresgangs unterhalb von 20 km nicht sinnvoll ist. Bei einigen Nachtprofilen (s. z. B. Abbildung 3.6 (a)) ist eine Auswertung bis zur Gating-Kante der 608 nm -APD in ca. 15 km Höhe möglich.

In Abbildung 3.4 ist die Standardabweichung der BSR jeweils über einen Zeitraum von ± 2 Wochen als Maß für die natürliche Variabilität dargestellt. Im Winter ist die Variabilität tendenziell größer als im Sommer. Die niedrige Variabilität zwischen Ende August und Ende September kommt durch die geringe Zahl an Messungen in diesem Zeitraum zustande. Zwischen dem 20. August und dem 9. Oktober erfüllen nur zwei Messnächte das Gütekriterium, vom 10. September bis 9. Oktober sogar keine einzige. Allgemein lässt sich sagen, dass die Variabilität dort wo genügend Messnächte vorhanden sind zwischen 30 km und 40 km Höhe größer ist, als die Abweichung der BSR von 1,00 in Abbildung 3.3 (ausgenommen natürlich die Normierungshöhe $z_0 = 34 \text{ km}$, in der die Variabilität definitionsgemäß null ist, die BSR aber auf Grund der Glättung nicht zwangsläufig gleich eins).

3.3.1. Saisonprofile

Die Abbildungen in 3.5 zeigen die mittleren, saisonalen Höhenprofile der BSR. Ab ca. 42 km ist die BSR bei allen Saisonprofilen kleiner eins, was unphysikalisch ist. Es handelt sich bei diesem Verhalten jedoch nicht um eine Eigenschaften der Datenbasis, stattdessen wird dieses Verhalten durch die gewählte Mittelung mit den Gewichten $w_i(z) = 1/\sigma_{R,i}(z)^2$ erzeugt. Die Variation der Nachtprofile oberhalb von 45 km wird hauptsächlich durch die Schwankung der Raman-Messdaten erzeugt. Da dort bei einer Abweichung der Raman-Zählrate in positive Richtung sowohl die BSR als auch ihre Standardabweichung σ_R sinken und beide bei einer Abweichung in negative Richtung steigen, werden auf Grund der Definition der Gewichte negative Schwankungen der BSR stärker gewichtet, als positive. Bei einer gleichmäßigen Gewichtung aller Nachtprofile divergieren Saisonprofile stärker und z. T. auch früher, allerdings nicht alle in die gleiche Richtung.

Der niedrige Aerosolgehalt in der Sommer-Stratosphäre ist auch im Saisonprofil gut zu sehen. Beim Vergleich mit Abbildung 3.3 überrascht jedoch, dass die mittlere BSR zwischen 20 *km* und 25 *km* im Winter geringer ist, als in Frühling und Herbst. Wie im vorigen Abschnitt beschrieben wird der starke Peak in dieser Höhe während Dezember und Januar von einer einzigen Messnacht hervorgerufen. Von den 15 Winter-Messnächten fallen alle bis auf drei in die letzte Januar-Woche oder den Februar. Für eine genauere Auswertung sind mehr Messdaten, vor allem im Dezember und Anfang Januar von Nöten. Für den Herbst gilt etwas ähnliches, dort fallen nur zwei von 15 Messnächten in den September.

Es scheint außerdem so, als wäre die stratosphärische Aerosolschicht in Sommer und Frühling stärker nach oben abgegrenzt als in Winter und Herbst. Frühlings- und Sommerprofil fallen bis ca. 25 *km* deutlich stärker ab, als darüber, während Herbst- und Winterprofil annähernd linear abfallen bis die BSR eins erreicht. Der Unterschied zwischen Sommer und Winter könnte wiederum durch den Transport tropischen Aerosols in Richtung Pol während des Winters und dessen Absinken während des Sommers entstehen. Allerdings setzt sich dieses Transportmuster laut [Hitchman et al. 1994] bis in den Frühling fort, aber noch nicht im Herbst ein. Dementsprechend wäre ein zwischen Herbst und Frühling umgekehrter Verlauf zu erwarten.

