

Charakterisierung der troposphärischen Aerosolvariabilität in der europäischen Arktis

Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades
Doktor der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)
in der Wissenschaftsdisziplin Physik der Atmosphäre

eingereicht an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Potsdam

von **Maria Stock**
am 17.05.2010

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Forschungsstelle Potsdam, Telegrafenberg A43
14473 Potsdam



Dieses Werk ist unter einem Creative Commons Lizenzvertrag lizenziert:
Namensnennung - Keine kommerzielle Nutzung - Weitergabe unter gleichen
Bedingungen 3.0 Deutschland

Um die Bedingungen der Lizenz einzusehen, folgen Sie bitte dem Hyperlink:
<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/3.0/de/>

Online veröffentlicht auf dem

Publikationsserver der Universität Potsdam:

URL <http://opus.kobv.de/ubp/volltexte/2010/4920/>

URN [urn:nbn:de:kobv:517-opus-49203](http://nbn-resolving.org/urn:nbn:de:kobv:517-opus-49203)

<http://nbn-resolving.org/urn:nbn:de:kobv:517-opus-49203>

Kurzfassung

Auf der Grundlage von Sonnenphotometermessungen an drei Messstationen (AWIPEV/ Koldewey in Ny-Ålesund (78.923 °N, 11.923 °O) 1995–2008, 35. Nordpol Driftstation – NP-35 (84.3–85.5 °N, 41.7–56.6 °O) März/April 2008, Sodankylä (67.37 °N, 26.65 °O) 2004–2007) wird die Aerosolvariabilität in der europäischen Arktis und deren Ursachen untersucht. Der Schwerpunkt liegt dabei auf der Frage des Zusammenhanges zwischen den an den Stationen gemessenen Aerosolparametern (Aerosol optische Dicke, Angström Koeffizient, usw.) und dem Transport des Aerosols sowohl auf kurzen Zeitskalen (Tagen) als auch auf langen Zeitskalen (Monate, Jahre).

Um diesen Zusammenhang herzustellen, werden für die kurzen Zeitskalen mit dem Trajektorienmodell PEP-Tracer 5-Tage Rückwärtstrajektorien in drei Starthöhen (850 hPa, 700 hPa, 500 hPa) für die Uhrzeiten 00, 06, 12 und 18 Uhr berechnet. Mit Hilfe der nicht-hierarchischen Clustermethode *k*-means werden die berechneten Rückwärtstrajektorien dann zu Gruppen zusammengefasst und bestimmten Quellgebieten und den gemessenen Aerosol optischen Dicken zugeordnet. Die Zuordnung von Aerosol optischer Dicke und Quellregion ergibt keinen eindeutigen Zusammenhang zwischen dem Transport verschmutzter Luftmassen aus Europa oder Russland bzw. Asien und erhöhter Aerosol optischer Dicke. Dennoch ist für einen konkreten Einzelfall (März 2008) ein direkter Zusammenhang von Aerosoltransport und hohen Aerosol optischen Dicken nachweisbar. In diesem Fall gelangte Waldbrandaerosol aus Südwestrussland in die Arktis und konnte sowohl auf der NP-35 als auch in Ny-Ålesund beobachtet werden. In einem weiteren Schritt wird mit Hilfe der EOF-Analyse untersucht, inwieweit großskalige atmosphärische Zirkulationsmuster für die Aerosolvariabilität in der europäischen Arktis verantwortlich sind. Ähnlich wie bei der Trajektorienanalyse ist auch die Verbindung der atmosphärischen Zirkulation zu den Photometermessungen an den Stationen in der Regel nur schwach ausgeprägt. Eine Ausnahme findet sich bei der Betrachtung des Jahresganges des Bodendruckes und der Aerosol optischen Dicke. Hohe Aerosol optische Dicken treten im Frühjahr zum einen dann auf, wenn durch das Islandtief und das sibirische Hochdruckgebiet Luftmassen aus Europa oder Russland/Asien in die Arktis gelangen, und zum anderen, wenn sich ein kräftiges Hochdruckgebiet über Grönland und weiten Teilen der Arktis befindet. Ebenso zeigt sich, dass der Übergang zwischen Frühjahr und Sommer zumindest teilweise bedingt ist durch den Wechsel vom stabilen Polarhoch im Winter und Frühjahr zu einer stärker von Tiefdruckgebieten bestimmten arktischen Atmosphäre im Sommer. Die geringere Aerosolkonzentration im Sommer kann zum Teil mit einer Zunahme der nassen Deposition als Aerosolsenke begründet werden.

Für Ny-Ålesund wird neben den Transportmustern auch die chemische Zusammensetzung des Aerosols mit Hilfe von Impaktormessungen an der Zeppelinstation auf dem Zeppelinsberg (474 m ü.NN) nahe Ny-Ålesund abgeleitet. Dabei ist die positive Korrelation der Aerosol

optischen Dicke mit der Konzentration von Sulfationen und Ruß sehr deutlich. Beide Stoffe gelangen zu einem Großteil durch anthropogene Emissionen in die Atmosphäre. Die damit nachweisbar anthropogen geprägte Zusammensetzung des arktischen Aerosols steht im Widerspruch zum nicht eindeutig herstellbaren Zusammenhang mit dem Transport des Aerosols aus Industrieregionen. Dies kann nur durch einen oder mehrere gleichzeitig stattfindende Transformationsprozesse (z. B. Nukleation von Schwefelsäurepartikeln) während des Transportes aus den Quellregionen (Europa, Russland) erklärt werden.

Abstract

On the base of sun photometer measurements conducted at three different research stations (AWIPEV/Koldewey in Ny-Ålesund (78.923 °N, 11.923 °E) 1995-2008, 35. Northpole Drifting Station – NP-35 (84.3–85.5 °N, 41.7–56.6 °E) March/April 2008, Sodankylä (67.37 °N, 26.65 °E) 2004-2007) the aerosol variability in the european Arctic and their cause is analyzed. The main focus is to quantify the correlation between the measured aerosol parameters (aerosol optical depth, Angström coefficient, etc.) and the transport of aerosol from Europe and Russia on short timescales (days) as well as on long timescales (months, years).

For the short timescales 5-day backward trajectories were calculated with the trajectory model PEP-Tracer at three different starting heights (850 hPa, 700 hPa, 500 hPa) four times the day (00:00, 06:00, 12:00, 18:00 UTC). Afterwards the non-hierarchical cluster method *k*-means is used to group the backward trajectories in differend aerosol source regions and allocate to the respective sun photometer measurements. This allocation of aerosol source region and sun photometer measurements does not show a correlation between polluted air mass of european or russian/asian origin and enhanced aerosol optical depth. However, in one case (March 2008) a clear influence of anthropogenic aerosol on the photometer measurements occurs. In March 2008, aerosol originating at forest fires in southeast Russia was transported into the Arctic and detected over NP-35 as well as Ny-Ålesund. Furthermore, the EOF method is used to verify if large-scale atmospheric circulation patterns determine the arctic aerosol variability. However, the connection to the sun photometer measurements is very weak except for seasonal variability. It is shown, that in spring-time due to the Icelandic low and the Siberian high, air masses from Europe and Russia as well as a strong high pressure system at Greenland and most parts of the Arctic cause higher aerosol optical depths in Ny-Ålesund. The transition from spring to summer aerosol concentration can at least partially be assigned to the replacement of the stable polar high in winter and spring by low pressure systems in summer.

In addition to the transport pattern, chemical composition of the scattering aerosol in Ny-Ålesund was deduced from measurements by the Zeppelin station at the Zeppelin mountain (474 m above sea level) near Ny-Ålesund. A clear positive correlation between sulfate and black carbon concentration was found. Both chemicals are mostly emitted through anthropogenic processes (e.g. combustion). The verifiable anthropogenic influence on the composition of arctic aerosols disagree with the missing linkage of transport from industrial regions to aerosol optical depth. It can only be explained by one or more transformation processes (e.g. nucleation of sulfuric acid) during the transport from the source regions (Europe, Russia) to the Arctic.

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung	i
Abstract	iii
1 Einleitung	1
2 Troposphärisches Aerosol	5
2.1 Quellen und Senken des troposphärischen Aerosols	6
2.2 Hygroskopisches Wachstum	8
2.3 Strahlung und Aerosol	9
2.3.1 Wechselwirkung zwischen Strahlung und Aerosol	9
2.3.2 Strahlungstransfer in der Atmosphäre	10
2.3.3 Strahlungsbilanz	12
2.3.4 Klimawirkung des Aerosols	12
2.4 Klima der Arktis	13
3 Messsystem Sonnenphotometer	17
3.1 Aerosolmessgeräte	17
3.2 Abgeleitete Messgrößen aus Sonnenphotometermessungen	18
3.2.1 Aerosol optische Dicke und Angström Koeffizienten	19
3.2.2 Phasenfunktion, Brechungsindex und Asymmetrie-Parameter	21
3.2.3 Wassergehalt der atmosphärischen Säule	23
3.3 Aufbau, Funktionsweise und Messprinzipien von Sonnenphotometern	28
3.4 Langley-Kalibrierung der Sonnenphotometer SP1A und SP2H	30
3.5 Größtfehlerabschätzung für AOD Messungen mit SP1A und SP2H	32
4 Messstationen und Datenbasis	35
4.1 Ny-Ålesund (1995–2008)	35
4.2 35. Nordpol Driftstation (2008)	38
4.3 Sodankylä (2004–2007)	40
5 Analyseverfahren zur Interpretation von AOD Messungen	43

5.1	Aufbereitung der Sonnenphotometermessungen	43
5.2	Das Trajektorienmodell PEP-Tracer	46
5.2.1	Vergleich von PEP-Tracer mit HYSPLIT	46
5.2.2	Horizontale und vertikale Streuung der Ensembletrajektorien	48
5.3	Clusteranalyse	49
5.4	Hauptkomponentenanalyse (EOF)	52
6	Mesoskalige AOD Variabilität	55
6.1	Ny-Ålesund	55
6.1.1	Trajektorienanalyse	55
6.1.2	Extremereignisse: Haze 2000, Smoke 2004, Smoke 2006 und Kasatochi 2008	60
6.2	NP-35	61
6.2.1	Aerosolmatching März 2008 (Smoke 2008)	63
6.2.2	Eiskristallbeobachtung am 05.04.2008	68
6.3	Sodankylä	72
6.4	Phasenfunktion, Brechungsindex und Asymmetrie-Parameter	74
6.5	Zusammenfassung Kapitel 6	78
7	AOD und atmosphärische Zirkulation	79
7.1	Jahresgang der AOD in Ny-Ålesund	79
7.2	Jahresgang der AOD in Sodankylä	82
7.3	Vergleich der Langzeitvariabilität zwischen Ny-Ålesund und Sodankylä	82
7.4	Nord-Atlantische Oszillation (NAO) und AOD	84
7.5	Arctic Haze – ein Phänomen der atmosphärischen Zirkulation?	85
7.6	Übergang zwischen Frühjahr- und Sommeraerosol in der Arktis	91
7.7	Zusammenfassung Kapitel 7	93
8	AOD und Grenzschicht	95
8.1	Wechselwirkung von Wasserdampf und Aerosol in der arktischen Troposphäre	95
8.2	Einfluss der atmosphärischen Grenzschicht auf die AOD	98
8.2.1	Abhängigkeit der AOD in Ny-Ålesund von der Anzahlgrößenverteilung	99
8.2.2	Zusammenhang zwischen chemischer Zusammensetzung des Aerosols und der AOD	101
8.3	Zusammenfassung Kapitel 8	103
9	Zusammenfassung und Ausblick	105
	Abkürzungs- und Symbolverzeichnis	109
A	Gleichungen zur Größtfehlerabschätzung	113

B Tabellen und Abbildungen	115
B.1 Anhang zu Kapitel 3	115
B.2 Anhang zu Kapitel 4	116
B.3 Anhang zu Kapitel 5	117
B.4 Anhang zu Kapitel 6	119
B.5 Anhang zu Kapitel 7	142
B.6 Anhang zu Kapitel 8	151
Tabellenverzeichnis	155
Abbildungsverzeichnis	157
Literaturverzeichnis	165
Danksagung	179

Kapitel 1

Einleitung

Der Mensch übt einen großen Einfluss auf seine Umwelt aus und dadurch auch auf das Klima. Welche Auswirkungen unser Verhalten auf die Zukunft haben könnte, ist die Fragestellung vieler wissenschaftlicher Untersuchungen. Um die richtigen Antworten zu finden, sind genaue Kenntnisse der vielfältigen Prozesse und Wechselwirkungen notwendig, die unser Klima bestimmen. In diesem Zusammenhang ist der Begriff Klima als der mittlere Zustand der Atmosphäre an einem Ort zu verstehen und umfasst sowohl die Abfolge als auch das Auftreten von atmosphärischen Zuständen (Wetter).

Das Klima der Arktis bzw. die Arktis selbst steht aus vielerlei Gründen im Brennpunkt des allgemeinen Interesses. Einerseits ist sie eine der letzten kaum besiedelten und vom Menschen wenig direkt beeinflussten Regionen der Erde und andererseits reagiert ihr Ökosystem viel heftiger auf Klimaveränderungen als beispielsweise das Ökosystem Mitteleuropas. Die Arktis ist deswegen als Frühwarnsystem für die Folgen menschlicher Eingriffe in die Umwelt anzusehen und ein wichtiger Indikator für den Zustand des Klimas der Erde.

Durch die Nutzung fossiler Brennstoffe wie Öl, Gas und Kohle wird Kohlendioxid, Schwefeldioxid und Ruß freigesetzt. Ein Großteil der anthropogen erzeugten Gase und Partikel (atmosphärisches Aerosol) wird am Boden emittiert, so dass in den untersten 10 km der Atmosphäre – der Troposphäre – die Konzentration des Aerosols am höchsten ist.

Das Aerosol tritt in Wechselwirkung mit der Sonnenstrahlung und kann je nach Konzentration und Zusammensetzung das Verhältnis zwischen der netto Einstrahlung und der netto Ausstrahlung (Strahlungsbilanz) entscheidend verändern. Gerade aber der direkte und indirekte Einfluss des Aerosols auf die Strahlungsbilanz ist bis heute nicht vollständig bestimmt, so dass Prognosen des zukünftigen Klimas mit großen Unsicherheiten belastet sind (Lohmann und Feichter, 2005; IPCC, 2007).

In der Arktis sind die klimawirksamen Effekte des Aerosols und dadurch auch das Aerosol selbst von großem Interesse, weil die Auswirkungen einer globalen Erwärmung (Abschmelzen des Meereises, Auftauen des Permafrostes) hier besonders deutlich werden (Serreze u. a., 2000). Bisherige Untersuchungen zeigen komplexe Zusammenhänge, die eine generelle Aussage über die Klimawirkung des Aerosols in der Arktis nicht zulassen. So führen absorbierende Rußpartikel sowohl zu einer Erwärmung der Luft als auch der Erdoberfläche. Die Luft erwärmt sich aufgrund der langwelligen Abstrahlung (Wärmestrahlung) der Rußpartikel und die Erdoberfläche, weil durch Deposition der Rußpartikel die Albedo des Eises reduziert wird und wiederum die langwellige Abstrahlung zunimmt (Clarke und Noone, 1985; Hansen und

Nazarenko, 2004). Im Gegensatz dazu streuen Sulfatpartikel und erhöhen auch die langwellige Ausstrahlung, wodurch eine Abkühlung einsetzt. Diese beiden Vorgänge überlagern sich. Im Winter dominiert die Abkühlung durch Sulfatpartikel und im Frühjahr die Erwärmung durch Rußpartikel (Blanchet, 1989). Dass die Überlagerung der Effekte nicht nur zeitlich sondern auch räumlich variiert, konnten Treffeisen u. a. (2005) anhand von Modellrechnungen zeigen. So wurde in der Baffin-Bucht und Laptewsee eine Abkühlung von 2 °C am Boden und in der Beaufortsee eine Erwärmung von 3 °C simuliert.

Der Zustand der Erde und ihrer Atmosphäre wird sowohl am Boden als auch von Satelliten aus dem Weltraum global überwacht. Ziel ist es, die aktuelle Situation zu dokumentieren und zu analysieren, um Veränderungen rechtzeitig zu erkennen. Jedoch gibt es Regionen wie die Arktis, in der die herkömmlichen Methoden aufgrund der extremen klimatischen Bedingungen nicht ausreichen und damit die Datenbasis begrenzt ist. Mit Hilfe von Satelliten (u. a. Aura, CALIPSO) werden flächendeckende Messungen realisiert, aber aufgrund der Reflektivität des Eises (hohe Albedo) ist die Ableitung von Aerosolparametern in der Arktis kompliziert oder nicht möglich (Curry u. a., 1996). Das macht es umso schwieriger, die in der Arktis ablaufenden Prozesse zu verstehen und die wenigen vorhandenen Messungen richtig zu interpretieren. Die Einschränkungen durch die Eisoberfläche und ihrer hohen Albedo kann mit dem Verfahren „Dual-view“ umgegangen werden (Istomina u. a., 2008). Dabei werden zwei Messungen des Satelliten bei unterschiedlichen Zenitwinkeln (55° und 0°) benutzt, um die Informationen über die Oberflächenbeschaffenheit (BRDF – bidirectional reflectance distribution function) zu parametrisieren. Für die Ableitung der Aerosol optischen Dicke (AOD – Maß des durch Aerosol bedingte Trübung der Atmosphäre) mit Hilfe des „Dual-view“ müssen die Satellitenmessungen von Wolken bereinigt werden. Da sowohl das Eis als auch die Wolken aufgrund der niedrigen Temperaturen ähnliche Strahlungseigenschaften aufweisen, sind automatisierte Wolkenerkennungs-Algorithmen nicht in allen Fällen zuverlässig (Spangenberg u. a., 2001) und es kann sowohl zu einer Überschätzung als auch zu einer Unterschätzung der Wolkenbedeckung bzw. der AOD kommen.

Im Frühjahr wird in der Arktis das Phänomen Arktischer Dunst bzw. Arctic Haze beobachtet (Quinn u. a., 2007). Hierbei handelt es um das Auftreten hoher Aerosolbelastung und einer Verminderung der Sichtweite. Die Bezeichnung Arctic Haze ist auf die ersten Beobachtungen in den 50iger Jahren während militärischer Erkundungsflüge in der Arktis zurückzuführen. Mitchell (1956) dokumentierte erstmals geringere Sichtweiten in der Arktis aufgrund von Dunstschichten. Seitdem wird intensiv untersucht, wie stark die Auswirkungen anthropogener Aerosolemissionen auf andere atmosphärische Prozesse in der Arktis sind und welche globalen Folgen diese haben könnten (Rinke u. a., 2004; Hansen und Nazarenko, 2004).

Der Arctic Haze im Frühjahr ist gekennzeichnet durch eine höhere Konzentration an Akkumulationspartikeln im Vergleich zum Sommer (Ström u. a., 2003). Die Akkumulationspartikel werden auf gealtertes anthropogenes Aerosol zurückgeführt, welches hauptsächlich durch isentropischen Transport (Transport entlang gleicher potentieller Temperatur) aus dem nördlichen Eurasien in die Arktis gelangt (Stohl, 2006). Die ausgeprägten Temperaturinversionen und geringen Windgeschwindigkeiten am Boden und der geringe Feuchtigkeitsgehalt der arktischen Troposphäre im Winter/Frühjahr führen dazu, dass Aerosolsenken, wie die Entstehung von Wolken (Kondensation) und nasse Deposition, kaum vorhanden sind. Dadurch wird die Lebensdauer des Aerosols verlängert und es kommt zur Akkumulation von Aerosolpartikeln (Shaw, 1995). Laut Eckhardt u. a. (2003) und Duncan und Bay (2004) wird vermehrt anthro-

pogenes Aerosol (Ruß, Kohlenmonoxid) in die Arktis transportiert, wenn das großräumige Zirkulationsmuster NAO (Nordatlantische Oszillation) in seiner positiven Phase ist (starkes Azorenhoch, starkes Islandtief).

Zwischen dem im Frühjahr auftretenden Arctic Haze und dem sommerlichen Aerosol wird ein deutlicher Unterschied in der Anzahlgrößenverteilung (Verschwinden der Akkumulationspartikel und höhere Konzentration von Aitkenpartikeln) und ein rascher Übergang um den 145. Tag des Jahres ($\sim 25.05. \pm 7$ Tage) am Boden beobachtet (Engvall u. a., 2008b). Weitere Messungen mit Flugzeugen haben gezeigt, dass diese Umstellung in der gesamten arktischen Troposphäre beobachtet werden kann (Engvall u. a., 2008a). Die Ursache dieses Prozesses ist nur unzureichend geklärt. Lediglich der Luftmassentransport (Trajektorien) konnte von Engvall u. a. (2008b) als alleinige Ursache ausgeschlossen werden. Um die Frage nach anderen Einflussfaktoren zu beantworten, wurden Ergebnisse verschiedener Chemie-Transportmodelle untersucht (Korhonen u. a., 2008). Diese sind allerdings nicht in der Lage, den Wechsel zwischen dem Frühjahr- und dem Sommer-Aerosol wiederzugeben. Weiterhin konnte gezeigt werden, dass durch eine Reduktion der nassen Deposition im Frühjahr die Anzahl der Akkumulationspartikel besser simuliert werden und im Sommer durch verstärkte Nukleation in der Grenzschicht die Anzahl der Aitkenpartikel gut modelliert wird. Es wird deshalb vermutet, dass die größenabhängige nasse Deposition jahreszeitlich variiert. Auch das Abschmelzen der Schneedecke beginnt um den 145. Tag des Jahres (Nicolaus, 2006). Dabei schmilzt noch nicht das Meereis, sondern nur der Schnee, der auf ihm liegt. Dies gibt einen Hinweis darauf, dass die Umstellung des troposphärischen Aerosols in der Arktis vom Frühjahr zum Sommer eventuell in der Dynamik der atmosphärischen Zirkulation zu suchen ist.

Vertikalprofile verschiedener Aerosolparameter (chemische Zusammensetzung, Anzahlgrößenverteilung, usw.) können in der Arktis bisher hauptsächlich nur bei Flugzeug-Messkampagnen gewonnen werden. Ganzjährige Messungen von Vertikalprofilen des Rückstreuoeffizienten sind mit LIDAR-Systemen (LIDAR – Light detection and ranging) nur an wenigen Stationen (Ny-Ålesund, ALOMAR, Barrow, Eureka) möglich. LIDAR-Messungen in Eureka (80°N , 86°W) in den Wintermonaten Dezember bis März von 2005–2008 zeigen Aerosolschichten vornehmlich zwischen 0 und 3 km (Bourdages u. a., 2009). In Leiterer u. a. (1997b) und Nagel u. a. (1998) werden neben der bodennahen Aerosolschicht auch oberhalb von 3 km Haze-Schichten beschrieben sowie eine teilweise vertikal homogene Verteilung des Aerosols.

Chemische Analysen arktischen Aerosols im Frühjahr zeigen sowohl am Boden als auch in der oberen Troposphäre Sulfationen SO_4^{2-} (Staebler u. a., 1999; Beine u. a., 2001a) und Rußpartikel (Hara u. a., 2003) als Hauptkomponenten. Weiterhin werden besonders in Bodennähe auch Seesalzpartikel beobachtet (Teinilä u. a., 2003). In den Sommermonaten ändert sich die grundsätzliche chemische Zusammensetzung der Aerosolpartikel kaum, lediglich der Anteil des aus Dimethylsulfid (DMS) stammenden Sulfates nimmt zu (Teinilä u. a., 2003). Diese Zunahme des DMS im Sommer führt laut Ferek u. a. (1995) zu der in dieser Zeit beobachteten größeren Anzahl von Aitkenpartikeln, weil DMS als Vorläufergas hauptsächlich zur Partikelneubildung beiträgt. Ein ähnliches Phänomen wurde mit Hilfe von Satelliten im Sommer in der antarktischen Meereiszone (50°S – 70°S) beobachtet. Hier konnte ein Zusammenhang mit dem beim Abschmelzen des Meereises freigesetzten Vorläufergasen (DMS) und erhöhten Aerosol optischen Dicken hergestellt werden (Gabric u. a., 2005).

Neben dem vorgestellten Phänomen Arctic Haze werden in der Arktis auch sporadisch auftretende hohe Aerosolbelastungen beobachtet. In den bisher beobachteten Fällen handelte

es sich entweder um Aerosol von großräumigen Wald- bzw. Ackerbränden, welches in der Troposphäre (Stohl u. a., 2006; Warneke u. a., 2009) bzw. Stratosphäre (Fromm u. a., 2000) in die Arktis transportiert wurde, oder um Aerosol vulkanischen Ursprungs, welches in der Stratosphäre zum Teil global beobachtet wurde (Bodhaine und Dutton, 1993; Russell u. a., 1996; Herber u. a., 2002).

Ziel dieser Arbeit ist es, anhand der aus Sonnenphotometermessungen abgeleiteten AOD und unter zu Hilfenahme von 5-Tage Rückwärtstrajektorien bzw. EOF-Analysen zu überprüfen, inwieweit die Aerosolbelastung in der europäischen Arktis durch Transport aus Europa und Russland/Asien bestimmt wird. Als Datenbasis werden Messungen von drei Stationen (AWIPEV/ Koldewey in Ny-Ålesund¹, 35. Nordpol Driftstation – NP-35², Sodankylä, Finnland³) in unterschiedlichen Zeiträumen zwischen 1995 und 2008 verwendet.

In den folgenden Kapiteln werden zunächst das Aerosol und seine Rolle im Klima der Erde vorgestellt (Kapitel 2), um dann näher auf die zur Charakterisierung des arktischen Aerosols benutzten Parameter und die dafür verwendeten Messsysteme (Kapitel 3) einzugehen. Die Standorte der Messsysteme und deren Datenbasis sind in Kapitel 4 aufgeführt. Auf die zur Verfügung stehenden Messungen wurden zwei Methoden angewendet – die Trajektorienanalyse und die EOF-Analyse. Beide Methoden werden im Kapitel 5 erläutert. In den Kapiteln 6, 7 und 8 werden die mit Hilfe dieser Methoden gewonnenen Ergebnisse vorgestellt und diskutiert, bevor abschließend im Kapitel 9 die Zusammenfassung und der Ausblick folgen.

¹78.923 °N, 11.923 °O; 1995–2008

²84.3–85.5 °N, 41.7–56.6 °O; März/April 2008

³67.37 °N, 26.65 °E; 2004–2007

Kapitel 2

Troposphärisches Aerosol

Die Troposphäre erstreckt sich über die untersten Kilometer (Pol: 0–7 km, Äquator: 0–17 km) der Erdatmosphäre. 80 % der atmosphärischen Gesamtmasse konzentrieren sich in der Troposphäre. Neben den Hauptbestandteilen Stickstoff (78 %) und Sauerstoff (21 %) gehören dazu u. a. auch der Wasserdampf und die in der Luft schwebenden Partikel (Blütenpollen, Staub, Seesalz, usw.). Diese Partikel werden auch als Aerosolpartikel oder vereinfacht als Aerosol bezeichnet. Im Allgemeinen wird ein Gemisch aus festen und/oder flüssigen Partikeln in einem gasförmigen Medium als Aerosol definiert. Die wörtliche Übersetzung von Aerosol ist *Lösung in Luft*, abgeleitet aus dem altgriechischen *aero* = Luft und dem lateinischen Begriff *solvent* = gelöst oder *solidus* = fest.

Je nach Ursprung (Quelle) und Alter der Aerosolpartikel und der auf sie einwirkenden Umwandlungsprozesse, haben Aerosolpartikel eine bestimmte chemische Zusammensetzung und Größe. Hierin begründen sich auch die verschiedenen Möglichkeiten, die Aerosolpartikel bestimmten Gruppen zuzuordnen. Jaenicke (1993) benutzt z. B. Messungen der Anzahlgrößenverteilung (AGV), um verschiedene Aerosoltypen nach der Form der AGV zu klassifizieren. Die AGV gibt an, wie viele Partikel einer bestimmten Größe sich in der Luft befinden. So werden in der Stadtluft sehr viel mehr Aerosolpartikel beobachtet als auf dem Land, weil es in der Stadt mehr Aerosolquellen wie Autoabgase und Fabriken gibt. Eine einfachere Einteilung der Aerosolpartikel in Abhängigkeit von ihrer Größe (Partikeldurchmesser D_p oder Partikelradius D_r) hat Junge (1963) vorgeschlagen. Es wird zwischen 4 Partikelgruppen unterschieden: Ultrafeine Partikel ($D_r < 10$ nm), Aitkenpartikel ($10 \text{ nm} < D_r < 100$ nm), Akkumulationspartikel ($100 \text{ nm} < D_r < 1 \mu\text{m}$) und Riesenpartikel ($D_r > 1 \mu\text{m}$). Eine Übersicht der Größenbereiche für die einzelnen Partikelgruppen nach Junge (1963) ist in Tab. 2.1 aufgelistet.

Tab.2.1: Einteilung der Aerosolpartikel nach Junge (1963).

	Bezeichnung	Radiusbereich
A	Ultrafeine Partikel	$< 0.01 \mu\text{m}$
B	Aitkenpartikel	$0.01\text{-}0.1 \mu\text{m}$
C	Akkumulationspartikel	$0.1\text{-}1 \mu\text{m}$
D	Riesenpartikel	$> 1 \mu\text{m}$

Die Partikelgruppen lassen sich auch in der AGV wiederfinden, wie man anhand der Abb. 2.1 sehen kann. Entscheidend für das Aussehen der AGV ist das komplexe Zusammen-

spiel von Aerosolquellen und -senken, daher wird im nachfolgenden Abschnitt ein Überblick der beteiligten Prozesse und deren Auswirkungen auf die AGV gegeben, bevor in den späteren Kapiteln der Einfluss des Aerosols auf die Strahlung und das Klima und die Besonderheiten des arktischen Aerosols untersucht werden.

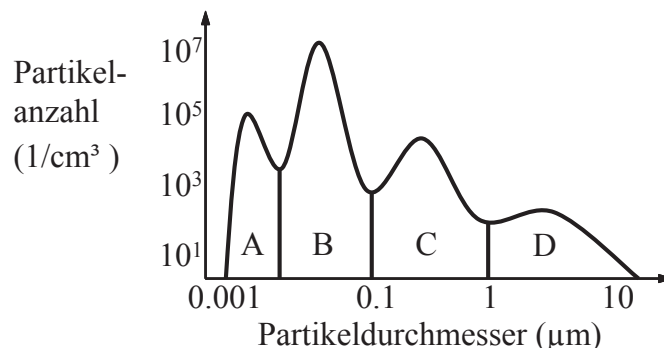


Abb.2.1: Beispiel für eine Anzahlgrößenverteilung. Die Zuordnung der Aerosolgruppen ist der Tab. 2.1 zu entnehmen.

2.1 Quellen und Senken des troposphärischen Aerosols

Grundsätzlich gibt es zwei unterschiedliche Arten von Aerosolquellen - anthropogen und natürlich. Typisch anthropogenes Aerosol wird bei Verbrennungsprozessen (Rußpartikel von Kraftwerken, Automobilen, Heizungen usw.) emittiert. Diese Teilchen bestehen zu einem Großteil aus Kohlenstoff und haben einen Durchmesser von 0.2–2 µm. Natürliches Aerosol sind z. B. Staub, Pflanzenpollen und Seesalz mit einem Partikeldurchmesser $D_p > 2 \mu\text{m}$ (Riesenpartikel). Sie gelangen hauptsächlich durch mechanische Einwirkung (Erosion, Gischt, Vulkanausbrüche, usw.) in die Atmosphäre. Dabei können insbesondere Staubpartikel trotz ihrer Größe Tausende von Kilometern transportiert werden (Prospero u. a., 1981). Die Staubpartikel selbst bestehen aus Mineralien, die, wenn sie in größeren Mengen ins Meer gelangen, den Stoffwechselkreislauf verschiedenster im Meer lebender Organismen positiv anregen. Einen starken Einfluss hat z. B. Eisen auf Algen (Jickells u. a., 2005). Durch sogenannte Eisendüngung werden Algenblüten herbeigeführt, um Kohlendioxid aus der Atmosphäre zu entfernen. Allerdings ist die Effektivität nicht nur von der Menge des zugeführten Eisens abhängig, sondern auch vom Zeitraum, in dem das Eisen ins Meer gelangt, und von anderen Umweltbedingungen wie Wassertemperatur und Wasserströmung (Blain u. a., 2007; Buesseler u. a., 2004). Sowohl die genannten anthropogenen als auch die natürlichen Aerosolpartikel sind Primärpartikel, d.h. sie werden direkt in Partikelform emittiert. Sekundäres Aerosol entsteht dagegen durch die Umwandlungen von Gasen zu Partikeln. Diese sogenannten Vorläufergase werden sowohl bei natürlichen Prozessen (z. B. Dimethylsulfid – DMS und Methangase aus pflanzlichen wie tierischen Zersetzungs Vorgängen) als auch bei anthropogenen Verbrennungsprozessen (z. B. Schwefelverbindungen aus Brennstoffen) freigesetzt. Der Prozess der Partikelneubildung aus Vorläufergasen wird als homogene Nukleation bezeichnet und umfasst die Kondensation von Gasen bzw. die Bildung von Molekülgruppen, die einen kritischen Radius erreichen müssen, um stabil zu werden und ein Aerosolpartikel zu bilden. Die Partikel, die sich durch homogene Nukleation neu bilden, gehören zu den Ultrafeinen Partikeln oder Aitkenpartikeln und werden auch als

Nukleationspartikel bezeichnet. Im Gegensatz dazu werden bei heterogener Nukleation keine Partikel neu gebildet, weil das Gas auf ein schon vorhandenes Aerosolpartikel aufkondensiert und die Aerosolpartikel so an Masse und Größe zunehmen. Dabei kann auch die chemische Zusammensetzung des Aerosolpartikels stark verändert werden, da in der flüssigen Partikelphase chemische Reaktionen ablaufen können (Flüssigphasenchemie). Hierzu gehört u. a. die Entstehung des sauren Regens durch die Umwandlung von Sulfaten (Schwefelsäure), Nitraten (Salpetersäure) und Kohlendioxid (Kohlensäure) (Seinfeld, 1986, Kapitel 18).

