

UNIVERSITÄT LEIPZIG

Fakultät für Physik und Geowissenschaften

Diplomarbeit

**Untersuchungen zu vertikalen Aerosolprofilen
nordöstlich von Peking anhand von Messungen
mit dem Raman–Lidar Polly**

zur Erlangung des akademischen Grades
Diplom–Meteorologe

Eingereicht von
Andreas Hänel
am 01.06.2011

Gutachter:
Prof. Dr. A. Macke
PD. Dr. A. Ansmann

Inhaltsverzeichnis

Einleitung	5
1 Lidargrundlagen und Raman-Lidar Polly	9
1.1 Streuprozesse in der Atmosphäre	9
1.2 Raman-Lidar Polly	10
1.2.1 Aufbau und Funktion	10
1.2.2 Lidargleichung	12
1.2.3 Raman-Lidargleichung	14
1.2.4 Überlappungsfunktion	18
1.2.5 Totzeitkorrektur	19
1.3 Abgeleitete Größen	22
1.3.1 PGS-Höhe und maximale Höhe des detektierten Aerosols	22
1.3.2 Optische Dicke des Aerosols	23
1.3.3 Sichtweite und Lidarverhältnis in der PGS	24
2 Messstandort und dominante Strömungsmuster	25
2.1 Messstandort Shang Dian Zi	25
2.2 Überblick über die Messungen	30
2.3 Advektion der Luftmassen und Clustereinteilung	33
3 Messbeispiele	39
3.1 Anströmung aus dem unverschmutzten Norden	40
3.2 Anströmung aus dem Bereich der Megacity Peking	45

3.3	Anströmung oberhalb der PGS aus Wüstenbereichen	50
4	Ergebnisse der Clusteranalyse	57
4.1	Vertikale Aerosolstruktur	57
4.1.1	Höhe der planetaren Grenzschicht	57
4.1.2	Maximale Höhe des detektierten Aerosols	59
4.2	Optische Dicke des Aerosols	60
4.2.1	Optische Dicke des Aerosols in der Grenzschicht	61
4.2.2	Optische Dicke aller Aerosolschichten	62
4.2.3	Beitrag abgehobener Aerosolschichten zur optischen Dicke	65
4.3	Sichtweite	66
4.4	Lidarverhältnis in der Grenzschicht	68
5	Zusammenfassung	71
	Tabellenverzeichnis	73
	Abbildungsverzeichnis	75
	Literaturverzeichnis	77

Einleitung

China ist das drittgrößte Land der Erde und die im Moment am stärksten wachsende Volkswirtschaft der Welt. China steht aber auch immer wieder im Fokus der Weltöffentlichkeit bezüglich des Schadstoffausstoßes und anderer umweltrelevanter Themen. Daher wurden unter anderem in China in den letzten Jahren eine Vielzahl von Messungen zur Bestimmung von atmosphärischen Partikeleigenschaften durchgeführt. Hierbei ging es hauptsächlich um die Bestimmung der optische Eigenschaften, der chemischen Zusammensetzung und der Größenverteilungen der atmosphärischen Partikel. Unter anderem wurden Messungen in dicht besiedelten Gebieten wie der „Megacity“ Peking und anderen Metropolen in China durchgeführt. Dort herrscht eine starke anthropogene Partikelbelastung durch die Emissionen von Verkehr und Industrie (Streets et al. (2003); Sun et al. (2004); Tesche et al. (2007); Lee und Kim (2010); Zhang et al. (2011) und He et al. (2011)).

Zusätzlich zu Messungen in großen Ballungsgebieten mit einem hohen anthropogenen Einfluss wurde an Orten gemessen, an denen der Einfluss durch natürliche Partikelquellen, wie die Wüsten Gobi und Taklamakan, sehr groß ist (Sun et al. (2001) und Jin et al. (2010)). Es wurde herausgefunden, dass der Transport von Wüstenstaub in der Atmosphäre über China hauptsächlich von den Druckverhältnissen in der Mongolei abhängig ist, und dass der Wüstenstaub über große Distanzen bis z.B. Peking transportiert werden kann (Lee und Kim (2010) und Chenbo et al. (2008)). Bei starken Staubereignissen führt dies zu einer zusätzlichen starken Partikelbelastung in Peking (Papayannis et al., 2007).

Die Kenntnis des Transports atmosphärischer Partikel, deren optische Eigenschaften sowie deren chemische Zusammensetzung ist die Grundlage für ein besseres Verständnis der Wechselwirkung zwischen den atmosphärischen Partikeln und der auf sie einwirkenden Strahlung. Diese Strahlungswechselwirkung der Partikel, die sich in einen direkten und einen indirekten Aerosoleffekt unterteilt, beeinflusst den Strahlungshaushalt der Atmosphäre (Forster et al. (2007) und Myhre (2009)). Mit dem direkten Aerosoleffekt wird die direkte Wechselwirkung der Partikel mit der Strahlung beschrieben. Der Einfluss der Partikel auf die Wolkenbildung und die damit sich ändernden Strahlungseigenschaften

der Wolke wird indirekter Aerosoleffekt genannt. Hierbei spielt hauptsächlich die Partikelkonzentration eine Rolle. Ein Ansteigen der Konzentration von Wolkenkondensationskernen führt dazu, dass sich mehr kleinere Tropfen in der Wolke bilden und so die Rückstreuungseigenschaften der Wolke verändert werden.

Diese Effekte sind bis heute noch nicht vollständig verstanden (Yohe et al., 2007). Das Verständnis dieser Prozesse ist jedoch wichtig, um klimatisch großräumige Phänomene wie die Klimaerwärmung beschreiben zu können. Hierbei wird gerade durch das Zutun des Menschen in Form der Emission von klimabeeinflussenden Gasen wie Kohlenstoffdioxid (CO_2), Wasserdampf, Methan (CH_4) und Ozon (O_3) ein nicht zu vernachlässigender Anteil zur Klimaerwärmung beigetragen. Der Einfluss anthropogener wie natürlich erzeugter Partikel auf das Klima ist schwieriger zu verstehen. Hierbei könnte der vermehrte Eintrag von Partikeln in die Atmosphäre zu einer Abschwächung der Klimaerwärmung führen (Feichter, 2003).

Um weitere Erkenntnisse zum besseren Verständnis der Wechselwirkungsprozesse zwischen Partikel und Strahlung zu erlangen, wurde das Projekt EUCAARI (European Integrated Project on Aerosol Cloud Climate Air Quality Interaction) ins Leben gerufen (Kulmala et al., 2009). Unter anderem arbeiten hierbei verschiedene europäische Forschungsgruppen mit Forschern aus Entwicklungsländern zusammen. Insgesamt ergab sich ein Netzwerk von 48 Partnern aus 25 Ländern.

Die Messungen, die im Rahmen dieser Diplomarbeit ausgewertet wurden, erfolgten im Rahmen des Projekts EUCAARI und fanden bei Shang Dian Zi (SDZ) in Nordchina statt. SDZ liegt 100 km nordöstlich von Peking und ist eine regionale GAW-Messstation (Global Atmosphere Watch), die eng mit dem chinesischen Wetterdienst zusammenarbeitet und der „Chinese Academy of Science“ unterstellt ist. Die Lage des Standorts macht es möglich, dass bei südlicher Anströmung anthropogenes Partikelmaterial aus dem Raum Peking und anderen Metropolen Chinas am Messstandort gemessen werden kann, bei westlicher Anströmung mit Wüstenstaub beladene Luftmassen zum Messstandort getragen werden können und dass bei nördlicher Anströmung saubere kontinentale Luftmassen zum Messstandort transportiert werden können. Folglich herrschen am Messstandort sehr unterschiedliche Aerosolbedingungen, u.a. sind Messungen zum Hintergrund-aerosol möglich. Die Messung von Hintergrundaerosol war eines der Ziele des Projekts EUCAARI.

Die Messungen wurden mit dem Raman-Lidar Polly (POrtable Lidar sYstem) durchgeführt (Engelmann (2003); Rhone (2004); Althausen et al. (2004) und Althausen et al. (2009)). Polly ist ein automatisch messendes System. Dadurch kann wetterunabhängig (im Falle von Regen, wird automatisch die Messung beendet) rund um die Uhr gemes-

sen werden. Dieses Merkmal macht das kleine und kompakte Lidar zu einem idealen Messgerät für Langzeitmessungen, wie u.a. von Baars et al. (2008) gezeigt wurde. Dadurch war es möglich, kontinuierliche Messungen in einem Zeitraum von einem Jahr, und zwar von April 2009 bis März 2010 durchzuführen. Das besondere an den Messungen mit Polly ist, dass zeitlich und vertikal aufgelöste Profile des Partikelrückstreu- und Partikelextinktionskoeffizienten gemessen werden. Die bisherigen Messungen am Messstandort SDZ sind entweder Messungen der Partikeleigenschaften und klimarelevanter Gase in Bodennähe oder der gesamten Atmosphärensäule. Folglich können keine Aussagen über die vertikale Variation der jeweils gemessenen Größen gemacht werden (Lin et al. (2008); Meng et al. (2009); Che et al. (2009) und Shen et al. (2010)). Daher wurden zum ersten Mal Langzeitmessungen der vertikalen Aerosolstruktur am Messstandort SDZ durchgeführt. Ziel dieser Messungen und dieser Diplomarbeit waren Untersuchungen zum Zusammenhang von vertikalen Profilen optischer Partikeleigenschaften und atmosphärischen Transporten.

Diese Diplomarbeit untergliedert sich in fünf Kapitel. In Kapitel 1 werden die Grundlagen der Messung mit dem Lidar Polly erläutert. Hierbei wird die Raman-Methode zur Auswertung der gemessenen Daten erklärt. Des Weiteren wird das Problem der Überlappungskorrektur ausführlich diskutiert. Außerdem wurde im Rahmen dieser Diplomarbeit eine Korrektur von Sättigungseffekten bei hohen Signalintensitäten (Totzeitkorrektur) in das Auswerteprogramm eingearbeitet. Eine Totzeitkorrektur ist insbesondere in den unteren 1000 m einer Messung nötig. In Kapitel 2 wird der Messstandort SDZ vorgestellt und eine Charakterisierung der Anströmungsrichtungen über die gesamte Messperiode erstellt. Die hierbei ermittelten drei Hauptanströmungsverhältnisse wurden für die Auswahl der drei Messbeispiele in Kapitel 3 genutzt. Für Anströmungen aus südlicher, westlicher und nördlicher Richtung wird jeweils eine Messung vorgestellt. Mit Hilfe der Messungen, der Anströmungsrichtungen und verschiedenen Modelldaten wurden die optischen Partikeleigenschaften in den jeweiligen Luftschichten untersucht und interpretiert. Eine statistische Auswertung aller Messungen in China wird in Kapitel 4 präsentiert. Dabei werden die aus den einjährigen Lidarmessungen abgeleiteten Größen bezüglich Anströmungsrichtungen und Jahreszeiten statistisch diskutiert. Die daraus resultierenden Ergebnisse geben einen Überblick über die am Messstandort im Laufe eines Jahres auftretenden atmosphärischen Partikelverhältnisse. In Kapitel 5 werden die wichtigsten Punkte dieser Arbeit zusammengefasst.

Kapitel 1

Lidargrundlagen und Raman-Lidar

Polly

In diesem Kapitel werden zuerst die Grundlagen der atmosphärischen Streuung erklärt. Dann folgt eine Beschreibung des Messgeräts sowie des Messverfahrens, das Grundlage dieser Diplomarbeit ist. Außerdem wird auf Probleme, die während der Messanalyse entstanden sind, eingegangen. Als letztes werden die Messgrößen, die aus den Messungen abgeleitet und zur weiteren Analyse verwendet werden, vorgestellt.

1.1 Streuprozesse in der Atmosphäre

Licht interagiert auf sehr unterschiedliche Art mit Bestandteilen in der Atmosphäre. Es wird an Aerosolen und Molekülen gestreut und teilweise absorbiert. Die elektromagnetische Strahlung wechselwirkt hierbei mit den in den atmosphärischen Bestandteilen vorhandenen Ladungsträgern. Für die Messungen mit einem Lidar (Light Detection And Ranging) spielt die Streuung eine relevante Rolle.

Zwei Arten von Streuprozessen werden unterschieden—die elastische und die inelastische Streuung. Bei der elastischen Streuung ist die Wellenlänge λ der einfallenden Strahlung gleich der Strahlung, welche vom Streukörper gestreut wird. Sie wird unterteilt in Rayleigh-Streuung und Mie-Streuung. Wenn der Durchmesser des Moleküls viel kleiner als die Wellenlänge des gestreuten Lichts ist, wird von Rayleigh-Streuung gesprochen. Da 99% der Atmosphäre aus molekularem Stickstoff und Sauerstoff besteht, sind diese Moleküle die Hauptquelle für Rayleigh-gestreutes Licht. Der Streuquerschnitt ist proportional zu λ^{-4} .

Die Mie-Streuung ist nicht auf eine bestimmte Größe des Streuobjekts begrenzt. Sie um-

fasst auch den Bereich der Rayleigh-Streuung. Bei sehr großen Partikeln ist die Streuintensität unabhängig von der Wellenlänge. Wenn die Wellenlänge der einfallenden Strahlung und der Partikeldurchmesser eine ähnliche Größenordnung besitzen, ist die Intensität der Streustrahlung stark wellenlängenabhängig (Weitkamp, 2005). Bei Lidarmessungen wird die elastische Streuung an Aerosolen ausgenutzt.

Bei der inelastischen Streuung, auch Raman-Streuung genannt, ist die Wellenlänge der einfallenden Strahlung ungleich der Wellenlänge der gestreuten Strahlung. Die Ursache hierfür liegt in der Veränderung der Polarisierbarkeit des Streukörpers aufgrund von mechanischen Schwingungen, welche die Atome ausführen. Dabei kommt es zur Veränderung des Vibrations-Rotationszustands des Streuobjekts durch das einfallende Photon. Es kann während des Streuprozesses Energie absorbiert werden, wodurch die bestrahlten Objekte einen höheren Energiezustand annehmen. Die Frequenz des gestreuten Photons sinkt hierbei (Stokes-Raman-Streuung). Es kann aber auch der Fall eintreten, dass Energie an das Photon abgegeben wird. Als Folge wird die Energie des Streukörpers gesenkt und die Frequenz des gestreuten Photons erhöht (Anti-Stokes-Raman-Streuung). Die Frequenzverschiebung von einfallender und gestreuter Strahlung ist in der Atmosphäre typisch für Gase wie z.B. Stickstoff- oder Wassermoleküle und wird deswegen bei Lidarmessungen ausgenutzt. Weiterführende Informationen zum Thema Streuung können nachgelesen werden unter Haken und Wolf (1998).

1.2 Raman-Lidar Polly

1.2.1 Aufbau und Funktion

Das Raman-Lidar Polly (siehe Abbildung 1.1) ist ein biaxiales System, d.h. Empfänger und Sender sind nebeneinander angeordnet. Die Sendeeinheit (siehe Abbildung 1.2) besteht aus einem Nd:YAG-Laser, dessen ausgesendetes Licht frequenzverdoppelt wird. Somit kann Licht mit einer Wellenlänge von 532 nm mit einer Energie von 120 mJ und einer Pulsfrequenz von 15 Hz emittiert werden. Des Weiteren beinhaltet die Sendeeinheit eine Strahlaufweitung, die die Divergenz des Lasers auf einen Wert von unter 0.5 mrad verringert.

Die Empfangseinheit (siehe Abbildung 1.2) besteht aus einem Hauptspiegel mit einem Durchmesser $d_s = 200$ mm, der das zurückgestreute Licht auffängt und über einen Umlenkspiegel auf eine Irisblende fokussiert. Die Änderung des Durchmessers der Irisblende zwischen 1 und 3 mm führt dazu, dass das Gesichtsfeld des Empfängers zwischen 1.25 und 3.75 mrad variiert werden kann. Hinter der Blende wird das Licht durch eine plankon-

vexe Linse geleitet und von einem weiteren Umlenkspiegel auf einen Strahlteiler gelenkt. Dieser trennt den Strahl in das ursprünglich ausgesendete (532 nm) und das durch Streuung an Stickstoff-Molekülen Raman-verschobene Licht (607 nm) auf. Die beiden nun existierenden Strahlen passieren noch Neutralfilter, die das Licht so weit abschwächen, dass Photomultiplier die einzelnen Photonen detektieren können. Der Photomultiplier wandelt dann das Licht in elektrische Pulssignale um, welche auf einer Zählerkarte im Messrechner (siehe Abbildung 1.1) zeitaufgelöst abgespeichert werden. Daraus resultiert eine räumlichen Auflösung des Signals von 37.5 m. Zur Vermeidung spiegelnder Reflexionen an Eiskristallen wird der Laserstrahl unter einem Zenitwinkel von 5° ausgesendet.

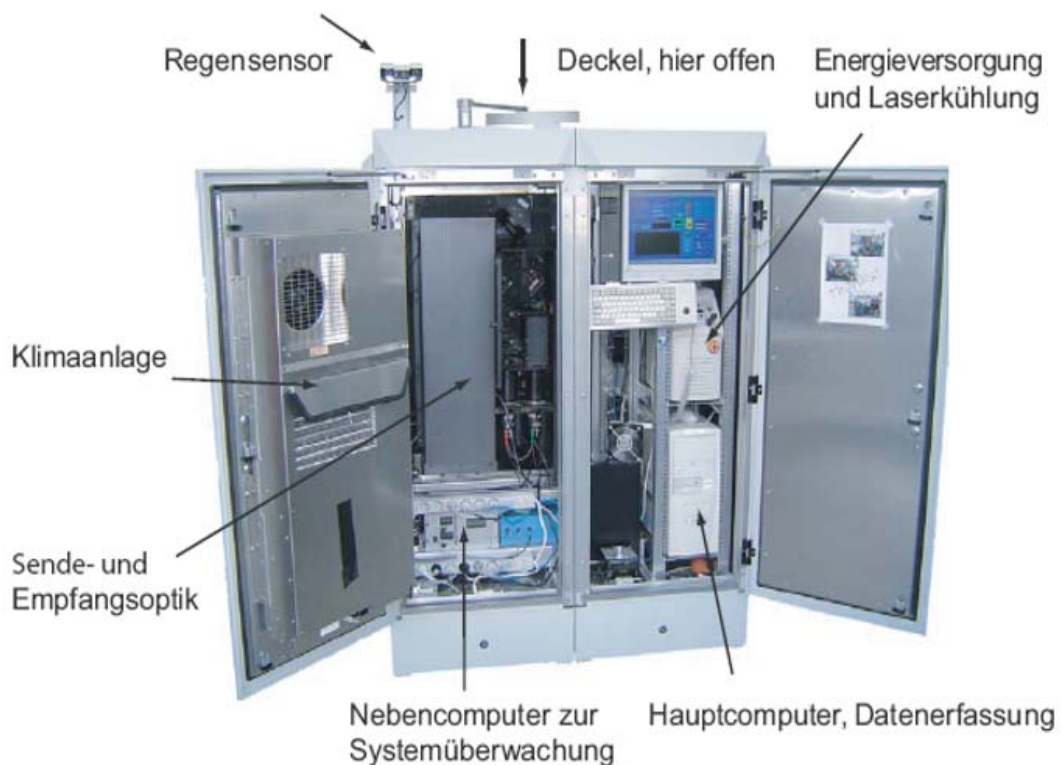


Abbildung 1.1: Bild des Mini-Raman-Lidars Polly. Das System ist in einem wetterfesten, klimatisierten Schrank eingebaut.

In Abbildung 1.1 ist zu erkennen, dass zusätzlich zur Sendeeinheit eine Klimaanlage, welche eine konstante Temperatur im Messschrank gewährleistet, fest verbaut ist. Ein integrierter Messcomputer steuert die Messung und speichert die gemessenen Daten ab. Dies, in Kombination mit den an der Außenseite befindlichen Regen-, Temperatur- und Drucksensoren, sowie dem bei Regen automatisch schließenden Dach, gewährleistet automatisch durchführbare Langzeitmessungen.

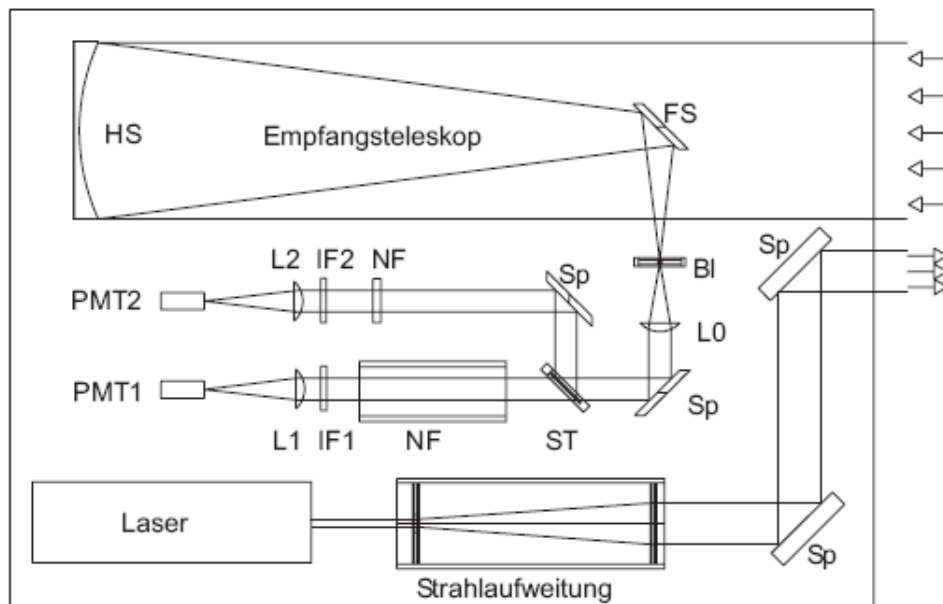


Abbildung 1.2: Schematischer Aufbau von Sende- und Empfangseinheit vom Polly. Die Optik besteht aus einem Hauptspiegel (HS), einem Umlenkspiegel (FS), einer Blende (Bl), Linsen (L0, L1 und L2), weiteren Umlenkspiegeln (Sp), einem Strahlteiler (ST), Neutralfiltern (NF), Interferenzfiltern (IF) und Photomultipliern (PMT1 und PMT2).

1.2.2 Lidargleichung

Das Lidar nutzt die Theorie der Laserpuls-Laufzeitmessung aus. Die vom Lidar mit der Geschwindigkeit c ausgesendeten Lichtpulse werden in der Atmosphäre an verschiedenen Bestandteilen wie Molekülen oder Partikeln gestreut. Das unter 180° zurückgestreute Licht wird vom Detektor aufgefangen. Über die Messung der Laufzeit t des zurückgestreuten Lichts lässt sich die Entfernung R des Streuers bestimmen:

$$R = \frac{tc}{2}. \quad (1.1)$$

Das durch elastische Streuung erzeugte Lidarsignal des Systems Polly (bei 532 nm) ergibt sich aus der Lidargleichung (Weitkamp, 2005):

$$P(R) = KG(R)\beta(R)T(R). \quad (1.2)$$

Der erste Faktor K ist eine Systemkonstante des Lidarsystems. Sie ist definiert über:

$$K = P_0 \frac{ct_p}{2} A\eta. \quad (1.3)$$

P_0 ist hierbei die gemittelte Energie eines Laserpulses, t_p die zeitliche Pulslänge, A die Fläche der primären Empfangsoptik, welche verantwortlich für das Auffangen des zurückgestreuten Lichts ist, und η die Systemeffizienz. Sie beinhaltet die optische Effizienz aller Elemente vom Hauptspiegel bis zum PMT sowie die Nachweiseffizienz der Detektoren und des Datenakquisitionssystems.

Im zweiten Faktor wird die Entfernungsabhängigkeit zusammengefasst:

$$G(R) = \frac{O(R)}{R^2}. \quad (1.4)$$

Er beinhaltet die Überlappungsfunktion $O(R)$, welche im Nahbereich der Messung wichtig wird. $O(R)$ beschreibt die Überlappung des vom Laser beleuchteten Volumens mit dem Gesichtsfeld des Detektors. Eine totale Abbildung des Laserstrahls auf dem Detektor wird über $O(R) = 1$ definiert. Dies tritt ab einer bestimmten Entfernung auf. Unterhalb dieses Bereichs muss das Lidarsignal mithilfe der Überlappungsfunktion $O(R) \neq 1$ korrigiert werden. Dies wird in Abschnitt 1.2.4 beschrieben. Der Faktor R^{-2} drückt die quadratische Abnahme der Signalintensität mit der Entfernung R aus. Diese kommt zu Stande, da die Fläche des Empfangsteleskops einen Teil der Kugeloberfläche mit dem Radius R ausmacht, welche das Streuvolumen umschließt und sich die Kugeloberfläche mit dem Quadrat der Entfernung vergrößert.

Der dritte Faktor ist der Rückstreukoeffizient. Er gibt an, wieviel Licht hin zum Empfangsteleskop bei 180° gestreut wird. Er ist definiert über:

$$\beta(R, \lambda) = \sum_j N_j(R) \frac{d\sigma_{j,\text{streu}}}{d\Omega}(\pi, \lambda). \quad (1.5)$$

Die Größe N_j repräsentiert die Konzentration der Streuer von der Art j im Volumen, welches vom Laser bestrahlt wird. Der Quotient $\frac{d\sigma_{j,\text{streu}}}{d\Omega}(\pi, \lambda)$ beschreibt den differentiellen Streuquerschnitt des Streuers für die Rückwärtsrichtung bei der Wellenlänge λ . Summiert wird über alle Arten von Streuern j .

Da in der Atmosphäre Streuprozesse an Molekülen und Partikeln gleichermaßen auftreten, wird der Rückstreukoeffizient in der Form

$$\beta(R, \lambda) = \beta_{\text{mol}}(R, \lambda) + \beta_{\text{aer}}(R, \lambda) \quad (1.6)$$

geschrieben. Die hauptsächlich streuenden Moleküle in der Atmosphäre sind N_2 und O_2 . Sie machen 99% vom gesamten Gasgemisch der Atmosphäre aus und ihre Konzentration nimmt mit der Höhe ab. Als Folge nimmt auch die Molekülstreuung mit der Höhe sukzessive ab. Bei der Partikelstreuung ist dies nicht so einfach. Sie weist, durch das Vor-

handensein sich stark ändernder Partikelkonzentrationen in der Atmosphäre, eine starke Variabilität in unterschiedlichen Höhen auf.

Der Transmissionsterm $T(R, \lambda)$ ist definiert über:

$$T(R, \lambda) = \exp\left[-2 \int_0^R \alpha(r, \lambda) dr\right] \quad (1.7)$$

und beschreibt die Durchlässigkeit der Atmosphäre für Licht, welches vom Lidar ausgesendet wird. Der Faktor 2 ergibt sich, da das Licht einmal hin zum Streuer und dann vom Streuer zurück zum Lidar gelangen muss. Der Transmissionsterm kann Werte zwischen 0 und 1 annehmen. Beim Fall $T = 1$ findet vollständige Transmission statt, d.h. es kommt zu keiner Schwächung des emittierten und gestreuten Lichts. Bei $T = 0$ wird das Licht vollständig geschwächt und es kommt kein Signal am Empfänger an.

Der Extinktionsterm $\alpha(r, \lambda)$ in Gleichung (1.7) ist definiert als das Produkt aus Anzahlkonzentration N_j und Extinktionsquerschnitt $\sigma_{j,\text{ext}}$ für jeden einzelnen Streuer und ist in Gleichungsform wie folgt formuliert:

$$\alpha(R, \lambda) = \sum_j N_j(R) \sigma_{j,\text{ext}}(\lambda). \quad (1.8)$$

Für die Extinktion gilt:

$$\alpha(R, \lambda) = \alpha_{\text{mol,streu}}(R, \lambda) + \alpha_{\text{mol,abs}}(R, \lambda) + \alpha_{\text{aer,streu}}(R, \lambda) + \alpha_{\text{aer,abs}}(R, \lambda). \quad (1.9)$$

Hierbei steht $\alpha_{\text{mol,streu}}(R, \lambda)$ bzw. $\alpha_{\text{mol,abs}}(R, \lambda)$ für Extinktion verursacht durch Streuung bzw. Absorption an Molekülen und $\alpha_{\text{aer,streu}}(R, \lambda)$ bzw. $\alpha_{\text{aer,abs}}(R, \lambda)$ für Extinktion verursacht durch Streuung bzw. Absorption an Aerosolpartikeln. Durch Ausschreiben aller Terme kann die Lidargleichung (1.2) in folgender Form formuliert werden:

$$P(R, \lambda) = P_0 \frac{ct_p}{2} A \eta \frac{O(R)}{R^2} \beta(R, \lambda) \exp\left[-2 \int_0^R \alpha(r, \lambda) dr\right]. \quad (1.10)$$

1.2.3 Raman-Lidargleichung

Für den Fall der inelastischen Streuung, bei der es zu einer Wellenlängenverschiebung zwischen emittiertem Licht der Wellenlänge λ_0 und zurückgestreutem Licht der Wellen-

länge λ_{Ra} kommt, ändert sich die Lidargleichung (1.10) zu:

$$P(R, \lambda_{\text{Ra}}) = \frac{E_{\lambda_{\text{Ra}}}}{R^2} O(R, \lambda_{\text{Ra}}) \beta_{\text{Ra}}(R, \lambda_0) \times \exp \left\{ - \int_0^R [\alpha(r, \lambda_0) + \alpha(r, \lambda_{\text{Ra}})] dr \right\} \quad (1.11)$$

mit

$$E(\lambda_{\text{Ra}}) = \frac{P_0 c t_p}{2} A \eta_{\lambda_{\text{Ra}}}. \quad (1.12)$$

Der Term $\alpha(R, \lambda_0)$ beschreibt die Extinktion zwischen Lidar und streuendem Volumen bei der ausgesendeten Wellenlänge und der Term $\alpha(R, \lambda_{\text{Ra}})$ die Extinktion zwischen streuendem Volumen und Lidar bei der Raman-verschobenen Wellenlänge. $\beta_{\text{Ra}}(R, \lambda_0)$ steht für die molekulare Raman-Rückstreuung.