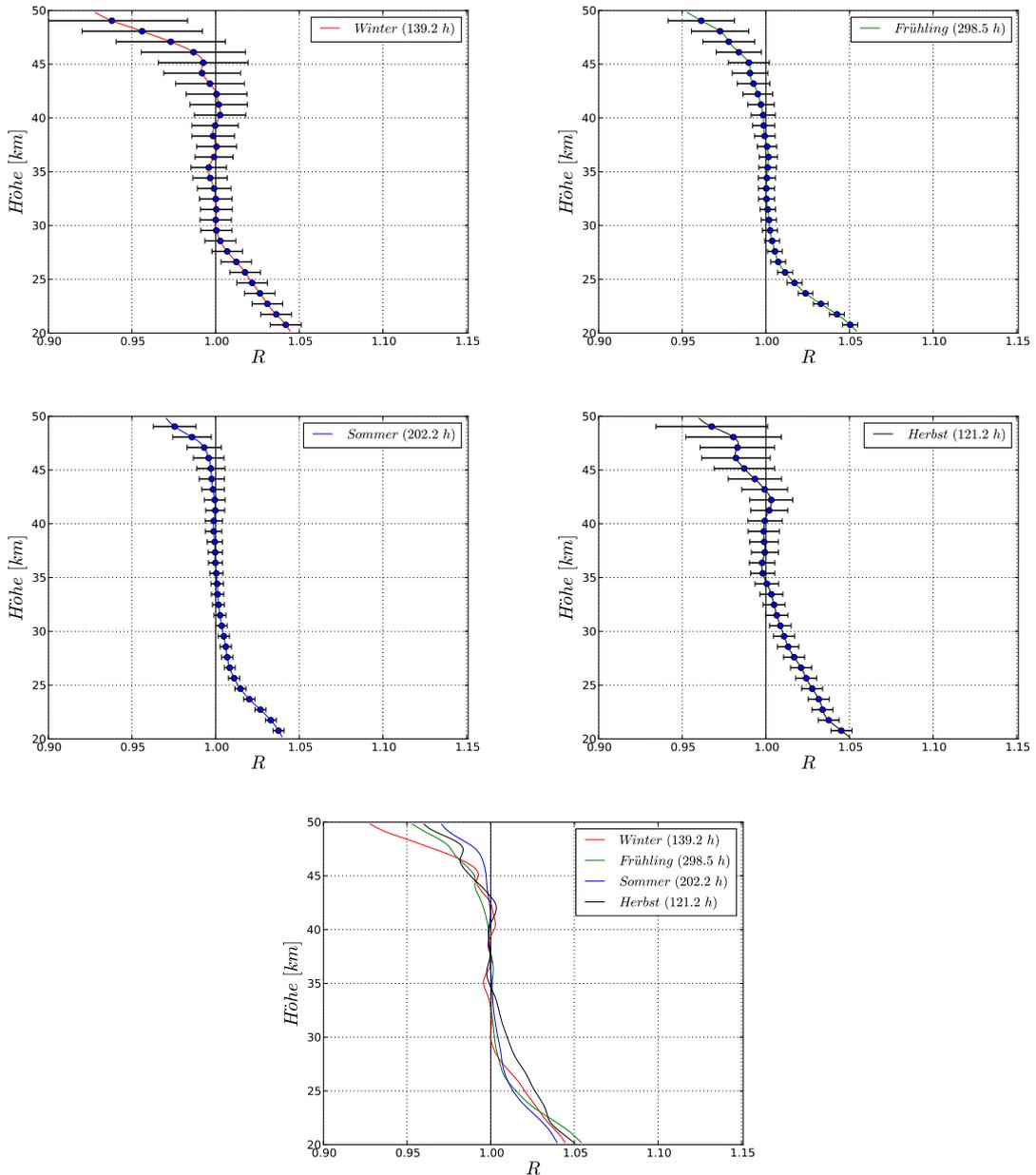


Abbildung 3.5.: BSR nach Jahreszeiten. Die Einteilung der Jahreszeiten erfolgt nach Monaten, wobei jede Jahreszeit drei Monate umfasst (**Winter:** Dezember, Januar, Februar). Die Saisonprofile sind gewichtete Mittelwerte der einzelnen Nachtprofile mit den Gewichten $w_i(z) = 1/\sigma_{R,i}(z)^2$. Die Kurven sind über ± 2 km mit einem Hanning-Filter geglättet und in rund 38 km Höhe normiert. Die Fehlerbalken geben $\sigma(z) = \sqrt{1/\sum_i w_i(z)}$ an. In der Legende ist jeweils die Gesamtdauer der ausgewerteten Messungen pro Jahreszeit angegeben.

3.4. Besondere Ereignisse

3.4.1. 15. Januar 2012

In der Nacht vom 14. auf den 15. Januar 2012 liegen für rund 5,6 Stunden Messdaten auf dem Vibrations-Raman-Kanal vor. Damit erfüllt die Messnacht das Gütekriterium. Es zeigt sich jedoch, dass das Höhenprofil der BSR in dieser Nacht stark von dem typischen Verlauf abweicht (s. Abbildung 3.6 (b)). Untypisch ist die hohe BSR zwischen 18 *km* und 22 *km* Höhe. Typische Werte in diesem Bereich sind kleiner als 1,1, die maximale BSR in diesem Nachtprofil liegt bei rund 2,1 in 19,8 *km* Höhe.