Die Lebensdauer der Aerosolpartikel hängt stark von ihrer Größe und ihrer chemischen Zusammensetzung ab. So führen die Ultrafeinen Partikel und die Aitkenpartikel aufgrund ihrer geringen Größe schnellere Bewegungen in der Luft (Diffusion, Brownsche Bewegung) aus als die Akkumulationspartikel. Dabei stoßen sie häufiger zusammen und bleiben zum Teil aneinander haften. Dieser Vorgang wird als Koagulation bezeichnet. Bei diesem Senkprozess reduziert sich die Partikelanzahl und die Partikelgröße nimmt zu. Ein anderer wichtiger Senkprozess ist die trockene Deposition (Sedimentation). Bei diesem Senkprozess trifft das Aerosolpartikel auf eine Oberfläche (Erdoberfläche, Wasseroberfläche, Hindernisse wie Häuser, Bäume usw.) und bleibt an ihr haften. Dies geschieht zum Teil durch ungerichtete Bewegung wie der Brownschen Bewegung, oder aber auch durch gerichtete Bewegung aufgrund eines Gradienten (Diffusion) und/oder der Gravitation. Jedoch sind nur die Brownsche Bewegung und die Diffusion für Ultrafeine Partikel und Aitkenpartikel von Bedeutung. Die Riesenpartikel ($D_p > 2 \mu\text{m}$) hingegen sedimentieren durch Gravitation und Trägheit. D.h. die Partikel werden zum einen gravitativ von der Erdoberfläche angezogen und lagern sich ab und zum anderen können sie der Luftströmung nicht mehr folgen und prallen gegen ein Hindernis. Die Sedimentation durch Gravitation ist proportional zu D_p^2 und damit wichtiger, je größer die Partikel sind. Daher werden besonders die Riesenpartikel durch Sedimentation aus der Atmosphäre entfernt. Die Akkumulationspartikel sind zu groß für eine effektive Brownsche Bewegung oder Diffusion und zu klein für eine effektive gravitative Sedimentation, so dass Partikel mit einem Durchmesser von $D_p = 0.2 \mu\text{m}$ am längsten in der Atmosphäre verbleiben (vgl. Tab. 2.2).

Weiterhin sind für die Lebensdauer der Partikel die atmosphärischen Bedingungen wie Windgeschwindigkeit, Druck und Temperatur von entscheidender Bedeutung. Denn bei einer höheren horizontalen Windgeschwindigkeit wird z. B. die trockene Sedimentation verlangsamt. Dagegen können höhere vertikale Windgeschwindigkeiten die trockene Sedimentation verlangsamen, wenn sie nach oben gerichtet sind und beschleunigen, wenn sie zur Erdoberfläche gerichtet sind. Zudem wird die vertikale Verteilung des Aerosols in der Atmosphäre entscheidend beeinflusst. Gerade während Hochdruckeinfluss können in den Großstädten die Aerosolbelastungen sehr hoch sein, weil bei geringen vertikalen Windgeschwindigkeiten und ausgeprägten Temperaturinversionen das Aerosol nicht aus den bodennahen Schichten wegtransportiert wird.

Eine weitere wichtige Aerosolsenke ist der Niederschlag bzw. die Wolkenbildung. Bei Regen werden Aerosolpartikel sowohl durch Koagulation („wash-out“) ausgewaschen als auch durch das Ausregnen („rain-out“) aus der Atmosphäre entfernt. Zusammengefasst werden die beiden Prozesse („wash-out“ und „rain-out“) mit dem Begriff nasse Deposition. Besonders beim Ausregnen spielen die Akkumulationspartikel eine wichtige Rolle, denn ein reiner Wassertropfen könnte sich in der Atmosphäre erst bei einer Wasserdampfübersättigung von mehreren 100 % bilden (Liljequist und Cehak (1984), Seite 115) und es gäbe keine Wolken. Dies ist

aber nicht der Fall, weil die Akkumulationspartikel als sogenannte Wolkenkondensationskeime (CCN) fungieren und der Wasserdampf an ihnen kondensiert (heterogene Nukleation), bis sie zu einem Wolkentropfen angewachsen sind. Physikalisch basiert dieser Vorgang auf dem Lösungseffekt. Er führt dazu, dass Salz in einer Lösung den Sättigungsdampfdruck reduziert. Für die Aerosolpartikel bedeutet das, je hygroskopischer (wasseranziehender) sie sind, desto mehr und schneller nehmen sie Wasser auf und wachsen an. Wie dieses hygroskopische Wachstum abläuft, wird im nachfolgenden Kapitel 2.2 genauer erläutert.

Tab.2.2: Lebensdauer von Aerosolpartikeln nach Jeanicke (1988).

D_p	Ultrafeine Partikel <0.02 μm	Aitken- partikel 0.02 - 0.2 μm	Akkumulations- partikel 0.2-2 μm	Riesen- partikel >2 μm
Untere Troposphäre	<1 h - 24 h	6 Tage	8 Tage	1–7 Tage
Obere Troposphäre	<1 h - 24 h	12 Tage	8 Tage	2–10 Tage
Stratosphäre	<1 h - 24 h	24 Tage	300 Tage	<100 Tage

Die Lebensdauer der Akkumulationspartikel in der Stratosphäre ist aufgrund der fehlenden nassen Deposition sehr viel länger als in der Troposphäre. Messungen nach dem starken Vulkanausbruch des Pinatubo 1991 haben gezeigt, dass das Aerosol in der Stratosphäre zum Teil noch viel länger (2 Jahre) verweilt (Long und Stowe, 1994).

Für die in dieser Arbeit vorgestellten Untersuchungen optischer Eigenschaften sind im Wesentlichen die Akkumulations- und Riesenpartikel ausschlaggebend, da die Messungen im Wellenlängenbereich von 300–1000 nm erfolgten (vgl. Kapitel 2.3.1). Jedoch haben die Riesenpartikel aufgrund einer kürzeren Lebensdauer eine geringere Bedeutung bei der Untersuchung von Aerosoltransport in die Arktis.

Die erläuterten Prozesse in der Atmosphäre führen dazu, dass die Aerosolpartikel nur selten aus einer einzigen chemischen Komponente bestehen, sondern vielmehr je nach Alter und Herkunft aus einer Vielzahl unterschiedlicher Stoffe zusammengesetzt sind. So hat ein Großteil der Aerosolpartikel einen unlöslichen Kern aus Ruß, der von anderen festen oder flüssigen Stoffen ummantelt wird. Dieses Aerosol bezeichnet man als intern gemischt. Sind die Partikel selbst von stofflich homogener Zusammensetzung, aber das Aerosol enthält unterschiedliche chemische Komponenten, so wird es als extern gemischt bezeichnet.

2.2 Hygroskopisches Wachstum

Aerosolpartikel sind je nach chemischer Zusammensetzung hygroskopisch (wasseranziehend, z. B. Seesalz) oder hydrophob (wasserabweisend, z. B. Ruß). Diese Eigenschaft entscheidet über die Fähigkeit des Aerosols, Wasser aus der Atmosphäre zu binden und dabei seine Größe zu verändern (hygroskopisches Wachstum). Das hygroskopische Wachstum verläuft nicht kontinuierlich, sondern über eine Hysterese. Ist das Partikel in der Atmosphäre trocken, nimmt es erst ab einer bestimmten relativen Feuchte - dem Deliqueszenzpunkt - Wasser auf. Ähnliches

geschieht, wenn die relative Feuchte abnimmt und Wasser verdunstet. Wird eine bestimmte relative Feuchte unterschritten, gibt das Partikel spontan das restliche Wasser an seine Umgebung ab und rekristallisiert. Für eine Auswahl verschiedener Stoffe sind die Deliqueszenzpunkte in Tab. 2.3 aufgelistet.

Wie stark das Partikel wächst bzw. schrumpft wird mit Hilfe des Wachstumsfaktors beschrieben. Dieser berechnet sich aus dem Quotienten des feuchten und des trockenen Partikeldurchmessers und ergibt aufgetragen über die relative Feuchte die stoffspezifische Hysterese. In der Abb. 2.2 sind die Hysteresen von Ammoniumsulfat und Schwefelsäure eingezeichnet. Die Darstellung ist Brasseur u. a. (1999) entnommen und stammt ursprünglich aus Tang u. a. (1978). Es zeigt sich deutlich, dass Schwefelsäure im Gegensatz zu Ammoniumsulfat keine Hysterese aufweist und dass das Mischungsverhältnis dieser beiden Stoffe die Hysterese verändert.

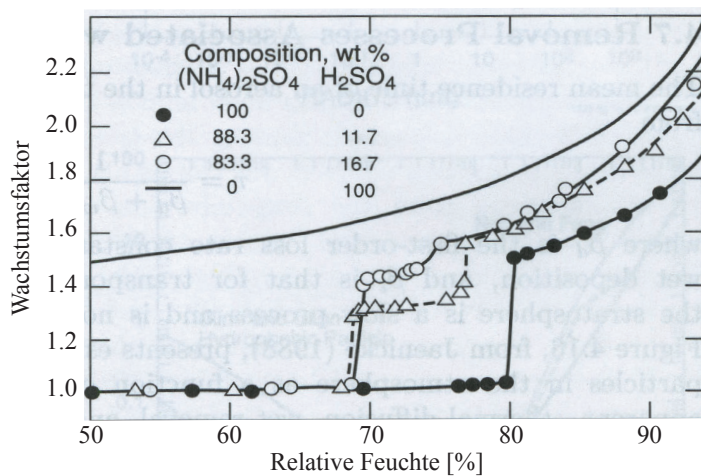


Abb.2.2: Hysterese des hygroskopischen Wachstums von Ammoniumsulfat und Schwefelsäurepartikeln bei einer Temperatur von 25 °C aus Brasseur u. a. (1999) nach Tang u. a. (1978).

Tab.2.3: Deliqueszenzpunkte verschiedener Stoffe bei 25 °C (Brasseur u. a., 1999, Seite 140).

Bezeichnung		Deliqueszenzpunkt [RH%]
Kaliumchlorid	KCl	84
Natriumchlorid	NaCl	76
Ammoniumsulfat	(NH ₄) ₂ SO ₄	80

2.3 Strahlung und Aerosol

Das in der Atmosphäre vorkommende Aerosol beeinflusst, wie viel und welche Strahlung von der Sonne an der Erdoberfläche ankommt. In diesem Kapitel werden die wichtigsten Wechselwirkungsprozesse zwischen Aerosol und Strahlung vorgestellt.

2.3.1 Wechselwirkung zwischen Strahlung und Aerosol

Die von der Sonne ausgehende elektromagnetische Strahlung ist in der Atmosphäre verschiedensten Prozessen ausgesetzt, die ihre Eigenschaften verändern. Zu diesen Prozessen zählt

man Brechung, Reflexion, Beugung, Absorption und Streuung. Häufig wird die Strahlungsabschwächung durch Absorption und Streuung auch als Extinktion bezeichnet. Dabei ist die Stärke der Extinktion abhängig von der Wellenlänge der Strahlung. Für die Betrachtung der Strahlungswirkung von Aerosol sind Absorption und Streuung die wichtigsten Prozesse. Der Begriff Absorption beschreibt die Verringerung der Strahlungsintensität bei bestimmten Wellenlängen (Absorptionsbanden) in Abhängigkeit der stofflichen Zusammensetzung. Dagegen wird bei der Streuung neben der Intensität der Strahlung auch deren Richtung verändert. Ist die Summe der kinetischen Energien von Strahlung und Materie vor und nach dem Stoß gleich groß, nennt man den Streuvorgang elastisch, andernfalls wird er als inelastisch bezeichnet. Häufig wird zwischen Rayleigh- (elastisch), Mie- (elastisch) und Raman-Streuung (inelastisch) unterschieden. Die allgemeine physikalische Beschreibung der Streuung ist kompliziert, weil sie von Größe, Form und Brechungsindex der Materie abhängig ist. Von entscheidender Bedeutung für die Auswertung der in dieser Arbeit verwendeten Messdaten sind besonders Rayleigh- und Mie-Streuung, daher werden diese kurz erläutert.

Mie-Streuung – erklärt die Streuung von Strahlung an Partikeln. Für runde Partikel kann die Streuung mathematisch vollständig beschrieben werden, dagegen gibt es für die Streuung an nicht sphärischen Partikeln keine geschlossene Theorie. Der Größenparameter x_{Mie} ist das Verhältnis der Größe des Partikels zur Wellenlänge λ der Strahlung $x_{Mie} = \frac{\pi \cdot D_p}{\lambda}$. Wird $x_{Mie} \approx 1$, ist die Partikelgröße in der gleichen Größenordnung wie λ . Dies geschieht z. B. bei Wolken oder Nebel, die aus einem Spektrum unterschiedlich großer Partikel aus der Gruppe der Akkumulations- und Riesenpartikel bestehen. Das Licht wird in diesem Fall stärker vorwärts gestreut (Streuung in ursprüngliche Richtung) und die Wolken erscheinen weiß bis gräulich. Hat das Partikel eine wesentlich geringere Größe als die Wellenlänge, ist $x_{Mie} \ll 1$ und die Streuung wird als Rayleigh-Streuung bezeichnet.

Rayleigh-Streuung – ist ein Grenzfall der Mie-Streuung und tritt bei Partikeln auf, deren Durchmesser wesentlich kleiner ist als λ . Dabei ist die Streuwahrscheinlichkeit proportional zu λ^{-4} , d.h. kurzwellige Strahlung wird sehr viel stärker gestreut als langwellige Strahlung. Die Abhängigkeit der Streuintensität vom Streuwinkel (beschrieben durch die Phasenfunktion P) ist symmetrisch und schwächer ausgeprägt als z. B. im Vergleich zur Mie-Streuung mit $x_{Mie} \approx 1$ (siehe Abb. 3.2, Seite 22).

2.3.2 Strahlungstransfer in der Atmosphäre

Zu Beschreibung des Strahlungstransfers in der Atmosphäre werden grundlegende geometrische Definitionen benötigt, die an dieser Stelle zunächst vorgestellt werden, bevor auf den Strahlungstransfer selbst eingegangen wird.

Raumwinkel

Der Raumwinkel Ω , angegeben in *sr* (Steradian), ist der Quotient aus der Teilfläche S einer Kugel und dem Quadrat des Radius r_k der Kugel.

$$\Omega = \frac{S}{r_k^2} \quad (2.1)$$

Für die Einheitskugel mit dem Radius $r_k = 1$ ergibt sich ein Raumwinkel von 4π bzw. 12.57 sr,

wenn S die gesamte Kugeloberfläche umfasst. Betrachtet man den Raumwinkel mit Hilfe von Kugelkoordinaten, so ist Ω das Integral über den Meridianwinkel φ und den Breitenwinkel γ_B .

$$\Omega = \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \int_{\gamma_{B_1}}^{\gamma_{B_2}} \sin \gamma_B \, d\gamma_B \, d\varphi \quad (2.2)$$

Von der Erde aus gesehen hat die Sonne nur eine Ausdehnung von 0.5° (Öffnungswinkel). Daraus ergibt sich, dass die Sonne von der Erde aus betrachtet nur einen Raumwinkel von $6.5 \cdot 10^{-5}$ sr einnimmt.

Strahlungstransfergleichung

Die von der Sonne ausgesandte kurzwellige Strahlung wird in der Atmosphäre durch Absorption und Streuung in seiner ursprünglichen Einfallrichtung geschwächt und durch Streuung in andere Richtungen abgelenkt. Diese Intensitätsänderung des Lichtes pro Raumwinkel dI ($[dI] = W/m^2/sr$) in Abhängigkeit der Wellenlänge λ beim Durchqueren der Atmosphäre bzw. eines Volumen mit der Länge ds lässt sich durch die Strahlungstransfergleichung (STG) in Gleichung (2.3) beschreiben.

$$\frac{dI_\lambda}{ds} = \underbrace{-\delta_E \cdot I_0}_{\text{Schwächung durch Absorption und Streuung}} + \underbrace{+\delta_A \cdot B_\lambda(T)}_{\text{Emission}} + \underbrace{\frac{\delta_S}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi I_\lambda(\varphi, \gamma_B) \cdot P(\Psi_S) \cdot \sin \gamma_B \, d\gamma_B \, d\varphi}_{\text{Quellterm des aus anderen Richtungen gestreuten Lichts}} \quad (2.3)$$

δ_E – Extinktionskoeffizient = $\delta_A + \delta_S$

δ_A – Absorptionskoeffizient

δ_S – Streukoeffizient

$P(\Psi_S)$ – Phasenfunktion

$$B_\lambda(T) = \int_0^\pi \frac{2 \cdot h \cdot c^2}{\lambda^5} \cdot \frac{\cos \gamma_B}{e^{\frac{h \cdot c}{\lambda \cdot k_B \cdot T}} - 1} \, d\Omega \, d\lambda$$

spektrale Energiedichte [$W/m^3/sr$]

$h = 6.626 \cdot 10^{-34} J \cdot s$ – Plancksches Wirkungsquantum

$c = 2.998 \cdot 10^8 m/s$ – Lichtgeschwindigkeit im Vakuum

$k_B = 1.381 \cdot 10^{-23} J/K$ – Boltzmann Konstante

T – Temperatur [K]

Die STG kann in drei Terme zerlegt werden. Der erste Term beschreibt die Schwächung der Strahlungsintensität I_0 durch Absorption und Streuung. Der zweite Term ist ein Quellterm und beinhaltet das Kirchhoffsche Gesetz, welches besagt, dass ein Körper eben soviel Strahlung emittiert, wie er absorbiert. Ebenfalls als Quellterm zu betrachten ist der dritte Term, der beschreibt, dass gestreutes Licht aus anderen Richtungen in den betrachteten Raumwinkel gelangt. Der Winkel zwischen der ursprünglichen Richtung des Lichtes und dem gestreuten Licht ist der Streuwinkel Ψ_S .

In der Regel wird anstatt der Weglänge ds ein Höhenintervall dz betrachtet, so dass sich ds auch als Quotient von dz und dem Cosinus des Zenitwinkels θ der Sonne ausdrücken lässt.

Dabei wird $\frac{1}{\cos\theta}$ auch als Luftmasse m bezeichnet und $\frac{dI_\lambda}{ds}$ kann demnach als $\frac{dI_\lambda}{m \cdot dz}$ geschrieben werden. Das Lösen der STG ist erforderlich, um aus den Satellitenmessungen der Strahlungsintensität Informationen über den Zustand der Atmosphäre oder der Erdoberfläche ableiten zu können (Temperatur, Wasserdampfgehalt, usw.). Hierfür werden verschiedene Annahmen zur Vereinfachung der STG getroffen. Z. B. wird für den sichtbaren und nahen infrarot Wellenlängenbereich (380–3000 nm) angenommen, dass weder die Erde noch die Atmosphäre Strahlung emittiert. Dadurch entfällt der zweite Term der STG (Kidder und Haar, 1995). Wird die STG über die gesamte atmosphärische Säule integriert, kann wie folgt vereinfacht werden:

$$I_\lambda = I_0 \cdot e^{-m \cdot \tau_{ext}} + \int_0^\infty \delta_A \cdot B_\lambda(T) dz + \int_0^\infty \frac{\delta_S}{4\pi} \int_0^\pi \int_0^{2\pi} I_\lambda(\varphi, \gamma) \cdot P(\Psi_S) \sin \gamma d\gamma d\varphi dz \quad (2.4)$$

Das Integral des Extinktionskoeffizienten von 0 bis ∞ ist die gesamte optische Dicke τ_{ext} und ein Maß für die Trübung der Atmosphäre. Je größer die gesamte optische Dicke ist, desto mehr Strahlung wird durch Gase und Aerosole gestreut bzw. absorbiert und desto weniger Strahlung kann die Atmosphäre passieren.

2.3.3 Strahlungsbilanz

Unter der Strahlungsbilanz des Gesamtsystems Erde–Atmosphäre versteht man das Gleichgewicht zwischen der kurzwelligeren solaren Einstrahlung und der terrestrischen Ausstrahlung (langwellig und kurzwellig). Prinzipiell kann die Strahlungsbilanz als vereinfachte Lösung des Strahlungstransfers für das Gesamtsystem Erde–Atmosphäre betrachtet werden.

Den Oberrand der Atmosphäre erreicht solare Energie von ungefähr 341 W/m^2 . Ein Teil dieser Strahlung (102 W/m^2) wird von Wolken, Aerosolpartikeln und der Erdoberfläche zurück in den Weltraum reflektiert. Die übrige Energie wird von der Erdoberfläche (161 W/m^2) und von Wolken und Aerosol (78 W/m^2) absorbiert und als langwellige Ausstrahlung (Wärmestrahlung) wieder an den Weltraum abgegeben. Die Abgabe der langwelligen Strahlung geschieht verzögert in mehreren Schritten durch das Aerosol und andere atmosphärische Gase wie Kohlenstoffdioxid und führt zum sogenannten Treibhauseffekt (Erhöhung der mittleren Oberflächentemperatur der Erde von -18°C auf 15°C). Die von der Erde emittierte Wärmestrahlung wird von Wolken und Aerosolpartikeln wieder absorbiert und in alle Richtungen reemittiert, d.h. ein Teil der reemittierten Wärmestrahlung gelangt zurück zur Erdoberfläche und führt zu einer Erwärmung – dem Treibhauseffekt. Die reemittierte langwellige Strahlung wird auch als Gegenstrahlung bezeichnet.

2.3.4 Klimawirkung des Aerosols

Der klimawirksame Einfluss von Aerosol auf die Strahlung kann grundsätzlich auf zwei Effekte zurückgeführt werden – den direkten und indirekten Effekt. Der direkte Effekt umfasst die Streuung und Absorption der von der Sonne kommenden kurzwelligeren Strahlung. Dabei kann das Aerosol sowohl einen abkühlenden als auch einen erwärmenden Effekt auf die Atmosphäre haben. Chylek und Coakley (1975) konnten dies mit Hilfe eines Modells für dünne Aerosolschichten (Aerosol optische Dicke < 0.25) zeigen. Demnach bewirkt absorbierendes Aerosol (wie Ruß) über einer Oberfläche mit relativ hoher Albedo (Eis) eher eine Erwärmung, weil die Gesamtrefektivität des Systems Erde/Atmosphäre (Albedo) reduziert wird. Umgekehrt verursacht stark streuendes Aerosol (wie Sulfatpartikel) über einer Fläche mit einer relativ

kleinen Albedo (Wald) eher eine Abkühlung, weil die Gesamtreflektivität zunimmt. Für Sulfatpartikel wird bei Haywood und Boucher (2000) ein mittlerer globaler Strahlungsantrieb von -0.26 bis -0.82 W/m^2 angegeben, d.h. es findet eine Abkühlung statt. Für Rußpartikel wird je nach Quelle und Mischungsstatus ein positiver mittlerer globaler Strahlungsantrieb von 0.16 bis 0.42 W/m^2 bestimmt, welcher eine Erwärmung bedingt. Aus den angegebenen Wertebereichen der Strahlungsantriebe lässt sich ablesen, dass diese sehr großen Unsicherheiten unterworfen sind und eine genaue Bestimmung der direkten Klimawirksamkeit des Aerosols zum jetzigen Zeitpunkt ausgeschlossen ist (IPCC, 2007, Kapitel 2).

Mit dem indirekten Effekt bezeichnet man den Einfluss des Aerosols auf die Strahlungseigenschaften und Lebensdauer von Wolken, weil die Aerosolpartikel als Wolkenkondensationskeime oder Eiskernkeime wirksam werden (Lohmann und Feichter, 2005). So wurde von Twomey (1974) erstmals publiziert, dass die Zunahme der Aerosolkonzentration durch Verschmutzung bei konstantem Flüssigwassergehalt in der Atmosphäre zu einer Abnahme des Wolkentropfendurchmessers führen kann. Damit kommt es auch zu einer Erhöhung der Wolkenalbedo, weil eine größere Anzahl kleinerer Wolkentropfen die solare Strahlung stärker reflektiert. Durch die stärkere Reflektion führt dieser sogenannte Wolkenalbedo-Effekt oder Twomey-Effekt zu einer Abkühlung der Atmosphäre. Eine Abkühlung erfolgt auch aufgrund der vermehrten Anzahl kleinerer Wolkentropfen, die die Niederschlagsfähigkeit der Wolke vermindern und dadurch die Lebensdauer (Albrecht, 1989) und die vertikale Ausdehnung der Wolke erhöhen (Pincus und Baker, 1994).

Weite Teile der Arktis sind von Schnee und Eis bedeckt, die eine hohe Albedo besitzen, so dass eine allgemeine Erwärmung der Arktis insbesondere durch das Aerosol herbeigeführt wird. Dabei findet diese Erwärmung im Sommer statt (Comiso, 2003), da im Winter die solare Einstrahlung fehlt und Strahlung hauptsächlich im Größenbereich von $3.5\text{--}5 \mu\text{m}$ (thermische Infrarotstrahlung) auftritt, die kaum/nicht mit dem Aerosol wechselwirkt.

2.4 Klima der Arktis

Im Allgemeinen wird als Arktis die Region nördlich des Polarkreises (66.56°N) bezeichnet, aber auch andere Definitionen sind gebräuchlich. So wird aus klimatologischer Sicht die Arktis als das Gebiet definiert, in dem die Mitteltemperatur im Sommer 10°C nicht überschreitet oder der Boden dauerhaft gefroren ist (Permafrost). Die so definierte Grenze der Arktis verläuft in Europa wegen der Erwärmung durch den Golfstrom nördlicher als in Nordamerika (Kanada). Im Folgenden wird als Arktis das Gebiet innerhalb der roten Linie (10°C Isotherme im Juli) in der Abb. 2.3 bezeichnet.

Das arktische Klima ist bestimmt durch den extremen Wechsel der solaren Einstrahlung zwischen Sommer (Polartag) und Winter (Polarnacht) und einer negativen Strahlungsbilanz. Denn obwohl im Sommer die Sonne zum Teil 24 Stunden scheint, gelangt über das gesamte Jahr betrachtet weniger Energie durch die solare Einstrahlung in die Arktis, als durch Wärmestrahlung wieder an den Weltraum abgegeben wird. Das führt dazu, dass die Arktis sehr kalt ist und im Winter eine Fläche von rund 12 Millionen km^2 des arktischen Meeres zugefroren ist. Aufgrund des starken Auskühlens der Arktis durch die thermische Ausstrahlung und die geringen Windgeschwindigkeiten am Boden, bilden sich Temperaturinversionen mit einer Stärke von bis zu 18°C an der ostsibirischen Küste und 12°C über dem arktischen Meer in den Wintermonaten (Serreze u. a., 1992). Außerdem wurden vertikale Ausdehnungen der



Abb.2.3: Karte vom Nordpol und den angrenzenden Staaten. Die als Arktis bezeichnete Region befindet sich innerhalb der roten Linie. (Bildquelle: www.lib.utexas.edu/maps/islands_oceans_poles/arctic_region_pol_2007.pdf)

Inversionen von bis zu 1200 m dokumentiert. Dagegen wiesen im Sommer die Inversionen eine geringere vertikale Ausdehnung auf (~ 400 m) und sie waren zudem wesentlich schwächer ausgeprägt ($\Delta T < 3^\circ\text{C}$).

Der durch die starke Auskühlung der Arktis hervorgerufene Temperaturgradient zwischen Pol und Äquator treibt die atmosphärische Zirkulation an und führt zu einer vom Äquator zum Pol gerichteten Strömung. Gestört wird dieser Meridionaltransport der tropischen Luft in die Arktis durch die Erdrotation (Ablenkung der nordwärts gerichteten Strömung nach rechts aufgrund der Corioliskraft) und die Topographie (Gebirge können Strömungen blockieren, Verteilung der Landmassen). Es entstehen Tiefdruckzentren bei den Aleuten Inseln (Aleutentief) und bei Island (Islandtief), die warme Luft in die Arktis und kalte Luft in die mittleren Breiten transportieren. Zwischen diesen Tiefdruckgebieten befinden sich über Sibirien und Nordostkanada Hochdruckgebiete (vgl. Abb. 2.4 a)). Insbesondere im Winter sind die vier Druckzentren stark ausgeprägt und führen zu einem verstärkten Transport eurasischer Luftmassen in die Arktis und einem Ausströmen arktischer Luft nach Amerika. Im Sommer ist der Temperaturgradient schwächer und damit auch der Meridionaltransport, weil sich die Arktis durch die solare Einstrahlung erwärmt und die im Winter vorherrschenden Druckzentren weniger stark ausgeprägt und verschoben sind (Islandtief \rightarrow Kanadisches Tief) oder sogar voll-

ständig verschwinden (vgl. Abb. 2.4 b)). Der im Winter stattfindende Luftmassenaustausch bzw. Meridionaltransport führt zu dem im Frühjahr zu beobachtenden Phänomen hoher Aerosolbelastung in der Arktis, genannt Arktischer Dunst oder Arctic Haze (Quinn u. a., 2007).

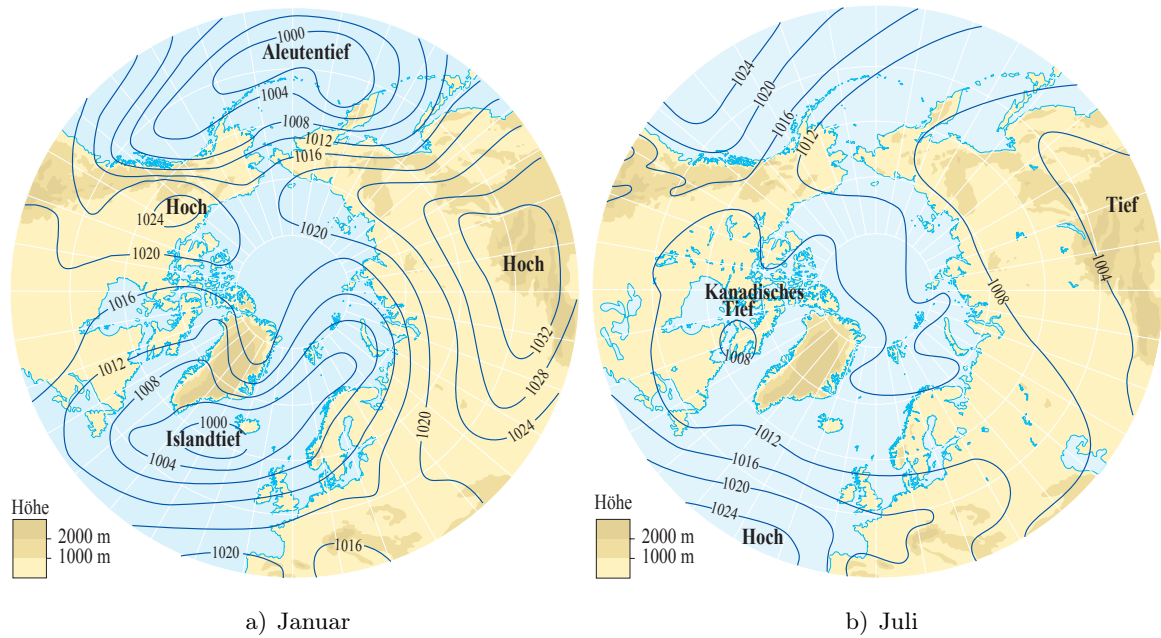


Abb.2.4: Mittlerer Bodenluftdruck der Monate a) Januar und b) Juli in hPa. Überarbeitete Versionen der Grafiken 2.3 und 2.4 aus AMAP (1998, Kapitel 2)

Kapitel 3

Messsystem Sonnenphotometer

Für die Beschreibung des Strahlungstransfers in der Atmosphäre ist es notwendig, Aerosoleigenschaften zu erfassen, die die Streuung bzw. allgemein den Strahlungstransfer beeinflussen. Eine dieser Aerosoleigenschaften ist die Aerosol optische Dicke (AOD). Diese kann aus den Messungen verschiedener Instrumente abgeleitet werden. Im Folgenden wird ein kurzer Überblick über diese Messgeräte und den abgeleiteten Aerosoleigenschaften gegeben. Da die Messungen der AOD mit Hilfe von Sonnenphotometern im Fokus dieser Arbeit liegen, werden anschließend das verwendete Sonnenphotometer, seine Funktionsweise, die Wartung und die Messunsicherheiten ausführlich beschrieben.

3.1 Aerosolmessgeräte

Generell gibt es zwei unterschiedliche Verfahren zur Beobachtung von Aerosol – zum einen die Fernerkundung und zum anderen in situ (vor Ort). Bei der Fernerkundung wird die Strahlungswirkung (Streuung) des Aerosols gemessen, um aus dieser Rückschlüsse über z. B. vorhandene Gase und Aerosolpartikel zu ziehen. Direkt erfasst werden die jeweiligen Aerosolparameter (Größe, Anzahl, usw.) bei in situ Messungen, um dann mit Hilfe der Theorie die Strahlungswirkung zu bestimmen. Die Fernerkundung erfolgt z. B. durch Satelliten und bietet den Vorteil hoher räumlicher Abdeckung. Dagegen haben in situ Messgeräte, wie Partikelzähler, Filter usw., eine hohe zeitliche Auflösung und eine höhere Genauigkeit der gemessenen Aerosolparameter. Im Bereich der optischen Messinstrumente wird außerdem zwischen aktiven und passiven Instrumenten unterschieden. Die aktiven Geräte (LIDAR) senden elektromagnetische Strahlung bestimmter Wellenlängen aus und detektieren diese nach der Wechselwirkung (Streuung, Absorption, usw.) mit dem Aerosol. Bei passiven Messungen wird vom Gerät elektromagnetische Strahlung z. B. von der Sonne nur empfangen (Sonnenphotometer). Sowohl mit dem LIDAR als auch mit dem Sonnenphotometer wird Aerosol in einer atmosphärischen Säule beobachtet, daher gehören sie zu den Fernerkundungssystemen. Mit einem LIDAR können neben der Gesamtsäule auch vertikale Profile erfasst werden. Im Gegensatz dazu ist ein Nephelometer ein in situ Messgerät, welches Streueigenschaften von Aerosolpartikeln eines angesaugten Luftvolumens misst. Zusätzlich zu den optischen Aerosoleigenschaften werden auch eine Vielzahl chemischer und mikrophysikalischer Eigenschaften in situ untersucht. Dazu zählen z. B. Aerosolpartikelzähler (Differential Mobility Particle Sizer, Aerosol Particle Sizer), die die Anzahl der Aerosolpartikel pro cm^3 in verschiedenen Größenklassen (Bins) messen.

Zur Bestimmung der chemischen Zusammensetzung des Aerosols können diese mit Hilfe von Impaktoren (SDI - small deposit impactor, VI - virtual impactor) auf Filtern gesammelt und in Ionenchromatographen analysiert werden.

Tab.3.1: Messgeräte und die mit ihnen gemessenen Aerosoleigenschaften.