Polly detektiert das an Stickstoff-Molekülen inelastisch gestreute Licht (bei 607 nm). Der Raman-Rückstreckoeffizient ist dann definiert über:

$$\beta_{\text{Ra}}(R, \lambda_0) = N_{\text{Ra}}(R) \frac{d\sigma_{\text{Ra}}}{d\Omega}(\pi, \lambda_0), \quad (1.13)$$

wobei N_{Ra} die molekulare Stickstoff-Anzahldichte ist. Sie kann aus Temperatur- und Druckprofilen über aktuelle Radiosondenmessungen oder eine Standardatmosphäre bestimmt werden. Der Term $\frac{d\sigma_{\text{Ra}}}{d\Omega}(\pi, \lambda_0)$ ist der molekulare differentielle Querschnitt des Raman-Streuprozesses bei der Emissionswellenlänge λ_0 und dem Streuwinkel π . Durch Einsetzen von Gleichung (1.13) in Gleichung (1.11) ergibt sich mit $S = P(R, \lambda_{\text{Ra}}) R^2$ und nach Bildung des natürlichen Logarithmus und Differenzieren nach R folgende Gleichung:

$$\alpha(R, \lambda_0) + \alpha(R, \lambda_{\text{Ra}}) = \frac{d}{dR} \ln \frac{N_{\text{Ra}}(R)}{S(R, \lambda_{\text{Ra}})} + \frac{d}{dR} \ln O(R, \lambda_{\text{Ra}}). \quad (1.14)$$

Unter der Voraussetzung, dass die Überlappungsfunktion für große Entfernungen gleich 1 gesetzt werden kann, und nach Aufspaltung des Extinktionskoeffizienten in einen Molekül- und einen Partikelanteil ergibt sich für Gleichung (1.14):

$$\alpha_{\text{aer}}(R, \lambda_0) + \alpha_{\text{aer}}(R, \lambda_{\text{Ra}}) = \frac{d}{dR} \ln \frac{N_{\text{Ra}}(R)}{S(R, \lambda_{\text{Ra}})} - \alpha_{\text{mol}}(R, \lambda_0) - \alpha_{\text{mol}}(R, \lambda_{\text{Ra}}). \quad (1.15)$$

Als Nächstes kann über den Ångströmxponent $\mathring{a}(R)$, der wie folgt definiert wird:

$$\frac{\alpha_{\text{aer}}(\lambda_0)}{\alpha_{\text{aer}}(\lambda_{\text{Ra}})} = \left(\frac{\lambda_{\text{Ra}}}{\lambda_0} \right)^{\mathring{a}(R)}, \quad (1.16)$$

Gleichung (1.15) umgeschrieben werden. Als Ergebnis ergibt sich für die Extinktion:

$$\alpha_{\text{aer}}(R, \lambda_0) = \frac{\frac{d}{dR} \ln \frac{N_{\text{Ra}}(R)}{S(R, \lambda_{\text{Ra}})} - \alpha_{\text{mol}}(R, \lambda_0) - \alpha_{\text{mol}}(R, \lambda_{\text{Ra}})}{1 + \left(\frac{\lambda_0}{\lambda_{\text{Ra}}}\right)^{\dot{a}(R)}}. \quad (1.17)$$

Der Ångströmxponent beschreibt die spektrale Abhängigkeit der Extinktion. Für Partikel und Wassertropfen mit einem Durchmesser in der Größenordnung der Wellenlänge des Laserlichts, kann ein Ångströmxponent von $\dot{a}(R) = 1$ angenommen werden. Bei Eiskristallen wird ein Ångströmxponent von $\dot{a}(R) = 0$ zur Berechnung der Extinktion genutzt (Ansmann et al., 1992). Bei Über- oder Unterschätzung von $\dot{a}(R)$ um den Wert 0.5 führt dies zu einem relativen Fehler von ca. 5% (Weitkamp (2005); Ansmann et al. (1992)).

Der Bereich, in dem der Laserstrahl und das Gesichtsfeld des Empfangsteleskops vollständig überlappen, ist bei jedem Lidar unterschiedlich. Für den Bereich, wo die Überlappung nicht vollständig ist, also $O(R) \neq 1$ ist, wird Gleichung (1.17) wie folgt formuliert:

$$\alpha_{\text{aer}}(R, \lambda_0) = \frac{\frac{d}{dR} \ln \frac{N_{\text{Ra}}(R)}{S(R, \lambda_{\text{Ra}})} - \alpha_{\text{mol}}(R, \lambda_0) - \alpha_{\text{mol}}(R, \lambda_{\text{Ra}}) + \frac{d}{dR} \ln O(R, \lambda_{\text{Ra}})}{1 + \left(\frac{\lambda_0}{\lambda_{\text{Ra}}}\right)^{\dot{a}(R)}}. \quad (1.18)$$

Die zu verwendenden Terme wie $N_{\text{Ra}}(R)$, $\alpha_{\text{mol}}(R, \lambda_0)$ und $\alpha_{\text{mol}}(R, \lambda_{\text{Ra}})$ aus Gleichung (1.18) lassen sich, wie schon erwähnt, mit Hilfe der Profilmessungen meteorologischer Parameter wie Druck und Temperatur oder aus Daten der Standardatmosphäre bestimmen. Hierbei können bei der Bestimmung der Extinktion Unsicherheiten bei Temperaturinversionen auftreten (Ansmann et al., 1992). Förderlich ist auch die Abwesenheit von Wolken während des Messzeitraums. Besonders erwähnenswert ist außerdem, dass bei der inelastischen Rückstreuung die Signale des gestreuten Lichts etwa drei Größenordnungen kleiner sind als die Signale bei Rayleighstreuung und je nach Partikelkonzentration vier bis fünf Größenordnungen kleiner als Signale des Grenzschichtaerosols. Aus diesem Grund werden Raman-Messungen nachts durchgeführt. Dann ist das Hintergrundsignal der Atmosphäre so gering, dass ein ausreichend großes Signal-zu-Rausch-Verhältnis existiert.

Aus Gleichung (1.10) und (1.11) kann der Partikelrückstreukoeffizient berechnet werden. Dafür wird das Verhältnis aus inelastischem und elastischem Signal in der Höhe R und in einer Referenzhöhe R_0 gebildet:

$$\frac{P(R_0, \lambda_{\text{Ra}})P(R, \lambda_0)}{P(R_0, \lambda_0)P(R, \lambda_{\text{Ra}})}. \quad (1.19)$$

Nach Einsetzen der jeweiligen Lidargleichungen und umstellen nach $\beta(R, \lambda_0)$ erhat man:

$$\begin{aligned} \beta_{\text{aer}}(R, \lambda_0) + \beta_{\text{mol}}(R, \lambda_0) = \\ [\beta_{\text{aer}}(R_0, \lambda_0) + \beta_{\text{mol}}(R_0, \lambda_0)] \frac{P(R_0, \lambda_{\text{Ra}})P(R, \lambda_0)}{P(R_0, \lambda_0)P(R, \lambda_{\text{Ra}})} \frac{N_{\text{Ra}}(R)}{N_{\text{Ra}}(R_0)} \\ \times \frac{\exp \left\{ - \int_{R_0}^R [\alpha_{\text{aer}}(r, \lambda_{\text{Ra}}) + \alpha_{\text{mol}}(r, \lambda_{\text{Ra}})] dr \right\}}{\exp \left\{ - \int_{R_0}^R [\alpha_{\text{aer}}(r, \lambda_0) + \alpha_{\text{mol}}(r, \lambda_0)] dr \right\}}. \end{aligned} \quad (1.20)$$

Zur Lösung dieser Gleichung muss ein Referenzwert $\beta_{\text{aer}}(R_0, \lambda_0)$ für die Partikel-rückstreuung in der Höhe R_0 gefunden werden. Diese Höhe, auch Referenzhöhe genannt, sollte in einem Bereich liegen, wo Partikelrückstreuung im Vergleich zu Molekül-rückstreuung vernachlässigbar ist. Dies ist meistens in der oberen, unverschmutzten Troposphäre erfüllt. Da bei sorgfalltigem optischen Design und guter Justierung die Überlappungsfunktionen für beide Signalkanäle übereinstimmen, kürzen sich diese in Gleichung (1.20) heraus, und es lässt sich der Rückstreukoeffizient selbst in geringer Entfernung vom Lidar bestimmen.

Als weitere Größe lässt sich durch Verhältnisbildung der beiden berechneten Größen $\alpha_{\text{aer}}(R, \lambda_0)$ und $\beta_{\text{aer}}(R, \lambda_0)$ das Lidarverhältnis L_{aer} berechnen. Es ist definiert über

$$L_{\text{aer}}(R, \lambda_0) = \frac{\alpha_{\text{aer}}(R, \lambda_0)}{\beta_{\text{aer}}(R, \lambda_0)} \quad (1.21)$$

und ist abhängig von Form, chemischer Zusammensetzung und Größenverteilung der Partikel und der Wellenlänge des gestreuten Lichts. Durch diese Abhängigkeit können Rückschlüsse auf die Art der gemessenen Partikel gezogen werden. Das Lidarverhältnis von Partikeln liegt normalerweise zwischen 10 und 100 sr (Doherty et al., 1999). Eine Charakterisierung der Partikel anhand des Lidarverhältnisses allein ist nicht möglich. Wenn aber ein Anhaltspunkt für den Partikeltyp existiert, z.B. Rückwärtstrajektorien, die Abschätzungen der Aerosolhistorie und ihrer Quellgebiete liefern können, ist es leichter L_{aer} einzuordnen. Werte des L_{aer} von 30–60 sr stehen im Allgemeinen für anthropogene, wenig absorbierende Partikel. Liegt das L_{aer} im Bereich von 60–70 sr, handelt es sich um stark absorbierende Partikel z.B. Ruß. Lidarverhältnisse zwischen 20 und 30 sr charakterisieren große Partikel wie Seesalz. Es wurden aber auch schon Werte von über 100 sr in stark verschmutzten abgehobenen Schichten gemessen (Franke et al., 2001). Werte des L_{aer} bei 532 nm für verschiedene Aerosolarten sind in Tabelle 1.1 aufgeführt (Müller et al., 2007).

Tabelle 1.1: Lidarverhältnis von Aerosoltypen bei 532 nm.

Aerosoltyp	Lidarverhältnis [sr]
marin, Nordatlantik	23 ± 3
Arktischer Dunst	60 ± 12
Wüstenstaub (Gobi)	35 ± 5
verschmutzt, kontinental (Peking)	38 ± 7

1.2.4 Überlappungsfunktion

Im Folgenden wird die Bestimmung der Überlappungsfunktion $O(R, \lambda_{\text{Ra}})$ diskutiert. Die Überlappungsfunktion kann experimentell auf verschiedene Arten bestimmt werden, zum einen iterativ und zum anderen analytisch (Wandinger und Ansmann, 2002). Im Zuge dieser Arbeit wurde die analytische Variante verwendet. Dazu wird Gleichung (1.11) nach $O(R, \lambda_{\text{Ra}})$ umgestellt:

$$O(R, \lambda_{\text{Ra}}) = \frac{P(R, \lambda_{\text{Ra}})R^2}{E_{\lambda_{\text{Ra}}} \beta_{\text{Ra}}(R, \lambda_0) \exp \left\{ - \int_0^R [\alpha(r, \lambda_0) + \alpha(r, \lambda_{\text{Ra}})] dr \right\}}. \quad (1.22)$$

Der Rückstreukoeffizient $\beta_{\text{Ra}}(R, \lambda_0)$ wird aus Gleichung (1.13), berechnet. Die molekularen Transmissionsterme werden über Radiosondendaten oder modellierte Temperatur- und Druckprofile bestimmt. Die Partikeltransmission wird über den Partikelrückstreukoeffizienten mit Hilfe von Gleichung (1.20) ermittelt. Die Partikelextinktion und die daraus resultierende Partikeltransmission ergibt sich durch Umstellen von Gleichung (1.21) nach $\alpha_{\text{aer}}(R, \lambda_0)$. Da der Partikelrückstreukoeffizient nun bekannt ist, muss zur Lösung von Gleichung (1.21) ein Lidarverhältnis ermittelt werden. Im Bereich, in dem die Überlappung noch nicht komplett ist, muss ein Lidarverhältnis abgeschätzt werden. Eine Hilfe ist das über die Raman-Methode ermittelte Lidarverhältnis im Bereich vollständiger Überlappung. Um große Fehler bei der Abschätzung des Lidarverhältnisses zu vermeiden, sollte eine Partikeltransmission > 0.9 während der Messung vorhanden sein (Wandinger und Ansmann, 2002). Dadurch ist die Bestimmung von $O(R, \lambda_{\text{Ra}})$ fast unabhängig von der Transmissionskorrektur und demzufolge von dem angenommenen Lidarverhältnis. Dies war in den meisten Fällen bei SDZ nicht der Fall. Besonders die unteren Atmosphärenschichten waren sehr verschmutzt, sodass die Annahme des Lidarverhältnisses einen entscheidenden Einfluss auf die Überlappungsfunktion hatte. Am 29.8.2009, 1705 UTC, herrschten relativ saubere Verhältnisse. Die Partikeltransmission lag etwa bei 0.81. Zur Bestimmung der Überlappungsfunktion wurde nach detaillierter Analyse ein Lidarverhältnis von 40 sr angenommen. Die errechnete Überlappungsfunktion ist in Abbildung 1.3 (schwarze Kurve) dargestellt. Der Verlauf der Überlappungsfunktion zeigt, dass ab

einer Höhe von 470 m die Überlappung komplett ist. Unterhalb von 470 m geht der Strahl sehr schnell aus dem Gesichtsfeld des Empfangsteleskops, daher ist eine Überlappungskorrektur zwischen 100 m und 470 m sehr fehlerbehaftet und wurde bei der Analyse der Daten nicht genutzt. Zusätzlich wurde noch für weitere Lidarverhältnisse (siehe Abb. 1.3) die Überlappungsfunktion berechnet. Hierbei wird die starke Abhängigkeit der Überlappungsfunktion vom Lidarverhältnis deutlich.

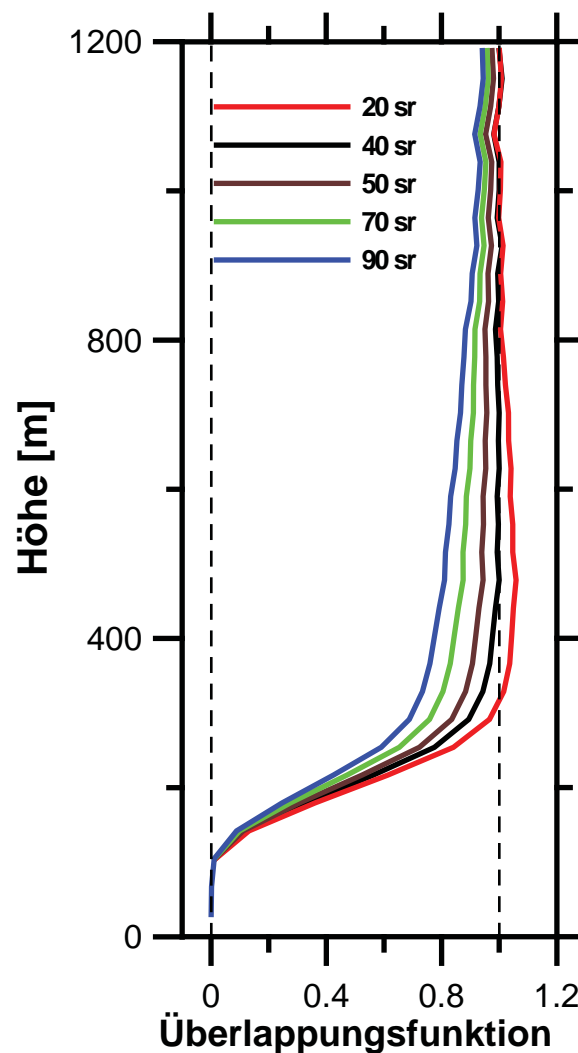


Abbildung 1.3: Verlauf der Überlappungsfunktion vom Raman-Lidar Polly vom 29.8.2009, 1705 UTC für verschiedene Lidarverhältnisse.

1.2.5 Totzeitkorrektur

Bei der Bestimmung der Signalprofile wurde eine Totzeitkorrektur auf die Messdaten angewendet. Die Notwendigkeit dieser Korrektur wird in diesem Abschnitt erläutert.

Die Photomultiplier wandeln die ankommenden Lichtpulse in elektrische Pulse um. Das

Problem besteht darin, dass die einzelnen Photonen keinen zeitlich konstanten Abstand besitzen und nur separat gezählt werden können, wenn die Zeit zwischen zwei aufeinander folgenden Lichtpulsen größer ist als die Totzeit t_T des Messsystems. Die Totzeit wurde bei Polly mit 4 ns bestimmt (Engelmann, 2003). Wenn der zeitliche Abstand zwischen zwei aufeinander folgenden Lichtpulsen kleiner als t_T ist, wird statt zwei Lichtpulsen nur einer gezählt. Es kommt also zu einer Unterschätzung der wirklichen Anzahl der Photonen.

Im Folgenden wird die Zählrate betrachtet. Die Zählrate beschreibt, wieviel Lichtpulse pro Sekunde gezählt werden. Hierbei ist N_M die gemessene Zählrate und N_W die wahre Zählrate. Der Zusammenhang wird durch

$$N_M = N_W \exp^{-t_T N_W} \quad (1.23)$$

beschrieben (Whiteman, 2003). Durch Gleichung (1.23) kann eine Korrektur des Zählfehlers erfolgen. Da N_M bekannt ist, liegt die Aufgabe darin, die wahre Zählrate auszurechnen. Gleichung (1.23) lässt sich jedoch nicht nach N_W auflösen. Deswegen wird ein iterativer Lösungsansatz verwendet. Dafür werden in Gleichung (1.23) für N_W verschiedene, hypothetische Zählraten eingesetzt. Begonnen wird mit einer Zählrate von 1 cps (cps bedeutet counts per second also Anzahl pro Sekunde) mit sukzessiver Erhöhung bis hin zu 100 Mcps (10^8 cps). In nächsten Schritt wird N_W in Abhängigkeit von N_M (siehe Abb. 1.4) dargestellt. Als Ergebnis kann eine Potenzfunktion fünften Grades interpoliert werden (Abbildung 1.4). Die Funktion zeigt, dass bei niedrigen Zählraten der Unterschied zwischen gemessener und wahrer Zählrate noch klein ist. Bei einem Beispielwert von $N_W = 1$ Mcps ergibt sich eine gemessene Zählrate von 0.99 Mcps. Je größer jedoch die gemessene Zählrate wird, desto mehr unterscheidet sie sich von der wahren Zählrate. Bei $N_W = 50$ Mcps ergibt sich $N_M = 40.94$ Mcps. Die Korrekturfunktion ermöglicht nun also die Umrechnung der gemessenen Zählrate in die wahre Zählrate. Durch Verhältnisbildung von N_W zu N_M erhält man als nächstes einen Korrekturfaktor, der nach Definition von N_W und N_M immer größer 1 ist und nach Multiplikation mit dem gemessenen Rohsignal des Lidars die Totzeitkorrektur abschließt. In Abb. 1.5 sind die Rückstreupprofile vom 21.11.2009, 1805 UTC für den korrigierten und unkorrigierten Fall gezeigt. Beim maximalen Rückstreukoeffizienten in den unteren 1000 m ergibt sich eine nicht zu vernachlässigende Diskrepanz von $0.64 \text{ Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$ und die damit vorhandene Notwendigkeit dieser Korrektur.

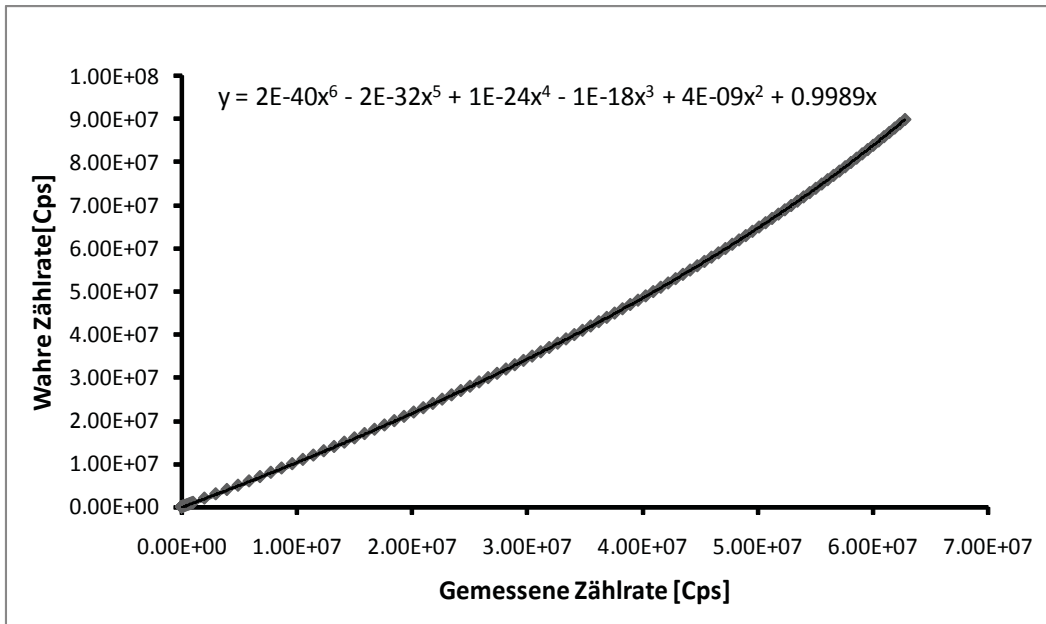


Abbildung 1.4: Verlauf der Korrekturfunktion für die Totzeitkorrektur.

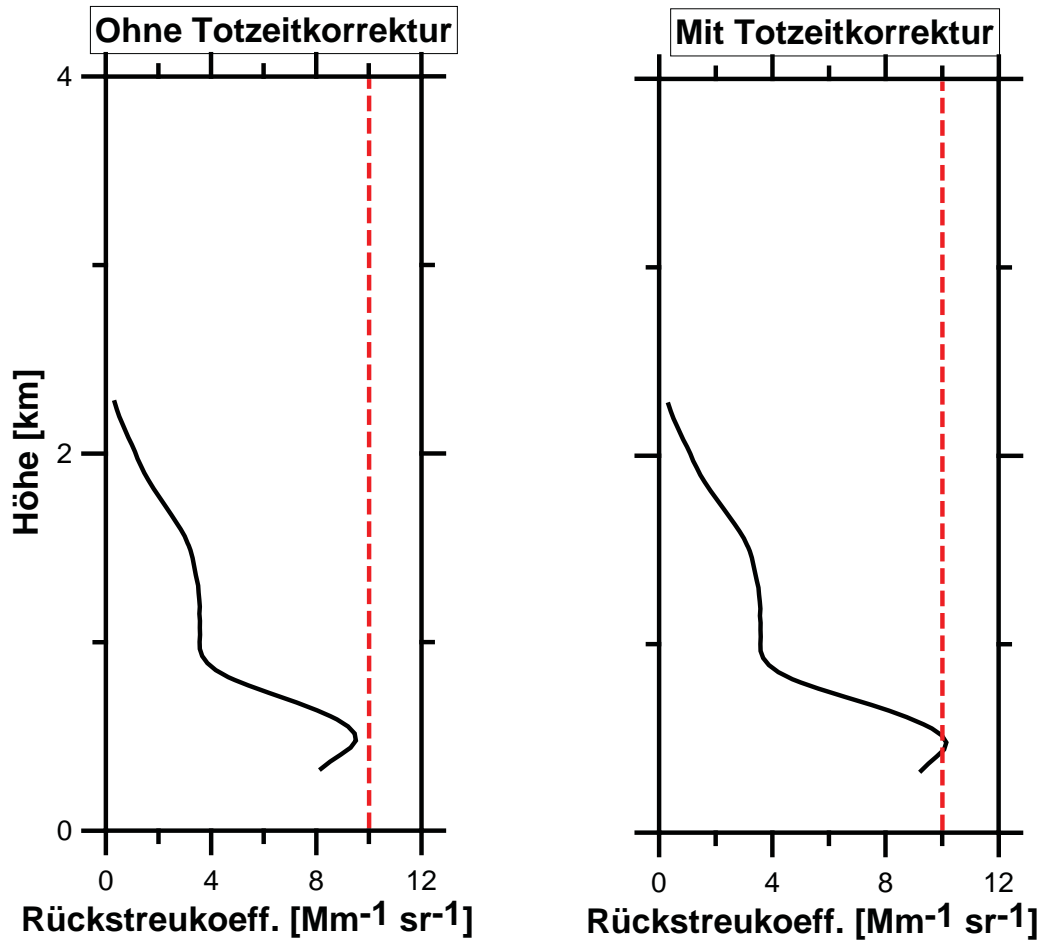


Abbildung 1.5: Vergleich der Rückstreukoeffizienten vom 21.11.2009, 1805 UTC, mit und ohne Totzeitkorrektur.

1.3 Abgeleitete Größen

Die drei Hauptgrößen, die aus dem Rohsignal berechnet wurden, sind der höhenaufgelöste Rückstreuoeffizient $\beta(R, \lambda)$, der höhenaufgelöste Extinktionskoeffizient $\alpha(R, \lambda)$, sowie das höhenaufgelöste Lidarverhältnis $L(R, \lambda)$. Aus den drei Profilen lassen sich weitere Größen ableiten. Diese wurden über den gesamten Messzeitraum von April 2009 bis März 2010 statistisch ausgewertet und sollen zur genaueren Charakterisierung der atmosphärischen Verhältnisse am Messstandort beitragen.

1.3.1 PGS-Höhe und maximale Höhe des detektierten Aerosols

Zunächst wurden die Profile in einen Grenzschichtbereich und einen Bereich über der Grenzschicht (freie Troposphäre) unterteilt. In der Nacht (vorzugsweise wolkenlos) bildet sich am Boden, wie in Abbildung 1.6 dargestellt, durch negative Strahlungsbilanz eine stabile Bodenschicht (BS) aus (Kraus, 2008). Darüber gelagert befindet sich die Restschicht vom Tag (RS), die an ihrer Obergrenze durch eine Inversion begrenzt wird, welche einen Luftmassenaustausch mit der darüber liegenden nicht-turbulenten freien Troposphäre erschwert. Beide Schichten ergeben zusammen die planetare Grenzschicht (PGS) in der Nacht.

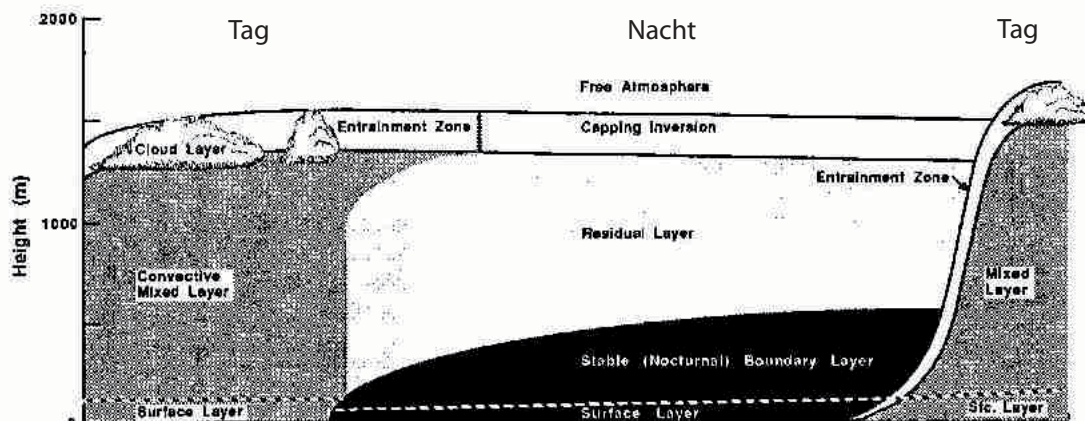


Abbildung 1.6: Schematische Darstellung der Grenzschichtentwicklung bei Tag und Nacht nach Stull (1988).

Die Höhe der nächtlichen Grenzschicht wird über das Signalprofil mit Hilfe der Gradientenmethode bestimmt (Menut et al., 1999). Dabei ist die Höhe, bei der der Anstieg des abstandskorrigierten Signals $\frac{d}{dR}[P(R)R^2]$ sein Minimum hat, definiert als die planetare Grenzschichthöhe. Beim Vorhandensein von Partikelschichten über der PGS konnte mit dieser Methode nicht immer eindeutig die PGS-Höhe bestimmt werden. Bei diesen

Fällen wären Radiosondenprofile zur Bestimmung der Temperaturinversion nützlich gewesen (Mattis et al., 2004). Diese standen uns in China nicht zur Verfügung.

Die zweite zu charakterisierende Höhe ist die maximale Höhe des detektierten Aerosols (Z_{\max}). Für das Vorhandensein einer signifikanten Aerosolbeladung wurde hier ein Grenzwert für den Rückstreukoeffizienten von $3 \cdot 10^{-4} \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ angesetzt. Bei Unterschreitung dieses Werts konnten im Rückstreuprofil keine klaren Strukturen mehr beobachtet werden. Zusätzlich muss darauf geachtet werden, dass Wolken, z.B. dünne Cirren, nicht als Aerosolschichten fehlinterpretiert werden. Da ein Cirrus ein Lidarverhältnis zwischen 20 und 30 sr aufweist und in Partikelschichten das Lidarverhältnis höher ist (Müller et al., 2007), können Cirren gut von Partikelschichten unterschieden werden.

1.3.2 Optische Dicke des Aerosols

Die optische Dicke des Aerosols ergibt sich aus der vertikalen Integration der Extinktionskoeffizienten (Weitkamp, 2005). Sie ist ein Maß für die Transmissivität der Atmosphäre:

$$\tau(\lambda) = \int_0^{\infty} \alpha(\lambda, z) dz. \quad (1.24)$$

Durch die Ausrichtung des Laserstrahls mit einem Zenitwinkel von 5° ist die Höhe z definiert als $z = R \cos 5^\circ$. In Abschnitt 1.2.4 wurde erwähnt, dass wegen der unvollständigen Überlappung nur Extinktionswerte ab einer Höhe von 470 m zur Verfügung stehen. Damit aber bei der Berechnung der optischen Dicke τ , siehe Gleichung (1.24), vom Boden aus integriert werden kann, wurde die Extinktion bis auf Bodenniveau extrapoliert. Dafür sind zwei Schritte nötig. Als erstes wird ausgenutzt, dass sich der Rückstreukoeffizient fast bis zum Boden berechnen lässt. Unter Zuhilfenahme eines in der Grenzschicht als konstant angenommenen Lidarverhältnisses lassen sich nach Umstellen der Gleichung (1.21) nach α , Extinktionswerte bis zur untersten Höhe berechnen, für die ein Rückstreukoeffizient vorliegt. Zuletzt wird nun der unterste Extinktionswert aus der letzten Berechnung als konstant bis zum Boden angenommen. Als Ergebnis erhält man ein komplettes Extinktionsprofil. Durch die vorhandene Kenntnis der PGS-Höhe und der maximalen Höhe des detektierten Aerosols kann nun τ für beide Bereiche bestimmt werden. Bei der Berechnung der optischen Dicke in der PGS (τ_{PGS}) ist die Obergrenze im Integral von Gleichung (1.24) die PGS-Höhe. Bei der Berechnung der optischen Dicke aller Aerosolschichten (τ_{ges}) ist die Obergrenze im Integral die Obergrenze der höchsten Aerosolschicht (Z_{\max}).

Zusätzlich wurde der Beitrag abgehobener Schichten zur optischen Dicke berechnet. Dieser ergibt sich aus dem Verhältnis von τ_{FT} zu τ_{ges} . Die Größe τ_{FT} ist hierbei die optische

Dicke oberhalb der PGS, also in der freien Troposphäre und ergibt sich aus der Differenz von τ_{ges} und τ_{PGS} .

Es fanden auch Messungen mit einem Sonnenphotometer am Messstandort statt. Der Vergleich mit den Lidardaten wäre sinnvoll gewesen. Leider standen uns diese Messwerte zum Teil nicht zur Verfügung.