In Abbildung 3.6 (c) ist der Nachtverlauf der BSR dargestellt. Der Peak ist über die gesamte Messdauer in dieser Nacht zu sehen und stark nach oben abgegrenzt. Dies deutet auf eine Schicht mit stark erhöhter Aerosolkonzentration hin. Ein guter Kandidat für eine solche Schicht ist eine polare Stratosphärenwolke (engl. **p**olar **s**tratospheric **c**loud - PSC). Diese treten vor allem während des polaren Winters über den Polregionen auf und werden von tiefen Temperaturen in den entsprechenden Luftschichten begleitet. Sowohl die Höhe dieser Aerosolschicht als auch der Zeitpunkt des Auftretens Mitte Januar sprechen dafür, dass es sich um eine PSC handeln könnte. In Abbildung 3.6 (d) ist außerdem zu sehen, dass die mittlere Temperatur in der entsprechenden Höhe unterhalb der Schwelle von 195 *K* liegt, bei der sich PSCs bilden können. In der Arbeit wird auch über einen Zusammenhang zwischen dem Auftreten von PSCs außerhalb des Polarwirbels und dem Beginn einer sudden stratospheric warming (**SSW**) spekuliert. Laut [Eller 2013] wurde in der Nacht zum 15. Januar 2012 ein STE-Ereignis über Kühlungsborn beobachtet. Außerdem gab es in der nördlichen Hemisphäre in dieser Zeit eine SSW.

Für die Auswertung wurde diese Messnacht ausgeschlossen, da es sich offensichtlich um ein besonderes Ereignis handelt.