Bezeichnung	Parameter
in situ	
Aerosolpartikelzähler	Anzahlgrößenverteilung [Partikel/cm ³]
Impaktor	Stoffkonzentration [ng]
Nephelometer	Extinktions- und Rückstreukoeffizient
Fernerkundung	
Photometer	AOD, Angström Koeffizient und Phasenfunktion
LIDAR	AOD, Brechungsindex und Profile des Rückstreukoeffizienten, der Volumendepolarisation (Sphärizität der Aerosolpartikel) und des Mischungsverhältnisses von Wasserdampf
Satellit	je nach Instrumentierung AOD, Profile von Temperatur, Extinktionskoeffizienten usw.

Die Analyse und Weiterverarbeitung von Aerosoldaten in Wetter- und Klimamodellen setzt eine entsprechende Datenbasis voraus. Daher wird in Netzwerken und Organisationen versucht, die Messungen zu vereinheitlichen und ein weltumspannendes Stationsnetz aufzubauen und zu betreiben. Auf dem Gebiet der LIDAR und Photometermessungen sind als wichtigste Organisationen EARLINET (European Aerosol Research Lidar Network to Establish an Aerosol Climatology) und AERONET (Aerosol Robotic Network) zu nennen. EARLINET besteht aus 22 europäischen LIDAR-Stationen und ist im Vergleich zu dem weltweiten Messnetz von AERONET mit ungefähr 400 Stationen in 50 Ländern relativ klein. Ein weiteres Netzwerk – POLAR-AOD¹ – für die Koordinierung und Archivierung von Photometermessung in der Arktis und Antarktis wurde 1998 ins Leben gerufen. Ziel ist es, durch eine umfangreiche Datenbasis das Aerosol und seine zeitliche und räumliche Variabilität in der Arktis und Antarktis besser zu beschreiben. Nördlich des Polarkreises (66.55° N) befinden sich abgesehen von Ny-Ålesund ca. 15 weitere Stationen, an denen Sonnenphotometermessungen durchgeführt werden. Allerdings ist Ny-Ålesund die einzige Station in der inneren europäischen Arktis mit einer ununterbrochenen Messreihe seit 1991. Das macht die Sonnenphotometermessungen des Alfred-Wegener-Instituts in Ny-Ålesund zu einem wichtigen Teil der globalen Aerosolbeobachtungen.

3.2 Abgeleitete Messgrößen aus Sonnenphotometermessungen

Mit dem Sonnenphotometer sind zwei Messmethoden – AOD und Almkantar – durchführbar. Bei einer AOD Messung wird das Photometer zur Sonne ausgerichtet und misst die am Boden ankommende direkte Sonnenstrahlung, aus der die Aerosol optische Dicke (AOD) abgeleitet wird. Die Almkantar-Methode wird benutzt, um die Winkelabhängigkeit der gestreuten

¹<http://polaroad.isti.cnr.it:8080/Polar/index.jsp>

Strahlung zu messen (Phasenfunktion). Dafür wird als erstes die Intensität des direkten Sonnenlichts gemessen und dann die Himmelhelligkeit von verschiedenen Azimutwinkeln bis 180° bei konstantem Elevat. Mit welchen Methoden AOD, Phasenfunktion und andere Parameter in einzelnen bestimmt werden und welche physikalische Bedeutung sie haben, wird in den anschließenden Unterkapiteln vorgestellt.

3.2.1 Aerosol optische Dicke und Angström Koeffizienten

Das Integral des Extinktionskoeffizienten über die gesamte atmosphärische Säule lässt sich als die Summe der Rayleigh optischen Dicke τ_R , der optischen Dicke verschiedener Gase τ_G (Absorption durch Gase wie Ozon) und der Aerosol optischen Dicke τ_A ausdrücken und wird als optische Dicke der Extinktion oder gesamt optische Dicke τ_{ext} bezeichnet.

$$\tau_{ext} = \tau_R + \tau_G + \tau_A \quad (3.1)$$

Die Messung und Berechnung der Aerosol optischen Dicke (AOD) basiert auf dem ursprünglich von Pierre Bouguer entwickelten Lambert-Beer'schen Gesetz, welches die Abnahme der Intensität des einfallenden Lichtes I_0 in Abhängigkeit der Mächtigkeit und Beschaffenheit des durchstrahlten Mediums beschreibt. Die Gleichung (3.2) ist das auf die atmosphärischen Bedingungen angepasste Gesetz. Dabei ist I die Intensität der am Boden ankommenden Strahlung und m die durchstrahlte Luftmasse.

$$I = I_0 \cdot e^{-m \cdot \tau_{ext}} \quad (3.2)$$

Die Luftmasse m ist im Allgemeinen definiert als die Länge des Lichtweges durch die Atmosphäre und kann wie folgt über den Zenitwinkel θ der Sonne berechnet werden:

$$m = \frac{1}{\cos \theta} \quad (3.3)$$

Gleichung (3.3) ist eine einfache Näherung basierend auf der Annahme planparalleler Atmosphärenschichten, denn bei der Bestimmung von m muss das Phänomen der atmosphärischen bzw. astronomischen Refraktion berücksichtigt werden.

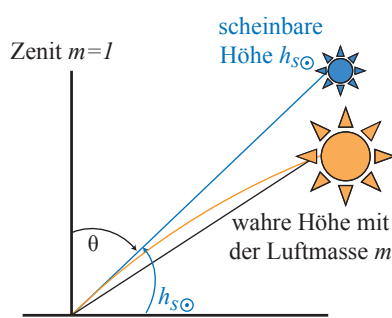


Abb.3.1: Schematische Darstellung zur atmosphärischen Refraktion.

Da die Dichte der Atmosphäre zur Erdoberfläche hin zunimmt, werden die Sonnenstrahlen gebrochen. Das führt dazu, dass das Licht nicht auf geradlinigem Weg durch die Atmosphäre zur Oberfläche gelangt, sondern entlang eines leichten Bogens (vgl. Abb. 3.1). Die atmosphärische Refraktion ist umso ausgeprägter, je niedriger die Sonne über dem Horizont steht, da der Auftreffwinkel der Sonnenstrahlen auf die Atmosphäre kleiner und der Weg durch die Atmosphäre länger ist. Die atmosphärische Refraktion hat zur Folge, dass man zum einen die Sonne noch sehen kann, obwohl sie eigentlich schon unter dem Horizont ist (scheinbare Höhe $h_{s\odot}$), und zum anderen,

dass sich der Weg des Lichtes verlängert. Eine exakte Korrektur dieses Phänomens ist nicht möglich, da hierfür der vertikale Verlauf von Druck und Temperatur in der Atmosphäre entlang des Lichtweges bekannt sein müsste. Deshalb werden für die Bestimmung von Luftmassen Näherungsformeln benutzt (Gleichungen (3.8), (3.9), (3.10)). Im Nachfolgenden ist mit dem Begriff Sonnenhöhe immer die scheinbare Sonnenhöhe $h_{s\odot}$ gemeint.

Wird Gleichung (3.1) in das Lambert-Beer'sche Gesetz (Gleichung (3.2)) eingesetzt und nach τ_A umgestellt, so erhält man die Ausgangsgleichung für die Berechnung der AOD mit Hilfe von Sonnenphotometermessungen:

$$\tau_A = \frac{\ln \frac{I_0}{I} - m_R \cdot \tau_R - m_g \cdot \tau_G}{m_A} \quad (3.4)$$

In der Praxis wird die Gleichung (3.4) auf verschiedenste Art und Weise umgesetzt. Um einen Vergleich mit anderen Messungen zu ermöglichen, sind die in dieser Dissertation diskutierten AOD nach den Vorgaben der WMO (WMO, 1996) bestimmt. Hieraus ergibt sich für die Berechnung der AOD die auf die in Ny-Ålesund verwendeten Sonnenphotometer angepasste Gleichung (3.5).

$$\tau_A(\lambda) = \ln \frac{U_0(\lambda)}{U(\lambda) \cdot K} \cdot \frac{1}{m_A} - \frac{\tau_R(\lambda) \cdot m_R + \tau_O(\lambda) \cdot m_O}{m_A} \quad (3.5)$$

K - tagesabhängiger Korrekturfaktor, der die unterschiedlichen Abstände von Erde und Sonne berücksichtigt und auch auf U_0 angewendet wird, so dass sich U_0 und U auf denselben Abstand Erde-Sonne beziehen (K aufgelistet in Tab. B.1, Seite 115).

U_0 - durch Langley-Kalibrierung bestimmte extraterrestrische Spannung.

U - am Boden gemessene Spannung.

τ_A - Aerosol optische Dicke.

τ_R - Rayleigh optische Dicke nach Fröhlich und Shaw (1980).

$$\tau_R = \frac{p}{1013.25 hPa} \cdot 0.00865 \cdot \lambda^{-(3.9164 + 0.074 \cdot \lambda + \frac{0.05}{\lambda})} \quad (3.6)$$

τ_O - Ozon optische Dicke mit Absorptionskoeffizienten O_{3Eich} nach H.U. Dütsch aus Linke und Bauer (1970) und dem Ozonsäulengehalt O_{3Dobs} in DU. Der Ozonsäulengehalt für Ny-Ålesund ist den Messungen des TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer²) der NASA (National Aeronautics and Space Administration) für jeden Photometermesstag ab Sommer 1996 entnommen. Die Ozonsondenmessungen von Ny-Ålesund wurden nur bis Sommer 1996 verwendet, da sie nicht für jeden Messtag und nur in unregelmäßigen Abständen vorliegen. Ein Vergleich des Ozonsäulengehaltes aus TOMS-Daten und denen der lokalen Ozonsonden für März bis September 1996–2008 (286 Messwerte) ergab eine mittlere Abweichung (TOMS - Ozonsonden) von -24.68 ± 23.92 DU. Dies entspricht einem prozentualen Fehler bezogen auf die TOMS-Messungen von -7.6 ± 7.3 %.

$$\tau_O = O_{3Dobs} * O_{3Eich} / 1000 \quad (3.7)$$

m_A - relative Aerosol Luftmasse nach Kasten (1966) mit der Annahme, dass das Aerosol in der Troposphäre eine ähnliche Verteilung hat wie Wasserdampf.

$$m_A = \frac{1}{\sin(h_{s\odot}) + 0.0548 \cdot (h_{s\odot} + 2.65)^{-1.452}} \quad (3.8)$$

$h_{s\odot}$ - scheinbare Sonnenhöhe in Grad, bestimmt mit Hilfe eines Ephemeridenprogramms nach Kaplan u. a. (1989).

²<http://macuv.gsfc.nasa.gov/index.md>

m_R - relative Rayleigh Luftmasse nach Kasten und Young (1989).

$$m_R = \frac{1}{\sin(h_{s\odot}) + 0.50572 \cdot (h_{s\odot} + 6.07995)^{-1.6364}} \quad (3.9)$$

m_O - relative Ozon Luftmasse nach Komhyr (1980) mit Höhe der Ozonschicht $H_O = 22$ km, der Stationshöhe H_s und dem Erdradius $r_E = 6370$ km.

$$m_O = \frac{r + H_O}{\sqrt{(r + H_O)^2 - (r_E + H_s)^2 \cdot \cos^2(h_{s\odot})}} \quad (3.10)$$

Die AOD wird in einem spektralen Bereich von ~ 0.35 – $1.02 \mu\text{m}$ gemessen. Daher können die beiden Angström Parameter α (Spektralabfall) und β (Trübungsparameter) nach dem empirischen Ausdruck von Angström (1929) ermittelt werden (Gleichung (3.11)), indem der Logarithmus der AOD über den Logarithmus der Wellenlänge aufgetragen wird und eine Regressionsgerade durch diese Punkte gelegt wird (Gleichung (3.12)). Damit ist α mathematisch betrachtet der Anstieg der Geraden und β die AOD bei $\lambda = 1 \mu\text{m}$.

$$\tau_A(\lambda) = \beta \cdot \lambda^{-\alpha} \quad (3.11)$$

$$\ln \tau_A(\lambda) = \ln \beta + (-\alpha) \cdot \ln \lambda \quad (3.12)$$

Eine ähnliche Beziehung wurde von Junge (1955) für die AGV gefunden. Demnach folgt die Anzahl der Partikel in einem Radiusbereich $0.2 \mu\text{m} < D_p < 2 \mu\text{m}$ ungefähr einem Potenzgesetz:

$$\frac{dN}{d \log D_r} = C \cdot D_r^{-\nu} \quad C = \text{Aerosolmasse} \quad \nu = \text{Anstieg} \approx 3 \quad (3.13)$$

Da die Streuung an Aerosolpartikeln u. a. von der Größe und der Anzahl der Partikel abhängt, ergibt sich eine direkte Verknüpfung zwischen Anzahlgrößenverteilung und AOD. D.h. die Abnahme der AOD mit der Wellenlänge ist abhängig von der Abnahme der Partikelanzahl mit dem Durchmesser. Der Spektralabfall α beschreibt genau diese Abhängigkeit und ist ein Maß für das Anzahlverhältnis zwischen kleinen ($D_p < 0.5 \mu\text{m}$) und großen Partikeln ($D_p > 0.5 \mu\text{m}$). Nimmt α Werte zwischen 0 und 1 an, so befinden sich überwiegend große Akkumulationspartikel und Riesenpartikel ($D_p > 1 \mu\text{m}$) in der Atmosphäre. Bei Werten größer 1 dominieren Partikel mit Durchmessern zwischen 0.2 und $0.5 \mu\text{m}$. Um den Aerosoltyp oder die AGV des Aerosols zu bestimmen, ist zusätzlich eine Verknüpfung mit anderen Aerosolparametern notwendig. In Tomasi u. a. (2007) wird z. B. ein Streudiagramm des Angström Koeffizienten α über die AOD bei einer Wellenlänge von 500 nm (τ_{500nm}) zur Klassifizierung von arktischem und antarktischem Aerosol verwendet. So werden für die Arktis fünf Aerosoltypen unterschieden und deren Mittelwerte zur Charakterisierung angegeben, u. a. dichtes Aerosol mit $\alpha = 1.0$ und $\tau_{500nm} = 0.08$ und Arctic Haze mit $\alpha = 1.25$ und $\tau_{500nm} = 0.15$.

3.2.2 Phasenfunktion, Brechungsindex und Asymmetrie-Parameter

Für die Messungen der optischen Dicken mit Satelliten werden Strahlungstransportmodelle benutzt, die den Transfer der Strahlung innerhalb der atmosphärischen Säule simulieren. Diese Modelle benötigen für unterschiedliche Aerosoltypen die Phasenfunktionen P , weil nur diese Auskunft darüber gibt, wie viel Strahlung durch das Aerosol in welche Richtung gestreut wird. Außerdem können aus P mit Hilfe eines Inversionsprogrammes weitere Informationen über

mikrophysikalische Parameter wie dem Brechungsindex R_i , der AGV und dem Asymmetrie-Parameter g abgeleitet werden.

Per Definition beschreibt die Phasenfunktion, welcher Anteil der an einem Partikel gestreuten Strahlung pro Raumwinkel in welche Richtung (Streuwinkel Ψ_S) gestreut wird (nach Twomey (1977), S.202). Die Normierung von P erfolgt durch die Multiplikation mit einem Faktor, der sich aus der Integration von P über alle Streuwinkel ($0 \leq \Psi_S \leq 180^\circ$) ergibt. Die in dieser Arbeit verwendeten Phasenfunktionen $P(\Psi_S)$ sind normiert und erfüllen die Gleichung $2\pi \int_0^\pi P(\Psi_S) \sin \Psi_S d\Psi_S = 1$. Für reine Rayleigh-Streuung an sehr kleinen (punktförmigen) Partikeln ist $P(\Psi_S) = \frac{3}{16\pi}(1 + \cos^2 \Psi_S)$. Die Phasenfunktionen der Mie-Streuung lassen sich nicht ganz so einfach darstellen, weil die Wechselwirkung zwischen Partikel und Strahlung durch die Größe der Partikel gegenüber der Wellenlänge der Strahlung komplizierter ist. Besonderheit der Mie-Streuung ist, dass in der Regel sehr viel mehr Strahlung vorwärts gestreut wird („Vorwärtsmaximum“). Allgemein wird Strahlung als vorwärts gestreut bezeichnet, wenn sie in Einfallrichtung der ursprünglichen Strahlung gestreut wird ($\Psi_S < 90^\circ$). Seitwärtsstreuung ist dementsprechend die Streuung im Bereich $\Psi_S \approx 90^\circ$ und Rückstreuung bei $\Psi_S \approx 180^\circ$. In Abb. 3.2 sind zur Veranschaulichung Beispiele für verschiedene $P(\Psi_S)$ dargestellt. Die Abbildung zeigt, dass es bei der Rayleigh-Streuung (rote Kurve) fast keine bevorzugte Streurichtung gibt. Dagegen ist bei der Mie-Streuung die Vorwärtsstreuung in der Regel wesentlich stärker als die Rückstreuung. Außerdem ist die Vorwärtsstreuung umso stärker, je größer die Partikel sind, und es treten bei größeren Partikeln mehr Streunebenmaxima auf. In der Atmosphäre überlagern sich die Phasenfunktionen der einzelnen Partikel je nach Form der AGV zu einer mittleren Phasenfunktion und Nebenmaxima, wie sie in Abb. 3.2 auftreten, werden geglättet.

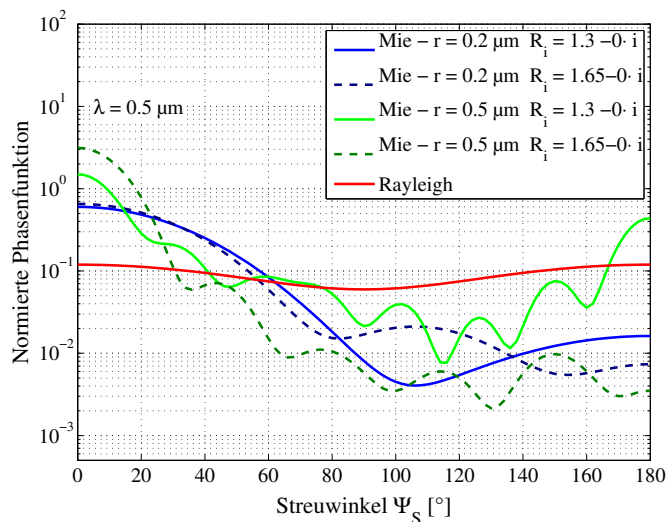


Abb.3.2: Beispiele für Phasenfunktionen unterschiedlicher Partikel bei einer Wellenlänge von $0.5 \mu\text{m}$. Die Phasenfunktionen der Mie-Streuung sind mit Hilfe einer Internetplattform³ ermittelt worden.

Der Brechungsindex R_i ist wellenlängenabhängig und lässt sich aus der Summe des Real- ($R_i(\text{real})$) und des Imaginärteils ($-i \cdot k$) bestimmen. Dabei gibt $R_i(\text{real})$ das Verhältnis der Geschwindigkeit der Strahlung im Vakuum zur Geschwindigkeit im Medium wieder und der Imaginärteil, wieviel Strahlung absorbiert wird. Dubovik u. a. (2002) beobachtete bei verschiedenen Messungen, dass $R_i(\text{real})$ kleiner wird, je mehr Wasser das Aerosol enthält. Für trockenes Aerosol wie Staub und Ruß wurden Werte im Bereich von 1.5 ermittelt und für feuchtes Aerosol wie Seesalz und gealterten Partikeln (städtischer Hintergrund) betrug $R_i(\text{real}) \sim 1.4$. Für

³http://omlc.ogi.edu/calc/mie_calc.html

einige chemische Verbindungen werden von Seinfeld (1986) folgende Werte für $\lambda = 500$ nm angegeben: Wasser – 1.33, Ruß – 1.96, Ammoniumsulfat – 1.53, Quarz – 1.55. Damit ist es prinzipiell möglich, mit Hilfe von $R_i(\text{real})$ den beobachteten Aerosoltyp grob einzuordnen.

Ein weiterer wichtiger Parameter für Strahlungstransfermodelle ist der Asymmetrie-Parameter g . Er ist das erste Moment der Phasenfunktion und wie folgt definiert:

$$g = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 P(\cos \Psi_S) \cos \Psi_S \, d \cos \Psi_s \quad (3.14)$$

Für die Rayleigh-Streuung ist $g = 0$, weil die Phasenfunktion symmetrisch ist. Dagegen ist die Mie-Streuung durch die stärkere Vorwärtsstreuung von $g > 0$ gekennzeichnet. Twomey (1977) beschreibt Asymmetrie-Parameter von 0.7 bei trockenem Aerosol und 0.8 bis 0.9 bei feuchtem Aerosol bzw. Wolken und Nebel. In d’Almeida u. a. (1991) werden für die Arktis bei $\lambda = 500$ nm im Sommer (Juli) 0.695–0.748 und im Winter (Januar) 0.723–0.811 angegeben. Dagegen wird für Ruß allgemein ein Wert von 0.3536–0.3498 genannt.

Neben dem in dieser Arbeit verwendeten Inversionsprogramm CIRATRA gibt es weitere Programme dieser Art, u. a. werden die Messungen von AERONET mit einem auf das Messgerät angepassten Inversionsalgorithmus ausgewertet (Dubovik und King, 2000). Ein Vergleich zwischen den beiden Inversionsalgorithmen ist nicht möglich, da bisher keine orts- und zeitgleichen Almkantar-Messungen von AWI Sonnenphotometern und AERONET vorliegen.

CIRATRA

Für die Bestimmung von $P(\Psi_S)$, $R_i(\text{real})$, g und der AGV wurde das Programm CIRATRA (Coupled Inversion Radiative Transfer Program) verwendet (Wendisch und von Hoyningen-Huene, 1994). Als Eingabe werden Almkantar- und AOD-Messungen benötigt. Diese Messungen der Himmelhelligkeit werden mit den über ein Strahlungstransfermodell berechneten Himmelhelligkeiten der verschiedenen $R_i(\text{real})$ im Bereich von 1.31–1.7 verglichen. Die geringste Abweichung repräsentiert die beste Annäherung an die Messung und aus den so gewonnenen Modelldaten werden dann $P(\Psi_S)$, g und AGV bestimmt (siehe Abb. 3.3).

Das Programm bietet die Möglichkeit, zwischen der reinen Mie-Theorie für kugelförmige Partikel und der semi-empirischen Theorie von Pollack und Cuzzi (1980) für nicht-sphärische Partikel zu wählen. In von Hoyningen-Huene und Posse (1997) wird empfohlen, die Theorie von Pollack und Cuzzi (1980) zu verwenden, wenn das Aerosol von großen nicht-sphärischen Partikeln (Seesalz, Staub, Eiskristalle, usw.) dominiert wird. Welche der beiden Theorien die Messung am ehesten wiedergibt, lässt sich anhand der Abweichung zwischen gemessener und berechneter Himmelhelligkeit feststellen. Die in Kapitel 6.4 vorgestellten Almkantarmessungen haben eine maximale Abweichung zwischen gemessener und berechneter Himmelhelligkeit von 10%, wobei bessere Ergebnisse durch die Anwendung der Mie-Theorie erreicht wurden.

3.2.3 Wassergehalt der atmosphärischen Säule

Die Ableitung des integrierten Wassergehaltes M_W aus Photometermessungen ist nicht allgemeiner Standard, da eine Kalibrierung (Wasserdampfkalibrierung) des Photometers mit Hilfe von in situ Messgeräten (z. B. Radiosonde) oder mit komplizierten Laboraufbauten (Küvetten) nötig ist. Die im Nachfolgenden vorgestellte Vorgehensweise ist speziell auf die Bedingungen in Ny-Ålesund angepasst.

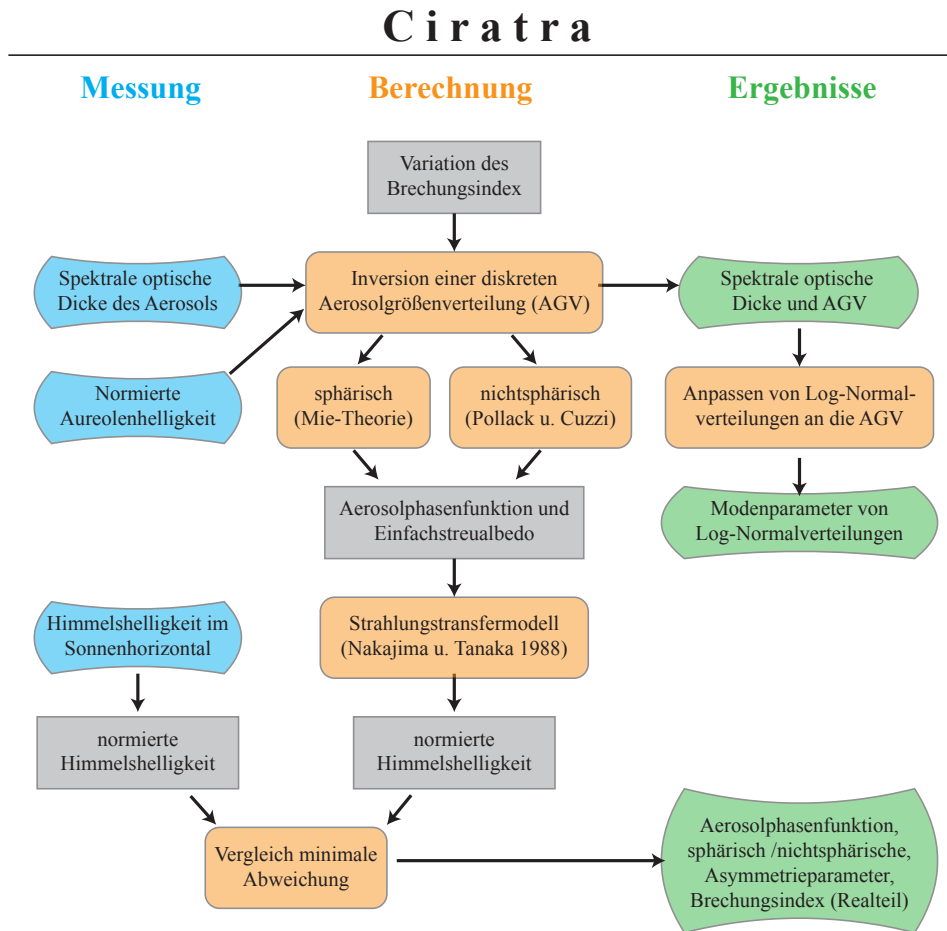


Abb.3.3: Schematische Darstellung des CIRATRA nach einer Grafik auf der Internetseite von P. Posse⁴. Blau markiert sind die aus Almukantarmessungen gewonnenen Eingangsparameter. Für die Berechnung (orange) sind Zwischenschritte (grau) notwendig, bevor man die Ergebnisse (grün) erhält.

Wasserdampf absorbiert in bestimmten Absorptionsbanden u. a. bei einer Wellenlänge um 970 nm (siehe Abb. 3.4). Mit einigen in dieser Arbeit verwendeten Photometern wurden im Bereich von 946–950 nm optische Dicken gemessen, so dass die Möglichkeit besteht, aus diesen Messungen M_W abzuleiten. Das Absorptionsspektrum in Abb. 3.4 zeigt, dass der Absorptionskoeffizient von der Wellenlänge und der Temperatur abhängt und dass die Photometermessungen an der kurzwelligen Flanke der 970 nm Absorptionsbande liegen (grau gekennzeichnete Bereich). Nach der Theorie Böhm-Vitense (1989) wird zwischen optisch dünnen und optisch dicken Absorptionslinien unterschieden, so dass sich für die Bestimmung von M_W zwei Möglichkeiten ergeben. Optisch dünne Linien erreichen keine Sättigung, so dass zwischen der Anzahl der Absorber (Wassermoleküle) und der optischen Dicke ein linearer Zusammenhang besteht. Wird hingegen die Sättigung erreicht, ist die optische Dicke proportional zur Quadratwurzel des in der Atmosphäre enthaltenen Wassers. Dieser Zusammenhang wurde bei verschiedenen Messungen experimentell bestätigt (Leiterer u. a., 1998; Schmid u. a., 1996).

Um zu überprüfen, welcher Zusammenhang zwischen der optischen Dicke und M_W in Ny-Ålesund besteht, wurde die Wasserdampf optische Dicke τ_{H_2O} berechnet. Dafür wurde

⁴<http://www.physoft.de/>

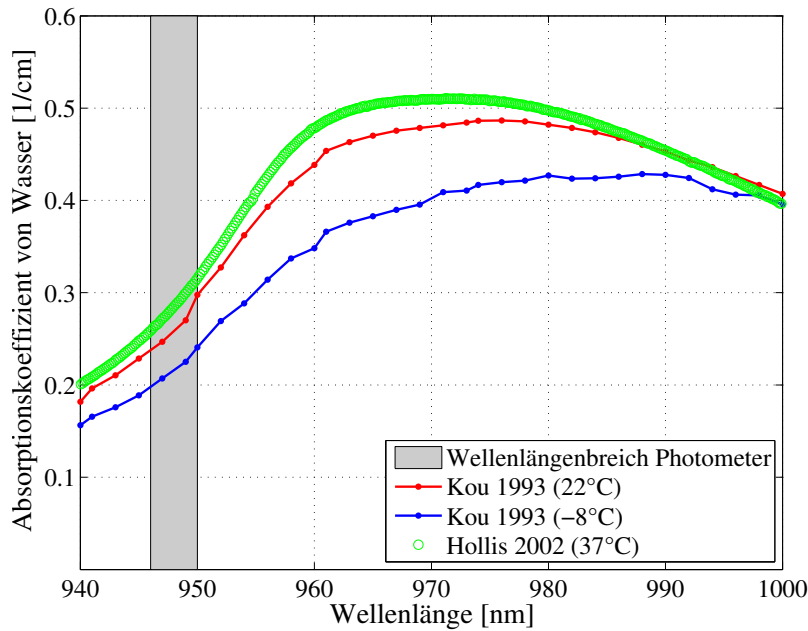


Abb.3.4: Ausschnitt des Absorptionsspektrums von Wasser bei verschiedenen Temperaturen aus Kou und Labrie (1993) und Hollis (2002).

von dem aus den Photometermessungen abgeleiteten $\tau_A(\lambda)$ das mit Hilfe der Angström Koeffizienten errechnete $\tau_{Ang}(\lambda)$ subtrahiert (siehe Abb. 3.5).

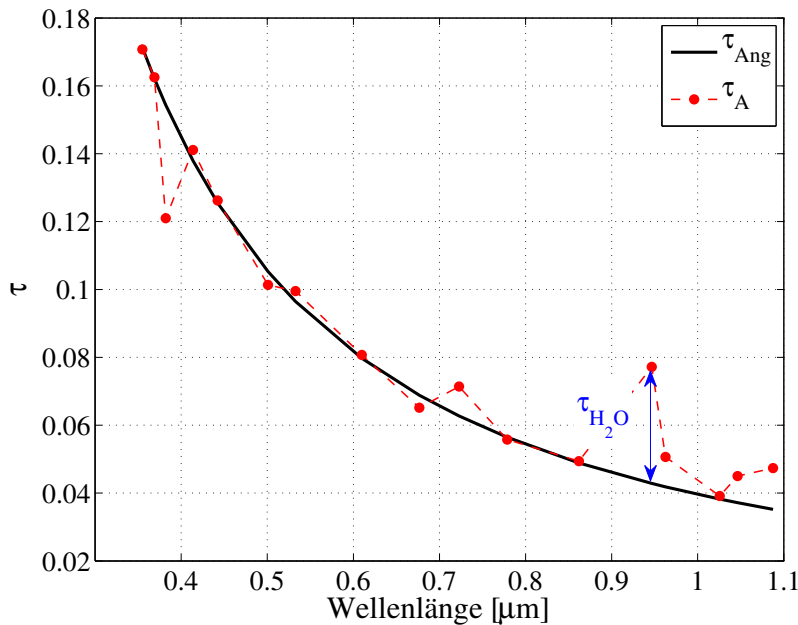


Abb.3.5: Beispiel für die Bestimmung von τ_{H_2O} aus Photometermessungen.

Mit Hilfe von Radiosonden-Messungen (Vaisala RS80-A, RS90, RS92) wurde τ_{H_2O} ein Absolutwert für M_W in mm/m^2 zugeordnet. Dieser wurde berechnet als Integral der absoluten Feuchte a von 0–13 km. Der Sättigungsdampfdruck über Wasser E_W , der für die Berechnung von a benötigt wird, wurde basierend auf der Empfehlung von Leiterer u. a. (1997a) nach Sonntag (1994) bestimmt (siehe Gleichung (3.16)). Es wird kein Unterschied zwischen Wasser und Eis gemacht, weil die relative Feuchte RH der Radiosonde bezogen auf Wasser angegeben ist.

$$a = \frac{RH(\%)}{R_w \cdot T} \cdot E_W \quad (3.15)$$

$$\ln E_W = - \frac{6096.9385}{T} + 16.635794 - 2.711193 \cdot 10^{-2} \cdot T + \\ + 1.673952 \cdot 10^{-5} \cdot T^2 + 2.433502 \cdot \ln T \quad (3.16)$$

$$[E_W] = hPa \quad [T] = K \quad R_w = 461.52 \frac{J}{kgK}$$

Der Höhenbereich von 0–13 km wurde gewählt, weil erstens M_W in der Stratosphäre sehr gering ist ($M_W = 0.01 \text{ mm/m}^2$ bei 5 ppm in 13–45 km) und zweitens die Ballone der Radiosonden in unterschiedlichen Höhen zerplatzen, so dass die Anzahl der vollständigen Radiosondenaufstiege abnimmt, je höher die obere Grenze gesetzt wird. Zwischen dem Radiosondenaufstieg und dem Stundenmittel der AOD liegt für die Wasserdampfkalibrierung maximal eine Stunde, damit beide Systeme annähernd die gleiche Luftmasse erfassen. Außerdem wurden für die Wasserdampfkalibrierung von τ_{H_2O} nur Stundenmittel mit mindestens 31 Einzelmessungen zugelassen, die die allgemeinen Qualitätskriterien (keine Wolken, keine Nachführungsfehler) erfüllen. Um einen Test der abgeleiteten Wasserdampfkalibrierfunktion $M_W(\tau_{H_2O})$ durchführen zu können, wurden zunächst nur die Messungen der Jahre 2006 bis 2008 benutzt. Dennoch zeigt sich in der Abb. 3.6 a), dass vier von 46 Punkten oberhalb der linearen Korrelationsfunktion $M_W(\tau_{H_2O}) = 45.437 \cdot \tau_{H_2O} + 0.24$ (blaue Gerade) liegen, d.h. in diesen Fällen unterschätzt das Photometer den Wassergehalt. Das ist zu erwarten, wenn der Wasserdampf zeitlich und räumlich stark inhomogen in der Atmosphäre verteilt ist. Die Radiosonde kann hierüber jedoch keine zuverlässige Auskunft geben und die Messzeiten des in Ny-Ålesund installierten LIDAR KARL (Ritter u. a., 2008, Koldewey-Aerosol-Raman-Lidar) sind an den betreffenden Tagen zu kurz oder nicht vorhanden. Im ebenfalls in Ny-Ålesund aufgebauten MPL (Micro Pulse Lidar – Shiobara u. a. (2003)⁵) sind an diesen Tagen Wolken kurz vor oder nach dem Radiosondenaufstieg sichtbar. Da die Photometermessungen zur Qualitätssicherung von Wolkenmessungen bereinigt sind (siehe Kapitel 4), wird mit dem Photometer an Tagen mit stark variabler Bewölkung zwangsläufig ein geringerer Wert von M_W gemessen als mit der Radiosonde. Neben der Korrelationsfunktion $M_W(\tau_{H_2O})$ ist in den Abb. 3.6 a) und 3.6 b) auch der Korrelationskoeffizient R und dessen Mutungsbereich angegeben. Der Mutungsbereich beschreibt das Intervall von R , in dem eine Irrtumswahrscheinlichkeit < 0.05 gilt (Schönwiese, 2000, Seite 175). Dieser Wert wird für alle in dieser Arbeit abgeleiteten Korrelationskoeffizienten angegeben.