1.3.3 Sichtweite und Lidarverhältnis in der PGS

Über die Extinktion wurde auch die Sichtweite (s) bestimmt (Horvath, 1993). Je stärker die Schwächung des Lichts in der Atmosphäre ist, desto geringer wird der Kontrast eines Objekts relativ zu seiner Umgebung wahrgenommen. Der Kontrast K hängt exponentiell von der Entfernung s und dem Extinktionskoeffizienten α ab:

$$K = K_0 \exp^{-\alpha s}. \quad (1.25)$$

Unter der Annahme, dass der Ausgangskontrast $K_0 = 1$ und die menschliche Wahrnehmung einen Mindestkontrast von $K = 0.02$ benötigt, ergibt sich aus Gleichung (1.25):

$$s = \frac{3.912}{\alpha}. \quad (1.26)$$

Für α wird der unterste bestimmbare Extinktionskoeffizient aus dem Extinktionsprofil gewählt. Dies findet unter der Annahme statt, dass der unterste Extinktionswert auch für die bodennahe Schicht gilt.

Des Weiteren wurde das Lidarverhältnis in der PGS (L_{PGS}) für den gesamten Messzeitraum ausgewertet. Zur Bestimmung von L_{PGS} wurde eine vertikale Mittelung des Lidarverhältnisses in der PGS durchgeführt. Die Untergrenze der Mittelung ist der unterste bestimmbare Wert des Lidarverhältnisses, die Obergrenze ist das Lidarverhältnis in Höhe der Oberkante der PGS.

Kapitel 2

Messstandort und dominante Strömungsmuster

Im Rahmen dieser Arbeit werden Ergebnisse von Messungen in der Nähe von Peking mit dem Raman-Lidar Polly vorgestellt. Im Folgenden wird der Messstandort ausführlich beschrieben. Danach folgt ein grober Überblick über die Messungen. Abschließend werden die Strömungsverhältnisse am Messstandort während der Messphase ausführlich diskutiert.

2.1 Messstandort Shang Dian Zi

Die Messungen wurden im Rahmen des Projekts EUCAARI (European Integrated Project on Aerosol Cloud Climate Air Quality Interactions) durchgeführt. Das Projekt startete 2007 und endete 2010. Es wurde von einem Verbund von 48 Einrichtungen aus 25 Ländern realisiert. Das Ziel des Gesamtprojekts war die Charakterisierung von physikalischen, optischen und chemischen Eigenschaften des Aerosols. Spezielle Untersuchungen galten dem globalen atmosphärischen Hintergrundaerosol. Dazu waren die Messungen in China in ein Unterprojekt eingegliedert, was die Zusammenarbeit mit den vier Schwellenländern Indien, Brasilien, Südafrika und China vorsah. Die Messungen in China wurden am Messstandort Shang Dian Zi (SDZ, 40.6°N , 117°O , 225 m über Meeresspiegel) mit dem Raman-Lidar Polly von April 2009 bis März 2010 durchgeführt. SDZ liegt ca. 100 km nordöstlich vom Zentrum der Millionenstadt Peking. Die Einrichtung SDZ ist eine der regionalen atmosphärischen Beobachtungsstationen im globalen Atmosphärenbeobachtungsprogramm (Global Atmosphere Watch) und dem chinesischen Wetterdienst in Peking sowie der „Chinese Academy of Meteorological Sciences“ unterstellt.

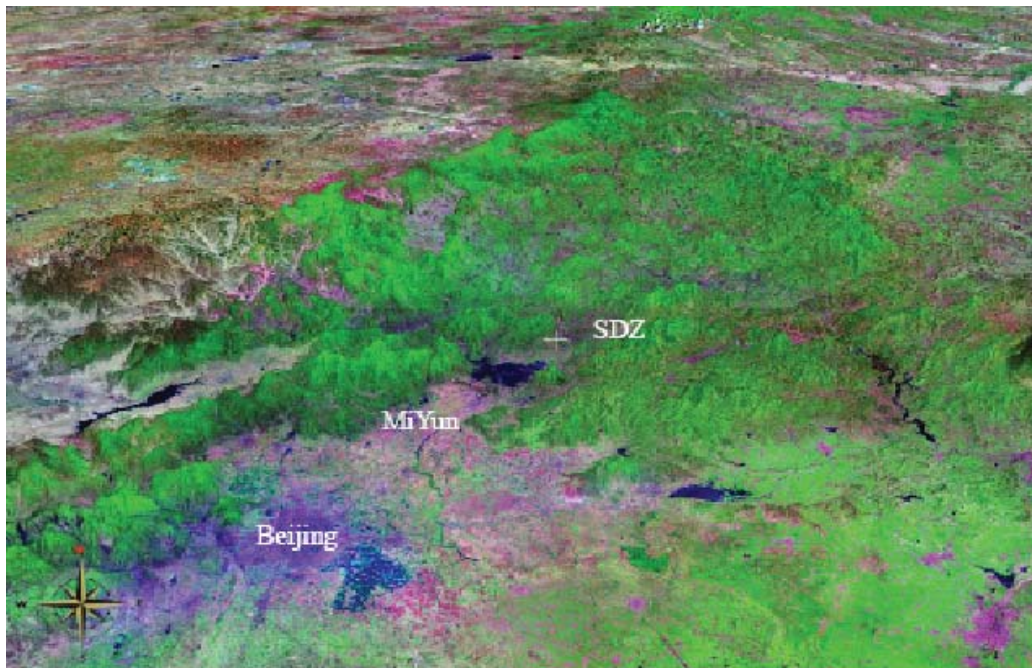


Abbildung 2.1: Darstellung des Messstandorts SDZ 100 km nordöstlich von Peking. Grüne Farben kennzeichnen bergige, wenig besiedelte Gebiete; Rosa und lila sind stark besiedelte Gebiete [aus Lin et al. (2008)].



Abbildung 2.2: Anströmungsverhältnisse am Messstandort SDZ (Satellitenbild aus Google Earth).

Abbildung 2.1 zeigt den topographischen 3-dimensionalen Kartenausschnitt um SDZ. Dabei ist zusätzlich zu der Topographie die Besiedlungsstärke angegeben. Grüne Bereiche stehen für bergige, dünn besiedelte Gebiete. In rosa- bis lilafarbenen Bereichen herrscht eine dichte Besiedlung. Die Station ist umgeben von einer Bergkette, die in Richtung Südwesten bzw. Peking geöffnet ist. Zwei Kilometer südlich der Station befindet sich das Dorf Shang Dian Zi mit ungefähr 1200 Einwohnern. Die nächstgelegene Stadt Miyun liegt ca. 50 km südwestlich von SDZ. In den Gebieten um Miyun wird hauptsächlich Landwirtschaft betrieben (Yan et al., 2008). Zusätzlich befindet sich 3 km östlich von SDZ eine im Jahr 2009 in Betrieb genommene Autobahn. Die im Norden von SDZ befindlichen Gebiete sind gering besiedelt.

SDZ steht unter dem Einfluss unterschiedlicher Luftmassen wie in Abb. 2.2 schematisch dargestellt. Bei südlicher Luftströmung befindet sich SDZ im Abluftbereich von Peking. Dadurch besteht die Möglichkeit, dass anthropogen erzeugte Partikel am Messstandort gemessen werden können. Diese werden aus der Emission von Fahrzeugen und industrieller Aktivität sowie durch die Verbrennung von Kohle beim Heizen im Winter gebildet (Sun et al., 2004). Bei Nordanströmung werden dagegen eher saubere Verhältnisse in Bezug auf die Aerosolbelastung erwartet, da im Norden von Peking wenige Partikelquellen vorhanden sind (Shen et al., 2010). Wüstenstaubeignisse wurden in der Vergangenheit schon häufiger beobachtet und treten hauptsächlich bei westlicher Anströmung auf (Lee und Kim (2010); Chenbo et al. (2008); Papayannis et al. (2007)).

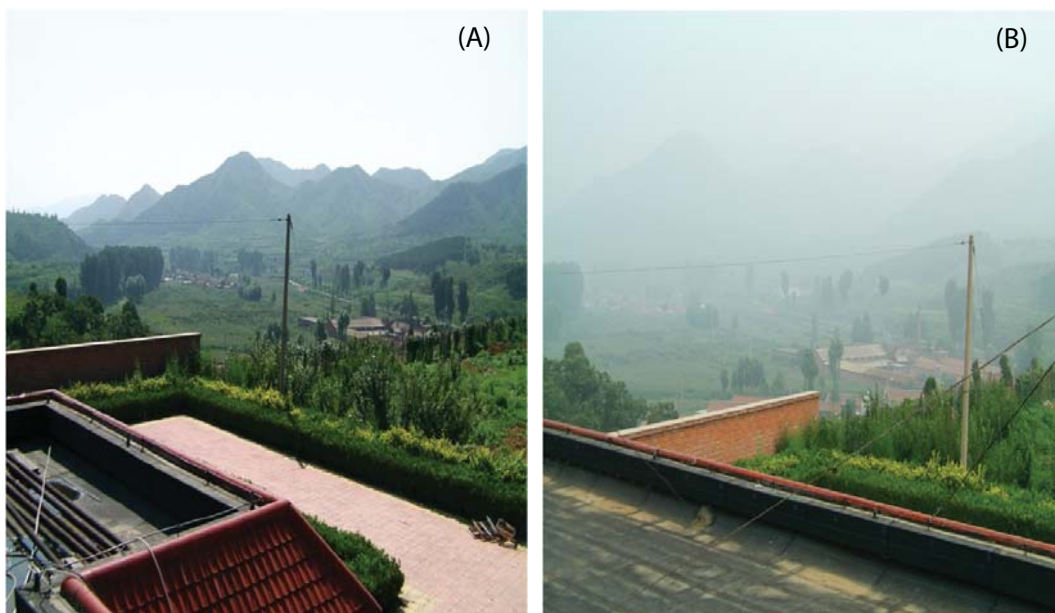


Abbildung 2.3: Sicht vom Stationsdach am Messstandort SDZ in Richtung Südost (A) am 30.7.2009 und (B) am 31.7.2009.

Die unterschiedlichen atmosphärischen Bedingungen am Messstandort SDZ sind in Abb. 2.3 illustriert. Innerhalb von 24 Stunden verringerte sich die Sichtweite erheblich. Ziel dieser Arbeit ist unter anderem die Untersuchung solcher Verhältnisse und deren detaillierte Beschreibung.

Während des gesamten Messzeitraums wurden meteorologische Parameter wie Temperatur, Druck, relative Feuchte und Windgeschwindigkeit vom chinesischen Wetterdienst gemessen. Diese Messdaten wurden aber für diese Arbeit nicht zur Verfügung gestellt. Aus diesem Grund können nur Druck- und Temperaturwerte aus Sensoren am Polly genutzt werden. Temperatur- und Druckverlauf über den gesamten Messzeitraum sind in Abbildung 2.4 und 2.5 dargestellt. Die Werte wurden jeweils monatlich gemittelt. Für Mai, Juni und Juli standen keine Messdaten zur Verfügung. Die Ursache hierfür wird in Abschnitt 2.2 erläutert.

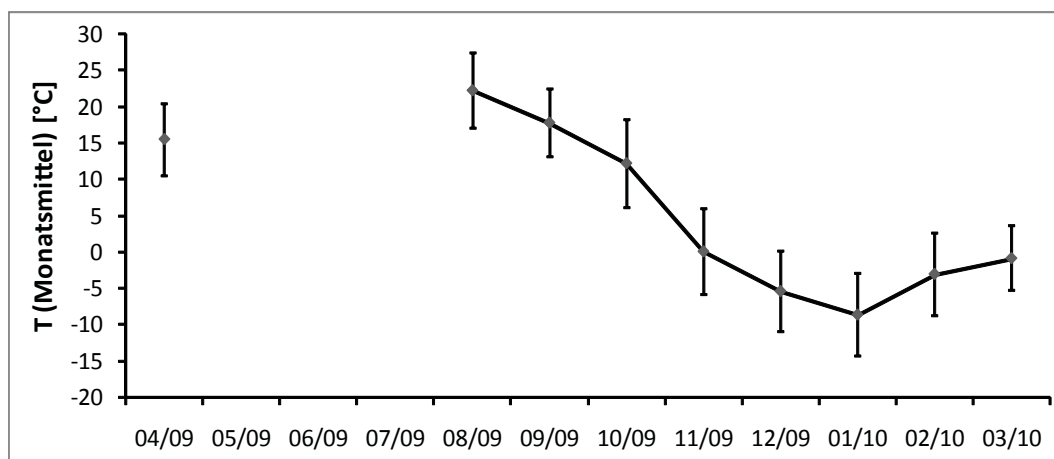


Abbildung 2.4: Verlauf der während der Nachtmessungen aufgetretenen Temperaturverhältnisse monatlich gemittelt vom 7.4.2009–17.3.2010 am Messstandort SDZ.

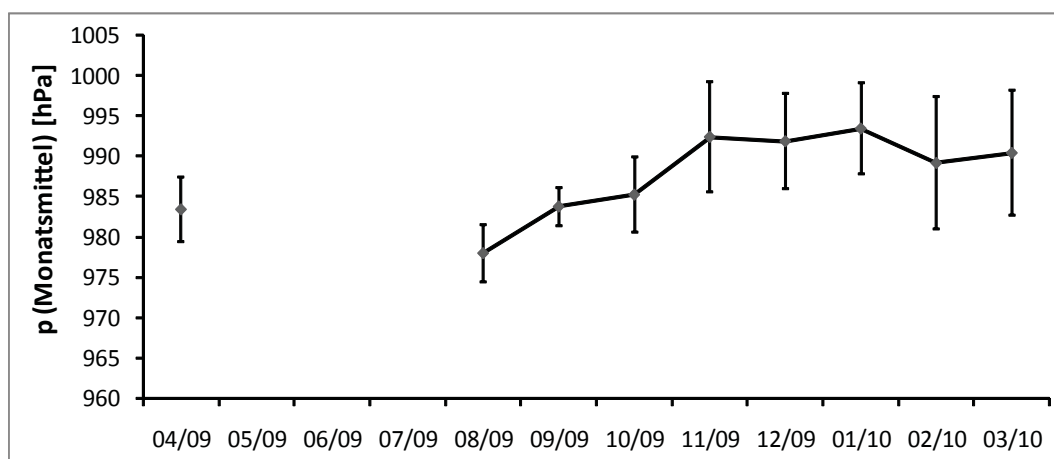


Abbildung 2.5: Verlauf der während der Nachtmessungen aufgetretenen Druckverhältnisse monatlich gemittelt vom 7.4.2009–17.3.2010 am Messstandort SDZ.

Im Verlauf des Jahres sind die Anströmungsverhältnisse am Messstandort sehr variabel. Die südlichen Anströmungen stellen sich im Sommer unter Monsunwirkung ein. Es wird dann vom Sommermonsun (siehe Abb. 2.6, (B)) gesprochen. Dabei bildet sich durch Verschiebung der Innertropischen Konvergenzzone ein Hitzetief über dem asiatischen Kontinent aus (Kraus, 2004). Dieses transportiert warme und sehr feuchte Luftmassen vom Äquator in Richtung China. Dies unterstreichen auch die Messdaten in Abbildung 2.4 und 2.5. Von April bis August steigt die mittlere Temperatur von $15 \pm 5 \text{ °C}$ auf $22 \pm 5 \text{ °C}$ an. Parallel dazu sinkt der Luftdruck im Mittel von $983 \pm 4 \text{ hPa}$ auf $978 \pm 4 \text{ hPa}$.

Im Frühling sind die klimatischen Verhältnisse ähnlich denen im Herbst. Während dieser zwei Jahreszeiten gibt es weniger Niederschläge (Tesche, 2006). Die Temperatur schwankt mit im Mittel $-1 \pm 4 \text{ °C}$ im März und $18 \pm 5 \text{ °C}$ im September stark. Die Luft strömt in beiden Jahreszeiten häufiger aus westlicher Richtung an. Die Luftmassen werden dabei über die Wüsten Gobi und Taklamakan in Richtung Peking transportiert (Xia et al., 2005). Über der Wüste ist die Wahrscheinlichkeit sehr hoch, dass sich die Luftmassen mit Wüstenstaub beladen (Papayannis et al., 2007). In Peking kann dies zu Staubereignissen und geringen Sichtweiten führen.

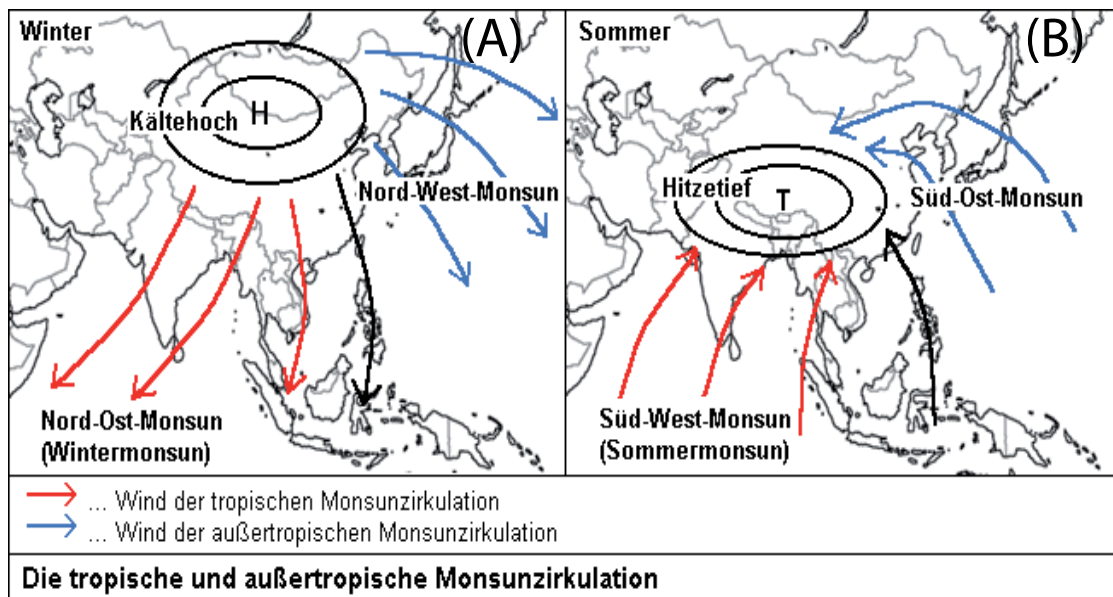


Abbildung 2.6: Darstellung des (A) Wintermonsuns und (B) Sommermonsuns (aus www.klimader-erde.de).

Im Winter kommen die Luftmassen über SDZ in den meisten Fällen aus nördlicher Richtung. Unter dem Einfluss des Wintermonsuns wird ein stabiles Kältehoch etabliert (Abbildung 2.6, (A)). Hierbei wird kalte und trockene Kontinentalluft aus Sibirien und der östlichen Mongolei herangetragen (Kraus, 2004). Die Temperatur sank von August 2009 bis Januar 2010 auf $-9 \pm 6 \text{ °C}$ bei gleichzeitiger Druckerhöhung auf $993 \pm 6 \text{ hPa}$. Die

Belastung durch Aerosol ist bei diesen Bedingungen relativ gering (Xia et al., 2005). Dies verdeutlichen auch die Messungen vom 7.–17. Januar 2005 mit dem Raman–Lidar Polly in Peking (Tesche et al., 2007). Bei hauptsächlich nördwestlicher Anströmung wurden Extinktionswerte zwischen 100 und 400 Mm^{-1} in der PGS gemessen. Das Lidarverhältnis lag zwischen 25 und 45 sr. Der Einfluss durch Wüstenstaub aus der Wüste Gobi war in allen Höhenbereichen sehr gering. Auch die durch Peking verursachten Dunstfelder mit hoher Aerosolbeladung konnten nicht gemessen werden (Tesche et al., 2007).

Zusätzlich zu unseren Messungen fanden gleichzeitig noch Messungen der Partikelgrößenverteilung von März 2008 bis August 2009 bei SDZ statt (Shen et al., 2010). Hierbei stellte man fest, dass die Luftmassenherkunft einen großen Einfluss auf die Partikelkonzentration und die Partikelneubildung bei SDZ hat. Bei nördwestlicher Anströmung wurde die höchste Anzahl an Nukleationsmode–Partikeln (0.001–0.1 μm Durchmesser) gemessen. Dies war verstärkt im Frühling der Fall. Zu dieser Jahreszeit herrscht am Messstandort eine geringe Luftfeuchtigkeit. Diese verhindert das verstärkte Aufwachsen der Partikel durch Kondensation. Bei Anströmung aus südöstlicher Richtung wurde die höchste Anzahl an Akkumulationsmode–Partikeln (0.1–1 μm Durchmesser) gemessen. Diese entstehen durch Koagulation und Kondensation von Nukleationsmode–Partikeln während ihres Transports über stark anthropogen verschmutzte Regionen (Industriegebiete).

2.2 Überblick über die Messungen

Die Lidarmessungen bei SDZ fanden vom 7.4.2009–16.3.2010 statt. Während der Messungen war kein Zugriff auf das Gerät, z.B. über das Internet, möglich. Da das Polly so konzipiert wurde, dass keine intensive Betreuung nötig ist, konnte das Gerät von den ortsansässigen Mitarbeitern der Messstation betreut werden. In Abbildung 2.7 ist der Messkalender von 2009 dargestellt. Hierbei ist zu erkennen, dass es während der Messungen zu einem längeren Messausfall im Juni und Juli (rot eingerahmt) kam. Im Juni und Juli weist deshalb die Datenabdeckung laut Abb. 2.8 geringe prozentuale Werte zwischen 12% und 20% auf. Die Ursache waren Probleme mit der Klimaanlage im Polly. Diese Probleme wurden von Mitarbeitern des Leibniz–Instituts für Troposphärenforschung (IfT) während eines Aufenthalts in China Ende Juli, Anfang August beseitigt. Ab August 2009 wurde dann wieder kontinuierlich gemessen. Die Datenabdeckung lag nach der Reperatur (siehe Abb. 2.8) im Mittel bei 86%. Hierbei ist jedoch zu erwähnen, dass bei den täglichen Messungen nicht durchgehend über 24 h gemessen wurde. Die Messroutine

January 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31	February 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29	March 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31
April 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30	May 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31	June 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30
July 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31	August 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31	September 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30
October 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31	November 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30	December 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31

Abbildung 2.7: Messkalender von 2009 vom Polly. Tage mit Messungen sind durch fette Zahlen gekennzeichnet. Messausfälle sind rot umrahmt.

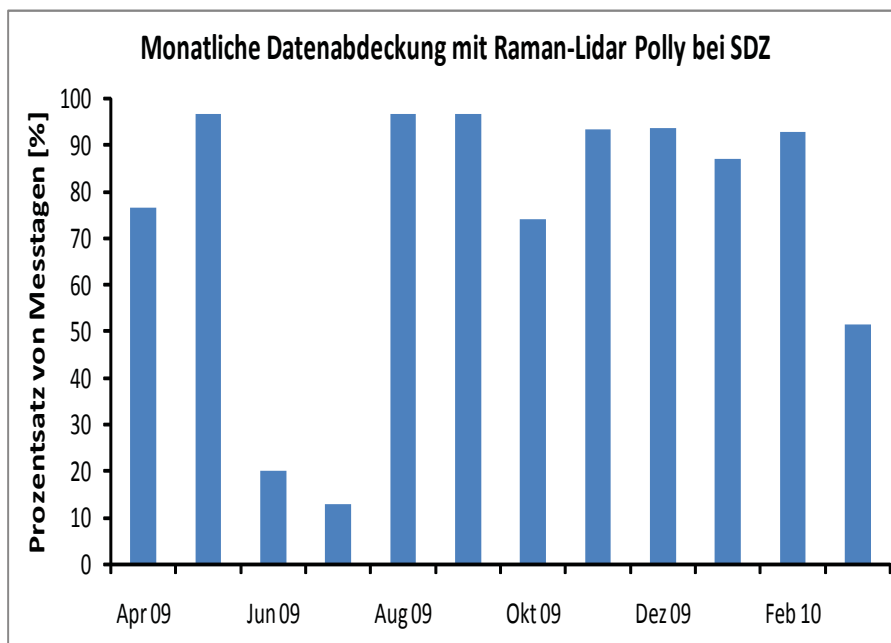


Abbildung 2.8: Datenabdeckung von April 2009 bis März 2010.

ist in Tabelle 2.1 dargestellt. Es wurden mehrere Hauptmessungen mit unterschiedlicher Länge durchgeführt. Zusätzlich gab es noch mehrere 10–Minuten–Messungen zwischen den Hauptmessungen. Ab 4.11.2009 wurde mit einem neuen Messplan gearbeitet. Hierfür wurden die alten Messzeiten (in Tabelle 2.1 rot gekennzeichnet) durch neue Messzeiten ersetzt. Da das Ziel dieser Arbeit die Bestimmung der höhenaufgelösten Rückstreu- und Extinktionskoeffizienten war, wurde die Ramanmethode genutzt. Mit dieser Methode können aber nur Nachtmessungen ausgewertet werden. Deswegen wurden nur die Messungen, die 1305 UTC, 1705 UTC und 1805 UTC (Tabelle 2.1) begannen, analysiert.

Tabelle 2.1: Tägliches Messprogramm vom Polly. Die Messzeit ist in UTC angegeben. Die Lokalzeit (LZ) in Peking beträgt UTC+8 h.

Messzeit	Messzeit
00:05–00:15	12:05–12:15
01:05–01:15	13:05–14:15 alt 13:05–15:30
02:05–02:15	15:05–15:15
03:05–03:15	16:05–16:15
04:05–04:15 alt 4:05–6:30	17:05–17:15 alt 17:05–19:30
05:05–06:15	18:05–19:15
07:05–07:15	20:05–20:15
08:05–08:15	21:05–21:15
09:05–09:15	22:05–22:15
10:05–10:15	23:05–23:15
11:05–11:15	23:05–23:15

Für die Auswertung war Voraussetzung, dass es keine tiefen Wolken gab, damit die Setzung eines Referenzwerts in einem nahezu partikelfreien Höhenbereich möglich war. Messungen mit mittelhohen Wolken und Cirren waren kein Problem. In diesen Fällen konnten die Messungen bis zur Unterkante der Wolken ausgewertet werden. Ein weiteres Kriterium für die Auswertung war ein genügend hohes Signal–zu–Rausch–Verhältnis (SNR). Dies ist essentiell, damit das Hintergrundsignal keine signifikante Auswirkung auf die ermittelten Aerosolprofile hat. Grundsätzlich war die Dynamik des SNR sehr hoch, und es gab Perioden mit sehr geringem SNR, insbesondere zwischen November und März, also hauptsächlich in den kälteren Monaten. Während dieser Zeit konnte keine Qualitätskontrolle der Daten vom IfT durchgeführt werden. Das maximale SNR lag in dieser Zeit im 532–nm–Kanal immer unter 300 und im 607–nm–Kanal nur knapp über 300. Normalerweise wurde im 532–nm–Kanal immer ein maximales SNR von über 1000 und im 607–nm–Kanal von über 500 erreicht. Deswegen wurden nur Messungen mit einem ausreichend großen SNR analysiert. Auf diese Weise stellen insgesamt 135 nächtliche Lidarmessungen den Basisdatensatz für die statistische Analyse dar.

2.3 Advektion der Luftmassen und Clustereinteilung

Ein Hauptteil der statistischen Auswertung in Kapitel 4 basiert auf einer Clusteranalyse. Damit war es möglich, die gemessenen Größen und die daraus abgeleiteten Parameter (siehe Abschnitt 1.3) mit der jeweiligen Anströmungsrichtung am Tag der Messung in Verbindung zu bringen und somit eine Klassifizierung der Luftmassen nach den Quellregionen vorzunehmen.

Die Clusteranalyse wurde mit HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model) durchgeführt (Draxler und Rolph (2011); Rolph (2011)). Das Modell berechnet Trajektorien von Luftpaketen unter Berücksichtigung diverser Dispersions- und Depositionsprozesse. Dabei werden Daten von GDAS (Global Data Assimilation System) genutzt. GDAS ist ein globales Atmosphärenmodell, was bereits existierende archivierte meteorologische Daten nutzt und diese mit Berechnungen numerischer Wettervorhersagemodellen verknüpft.

Für die Erstellung der Cluster werden nicht nur Rücktrajektorien für die Messtage gerechnet sondern für alle Tage von April 2009 bis März 2010. Bei der Clustererstellung wird im ersten Iterationsschritt jede Trajektorie als separates Cluster definiert. Es gibt also N Trajektorien und N Cluster. Dann stellt sich die Frage, welche zwei Cluster (Trajektorien) gepaart werden können. Für jede Kombination von Trajektorienpaaren wird die räumliche Abweichung der Cluster (σ_r) berechnet. Diese ist wie folgt definiert:

$$\sigma_r = \sum_{j=1}^N D_j^2. \quad (2.1)$$

D_j ist hierbei der Abstand zwischen dem Endpunkt der Clusterkomponente (Trajektorie) und dem mittleren Clusterendpunkt. N ist die Anzahl der Trajektorien in einem Cluster. Als nächstes wird die totale räumliche Abweichung der Cluster (σ_t) berechnet. Sie ergibt sich aus der Summe der einzelnen σ_r :

$$\sigma_t = \sum_{i=1}^M \sigma_{r,i}. \quad (2.2)$$

Anschließend werden die Cluster miteinander gepaart, bei denen σ_t am geringsten ist. Nach der ersten Iteration ist die Anzahl der Cluster $N - 1$ bzw. M . Bei der zweiten Iteration bestehen die Cluster nun entweder aus einzelnen Trajektorien oder gepaarten Trajektorien. Es wird wieder für jede Kombination aus Clustern das σ_r und das σ_t berechnet, und es werden wieder die zwei Cluster gepaart, für die σ_t am geringsten ist. Die Clusteranalyse wird solange ausgeführt, bis die letzten zwei Cluster kombiniert wurden

und nur noch ein Cluster mit N Trajektorien existiert. Ein Beispielergebnis ist in Abbildung 2.9 dargestellt. Auf der x-Achse ist die Clusteranzahl und auf der y-Achse die prozentuale Änderung von σ_t dargestellt. In den ersten Clusteriterationen von 30 Cluster auf vier Cluster ist die prozentuale Änderung von σ_t immer unter 15%. Von vier Cluster auf ein Cluster steigt die prozentuale Änderung von σ_t auf über 90% an. Diese starke Erhöhung bei der Iteration von vier Cluster auf ein Cluster zeigt, dass die Cluster, die kombiniert wurden, sich sehr stark in ihren räumlichen Eigenschaften unterscheiden. Der Iterationsschritt vor der starken σ_t -Änderung gibt die sinnvolle Anzahl der Cluster an. Wie in Graphik 2.9 dargestellt, liegt die sinnvolle Zahl im vorliegenden Fall bei vier Cluster.