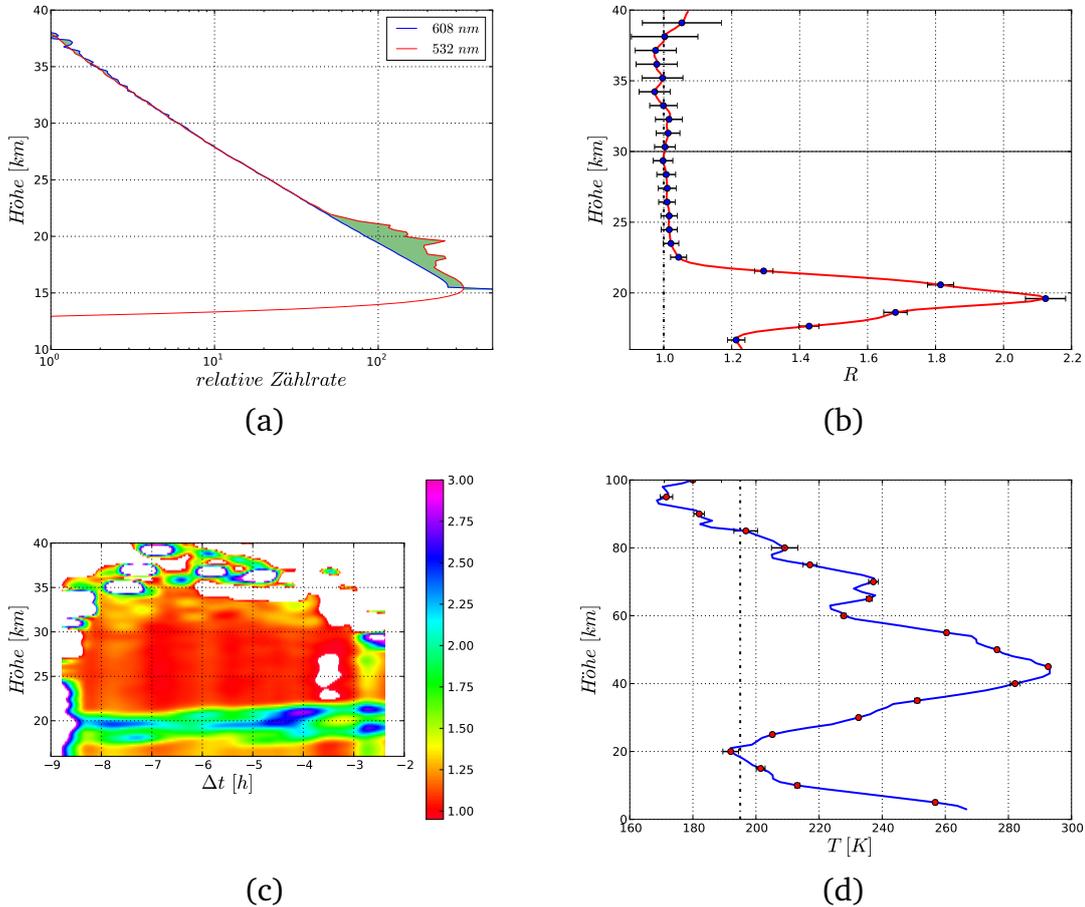


Abbildung 3.6.: Nachtprofile aus der Nacht vom 14. auf den 15. Januar 2012

(a) Höhenprofile beider Nachweisarme um den Hintergrund korrigiert und in 38 km aufeinander normiert. Die Divergenz der Zählraten auf beiden Kanälen zwischen 22 km und 16 km erzeugt einen untypisch starken Peak in der BSR (s. (b)).

(b) Nachtprofil der BSR für eine Normierungshöhe von $z_0 \approx 30$ km. Diese Höhe wurde auf Grund der in Abbildung (a) zu sehenden Variation der Zählrate auf dem 608 nm-Kanal oberhalb von 30 km gewählt. Die Kurve wurde mit einem Hanning-Fenster über rund ± 1 km geglättet. Zwischen 22 km und 16 km ist ein starker Peak mit einer FWHM von rund 2,9 km und dem Maximum bei 19,6 km zu sehen.

(c) Der Nachtverlauf. Δt gibt den zeitlichen Abstand zu 0 UT in Stunden an. Die Darstellung ist räumlich und zeitlich jeweils mit einem Hanning-Fenster geglättet (± 1 km sowie ± 30 min) und in $z_0 \approx 30$ km normiert. Über die ganze Nacht ist eine stark abgegrenzte Schicht mit einer BSR zwischen 1,5 und 3,0 in 18 km bis 22 km Höhe zu sehen.

(d) Mittleres Temperaturprofil der Messnacht aus den Daten des RMR-Nachtsystems. In der Höhe der Aerosolschicht liegt die mittlere Temperatur unterhalb des Schwellwertes von 195 K. Die Berechnung des Temperaturprofils ist in [Alpers et al. 2004] beschrieben.