Die Abb. 3.6 b) macht deutlich, dass die Korrelationsfunktion $M_W(\tau_{H_2O})$, bestimmt mit den Messungen 2006–2008, auf die Messungen der Jahre 2003 bis 2005 angewendet werden kann, denn der Anstieg der Geraden ist 1. D.h. die Messungen in Ny-Ålesund zeigen einen linearen Zusammenhang zwischen M_W und τ_{H_2O} und der Wassergehalt der Atmosphäre ist insgesamt während der ausgewerteten Photometermessungen häufig so niedrig, dass die Voraussetzung einer linearen Korrelation (die optisch dünne Linie) gegeben ist. Um mögliche Fehlmessungen auszuschließen, werden in der Auswertung in Kapitel 8.1 nur Photometermessungen bis zu einem Wassergehalt von 12 mm/m^2 analysiert.

In der Abb. 3.7 sind alle den Radiosonden zugeordneten Stundenmittel von τ_{H_2O} ohne Einschränkung benutzt worden, um $M_W(\tau_{H_2O})$ zu berechnen. Die Unterteilung in drei Perioden begründet sich im Wechsel der verwendeten Radiosondentypen. In den Jahren 1995 bis

⁵<http://mplnet.gsfc.nasa.gov/data.html>

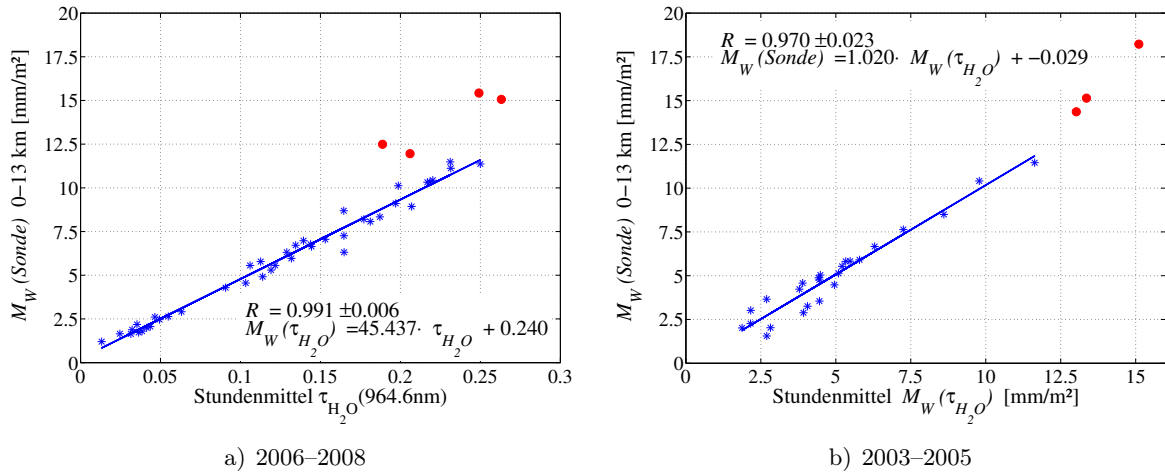


Abb.3.6: Korrelation zwischen M_W der Radiosonde und a) den Stundenmitteln von $\tau_{H_2O}(946.6\text{ nm})$ (2006–2008) bzw. b) dem Stundenmittel von $M_W(\tau_{H_2O})$ (2003–2005). Angegeben ist auch der Korrelationskoeffizient R und dessen Mutungsbereich.

2002 wurden die Radiosonden RS80-A von Vaisala⁶ eingesetzt, zwischen 2002 und 2005 die Radiosonden RS90 und ab 2005 RS92 des gleichen Herstellers. Treffeisen u. a. (2007) haben gezeigt, dass für einen Vergleich der Sonden RS80-A mit RS90 bzw. RS92 eine Korrektur erforderlich ist. Dagegen weisen die baugleichen Sonden RS90 und RS92 kaum Unterschiede auf. Vom Hersteller wird für die Messungen der relativen Feuchte mit RS92 ein absoluter Fehler von maximal 5% für Temperaturen bis $-60\text{ }^\circ\text{C}$ angegeben (Vaisala). Miloshevich u. a. (2006) konnten zeigen, dass die Messungen der relativen Feuchte mit den Radiosonden RS90 und RS92 ohne Korrekturen im Vergleich zu einem Frostpunktspiegel (Cryogenic Frostpoint Hygrometer) einen Fehler von weniger als 10% aufweisen.

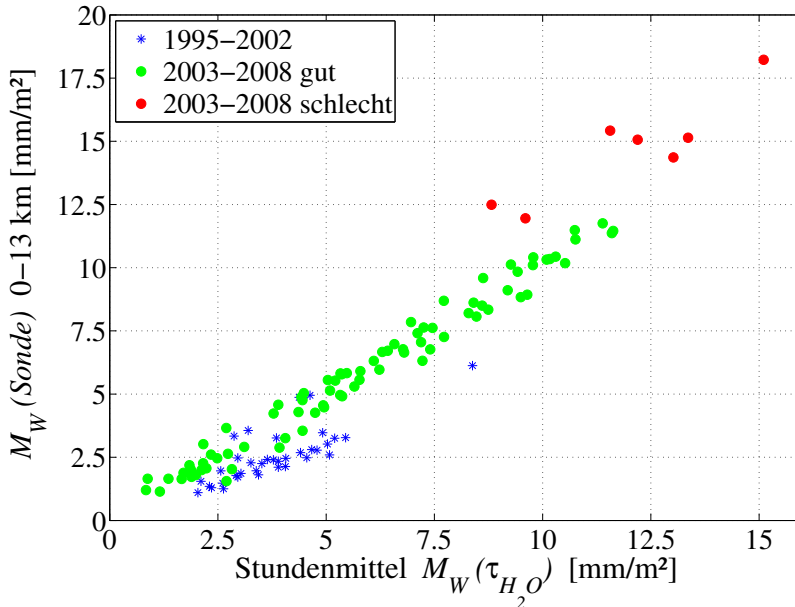


Abb.3.7: Korrelation zwischen dem Wassergehalt der Radiosonde $M_W(\text{Sonde})$ und dem Stundenmittel $M_W(\tau_{H_2O})$ (1995–2008). Die Einteilung in verschiedene Perioden wurde farblich hervorgehoben, wobei die roten Punkte den gleichen roten Punkten wie in den Abb. 3.6 a) und 3.6 b) entsprechen.

Entscheidend für die Güte des abgeleiteten $M_W(\tau_{H_2O})$ aus den Photometermessungen ist neben der Genauigkeit der Radiosondenmessungen die Qualität der Langley-Kalibrierung.

⁶<http://www.vaisala.com>

Im Kapitel 3.4 wird erläutert, wie diese Kalibrierung durchgeführt wird und welche Fehler sich ergeben. Für die zur Bestimmung von $M_W(\tau_{H_2O})$ benutzte Wellenlänge $\lambda = 946.6 \text{ nm}$ wurde für die Jahre 2003/2004 ein Fehler von 4.37 %, für 2005 3.1 % und für 2006–2008 0.35 % berechnet. Der Unterschied zwischen der Qualität der benutzten Kalibrierungen ist auch in den Abb. 3.6 a) und 3.6 b) anhand des Korrelationskoeffizienten zu sehen (2003–2005: 0.970, 2006–2008: 0.991). Es bleibt also festzuhalten, dass insbesondere die Messungen der Jahre 2006–2008 sehr genau sind und für 2003–2005 die Ergebnisse eher kritisch bewertet werden müssen.

3.3 Aufbau, Funktionsweise und Messprinzipien von Sonnenphotometern

Die Messungen in Ny-Ålesund und auf der Nordpol Driftstation NP-35 erfolgten mit Sonnenphotometern des Typs SP2H und SP1A der Firma Dr. Schulz & Partner GmbH⁷ (vgl. Abb. 3.8). In Sodankylä (Finnland) wurde ein Sonnenphotometer des Typs PFR (Precision Filter Radiometer) benutzt (Manual-PFR, 2007). Die prinzipielle Funktionsweise eines Sonnenphotometers ist unabhängig vom Gerätetyp, daher wird zunächst das Messprinzip erläutert und anschließend kurz auf die Unterschiede der verwendeten Geräte eingegangen.

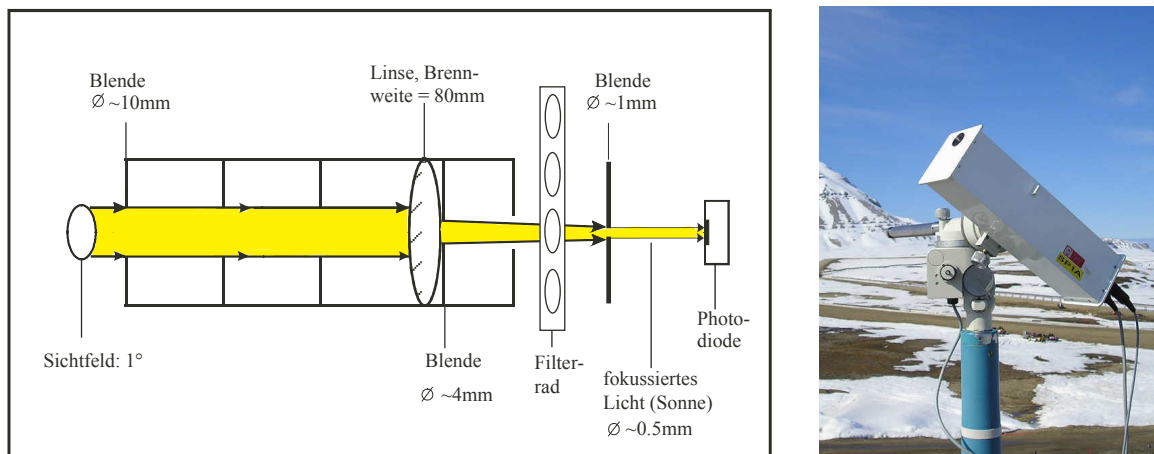


Abb.3.8: Skizze vom Aufbau eines Sonnenphotometers des Typs SP1A und Installation eines SP1A mit parallaktischer Nachführung im Frühjahr 2004 auf dem Dach des AWI Observatoriums in Ny-Ålesund. (Foto: S.Debatin)

Ein Sonnenphotometer misst die am Boden ankommende direkte solare Strahlung bei verschiedenen Wellenlängen. Dafür muss das Gerät exakt zur Sonne ausgerichtet und nachgeführt werden. Die Nachführung kann sowohl passiv als auch aktiv erfolgen. Eine einfache passive Nachführung ist die parallaktische Montierung, die mit einem kleinen Motor angetrieben wird. In den letzten Jahren setzte sich aber immer mehr die aktive Form der Nachführung durch. Diese Nachführungen nutzen einen computergesteuerten Motor und eine Photodiode, deren Signale vom Computer verarbeitet werden, um die Sonnenposition aufzufinden. Diese präzisere und flexiblere Form der Nachführung eignet sich auch für bewegte Messplattformen wie Schiffe und Flugzeuge. Damit ergibt sich die Möglichkeit, mit wenig Aufwand das

⁷[http:// www.drschulz.com/cnt/](http://www.drschulz.com/cnt/)

Routinemessnetz auf bisher wenig untersuchte Regionen (Ozeane) auszuweiten.

Der Öffnungswinkel eines Photometers wird so klein wie möglich gehalten ($1\text{--}3^\circ$), damit fast nur die Sonne (Sonnenscheibe $\sim 0.5^\circ$) im Sichtfeld des Gerätes liegt. Zusätzlich sind die Geräte von innen geschwärzt, so dass eventuell einfallendes Streulicht minimiert wird. Ein Beschlagen der Optik bei niedrigen Temperaturen wird verhindert, indem der Innenraum mit gasförmigen Stickstoff gefüllt wird, denn dieser kondensiert erst ab Temperaturen unter -195.79°C . Mit Hilfe einer Linse wird der Lichtstrahl gebündelt und durch einen Interferenzfilter geleitet, der nur Licht eines bestimmten Wellenlängenbereichs passieren lässt. Dieser Bereich wird durch die sogenannte Halbwertsbreite (FWHM) des Filters charakterisiert. Die Halbwertsbreite beschreibt den Wellenlängenbereich, in dem die Intensität der elektromagnetischen Strahlung nach dem Filter maximal auf die Hälfte reduziert wird (FWHM = full width at half maximum) und variiert beim SP1A/SP2H zwischen 3 und 10 nm. Für das PFR wird ein FWHM von 5 nm für alle Filter angegeben (Manual-PFR, 2007). Nach dem Interferenzfilter passiert das Licht eine Blende und gelangt dann zur Photodiode, die die ankommende Lichtintensität in ein elektrisches Signal umwandelt. Sowohl die Signalstärke der Photodiode als auch die Filtercharakteristik sind abhängig von der Temperatur. Daher werden die Geräte entweder in einer Klimakammer vermessen, um eine temperaturabhängige Korrekturfunktion zu bestimmen, oder auf eine konstante Temperatur geheizt. Damit ist gewährleistet, dass trotz unterschiedlicher Temperaturbedingungen an den verschiedenen Standorten die Messungen vergleichbar sind. Im Detail unterscheiden sich die Sonnenphotometer der verschiedenen Hersteller besonders in der Art, Anzahl und Anordnung der Filter. Die SP1A/SP2H besitzen ein Filterrada, das während der Messung in den optischen Kanal zwischen Linse und Blende automatisch bzw. manuell geschwenkt wird. Dabei wird für alle Filter nur ein Sensor (Photodiode) notwendig. Diese Art der Messung wird auch als sequentielle Methode bezeichnet. Dagegen hat beim PFR jeder Filter einen eigenen Messkanal und einen eigenen Sensor, so dass eine zeitparallele Messung erfolgt. Im Folgenden wird als Einzelmessung der Vorgang bezeichnet, bei dem die Signale aller Filter einmal detektiert werden. Dies dauert beim SP2H 90 s, beim SP1A 10 s und beim PFR 1.25 s. In der Tab. 3.2 sind die Spezifikationen der SP2H/SP1A und des PFR aufgelistet.

Tab.3.2: Spezifikationen der Sonnenphotometer SP1A/SP2H und PFR.

	SP1A (SP2H)	PFR
Messjahre	1999–2009 (1991–1998)	2004–2007
Messort	Ny-Ålesund/NP-35 (Ny-Ålesund)	Sodankylä
Filtermontierung	Filterrada	parallel
Filterzahl	17 (14)	4
Filtertyp	dampfbeschichtet	ionenbeschichtet
Wellenlängen	350 bis 1050 nm	368, 412, 500 und 862 nm
Temperaturkorrektur	Kalibrierung	Heizung
Öffnungswinkel	1°	2.5°
Dauer Einzelmessung	10 s (90 s)	1.25 s

Neben Sonnenphotometern gibt es auch Sternphotometer, die als Strahlungsquelle ausgewählte stabile Fixsterne anstatt der Sonne benutzen. Dafür wird das einfallende Licht mit Hilfe eines Teleskops verstärkt und die Nachführung erfolgt aufgrund der Größe der Sterne

über ein computergesteuertes Kamerasystem (Leiterer u. a., 1995; Pèrez-Ramírez u. a., 2008). Diese Geräte sind wesentlich größer und für Messungen in den arktischen und antarktischen Regionen von besonderem Interesse, weil hier über mehrere Wochen/Monate komplette Dunkelheit herrscht, in denen mit einem Sonnenphotometer keine Messungen möglich sind. In Ny-Ålesund wird seit 1996 ein Sternphotometer betrieben. Die Auswertung dieser Messungen ist Bestandteil einer durch A. Gröschke parallel zu der vorliegenden Arbeit angefertigten Dissertation (Gröschke, 2010).

Der Mond ist durch seine ungleichmäßige Strahlungsintensität (Mondphasen) eine ungeeignete Strahlungsquelle für Photometermessungen. In der vorliegenden Arbeit ist, wenn nicht anders beschrieben, mit dem Begriff Photometer das Sonnenphotometer gemeint.

3.4 Langley-Kalibrierung der Sonnenphotometer SP1A und SP2H

Die Kalibrierung eines Photometers wird zur Bestimmung des extraterrestrischen Strahlungswertes (die am „Rand“ der Atmosphäre ankommende direkte solare Strahlung I_0) nach der von dem Astronomen S.P. Langley erstmals beschriebenen Langley-Methode durchgeführt (Langley, 1881). Die Bestimmung von I_0 ist wichtig, weil sich erst aus dem Quotient der Messung und dem extraterrestrischen Wert ermitteln lässt, wie viel einfallende Sonnenstrahlung durch das Aerosol absorbiert und gestreut wird (vgl. Glg. (3.4)). Für die Kalibrierung müssen Messungen bei Luftmassen von ca. 6–2 (Sonnenanfgang bzw. Sonnenuntergang) durchgeführt werden (Harrison und Michalsky, 1994). Dies entspricht etwa einer Veränderung der scheinbaren Sonnenhöhe $h_{s\odot}$ von 9° auf 30° . Der Logarithmus des Photometersignals wird dann über der Luftmasse aufgetragen und mit Hilfe linearer Regression wird das Photometersignal bei der Luftmasse 0 ermittelt, welches einem Messpunkt außerhalb der Erdatmosphäre entspräche. Das Photometersignal der SP2H/SP1A ist die Spannung der Photodiode U .

Wichtig für eine Langley-Kalibrierung sind konstante atmosphärische Bedingungen während der gesamten Messdauer, denn das Prinzip basiert auf der Annahme, dass das Lambert-Beer'sche Gesetz mit konstantem α gilt. Würde sich z. B. die Aerosol- oder Wasserdampfkonzentration ändern, wäre dies nicht mehr gegeben. Daher werden alle Kalibrierungen auf ihre Güte überprüft, indem die Fehler der linearen Regression berechnet werden. Dazu gehört die Varianz der Residuen σ_y^2 , die Varianz des Anstiegs σ_B^2 und der Nullstelle σ_A^2 , aus denen auch der prozentuale Fehler abgeleitet werden kann. Die hierfür verwendeten Gleichungen (3.18) bis (3.20) sind allgemein gültig und können auf jede beliebige lineare Regression angewendet werden.

$$y = A + B \cdot x \quad (3.17)$$

$$\sigma_y^2 = \frac{1}{N-2} \sum_{i=1}^N (y_i - A - B \cdot x_i)^2 \quad (3.18)$$

$$\sigma_A^2 = \frac{\sigma_y^2}{\Pi} \sum_{i=1}^N x_i^2 \quad ; \quad \sigma_B^2 = \frac{\sigma_y^2}{\Pi} \cdot N \quad (3.19)$$

$$\Pi = N \cdot \sum_{i=1}^N x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^N x_i \right)^2 \quad (3.20)$$

Die Unsicherheit in Form des relativen Fehlers für den extraterrestrischen Spannungswert F_{U_0} lässt sich mit $F_{U_0} = \sigma_{\ln U_0} \cdot 100\%$ abschätzen und kann wie folgt hergeleitet werden:

$$\ln U_0 = t \Rightarrow U_0 = e^t \quad (3.21)$$

$$\sigma_{U_0} = \frac{\delta U_0}{U_0} \cdot \sigma_t \Rightarrow \sigma_{U_0} = e^t \cdot \sigma_t \quad (3.22)$$

$$\sigma_{U_0} = U_0 \cdot \sigma_{\ln U_0} \quad (3.23)$$

In Harrison und Michalsky (1994) wird für die Standardabweichung σ_y einer guten Langley-Kalibrierung ein Grenzwert von 0.006 angegeben. In der Abb. 3.9 sind Beispiele für einige Langley-Kalibrierungen und deren σ_y über der Wellenlänge aufgetragen. Der dazugehörige Fehler F_{U_0} ist in der Abb. 3.10 dargestellt. Insbesondere die durch Wasserdampfabsorption beeinflussten Wellenlängen (720, 900–1000 nm und 1080 nm) haben größere σ_y und F_{U_0} und erfüllen das Kriterium $\sigma_y < 0.006$ nicht. Ursache hierfür ist, dass der Wasserdampf in der Atmosphäre stark variabel sein kann und dadurch die Wasserdampfkonzentration während einer Langley-Kalibrierung nur selten so stabil ist wie für das Aerosol. Den Abb.en 3.9 und 3.10 kann außerdem entnommen werden, dass F_{U_0} für eine gute Kalibrierung $\leq 0.5\%$ ist. Dieser Wert wird für die im nächsten Kapitel beschriebene Größtfehlerabschätzung benutzt.

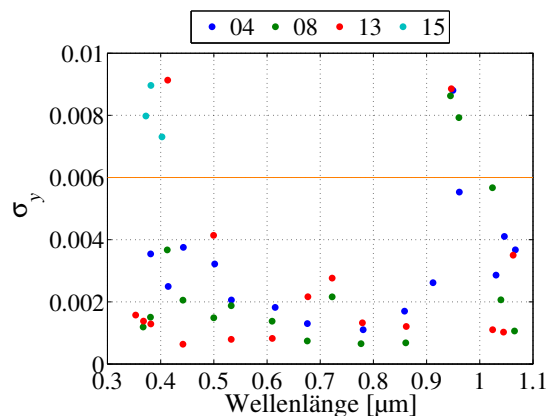


Abb.3.9: Beispiele für die Standardabweichung der Residuen σ_y für verschiedene SP1A Photometer (interne Bezeichnung der Geräte 04, 08, 13, 15). Die Messungen wurden am 15.10.2008 vormittags während der Vergleichskampagne in Izaña 2008 durchgeführt. Der Grenzwert 0.006 für σ_y ist durch eine orangefarbene Linie gekennzeichnet.

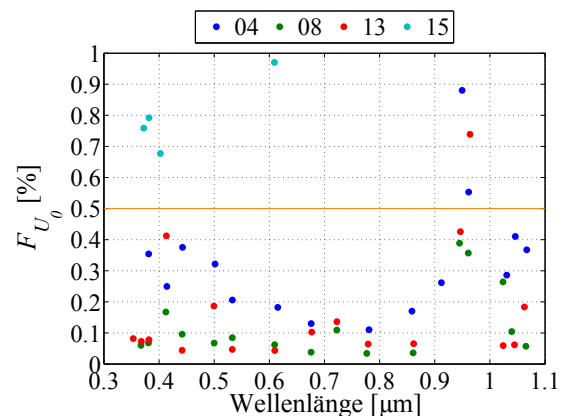


Abb.3.10: Beispiele für F_{U_0} verschiedener SP1A Photometer (interne Bezeichnung der Geräte 04, 08, 13, 15). Es liegen die gleichen Daten wie für Abb. 3.9 zugrunde. Der abgeschätzte Größtfehler $F_{U_0} = 0.5\%$ ist durch eine orangefarbene Linie markiert.

Im Oktober 2008 fand am Observatorium Izaña eine internationale Vergleichskampagne von Photometern statt. Vertreten waren insgesamt 17 Photometer der Typen SP1A, PFR, CIMEL, Prede, Microtop. Für den Vergleich der Geräte untereinander wurden die aus den Langley-Kalibrierungen bestimmten Anstiege bei den Wellenlängen 500 und 870 nm verwendet. Der Anstieg ist unabhängig vom Photometer, weil er τ_{ext} entspricht. Die Standardabweichungen von τ_{ext} lagen zwischen 0.001 und 0.006, d.h. die Abweichungen zwischen den Geräten sind sehr gering.

3.5 Größtfehlerabschätzung für AOD Messungen mit SP1A und SP2H

Zur hinreichenden Bewertung der Messungen ist eine Fehlerabschätzung unerlässlich. Dazu werden im Folgenden drei Fehlerbereiche unterschieden: 1. Gerätefehler, 2. Fehler bei der Bestimmung der Angström Koeffizienten und 3. Fehler bei der Berechnung der AOD. Für die aus den Messungen des PFR abgeleiteten τ_A werden in Grabner (2003) maximale Fehler von ± 0.015 dargestellt.

1. Unter Gerätefehlern sind die Ungenauigkeiten der Filter (FWHM) und die durch die Langley-Kalibrierung bestimmte extraterrestrische Spannung U_0 zu verstehen. Vom Hersteller wird für die Geräte des Typs SP1A und deren Vorgänger SP2H ein Fehler für FWHM von $\Delta\lambda = \pm 2 \text{ nm}$ angegeben. Die Spannung der Photodiode ist laut Dr. Schulz & Partner GmbH auf 0.0001 V genau.
2. Die Angström Koeffizienten werden mit Hilfe einer linearen Regression bestimmt. Die Berechnung der Fehler für α und β kann nach den im vorigen Abschnitt vorgestellten Gleichungen (3.18)–(3.20) erfolgen. Allerdings sind die so abgeleiteten Fehler großen Schwankungen unterworfen, da sie davon abhängen, wie gut die Messung durch das von Angström hergeleitete Gesetz repräsentiert wird. So konnten Eck u. a. (1999) zeigen, dass insbesondere Messungen, die von großen Partikeln ($D_p > 1 \mu\text{m}$) beeinflusst werden, einen großen Fehler bei der Bestimmung der Angström Koeffizienten bzw. bei der aus den Koeffizienten abgeleiteten AOD haben. Um dies zu umgehen, wurde anhand der Standardabweichung des Tagesmittels von α ein Fehlerbereich von $\sim \pm 0.05$ abgeschätzt (siehe Abb. 5.1, d)).
3. Die Fehler bei der Berechnung der AOD werden mit Hilfe des arithmetischen Fehlerfortpflanzungsgesetzes (3.24) abgeschätzt.

$$\Delta q = \left| \frac{\partial q}{\partial x_1} \right| \cdot \Delta x_1 + \left| \frac{\partial q}{\partial x_2} \right| \cdot \Delta x_2 + \dots \quad (3.24)$$

Da die Gleichung zur Berechnung der AOD komplex ist, werden die relativen Fehler der einzelnen Terme in den nachfolgenden Abschnitten separat abgeschätzt und zum Schluss zusammengefasst. Die ausführlichen Gleichungen zur Fehlerabschätzung finden sich im Anhang A ab Seite 113.

Größtfehler der Rayleigh optischen Dicke F_{τ_R} und der Ozon optischen Dicke F_{τ_O}

Die Druckabhängigkeit von F_{τ_R} ist minimal. Die Differenz bei einer Wellenlänge von 300 nm zwischen 950 und 1030 hPa beträgt nur 0.0013 , daher wird F_{τ_R} bei einem Druck von 1013 hPa und nur in Abhängigkeit der Wellenlänge angegeben. F_{τ_R} erreicht maximal einen Wert von $\sim 2.4\%$ bei $\lambda = 300 \text{ nm}$ bzw. $\sim 0.8\%$ bei $\lambda = 1 \mu\text{m}$. Für τ_O ergibt sich ein relativer Fehler von 3% (siehe Seite 114 Gleichung (A.5) und (A.6)), da die NASA für den Ozonsäulengehalt aus TOMS Messungen einen Fehler von etwa $\pm 3\%$ angibt und für die verwendeten Ozonabsorptionskoeffizienten ein Fehler von 0% angenommen wurde.

Größtfehler der Luftmassen

Die Berechnung der relativen Fehler der relativen Aerosol Luftmasse F_{m_A} , der relativen Rayleigh Luftmasse F_{m_R} und der relativen Ozon Luftmasse F_{m_O} ist abhängig von der Sonnenhöhe

(siehe Seite 114 Gleichungen (A.7) bis (A.10)). Der Fehler in der Sonnenhöhe wurde mit einem absoluten Fehler von $h_{s\odot} \pm 0.003$ angenommen, dies entspricht einer Abweichung von 5 Zeitsekunden oder weniger als $\pm 0.008^\circ \text{N}$ bzw. $\pm 0.02^\circ \text{O}$ in der Berechnung der Sonnenhöhe für Ny-Ålesund am 21.03. um 7 Uhr UTC. In der Abb. 3.11 sind die Fehlerfunktionen als prozentuale Fehler der verschiedenen Luftmassen aufgetragen. F_{m_A} (rote Kurve) und F_{m_R} (grüne Kurve) nehmen ab $h_{s\odot} < 10^\circ$ stark zu und erreichen im Extremfall Werte von mehr als 15 % bzw. 10 %. F_{m_O} (blaue Kurve) hat dagegen nur einen maximalen Fehler $< 2\%$ und nimmt nicht mit kleiner werdender Sonnenhöhe zu, sondern erreicht das Maximum bei $\sim 4^\circ$. Die Ursache dafür ist die Höhe der Ozonschicht ($\sim 22 \text{ km}$).

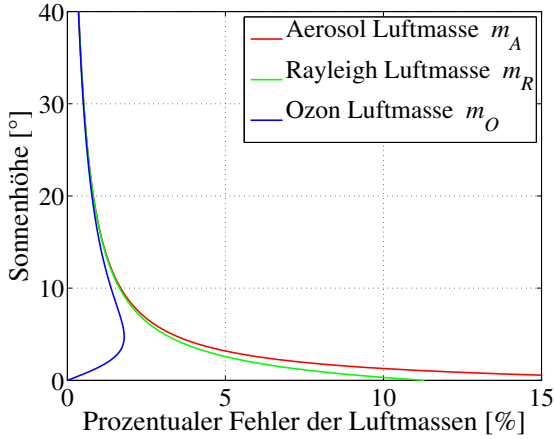


Abb.3.11: Prozentuale Fehler der Luftmassen als Funktion der Sonnenhöhe.

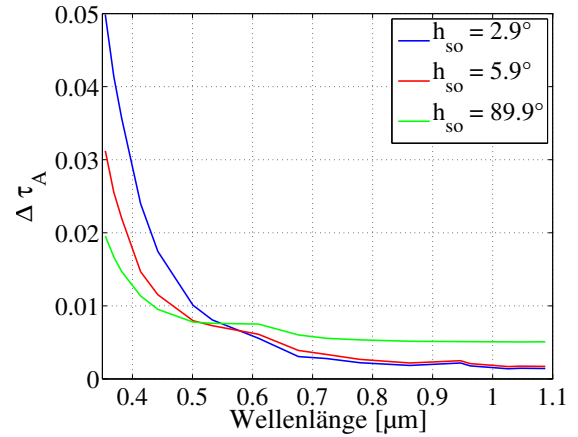


Abb.3.12: Absoluter Fehler der AOD für verschiedene Sonnenhöhen als Funktion der Wellenlänge.

Größtfehler der AOD

Nachdem nun die Fehler der einzelnen Terme der Gleichung 3.24 bestimmt sind, kann der Fehler der AOD berechnet werden. Da es sich hierbei wiederum um eine Fehlerfunktion handelt, die abhängig ist von λ , $h_{s\odot}$, U , U_0 und O_{3Dobs} , wurden zur Vereinfachung die Werte für U und U_0 einer beliebigen qualitätsgesicherten Messung entnommen und $O_{3Dobs} = 450 \text{ DU}$ eingesetzt. In der Abb. 3.12 sind für verschiedene Sonnenhöhen $h_{s\odot}$ die absoluten Fehler der AOD $\Delta\tau_A$ über λ eingezeichnet. Für $\Delta\tau_A$ kann somit ein Wert von 0.02 für $\lambda < 400 \text{ nm}$ und 0.01 für $\lambda \geq 400 \text{ nm}$ abgeschätzt werden. Dass der Fehler für $\lambda > 500 \text{ nm}$ mit größer werdenden $h_{s\odot}$ zunimmt, ist auf den Fehlerterm von U_0 und der Abnahme der Luftmassenfehler mit steigenden $h_{s\odot}$ zurückzuführen. Denn der Fehlerterm lautet nach Differenzieren und Einsetzen:

$$\left| \frac{\partial \tau_A}{\partial U_0} \right| \cdot \Delta U_0 = \frac{0.005}{m_A} \quad (3.25)$$

Dieser Term wird mit zunehmenden $h_{s\odot}$ größer, weil m_A mit zunehmenden $h_{s\odot}$ kleiner wird (im Zenit ist $m_A = 1$). Das bedeutet, dass der Fehler der AOD insbesondere bei größeren $h_{s\odot}$ entscheidend von einer exakten Kalibrierung abhängt. Im Gegensatz dazu haben bei niedrigeren $h_{s\odot}$ die Luftmassen einen größeren Fehlerbeitrag. Das Ergebnis der Größtfehlerabschätzung ist in der Tab. 3.3 noch einmal kurz zusammengefasst.

Tab.3.3: Zusammenfassung der größtmöglichen Fehler für einzelne Parameter, die zur Bestimmung der AOD benötigt werden.

Parameter		Fehler
Wellenlänge	λ	$\pm 2\text{nm}$
gemessene Spannung	ΔU	0.0001V
extraterrestrische Spannung	U_0	$< \pm 0.5\%$
Ozon optische Dicke	$\Delta\tau_O$	$\pm 3\%$
Aerosol optische Dicke	τ_A	$\lambda > 400\text{nm}: \pm 0.01$ $\lambda < 400\text{nm}: \pm 0.02$

Kapitel 4

Messstationen und Datenbasis

Für die Analysen in der vorliegenden Arbeit wurden Messungen von drei Stationen benutzt: Ny-Ålesund, 35. Nordpol Driftstation (NP-35) und Sodankylä. Die beiden Stationen Ny-Ålesund und NP-35 liegen in dem wie in Kapitel 2.4 definierten Gebiet der Arktis und Sodankylä etwas nördlich des Polarkreises. Damit deckt die Datenbasis ein Gebiet von der zentralen Arktis (Ny-Ålesund, NP-35) bis in den subarktischen Bereich (Sodankylä) ab und es können Gemeinsamkeiten und Unterschiede der verschiedenen Regionen erläutert und diskutiert werden. Insgesamt befinden sich alle drei Stationen im europäischen Teil der Arktis.