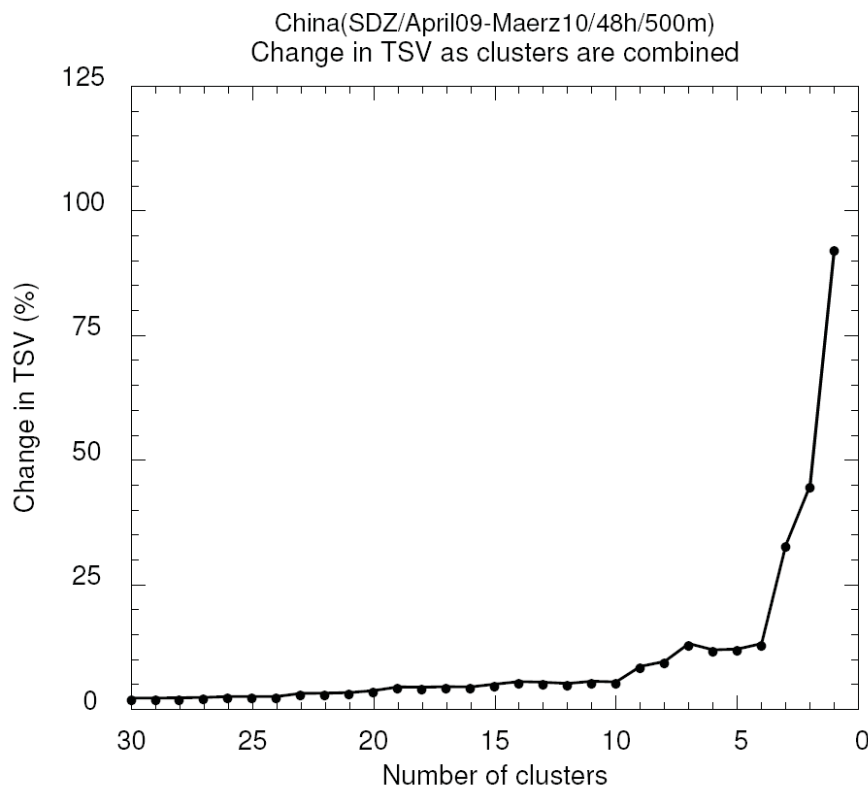


Abbildung 2.9: Darstellung der prozentualen Änderung von σ_t , hier mit TSV bezeichnet, bei Variation der Anzahl der Cluster, hier dargestellt für die Clusteranalyse in 500 m Höhe über SDZ mit 48 h zurückgerechneten Trajektorien von April 2009–März 2010.

Nach detaillierteren Analysen wurde jedoch festgestellt, dass die so gefundenen Cluster nicht repräsentativ für die Anströmungen sind. Dies liegt insbesondere an der Lage von SDZ mit seiner Nähe zur Megacity Peking. Die Clustermittelung von Abbildung 2.10 (A) vermittelt für Cluster vier (hellblaue Linie) den Eindruck, dass die Trajektorien aus nördlicher Richtung kommen. In Wirklichkeit stammen die Luftpakete aber aus einer anderen Richtung. Wie in Abbildung 2.10 (B) zu sehen ist, kommen alle Trajektorien aus

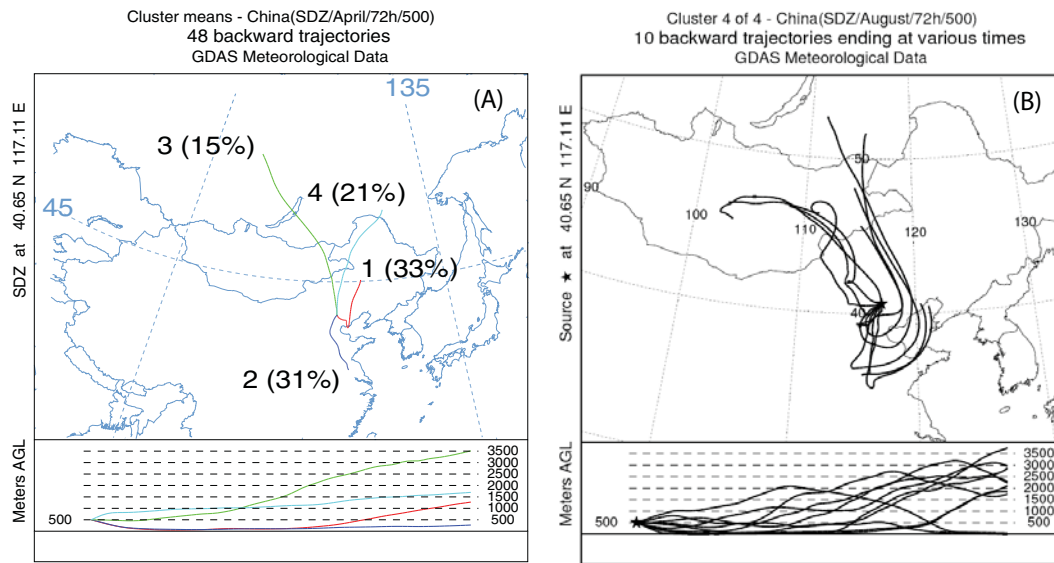


Abbildung 2.10: Clusterberechnung für April 2009. Die Trajektorien wurden für die Höhe von 500 m 72 h zurückgerechnet. In Bild (A) sind alle vier Cluster (gemittelt) von 1–4 durchnummeriert dargestellt. Die in den Klammern befindlichen Prozente drücken aus, wie groß der Anteil der Trajektorien in dem jeweiligen Cluster gemessen an der Gesamtanzahl der Trajektorien ist. In Bild (B) ist nur Cluster vier (ungemittelt) dargestellt.

Nordnordwest, ändern dann in der Gegend von Peking aber die Richtung und erreichen SDZ von Südwesten her. Über Peking ist die Wahrscheinlichkeit gegeben, dass sich die Luftpakete mit anthropogen erzeugtem Aerosol aufladen. Aus diesem Grund wurde die Anzahl der Cluster zunächst erhöht. Dafür wurden, wie in Abbildung 2.11 dargestellt, zehn Cluster gewählt. Als nächstes kann nun analysiert werden, ob sich Abhängigkeiten der Messgrößen von bestimmten Anströmungsrichtungen ergeben. Hierfür wurden die Messtage mit ihren einzelnen Messgrößen in die Cluster eingeordnet. Durch die Verknüpfung der Messdaten mit den zehn Clustern konnte die Clusteranzahl manuell von zehn auf vier Cluster, siehe Abbildung 2.12, verringert werden. Hierfür wurden die analysierten Messdaten und Trajektorienrechnungen der einzelnen Cluster separat sondiert und wenn möglich zu einem Cluster zusammengefasst. In Cluster 1 aus Abbildung 2.12 wurden die Cluster 1 und 2 aus Abbildung 2.11 zusammengefasst. Hierbei wurde darauf geachtet, dass die Trajektorien in beiden Clustern ihren Verlauf direkt über Peking nehmen. Bei Cluster 2 aus Abbildung 2.12 wurden die Cluster 3, 4, 7 und 9 aus Abbildung 2.11 zusammengefasst. Wichtig war, dass die Trajektorien in den Clustern nicht über charakteristische Sandwüsten wie z.B. die Wüste Gobi verlaufen. In Cluster 3 aus Abbildung 2.11 wurden die Cluster 6, 8 und 10 eingeordnet. Die Trajektorien in diesen Clustern verlaufen direkt über der Wüste Gobi und symbolisieren eine charakteristische Wüstenanströmung. Das in Abbildung 2.12 rot umrahmte Cluster 5 wurde in der Auswertung nicht berücksichtigt, da die Anzahl der Messtage für dieses Cluster zu gering

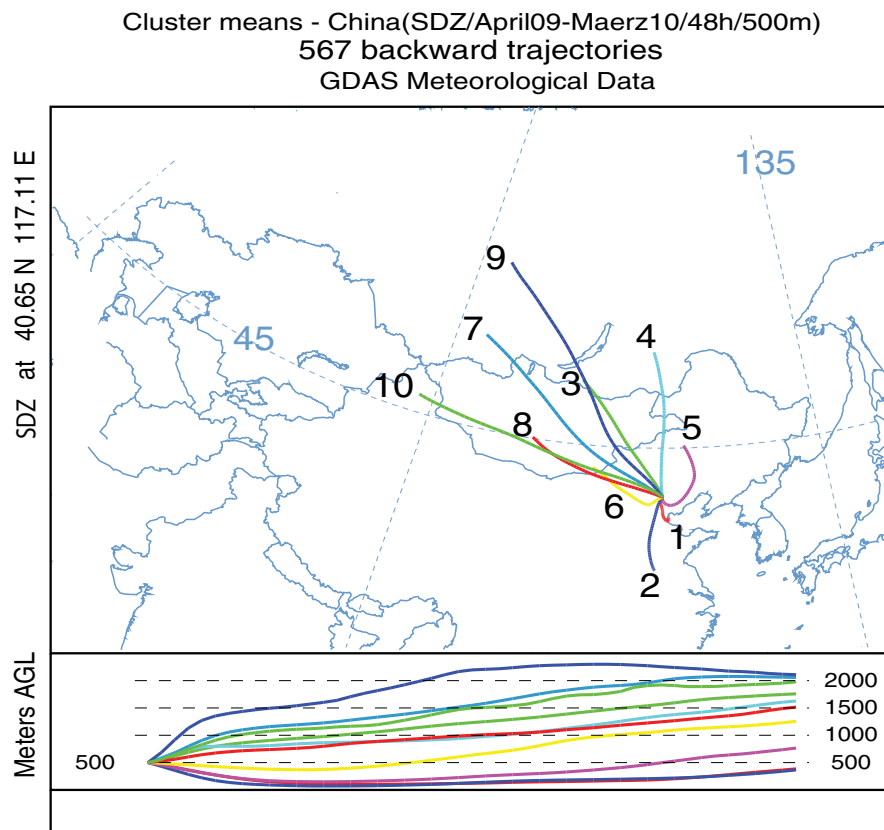


Abbildung 2.11: Darstellung der 10 Cluster (gemittelt) am Messstandort SDZ. Übersichtshalber sind nur die Clusternummerierungen von 1–10 (ohne prozentuale Anteile der Trajektorien) dargestellt. Die Trajektorien sind in einer Höhe von 500 m 48 h zurückgerechnet.

ist (nur 2 Messtage), um statistische Aussagen zu treffen. Das Zusammenfügen zu diesen drei Clustern ist im Einklang mit früheren Untersuchungen, die für den Messstandort drei Hauptanströmungsrichtungen definierten (Shen et al., 2010).

Es ist zu beachten, dass die Vorgehensweise zur Erstellung der Cluster sich in diesem Abschnitt nur auf die Höhe 500 m bezieht. Es ergeben sich also drei Hauptanströmungsrichtungen für den Messstandort SDZ. Diese lauten:

1. Anströmung aus südlicher Richtung (Cluster 1),
2. Anströmung aus nördlicher Richtung (Cluster 2),
3. Anströmung aus westlicher Richtung (Cluster 3).

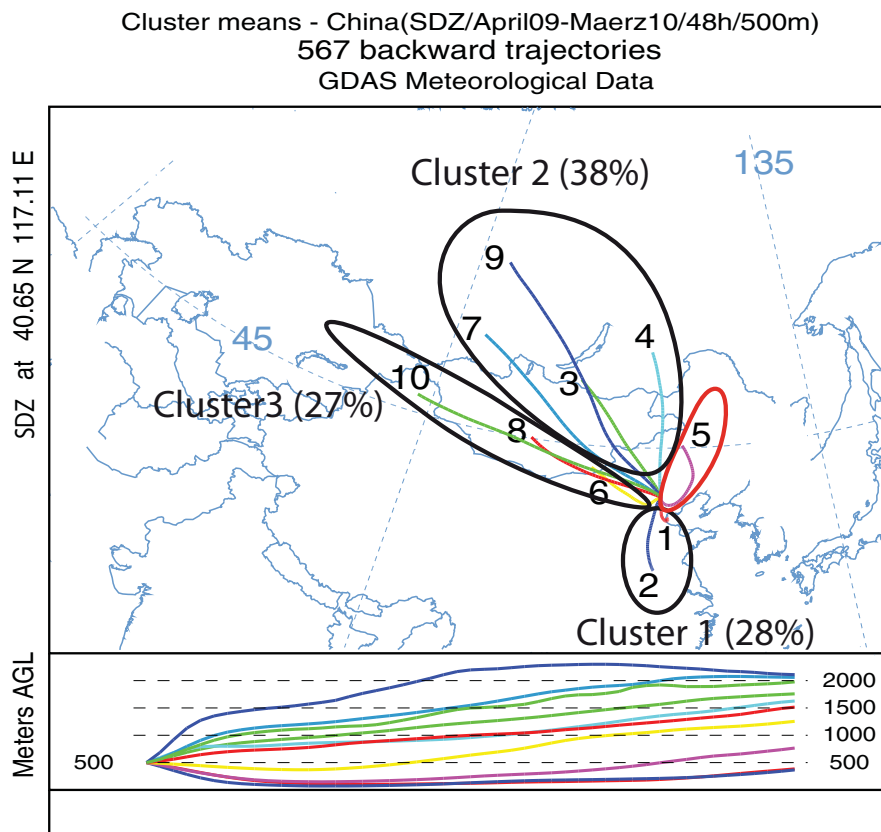


Abbildung 2.12: Auswahl der für die statistische Analyse genutzten Cluster (alle schwarz umrahmten Linien ergeben ein Cluster). In Klammern stehen die prozentualen Anteile der Trajektorien in dem jeweiligen Cluster gemessen an der Gesamtanzahl der Trajektorien. Die rot umrahmte Linie wird in der Clusteranalyse nicht berücksichtigt. Die Trajektorienrechnungen wurden für 500 m Höhe bei SDZ durchgeführt und 48 h zurückgerechnet.

Die Durchführung der Clusteranalyse für 2500 m verläuft analog zu der bei 500 m. Es ergeben sich auch in dieser Höhe die gleichen drei Hauptanströmungsrichtungen wie bei 500 m. Aufgrund dessen wird die Analyse für 2500 m nicht noch einmal explizit erklärt, sondern es werden nur die Ergebnisse in Kapitel 4 vorgestellt.

Kapitel 3

Messbeispiele

Die Erstellung der Cluster-Datenbank ergab drei Hauptanströmungsrichtungen für SDZ in 500 m und 2500 m Höhe AGL (Höhe über Grund). Bei Anströmung aus südlicher Richtung werden die Luftmassen von der Megacity Peking und umliegenden Industriegebieten zum Messstandort getragen, daher ist eine starke Partikelbelastung in der PGS wahrscheinlich. Bei Anströmung aus Wüstengebieten, z.B. der Wüste Gobi und der Wüste Taklamakan, ist noch nicht vollständig geklärt, wie signifikant der Einfluss am Messstandort SDZ wirklich ist. Staubtransport in China belegen viele Arbeiten, z.B. Sun et al. (2001); Lee und Kim (2010); Chenbo et al. (2008); Papayannis et al. (2007). Wenn die Luft aus dem Norden herantransportiert wird, überquert sie Bereiche mit einer geringen Besiedlungsdichte und wenigen Partikelquellen. Dies ist ein Kontrast zur Südanströmung und sollte sich in den Messergebnissen widerspiegeln.

Im Folgenden werden die Ergebnisse jeweils eines Beispieltags pro Cluster vorgestellt. Zwei Beispiele sind vom Zeitraum zwischen dem 10.8.2009 und dem 16.8.2009. In dieser Messperiode kam es im Laufe des 13.8.2009 zu einer Erhöhung der atmosphärischen Partikelbelastung, wie in der Verlaufsdarstellung der abstandskorrigierten Signalprofile in Abbildung 3.1 zu erkennen ist. Das abstandskorrigierte Signal ist zeitlich und höhenaufgelöst dargestellt. Starke Signalarückstreuung und damit rötlichere Farben (bis hin zu Weiß) wird häufig durch eine hohe Partikelkonzentration verursacht, kann aber auch durch eine hohe relative Feuchte und damit durch stark gequollenes Aerosol hervorgerufen werden. Diese Erhöhung ist mit einer durchgehend auch zu Tagzeiten erhöhten Signalstärke bis zum 16.8.2009 verbunden. Wie weiter unten beschrieben wird, hängt diese Erhöhung der Partikelbelastung mit einer Änderung der Anströmungsrichtung im Verlauf des 13.8.2009 zusammen. In der Verlaufsdarstellung von Abbildung 3.1 ist des Weiteren gut zu erkennen, dass vom 10.8.2009–13.8.2009 nachts die Signalintensität immer größer ist als am Tag. Dies ist durch die bessere Durchmischung tagsüber verursacht,

wenn die konvektive Grenzschicht wächst und das Aerosol bis in größere Höhen verteilt wird. Dadurch wird die Aerosolkonzentration geringer. Nachts bildet sich die nächtliche stabile Grenzschicht nur bis 300–400 m Höhe aus (Stull, 1988). Dadurch erhöht sich die Aerosolkonzentration in Bodennähe stark, was zu einer viel höheren Rückstreuintensität führt als tagsüber.

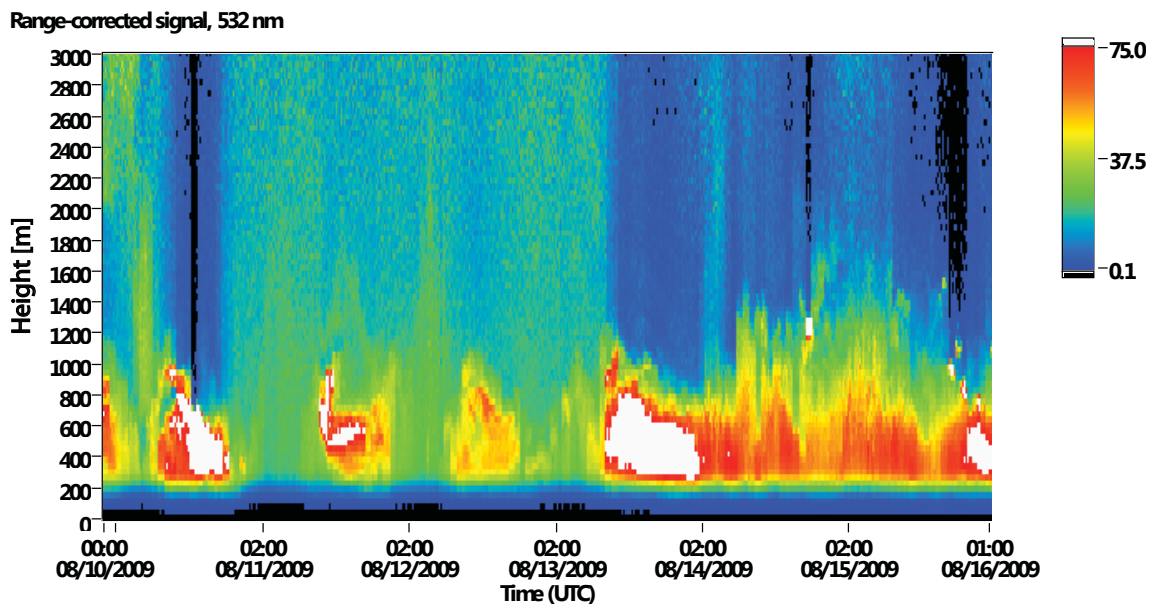


Abbildung 3.1: Verlaufsdarstellung des abstandskorrigierten Lidarsignals (range-corrected signal) vom 10.8.09, 00 UTC bis 16.8.09, 01 UTC. Gezeigt ist ein 5-min-Profil pro Stunde. 0100 UTC entspricht 0900 lokale Zeit (LZ).

Das erste Beispiel vom 12.8.2009 ist ein charakteristischer Tag mit Nordströmung und liegt vor der starken Erhöhung der Partikelbeladung. Das zweite Beispiel vom 14.8.2009 ist ein typischer Tag mit Südanströmung und damit mit Luft direkt aus Peking. Das dritte Messbeispiel stammt vom 29.4.2009 und zeigt einen Fall mit Anströmung aus den Wüstenregionen.

3.1 Anströmung aus dem unverschmutzten Norden

Die meteorologischen Bedingungen am 12.8.2009 sind in Abb. 3.2 illustriert. Es ist zu erkennen, dass sich nordöstlich von SDZ ein Tiefdruckgebiet befand. Dabei herrschte eine schwachgradientige Lage (bzgl. Bodenluftdruck), und es wurden an der Rückseite des Tiefs trockene Luftmassen aus dem Norden Richtung SDZ transportiert. Die Temperatur lag während der Messung im Mittel bei 17 °C.

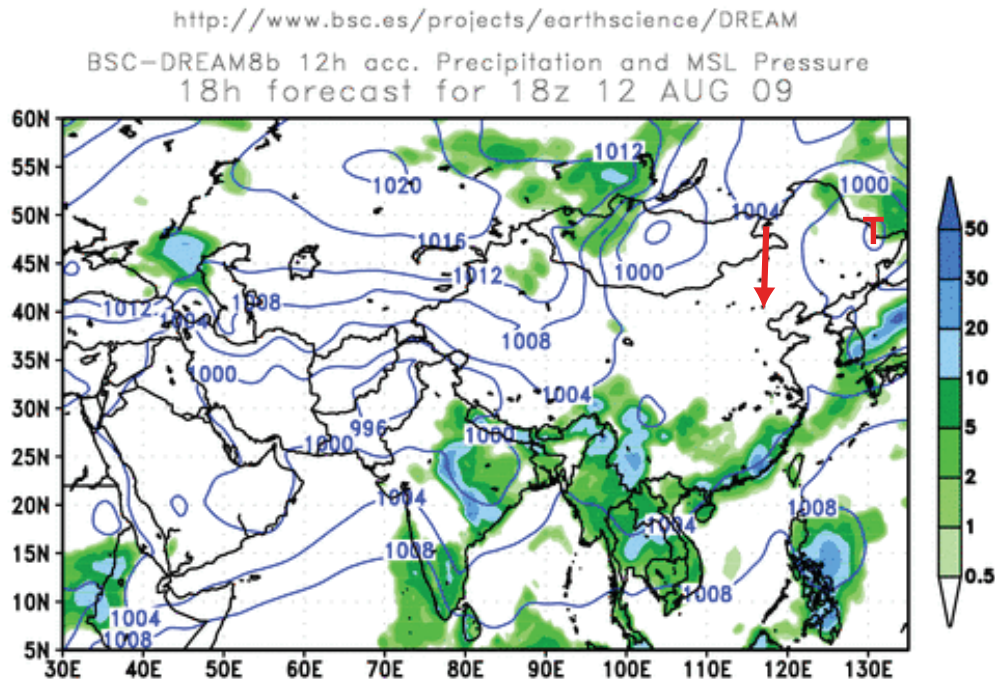


Abbildung 3.2: Druck- und Niederschlagsverhältnisse am 13.8.2009, 0200 LZ, wie sie durch das Vorhersagemodell DREAM prognostiziert wurden. Rot hervorgehoben ist das für SDZ bestimmende Druckgebilde. Der rote Pfeil symbolisiert die Richtung des Luftmassentransports. Die grünen und blauen Bereiche zeigen Niederschlagsgebiete.

Die zeitliche Entwicklung des logarithmisch abstandskorrigierten 532-nm-Signals während der Nachtmessung am 12.8.2009 von 1705 UTC bis 1930 UTC (0105 bis 0330 LZ in Peking) ist in Abb. 3.3 dargestellt. Es ist zu sehen, dass im Verlauf der Messung die vertikale Ausdehnung der PGS unter einem Kilometer lag und sich mit der Zeit langsam verringerte. Zur Berechnung der Profile der Partikelrückstreuung, Partikelextinktion und des Partikellidarverhältnisses wurde das abstandskorrigierte Signal über den Messzeitraum von 1705 UTC bis 1930 UTC gemittelt. Diese Profile sind in Abb. 3.4 dargestellt. Das Rückstreuprofil zeigt, dass die PGS ihre Obergrenze im Mittel bei 750 m hatte. Der Rückstreukoeffizient erreichte in der PGS ein Maximum von $4.4 \text{ Mm}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ und das Extinktionsmaximum lag bei 271.7 Mm^{-1} . Das Lidarverhältnis in der PGS ergab sich zu 60 bis 65 sr. Dies weist in Verbindung mit den hohen Extinktionskoeffizienten von ca. $200\text{--}300 \text{ Mm}^{-1}$ auf anthropogene Aerosolpartikel hin. In der PGS herrschte laut Trajektorienverläufen in Abb. 3.5 eine nördliche Anströmung, d.h. die Luftmassen kamen aus Gebieten recht geringer Besiedlung und mit wenigen anthropogenen Partikelquellen. Es ist wahrscheinlich, dass durch lokale anthropogene Partikelquellen (siehe Abschnitt 2.1) nahe dem Messstandort SDZ ein anthropogener Einfluss in der PGS auch bei Nordströmung vorhanden war. Hierfür spricht auch das gemessene τ_{PGS} mit einem Wert von 0.19. Dies ist zwar relativ gering im Vergleich zum mittleren $\tau_{\text{PGS}} = 0.40 \pm 0.28$ (gemittelt

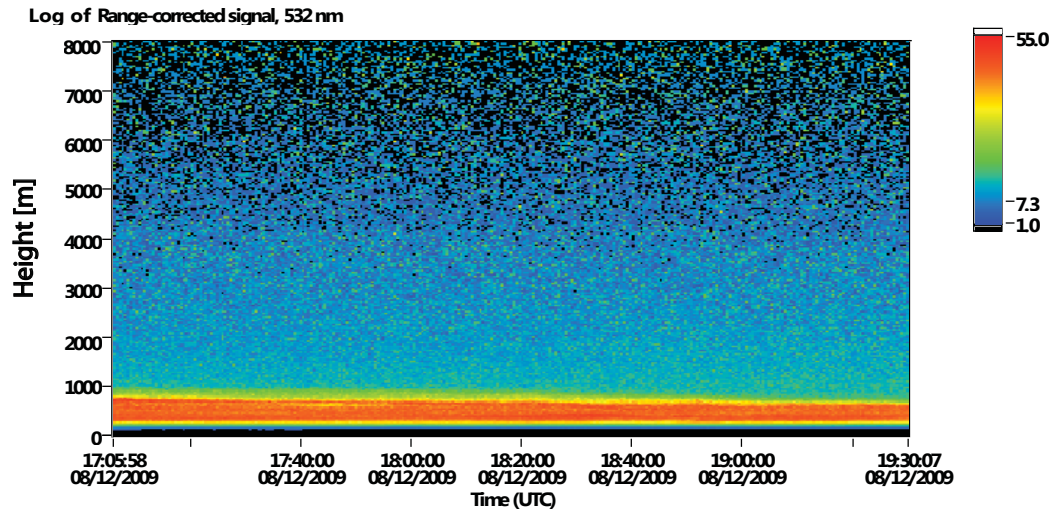


Abbildung 3.3: Verlaufsdarstellung des logarithmisch abstandskorrigierten Lidarsignals (range-corrected signal) vom 13.8.2009 von 0105 bis 0330 LZ.

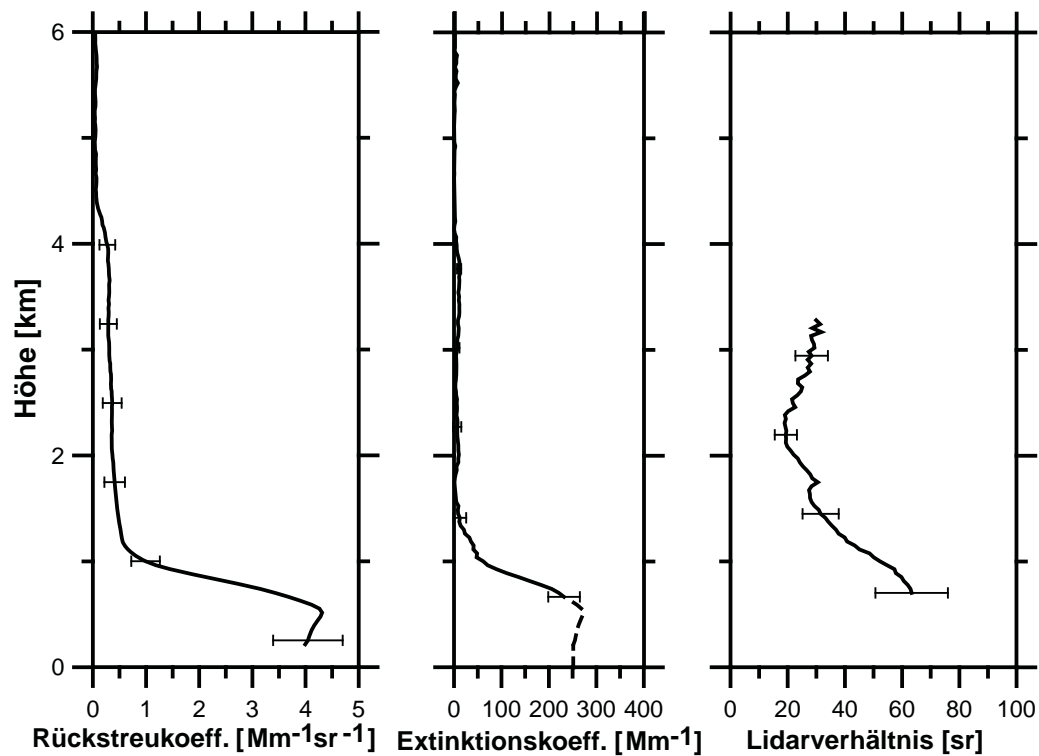


Abbildung 3.4: Vertikalprofile der Partikelrückstreuung, der Partikelextinktion und des Partikel-lidarverhältnisses vom 13.8.2009, 0105 bis 0330 LZ.

über alle bestimmten τ_{PGS} -Werte von April 2009 bis März 2010), sagt aber aus, dass eine nicht zu vernachlässigende Partikelbelastung in der PGS vorhanden war.

Im Rückstreuprofil in Abbildung 3.4 ist zu erkennen, dass sich über der PGS eine homogene Partikelschicht befindet. Diese erstreckt sich bis in eine Höhe von 4300 m. Die Rückstreuoeffizienten liegen bis in eine Höhe von 4300 m über $0.3 \text{ Mm}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ und damit über der in Abschnitt 1.3.1 definierten Grenze für Partikelschichten. Im Extinktionsprofil ist zwischen 1500 und 4300 m kaum noch eine Struktur erkennbar. Die optische Dicke nimmt in diesem Höhenbereich einen Wert von 0.07 an und das Lidarverhältnis beträgt 20–30 sr. Dies ist ein sehr geringer Wert für atmosphärische Partikel, wurde aber auch schon in der Arbeit von Tesche et al. (2007) beschrieben. Darüber hinaus können keine weiteren Aussagen über die Partikel in dieser Schicht gemacht werden. Der Trajektorienverlauf in Abbildung 3.5 zeigt, dass die nördliche Anströmung bis mindestens in 2500 m Höhe, also auch im Bereich der oberen Partikelschicht, herrschte.