4 | Fazit

Die Auswertung der BSR aus den Messdaten des RMR-Tagsystems von November 2011 bis Juli 2013 ergibt einen Jahresgang der stratosphärischen Aerosolverteilung mit einem deutlichen Minimum in den Sommer-Monaten. Die BSR in Winter und Herbst ist demgegenüber zwar deutlich erhöht, jedoch werden für eine genauere Auswertung mehr Daten benötigt. In beiden Jahreszeiten ist die Gesamtmessdauer im ausgewerteten Zeitraum deutlich geringer als in Frühling und Sommer. Im Herbst liegt das unter anderem daran, dass zu September und Oktober nur Daten aus einem Jahr (2012) einbezogen wurden. Abgesehen davon ist das Wetter im Sommer tendenziell besser für Lidar Messungen geeignet. Zwischen 20 km und 22 km Höhe ist der Aerosolgehalt im Frühling am größten, darüber liegt das Maximum im Herbst.

Sinnvoll wäre es, diese Analyse nochmal zu wiederholen, wenn mehr Daten zur Verfügung stehen. Besonders im Dezember und Anfang Januar sowie von Anfang September bis Mitte Oktober liegen kaum Nachtprofile vor, die das Gütekriterium erfüllen. Abgesehen davon könnte die Analyse mit den Daten des RMR-Nachtsystems für den gleichen Zeitraum verglichen werden.

A | Bereinigung der Messdaten

A.1. 24. Januar 2012

Im Höhenprofil der BSR für die Nacht vom 23. auf den 24. Januar 2012 (rund 4,4 Messstunden) ist in $38,7 \text{ km}$ ein starker negativer Ausschlag zu sehen. Dieser wird durch einen schmalen Peak der Zählrate des 608 nm Zweiges hervorgerufen (s. Abbildung A.1). Eine genauere Untersuchung der Datensätze aus dieser Messnacht zeigt, dass dieser Peak durch extrem hohe Zählraten in den ersten 5 nach dem Start der Messung aufgenommenen Datensätzen erzeugt wird (das entspricht weniger als 3 Minuten). In diesem kurzen Zeitraum ist die Zählrate unterhalb von $38,7 \text{ km}$ gleich null, in dieser Höhe aber mehr als 100 mal höher als in den danach aufgenommenen Datensätzen. Dies gleicht dem Anschaltverhalten der APD, das auch in den anderen Datensätzen und anderen Nächten zu sehen ist. In diesen liegt der Peak allerdings konstant in einer Höhe von ca. $15,3 \text{ km}$. Für die Auswertung wurden die ersten 5 Datensätze dieser Messnacht ausgeschlossen.

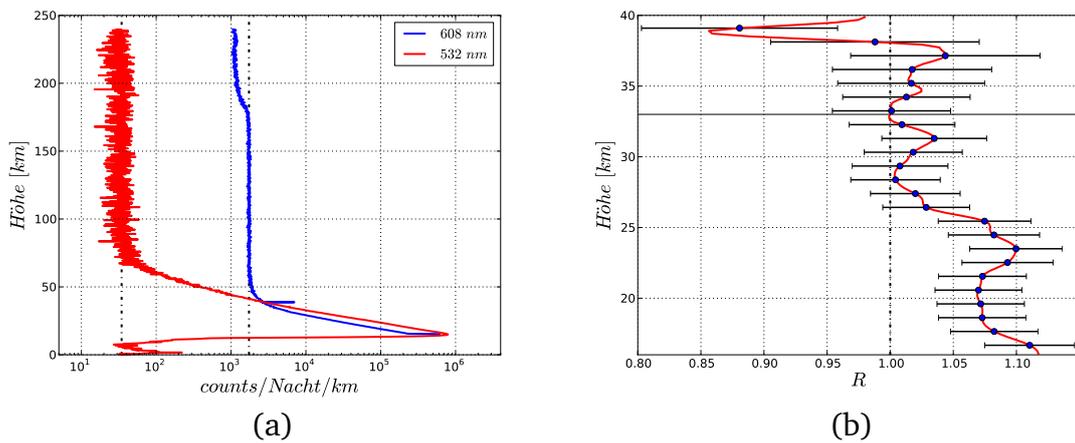


Abbildung A.1.: Nachtsprofile aus der Nacht vom 23. auf den 24. Januar 2012

(a) Integrierte Höhenprofile der beiden Nachweisarme. Beim 608 nm Zweig ist in $38,7 \text{ km}$ Höhe ein schmaler Peak zu sehen.