In den nachfolgenden Abschnitten werden die topografischen Gegebenheiten der drei Standorte und die Besonderheiten der verschiedenen Photometermessreihen im Einzelnen vorgestellt.

4.1 Ny-Ålesund (1995–2008)

Das Alfred-Wegener-Institut (AWI) gründete 1991 in Ny-Ålesund (78.923 °N, 11.923 °O) die ganzjährig besetzte deutsche Forschungsstation „Koldewey“. Im Jahr 2003 schlossen sich die deutsche Koldewey-Station und das französische Polar-Institut Paul Emile Victor (IPEV) zur Forschungsbasis AWIPEV zusammen. Die Station liegt auf der Halbinsel Brøgger am südlichen Ufer des Kongsfjorden und nördlich der Gletscherformation Lovénbreen (siehe Abb. 4.1). Das lokale Wetter in und um Ny-Ålesund ist stark geprägt durch die Winde vom Gletscher und der Ost-West Ausrichtung des Fjords (Beine u. a., 2001b). Außerdem können kleinräumige Windsysteme wie Land-See- und Berg-Tal-Zirkulationen zu Bewölkung führen, die unabhängig von der Großwetterlage ist. Die höchste Erhebung in unmittelbarer Umgebung ist der Zeppelinberg (474 m ü.NN) südlich von Ny-Ålesund. Auf dem Zeppelinberg befindet sich die Zeppelinstation. Die hier durchgeführten Messungen verschiedener atmosphärischer Parameter, u. a. auch Aerosoleigenschaften wie Anzahlgrößenverteilung und chemische Zusammensetzung, ergänzen die Messdaten von Ny-Ålesund. Die Zeppelinstation wird von drei wissenschaftlichen Instituten betreut: dem norwegischen Polarinstitut – Norsk Polarinstitutt, dem norwegischen NILU – Norwegian Institute for Air Research und dem schwedischen ITM – Department of Applied Environmental Science der Universität Stockholm. Da die Zeppelinstation in einer Vielzahl von Messprogrammen eingebunden ist (z. B. EMEP – European Monitoring and Evaluation Programme¹), ist ein Teil der Messdaten frei zugänglich, wie z. B. die Anzahlgrö-

¹<http://www.emep.int/>

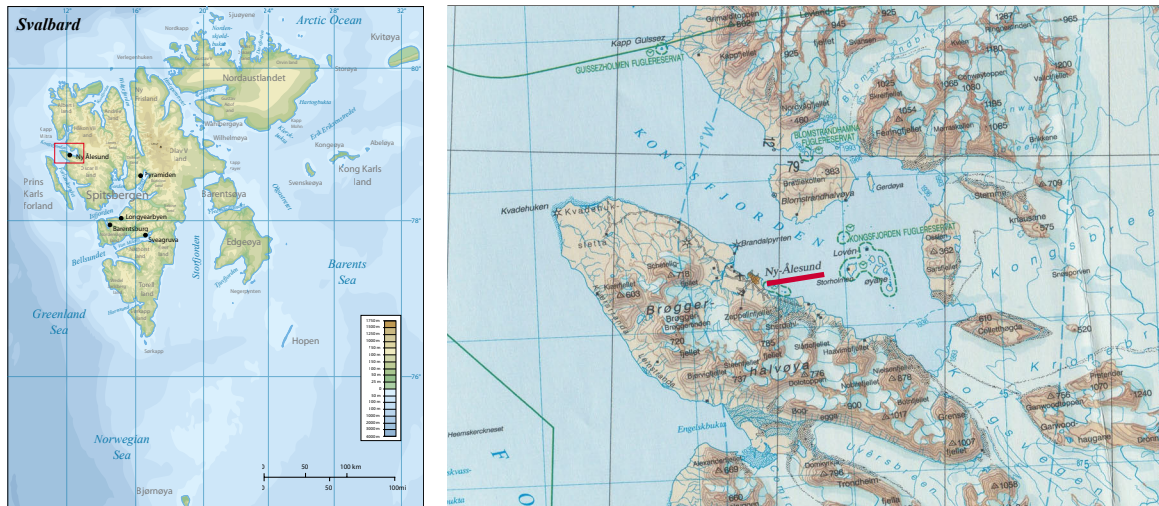


Abb.4.1: Übersichtskarte von Spitzbergen und topografische Karte von Ny-Ålesund (rot unterstrichen) und Umgebung.

ßenverteilungen² und die chemische Zusammensetzung³.

Die Photometermessungen begannen mit der Gründung der Koldewey-Station 1991. Im selben Jahr brach im Sommer der Vulkan Pinatubo (15.13°N, 120.35°O) auf den Philippinen aus und führte auch in Ny-Ålesund zu stark erhöhten AOD Werten, die erst ab 1995 wieder annähernd auf das Ausgangsniveau zurückgingen (Herber u. a., 2002). Da es in der vorliegenden Arbeit in erster Linie um Beobachtungen des troposphärischen Aerosols geht, werden die Photometermessungen erst ab 1995 in die Analysen einbezogen. Dabei ergeben sich aufgrund des technischen Fortschrittes für Ny-Ålesund weitere unterschiedliche Messzeiträume. In den Jahren 1995–1998 wurden im Wesentlichen in den Frühjahrsmonaten März–Mai ausschließlich manuelle Photometermessungen mit Photometern des Typs SP2H durchgeführt. Dadurch ist die Anzahl der Photometermessungen in diesem Zeitraum geringer als in den darauffolgenden Jahren. Seit 1999 erfolgten automatisch jede Minute Messungen mit dem Photometernachfolger SP1A. Diese zeitlich hochaufgelösten Messdaten wurden zur Qualitätssicherung von Beeinflussungen durch Wolken und anderen Fehlmessungen bereinigt, d.h. die betroffenen Einzelmessungen wurden von weiteren Analysen ausgeschlossen. Charakteristisch für den Einfluss von Wolken sind eine hohe AOD, eine starke zeitliche Variabilität und ein kleiner Angström Koeffizient α . Anhand dieser Merkmale wurden die von Wolken beeinflussten Einzelmessungen erkannt und manuell selektiert. Die Messungen in den Jahren 1999–2003 konnten nur sehr eingeschränkt in der Auswertung verwendet werden, weil die Ausrichtung des Photometers zur Sonne nicht exakt genug war und die Messungen in hohem Maße verfälscht wurden. Ab 2004 trat dieses Ausrichtungsproblem nur noch vereinzelt auf, so dass seitdem Photometermessungen für die gesamte Messperiode März–September des jeweiligen Jahres vorliegen. In der Regel erfolgten technische Veränderungen (Wechsel des Photometer-typs, Wechsel der Nachführung) immer zu Beginn der Messperiode, so dass innerhalb eines Jahres die gleichen technischen Voraussetzungen vorlagen und eine Trennung anhand der Jahreszahlen erfolgen kann. Zur Verdeutlichung der Unterschiede zwischen den drei beschriebenen Zeiträumen (1995–1998, 1999–2003, 2004–2008) ist die Anzahl der Einzelmessungen in

²[http://tarantula.nilu.no/projects/ccc/create/data base.htm](http://tarantula.nilu.no/projects/ccc/create/data_base.htm)

³<http://tarantula.nilu.no/projects/ccc/sitedescriptions/no/index.html>

den verschiedenen Messperioden im Balkendiagramm der Abb. 4.2 dargestellt. Das deutliche Maximum in der Anzahl der Messungen im Mai deckt sich mit den von Kupfer u. a. (2006) vorgestellten Maximum der direkten Einstrahlung im Mai in Ny-Ålesund. Alle nachfolgenden Analysen basieren auf den für das Diagramm in Abb. 4.2 verwendeten qualitätsgesicherten Messungen.

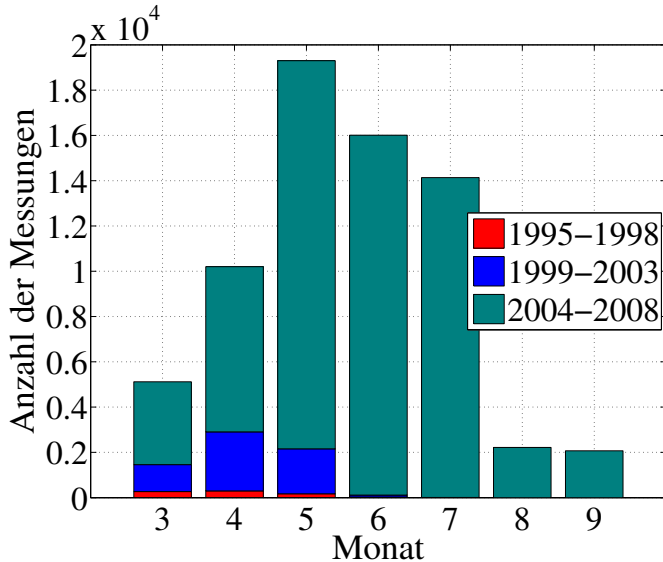


Abb.4.2: Anzahl aller qualitätsgesicherten Einzelmessungen, aufgeschlüsselt nach Monat und Messperiode für Ny-Ålesund 1995-2008.

Die Anzahl der Photometermessungen wird hauptsächlich beeinflusst vom jahreszeitlichen Sonnenstand, der bedingt durch die hohe nördliche Breite großen Extremen unterliegt (Polar-tag, Polarnacht). Ein weiterer Faktor, der zu Einschränkungen der Messungen führt, ist die Abschattung der Station durch den Zeppelinberg im Frühjahr und Herbst. Die Abb. 4.3 zeigt den am Messfeld in Ny-Ålesund im Jahr 2005 aufgenommenen Horizont in 1°-Schritten. Es wird deutlich, dass in Ny-Ålesund vor dem 15.03. keine Photometermessungen möglich sind, weil die Sonne bei niedrigen Zenitwinkeln durch den Zeppelinberg bzw. der Gletscherformation Lovénbreen verdeckt wird. Im März zeigt sich in der Abb. 4.4 deutlich ein Anzahlminimum

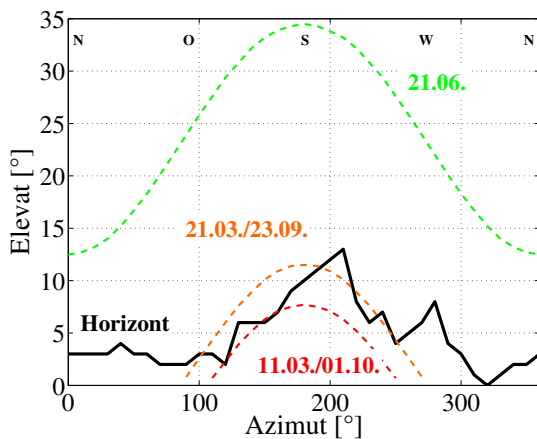


Abb.4.3: Im Jahr 2005 am Messfeld in Ny-Ålesund aufgenommener Horizont (schwarze Kurve) und die entsprechende scheinbare Sonnenhöhe für verschiedene Tage (farbige gestrichelte Kurven).

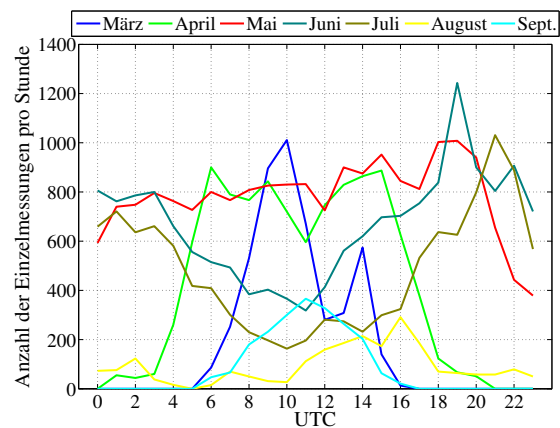


Abb.4.4: Nach Monaten aufgeschlüsselt Anzahl der qualitätsgesicherten Einzelmessungen pro Stunde im Zeitraum 1995-2008 in Ny-Ålesund.

der Messungen um die Mittagszeit, welches auf die Abschattung durch den Zeppelinberg zurückgeführt werden kann. Im September sind keinerlei Auswirkungen der Abschattung auf die Anzahl der Messungen zu beobachten, weil es Ende September aufgrund der schlechten Wetterbedingungen (starke Bewölkung) nur sehr wenig Messungen (2 Messtage nach dem 20.09.) gibt. Der Einfluss der Wolkenbedeckung ist besonders in den Sommermonaten Juni und Juli zu erwarten, denn typischerweise treten in der Arktis im Sommer mehr Wolken auf als im Winter (Curry u. a., 1996). Auch Shiobara u. a. (2003) konnte dies anhand von MPL (Micro Pulse Lidar) Daten für Ny-Ålesund zeigen. Außerdem wurde beobachtet, dass im arktischen Sommer/Herbst häufiger niedrige Wolken (Wolkenuntergrenze zwischen 0 und 2 km) auftreten als im Frühjahr. In der Abb. 4.4 ist zu erkennen, dass im Juni/Juli die meisten Messungen in den frühen Morgenstunden oder am späten Abend gemacht wurden, weil sich im Verlauf des Tages häufiger niedrige Quellwolken bildeten.

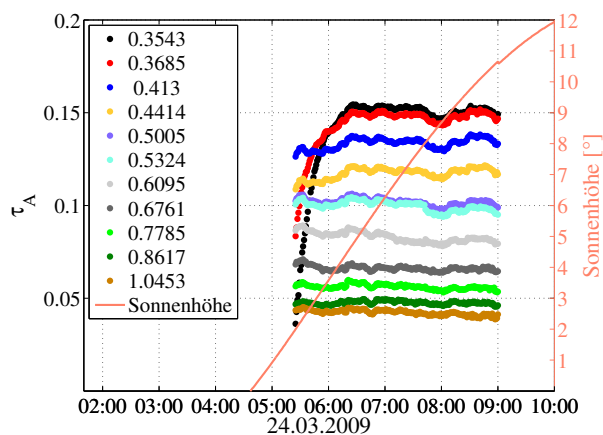


Abb.4.5: AOD verschiedener Wellenlängen [μm] und der Sonnenhöhe vom 24.03.2009 in Ny-Ålesund.

unabhängig vom Sonnenstand. Deshalb werden die Photometermessungen von Ny-Ålesund nur ausgewertet, wenn die Sonne eine Mindesthöhe von 5° überschreitet. Mit dieser Einschränkung wird auch der Luftmassenfehler bei niedrigen Sonnenständen vermindert.

Insgesamt liegt von der Messstation Ny-Ålesund eine sehr lange Zeitreihe (1995–2008) mit 70726 Photometermessungen zur Analyse vor. Die Voraussetzungen für eine exakte Messung der AOD (Sonnenschein, keine Wolken) führen zu einem zeitlich inkonsistenten Datensatz. Um trotzdem die Messungen vergleichen zu können, werden die Daten vor weiteren Analysen gemittelt. Die in dieser Arbeit auf die AOD Messungen angewendete Mittelung wird im Kapitel 5.1 vorgestellt. Eine Liste aller verwendeten Photometer, den entsprechenden Filtern und der zeitlichen Auflösung ist in der Tab. B.2 auf Seite 116 nachzulesen.

4.2 35. Nordpol Driftstation (2008)

Das russische Wissenschaftsprogramm der Nordpol Driftstationen begann im Mai 1937 und bietet bis heute der Wissenschaft eine einzigartige Möglichkeit zur Erfassung von Messdaten in der Arktis. Von September 2007 bis Anfang April 2008 hat Jürgen Graeser, Mitarbeiter des AWI - Potsdam, auf der 35. Nordpol Driftstation (NP-35) zahlreiche Sondierungen der Grenzschicht und Messungen mit dem Photometer SP1A durchgeführt. Aufgrund des Sonnenstandes konnten die Photometermessungen jedoch erst im Frühjahr 2008 beginnen. In

der Abb. 4.6 ist mit Rot der von der Station im Zeitraum vom 18.09.2007 bis 08.04.2008 zurückgelegte Weg eingezeichnet.

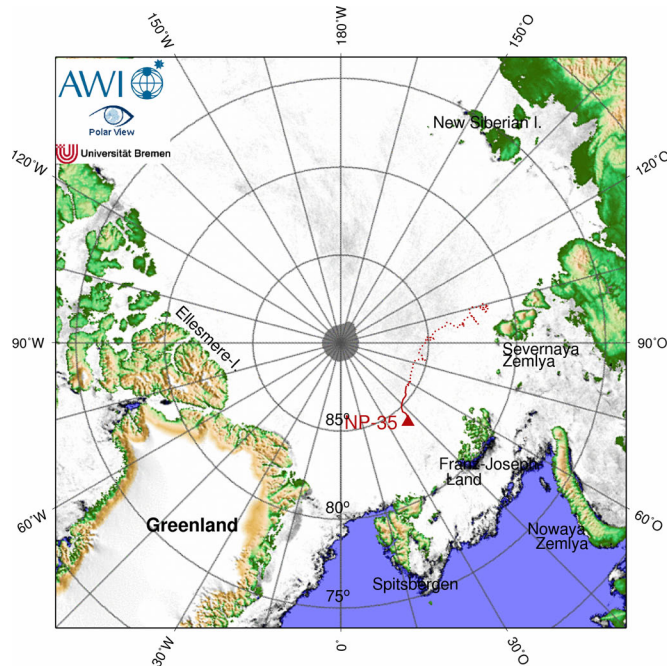


Abb.4.6: Aus GPS Messungen ermittelte Drift der NP-35 vom 18.09.2007 bis 08.04.2008 im arktischen Eis. Die durchgezogene rote Linie kennzeichnet die Positionen, an denen Photometermessungen durchgeführt wurden (13.03.-07.04.2008). Der zuvor zurückgelegte Weg ist durch rote Punkte markiert (18.09.2007-12.03.2008). (Grafik erstellt von H. Deckelmann)

Die Photometermessungen auf der NP-35 fanden unter extremen klimatischen Bedingungen zwischen dem 14.03.2008 und dem 07.04.2008 in der zentralen Arktis (84.3–85.5 °N, 41.7–56.6 °O) statt. Temperaturen (2 m) zwischen -20 °C und -30 °C am Tag und sehr niedrige Sonnenstände waren eine Herausforderung für das Messsystem. Insbesondere die niedrigen Sonnenhöhen führten neben den bereits erläuterten Fehlern in der Luftmassenberechnung auch zu Fehlern in der Nachführung, weil die Sonne zu Beginn der Messperiode eher als diffuse matte Scheibe erschien und von der Photodiode der Nachführung nicht exakt genug erfasst wurde. Dennoch konnten einige Einzelmessungen bis zu einer scheinbaren Sonnenhöhe von 2 ° (Luftmasse 17) ausgewertet werden.

Die Auswirkungen der niedrigen Sonnenstände sind in der Abb. 4.7 anhand der geringen

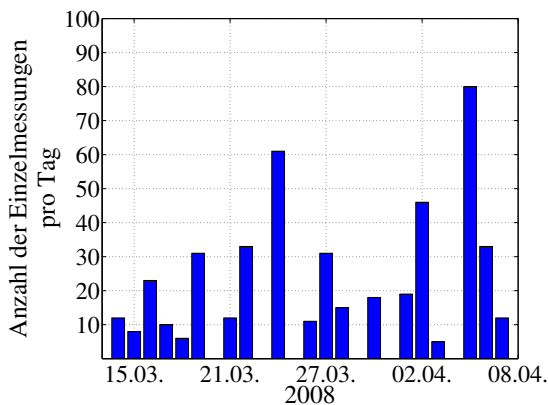


Abb.4.7: Anzahl der ausgewerteten Einzelmessungen für jeden Messtag auf der NP-35 (14.03.–07.04.2008).

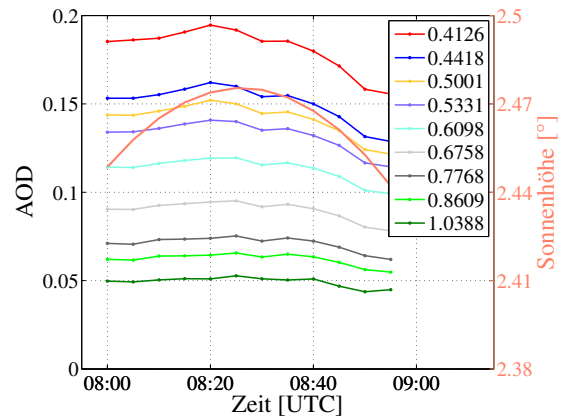


Abb.4.8: Gemessene AOD verschiedener Wellenlängen [µm] am 14.03.2008 auf der NP-35.

Anzahl der Einzelmessungen am Anfang der Messperiode deutlich zu sehen. Um eine weitere Reduktion der Datenbasis durch das im vorangegangenen Abschnitt beschriebene Abknicken kurzer Wellenlängen ($\lambda < 400 \text{ nm}$) bei Sonnenhöhen $< 5^\circ$ zu vermeiden, wurden diese Wellenlängen von der Auswertung ausgeschlossen. Damit war es möglich, Einzelmessungen bis zu einer minimalen Sonnenhöhe von $\sim 2.4^\circ$ zu analysieren (vgl. Abb. 4.8). Die Einzelmessungen selbst wurden je nach Wettersituation manuell gestartet und programmgesteuert alle 5 Minuten automatisch ausgelöst.

4.3 Sodankylä (2004–2007)

Die Sodankylä Messtation (67.37°N , 26.65°O) in Finnland existiert seit 1908 als meteorologische Messstation. Sie befindet sich ungefähr 100 km nördlich des Polarkreises auf einer Höhe von 190 m ü.NN und ist umgeben von einer boreal geprägten Landschaft (Nadelwald, Flechten). Derzeit wird Sodankylä vom finnischen Institut für Meteorologie (FMI) in Helsinki betreut (zuständige Abteilung: FMI-ARC – Arctic Research Center of the Finnish Meteorological Institute). Das verwendete Sonnenphotometer ist vom Typ PFR (Manual-PFR, 2007), dessen Funktionsweise sich nicht wesentlich von den in Ny-Ålesund benutzten Dr. Schulz & Partner GmbH Geräten (SP1A/SP2H) unterscheidet. Eine ausführliche Darstellung der Gemeinsamkeiten und Unterschiede zwischen SP1A/SP2H und PFR befindet sich im Kapitel 3.3. Mit freundlicher Unterstützung von V. Aaltonen (Aaltonen u. a., 2006) wurden die AOD Messungen von 2004 bis 2007 zur Verfügung gestellt. Bei der Qualitätskontrolle dieser Daten wurde darauf geachtet, dass eine Messung nur dann gültig ist, wenn für alle vier Wellenlängen des PFR Messwerte vorliegen. Damit ist eine konsistente Berechnung der Angström Koeffizienten gewährleistet.

Das Balkendiagramm in Abb. 4.9 zeigt die Verteilung der Messungen in den verschiedenen Monaten und Jahren. Ähnlich wie in Ny-Ålesund gibt es einen natürlichen Jahresgang des Sonnenstandes, der die Anzahl der möglichen Messungen maßgeblich bestimmt. Für die

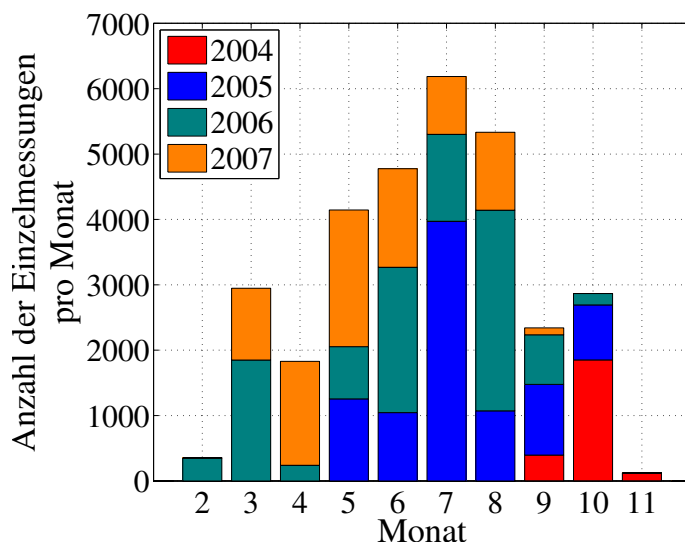


Abb.4.9: Nach Monaten und Jahren aufgeschlüsselt Anzahl der ausgewerteten Einzelmessungen von Sodankylä 2004–2007.

weiterführenden Analysen stehen von Sodankylä 4 Jahre mit 30904 Photometermessungen zur Verfügung. Die Anzahl der Einzelmessungen zeigt in Abhängigkeit vom Monat einen ausgeprägten Tagesgang, der wie in Ny-Ålesund sehr stark vom Sonnenstand abhängt (vgl.

Abb. 4.10). So gibt es in der Nacht und in den Wintermonaten (November–Februar) keine oder wenig Messungen, weil die Sonne kaum scheint. Das Minimum um 10 Uhr UTC (~12 Uhr Ortszeit) ist zurückzuführen auf die Unvollständigkeit der zur Verfügung stehenden Messungen. Nach Auskunft von V. Aaltonen ist die Datenlücke auf einen automatischen Qualitätssicherungsalgorithmus zurückzuführen. Der Algorithmus sortiert Messungen aus, deren Verhältnis von Signaländerung zu Luftmassenänderung größer ist als 2. Dabei ist zu beachten, dass sich besonders um die Mittagszeit während des Sonnenhöchststandes die Luftmasse kaum ändert und dadurch auch kleine Schwankungen im Photometersignal als Wolkenmessung interpretiert werden.

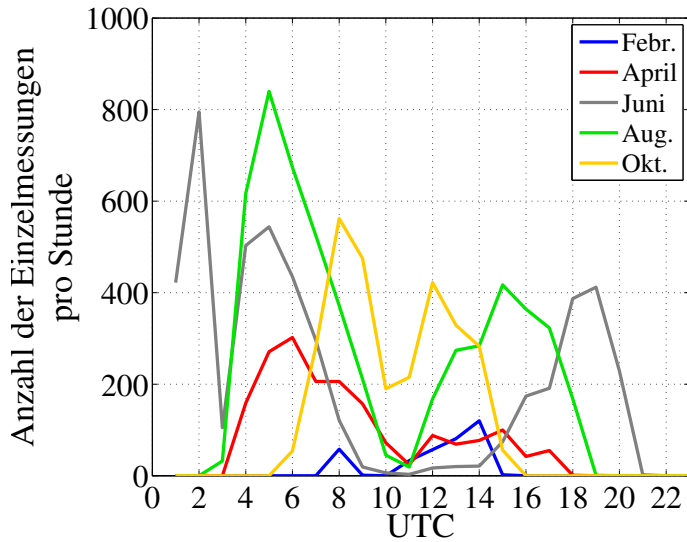


Abb.4.10: Nach Monaten aufgeschlüsselter Tagesgang der Anzahl der ausgewerteten Einzelmessungen von Sodankylä 2004–2007. Exemplarisch ist nur jeder zweite Monat dargestellt.

Kapitel 5

Analyseverfahren zur Interpretation von AOD Messungen

Bevor eine Interpretation und Verknüpfung der Photometermessungen mit anderen Daten erfolgen kann, müssen diese entsprechend aufbereitet werden. In diesem Kapitel der Dissertation werden zunächst die Aufbereitung der Photometermessungen erläutert und dann die verschiedenen Analysemethoden (Trajektorien, Cluster, EOF), die zur Auswertung benutzt wurden.

5.1 Aufbereitung der Sonnenphotometermessungen

Für die Übergabe der Messergebnisse an weiterführende Modelle und die Analyse verschiedener Prozesse ist eine geeignete zeitliche Mittelung der Daten nötig. Der hier vorliegende Datensatz aus Photometermessungen muss vor seiner Weiterbearbeitung in eine konsistente Form gebracht werden. Unregelmäßigkeiten im Datensatz werden verursacht durch die technische Weiterentwicklung des Mess- und Nachführungssystems, den Verlauf des Horizonts, die variable Sonnenscheindauer und der Wolkenbereinigung (siehe Kapitel 4.1). Die Anzahl und der Zeitpunkt der Messungen hängen direkt mit diesen Faktoren zusammen.

Je nach Form der Anzahlverteilung der Messwerte muss zur Beschreibung der Verteilung der entsprechende Mittelwert und die Standardabweichung benutzt werden. Mit Hilfe des Kolmogorov-Smirnov-Tests wurde überprüft, ob die Messwerte normalverteilt bzw. log-normalverteilt sind. Bei einem Signifikanzniveau von 95 % ergibt sich der Grenzwert KS_0 aus $1.358/\sqrt{N}$, wobei N die Anzahl der Messwerte ist. Sind die berechneten Kolmogorov-Smirnov Werte KS größer als der Grenzwert KS_0 , so sind die Messwerte nicht normalverteilt (log-normalverteilt), ist KS kleiner, so sind sie normalverteilt (log-normalverteilt). Stellvertretend für die in dieser Dissertation analysierten Photometermessungen wurden nur die Ny-Ålesund Daten hinsichtlich ihrer Verteilungsfunktion getestet, da davon ausgegangen werden kann, dass die Verteilungsfunktionen für Messungen innerhalb der Arktis nicht vom Messort abhängen, weil ein ähnlicher Wertebereich der AOD und des Angström Koeffizienten erwartet wird. Der Tab. 5.1 kann entnommen werden, dass das Gesamtmittel bzw. die Monatsmittel der AOD besser von einer Log-Normalverteilung repräsentiert werden als von einer Normalverteilung. Dagegen werden die Werte des Angström Koeffizienten α in der Regel besser durch eine Normalverteilung als durch eine Log-Normalverteilung beschrieben. Für die Berechnung

der KS der Monatsmittel wurden alle Einzelmessungen des jeweiligen Monats unabhängig vom Jahr benutzt. Die theoretischen Grundlagen für die entsprechenden Berechnungen des Kolmogorov-Smirnov-Tests, des Mittelwertes und der Standardabweichung wurden Schönwiese (2000) entnommen.

Tab.5.1: Ergebnisse des Kolmogorov-Smirnov-Tests für das Gesamtmittel und das Monatsmittel aus den Einzelmessungen der AOD und des Angström Koeffizienten α . Die Bedingungen der jeweiligen Verteilung sind erfüllt wenn $KS < KS_0$ und werden grün gekennzeichnet. Rot bedeutet, dass die entsprechende Verteilung nicht optimal ist.

Zeitraum	KS_0	KS Normal		KS log-Normal		N
		α	τ_{500nm}	α	τ_{500nm}	
1995-2008	0.0051	0.0027	0.0083	0.0037	0.0049	70726
März	0.019	0.0167	0.0256	0.0156	0.0217	5120
April	0.0134	0.005	0.013	0.0056	0.0114	10203
Mai	0.0097	0.0067	0.0171	0.0078	0.0115	19300
Juni	0.0107	0.0071	0.0093	0.0080	0.0102	16011
Juli	0.0114	0.0092	0.0314	0.0095	0.0247	14136
August	0.0256	0.0131	0.0402	0.0139	0.0388	2806
September	0.0242	0.0183	0.049	0.0193	0.0413	3150

Die AOD ist log-normalverteilt, weil der Wertebereich der AOD nicht kleiner werden kann als 0, also die Verteilung linksseitig beschränkt ist. Gestört wird die Log-Normalverteilung der AOD insbesondere von Einzelereignissen, die durch ihre hohen Werte sehr stark vom Mittel abweichen, daher werden die Monate März (Haze 2000, Smoke 2008), Mai (Smoke 2006), Juli (Smoke 2004) und August/September (Kasatochi 2008) zwar besser von einer Log-Normalverteilung repräsentiert (KS log-Normal $<$ KS Normal), aber vom Kolmogorov-Smirnov-Test abgelehnt. Trotz der Ablehnung durch den Kolmogorov-Smirnov-Test wird das Gesamtmittel bzw. das Monatsmittel und die Standardabweichung der AOD über eine Log-Normalverteilung bestimmt. Auch α ist im Wertebereich beschränkt. Die Untergrenze von 0 wird durch die großen Partikel (graue Näherung der geometrischen Optik) und die Obergrenze 4 durch die kleinen Partikel (Rayleigh-Grenze) bestimmt. Weil aber die Messungen in dem vorliegenden Datensatz hauptsächlich nur α mit Werten zwischen 1 und 2 enthalten, ist α normalverteilt und das Gesamtmittel bzw. das Monatsmittel und die Standardabweichung werden entsprechend berechnet. Sakerin und Kabanov (2006) haben für Photometermessungen aus der Südwestsibirischen Region Tomsk ähnliche Verteilungsfunktionen für τ_{500nm} und α ermittelt. Auch O'Neill u. a. (2000) konnten anhand verschiedener AERONET Photometermessungen zeigen, dass Mittelwerte und Standardabweichungen von τ_{500nm} besser durch eine Log-Normalverteilung bestimmt sind.

Für die Betrachtung von Stunden- und Tagesmitteln wurde die Bedingung eingeführt, dass die Mittelwerte mindestens 31 Einzelmessungen enthalten müssen. Eine Ausnahme bilden die NP-35 Daten und die Messungen von Ny-Ålesund vor 1999, da diese in einer größeren zeitlichen Auflösung vorliegen (siehe Kapitel 4.1 und 4.2). Die Einschränkung durch eine Mindestanzahl begründet sich mit dem zentralen Grenzwertsatz. Er besagt, dass die Summe von vielen beliebig verteilten unabhängigen Zufallsgrößen mit endlicher Varianz näherungsweise normalverteilt ist. In der Regel ist dies schon ab 30 Messungen der Fall. Mit dieser Einschränkung wird also garantiert, dass Mittelwert und Standardabweichung theoretischer Datensätze

mit konstanten Bedingungen gut durch eine Normalverteilung bestimmt sind. Die in dieser Arbeit verwendeten Stundenmittel werden aus den Einzelmessungen des Zeitraums X:00 Uhr bis X:59 Uhr gebildet, wobei X für eine beliebige Stunde des Tages steht. Dementsprechend beinhaltet das Tagesmittel alle Einzelmessungen von 0:00 Uhr bis 23:59 Uhr des jeweiligen Tages.