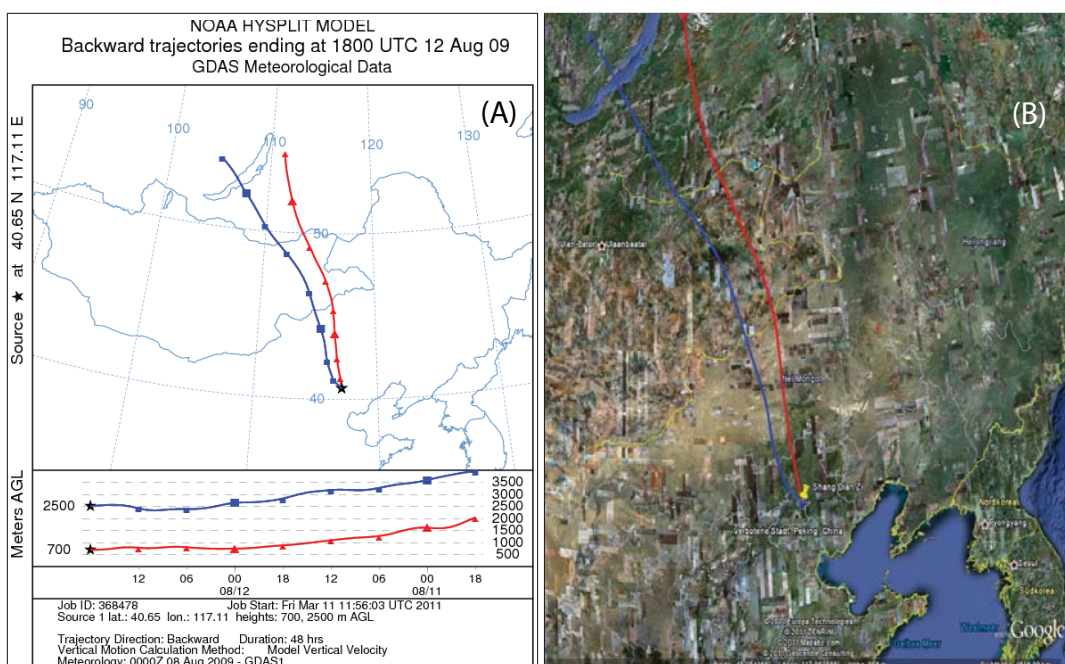


Abbildung 3.5: Rückwärtsrajektorien vom 13.8.2009, 0200 LZ für SDZ mit den Ankuftshöhen bei 700 m und 2500 m AGL (Höhe über Grund). In Bild (A) sind die HYSPLIT-Trajektorien mit horizontalem und vertikalem Verlauf dargestellt. In Bild (B) sind die Trajektorien über eine Google-Earth-Hintergrundkarte (earth.google.com) gelegt.

Die geringe Partikelbelastung während der Messung wird auch in der optischen Dicke τ_{ges} deutlich. Diese liegt bei 0.26. Das Mittel von τ_{ges} (gemittelt über alle bestimmten τ_{ges} -Werte von April 2009 bis März 2010) liegt bei 0.69 ± 0.45 . Bei Bildung des Verhältnisses aus τ_{FT} zu τ_{ges} ergibt sich ein Wert von 0.27. Dies ist ein typischer Wert für den Messstandort, wie auch später in Kapitel 4 gezeigt wird.

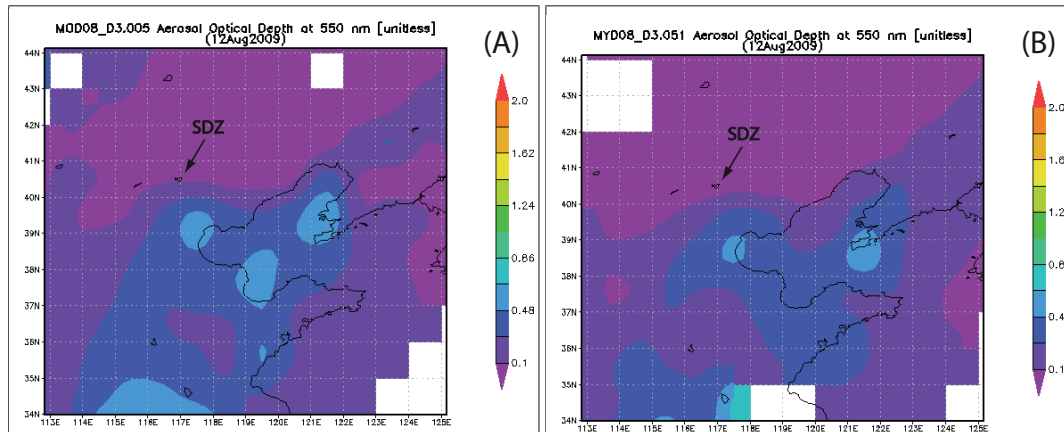


Abbildung 3.6: MODIS-Daten der optischen Dicke von Terra (A) und Aqua (B) vom 12.8.2009. Die Überflugszeiten für den jeweiligen Messtag sind aus Tabelle 3.1 zu entnehmen.

Ein Vergleich der τ_{ges} -Werte aus den Lidarmessungen mit denen des Sonnenphotometers von AERONET wäre hilfreich gewesen, war aber nicht möglich. Deswegen wurde das mit Polly bestimmte τ_{ges} mit von MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) gemessenen optischen Dicken (siehe Abb. 3.6) verglichen. MODIS ist ein abbildendes Spektralradiometer mit 36 Kanälen zur Strahlungsmessung im sichtbaren bis infraroten Wellenlängenbereich und hat eine horizontale Auflösung von 250–1000 m. Es ist das Hauptinstrument auf den beiden Satelliten Terra und Aqua. Diese Satelliten umkreisen die Erde in 705 km Höhe auf einem sonnensynchronen Orbit. Die Umlaufbahn des Satelliten Terra verläuft von Nord nach Süd und ist so eingestellt, dass er den Äquator am Morgen um 1030 UTC überquert. Aqua bewegt sich von Süd nach Nord und überquert den Äquator drei Stunden später (weiterführende Informationen siehe <http://modis.gsfc.nasa.gov/>). Zu welchen Zeiten Terra und Aqua den Messstandort an den jeweiligen drei Messtagen überquerten, ist in Tabelle 3.1 dargestellt.

Tabelle 3.1: Überflugszeiten der Satelliten Terra und Aqua an den drei Messtagen über dem Messstandort SDZ. Die Messzeiten sind in UTC angegeben.

Messtage	Überflugszeit von Terra	Überflugszeit von Aqua
29.4.2009	02:30	04:15
	02:35	04:20
	04:10	05:55
12.8.2009	02:25	04:10
	04:05	05:45
		05:50
14.8.2009	02:10	03:55
	02:15	04:00
	03:50	05:35
	03:55	

Die Daten von MODIS Terra und Aqua (siehe Abb. 3.6) stützen die Aussage, dass der 12.8.2009 ein Tag mit geringer Partikelbelastung war. Es ist zu sehen, dass die optische Dicke beim Überflug der Satelliten kleiner als 0.1 war. Dies ist um einiges geringer als das τ_{ges} , welches vom Polly bestimmt wurde. Beim Vergleich der unterschiedlich ermittelten optischen Dicken (Polly, MODIS Terra und Aqua) sollte jedoch der Zeitunterschied der Messung berücksichtigt werden. Ein weiterer Hinweis auf eine mit Partikeln wenig belastete Atmosphäre ist die Sichtweite (s). Sie betrug an diesem Tag 18 km. Das Mittel der Sichtweiten (gemittelt über alle bestimmten Sichtweiten von April 2009 bis März 2010) nimmt einen Wert von 11 ± 6 km an und ist damit um 7 km niedriger.

Zusammenfassend lässt sich formulieren, dass SDZ am 12.8.2009 unter dem Einfluss von relativ sauberen Luftmassen stand, was das mit dem Lidar bestimmte τ_{ges} von 0.26 zeigt und die Vergleiche mit MODIS-Daten bestätigen. In der PGS kann von einer anthropogenen Belastung durch lokale Partikelquellen ausgegangen werden. Dafür sprechen ein L_{PGS} von 60 bis 65 sr und ein τ_{PGS} von 0.19. Des Weiteren wurde herausgefunden, dass über der PGS eine schwach ausgeprägte Partikelschicht mit einem τ_{FT} von 0.07 vorhanden war. Auch in dieser Höhe herrschte eine Nordströmung und es wurde eine Lidarverhältnis von 20–30 sr bestimmt.

3.2 Anströmung aus dem Bereich der Megacity Peking

Als zweites Messbeispiel wird im Folgenden die Messung vom 14.8.2009 von 1705 UTC bis 1930 UTC beschrieben. Diese Messung wurde nach dem starken Anstieg der Signalintensität gemacht. Zu diesem Zeitpunkt befand sich SDZ unter dem Einfluß einer Tiefdruckbrücke (siehe Abb. 3.7). Durch diese Druckverhältnisse entstand am Messstandort eine Südströmung und Luftmassen aus Peking wurden in der PGS zum Messstandort SDZ transportiert. Die Temperatur lag während des Messzeitraums bei im Mittel 18°C und es herrschten niederschlagsfreie Verhältnisse. In der Verlaufsdarstellung des logarithmisch abstandskorrigierten Signals in Abbildung 3.8 ist zu erkennen, dass die PGS im Verlauf der Messung in ihrer vertikalen Ausdehnung nicht konstant war. Über der PGS waren immer wieder vereinzelte Partikelschichten zu erkennen, die aber nicht konstant über die gesamte Messung existierten und in ihrer vertikalen Ausdehnung variierten. In den resultierenden Profilen für Partikelrückstreuung, Partikelextinktion und Partikellidarverhältnis in Abbildung 3.9 wird diese Schichtung deutlicher. Die Grenzschichtoberkante lag während der Messung im Mittel bei 1350 m. Diese mittlere PGS-Höhe ist jedoch nicht sehr repräsentativ für die Messung, da die PGS im Verlauf der Messung in ihrer vertikalen Ausdehnung stark variierte. Dabei erreichte β_{aer} Maximalwerte von $17 \text{ Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$ und

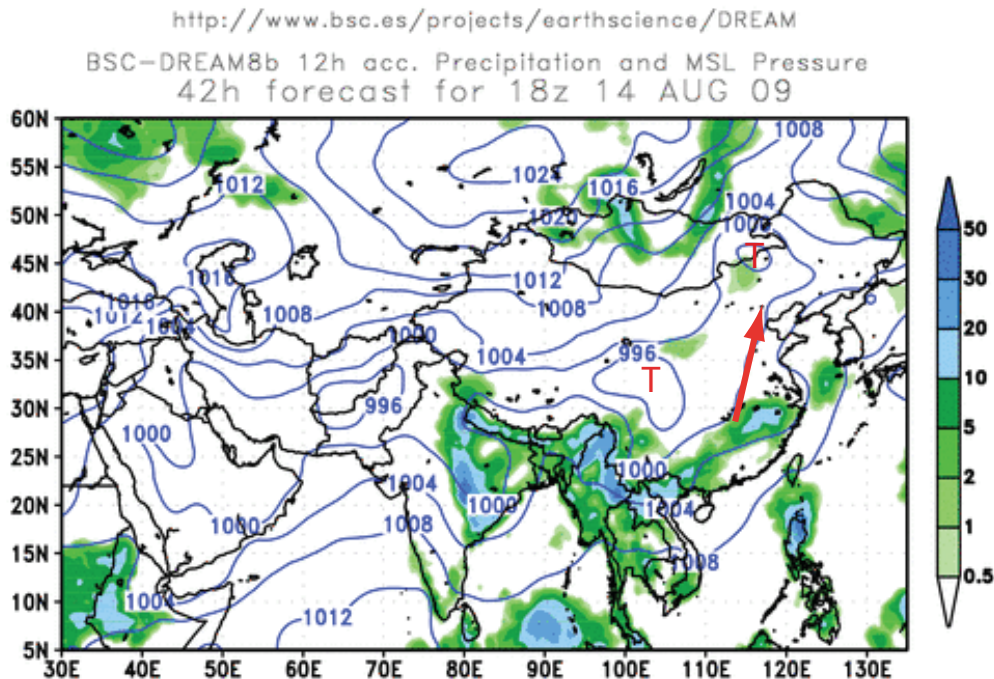


Abbildung 3.7: Druck- und Niederschlagsverhältnisse am 15.8.2009, 0200 LZ, wie sie durch das Vorhersagemodell DREAM prognostiziert wurden. Rot hervorgehoben sind die für SDZ bestimmenden Druckgebilde. Der rote Pfeil symbolisiert die Richtung des Luftmassentransports. Die grünen und blauen Bereiche zeigen Niederschlagsgebiete.

α_{aer} Maximalwerte von 1021 Mm^{-1} . Diese Werte sind dreimal so groß wie bei nördlicher Anströmung. Das L_{PGS} lag im Mittel bei 61 ± 4 sr. Andere Messungen für anthropogenes Aerosol aus Peking ergaben ein L_{PGS} von 38 ± 7 sr, ermittelt mit den Raman-Lidar Polly (Tesche et al., 2007), und 58 ± 10 sr, ermittelt aus Daten von AERONET (Cattrall et al., 2005). Der Unterschied zwischen dem L_{PGS} von Tesche et al. (2007) und dem bei SDZ gemessenen L_{PGS} bei Anströmung aus dem Gebiet Peking kann daher rühren, dass die Messungen von Tesche et al. (2007) nur vom 7. bis 24. Januar stattfanden und die Messungen dieser Arbeit über ein Jahr liefen.

Die Trajektorienrechnungen von HYSPLIT (siehe Abb. 3.10) zeigen, dass die Luftmassen, die zur Messung über dem Messstandort waren, direkt aus dem Bereich Peking kamen. Für das Aufladen der Luftmassen in der PGS mit Partikeln ist das Kriterium wichtig, dass das Luftpaket sich den ganzen Zeitraum in der Grenzschicht befindet, und kein Luftmassenaustausch mit der freien Troposphäre stattfindet. Die Rückwärtstrajektorien in 500 m Höhe (rot) und in 1200 m Höhe (blau), die repräsentativ für die PGS sind, blieben während des gesamten Zeitraums der Berechnung in der PGS. Im weiteren Verlauf ihrer Rückrechnung hatte die 500-m-Trajektorie (rot) sogar Bodenkontakt. Dieser fand vor Peking statt, sodass die Trajektorie für den Bereich ab Peking genutzt werden kann. Dies in Verbindung mit den in der PGS im Mittel gemessenen 61 ± 4 sr ist ein Hinweis

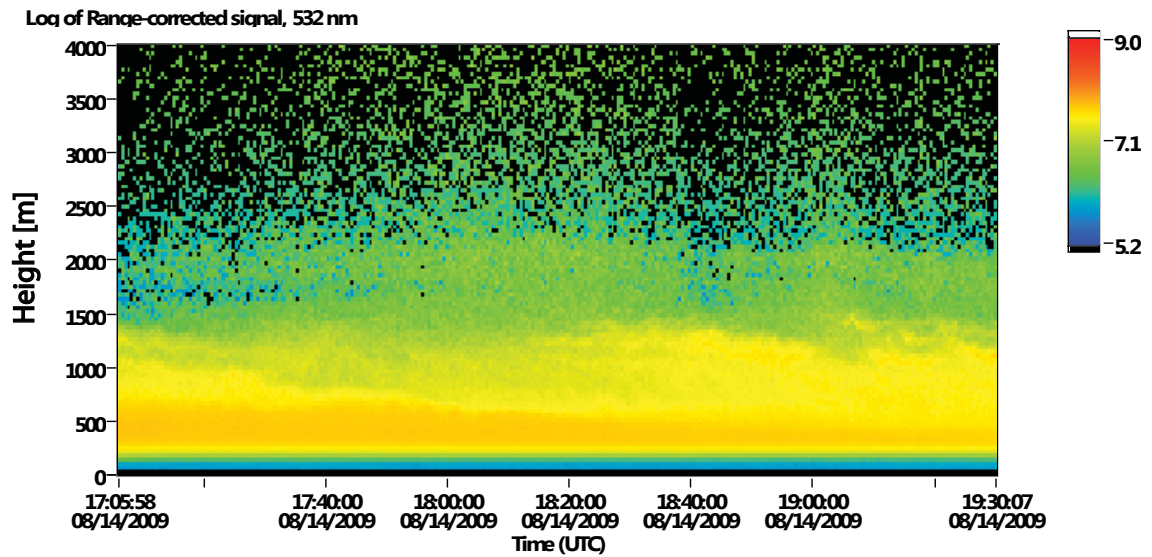


Abbildung 3.8: Verlaufsdarstellung des logarithmisch abstandskorrigierten Lidarsignals vom 15.8.2009 von 0105 bis 0330 LZ.

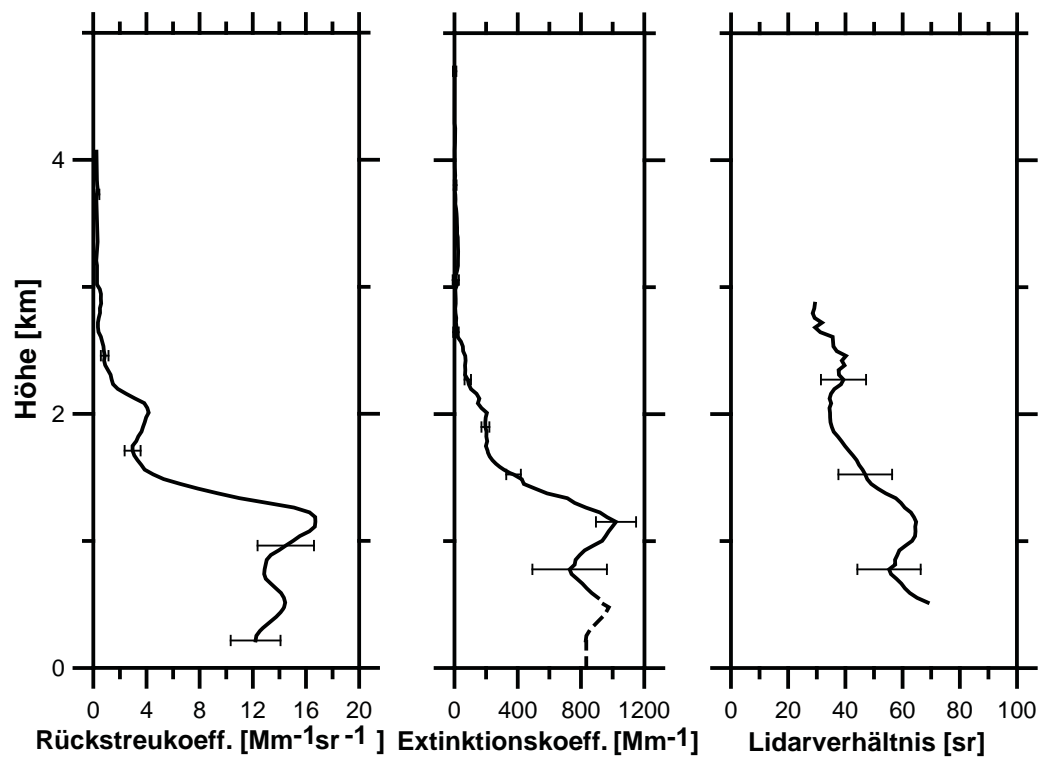


Abbildung 3.9: Vertikalprofile der Partikelrückstreuung, der Partikelextinktion und des Partikel-lidarverhältnisses vom 15.8.2009, 0105 bis 0330 LZ.

dafür, dass die PGS mit anthropogen erzeugten Partikeln aus Peking beladen wurde. Des Weiteren ist nicht auszuschließen, dass das vorhandene Partikelmaterial im Bereich der Restschicht vom Tag (1200 m Höhe) aus größerer Entfernung herantransportiert wurde. Bei Messungen in Ostchina wurde herausgefunden, dass gerade in den Provinzen Shandong, Jiangsu und Anhui eine hohe Partikelbelastung, durch starke Emissionen in Industriegebieten sowie in urbanen Bereichen, vorhanden ist (He et al., 2011). Außerdem wird gerade in den Sommermonaten (Juni, Juli und August) südlich von Peking durch die Landwirtschaft Brandrodung betrieben. Dies führt zu einem nicht zu vernachlässigenden Eintrag von Asche- und Rußpartikeln in die Atmosphäre. Bei südlicher Anströmung können diese Partikel Richtung Peking transportiert werden (Duan et al., 2004).

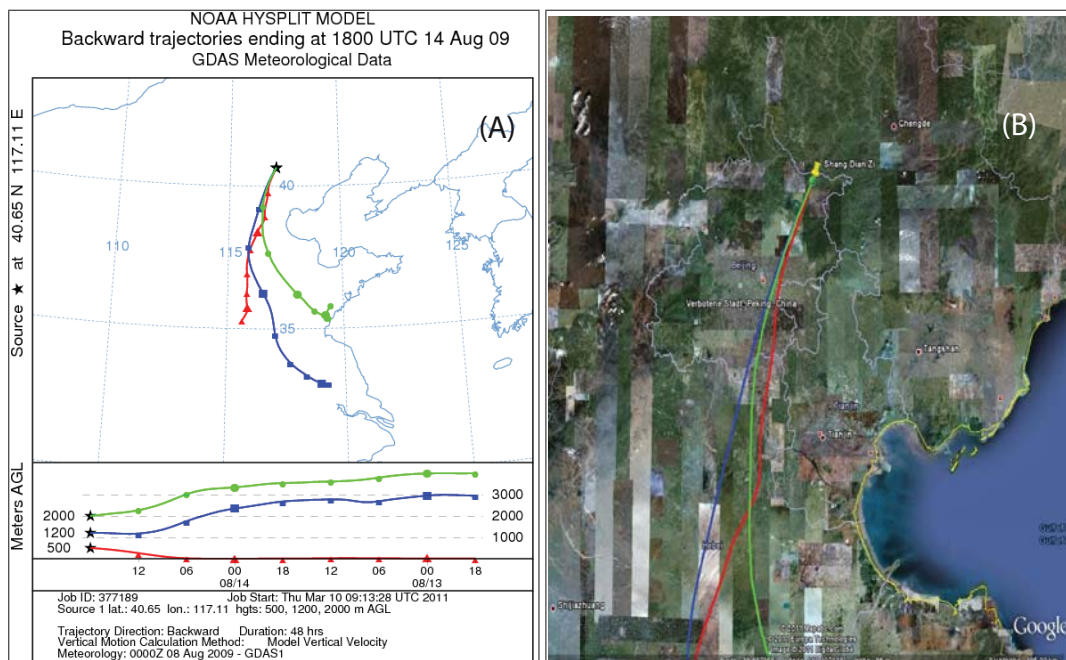


Abbildung 3.10: Rückwärtsrajektorien vom 15.8.2009, 0200 LZ für SDZ mit den Ankunftshöhen bei 500 m, 1200 m und 2000 m AGL (Höhe über Grund). In Bild (A) sind die HYSPLIT-Trajektorien mit horizontalem und vertikalem Verlauf dargestellt. In Bild (B) sind die Trajektorien über eine Google-Earth-Hintergrundkarte (earth.google.com) gelegt.

Ab 1200 m nimmt das Lidarverhältnis wieder ab, bis es sein Minimum bei 2000 m mit einem Wert von 34 sr erreicht hat. Im Rückstreuprofil ist in diesem Bereich um 2000 m eine nicht so stark ausgeprägte Struktur zu erkennen. Sie fängt bei 1790 m an und endet in einer Höhe von 3000 m. Ein Lidarverhältnis von 34 sr weist wieder auf größere, nicht so stark absorbierende Partikel hin. Die Anströmung verläuft zwar auch in dieser Schicht aus südlicher Richtung, da aber der Vertikalschnitt der Rückwärtstrajektorie (siehe Abb. 3.10 (A)) zeigt, dass das Luftpaket zu keinem Zeitpunkt eine absinkende Tendenz Richtung PGS aufwies, ist die Wahrscheinlichkeit, dass in dieser Schicht Partikel aus Peking vorhanden waren, gering. Wahrscheinlicher ist, dass das Partikelmaterial über größere

Distanzen herantransportiert wurde. Es können jedoch keine weiteren Aussagen über die Partikel in dieser Schicht gemacht werden.

Über alle Aerosolschichten ergab sich ein τ_{ges} von 1.37. Dieses war damit fast doppelt so groß wie das Mittel über alle τ_{ges} -Werte des Messzeitraums (April 2009 bis März 2010). Dies weist ebenfalls auf eine starke Verschmutzung der Atmosphäre hin. Die Peking-Aerosolfahne trägt hierbei über 90% zu τ_{ges} bei. In der nicht eindeutig zu identifizierenden Schicht darüber (1790 m bis 3000 m) lag τ_{FT} bei 0.09.

Als Vergleichsdaten zu den mit dem Polly bestimmten τ_{ges} -Daten standen Messergebnisse vom AATSR (Advanced Along-Track Scanning Radiometer) zur Verfügung. AATSR ist ein Radiometer auf dem Satellit ENVISAT der Europäischen Raumfahrtbehörde ESA.

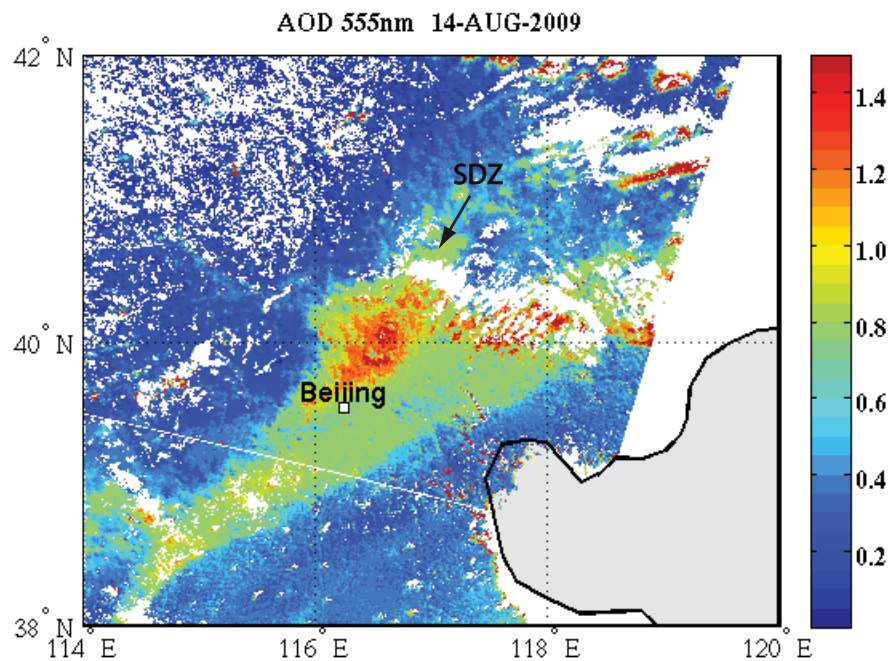


Abbildung 3.11: Daten der optischen Dicke von AATSR vom 14.8.2009, 0242 UTC (1042 LZ). Die Daten wurden von Anu Maija Sundstrom (Finnisches Meteorologisches Institut) zur Verfügung gestellt (<http://aatsraerosol.fmi.fi/>).

Das Gerät hat eine Auflösung von einem Kilometer und misst reflektierte Strahlung in einem Wellenlängenbereich von 0.55–12 μm . In Abb. 3.11 ist die aerosoloptische Dicke im Bereich von Peking dargestellt. In Gebieten mit grüner bis roter Färbung wurden optische Dicken von 0.6 bis 1.5 gemessen. Gebiete mit blauer Färbung sind repräsentativ für saubere, wenig aerosolbelastete Luft. Dort wurden optische Dicken < 0.6 ermittelt. In den weißen Feldern stehen keine Daten zur Verfügung. In Abb. 3.11 ist zu erkennen, dass sich ein Gebiet mit hoher aerosoloptischer Dicke südwestlich von Peking wie eine Art Rauchfahne über Peking bis in das Gebiet von SDZ erstreckte. Hierbei herrsch-

te schon südwestlich von Peking eine aerosoptische Dicke von 0.8. Dies hängt damit zusammen, dass die südwestlichen Anströmungsverhältnisse in Kombination mit der in Abbildung 3.12 braun gekennzeichneten Gebirgskette ein Aufstauen der partikelbelasteten Luftmassen an der Ostflanke des Gebirges bewirken. Im weiteren Verlauf wurden die Luftmassen an der Ostflanke in Richtung Peking geleitet. Der zusätzliche Einfluss des Großraums Peking bewirkt dann einen Anstieg der optischen Dicken bis hin zu 1.5 (roter Bereich in Abb. 3.11).

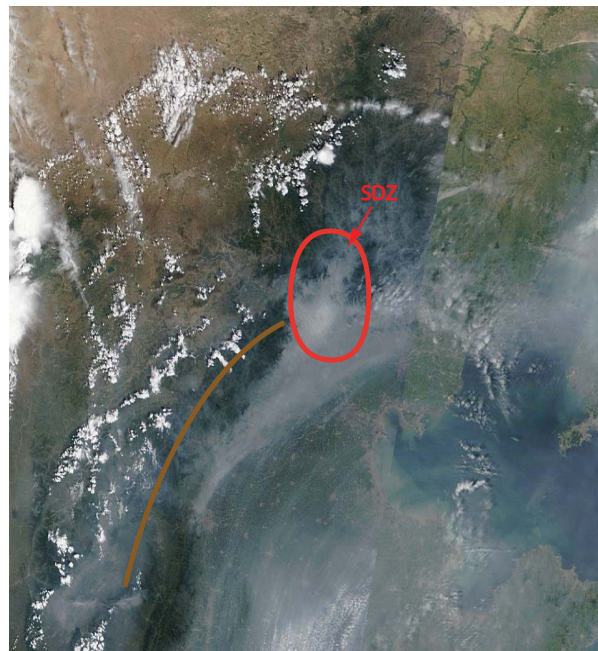


Abbildung 3.12: Satellitenbild von MODIS Terra vom 14.8.2009. Das Bild ist in True Color dargestellt, d.h. dass die Kanäle für rot, blau und grün kombiniert wurden. Die Überflugszeiten für den jeweiligen Messtag sind aus Tabelle 3.1 zu entnehmen.

Zusammenfassend ist festzustellen, dass SDZ am 14.8.2009 unter dem Einfluss von Luftmassen mit starker Partikelbelastung lag, was mit dem vom Lidar gemessenen τ_{ges} -Wert von 1.37 gezeigt und durch die Vergleichsdaten von AATSR bestätigt wurde. Des Weiteren wurde anhand der Bestimmung des L_{PGS} von 61 ± 4 sr in der Abluftfahne von Peking herausgefunden, dass hauptsächlich kleine, relativ stark absorbierende anthropogene Partikel den Messstandort erreichten. In Kombination mit Trajektoriendaten und Satellitendaten wurde zusätzlich die Quelle dieser hohen Partikelbelastung ermittelt.