(b) Nachtsprofil der BSR. Die Kurve ist mit einem Hanning-Filter über rund $\pm 1 \text{ km}$ geglättet und in 33 km Höhe normiert. In der Höhe des Peaks aus Abbildung (a) ist wie zu erwarten ein Einbruch der BSR zu sehen.

Literaturverzeichnis

- M. Alpers, R. Eixmann, C. Fricke-Begemann, M. Gerding, and J. Höffner. Temperature lidar measurements from 1 to 105 km altitude using resonance, Rayleigh, and rotational Raman scattering. *Atmos. Chem. Phys.*, 4(3):793–800, May 2004.
- D. G. Andrews. *An Introduction to Atmospheric Physics, Second Edition*. Cambridge University Press, 2010.
- O. E. Bazhenov, V. D. Burlakov, S. I. Dolgi, and A. V. Nevzorov. Lidar Observations of Aerosol Disturbances of the Stratosphere over Tomsk (56° 5' N; 85° 0' E) in Volcanic Activity Period 2006-2011. *International Journal of Optics*, 2012, 2012. doi: 10.1155/2012/786295. URL <http://dx.doi.org/10.1155/2012/786295>.
- K.-G. Eller. Lidarmessungen von Schwerewellen während stratosphärischer Erwärmungen in mittleren Breiten. Master's thesis, Universität Rostock, 2013.
- M. Gerding, J. Höffner, J. Lautenbach, M. Rauthe, and F.-J. Lübken. 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, 2008. doi: 10.5194/acp-8-7465-2008. URL <http://www.atmos-chem-phys.net/8/7465/2008/>.
- M. Gerding, G. Baumgarten, G. von Cossart, R. Eixmann, J. Fiedler, J. Hildebrand, J. Höffner, T. Köpnick, M. Kopp, F.-J. Lübken, and M. Priester. Neue technische Entwicklungen bei den Lidarsystemen des IAP. *Institutsbericht IAP*, 2008/2009: 37–40, 2010. URL <http://www.iap-kborn.de/Institutsberichte.65.0.html>.
- Matthew H. Hitchman, Megan McKay, and Charles R. Trepte. A climatology of stratospheric aerosol. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 99(D10): 20689–20700, 1994. ISSN 2156-2202. doi: 10.1029/94JD01525. URL <http://dx.doi.org/10.1029/94JD01525>.

- P. Keckhut, Ch. David, M. Marchand, S. Bekki, J. Jumelet, A. Hauchecorne, and M. Höpfner. Observation of polar stratospheric clouds down to the mediterranean coast. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(19):5275–5281, 2007. doi: 10.5194/acp-7-5275-2007. URL <http://www.atmos-chem-phys.net/7/5275/2007/>.
- M. Rauthe. *Lidarmessungen von Temperaturen und Schwerewellen zwischen 1 – 105 km über Kühlungsborn (54° N, 12° O)*. PhD thesis, Universität Rostock, 2008.
- L. W. Thomason, S. P. Burton, B.-P. Luo, and T. Peter. Sage ii measurements of stratospheric aerosol properties at non-volcanic levels. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(4):983–995, 2008. doi: 10.5194/acp-8-983-2008. URL <http://www.atmos-chem-phys.net/8/983/2008/>.
- G. Vaughan and D. P. Wareing. Stratospheric aerosol measurements by dual polarisation lidar. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 4(11/12):2441–2447, 2004. doi: 10.5194/acp-4-2441-2004. URL <http://www.atmos-chem-phys.net/4/2441/2004/>.
- Andrew T. Young. Rayleigh scattering. *Appl. Opt.*, 20(4):533–535, Feb 1981. doi: 10.1364/AO.20.000533. URL <http://ao.osa.org/abstract.cfm?URI=ao-20-4-533>.

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, 16. August 2013