Die Verteilungen der Standardabweichung für die Stunden- und Tagesmittel von τ_{500nm} und α sind in der Abb. 5.1 dargestellt. Es zeigt sich, dass die Standardabweichung des Stundenmittels von τ_{500nm} nicht größer wird als 0.01. Da der zuvor bestimmte absolute Fehler der AOD für Wellenlängen >400 nm 0.01 ist, kann daraus geschlossen werden, dass auf der Zeitskala von einer Stunde keine die AOD beeinflussenden Prozesse in der Atmosphäre beobachtet wurden, die stärker sind als die Gerätegenauigkeit. Dagegen ist bei der Mittelung über 24 Stunden die Standardabweichung deutlich häufiger größer als der absolute Fehler. Das bedeutet, dass sich innerhalb eines Tages die AOD häufiger durch atmosphärische Prozesse, wie z. B. durch Transport verschmutzter Luft (zyklonaler Transport), ändert als während einer Stunde. Aufgrund dessen bietet es sich an, für weiterführende Analysen möglichst die Stundenmittel zu benutzen.

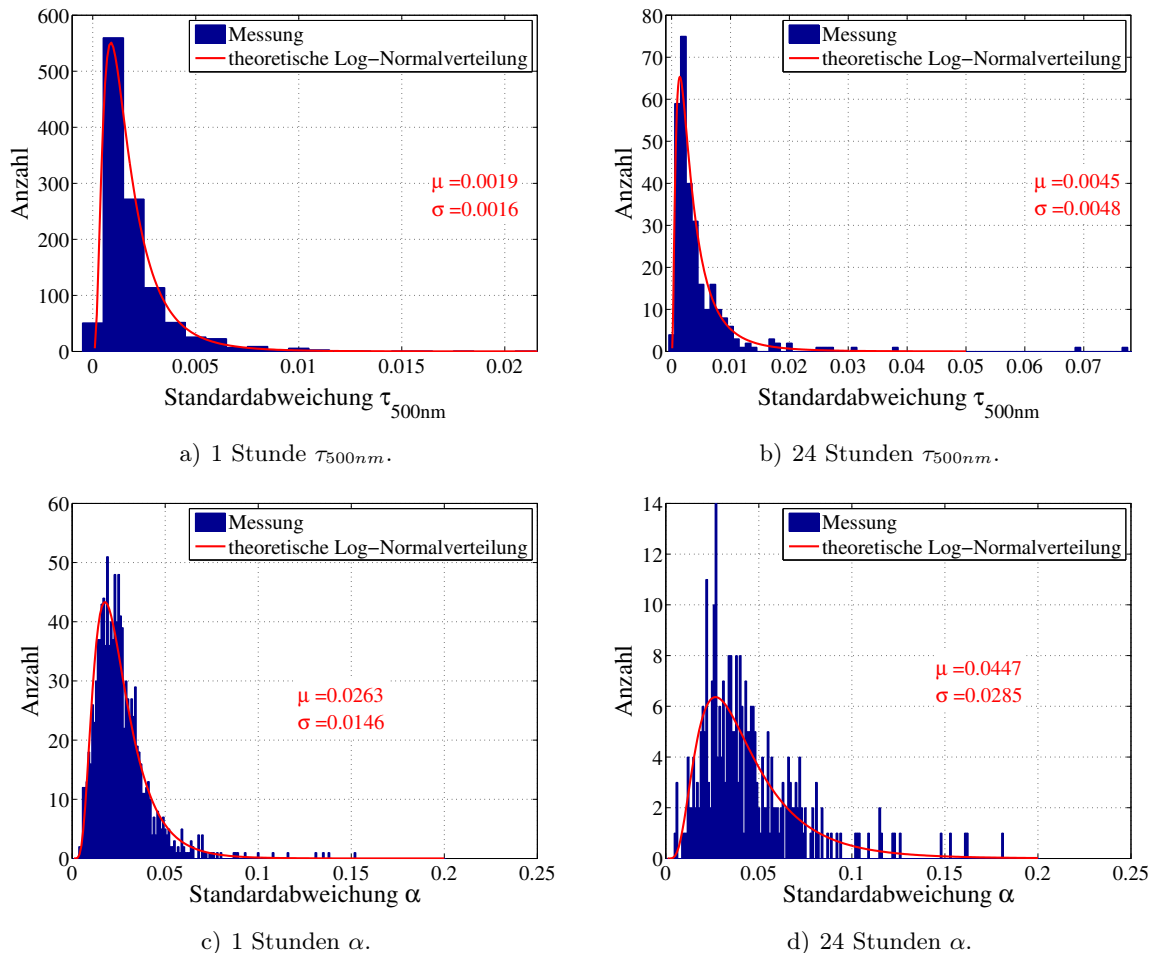


Abb.5.1: Verteilung der Standardabweichung von τ_{500nm} und α der Ny-Ålesund Messungen von 2000–2008 für verschiedene Mittelungszeiträume und den entsprechenden Verteilungskenngrößen μ (Mittelwert) und σ (Standardabweichung).

5.2 Das Trajektorienmodell PEP-Tracer

Für die Verknüpfung zwischen Photometermessung und Aerosolquellregionen wurden Rückwärtstrajektorien mit Hilfe des Modelles PEP-Tracer (**P**ol-**E**quator-**P**ol) berechnet. PEP-Tracer wurde von Thomas Orgis im Rahmen seiner Diplomarbeit (Orgis, 2007) an der Universität Potsdam in Zusammenarbeit mit der Forschungsstelle des Alfred-Wegener-Instituts in Potsdam entwickelt. PEP-Tracer berechnet basierend auf einem drei-dimensionalen Windfeld die Trajektorien von Tracern (virtuellen passiven Luftpaketen) (Orgis u. a., 2009). Dabei wird das Problem der Singularität des Gitters am Pol mit Hilfe einer Hin- und Rücktransformation des Gitters in ein lokales Koordinatensystem umgangen. Die Übergabe der Werte des Windfeldes an die Tracer erfolgt durch ein mit dem Quadrat des Abstands gewichtetes Mittel (abstandsgewichtete Summe). Die räumliche Diskretisierung wird mit der Runge-Kutta Methode 4. Ordnung durchgeführt und der Zeitschritt für die Berechnung wurde auf 0.01 Tage (14.4 Minuten) gesetzt.

Im Gegensatz zu dem bekannten HYSPLIT (Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Modell (Draxler und Rolph, 2003) bietet PEP-Tracer die Möglichkeit, unendlich viele Tracer in einer zuvor festgelegten räumlichen Verteilung zu starten. Dadurch wird ein Ensemble mit beliebig vielen Einzeltrajektorien berechnet, womit sich die räumliche Streuung der Trajektorien in Abhängigkeit von der Zeit gut quantifizieren lässt. Als Referenz wurde dafür eine mittlere Trajektorie aus dem Ensemble berechnet. Die durchgeführten Analysen basieren auf solchen Ensembletrajektorien. Für diese Ensembletrajektorien wurden ungefähr 1000 Tracer auf jeder der Standarddruckflächen 850, 700 und 500 hPa in einem Gebiet von 50 x 50 km und zu den synoptischen Hauptzeiten 00, 06, 12 und 18 Uhr gestartet. Die gewählten Standarddruckflächen repräsentieren mit 850 hPa die planetare Grenzschicht (1–2.5 km), mit 700 hPa die Verhältnisse in der freien Troposphäre etwas oberhalb der planetaren Grenzschicht (~ 3 km) und mit 500 hPa die freie Troposphäre bei ~ 5 km. Das Startgebiet von Ny-Ålesund erstreckt sich von 78.695°N bis 79.145°N und 10.75°O bis 13.09°O, wobei Ny-Ålesund selbst im Zentrum dieses Gebietes liegt. Damit beträgt die maximale Entfernung eines Startpunktes von der Station ungefähr 35 km. Der Wahl des Startgebietes liegt die Überlegung zugrunde, dass in den unteren 10 km der Atmosphäre die Aerosolkonzentration am größten ist und daher auch nur die Luft in diesem Gebiet entscheidend für die Messungen mit dem Photometer ist. Bei einem Sonnenstand von 22° über dem Horizont und der Vernachlässigung der Erdkrümmung erhält man über die Winkelfunktionen eine horizontale Weglänge von ~ 25 km. Je höher die Sonne steht, desto kleiner wird die Strecke, aber in Ny-Ålesund ist die maximale Sonnenhöhe im Sommer etwa 35° und im Frühjahr und Herbst sind die Sonnenhöhen weitaus kleiner. Daher wird mit der Wahl von 25 km ein Kompromiss zwischen der für die Messung wichtigen Luftmasse und den jahreszeitlich starken Schwankungen des Sonnenstandes eingegangen.

5.2.1 Vergleich von PEP-Tracer mit HYSPLIT

Für den Vergleich in Abb. 5.2 wurde PEP-Tracer mit NCEP (National Centers for Environmental Prediction) Reanalyse Daten in einer horizontalen Auflösung von $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ und einer vertikalen Auflösung von 17 Druckleveln verteilt über 1000hPa - 10hPa angetrieben. Die zum Vergleich über das Internet erzeugten HYSPLIT Einzeltrajektorien¹ basieren ebenfalls auf den NCEP Reanalyse Daten. Für alle getesteten Einzelfälle waren die Ensembletrajektorien von

¹<http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>

PEP-Tracer (graue Kurven) und die Einzeltrajektorien von HYSPLIT (rote Kurve) ähnlich, d.h. PEP-Tracer erzeugt mit dem gleichen meteorologischen Feld ähnliche Trajektorien.

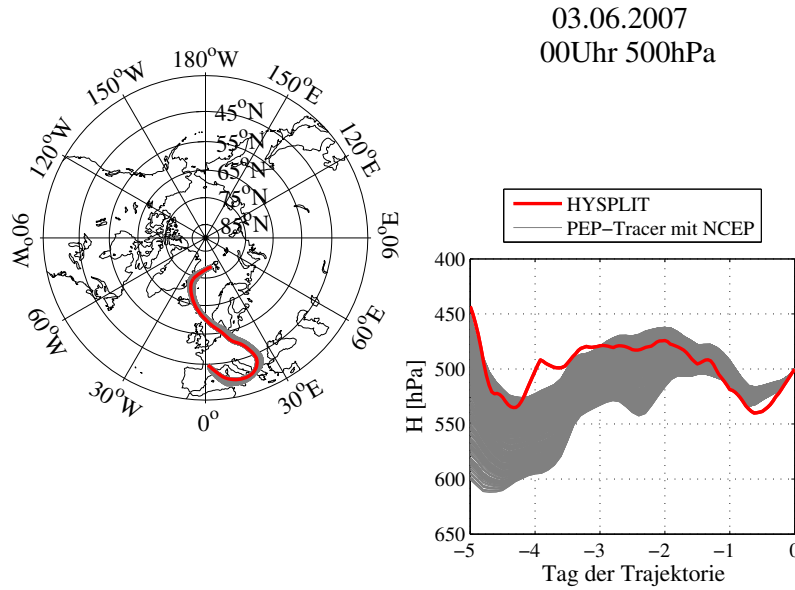


Abb.5.2: Beispiel eines Vergleichs zwischen HYSPLIT (rote Kurve) und PEP-Tracer Trajektorien (graue Kurven) mit NCEP für Ny-Ålesund den 03.06.2007 00 Uhr in 500 hPa berechnet.

Daraus ergibt sich die Frage, wie sich die mit PEP-Tracer berechneten Trajektorien durch ein anderes meteorologisches Feld ändern. Hierzu wurde PEP-Tracer mit Windfeldern aus den operationellen ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) Datensätzen angetrieben. Die horizontale Auflösung von $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ wurde beibehalten, um einen direkten Vergleich zu den zuvor benutzten NCEP Daten machen zu können. Es zeigt sich in Abb. 5.3, dass sich ein Teil der Ensembletrajektorien in eine völlig andere Richtung bewegt als die HYSPLIT Trajektorie. Von den 5 getesteten Einzelfällen zeigen beide Trajektorienmodelle eine grobe Übereinstimmung, aber der Verlauf im Detail weist große Unterschiede besonders im Höhenverlauf auf.

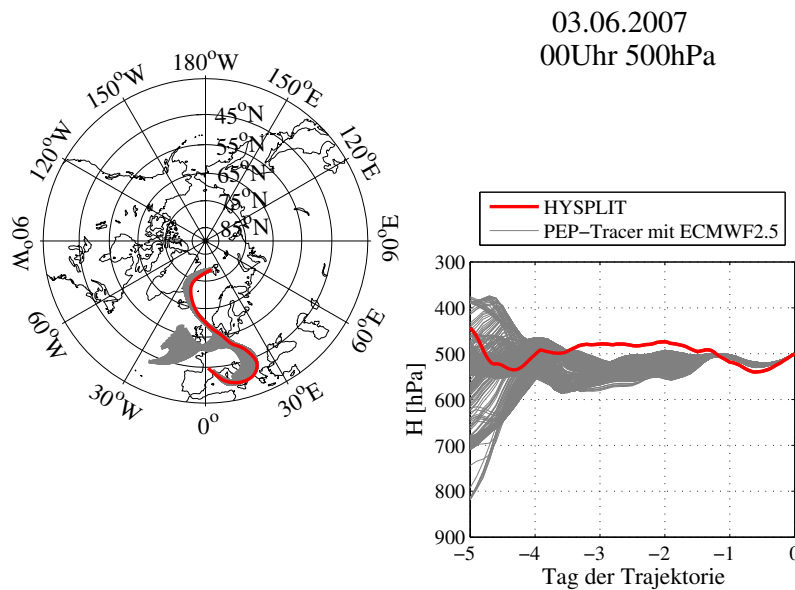


Abb.5.3: Beispiel eines Vergleichs zwischen HYSPLIT Trajektorie aus NCEP Daten (rote Kurve) und PEP-Tracer Trajektorien mit ECMWF Daten berechnet (graue Kurven) für Ny-Ålesund den 03.06.2007 00 Uhr in 500 hPa.

Vergleiche zwischen Ballonmessungen von Druck, Temperatur und Windgeschwindigkeit und den NCEP bzw. ECMWF Daten in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre

re zeigen, dass die ECMWF Daten etwas geringere Abweichungen zu den Ballonmessungen haben (Hertzog u. a., 2004; Boccarda u. a., 2008). Allerdings konnten Analysen von Trajektorienrechnungen in der Troposphäre mit den NCEP Daten im Vergleich zu ECMWF Reanalyse Daten (ERA-40) keine der beiden meteorologischen Felder als das bessere herausfiltern, weil es in der Troposphäre an exakten Messungen fehlt (Harris u. a., 2005). Ballonmessungen sind in der Troposphäre aufgrund der stärkeren turbulenten Durchmischung ungleich schwieriger als in der Stratosphäre. Untersuchungen mit neu entwickelten Ballonsystemen ergaben Abweichungen zwischen den mit ECMWF berechneten Trajektorien und der tatsächlichen Position des Ballons von bis zu 34 % nach 12 Stunden (Riddle u. a., 2006). Für die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Berechnung der Trajektorien mit dem PEP-Tracer Modell wurden die ECMWF operationellen Daten mit einer Auflösung von $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ benutzt.

5.2.2 Horizontale und vertikale Streuung der Ensembletrajektorien

Im Nachfolgenden werden die Ensembletrajektorien hinsichtlich ihrer räumlichen Streuung mit der Zeit untersucht, um einen Vertrauensbereich für die Position herauszufiltern. Die Ursachen für die Ungenauigkeit von Trajektorien werden in Stohl (1998) ausführlich diskutiert. Für die Analyse der Trajektorienungenauigkeit wurden alle mit PEP-Tracer berechneten Rückwärtstrajektorien von Ny-Ålesund des Zeitraums 1995–2008 verwendet, denen auch AOD Messungen zugeordnet werden konnten (~ 600 Trajektorien in jeder Starthöhe). Die Abb. 5.4 zeigt die mittlere Streuung und die positive Standardabweichung in Abhängigkeit von der Zeit. Es wird nur die positive Standardabweichung eingezeichnet, weil insgesamt die mittleren Streuwerte der Ensembletrajektorien log-normalverteilt sind. Anschaulich wird, dass die Ungenauigkeit mit der Zeit stark zunimmt und schon nach 5 Tagen eine mittlere horizontale Streuung für die 700 hPa Ensembletrajektorien von 300 km erreicht wird.

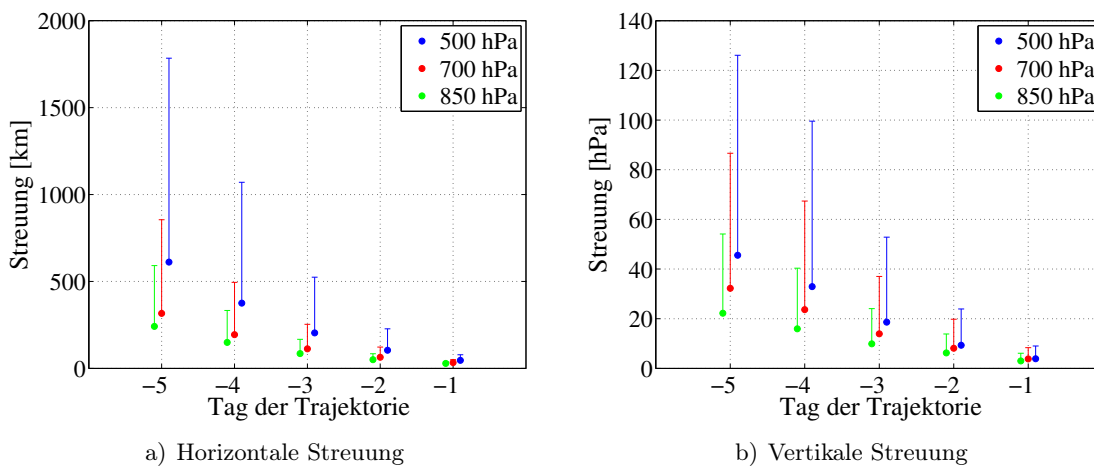


Abb.5.4: Mittelwert und positive Standardabweichung der horizontalen und vertikalen Streuung von den Ensembletrajektorien für Ny-Ålesund in Abhängigkeit von der Zeit. Berechnet aus Histogrammen der mittleren Streuung der ~ 600 Ensembletrajektorien, denen AOD Messungen zugeordnet werden konnten.

Im Vergleich dazu ermittelten Kahl und Samson (1988) für stark konvektive Bedingungen in den unteren Kilometern der Atmosphäre eine mittlere Streuung von etwa 500 km nach 72 Stunden. Zu bemerken ist auch die deutliche Abhängigkeit der Streuung von der Starthöhe,

wobei die geringsten Werte bei einer Starthöhe von 850 hPa zu beobachten sind. Die Ursache hierfür ist in der Windgeschwindigkeit zu suchen, denn diese nimmt mit der Höhe zu, d.h. die in einer bestimmten Zeit zurückgelegte Wegstrecke und damit auch die Größenordnung der möglichen Streuung nimmt zu. Bei der Analyse der Streuung der Ensembletrajektorien konnte außerdem beobachtet werden, dass die hohen Werte für 500 hPa auf die Aufspaltung der Ensembletrajektorien in 2 oder mehr räumlich getrennte Gruppen zurückzuführen ist (vgl. Abb. 5.3). Eine jahreszeitliche Abhängigkeit der Streuung könnte aufgrund der im Sommer in der Arktis häufiger auftretenden Tiefdruckgebiete (stärkere Winde, stärkere turbulente Strömungen) erwartet werden (Zhang u. a., 2004). Da aber die Streuung nur für Trajektorien bestimmt wurde, denen auch eine AOD Messung zugeordnet werden konnte, ist eine jahreszeitliche Abhängigkeit der Streuung nicht feststellbar (vgl. Abb. B.1 und B.2 auf Seite 117f.). So gehen in die Auswertung für den Mai 153 Trajektorien und für den September nur 20 Trajektorien ein.

Aufgrund der in den Abb. 5.4 a) und 5.4 b) dargestellten Unsicherheiten des Verlaufes der Trajektorien, ist ein längerer Zeitraum als 5 Tage zur Bestimmung von Quellregionen zum jetzigen Zeitpunkt nicht zu empfehlen. Demzufolge werden in dieser Arbeit auch nur Trajektorien mit einer maximalen Länge von 5 Tagen als Diskussionsgrundlage benutzt.

5.3 Clusteranalyse

Um die Ähnlichkeit der berechneten Rückwärtstrajektorien zu bestimmen und sie dementsprechend zu gruppieren, wurde die nicht-hierarchische Clustermethode k -means angewendet (MacQueen, 1967), da diese sich insbesondere für große Datenmengen (auch N -dimensionale Datensätze) eignet. Bei diesem Clusterverfahren werden in einem ersten Schritt k Punkte zufällig aus der Datenmenge ausgewählt und dienen als Mittelpunkte (Bezugspunkte) der k Cluster, daher der Name k -means. Wie groß k ist, muss zu Beginn festgelegt werden. Danach werden nach und nach die restlichen Punkte hinzugenommen, wobei jedes Mal ein neuer Mittelpunkt gebildet wird. Dabei erfolgt die Zuordnung der Punkte zu dem am nächstgelegenen Cluster (Mittelpunkt), d.h. k -means arbeitet nach dem Prinzip der Abstandsminimierung. Da die Startpunkte zufällig gewählt sind, wurde die Clusterung 20-Mal wiederholt. Der Durchlauf mit den insgesamt geringsten Abständen zwischen den Mittelpunkten der Cluster und den Datenpunkten wurde für die weitere Auswertung verwendet, weil angenommen werden kann, dass in diesem Fall eine optimale Clusterung erreicht wurde. Die Berechnung der Abstände erfolgt im euklidischen Raum, daher wurden die Trajektorien von Polarkoordinaten unter Vernachlässigung der z -Koordinate in das kartesische Koordinatensystem transformiert.

Gelustert wurden die Ensembletrajektorien aller drei Starthöhen (850, 700 und 500 hPa), die jeweils 0 Uhr, 6 Uhr, 12 Uhr und 18 Uhr an den Photometermesstagen gestartet wurden und denen ein AOD Stundenmittel zugeordnet werden kann. Die Zuordnung der AOD erfolgt nach der Vorschrift: der Startzeit X der Trajektorie werden alle AOD Stundenmittel von $X - 3$ bis $X + 2$ zugeschrieben. Die scheinbare Unsymmetrie entsteht durch die Definition des Stundenmittels, der Zeitraum selbst ist aber symmetrisch (± 3 Stunden). Bei der Zuordnung werden die Stundenmittel von extremen Einzelereignissen (Haze 2000, Smoke 2004, Smoke 2006, Smoke 2008, Kasatochi 2008) nicht mitbetrachtet, weil diese Ereignisse nicht den Normalzustand repräsentieren, sondern außergewöhnliche und sporadisch auftretende Aerosoltransporte darstellen.

Die Clusterung aller drei Höhen gleichzeitig bietet die Möglichkeit, zu überprüfen, ob sich das Cluster einer Trajektorie mit der Höhe ändert oder nicht. Dadurch können bei der Analyse insgesamt vier Zuordnungsfälle zwischen AOD und Trajektoriencluster betrachtet werden:

1. alle Trajektorien bleiben im gleichen Cluster und es erfolgt eine eindeutige Zuordnung, 2.–4. die Cluster ändern sich in Abhängigkeit der Höhe und für jede Höhe ergibt sich eine andere Zuordnung der AOD. Der Fall 1 ist von großer Bedeutung, da die AOD ein Säulenwert ist und nicht bekannt ist, in welcher Höhe der entscheidende Beitrag zur AOD zu finden ist.

Die Vorgabe der Anzahl der Cluster (k) ist der Schwachpunkt der Methode, denn um die optimale Anzahl der Cluster der zu untersuchenden Datenmenge herauszufinden, müssen weitere Kriterien herangezogen werden, die immer auch von der Fragestellung bezüglich der zu clusternden Datenbasis abhängen und dadurch auch von Vorkenntnissen über die Datenbasis. Die Schwierigkeit besteht also darin, einen allgemeinen Algorithmus zu finden, der die Frage nach der optimalen Anzahl von Clustern beantwortet. Eine Möglichkeit der objektiven Beurteilung der Clusterung von Trajektorien stellt die Anwendung der *TSV* dar. *TSV* steht für „total spatial variance“ und wird aus der Summe der räumlichen Varianz der Trajektorien in ihrem jeweiligen Cluster bestimmt. Dazu wird die Entfernung der Endpunkte der Trajektorien zum Endpunkt der mittleren Trajektorie des Clusters quadriert und aufsummiert (Stunder, 1996; Dorling u. a., 1992). Die größte *TSV* wird bei der Clusterzahl 1 erreicht und wird mit zunehmender Clusterzahl kleiner. Sprünge oder Maxima in der *TSV* zwischen den Clustern deuten darauf hin, dass bei der Reduktion der Clusteranzahl eine neue Gruppe gebildet wurde, welche zwei Cluster mit deutlich unterschiedlichen Eigenschaften enthält. Ab einer bestimmten Anzahl von Clustern ist die Änderung der *TSV* nur noch minimal, d.h. die Neugruppierung bringt keine Verbesserung mehr hinsichtlich einer eindeutigeren Einteilung. Daher wird die *TSV* benutzt, um die Mindestanzahl der Cluster, also die Untergrenze der Clusteranzahl zu bestimmen. Zur Verdeutlichung der Sprünge/Maxima in der *TSV* sind die Differenzen der prozentualen *TSV* (ΔTSV) nach Gleichung (5.1) berechnet und in der Abb. 5.5 dargestellt.

$$\Delta TSV_n = \frac{TSV_n - TSV_{n+1}}{TSV_1} \cdot 100 \quad (5.1)$$

Der Abb. 5.5 kann demnach entnommen werden, dass die minimale Anzahl der Cluster für Ny-Ålesund 5 Gruppen, für Sodankylä 6 Gruppen und für NP-35 4 Gruppen ist.

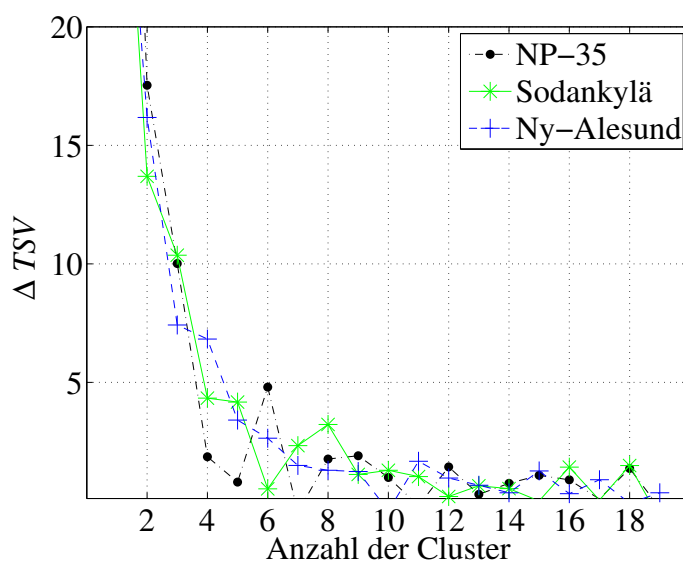


Abb.5.5: Differenz der prozentualen *TSV* für die Clusterung der Trajektorien der drei Messstationen Ny-Ålesund, NP-35 und Sodankylä.

Die Obergrenze der Clusteranzahl ist im Falle der Trajektorienclustering durch die Genauigkeit der Ensembletrajektorien (horizontale Streuung, siehe Kapitel 5.2.2) bestimmt. Die Grundidee hierbei ist, dass ein Cluster nicht genauer sein kann als die Ensembletrajektorien, die es enthält. D.h. wenn im Idealfall die Ensembletrajektorie genau der mittleren Clustertrajektorie entspricht, muss das Cluster selbst so breit sein, dass es die Ensembletrajektorie und deren Einzeltrajektorien enthält, also doppelt so breit wie die in Kapitel 5.2.2 bestimmte horizontale Streuung. Da für alle drei Starthöhen eine unterschiedlich starke Streuung ermittelt wurde, wurde ein Wert von 900 km festgesetzt, weil dieser mindestens $2/3$ aller Trajektorien umfasst. Um nun die Clusterbreite zu bestimmen, wurde die mittlere Entfernung der Trajektorienendpunkte zum Endpunkt der jeweiligen mittleren Clustertrajektorie berechnet. Wird diese Entfernung kleiner als 900 km, ist das Cluster zu schmal. In der Abb. 5.6 sind die mittleren Entfernungen (schwarze Punkte) und die Grenze der mittleren Streuung von 900 km (rote Linie) für alle drei Stationen eingetragen. Aus dieser Grafik ergibt sich für Ny-Ålesund eine Obergrenze von 9, für NP-35 von 4 und für Sodankylä von 10 Cluster.

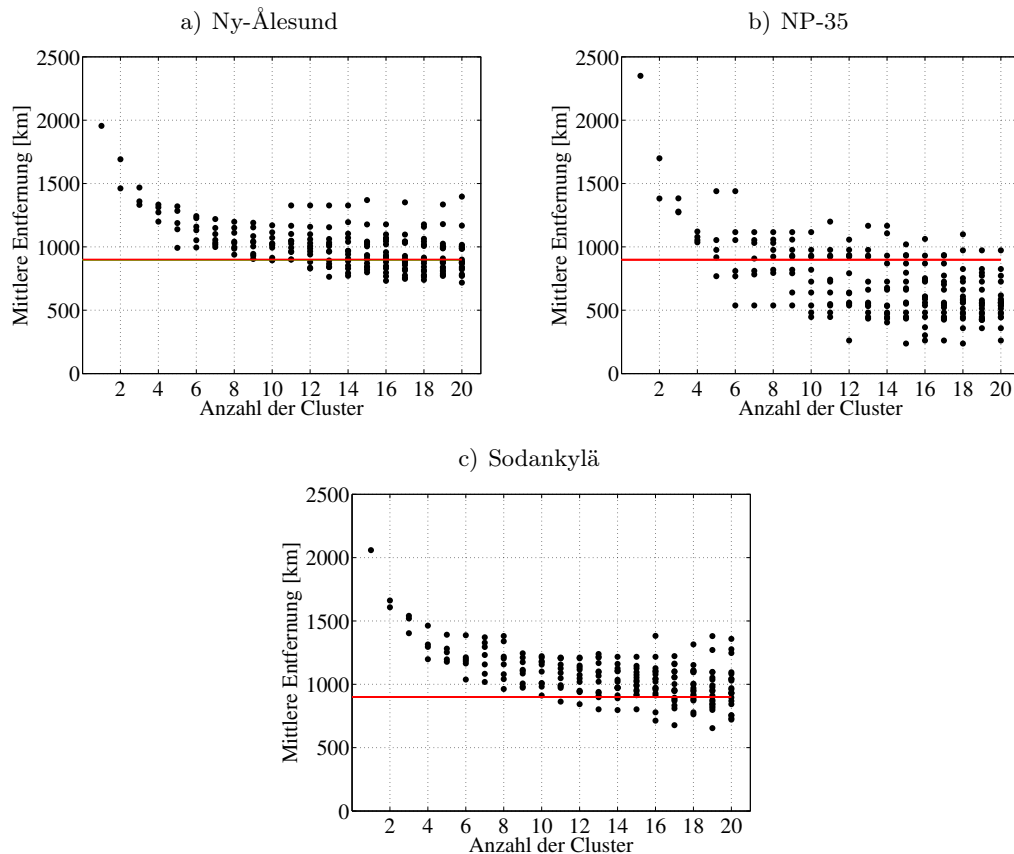


Abb.5.6: Mittlere Entfernung zwischen Ensembletrajektorie und der mittleren Clustertrajektorie für Ny-Ålesund a), NP-35 b) und Sodankylä c). Die rote Kurve kennzeichnet den Grenzwert der mittleren Streuung der Ensembletrajektorien, der die Mindestgröße der Cluster vorgibt.

In der Tab. 5.2 sind die Ober- und Untergrenzen für die Clusteranzahl der drei Stationen und die für die Analyse benutzte Clusteranzahl zusammengefasst. Bei der Betrachtung der ermittelten Ober- und Untergrenzen zeigt sich sowohl für Ny-Ålesund als auch für Sodankylä ein gewisser Entscheidungsspielraum bezüglich der optimalen Clusteranzahl. Daher wurde nach eingehender Betrachtung der verschiedenen Trajektoriencluster im Hinblick auf

mögliche Aerosolquellen entschieden, für Ny-Ålesund 8 und für Sodankylä 6 Cluster zur weiteren Analyse zu benutzen. Die Ergebnisse dieser Clusterung einschließlich der Abbildungen der Trajektoriencluster werden in Kapitel 6 für jede Station separat vorgestellt.

Tab.5.2: Ober-, Untergrenze und für die weiteren Analysen verwendete Clusteranzahl für Ny-Ålesund, NP-35 und Sodankylä.

Station	Untergrenze	Obergrenze	benutzte Anzahl
Ny-Ålesund	5	9	8
NP-35	4	4	4
Sodankylä	6	10	6

5.4 Hauptkomponentenanalyse (EOF)

Für die Analyse der Varianz zeitlich und räumlich veränderlicher atmosphärischer Felder wie z. B. Druck und Temperatur bedient man sich des Verfahrens der Hauptkomponentenanalyse. Hierzu wird eine Hauptachsentransformation durchgeführt, bei der die Kovarianzmatrix der Anomalien des zweidimensionalen Eingangsfeldes $Z'(x_i, t_j)$ diagonalisiert wird und deren Eigenvektoren $e_s(x_i)$ orthogonal zueinander stehen. Daher werden die Eigenvektoren auch als EOF – empirische orthogonale Funktionen – bezeichnet. Nun ist es möglich, das Eingangsfeld mit Hilfe von Gleichung (5.2) zu beschreiben, wobei η_s die Eigenwerte der empirisch orthogonalen Funktionen sind und $\zeta(t_j)$ die Hauptkomponenten (PC).

$$Z'(x_i, t_j) = \sum_{s=1}^n \eta_k \cdot e_s(x_i) \cdot \zeta(t_j) \quad (5.2)$$

$$Z'(x_i, t_j) = \sum_{s=1}^n \eta_k \cdot EOF_s(x_i) \cdot PC(t_j) \quad (5.3)$$

Die durch die I -te EOF erklärte Varianz V_{EOF} ergibt sich aus:

$$V_{EOF}(I) = \frac{\eta_I}{\sum_{s=1}^n \eta_s} \quad (5.4)$$

In der Regel nimmt die erklärte Varianz mit größer werdendem Index I ab. Zu beachten ist außerdem, dass es sich bei der EOF um eine rein mathematische Methode handelt und die ermittelten Felder (Muster) bezüglich der physikalischen Bedeutung kritisch interpretiert werden müssen (Dommenget und Latif, 2002). Ein großer Vorteil ist allerdings, dass die Datenmengen zum Teil stark reduziert werden können, ohne dass nennenswerte Informationen der räumlichen und zeitlichen Veränderung des untersuchten atmosphärischen Feldes verloren gehen.