3.3 Anströmung oberhalb der PGS aus Wüstenbereichen

Als drittes Messbeispiel wurde die Messung vom 29. April 2009, 1705 UTC bis 1930 UTC, ausgewählt. Über dem Pazifik lag ein Hochdruckkomplex (siehe Abb. 3.13). Nordwestlich

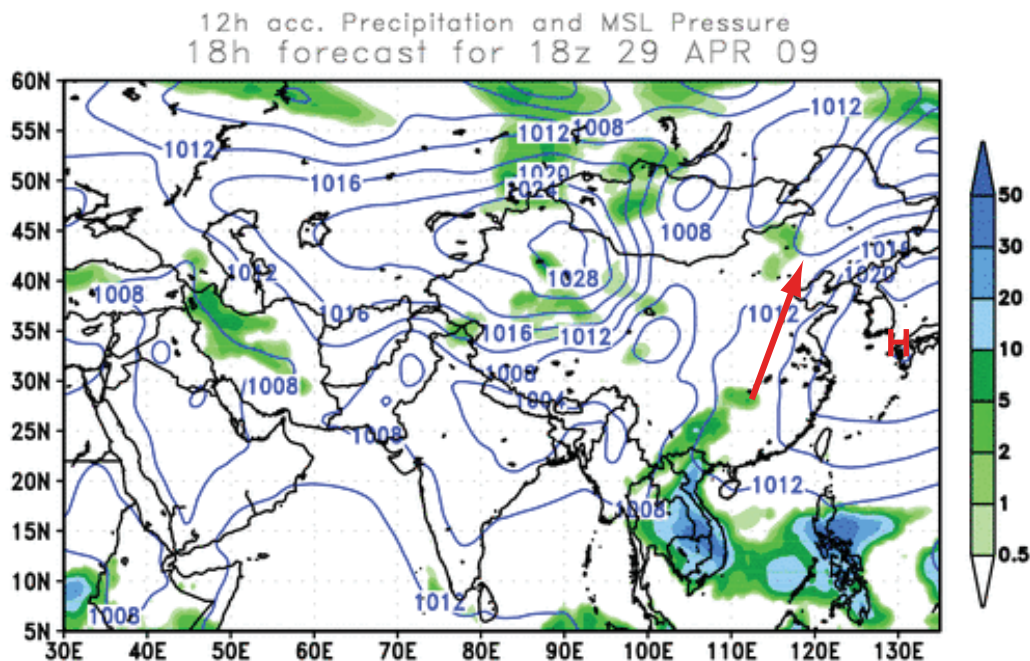


Abbildung 3.13: Druck- und Niederschlagsverhältnisse am 30.4.2009, 0200 LZ, wie sie durch das Vorhersagemodell DREAM prognostiziert wurden. Rot hervorgehoben ist das für SDZ bestimmende Druckgebilde. Der rote Pfeil symbolisiert die Richtung des Luftmassentransports. Die grünen und blauen Bereiche zeigen Niederschlagsgebiete.

von SDZ lag ein kleines Niederschlagsgebiet, das sich nicht bis zum Messstandort ausdehnte. Die Temperatur lag über die Messung gemittelt bei 13 °C. Da sich SDZ am westlichen Rand des Hochdruckgebiets befand, entstand am Boden eine konstante Südströmung. Dadurch wurden in der Grenzschicht Luftmassen aus dem Bereich Peking zum Messstandort transportiert.

Die Verlaufsdarstellung des logarithmisch abstandskorrigierten Signals (siehe Abb. 3.14) zeigt eine zeitlich konstante Partikelschicht mit einer vertikalen Ausdehnung um 1000 m Höhe und oberhalb von 1250 m Höhe keine Struktur mehr. Im Partikelrückstreue- und Partikelextinktionsprofil (siehe Abbildung 3.15) wird jedoch deutlich, dass auch signifikantes Signal in Höhen über 1250 m gemessen werden konnte.

Im Rückstreuprofil ist zu erkennen, dass die PGS-Höhe am 29.4.2009 im Mittel 750 m betrug. Der Rückstreukoeffizient β_{aer} erreichte Maximalwerte von $18 \text{ Mm}^{-1} \text{sr}^{-1}$ und der Extinktionskoeffizient α_{aer} hatte einen Maximalwert von 1105 Mm^{-1} . Das L_{PGS} nahm Werte bis 62 sr an. In Abbildung 3.16 (A) ist gut zu erkennen, dass die Trajektorie mit einer Ankunftshöhe von 700 m AGL aus Peking kam. Die starke Verschmutzung zeichnet sich durch sehr hohe Extinktionskoeffizienten in Verbindung mit einem hohen τ_{PBL} von 0.56 aus. Des Weiteren verringerte sich bei Anströmung aus dem Bereich Peking die Sichtweite. Zum Zeitpunkt der Messung wurde eine Sichtweite von 3.7 km bestimmt.

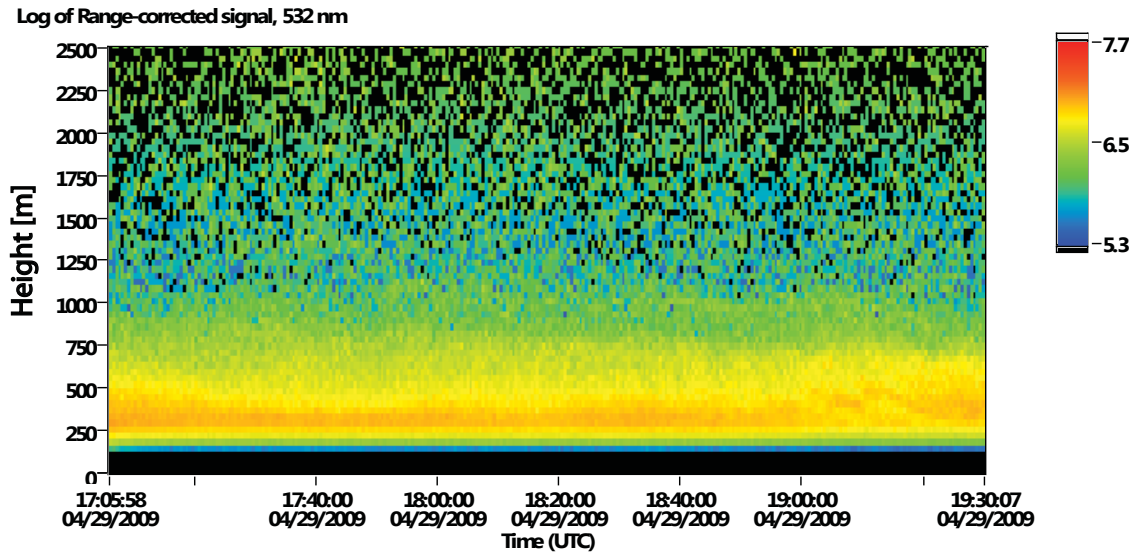


Abbildung 3.14: Verlaufsdarstellung des logarithmisch abstandskorrigierten Lidarsignals vom 30.4.2009 von 0105 bis 0330 LZ.

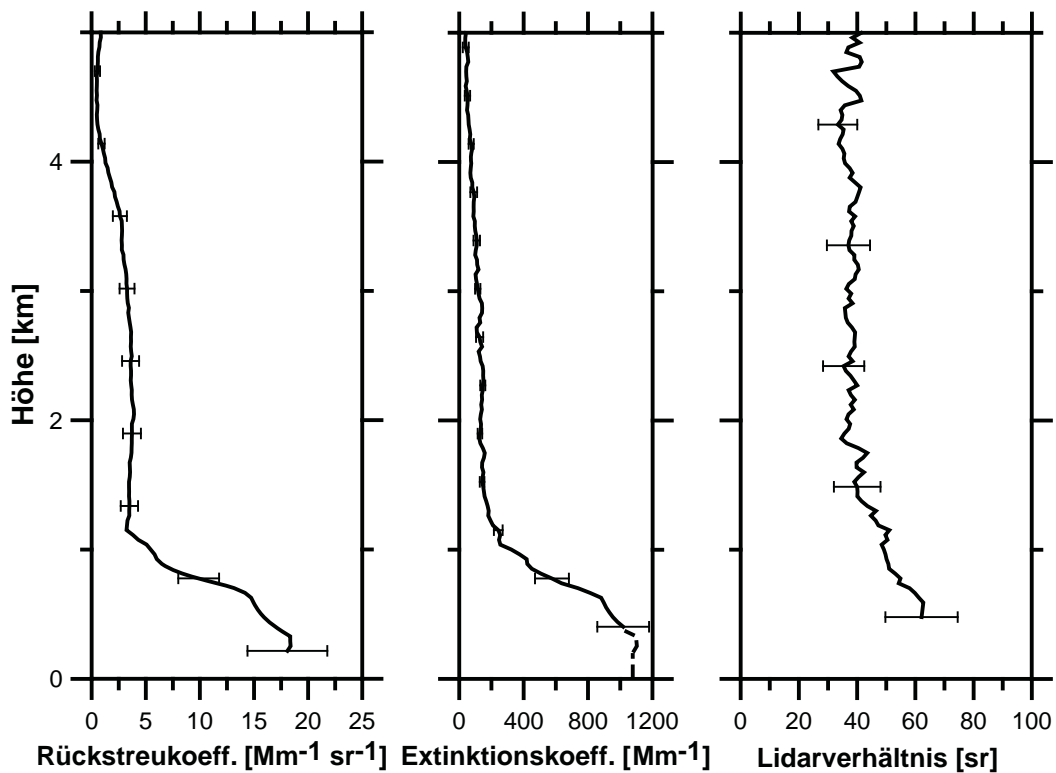


Abbildung 3.15: Vertikalprofile der Partikelrückstreuung, der Partikelextinktion und des Partikel-Lidarverhältnisses vom 30.4.2009, 0105 bis 0330 LZ.

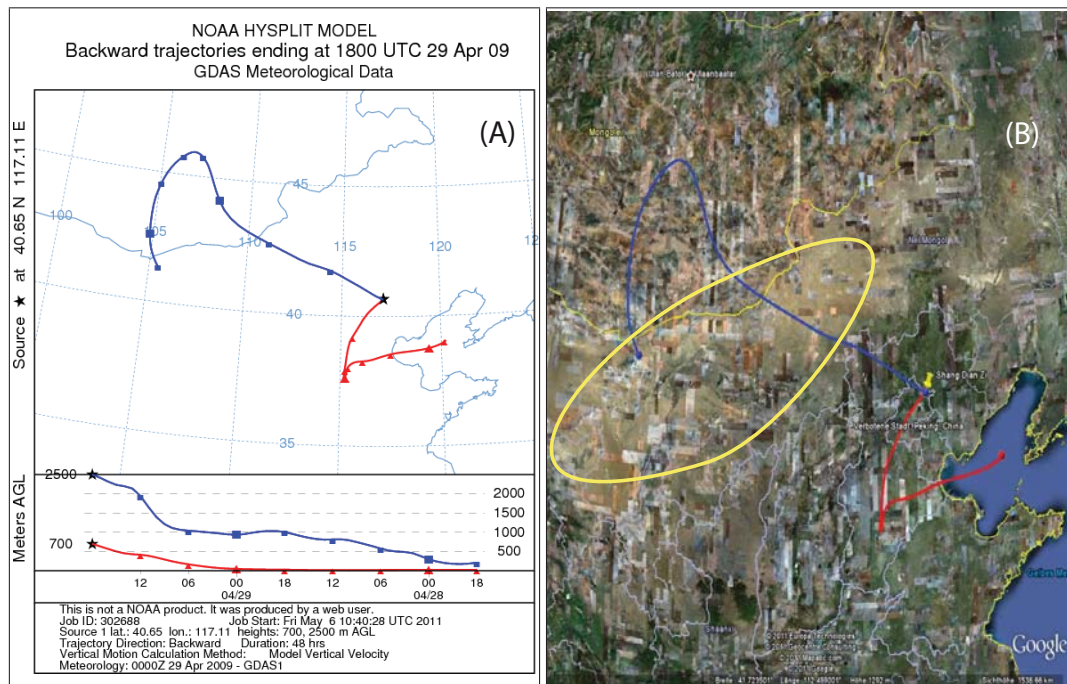


Abbildung 3.16: Rückwärtsrajektorien vom 30.4.2009, 0200 LZ für SDZ mit den Ankuftshöhen bei 700 m und 2500 m AGL (Höhe über Grund). In Bild (A) sind die HYSPLIT–Trajektorien mit horizontalem und vertikalem Verlauf dargestellt. In Bild (B) sind die Trajektorien über eine Google–Earth–Hintergrundkarte (earth.google.com) gelegt.

Im Rückstreuprofil ist über der PGS eine weitere Partikelschicht zu erkennen. Diese Schicht hat ihre Obergrenze bei 4500 m. Das Maximum des Rückstreukoeffizienten ist $4 \text{ Mm}^{-1} \text{ sr}^{-1}$. Auch im Extinktionsprofil ist die Schicht noch deutlich zu erkennen. Das Extinktionsmaximum beträgt 150 Mm^{-1} und es wurde eine τ_{FT} von 0.56 gemessen. Daraus resultiert ein τ_{ges} von 1.12. Die mit dem Polly ermittelten Werte der optischen Dicke werden durch die in Abb. 3.17 dargestellten optischen Dicken von MODIS Terra für den 29.4.2009 bestätigt. MODIS Terra zeigt für den Bereich um den Messstandort Werte von 1.24 und für weitere Gebiete südlich von SDZ Werte von über 1.5. Aufgrund der Partikelverteilung bedeutet ein τ_{ges} von 1.12, dass zum Zeitpunkt der Messung 50% von τ_{ges} oberhalb der PGS gemessen wurde. Die Trajektorie mit einer Ankuftshöhe von 2500 m AGL in Abb. 3.16 (A) zeigt an, dass dieses Aerosol offensichtlich aus der Wüste Gobi stammt. In Abb. 3.16 (B) sind die Wüstenregionen gelb gekennzeichnet. Westliche Anströmungsverhältnisse führen häufig zu stärkeren Staubereignissen am Messstandort SDZ. Die Abwesenheit von Niederschlägen begünstigt den Staubtransport, da dadurch die nasse Deposition des in den Luftmassen befindlichen Wüstenstaubs verhindert wird. Ein weiterer Hinweis ist die modellierte Staubaufladung vom Staubvorhersagemodell DREAM (Nickovic et al. (2001); Perez et al. (2006a); Perez et al. (2006b)). Abbildung 3.18 zeigt an, dass die Beladung der Luftsäule mit Wüstenstaub im Anströmungsbereich extrem hoch war (bis zu 7 g/m^2). Die Westwinde trugen diese mit Staub

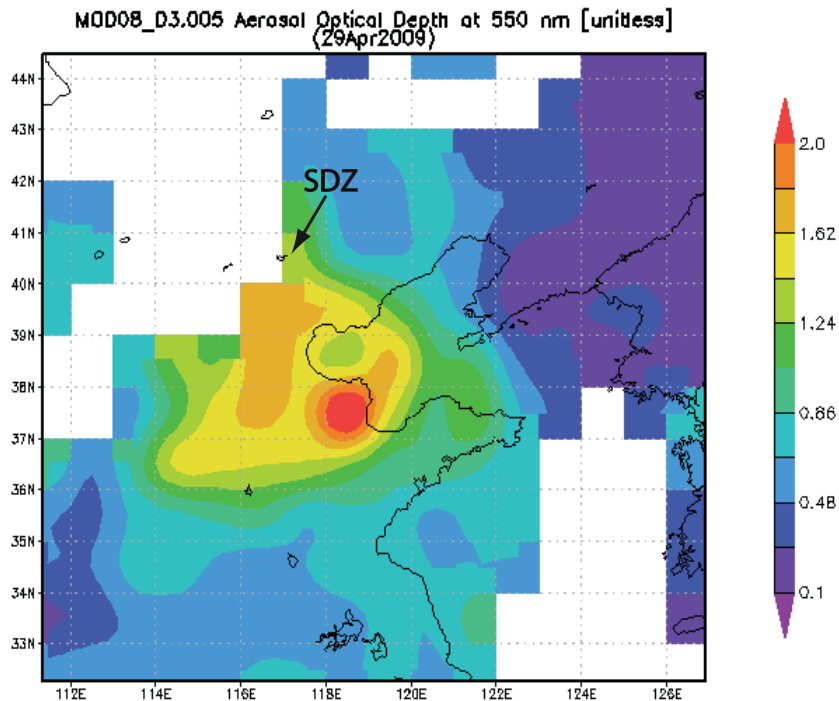


Abbildung 3.17: MODIS Daten der optischen Dicke von Terra vom 29.4.2009. Die Überflugszeiten für den jeweiligen Messtag sind aus Tabelle 3.1 zu entnehmen.

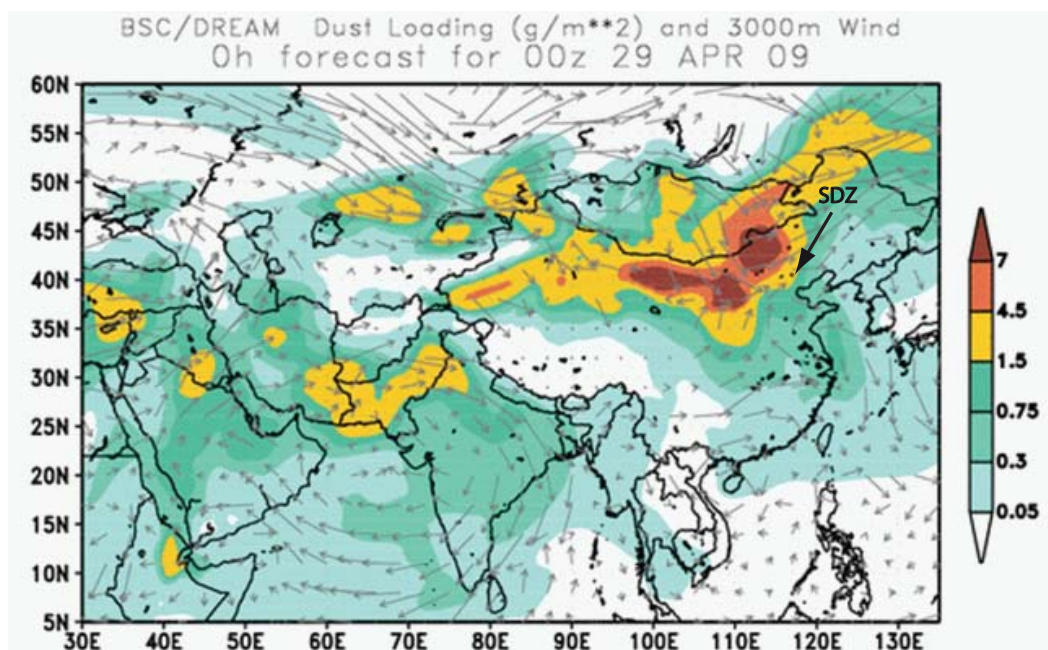


Abbildung 3.18: Vom DREAM-Modell vorhergesagte Staubaufladung in g/m^2 vom 29.4.2009, 0800 LZ.

beladenen Luftmassen Richtung Messstandort. Die berechneten Daten des Lidarverhältnisses in der Schicht direkt über der PGS untermauern die Daten von DREAM. Das Lidarverhältnis ist von 2000 bis 5000 m nahezu höhenkonstant und beträgt 35–40 sr. Dies ist charakteristisch für Gobi–Wüstenstaub (Müller et al., 2007).

Zusammenfassend ist festzustellen, dass am 29.4.2009 die Luftmassen aus mehreren Richtungen über den Messstandort advehiert wurden. Der Tag war von einer hohen aerosoptischen Dicke geprägt. Die PGS (siehe Abb. 3.15) war mit anthropogen erzeugten Partikeln, welche von Süden aus Peking herantransportiert wurden, aufgeladen. Dies wird durch den Verlauf der Trajektorien (siehe Abb. 3.16 (B)) sowie die hohe optische Dicke in der PGS von 0.56 und dem für anthropogen erzeugte Partikel charakteristischen L_{PGS} zwischen 54 und 63 sr belegt. In der Luftmasse direkt über der PGS sind ein Lidarverhältnis von 35 bis 40 sr, die Anströmung aus westlicher Richtung sowie die Daten des DREAM–Modells mit einer modellierten Staubaufladung von max. 7 g/m^2 Hinweise, dass eine erhebliche Staubbiladung in dieser Schicht vorherrschte.

Kapitel 4

Ergebnisse der Clusteranalyse

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse einer Clusteranalyse für die Anströmung in 500 und 2500 m Höhe (AGL) vorgestellt. Hierbei wird eine Unterteilung der in Abschnitt 1.3 vorgestellten Messgrößen nach den in Abschnitt 2.3 bestimmten Hauptanströmungsrichtungen durchgeführt. Des Weiteren wird eine saisonale Unterteilung nach Frühling (1. März bis 31. Mai), Sommer (1. Juni bis 31. August), Herbst (1. September bis 30. November) und Winter (1. Dezember bis 28. Februar) durchgeführt.

4.1 Vertikale Aerosolstruktur

4.1.1 Höhe der planetaren Grenzschicht

In Abbildung 4.1 ist die Verteilung der PGS-Höhen gezeigt. Die PGS variierte über den gesamten Messzeitraum zwischen 500 und 1750 m. Der Mittelwert der Höhe der PGS ist 842 ± 243 m. Am häufigsten traten PGS-Höhen zwischen 625 und 875 m auf. Für eine genauere Bestimmung der PGS-Höhe bei SDZ wären Radiosondenprofile und zusätzlich Messungen des höhenaufgelösten Rückstreuoeffizienten bei mehreren Wellenlängen nötig gewesen. Diese liefern gerade bei Fällen mit Partikelschichten über der PGS, wie sie bei SDZ oft auftraten, wichtige Zusatzinformationen über die Grenzschichtentwicklung (Mattis et al., 2004).

In Abb. 4.2 ist die PGS-Höhe für die vier Jahreszeiten und die drei Cluster (Anströmung in 500 m Höhe über SDZ) dargestellt. Hierbei sind die Standardabweichungen für die jahreszeitlich berechneten PGS-Höhen rot eingetragen. Über den Balken ist die Anzahl der Messungen für das jeweilige Cluster zur jeweiligen Jahreszeit angegeben. Cluster 1 steht für Anströmung aus südlicher Richtung, Cluster 2 symbolisiert Anströmung aus

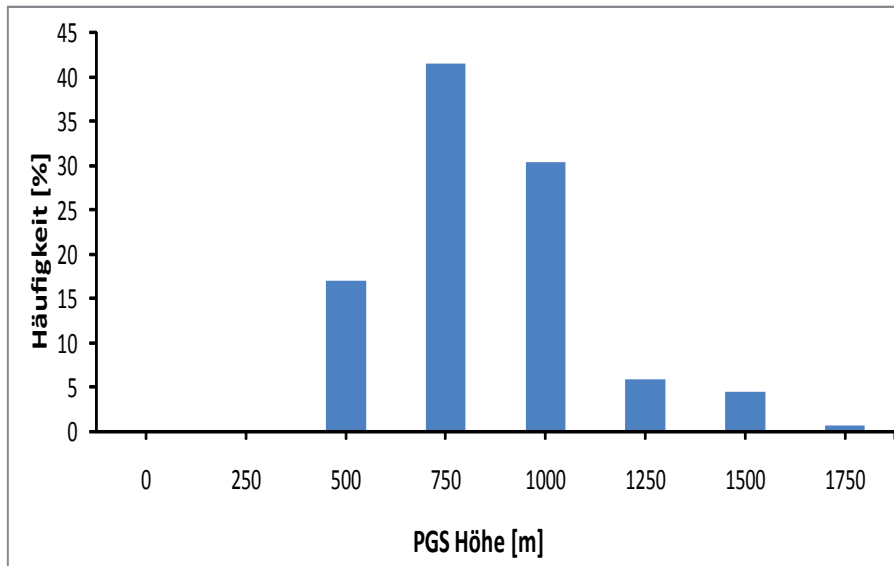


Abbildung 4.1: Häufigkeit der PGS-Höhen für 7 Intervalle mit 250 m Breite.

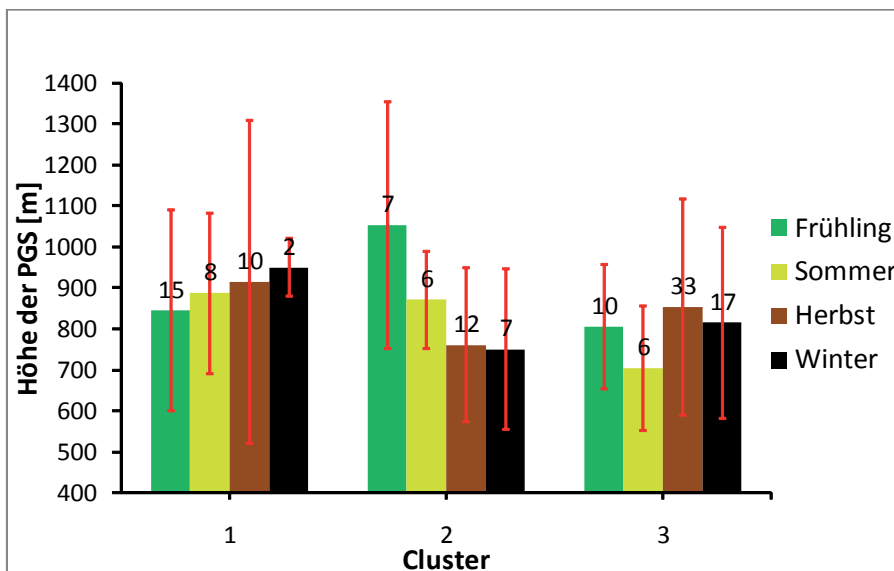


Abbildung 4.2: Höhe der PGS in Abhängigkeit von der Jahreszeit und der Anströmungsrichtung in 500 m Höhe über SDZ. Die roten Fehlerbalken kennzeichnen die Standardabweichung. Die Zahlen über den Balken geben die Anzahl der Messungen an.

nördlicher Richtung und Cluster 3 bedeutet Anströmung aus westlicher Richtung. Bei näherer Betrachtung konnte keine signifikante Clusterabhängigkeit festgestellt werden. Für Cluster 1 ergibt sich bei Mittelung über die Jahreszeiten mit 900 ± 44 m die höchste PGS-Höhe. Für die Cluster 2 und 3 ergeben sich mittlere PGS-Höhen von 859 ± 141 m und 794 ± 64 m.

4.1.2 Maximale Höhe des detektierten Aerosols

Über der nächtlichen PGS wurden in allen Fällen weitere Aerosolschichten detektiert. In Abb. 4.3 wird deutlich, dass in 92% der Fälle troposphärische Partikel in Höhen zwischen 2000 ± 500 m und 6000 ± 500 m gemessen wurden. In nur 8% der Fälle wurden Partikel auch über diesem Höhenbereich detektiert. Die maximale Höhe des detektierten Aerosols (Z_{\max}) variierte zwischen 1750 und 10500 m und betrug im Mittel 3944 ± 1703 m. Bei den sehr hohen Schichten kann ein Einfluss durch Vulkanausbrüche, welche in der Messperiode aufgetreten sind, nicht ausgeschlossen werden (siehe <http://ds.data.jma.go.jp/svd/vaac/data/index.html>).

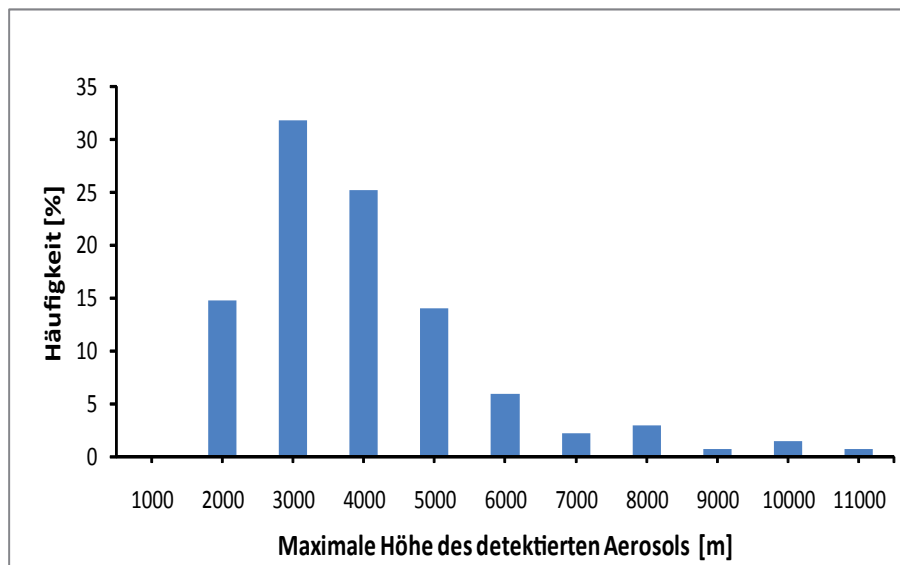


Abbildung 4.3: Häufigkeit von Z_{\max} für 10 Intervalle mit 1000 m Breite.

Da Z_{\max} immer über der PGS-Höhe lag, wurde die Anströmung in 2500 m Höhe über SDZ betrachtet. Abbildung 4.4 zeigt, dass Z_{\max} von der Anströmungsrichtung der Luftmassen in 2500 m Höhe und von der Jahreszeit abhängig ist. Bei westlicher Anströmung (Cluster 3) wurde die höchste vertikale Ausdehnung der detektierten Aerosolschichten gemessen. Z_{\max} nahm im Mittel einen Wert von 4422 ± 969 m an. Bei westlicher Anströmung wird oft Mineralstaub aus den Wüsten Gobi und Taklamakan herantransportiert, was zu ausgeprägten Partikelschichten über der nächtlichen PGS mit einer großen vertikalen Aus-

dehnung (>5000 m) führen kann (Sun et al., 2001). Bei Anströmung aus dem Norden (Cluster 2) wurden Partikel bis in Höhen von im Mittel 3900 ± 1188 m detektiert. Der kleinste Wert von Z_{\max} wurde bei Anströmung aus südlicher Richtung (Cluster 1) mit 3493 ± 900 m festgestellt.

Im Verlauf eines Jahres änderte sich Z_{\max} innerhalb der Cluster stark. Für die durch Ferntransport geprägten Cluster 2 und 3 ist der jahreszeitliche Verlauf von Z_{\max} ähnlich und vom Frühling zum Winter hin abnehmend. Dies hängt damit zusammen, dass sich Mineralstaubstürme aus den westlich gelegenen Wüsten im Frühjahr häufen (Sugimoto et al., 2003). Für Cluster 1 können keine jahreszeitlichen Schlussfolgerungen gezogen werden, da zu wenig Messungen vorliegen.

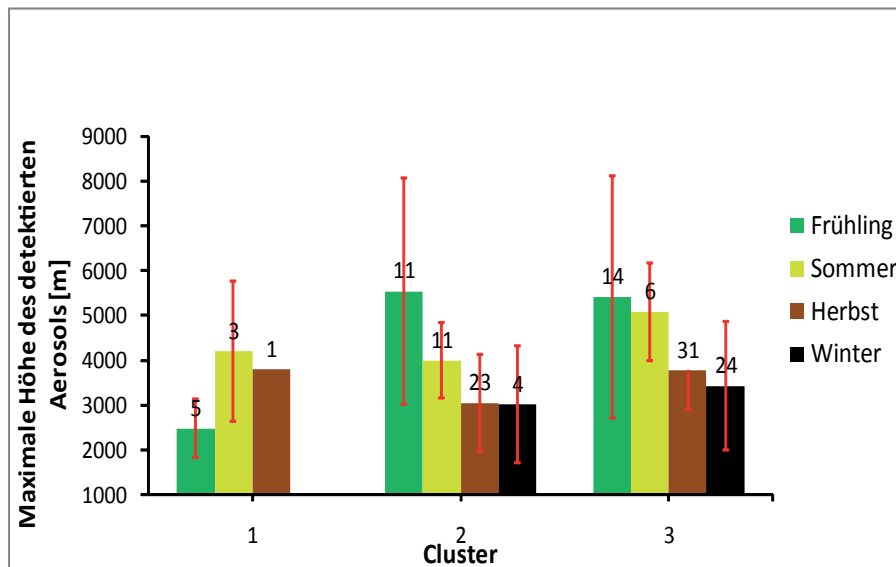


Abbildung 4.4: Maximale Höhe des detektierten Aerosols in Abhängigkeit von den Jahreszeiten und den Anströmungsrichtungen mit Trajektorien, die in 2500 m Höhe enden. Im Diagramm sind die Standardabweichungen für die jahreszeitlich berechneten Verhältnisse rot gekennzeichnet. Über den Balken ist die Anzahl der Messungen für das jeweilige Cluster zur jeweiligen Jahreszeit dargestellt.

4.2 Optische Dicke des Aerosols

In den drei folgenden Abschnitten wird auf die optische Dicke des Aerosols in der PGS (τ_{PGS}), die aller Aerosolschichten (τ_{ges}) sowie auf das Verhältnis aus τ_{FT} zu τ_{ges} eingegangen. Durch diese Größen kann zwischen Partikelbeladung in der PGS und in der freien Troposphäre unterschieden werden.

4.2.1 Optische Dicke des Aerosols in der Grenzschicht

Abbildung 4.5 zeigt, dass in 31% aller Messungen τ_{PGS} zwischen 0.15 und 0.24 liegt. Der kleinste Wert von τ_{PGS} beträgt 0.05 (12.9.2009, Cluster 2). Der größte Wert wurde am 17.9.2009 (Cluster 1) mit 1.87 bestimmt. Der Mittelwert von τ_{PGS} in der bodennahen, zumeist hoch belasteten Schicht ist 0.4 ± 0.28 .

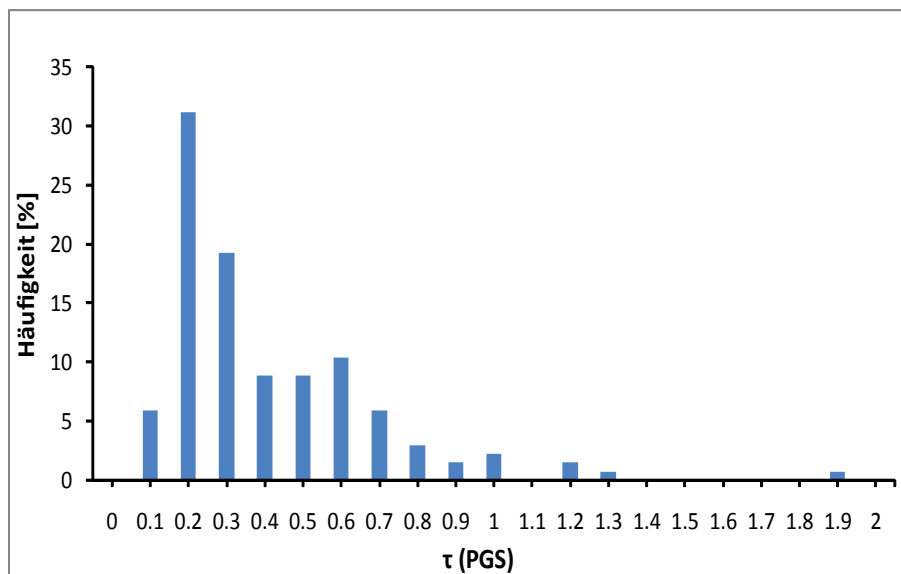


Abbildung 4.5: Häufigkeit von τ_{PGS} . Bei der Berechnung wurde eine τ -Intervallbreite von 0.1 verwendet.

Wie Abb. 4.6 zeigt, wurden die höchsten τ_{PGS} -Werte bei südlicher Anströmung (Cluster 1, Abluftfahne von Peking) gemessen. Es ergibt sich im Mittel über alle Jahreszeiten ein Wert von 0.66 ± 0.25 . Im Verlauf des Jahres steigt τ_{PGS} stetig an. Bei nördlicher Anströmung (Cluster 2) werden erwartungsgemäß die niedrigsten τ_{PGS} -Werte verzeichnet. Im Mittel ergibt sich ein τ_{PGS} von 0.22 ± 0.04 . Hierbei ändert sich τ_{PGS} im Laufe des Jahres kaum. Man kann daher zurecht von Hintergrundaerosolbedingungen sprechen, wenn die Luftmassen aus Norden kommen. Es bleibt jedoch festzustellen, dass auch bei nördlicher Anströmung anthropogene Quellen zu τ_{PGS} beitragen. Eine Luftmassenanströmung aus westlicher Richtung ist mit größeren τ_{PGS} -Werten verbunden. Im Mittel liegt τ_{PGS} bei 0.41 ± 0.05 . Die jahreszeitlichen Schwankungen sind auch hier gering. Aufgrund des Ferntransports von Wüstenstaub ist τ_{PGS} größer als im Fall der nördlichen Anströmung (Cluster 2). Außerdem befinden sich westlich von SDZ viele anthropogene Partikelquellen, z.B. die Städte Zhangjiakou (4.5 Mio. Einwohner) in der Provinz Hebei, Ulanqab (2.7 Mio. Einwohner), Hohhot (2.27 Mio. Einwohner), Baotou (2.1 Mio. Einwohner) und Bayan Nur (1.79 Mio. Einwohner). Diese können auch zu einer stärkeren Partikelbelastung bei westlicher Anströmung am Messstandort SDZ beitragen.

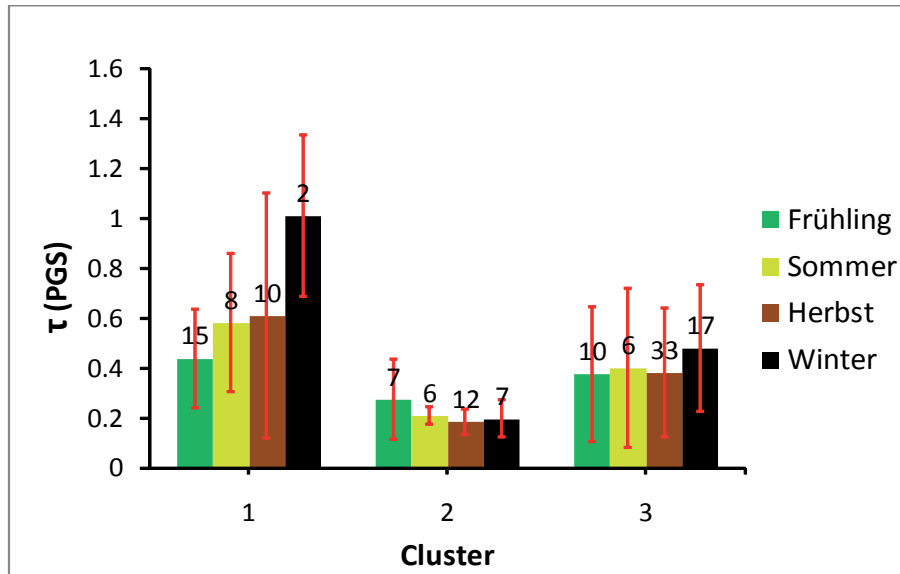


Abbildung 4.6: Optische Dicke τ_{PGS} in Abhängigkeit von den Jahreszeiten und den Anströmungsrichtungen mit Trajektorien, die in 500 m Höhe enden. Im Diagramm sind die Standardabweichungen für die jahreszeitlich berechneten Verhältnisse rot gekennzeichnet. Über den Balken ist die Anzahl der Messungen für das jeweilige Cluster zur jeweiligen Jahreszeit dargestellt.

4.2.2 Optische Dicke aller Aerosolschichten

Die optische Dicke τ_{ges} beschreibt die optische Wirkung aller Aerosolschichten. Diese können aus unterschiedlichen Richtungen herantransportiert werden. Deshalb wurden Trajektorien nicht nur für die bodennahe Schicht (Ankunftshöhe 500 m AGL) analysiert, sondern auch für die Ankunftshöhe 2500 m AGL.

In Abb. 4.7 ist zunächst zuerkennen, dass in etwa 50% der Messfälle Werte für τ_{ges} von 0.1–0.5 gemessen wurden. Die Werte überdecken einen Bereich von 0.16 bis 2.65. Das mittlere τ_{ges} beträgt 0.69 ± 0.45 .

Abbildung 4.8 zeigt, dass bei südlicher Anströmung in 500 m Höhe im Mittel die höchsten optischen Dicken τ_{ges} ermittelt wurden. Hierbei ergibt sich ein Mittelwert über alle Jahreszeiten von 1.15 ± 0.44 . Bei südlicher Anströmung in der PGS war oft eine andere Anströmung oberhalb davon vorhanden, sodass τ_{ges} nicht ausschließlich auf die Aerosolfahne aus Richtung Peking zurückzuführen war. Die Analyse der einzelnen Messtage mit südlicher Anströmung in der PGS zeigte, dass oft eine westliche Anströmung in 2500 m Höhe über SDZ existierte. Das Aerosol oberhalb der PGS trug hierbei bis zu 50% zu τ_{ges} bei. Außerdem werden bei südlicher Anströmung in den meisten Fällen sehr feuchte Luftmassen zum Messstandort getragen. Diese feuchten Luftmassen tragen auch einen Teil zu den erhöhten τ_{ges} -Werten bei, da der Extinktionskoeffizient mit der relativen Feuchte korreliert (Tesche, 2006) und bei Erhöhung der Luftfeuchte auch τ_{ges} steigt.

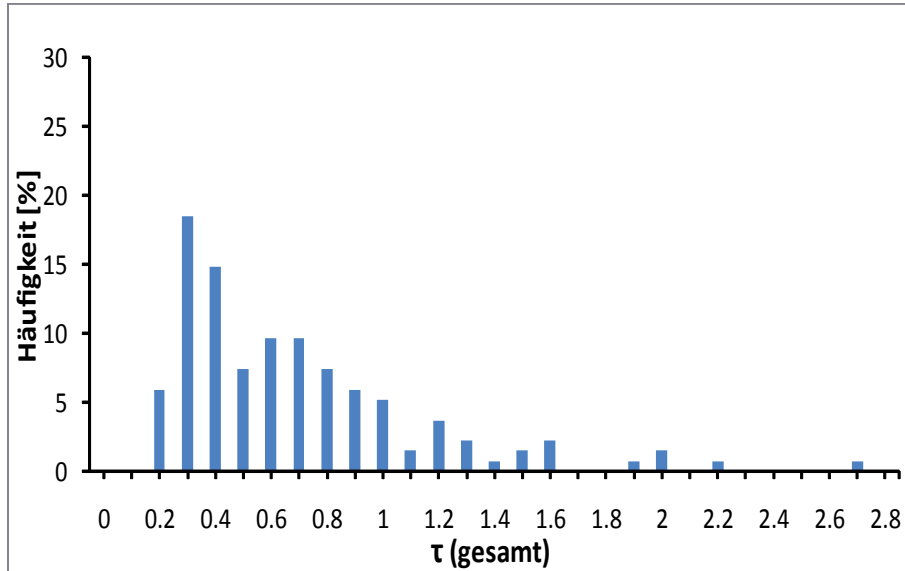


Abbildung 4.7: Häufigkeit von τ_{ges} . Die τ -Intervallbreite beträgt 0.2.

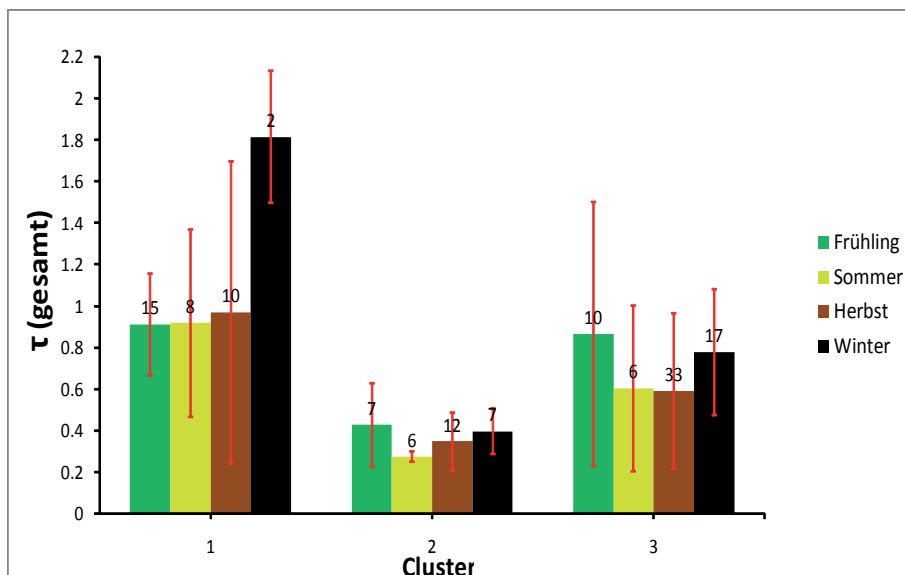


Abbildung 4.8: Optische Dicke τ_{ges} in Abhängigkeit von den Jahreszeiten und den Anströmungsrichtungen mit Trajektorien, die in 500 m Höhe enden. Im Diagramm sind die Standardabweichungen für die jahreszeitlich berechneten Verhältnisse rot gekennzeichnet. Über den Balken ist die Anzahl der Messungen für das jeweilige Cluster zur jeweiligen Jahreszeit dargestellt.

Bei nördlicher Anströmung (Cluster 2) in 500 m Höhe ergibt sich laut Abb. 4.8 der zu erwartende kleinste Mittelwert von τ_{ges} von 0.36 ± 0.07 . Es wird hierbei in der PGS in den meisten Fällen partikelarme Luft zum Messstandort getragen, da nördlich von SDZ kaum anthropogene Partikelquellen existieren. Beim Vergleich von τ_{PGS} (0.22 ± 0.04) mit τ_{ges} (0.36 ± 0.07) zeigt sich jedoch, dass ein nicht zu vernachlässigender Anteil an Partikeln über der PGS vorhanden ist. Bei Messtagen mit nördlicher Anströmung in der PGS treten über der PGS nördliche und westliche Anströmungen auf. Bei westlicher Anströmung können Wüstenstaubpartikel und auch anthropogene Partikel über Ferntransport zum Messstandort SDZ gelangen. Außerdem kann bei nördlicher Anströmung in 2500 m Höhe Waldbrandaerosol von Feuern, welche nördlich und nordöstlich von Peking in einer Entfernung von >1000 km jedes Jahr vorkommen, zum Messstandort getragen werden (Zhang et al., 2008). Bei westlicher Anströmung (Cluster 3) in 500 m Höhe herrschte auch in den meisten Fällen Westanströmung über der PGS. Hierbei wurde ein mittleres τ_{ges} von 0.71 ± 0.13 ermittelt. Dieser Wert spiegelt wider, dass die Aerosolbelastung im Westen Chinas aufgrund der natürlichen und anthropogenen Partikelquellen sehr hoch ist und diese stark partikelbelasteten Luftmassen bei Westströmung zum Messstandort transportiert werden.

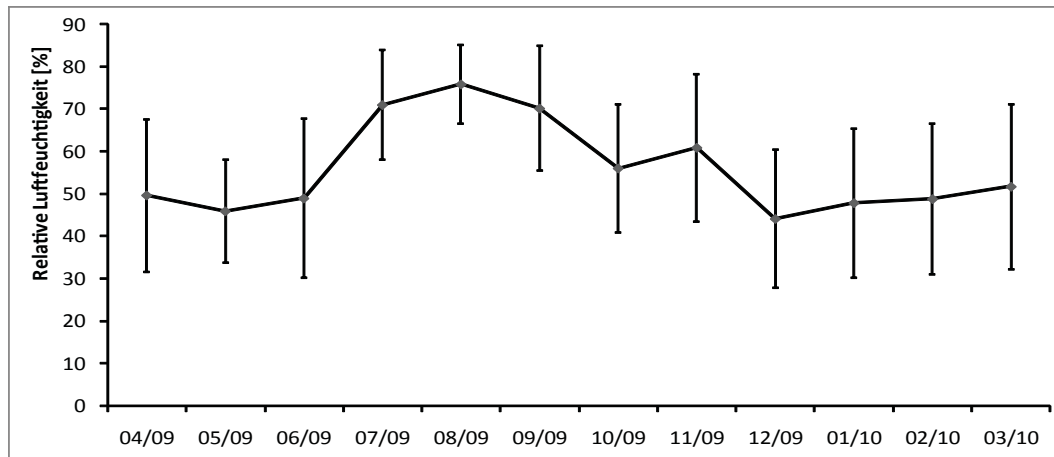


Abbildung 4.9: Zeitlicher Verlauf der relativen Luftfeuchtigkeit monatlich gemittelt vom 7.4.2009–15.3.2010. Die Daten stammen vom Flughafen Peking (<http://www.wunderground.com>).

Die jahreszeitlichen Verläufe von τ_{ges} sind wegen der großen Variabilität (Standardabweichung in Abb. 4.8) nicht aussagekräftig. Gerade im Sommer herrschten im Mittel relative Luftfeuchten zwischen 70% und 75% (siehe Abb. 4.9). Daher müssten gerade im Sommer höhere τ_{ges} -Werte auftreten. Dieser Trend konnte bei den vorliegenden Messungen nicht nachgewiesen werden. Das könnte damit zusammenhängen, dass die hohe anthropogene Grundbelastung aus lokalen und fernen Quellen mögliche jahreszeitliche Variationen (verursacht durch unterschiedliche Wetterlagen) stark dämpft.

4.2.3 Beitrag abgehobener Aerosolschichten zur optischen Dicke

Abbildung 4.10 zeigt, dass in über 50% der Messfälle das Verhältnis von τ_{FT} zu τ_{ges} zwischen 0.25 und 0.44 lag. In über 30% der Messfälle betrug der Anteil abgehobener Schichten an τ_{ges} 50% und mehr. Die bodennahe Aerosolschicht (PGS) trug also in den meisten Fällen maßgeblich zu τ_{ges} bei. Es wurde aber auch ein signifikanter Anteil an Aerosol oberhalb der PGS gemessen.

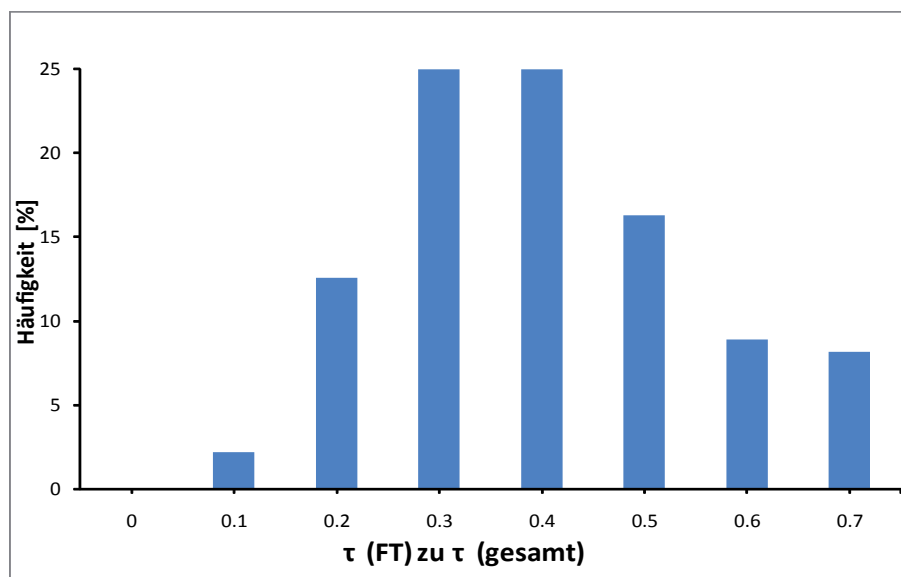


Abbildung 4.10: Häufigkeit des Verhältnisses von τ_{FT} zu τ_{ges} . Die Verhältnis-Intervallbreite beträgt 0.1.

In Abb. 4.11 wird deutlich, dass das Verhältnis von τ_{FT} zu τ_{ges} unabhängig von der Anströmungsrichtung stets etwa 30%–50% beträgt. Diese im Rahmen der Standardabweichung gleichen Werte ergeben sich daraus, dass die Anströmung in der PGS in den meisten Fällen nicht der Anströmung über der PGS entspricht. In Cluster 1 kommt zur Süd-anströmung in der PGS hauptsächlich Westanströmung über der PGS hinzu. Es tritt also die Situation ein, dass zwei Luftmassen übereinander liegen, die aus Bereichen kommen, in denen gute Bedingungen für Partikelaufladung gegeben sind. Dies hat relativ hohe τ -Werte von 0.66 ± 0.25 in der PGS und 0.49 ± 0.22 über der PGS zur Folge. Diese Strömungsverhältnisse stellten sich immer wieder ein und führen als Ergebnis zum Verhältnis von τ_{FT} zu τ_{ges} bei Süd-anströmung in 500 m Höhe. Bei Anströmung aus Cluster 2 kam zur „Nordkomponente“ in der PGS in den meisten Fällen Nord-anströmung oder Westanströmung über der PGS hinzu. Dies führt dazu, dass über der PGS eine optische Dicke von 0.14 ± 0.06 ermittelt wurde. Diese ist kleiner als der τ -Wert über der PGS bei südlicher Anströmung. Da aber bei Nord-anströmung in der PGS die optische Dicke mit 0.22 ± 0.04 auch kleiner ist als die optische Dicke in der PGS bei südlicher Anströmung,

ergibt sich im Rahmen der Standardabweichung ein gleicher Wert des Verhältnisses von τ_{FT} zu τ_{ges} in Cluster 1 und 2. Bei westlicher Anströmung in der PGS war in den meisten Fällen auch eine westliche Anströmung über der PGS zu verzeichnen. Dieses führt wieder zu etwas höheren τ -Werten in und über der PGS. Das Ergebnis ist wieder ein im Rahmen der Standardabweichung gleiches Verhältnis von τ_{FT} zu τ_{ges} wie in den Clustern 1 und 2.

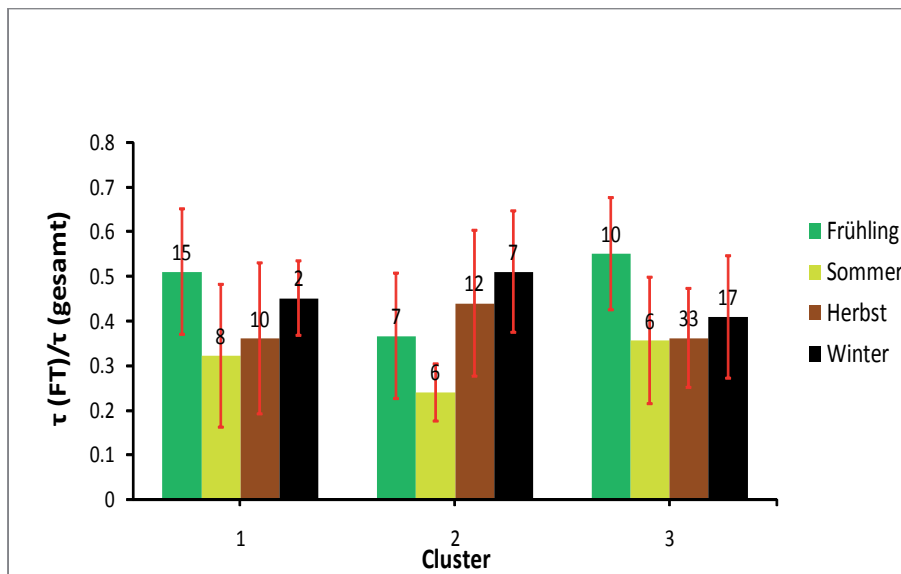


Abbildung 4.11: Verhaeltnisse von τ_{FT} zu τ_{ges} in Abhaengigkeit von den Jahreszeiten und den Anstroemungsrichtungen mit Trajektorien, die in 500 m Hoehe enden. Im Diagramm sind die Standardabweichungen fuer die jahreszeitlich berechneten Verhaeltnisse rot gekennzeichnet. Ueber den Balken ist die Anzahl der Messungen fuer das jeweilige Cluster zur jeweiligen Jahreszeit dargestellt.

Zum Abschluß sei noch vermerkt, dass auch komplexe orographische Bedingungen in der Umgebung des Messstandorts Einfluss auf die Aerosolverhaeltnisse und Anstroemungsmuster aus unterschiedlichen Richtungen nehmen. Auf diesen Aspekt wird in dieser Arbeit nicht eingegangen. Der Einfluss orographischer Gegebenheiten laesst sich nur auf der Basis von entsprechenden Modellrechnungen (Transportmodellen) diskutieren. Solche Rechnungen liegen aber nicht vor.

4.3 Sichtweite

Aus den ermittelten optischen Eigenschaften der hochverschmutzten, bodennahen Schicht laesst sich auch die horizontale Sichtweite abschuetzen. In Abb. 4.12 ist die Haeufigkeitsverteilung der nach Formel (1.26) aus Abschnitt 1.3.3 berechneten Sichtweiten fuer den Messzeitraum dargestellt. Als Extinktionskoeffizient wird dabei der fuer die niedrigste Hoehe

über Grund ermittelte Lidar-Wert verwendet. Die Sichtweite gilt daher für eine Höhe von 200–500 m über Grund. In 50% aller Fälle lag die Sichtweite unter 10 km. In etwas weniger als 10% aller Fälle herrschten gute Fernsichtbedingungen mit Sichtweiten >20 km. Der Streubereich der Häufigkeitsverteilung ist sehr breit. Das Minimum der Sichtweite beträgt 1.3 km (5.11.2009, 1805 UTC). Die größte Sichtweite wurde am 29.8.2009, 1705 UTC gemessen und beträgt 27.8 km. Mit der großen Streuung der Messwerte ergibt sich ein Mittelwert der Sichtweite von 11.2 ± 5.9 km.

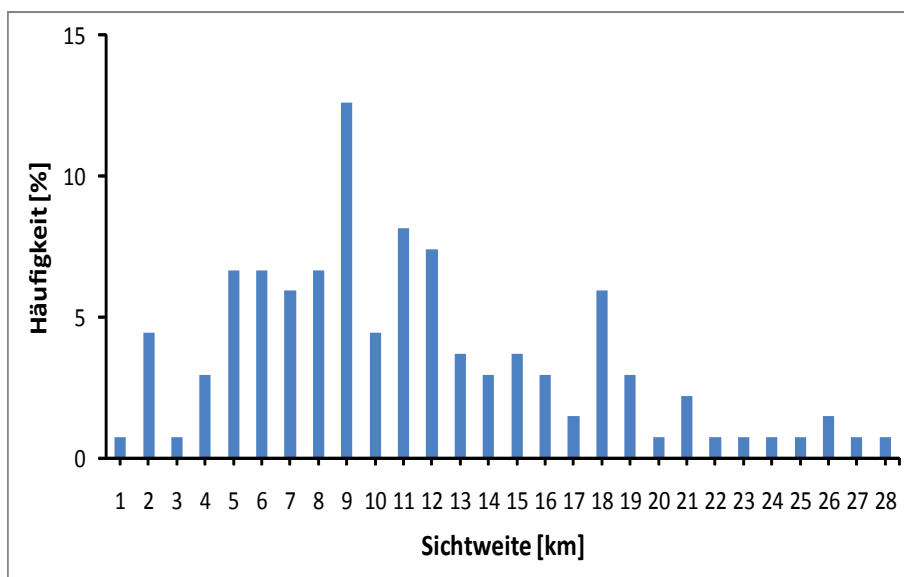


Abbildung 4.12: Häufigkeit der Sichtweiten. Die Sichtweiten-Intervallbreite beträgt 1 km.

In Abb. 4.13 wird die Abhängigkeit der Sichtweite von den Anströmungsverhältnissen deutlich. Bei Nord-Anströmung (Cluster 2) werden mit im Mittel 16.4 ± 2.2 km erwartungsgemäß die größten Sichtweiten erzielt. Bei südlicher Anströmung aus Richtung Peking werden die geringsten Sichtweiten am Messstandort errechnet. Im Mittel liegen diese bei 8.0 ± 2.5 km. Dass bei nördlicher Anströmung die größten Sichtweiten bestimmt werden, korreliert mit der Analyse von τ_{ges} in Abhängigkeit von der Anströmungsrichtung, da bei Anströmung aus nördlicher Richtung saubere bzw. mit Partikeln wenig beladene Luft zum Messstandort getragen wird. Außerdem sind diese Luftmassen in den meisten Fällen trocken. Die bei südlicher Anströmung kleineren Sichtweiten wurden auch erwartet, da bei südlicher Anströmung in der PGS die Luft oft aus dem Stadtgebiet Peking herangezogen wird, wobei sehr hohe Werte für τ_{ges} bestimmt werden. Diese weisen auf eine große Partikelbeladung der Luftmassen hin. Außerdem ist die Luft aus südlicher Richtung in den meisten Fällen durch eine hohe Luftfeuchtigkeit charakterisiert.

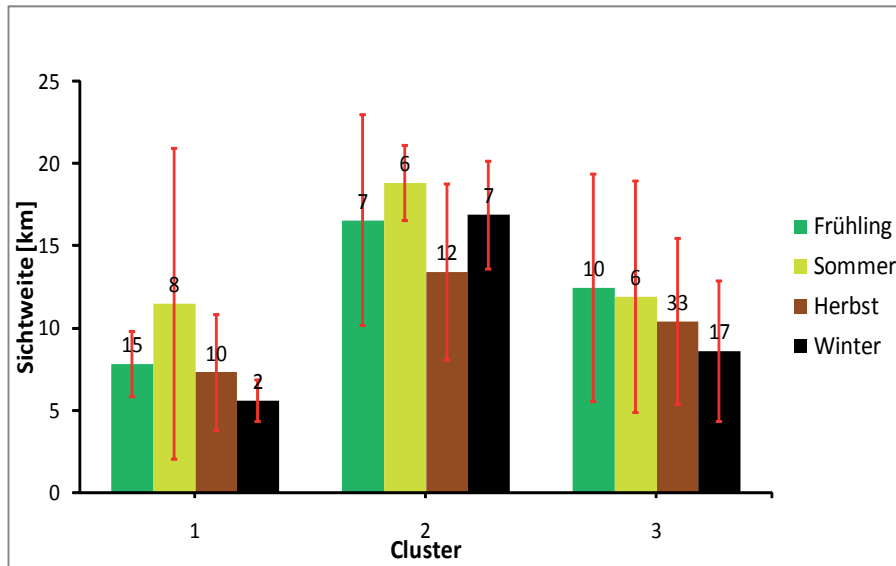


Abbildung 4.13: Sichtweite in Abhängigkeit von den Jahreszeiten und den Anströmungsrichtungen mit Trajektorien, die in 500 m Höhe enden. Im Diagramm sind die Standardabweichungen für die jahreszeitlich berechneten Verhältnisse rot gekennzeichnet. Über den Balken ist die Anzahl der Messungen für das jeweilige Cluster zur jeweiligen Jahreszeit dargestellt.