Für die Verknüpfung der allgemeinen Zirkulation mit der AOD wurden die EOF des mittleren Luftdruckes auf Meeresniveau und der Drucklevel 850, 700 und 500 hPa für verschiedene Zeiträume berechnet. Als Datenbasis wurden operationelle ECMWF Felder in einer Auflösung von $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ mit einem Kaiser-Tiefpass (6 Tage) gefiltert. Der Tiefpass wurde angewendet, um die kurzfristigen Störungen (< 6 Tage) wie z. B. kleine schnell wandernde Tiefdruckgebiete von den stabileren großskaligeren Druckmustern zu trennen. In der Auswertung im Kapitel 7

werden nur die EOF der großskaligen Druckmuster betrachtet, weil der Einfluss der kurzfristigen Störungen (< 6 Tage) durch die Verknüpfung der 5-Tage Rückwärtstrajektorien mit der AOD berücksichtigt wird und weil die durch die EOF der kurzfristigen Störungen erklärten Varianzen sehr klein sind (1.EOF $< 7\%$). Für die Analyse des Zusammenhanges zwischen EOF und AOD wird die jeweilige Zeitreihe der PC mit der Zeitreihe der AOD korreliert und der daraus abgeleitete Korrelationskoeffizient benutzt, um die Stärke des Zusammenhanges zu bewerten.

Kapitel 6

Mesoskalige AOD Variabilität

In diesem Kapitel wird die Variabilität der AOD auf kurzen Zeitskalen (Stunden, Tagen) analysiert. Es werden verschiedene Einzelereignisse erläutert und mit Hilfe von Trajektorien wird der Zusammenhang der AOD mit anthropogenen oder natürlichen Aerosolquellen untersucht. Dies beinhaltet eine ausführliche Diskussion der Verknüpfungen zwischen Trajektorien und den in Kapitel 4 beschriebenen Messreihen und Einzelereignissen an den Stationen Ny-Ålesund, NP-35 und Sodankylä. Außerdem werden die Ergebnisse der mit CIRATRA ausgewerteten Almkantar-Messungen vorgestellt und im Zusammenhang mit Trajektorien und einem möglichen Aerosoltransport diskutiert. Die Diskussion der Messreihen bezüglich Jahresgang und Trend erfolgt im Kapitel 7.

6.1 Ny-Ålesund

Bei der Analyse der Photometermessungen von Ny-Ålesund kann zwischen zwei Datengruppen unterschieden werden. Zum einen gibt es klar definierte Extremereignisse und zum anderen die restlichen Messungen. Im Zeitraum 1995–2008 wurden insgesamt fünf Extremereignisse in Ny-Ålesund dokumentiert. Im März 2000 gelangte Aerosol aus Nordeuropa in die Arktis und führte zu ungewöhnlich hohen Aerosolbelastungen (Yamanouchi u. a., 2005). Aerosol von Wald- bzw. Ackerbränden wurde im Juli 2004 (Stohl u. a., 2006) und Mai 2006 (Stohl u. a., 2007) nach Ny-Ålesund transportiert. Deutlich erhöhte LIDAR-Signale im August und September 2008 in der Stratosphäre in Ny-Ålesund konnten auf den Ausbruch des Vulkans Kasatochi zurückgeführt werden (Hoffmann u. a., 2010). Außerdem wurden im Frühjahr 2008 sowohl auf der NP-35 als auch in Ny-Ålesund erhöhte Aerosolbelastungen beobachtet, die, wie im Abschnitt 6.2 gezeigt wird, durch Waldbrände in Südostrussland hervorgerufen wurden. Im Folgenden werden diese Ereignisse mit Haze 2000, Smoke 2004, Smoke 2006, Kasatochi 2008 und Smoke 2008 bezeichnet. Bevor die Extremereignisse im Einzelnen ausführlich erläutert werden, werden die übrigen Messungen betrachtet, damit die anschließende Vorstellung der Extremereignisse besser eingeordnet werden kann.

6.1.1 Trajektorienanalyse

Für Ny-Ålesund wurden die Ensembletrajektorien, wie in Kapitel 5.3 erläutert, in acht Gruppen eingeteilt. In der Abb. 6.1 sind alle Ensembletrajektorien der drei Starthöhen (850, 700

und 500 hPa) für den Zeitraum 1995–2008 eingezeichnet, die uneindeutig einem Cluster zugeordnet werden konnten. Eineindeutig heißt, dass die drei Ensembletrajektorien (der Starthöhen 850, 700 und 500 hPa) einer Startzeit zur gleichen Trajektoriengruppe gehören. Die acht Gruppen können entsprechend der Tab. 6.1 nach geografischen Ursprungsregionen benannt werden.

Tab.6.1: Bezeichnung der Trajektoriengruppen für Ny-Ålesund 1995–2008.

Gruppe 1	– Ostarktis/Sibirien	Gruppe 5	– Nordeuropa/Europa
Gruppe 2	– Beaufortsee	Gruppe 6	– Zentralarktis
Gruppe 3	– Westrussland	Gruppe 7	– lokal
Gruppe 4	– Nordostkanada	Gruppe 8	– Grönland

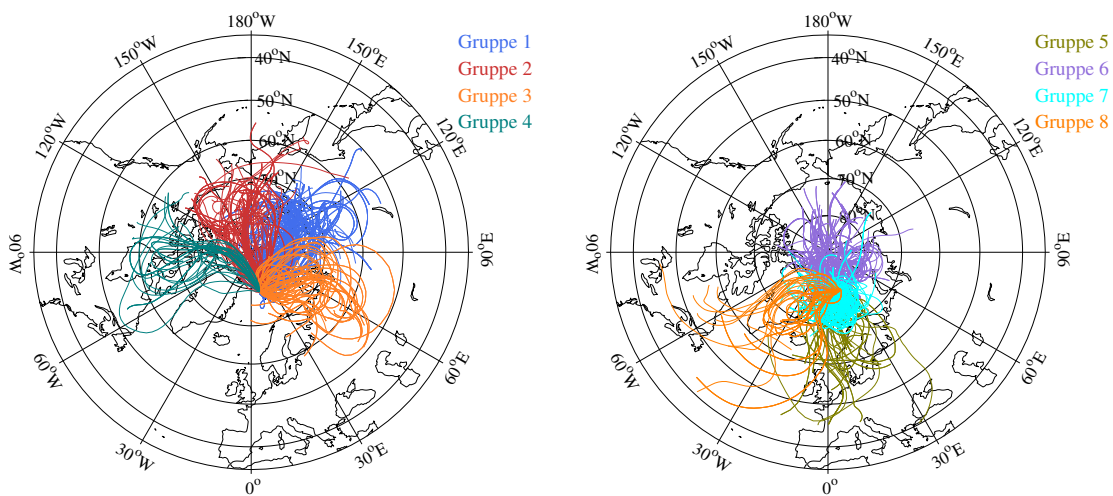


Abb.6.1: Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien aller 3 Starthöhen (850, 700 und 500 hPa) mit farblicher Markierung der Clusterzugehörigkeit für Ny-Ålesund 1995–2008.

Die eineindeutige Zuordnung von Trajektoriengruppe und AOD Stundenmittel ergibt für Ny-Ålesund die in Abb. 6.2 a) dargestellten mittleren AOD bei einer Wellenlänge von 500 nm (τ_{500nm}) und die Angström Koeffizienten α für die verschiedenen Trajektoriengruppen. Unterschieden wurde außerdem zwischen drei Jahreszeiten: Frühjahr – März bis Mai (rot), Sommer – Juni und Juli (grün) und Herbst – August und September (blau). Die Darstellung der nach den Jahreszeiten aufgeschlüsselten eineindeutig zugeordneten Ensembletrajektorien befindet sich auf Seite 119 in der Abb. B.3.

In der Abb. 6.2 a) zeigt sich, dass generell die höchsten τ_{500nm} im Frühjahr beobachtet werden und in diesem Zeitraum auch die Unterschiede zwischen den einzelnen Trajektoriengruppen am größten sind. So erreicht τ_{500nm} im Frühjahr Werte von 0.1 außer bei Trajektorien aus Europa (Gruppe 5) und Grönland (Gruppe 8). Die höchsten τ_{500nm} treten bei Luftmassen aus der Beaufortsee (Gruppe 2) bzw. Ostarktis/Sibirien (Gruppe 1) auf. Shahgedonova und Lamakin (2005) beobachteten eine ähnliche jahreszeitliche Abhängigkeit der AOD bei Messungen an Stationen entlang der Küste des russischen Teils der Arktis. Die höchsten τ_{500nm} mit 0.12–0.23 wurden hier im März und April beobachtet. Ein direkter Einfluss anthropogener Aerosolquellen auf die AOD in Ny-Ålesund ist für die Trajektori-

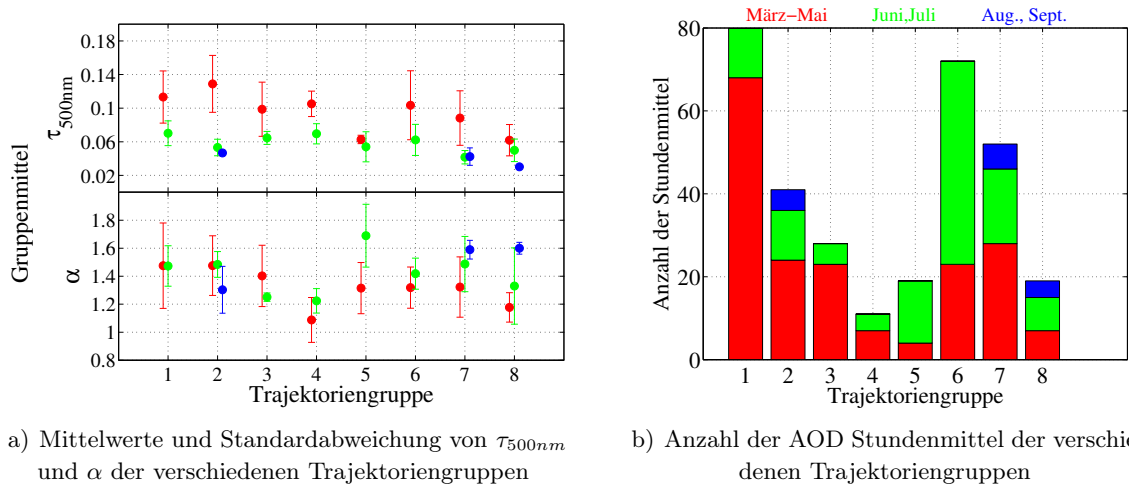


Abb.6.2: a) Mittelwerte und Standardabweichung von τ_{500nm} und α und b) Anzahl der AOD Stundenmittel der verschiedenen eindeutig zugeordneten Trajektoriengruppen von Ny-Ålesund 1995–2008. Zusätzlich wurde zwischen den Jahreszeiten unterschieden: Frühjahr – rot, Sommer – grün, Herbst – blau.

engruppen aus Nordeuropa/Europa (Gruppe 5) und Westrussland (Gruppe 3) zu erwarten, da sich in diesen Regionen die meisten Industriegebiete befinden. Hierzu gehören u. a. die Metallschmelzen auf der Halbinsel Kola (Nikel, Pechenga, Monchegorsk, Zapolyarnyy) und Sibirien (Norilsk: 69.95°N, 88.15°O) (AMAP, 1998). Allerdings sind eindeutige Trajektorien aus Europa (Gruppe 5) zum einen sehr selten (4 Fälle, vgl. Abb 6.2 b)) und zum anderen sind die damit verbundenen τ_{500nm} mit 0.06 im Vergleich zu den Werten von 0.13 der Trajektoriengruppe 2 (Beaufortsee) im Frühjahr sehr viel kleiner. Ähnliches trifft für die Trajektoriengruppe Westrussland (Gruppe 3) zu, obwohl im Frühjahr die τ_{500nm} mit 0.1 schon wesentlich höher sind als bei Europa (Gruppe 5, $\tau_{500nm} = 0.06$), erreichen sie doch nicht die Maximalwerte von 0.13 der Gruppe 2 (Beaufortsee). In den Sommermonaten Juni/Juli liegt τ_{500nm} unter Berücksichtigung der Standardabweichungen in allen Trajektoriengruppen zwischen 0.03 und 0.08 ($\Delta\tau_{500nm} = 0.05$). Für die Herbstmonate August/September ist der Wertebereich von τ_{500nm} mit 0.03–0.05 ($\Delta\tau_{500nm} = 0.02$) noch kleiner. Dagegen deckt τ_{500nm} im Frühjahr mit Werten von 0.05–0.16 einen doppelt bzw. fünfmal so großen Wertebereich ab ($\Delta\tau_{500nm} = 0.11$). Insgesamt sind auch die Unterschiede zwischen den Trajektoriengruppen im Sommer und Herbst viel geringer als im Frühjahr. Die größten Standardabweichungen der τ_{500nm} Gruppenmittel sind in den Frühjahrsmonaten März-Mai zu finden. Für die Sommer- und Herbstmonate sind die Standardabweichungen deutlich kleiner. Möglicherweise sind die höheren Standardabweichungen im Frühjahr darauf zurückzuführen, dass in den Monaten März, April und Mai innerhalb der jeweiligen Trajektoriengruppen unterschiedliches Aerosol nach Ny-Ålesund gelangt. Daher sind in der Tab. 6.2 die Gruppenmittel der Frühjahrsmonate detailliert aufgeführt. Aus dieser Tabelle kann abgelesen werden, dass der März im Vergleich zu den anderen beiden Monaten nur einen geringen Anteil an den Gruppenmitteln in Abb. 6.2 a) hat. Generell sind die τ_{500nm} , bis auf Gruppe 8 (Grönland), im April höher als in den anderen beiden Monaten. Auch sind die Unterschiede zwischen den Gruppen im April deutlicher ausgeprägt, aber weiterhin weisen die Gruppen 1 (Ostarktis/Sibirien), 2 (Beaufortsee) und 6 (Zentralarktis) gefolgt von 7 (lokal) und 3 (Westrussland) die höchsten τ_{500nm} auf. D.h. auch bei einer Einzelbetrachtung der Monate März bis Mai gibt es keinen direkten Hinweis dar-

auf, dass anthropogenes Aerosol aus Europa und Westrussland die hohen AOD im Frühjahr verursacht.

Tab.6.2: *Gruppenmittel, Standardabweichung und Anzahl der verwendeten Stundenmittel von τ_{500nm} und α der Frühjahrsmonate März, April und Mai für Ny-Ålesund 1995–2008.*

Trajektorien- gruppen	τ_{500nm}			α			Anzahl		
	März	April	Mai	März	April	Mai	März	April	Mai
1	0.10 ± 0.03	0.13 ± 0.03	0.11 ± 0.03	1.19 ± 0.32	1.56 ± 0.23	1.59 ± 0.20	18	19	31
2	–	0.13 ± 0.03	0.11 ± 0.02	–	1.47 ± 0.22	1.52 ± 0.16	–	20	4
3	–	0.10 ± 0.03	0.07 ± 0.00	–	1.46 ± 0.17	1.03 ± 0.01	–	20	3
4	–	–	0.11 ± 0.01	–	–	1.09 ± 0.15	–	–	7
5	0.06 ± 0.00	0.07 ± 0.00	–	1.47 ± 0.02	1.16 ± 0.04	–	2	2	–
6	0.10 ± 0.03	0.11 ± 0.04	0.09 ± 0.05	1.33 ± 0.12	1.29 ± 0.12	1.39 ± 0.19	4	14	5
7	–	0.10 ± 0.03	0.08 ± 0.03	–	1.18 ± 0.21	1.42 ± 0.15	–	11	17
8	–	0.06 ± 0.01	0.08 ± 0.03	–	1.18 ± 0.09	1.18 ± 0.11	–	5	2

Allgemein zeigt die Abb. 6.2 b), dass die meisten Trajektorien der Gruppe 1 (Ostarktis/Sibirien) und Gruppe 6 (Zentralarktis) zugeordnet werden konnten und dass Gruppe 4 und 5 (Nordostkanada, Europa) sehr wenige Trajektorien enthalten. Die Anzahl der eindeutigen Zuordnungen für die verschiedenen Trajektoriengruppen ist stark abhängig von der Jahreszeit. So sind die Trajektorien aus der Ostarktis/Sibirien (Gruppe 1) im Frühjahr (Mai, vgl. Tab. 6.2 und Abb. 6.2 b)) weitaus häufiger als im Sommer bzw. Herbst. Im Gegensatz dazu hat die Gruppe 6 (Zentralarktis) mehr als doppelt so viele Zuordnungen im Sommer als im Frühjahr. Ähnliches kann auch bei der Gruppe 5 (Nordeuropa/Europa) beobachtet werden. Allerdings ist dies die Ausnahme. Bei den meisten Trajektoriengruppen ist die Anzahl der eindeutigen Zuordnungen im Sommer geringer als im Frühjahr. Eine Ursache hierfür sind die Qualitätsbedingungen der AOD Messungen (kein Wolken, Sonnenschein) und die Zunahme der Wolkenbedeckung in der Arktis im Sommer (Curry u. a., 1996). Die vollständige Betrachtung der Trajektorienklimatologie für Ny-Ålesund ist durch Eneroth u. a. (2003) für den Zeitraum 1992 bis 2001 durchgeführt worden. Die Einteilung der 5-Tage Rückwärtstrajektorien (Starthöhe 850 hPa) erfolgte in 8 Gruppen und ergab eine zu den in dieser Arbeit vorgestellten Trajektoriengruppen ähnliche geografische Zuordnung. Dadurch ist eine direkte Vergleichbarkeit der Ergebnisse gegeben. Eneroth u. a. (2003) konnten zeigen, dass die Häufigkeit der Trajektorien in einigen Gruppen (Cluster 2, 5, 8 entspricht Gruppe 2, 8, 5) von Jahr zu Jahr großen Schwankungen unterworfen ist und daher der Jahresgang in die-

sen Gruppen keine allgemeinen Rückschlüsse zulässt. Dagegen wurden für Trajektorien aus Ostarktis/Sibirien (Cluster 3 entspricht Gruppe 1) ein deutlicher Jahresgang gefunden. Im Frühjahr (April) wird ein Maximum der Häufigkeit erreicht. Danach nimmt die Häufigkeit stetig bis zum Minimum im September ab. Der Grund ist der geringere Temperaturgradient zwischen der Arktis und den mittleren Breiten im Sommer, denn die Trajektorien der Gruppe 1 sind eng mit den Strömungen des Islandtiefs und sibirischen Hochs verknüpft, d.h. die Druckmuster sind schwächer und damit auch die Häufigkeit der Trajektoriengruppe 1 je kleiner der Temperaturgradient ist.

Der Zusammenhang zwischen dem Angström Koeffizient α und den Trajektoriengruppen ist nicht eindeutig. In manchen Gruppen ändert sich α deutlich mit der Jahreszeit (Gruppe 5, 7, 8) und in anderen nur kaum oder gar nicht (Gruppe 1, 2, 3, 4, 6). Eine mögliche Ursache für die größeren α im Sommer und Herbst könnte der Einfluss von Bewölkung und Niederschlag auf das Aerosol durch nasse Deposition sein, denn im Sommer und Herbst gibt es, wie schon im Kapitel 5.1 erläutert, mehr Wolken als im Frühjahr, so dass die Akkumulationspartikel ausgewaschen werden und es mehr kleine Partikel (Nukleationspartikel) gibt. Die kleinsten α wurden bei Trajektorien aus Nordostkanada (Gruppe 4) beobachtet, d.h. diese Trajektorien sind verbunden mit mehr größeren Partikeln (größere Akkumulationspartikel und Riesenpartikel).

Die gezeigten Ergebnisse ändern sich nicht, wenn nur die eineindeutige Clusterung der Starthöhen 850 und 700 hPa mit der Begründung betrachtet wird, dass sich das meiste Aerosol in den untersten Kilometern der Atmosphäre befindet und die Trajektorien in 500 hPa hohen Unsicherheiten unterliegen (vgl. Abb 5.4 a)). Das Ergebnis dieser Untersuchung befindet sich in der Abb. B.4 im Anhang auf Seite 120. Weiterhin ergibt die Betrachtung der Höhen im Einzelnen, dass für 500 und 700 hPa keine Unterschiede zwischen den τ_{500nm} Gruppenmittel der verschiedenen Trajektoriengruppen zu sehen sind. Dagegen ist das Ergebnis für 850 hPa denen der eineindeutigen Clusterung von 850, 700 und 500 hPa sehr ähnlich. Das bedeutet, dass die stärkste Prägung der Luftmasse durch das Aerosol in den bodennahen Schichten 0–2 km auftritt und in diesen Höhen auch das meiste Aerosol nach Ny-Ålesund gelangt. Die entsprechenden Abbildungen für 850, 700 und 500 hPa befinden sich im Anhang auf Seite 122f..

Als Ergebnis der Trajektorienanalyse für Ny-Ålesund kann festgehalten werden, dass die jährlich wiederkehrenden hohen AOD im Frühjahr (Arctic Haze) im Rahmen der Analyse mit den 5-Tage Rückwärtstrajektorien nicht unmittelbar anthropogenen Quellregionen, wie Europa oder Westrussland zugeschrieben werden können. Dass aber durchaus auch eine direkte Verknüpfung der AOD mit Aerosolquellen bzw. Quellregionen innerhalb von 5 Tagen möglich ist, beweisen die Extremereignisse Haze 2000 und Smoke 2006. Hier konnten die hohen AOD in Ny-Ålesund mit Hilfe von Trajektorienrechnungen auf Transport von Rußpartikeln aus Europa zurückgeführt werden (Yamanouchi u. a., 2005; Stohl u. a., 2007). Da außerdem bekannt ist, dass das Aerosol im Frühjahr in der Arktis zu einem Großteil aus Sulfaten und Ruß anthropogenen Ursprungs besteht (Eleftheriadis u. a., 2009; Teinilä u. a., 2003), gibt es drei mögliche Erklärungen für den nicht herstellbaren Zusammenhang zwischen AOD und Quellregion:

1. Das in Ny-Ålesund ankommende Aerosol ist im Frühjahr älter als 5 Tage.
2. Die Arktis selbst ist eine Quelle sekundären Aerosols, wie z. B. durch Nukleation gebildete Sulfatpartikel.

3. Ein oder mehrere Umwandlungsprozesse überlagern die ursprünglichen Luftmasseneigenschaften.

Zusätzlich kann aufgrund der Unabhängigkeit der AOD von der Trajektorie im Sommer bzw. Herbst und den höheren Angström Koeffizienten vermutet werden, dass das Aerosol zu diesen Jahreszeiten jünger ist als 2–3 Tage.

6.1.2 Extremereignisse: Haze 2000, Smoke 2004, Smoke 2006 und Kasatochi 2008

Im Folgenden wird ein kurzer Überblick über die Charakteristika der verschiedenen Extremereignisse, die in Ny-Ålesund beobachtet und detailliert in der Literatur besprochen wurden, gegeben. Lediglich das Extremereignis im März 2008 (Smoke 2008) ist in der wissenschaftlichen Literatur noch nicht erläutert. Da es außerdem zu Beginn nur auf der NP-35 beobachtet wurde, wird das Ereignis Smoke 2008 im späteren Kapitel 6.2.1 ausführlich vorgestellt.

Haze 2000 Im März 2000 wurde während der Flugzeugmesskampagne ASTAR2000 (Arctic Study of Tropospheric Aerosol and Radiation) im Zeitraum 21.–25.03.2000 ein starkes Aerosolereignis dokumentiert (Yamanouchi u. a., 2005). An Bord der Polar 4 (Dornier 228-101) befanden sich neben einem Sonnenphotometer weitere Aerosolmessgeräte, die physikalische Parameter (u. a. Partikelanzahl) und die chemische Zusammensetzung des Aerosols gemessen haben. Die mit dem Photometer gemessenen τ_{500nm} erreichten am 23.03. Werte von 0.18 und lagen damit oberhalb der im vorangegangenen Kapitel vorgestellten Gruppenmittel für das Frühjahr. Basierend auf den mit Hilfe des Flugzeuges aufgenommenen Vertikalprofilen verschiedener Aerosoleigenschaften, wurde am 23.03. eine Aerosolschicht von 0–3 km Höhe beobachtet. Diese war gekennzeichnet von einer höheren Anzahl von Partikeln mit Durchmessern größer $0.2 \mu\text{m}$ (Akkumulationspartikel) und einem vorwiegend von Rußpartikeln dominierten extern gemischten Aerosol. Die in Yamanouchi u. a. (2005) dargestellten Rückwärtstrajektorien für den 23.03.2000 zeigen Transport aus Europa.

Smoke 2004 Zwischen dem 11.07. und dem 25.07.2004 wurden in Ny-Ålesund τ_{500nm} von 0.1 und mehr gemessen. Die in der Regel im Sommer beobachteten Werte liegen jedoch nur bei 0.05 (vgl. Abb. 6.2 a)). Stohl u. a. (2006) konnten anhand des Trajektorienmodells FLEXPART (Stohl u. a., 1998) zeigen, dass die hohen AOD in Ny-Ålesund auf Waldbrände in Alaska zurückzuführen sind, die Mitte Juni begannen und am stärksten zwischen dem 26.06. und 15.07.2008 waren. FLEXPART simuliert den Transport von infinitesimalen Luftpaketen, die die Aerosolpartikel repräsentieren, und lässt durch die abgeleitete Dichtefunktion (Anzahl der Luftpakete an einem Ort) Rückschlüsse über den Aerosoltransport zu. Mit Hilfe des MPL in Ny-Ålesund wurden während des Extremereignisses mehrere Aerosolschichten in der freien Troposphäre beobachtet. Um einen Zusammenhang zwischen den Messungen in Ny-Ålesund und den Waldbränden in Alaska herzustellen, wurde mit FLEXPART 30 Tage rückwärts gerechnet. Die mit PEP-Tracer gerechneten 5-Tage Rückwärtstrajektorien lassen keine Verknüpfung der Waldbrände in Alaska und den hohen AOD in Ny-Ålesund zu.

Smoke 2006 Das stärkste jemals mit dem Photometer dokumentierte Aerosolereignis in Ny-Ålesund ereignete sich im Mai 2006. Die Werte von τ_{500nm} überschritten 0.5 und

waren damit im Vergleich zu den im vorigen Kapitel vorgestellten Frühjahrsmitteln fünfmal höher. Dabei blieb der Angström Koeffizient α mit 1.6–1.7 in einem Bereich, der auf eine große Anzahl von Akkumulationspartikeln hindeutet. Messungen der Anzahlgrößenverteilung und der chemischen Zusammensetzung des Aerosols auf dem Zeppelinberg ergaben zusammen mit FLEXPART Simulationen, dass das Aerosol von Wald- und Ackerbränden in den baltischen Staaten, Weißrussland, Westrussland und der Ukraine stammte (Stohl u. a., 2007). Die ersten Brände begannen Anfang April. Jedoch erst gegen Ende April wurden die stärksten Brände beobachtet und die meteorologische Situation (starkes Islandtief) begünstigte den Transport des Waldbrandaerosols in die Arktis innerhalb weniger Tage. Dabei wurde das Aerosol vorwiegend in den unteren 3 km der Atmosphäre transportiert.

Kasatochi 2008 Bei den bisher vorgestellten Extremereignissen handelt es sich immer um troposphärisches Aerosol. Dagegen wurden die Photometermessungen ab Mitte August bis Anfang September von stratosphärischem Aerosol stark beeinflusst (Hoffmann u. a., 2010). Die τ_{500nm} erreichten am 01.09.2008 einen Maximalwert von 0.15. Dies entspricht etwa dem Vierfachen der sonst im Herbst gemessenen τ_{500nm} . Ursächlich für diese hohen AOD war der Ausbruch des Vulkans Kasatochi auf den Aleuten am 07.08.2008. Durch mehrere Eruptionen gelangten große Mengen an Schwefeldioxid in die Stratosphäre. Hier erfolgte dann eine Umwandlung (Nukleation) zu Schwefelsäurepartikeln. Modellsimulationen mit Hilfe von FLEXPART konnten belegen, dass sich im August und September 2008 unterschiedlich stark ausgeprägte Schwefeldioxidschichten knapp oberhalb der Tropopause über Ny-Ålesund hinwegbewegten (Kristiansen u. a., 2010).

Am Beispiel der Einzelereignisse ist zu sehen, dass es durchaus möglich ist, eine Verknüpfung zwischen Ursache und Wirkung auf Basis von 5-Tage Rückwärtstrajektorien herzustellen. Aber es gibt auch Fälle, bei denen dieser Zeitraum nicht ausreicht. Demnach gelingt es in der Regel aufgrund der Lebensdauer des Aerosols nur bei der Verknüpfung verschiedener Messstationen, einen Zusammenhang zwischen Aerosolquelle und Messung herzustellen. Je höher die Lebensdauer des Aerosols, desto schwieriger ist es, diesen Zusammenhang herzustellen. Im Umkehrschluss heißt das auch, dass, wenn das Alter des Aerosols bekannt wäre, die Quelle genauer bestimmt werden könnte.

6.2 NP-35

Den Photometermessungen auf der NP-35 wurden die vier nebenstehenden Trajektoriengruppen zugeordnet. Das Ergebnis der eindeutigen Zuordnung der Stundenmittel von τ_{500nm} und des Angström Koeffizienten α zu den Trajektoriengruppen ist in der Abb. 6.4 dargestellt. Insgesamt wurden 41 Stundenmittel einer bestimmten Trajektoriengruppe zugewiesen.

Gruppe 1	– Beaufortsee
Gruppe 2	– Westrussland
Gruppe 3	– Sibirien
Gruppe 4	– Nordostkanada

Im Mittel weist die Trajektoriengruppe Beaufortsee (Gruppe 1) mit 0.19 die höchsten τ_{500nm} auf, gefolgt von der Trajektoriengruppe Sibirien (Gruppe 3) und Westrussland (Gruppe 2) mit 0.17. Dabei tritt auch die größte Variabilität der τ_{500nm} in Gruppe 3 auf. Die geringsten Werte mit $\tau_{500nm} = 0.12$ konnten bei Luftmassen aus Nordostkanada (Gruppe 4)

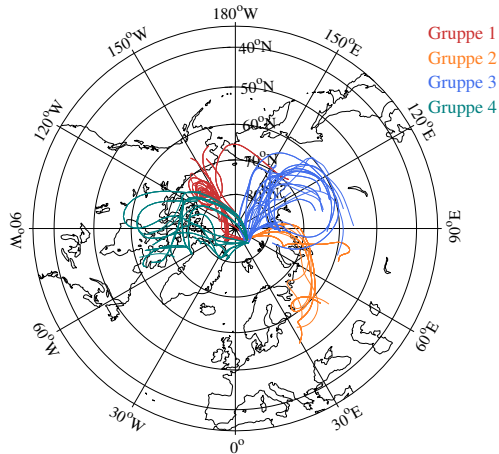


Abb.6.3: Clusterung der Ensembletrajektorien aller drei Starthöhen (850, 700, 500 hPa), die eineindeutig den AOD Stundenmitteln von der Messstation NP-35 14.03.2008–07.04.2008 zugeordnet werden konnten.

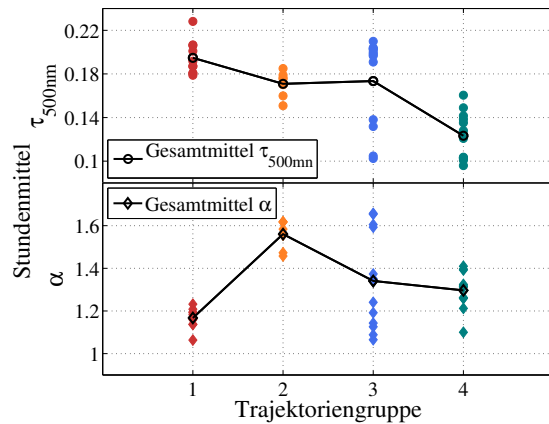


Abb.6.4: Stundenmittel von τ_{500nm} und α über der jeweiligen Trajektoriengruppe aufgetragen und das Gesamtmittel von τ_{500nm} und α der Trajektoriengruppen.

beobachtet werden. Damit zeigt sich für die Messungen auf der NP-35 ein ähnliches Bild wie für Ny-Ålesund. Die höchsten τ_{500nm} im Frühjahr werden bei Trajektorien aus der Beaufortsee und Sibirien/Westrussland beobachtet, niedrigere Werte dagegen bei Trajektorien aus Nordostkanada. Anders sieht es für den Angström Koeffizienten α aus. Hier zeigt sich für die NP-35 Messungen ein wesentlich eindeutigerer Zusammenhang als für Ny-Ålesund. Nordostkanada (Gruppe 4) und Beaufortsee (Gruppe 1) zeigen ein kleines α um 1.2 bis 1.3. Im Gegensatz dazu war bei Trajektorien aus Westrussland (Gruppe 2) α mit 1.6 sehr viel größer. Gruppe 2 ist auch diejenige mit den stärksten anthropogenen Aerosolquellen. Aufgrund des großen Angström Koeffizienten und der Nähe zu anthropogenen Aerosolquellen kann angenommen werden, dass das Aerosol der Gruppe 2 noch relativ jung ist und auch vorwiegend kleinere Partikel (Nukleationspartikel und kleine Akkumulationspartikel) enthält. In den anderen Trajektoriengruppen ist α zum Teil deutlich kleiner, weil es in den Gebieten dieser Trajektoriengruppen keine oder nur geringe anthropogene Aerosolquellen gibt, so dass aus diesen Regionen nur stark gealtertes Aerosol zur NP-35 transportiert werden kann. Eine deutliche Mischform beider Vorgänge ist die Trajektoriengruppe Sibirien (Gruppe 3). Hier kommen sowohl kleinere Partikel als auch größere Partikel vor, weil es vereinzelte anthropogene Aerosolquellen wie z. B. die Stadt Jakutsk gibt, aber auch große Gebiete dünn besiedelter Tundra. Wird die Zuordnung zwischen Trajektoriengruppe und AOD Stundenmittel für die Starthöhen 850, 700 und 500 hPa jeweils separat wiederholt, so bleibt das Ergebnis unverändert bis auf die Starthöhe 500 hPa. Für 500 hPa schwächen sich die Unterschiede im Gruppenmittel der AOD zwischen den Gruppen 1–3 ab. Die Unterschiede im Angström Koeffizienten α bleiben jedoch erhalten. Ähnlich wie bei Ny-Ålesund wird also die Prägung der Luftmasse mit der Höhe schwächer und es ist anzunehmen, dass das meiste Aerosol in den ersten drei Kilometern der Atmosphäre transportiert wird. Die Abb. B.16–B.19 für die Analyse der Starthöhen im Einzelnen befindet sich auf Seite 128f..