4.4 Lidarverhältnis in der Grenzschicht

Die vertikale Ausdehnung der PGS variierte im Verlauf der Messungen zwischen 500 und 1750 m. In diesem Höhenbereich konnte das Lidarverhältnis L_{PGS} bestimmt werden. Dieses hat über den gesamten Messzeitraum Werte zwischen 37 und 92 sr (siehe Abbildung 4.14) angenommen. Der Mittelwert von L_{PGS} liegt bei 61 ± 10 sr. In 74% der Fälle nahm es Werte zwischen 55 und 84 sr an. Diese sehr hohen Werte weisen auf einen konstanten anthropogenen Einfluss am Messstandort SDZ während der Messungen hin.

In Abb. 4.15 ist zu sehen, dass keine Anströmungsabhängigkeit von L_{PGS} existiert. Bei allen Anströmungsverhältnissen ist L_{PGS} im Mittel größer als 60 sr. Daraus lässt sich schlussfolgern, dass eine Dominanz lokaler anthropogener Quellen existiert und bzw. oder aus allen Richtungen konstant Hintergrundaerosol anthropogenen wie natürlichen Ursprungs zum Messstandort getragen wird. Des Weiteren ist generell die anthropogene Verschmutzung in Peking und Umgebung erzeugt durch Industrie, Verkehr, Hausbrand sehr homogen verteilt (Sun et al., 2004).

Zuletzt zeigt die saisonale Betrachtung, dass im Sommerhalbjahr das L_{PGS} in allen Clustern kleiner als im Winter ist. Dies hängt damit zusammen, dass im Sommerhalbjahr der Einfluss durch Grobstaub wie Wüstenstaub und Baustaub größer ist als im Winter, wo ein größerer Anteil an Fein-Mode-Partikeln, erzeugt durch das verstärkte Heizen, dominant ist (Streets et al., 2003).

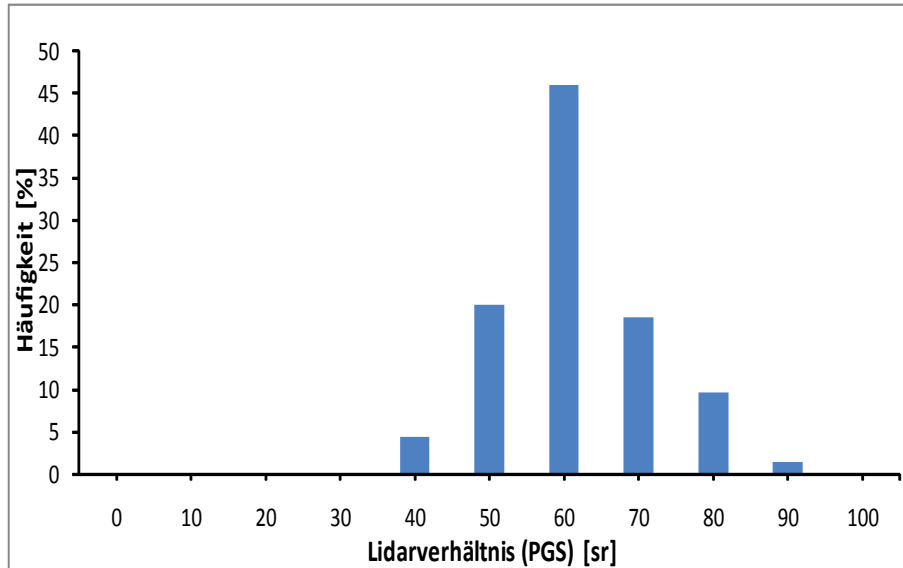


Abbildung 4.14: Häufigkeit von L_{PGS} . Die Berechnungsintervallbreite beträgt 10 sr.

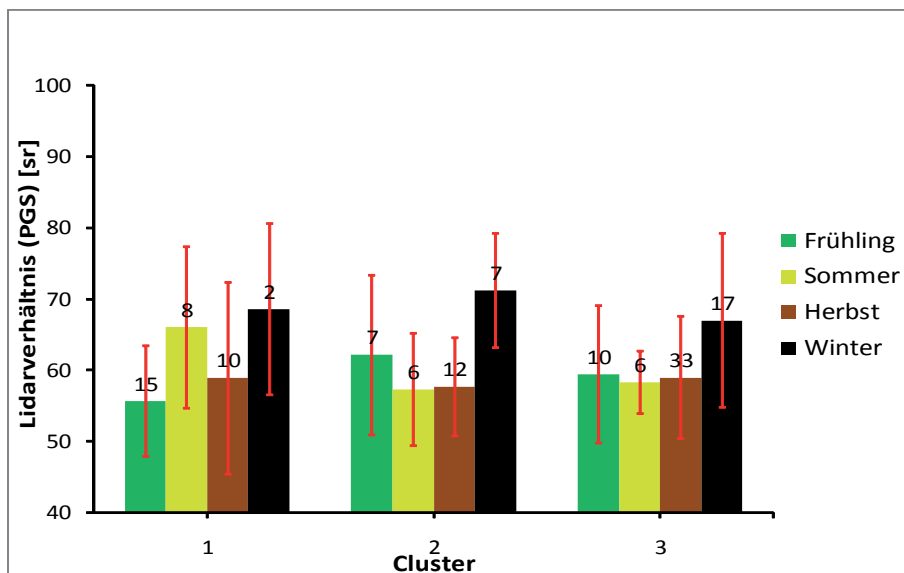


Abbildung 4.15: L_{PGS} in Abhängigkeit von den Jahreszeiten und den Anströmungsrichtungen mit Trajektorien, die in 500 m Höhe enden. Im Diagramm sind die Standardabweichungen für die jahreszeitlich berechneten Verhältnisse rot gekennzeichnet. Über den Balken ist die Anzahl der Messungen für das jeweilige Cluster zur jeweiligen Jahreszeit dargestellt.

Kapitel 5

Zusammenfassung

Im Rahmen des EUCAARI-Projekts wurden mit dem Raman-Lidar Polly an der GAW-Station SDZ (ca. 100 km nordöstlich von Peking) Langzeitmessungen von April 2009 bis März 2010 durchgeführt. Vertikale Profile von Partikelrückstreu- und Partikelextinktionskoeffizienten sowie des Partikellidarverhältnisses bildeten die Basis der Analysen. Aus diesen Parametern konnten weitere Größen wie z.B. die Sichtweite, die optische Dicke für verschiedene Höhenbereiche, das Verhältnis von τ_{FT} zu τ_{ges} , die PGS-Höhe und die maximale Höhe des detektierten Aerosols (Z_{max}) abgeleitet werden.

Für alle Messungen wurden Rückwärtstrajektorien berechnet. Mit diesen Trajektorien wurde eine Clustererstellung durchgeführt. Daraus ergaben sich drei charakteristische Hauptanströmungsrichtungen am Messstandort SDZ, nämlich (a) südliche Anströmung aus dem Bereich Peking, (b) nördliche Anströmung aus der östlichen Mongolei und Sibirien und (c) westliche Anströmung aus Wüstenbereichen. Für diese drei Anströmungen wurde jeweils ein charakteristisches Messbeispiel ausführlich diskutiert. Hierbei konnte gezeigt werden, dass sich bei Änderung der Anströmung von nördliche auf südliche Richtungen die Aerosolbelastung der Atmosphäre um SDZ in kurzer Zeit grundlegend ändern kann.

Die statistische Auswertung aller gemessenen Daten und abgeleiteten Größen wurde als Nächstes präsentiert. Dabei ergab sich über den gesamten Messzeitraum (April 2009 bis März 2010) gemittelt ein L_{PGS} von 61 ± 10 sr. Dies ist ein Hinweis dafür, dass ein verstärkter anthropogener Einfluss über dem Messstandort vorherrschte. Des Weiteren ergab sich ein mittleres τ_{ges} von 0.69 ± 0.45 . Im Mittel aller Messungen wurde die optische Dicke zu 60% durch Partikel in der bodennahen Schicht (PGS) und zu 40% durch Partikel oberhalb davon bestimmt.

Alle Messungen wurden getrennt nach Hauptanströmungsrichtungen und hinsichtlich

jahreszeitlicher Abhängigkeiten untersucht. Bei nördlicher Anströmung in 500 m Höhe AGL ergab sich die geringste Partikelbelastung und ein entsprechend geringes mittleres τ_{PGS} von 0.22 ± 0.04 . Die saisonalen Änderungen waren gering, sodass man von Hintergrundaerosolbedingungen sprechen kann, wenn eine nördliche Anströmung vorherrschte. Bei südlicher Anströmung befand sich SDZ im Abluftbereich von Peking. Folglich wurden stark mit Partikeln beladene Luftmassen zum Messstandort getragen. Die optische Dicke τ_{ges} lag hierbei im Mittel bei 1.15 ± 0.44 und die mittlere Sichtweite bei 8.0 ± 2.5 km. Das Aerosol oberhalb der PGS trug hierbei bis zu 50% zu τ_{ges} bei. Außerdem werden bei südlicher Anströmung (zumindest im Sommer) sehr feuchte Luftmassen zum Messstandort getragen. Diese feuchten Luftmassen führen zusätzlich zu einer Erhöhung des Extinktionskoeffizienten und damit der optischen Dicke τ_{ges} .

Bei westlichen Anströmungsverhältnissen in 500 m AGL Höhe wurden ebenfalls stark mit Partikeln beladene Luftmassen beobachtet. Mit 0.71 ± 0.13 war τ_{ges} größer als bei nördlicher Anströmung, aber um einiges kleiner als bei südlicher Anströmung. Hierbei trugen anthropogene und natürliche Quellen zur erhöhten Partikelbelastung bei. Innerhalb dieses Clusters wurden die größten Aerosolschichtobergrenzen gemessen. Dies zeigte sich auch in der saisonalen Betrachtung. Im Frühling, wenn die höchste Staubaktivität in China zu verzeichnen ist, wurden Aerosolschichthöhen von bis zu 11 km gefunden.

Da keine Abhängigkeit des L_{PGS} von der Anströmung vorlag und es im Mittel immer größer als 60 sr war, kann geschlussfolgert werden, dass eine Dominanz lokaler anthropogener Quellen existierte. Außerdem ist die anthropogene Verschmutzung in Peking und Umgebung erzeugt durch Industrie, Verkehr und Hausbrand sehr homogen verteilt. Die kleineren L_{PGS} -Werte im Sommerhalbjahr im Vergleich zum Winter sind ein Zeichen dafür, dass der Einfluss durch Grobstaub wie Wüstenstaub und Baustaub im Winter schwächer ist als im Sommer. Außerdem wird im Winter verstärkt mit Kohle geheizt, wodurch stark absorbierende Rußpartikel in die Atmosphäre eingetragen werden.

Die hier präsentierten Ergebnisse der einjährigen Lidarmessungen bei SDZ sind eine weitere Dokumentation der hohen Belastung der Atmosphäre in China mit anthropogenen Partikeln. Durch statistische Untersuchungen konnten Zusammenhänge zwischen vertikalen Partikelprofilen und atmosphärischen Transporten festgestellt werden. In Zukunft werden weitere Messungen dieser Art nötig sein, um den Zusammenhang hinsichtlich atmosphärischer Partikelverteilung und deren Auswirkung auf klimarelevante Prozesse besser zu verstehen.

Tabellenverzeichnis

1.1	Lidarverhältnis von Aerosoltypen bei 532 nm.	18
2.1	Tägliches Messprogramm vom Polly.	32
3.1	Überflugszeiten der Satelliten Terra und Aqua an den drei Messtagen über dem Messstandort SDZ.	44

Abbildungsverzeichnis

1.1	Bild des Mini–Raman–Lidars Polly.	11
1.2	Schematischer Aufbau von Sende– und Empfangseinheit vom Polly.	12
1.3	Überlappungsfunktion vom Raman–Lidar Polly.	19
1.4	Verlauf der Korrekturfunktion für die Totzeitkorrektur.	21
1.5	Rückstreukoeffizienten mit und ohne Totzeitkorrektur.	21
1.6	Schematische Darstellung der Grenzschichtentwicklung bei Tag und Nacht.	22
2.1	Darstellung des Messstandorts SDZ 100 km nordöstlich von Peking.	26
2.2	Anströmungsverhältnisse am Messstandort SDZ.	26
2.3	Sicht vom Stationsdach am Messstandort SDZ.	27
2.4	Temperaturverlauf bei SDZ vom 7.4.2009–17.3.2010.	28
2.5	Druckverlauf bei SDZ vom 7.4.2009–17.3.2010.	28
2.6	Darstellung des Wintermonsuns und Sommermonsuns.	29
2.7	Messkalender vom Polly.	31
2.8	Datenabdeckung von April 2009 bis März 2010.	31
2.9	Darstellung der prozentualen Änderung von σ_t	34
2.10	Clusterberechnung für April 2009.	35
2.11	Darstellung der 10 Cluster (gemittelt) am Messstandort SDZ.	36
2.12	Auswahl der für die statistische Analyse genutzten Cluster.	37
3.1	Verlaufsdarstellung des abstandskorrigierten Lidarsignals vom 10.8.09 bis 16.8.09.	40
3.2	Druck– und Niederschlagsverhältnisse am 12.8.2009.	41

3.3	Verlaufsdarstellung des logarithmisch abstandskorrigierten Lidarsignals vom 12.8.2009.	42
3.4	Vertikalprofile der Partikelrückstreuung, der Partikelextinktion und des Partikellidarverhältnisses vom 12.8.2009.	42
3.5	Rückwärtsrajektorien vom 13.8.2009, 0200 LZ für SDZ mit den An- kunftshöhen bei 700 m und 2500 m AGL.	43
3.6	MODIS–Daten der optischen Dicke von Terra und Aqua vom 12.8.2009.	44
3.7	Druck– und Niederschlagsverhältnisse am 14.8.2009.	46
3.8	Verlaufsdarstellung des logarithmisch abstandskorrigierten Lidarsignals vom 14.8.2009.	47
3.9	Vertikalprofile der Partikelrückstreuung, der Partikelextinktion und des Partikellidarverhältnisses vom 14.8.2009.	47
3.10	Rückwärtsrajektorien vom 14.8.2009 für SDZ mit den Ankunftshöhen bei 500 m, 1200 m und 2000 m AGL.	48
3.11	Daten der optischen Dicke von AATSR vom 14.8.2009.	49
3.12	Satellitenbild von MODIS Terra vom 14.8.2009.	50
3.13	Druck– und Niederschlagsverhältnisse am 29.4.2009.	51
3.14	Verlaufsdarstellung des logarithmisch abstandskorrigierten Lidarsignals vom 29.4.2009.	52
3.15	Vertikalprofile der Partikelrückstreuung, der Partikelextinktion und des Partikellidarverhältnisses vom 29.4.2009.	52
3.16	Rückwärtsrajektorien vom 29.4.2009 für SDZ mit den Ankunftshöhen bei 700 m und 2500 m AGL.	53
3.17	MODIS–Daten der optischen Dicke von Terra vom 29.4.2009.	54
3.18	Vom DREAM–Modell vorhergesagte Staubaufladung vom 29.4.2009.	54
4.1	Häufigkeit der PGS–Höhen für 7 Intervalle mit 250 m Breite.	58
4.2	Höhe der PGS in Abhängigkeit von der Jahreszeit und der Anströmungs- richtung.	58
4.3	Häufigkeit von Z_{max}	59
4.4	Maximale Höhe des detektierten Aerosols in Abhängigkeit von den Jah- reszeiten und den Anströmungsrichtungen.	60

4.5	Häufigkeit von τ_{PGS}	61
4.6	Optische Dicke τ_{PGS} in Abhängigkeit von den Jahreszeiten und den Anströmungsrichtungen.	62
4.7	Häufigkeit von τ_{ges}	63
4.8	Optische Dicke τ_{ges} in Abhängigkeit von den Jahreszeiten und den Anströmungsrichtungen.	63
4.9	Zeitlicher Verlauf der relativen Luftfeuchtigkeit.	64
4.10	Häufigkeit des Verhältnisses von τ_{FT} zu τ_{ges}	65
4.11	Verhältnisse von τ_{FT} zu τ_{ges} in Abhängigkeit von den Jahreszeiten und den Anströmungsrichtungen.	66
4.12	Häufigkeit der Sichtweiten.	67
4.13	Sichtweite in Abhängigkeit von den Jahreszeiten und den Anströmungsrichtungen.	68
4.14	Häufigkeit von L_{PGS}	69
4.15	L_{PGS} in Abhängigkeit von den Jahreszeiten und den Anströmungsrichtungen.	69

Literaturverzeichnis

- D. Althausen, R. Engelmann, R. Foster, P. Rhone und H. Baars. Portable Raman LIDAR for determination of particle backscatter and extinction coefficients. *22nd International Laser Radar Conference (ILRC 2004), Proceedings of the Conference held 12-16 July, 2004 in Matera, Italy. Edited by Gelsomina Pappalardo and Aldo Amodeo. ESA SP-561. Paris: European Space Agency, 83–86, 2004.*
- D. Althausen, R. Engelmann, H. Baars, B. Heese, A. Ansmann und D. Müller. Portable Raman lidar PollyXT for automated profiling of aerosol backscatter, extinction, and depolarization. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 26:2366–2378, 2009. doi: 10.1175/2009JTECHA1304.1.
- A. Ansmann, U. Wandinger, M. Riebesell, C. Weitkamp und W. Michaeli. Independent measurement of extinction and backscatter profiles in cirrus clouds by using a combined Raman elastic-backscatter lidar. *Appl. Phys.*, 55:18–28, 1992. doi: 10.1029/2010JD015567.
- H. Baars, A. Ansmann, R. Engelmann und D. Althausen. Continuous monitoring of the boundary-layer top with lidar. *Atmos. Chem. Phys.*, 8:7281–7296, 2008.
- C. Catrall, J. Reagan, K. Thome und O. Dubovik. Variability of aerosol and spectral lidar and backscatter and extinction ratios of key aerosol types derived from selected Aerosol Robotic Network locations. *J. Geophys. Res.*, 110, D10S11, 2005. doi: 10.1029/2004JD005124.
- H. Che, X. Zhang, H. Chenbo, B. Damiri, P. Goloub, Z. Li, X. Zhang, Y. Wei, H. Zhou, F. Dong, D. Li und T. Zhou. Instrument calibration and aerosol optical depth validation of the China Aerosol Remote Sensing Network. *J. Geophys. Res.*, 114, D03206, 2009. doi: 10.1029/2008JD011030.
- X. Chenbo, T. Nishizawa, N. Sugimoto, I. Mattis und Z. Wang. Characteristics of aerosol optical properties in pollution and Asian dust episodes over Beijing, China. *Appl. Opt.*, 47:4945–4951, 2008.

- S. J. Doherty, T. L. Anderson und R. J. Charlson. Measurement of the lidar ratio for atmospheric aerosols with a 180° backscatter nephelometer. *Appl. Opt.*, 38:1823–1832, 1999.
- R. R. Draxler und G. D. Rolph. HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website (<http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>). 2011.
- F. Duan, X. Liu, T. Yu und H. Cachier. Identification and estimate of biomass burning contribution to the urban aerosol organic carbon concentrations in Beijing. *Atmos. Env.*, 38:1275–1282, 2004. doi: 10.1016/j.atmosenv.2003.11.037.
- R. Engelmann. Entwicklung eines Mini-Ramanlidar und Aufbau einer kombinierten Sende- und Empfangseinheit für ein Doppler-Wind-Lidar. Diplomarbeit, Universität Leipzig, 2003. 57 S.
- J. Feichter. Atmosphärenforschung, Aerosole und das Klimasystem. *Phys. unserer Zeit*, 2:72–79, 2003.
- P. Forster, V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D.W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D.C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, M. Schulz Prinn, R. G. Raga und R. Van Dorland. Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. 131–234, 2007.
- K. Franke, A. Ansmann, D. Müller und D. Althausen. One-year observations of particle lidar ratio over the tropical Indian Ocean with Raman lidar. *Geophys. Res. Lett.*, 28: 4559–4562, 2001.
- H. Haken und H. C. Wolf. *Molekülphysik und Quantenchemie*. Springer, 1998. 565 S.
- Q. He, C. Li, F. Geng, Y. Lei, Y. Li, X. Tie und Q. Yin. Study on long-term aerosol distribution over the land of East China using MODIS data. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 11:10485–10523, 2011. doi: 10.5194/acpd-11-10485-2011.
- H. Horvath. Atmospheric light absorption – A review. *Atmos. Env.*, 27A:293–317, 1993.
- Y. Jin, K. Kai, T. Shibata, K. Zhang und H. Zhou. Validation of the Dust Layer Structure over the Taklimakan Desert, China by the CALIOP Space-Borne Lidar Using Ground-Based Lidar. *SOLA*, 6:121–124, 2010. doi: 10.2151/sola.2010-031.

- H. Kraus. *Die Atmosphäre der Erde. Eine Einführung in die Meteorologie*. Springer, 2004. 422 S.
- H. Kraus. *Grundlagen der Grenzschicht-Meteorologie*. Springer, 2008. 211 S.
- M. Kulmala, A. Asmi, H. K. Lappalainen, K. S. Carslaw, U. Pöschl, U. Baltensperger, Ø. Hov, J. L. Brenquier, S. N. Pandis, M. C. Facchini, H. C. Hansson, A. Wiedensohler und C. D. O'Dowd. Introduction: European Integrated Project on Aerosol Cloud Climate and Air Quality interactions (EUCAARI) - integrating aerosol research from nano to global scales. *Atmos. Chem. Phys.*, 9:2825–2841, 2009.
- K. H. Lee und Y. J. Kim. Satellite remote sensing of Asian aerosols: a case study of clean, polluted, and Asian dust storm days. *Atmos. Meas. Tech.*, 3:1771–1784, 2010. doi: 10.5194/amt-3-1771-2010.
- W. Lin, X. Xu, X. Zhang und J. Tang. Contributions of pollutants from North China Plain to surface ozone at the Shangdianzi GAW Station. *Atmos. Chem. Phys.*, 8:5889–5898, 2008.
- I. Mattis, A. Ansmann, D. Müller, U. Wandinger und D. Althausen. Multiyear aerosol observations with dual-wavelength Raman lidar in the framework of EARLINET. *J. Geophys. Res.*, 109, D13203, 2004. doi: 10.1029/2004JD004600.
- Z. Y. Meng, X. B. Xu, P. Yan, G. A. Ding, J. Tang, W. L. Lin, X. D. Xu und S. F. Wang. Characteristics of trace gaseous pollutants at a regional background station in Northern China. *Atmos. Chem. Phys.*, 9:927–936, 2009.
- L. Menut, C. Flamant, J. Pelon und P. H. Flamant. Urban boundary-layer height determination from lidar measurements over the Paris area. *Appl. Opt.*, 38:945–954, 1999.
- D. Müller, A. Ansmann, I. Mattis, M. Tesche, U. Wandinger, D. Althausen und G. Pisani. Aerosol-type-dependent lidar ratios observed with Raman lidar. *J. Geophys. Res.*, 112, D16202, 2007. doi: 10.1029/2006JD008292.
- G. Myhre. Consistency between satellite-derived and modeled estimates of the direct aerosol effect. *Science*, 325:187–190, 2009. doi: 10.1126/science.1174461.
- S. Nickovic, G. Kallos, A. Papadopoulos und O. Kakaliagou. A model for prediction of desert dust cycle in the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 106:113–129, 2001.
- A. Papayannis, H. Q. Zhang, V. Amiridis, H. B. Ju, G. Chourdakis, G. Georgoussis, C. Perez, H. B. Chen, P. Goloub, R. E. Mamouri, S. Kazadzis, D. Paronis, G. Tsaknakis und J. M. Baldasano. Extraordinary dust event over Beijing, China, during April

- 2006: Lidar, Sun photometric, satellite observations and model validation. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L07806, 2007. doi: 10.1029/2006GL029125.
- C. Perez, S. Nickovic, J. M. Baldasano, M. Sicard, F. Rocadenbosch und V. E. Cachorro. A long Saharan dust event over the western Mediterranean: Lidar, Sun photometer observations, and regional dust modeling. *J. Geophys. Res.*, 11, D15214, 2006a. doi: 10.1029/2005JD006579.
- C. Perez, S. Nickovic, G. Pejanovic, J. M. Baldasano und E. Özsoy. Interactive dust-radiation modeling: A step to improve weather forecasts. *J. Geophys. Res.*, 111, D16206, 2006b. doi: 10.1029/2005JD006717.
- P. Rhone. Development of the Data Acquisition and Analysis Systems for a Portable Raman Lidar and a Doppler Wind Lidar. Diplomarbeit, Universität Leipzig, 2004. 74 S.
- G. D. Rolph. Real-time Environmental Applications and Display sYstem (READY) Website (<http://ready.arl.noaa.gov>). NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD. 2011.
- X. J. Shen, J. Y. Sun, Y. M. Zhang, B. Wehner, A. Nowak, T. Tuch, X. C. Zhang, T. T. Wang, H. G. Zhou, X. L. Zhang, F. Dong, W. Birmili und A. Wiedensohler. First long term study of particle number size distributions and new particle formation events of regional aerosol in the North China Plain. *Atmos. Chem. Phys.*, 10:25205–25242, 2010. doi: 10.5194/acpd-10-25205-2010.
- D. G. Streets, T. C. Bond, G. R. Carmichael, S. D. Fernandes, Q. Fu, D. He, Z. Klimont, S. M. Nelson, N. Y. Tsai, M. Q. Wang, J.-H. Woo und K. F. Yarber. An inventory of gaseous and primary aerosol emissions in Asia in the year 2000. *J. Geophys. Res.*, 108(D21), 8809, 2003. doi: 10.1029/2002JD003093.
- R. B. Stull. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic, 1988. 670 S.
- N. Sugimoto, I. Uno, M. Nishikawa, A. Shimizu, I. Matsui, X. Dong, Y. Chen und H. Quan. Record heavy Asian dust in Beijing in 2002: Observations and model analysis of recent events. *Geophys. Res. Lett.*, 30(12), 1640, 2003. doi: 10.1029/2002GL016349.
- J. Sun, M. Zhang und T. Liu. Spatial and temporal characteristics of dust storms in China and its surrounding regions, 1960–1999: Relations to source area and climate. *J. Geophys. Res.*, 106:10325–10333, 2001.

- Y. Sun, G. Zhuang, Y. Wang, L. Han, J. Guo, M. Dan, W. Zhang, Z. Wang und Z. Hao. The air-borne particulate pollution in Beijing: concentration, composition, distribution and sources. *Atmos. Env.*, 38:5991–6004, 2004. doi: 10.1016/j.atmosenv.2004.07.009.
- M. Tesche. Optische und mikrophysikalische Charakterisierung anthropogener Partikel in Südchina (Pearl River Delta) und Nordchina (Peking) anhand von Ramanlidar- und Sonnenphotometermessungen. Diplomarbeit, Universität Leipzig Fakultät für Physik und Geowissenschaften, 2006. 93 S.
- M. Tesche, A. Ansmann, D. Müller, D. Althausen, R. Engelmann, M. Hu und Y. Zhang. Particle backscatter, extinction, and lidar ratio profiling with Raman lidar in south and north China. *Appl. Opt.*, 46:6302–6308, 2007.
- U. Wandinger und A. Ansmann. Experimental determination of the lidar overlap profile with Raman lidar. *Appl. Opt.*, 41:511–514, 2002.
- Weitkamp. *Lidar: Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere*. Springer, 2005. 480 S.
- D. N. Whiteman. Examination of the traditional Raman lidar technique. I. Evaluating the temperature-dependent lidar equations. *Appl. Opt.*, 42:2571–2592, 2003.
- X. Xia, H. Chen, P. Wang, X. Zong, J. Qiu und P. Gouloub. Aerosol properties and their spatial and temporal variations over North China in spring 2001. *Tellus*, 57B:28–39, 2005. doi: 10.1111/j.1600-0889.2005.00126.x.
- P. Yan, J. Tang, J. Huang, J. T. Mao, X. J. Zhou, Q. Liu, Z. F. Wang und H. G. Zhou. The measurement of aerosol optical properties at a rural site in Northern China. *Atmos. Chem. Phys.*, 8:2229–2242, 2008.
- G.W. Yohe, R. D. Lasco, Q. K. Ahmad, N. W. Arnell, S. J. Cohen, C. Hope, A. C. Janetos und R. T. Perez. Perspectives on climate change and sustainability. Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. 811–841, 2007.
- T. Zhang, M. Claeys, H. Cachier, S. Dong, W. Wang, W. Maenhaut und X. Liu. Identification and estimation of the biomass burning contribution to Beijing aerosol using levoglucosan as a molecular marker. *Atmos. Env.*, 42:7013–7021, 2008. doi: 10.1016/j.atmosenv.2008.04.050.

- X. Y. Zhang, Y. Q. Wang, T. Niu, X. C. Zhang, Gong S. L., Y. M. Zhang und J. Y. Sun. Atmospheric aerosol compositions in China: spatial/temporal variability, chemical signature, regional haze distribution and comparisons with global aerosols. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 11:26571–26615, 2011. doi: 10.5194/acpd-11-26571-2011.

Danksagung

An erster Stelle möchte ich meinen Eltern, meiner Schwester und meinen Großeltern für die moralische sowie finanzielle Unterstützung während des Studiums danken. Mein besonderer Dank gilt meiner Freundin, die mir gerade in den Prüfungszeiten immer geholfen hat einen kühlen Kopf zu bewahren. Meinen Kommilitonen danke ich für die konstruktive Gruppenarbeit während des Studiums.

Des Weiteren möchte ich Herrn Dr. Dietrich Althausen für seine Geduld und seine hilfreichen Vorschläge danken. Einen besonderen Dank möchte ich an Holger Baars aussprechen, der bei allen Fragen immer ein offenes Ohr hatte. Außerdem danke ich Frau Dr. Ulla Wandler für die zahlreichen Korrekturen in meiner Arbeit.

Ebenso gilt mein Dank Herrn Prof. Dr. Andreas Macke und Herrn Dr. Albert Ansmann für die Übernahme der Begutachtung dieser Arbeit.

Als Letztes möchte ich mich bei allen anderen Mitarbeitern des Instituts für Troposphärenforschung für die entspannte Arbeitsatmosphäre bedanken.

Erklärung

Hiermit versichere ich, diese Diplomarbeit selbstständig und nur unter Verwendung der im Literaturverzeichnis angegebenen Hilfsmittel angefertigt zu haben.

Leipzig, 01.06.2011

Andreas Hänel

Ich erkläre mich damit einverstanden, diese Arbeit bei positiver Bewertung der Bibliothek zur Verfügung zu stellen.

Leipzig, 01.06.2011

Andreas Hänel