Im Vergleich zu Ny-Ålesund sind die auf der NP-35 gemessenen τ_{500nm} sehr viel höher (Maximum von τ_{500nm} im Frühjahr: Ny-Ålesund ~ 0.16 , NP-35 ~ 0.22). Mögliche Ursachen könnten

zum einen eine geringere nasse Deposition sein und zum anderen eine geringere Entfernung der NP-35 zum Arctic Haze Gebiet. Anhand der bisherigen Untersuchungen kann vermutet werden, dass das Zentrum der höchsten Aerosolbelastung in der zentralen Arktis bzw. der Beaufortsee liegt. Unklar bleibt jedoch, wie es in diesen Gebieten zu ähnlich hohen τ_{500nm} wie bei Messungen des städtischen Hintergrundes in Deutschland (Weller u. a., 2000) kommt, denn vergleichbar starke Aerosolquellen in der Arktis selbst sind bisher nicht bekannt. Untersuchungen in Shahgedonova und Lamakin (2005) von Sonnenphotometermessungen (1966–1991) entlang der Küste der russischen Arktis zeigten, dass die AOD in Westrussland größer ist als in Ostrussland. Dies wurde darauf zurückgeführt, dass der Einfluss anthropogener Quellen in Westrussland stärker ist. Die Trajektoriengruppe 2 der NP-35 deckt die Stationen Krenkel, Dikson, Vize, Zhelaniya und Uedineniya ab. Im Mittel wurden im März an diesen Stationen τ_{500nm} von 0.18–0.23 gemessen. Das ist etwas mehr, als für die Gruppe 2 auf der NP-35 beobachtet wurde ($\tau_{500nm} \sim 0.17$). Die Gruppe 3 kann verglichen werden mit den Stationen Golomyanniy, Fedorova, Kotelniy, Preobrazheniya, Muestakh und Chetyrekhtolbovoy, die im März im Mittel τ_{500nm} von 0.16–0.22 aufweisen. Auf der NP-35 wurden für diese Region ähnliche Werte beobachtet, allerdings traten zum Teil mit 0.1–0.14 auch wesentlich niedrigere τ_{500nm} auf. Mit Hilfe einer Clusteranalyse bezüglich der meteorologischen Situation für die beiden Stationen Dikson (Westrussland) und Wrangel (Ostrussland) stellten Shahgedonova und Lamakin (2005) fest, dass im Frühjahr (März–April) die höchsten τ_{500nm} in Dikson bei einem Luftmassentransport aus Südwesten gemessen werden und für Wrangel bei ruhigen Wetterbedingungen, wie sie bei Hochdruckgebieten zu beobachten sind. Allerdings konnte kein Zusammenhang mit Luftdruck oder Temperatur hergestellt werden. Nicht auszuschließen ist, dass für Wrangel neben dem Transport die Umwandlung des Aerosols eine größere Rolle spielt. Weiterhin bleibt für die auf der NP-35 gemessenen AOD offen, ob die den Transport überlagerenden Transformationsprozesse durch die Nukleation von Sulfatpartikeln bestimmt sind und weshalb die AOD bei Trajektorien aus der Beaufortsee größer ist als bei Westrussland.

Neben den vorgestellten allgemeinen Betrachtungen der Verknüpfung zwischen AOD und Rückwärtstrajektorien werden in den nächsten beiden Unterkapitel zwei Ereignisse diskutiert, die aufgrund ihrer Seltenheit gesondert betrachtet werden.

6.2.1 Aerosolmatching März 2008 (Smoke 2008)

Die im gleichen Zeitraum durchgeführten Messungen in Ny-Ålesund und an der NP-35 (März 2008) ergaben bei genauerer Analyse zwei unterschiedliche Aerosoltransportereignisse, die an beiden Stationen beobachtet wurden. In der Abb. 6.5 a) sind die Zeitreihen der τ_{500nm} als Einzelmessungen für beide Stationen aufgetragen (Ny-Ålesund: schwarze Punkte, NP-35: graue Punkte). Ein Transportereignis konnte anhand der Trajektorien in Abb. 6.6 a) festgestellt werden. Die am 25.03.2008 um 12 Uhr in 700 hPa in Ny-Ålesund gestartete Ensembletrajektorie (hellgrün) überquert die Position der NP-35 etwa 36 Stunden vorher. Das rote Rechteck in Abb. 6.5 a) markiert die Messungen der beiden Stationen vom 24. und 25. März. Es ist deutlich zu sehen, dass an beiden Stationen eine ähnlich hohe AOD gemessen wurde. Dies deutet daraufhin, dass während des Transportes keine oder nur kleinere Umwandlungsprozesse das Aerosol verändert haben. Auch α ist von ähnlicher Größenordnung (vgl. rotes Rechteck in Abb. 6.5 b)). Wobei α in Ny-Ålesund mit Werten von 1.36–1.45 etwas kleiner ist als auf der NP-35 mit 1.38–1.67, d.h. α wird mit der Zeit kleiner. Dies lässt vermuten, dass das Anzahlverhältnis von kleinen Partikeln zu großen Partikeln abnimmt und die Partikel im Mittel

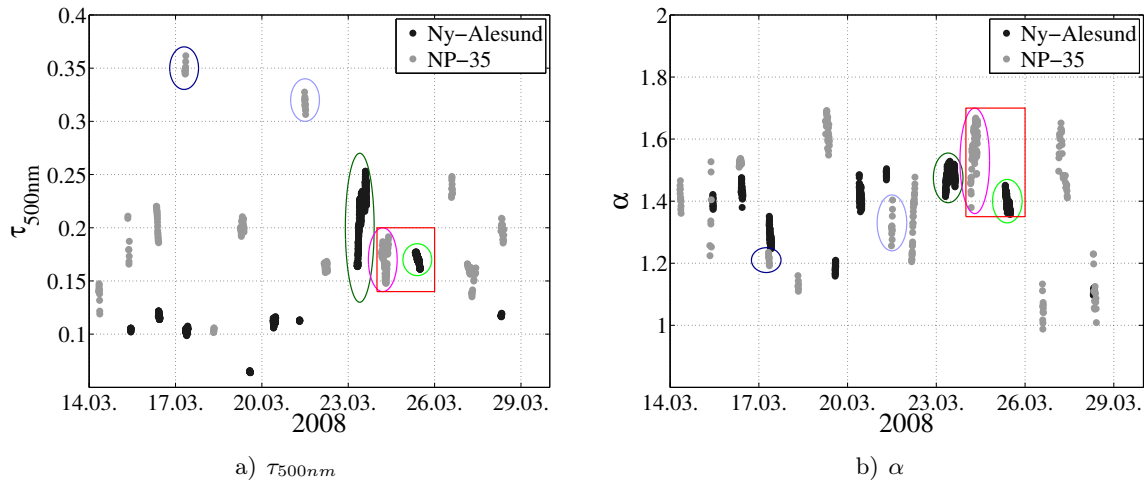


Abb.6.5: Ergebnisse der Einzelmessungen von τ_{500nm} a) und α b) von Ny-Ålesund (schwarze Punkte) und der NP-35 (graue Punkte) im Zeitraum vom 14.03.–30.03.2008. Die farbigen Ellipsen markieren die Messungen, die zu den in Abb. 6.6 a) gezeigten Trajektorien gehören. Das rote Rechteck umschließt die beiden Messungen in Ny-Ålesund und auf der NP-35, bei denen die 700 hPa Ensembletrajektorie von Ny-Ålesund am 25.03.2008 12 Uhr die NP-35 Position direkt am 24.03.2008 passierte.

größer werden.

Das zweite Transportereignis umfasst die Tage 17.03., 21.03., 23.03.2008, die durch höhere τ_{500nm} (0.35, 0.33, 0.2) gekennzeichnet sind im Vergleich zu den übrigen Messungen im März 2008 (vgl. Abb. 6.5 a)). Die entsprechenden Trajektorien in Abb. 6.6 a) (dunkelblau, hellblau, dunkelgrün) zeigen mit Kamtschatka und Sibirien auf den ersten Blick zwei weit voneinander entfernte Quellregionen. Eine mögliche Aerosolquelle in beiden Regionen könnten Waldbrände sein. In der Regel beginnt die Saison der Wald- und Ackerbrände in Russland Ende April. Warneke u. a. (2009) berichten allerdings von ungewöhnlich frühen Bränden im April 2008 in Kasachstan, Südrussland, im Gebiet des Baikalsee und dem Fluss Amur aufgrund geringer Schneebedeckung. Den Analysen von Stohl (2006) zufolge, ist der quasi-isentropische Transport aus Nordasien in die Arktis im Frühjahr begünstigt durch die noch niedrigen Temperaturen. Hieraus schlussfolgerten Warneke u. a. (2009), dass je zeitiger die Brände in Russland auftreten, desto leichter gelangt durch Waldbrände emittiertes Aerosol wie Ruß in die Arktis. Auf einer Internetseite der Universität Freiburg¹ wird von Waldbränden in der Region Chabarovsk (48.48°N, 135.07°O) um den 10.03.2008 berichtet.

Allgemein zeigt der gemittelte Bodendruck des Zeitraums 08.03.–31.03.2008, dass über den Aleuten und Europa Tiefdruckgebiete die atmosphärischen Bedingungen bestimmen und sich ein Hochdruckgebiet von der Beaufortsee bis zur Chukchisee erstreckt (vgl. Abb. B.20, Seite 129). Insbesondere das Hochdruckgebiet begünstigt einen Transport von Aerosol aus Kamtschatka in die Arktis bei geringer nasser Deposition der mitgeführten Aerosolpartikel.

Auswertungen von OMI-Messungen (Ozone Mapping Instrument auf dem Satellit Aura) in den Abb. 6.7 b) bis 6.7 d) hinsichtlich der Aerosolbelastung zeigen zwischen dem 09.03. und 12.03.2008 einen sehr hohen Aerosolindex (1.5) in der Region Chabarovsk und einen Aerosoltransport in Richtung Kamtschatka (Aerosolindex bei Kamtschatka am 10.03.2008 von 2.5 bis 3). Zur besseren Orientierung sind in der Abb. 6.7 a) die Positionen von Ny-Ålesund

¹http://www.fire.uni-freiburg.de/GFMCnew/2008/03/0311/20080311_ru.htm

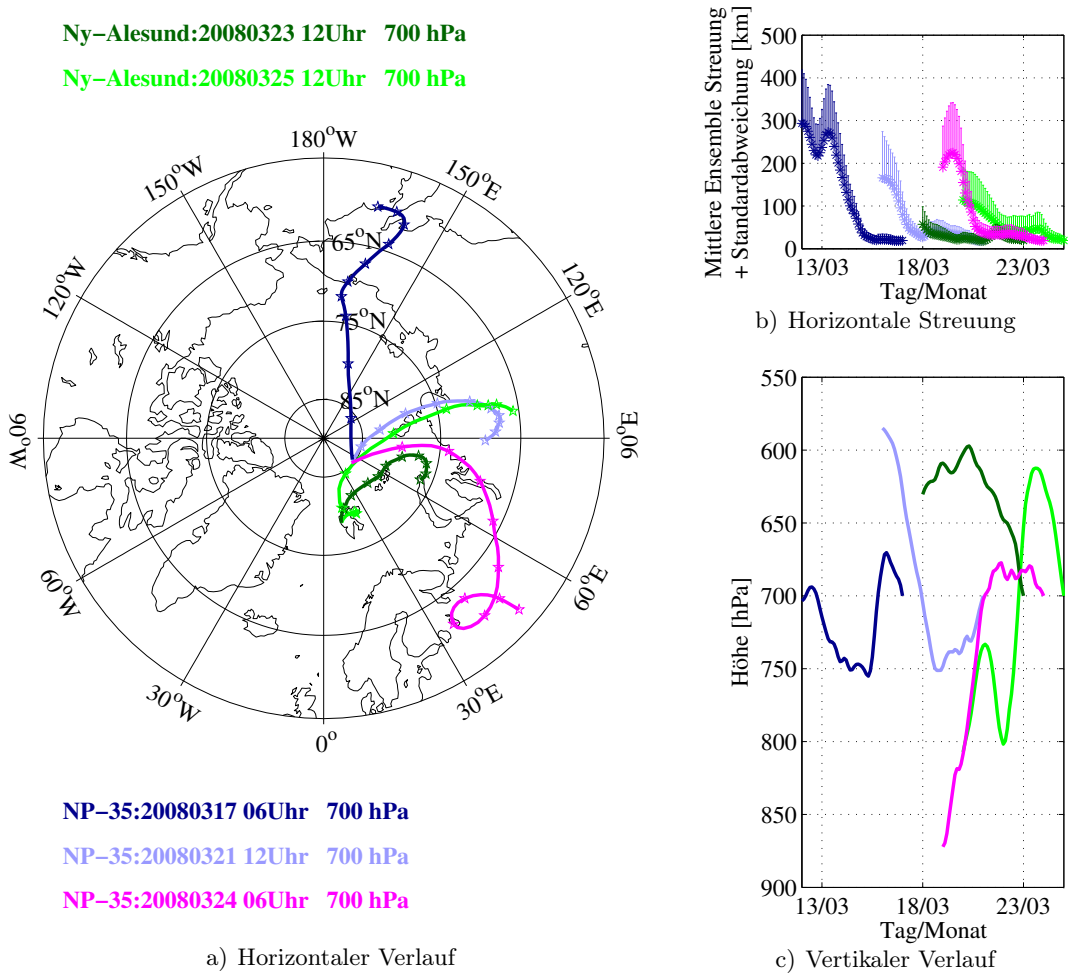


Abb.6.6: Die Teilabbildung a) zeigt den horizontalen Verlauf der Ensembletrajektorien für verschiedene Startzeiten im März 2008 von Ny-Ålesund (grün) und der NP-35 (blau) (Starthöhe 700 hPa). Zusätzlich sind die zugehörigen horizontalen Streuungen in b) und die vertikalen Verläufe der Ensembletrajektorien in c) aufgetragen.

(blau), NP-35 (grün) und Chabarovsk (rot) eingezeichnet. Der Aerosolindex AI wird berechnet nach Gleichung (6.1) aus den Strahlungsmessungen des Satelliten bei 354 nm und ist positiv für absorbierendes Aerosol (Ruß, Staub) und nahe Null oder kleiner für stark streuendes Aerosol (Torres u. a., 2007), mit $I_{354\text{ nm}}^{Ray}$ = Rayleigh Streuung bei 354 nm und $I_{354\text{ nm}}^{OMI}$ = mit OMI gemessene Strahlung bei 354 nm.

$$AI = -100 \cdot \log_{10} \frac{I_{354\text{ nm}}^{OMI}}{I_{354\text{ nm}}^{Ray}} \quad (6.1)$$

Vergleicht man die Abb. 6.7 c) mit dem Verlauf der Trajektorie vom 17.03.2008 in Abb. 6.6 a), so wird deutlich, dass die hohen $\tau_{500\text{ nm}}$ am 17.03.2008 sehr wahrscheinlich durch das Aerosol der Waldbrände bei Chabarovsk verursacht wurden. Unter der Voraussetzung einer Aerosol-lebensdauer von 2 Wochen ist es möglich, dass auch die hohen $\tau_{500\text{ nm}}$ der Messungen vom 21.03. auf der NP-35 und 23.03.2008 in Ny-Ålesund durch das Waldbrandaerosol erklärt werden können. So gelangte im Sommer 2004 z. B. Waldbrandaerosol aus Alaska und Kanada erst

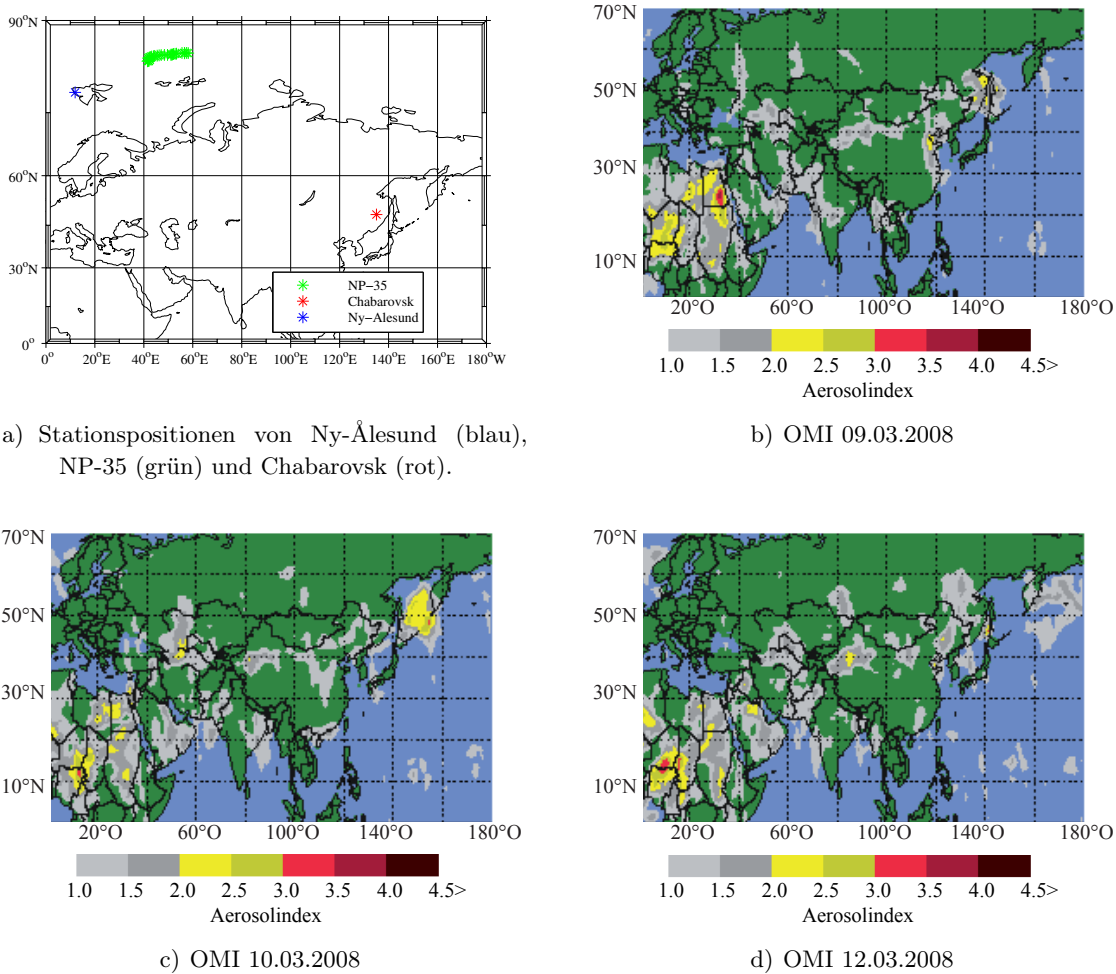


Abb.6.7: Die Positionen der Stationen Ny-Ålesund und NP-35 und der Stadt Chabarovsk sind für eine bessere geografische Orientierung in a) abgebildet, da die Karten des Aerosolindex aus den OMI Messungen vom 09.03.2008 b), 10.03.2008 c) und 12.03.2008 d) keine Markierung der Stationen Ny-Ålesund und NP-35 ermöglichen. (Quelle von c)–d): <ftp://toms.gsfc.nasa.gov/pub/omi/images/aerosol/Y2008/>)

nach 3 bis 4 Wochen nach Ny-Ålesund und bedingte mehr als doppelt so hohe τ_{500nm} (0.1–0.2) im Vergleich zu den sonst beobachteten sommerlichen τ_{500nm} von ~ 0.05 (Stohl u. a., 2006). Ein weiteres Indiz dafür, dass an allen drei Tagen das gleiche bzw. ähnliches Aerosol beobachtet wurde, ist in den Vaisala Radiosonden des Typs RS92 zu sehen. Messungen des KARL am 23.03.2008 in Ny-Ålesund ergaben, dass die Aerosolschicht gut abgegrenzt zwischen 2 und 3 km Höhe lag (vgl. Abb. B.21, Seite 130). Ebenfalls in 2.5 km weisen die von den Radiosonden gemessenen relativen Feuchten ein deutliches Minimum zumindest am 17.03. und 21.03.2008 auf (vgl. Abb. 6.8 a) und 6.8 b)). Am 23.03.2008 ist nur ein sehr kleines Minimum erkennbar (vgl. Abb. 6.8 c)), welches aber rein physikalisch nicht überraschend ist. Mit Hilfe einer einfachen Überschlagsrechnung kann gezeigt werden, dass die Aerosolschicht weniger Wasserdampf enthält als ihre Umgebung. Denn wenn die Unterschiede in der relativen Feuchte RH nur auf die Unterschiede in der Temperatur und damit auf einen anderen Sättigungsdampfdruck E zurückzuführen wären, müsste der Wasserdampfdruck gleich bleiben. Mit dieser Annahme ergibt sich folgende Gleichung $RH_2 = RH_1 \cdot \frac{E_1}{E_2}$. Wird für RH_1 das Minimum (6 %) vom 17.03.

bei 2.4 km eingetragen, der Vergleichswert bei 3.3 km ($RH = 76\%$) gewählt und die entsprechenden Sättigungsdampfdrücke nach Goff und Gratch (1946) ausgerechnet, ergibt sich für RH_2 nur ein Wert von 10.5%. D.h. die Differenz von 66% der relativen Feuchte ist auf einen höheren absoluten Wassergehalt in der Umgebungsluft zurückzuführen und nicht auf eine Temperaturdifferenz. Durch den geringeren Feuchtigkeitsgehalt in der Aerosolschicht entsteht ein starker Gradient im Wasserdampfdruck zwischen der Aerosolschicht (Rauchwolke) und der Umgebungsluft. Der Wasserdampfgradient wird mit der Zeit sowohl durch turbulente Durchmischung als auch durch Diffusion/Brownsche Bewegung der Wassermoleküle ausgeglichen. Der Abbau dieses Gradienten lässt sich anhand der Abb. 6.8 a)–6.8 c) gut nachvollziehen. Die Differenz der relativen Feuchte in der Aerosolschicht zu der sie umgebenden Luft wird kleiner. Am 17.03. sind es ca. 70%, am 21.03. ca. 15% und am 23.03. nur noch wenige Prozent.

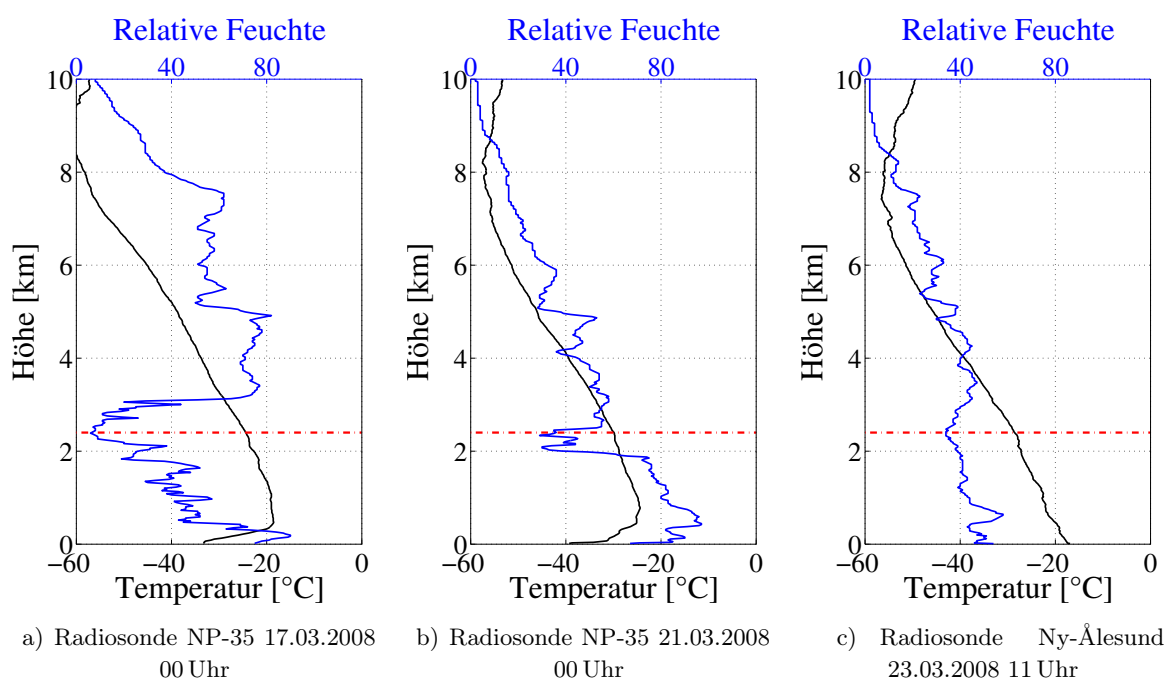


Abb.6.8: Radiosondenmessungen (Vaisala RS92) von Temperatur [$^{\circ}\text{C}$] und relativer Feuchte [%] am 17.03.2008 00 Uhr a) und 21.03.2008 00 Uhr b) auf der NP-35 und am 23.03.2008 11 Uhr c) in Ny-Ålesund. Die rote gestrichelte Linie kennzeichnet die Höhe von 2.4 km, in der am 17.03.2008 das Minimum der relativen Feuchte ist und sich vermutlich auch das Waldbrandaerosol aus Chabarovsk befand.

Die Ursache für die geringen relativen Feuchten in der Aerosolschicht am 17. und 21.03. kann ohne in situ Messungen nicht endgültig bestimmt werden. Eine mögliche Erklärung könnte jedoch die heterogene Nukleation von Rußpartikeln und Wasserdampf zu Eiskristallen sein. Denn bei der Nukleation wird der in der Atmosphäre vorhandene Wasserdampf durch die Eiskristallbildung gebunden und die relative Feuchte nimmt ab. Die Eiskristalle sedimentieren mit der Zeit aufgrund ihrer Größe und reduzieren so den Wassergehalt in der Aerosolschicht. Diehl und Mitra (1998) haben in Laborexperimenten zeigen können, dass Rußpartikel zum einen bei Temperaturen unterhalb von -20°C als Kondensationskeime für Eiskristalle wirken und zum anderen, dass die gebildeten Eiskristalle eine längere Lebensdauer haben als Eiskristalle, die nur aus Wasser bestehen. Nicht auszuschließen ist dennoch, dass neben den hydrophoben Rußpartikeln hygroskopische Stoffe den Wasserdampf aufnehmen (Kondensation) und sedi-

mentieren. Unterstützt wird die Überlegung der Eiskristallbildung oder Kondensation und der anschließenden Sedimentation durch den Angström Koeffizienten α . Betrachtet man die drei Tage (17., 21. und 23.03.) in der Abb. 6.5 b), nimmt α mit der Zeit zu, d.h. die Anzahl der kleinen Partikel nimmt im Verhältnis zur Anzahl der großen Partikel zu. Es werden also die ursprünglich großen Partikel durch Sedimentation aus der Atmosphäre entfernt und α wird mit der Zeit größer.

Da die Messungen des LIDAR die Aerosolschicht am 23.03.2008 in 2–3 km Höhe zeigen, sollten die dargestellten Ensembletrajektorien mit einer Starthöhe von 700 hPa eine gute Näherung für den zweiten Fall des Aerosoltransportes sein. Außerdem ist die mittlere Streuung der Trajektorien in Abb. 6.6 b) vergleichsweise gering (17.03. max. 400 km, 21.03. max. 250 km, 23.03. max. 100 km), so dass eine hohe Aussagekraft der Ensembletrajektorien angenommen werden kann.

Am Beispiel des Aerosoltransportes am 23.03.2008 in Ny-Ålesund wird deutlich, dass ohne zusätzliche Messungen, wie denen auf der NP-35, diesem Ereignis keine eindeutige Aerosolquelle hätte zugeordnet werden können. Damit zeigt sich die Notwendigkeit eines engmaschigen Messnetzes in der Arktis bzw. der Nutzung von Satellitenmessungen.

6.2.2 Eiskristallbeobachtung am 05.04.2008

Bisher wurden hohe AOD nur im Zusammenhang mit dem Transport von Aerosol (Arctic Haze, Waldbrandaerosol) diskutiert. Die Messungen vom 05.04.2008 zeigen jedoch, dass es in der Arktis auch noch andere Ursachen für hohe AOD geben kann.

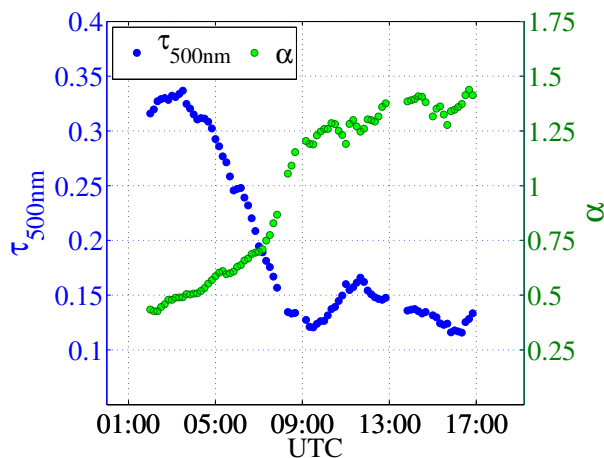


Abb.6.9: Verlauf von τ_{500nm} und α der Photometermessungen am 05.04.2008 auf der NP-35.

Die Photometermessungen auf der NP-35 am 05.04.2008 sind gekennzeichnet durch eine deutliche Abnahme von τ_{500nm} von ~ 0.33 um 3 Uhr (UTC) bis auf ~ 0.14 um 14 Uhr und durch einen gleichzeitigen Anstieg des Angström Koeffizienten α von 0.48 auf 1.38 (siehe Abb. 6.9). Die in 850 hPa gestarteten Ensembletrajektorien (vgl. Abb. 6.10) zeigen im Verlauf des Tages Veränderungen in Richtung und Höhenprofil, dabei findet ein Wechsel der Quellregion von Gruppe 1 (Beaufortsee) zu Gruppe 4 (Nordostkanada) statt. Die Trajektorien für die Starthöhen 700 und 500 hPa weisen die gleichen Quellregionen auf und sind in den Abb. B.22 und B.23 auf Seite 131 zu finden. Die am 05.04. zu Beginn gemessenen τ_{500nm} sind mit 0.33 im Maximum wesentlich höher als das Maximum der Gruppe 1 mit 0.23. Dagegen weisen die späteren Messungen am 05.04. mit 0.13–0.15 ähnliche τ_{500nm} wie die Gruppe 4 (0.11–0.14).

Der niedrige Angström Koeffizient und die hohe AOD deuten auf Aerosole mit Radien $>1 \mu m$ hin. Aerosole in diesem Größenbereich sind z. B. Staubteilchen, Pollen, Wolkentropfen, Seesalz oder Eiskristalle (Tomasi u. a., 2007). Die beiden ersten Aerosoltypen können von vornherein ausgeschlossen werden, da diese Aerosole nicht in die Arktis gelangen können, weil

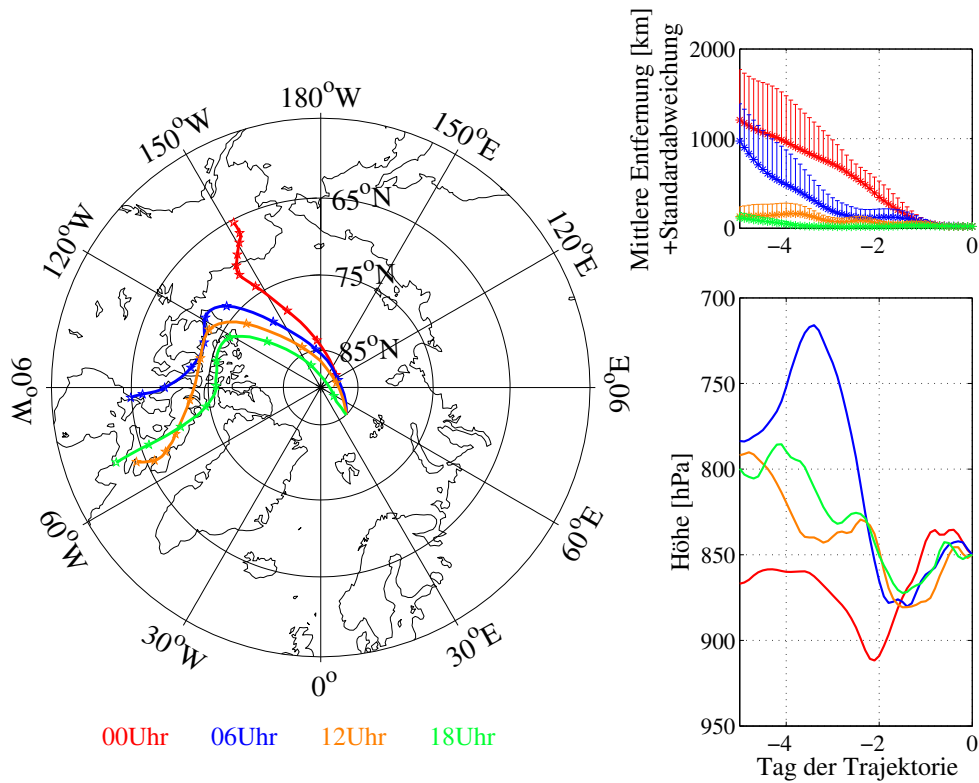


Abb.6.10: Am 05.04.2008 in 850 hPa gestartete Ensembletrajektorien für NP-35 zu den Zeiten 0, 6, 12 und 18 Uhr.

sie aufgrund ihrer Größe vorher sedimentieren oder ausgewaschen werden. Um herauszufinden, ob die Messungen am 05.04.2008 auf der NP-35 von Eiskristallen oder Wolkentropfen beeinflusst sind, wurde auf Radiosondenaufstiege zurückgegriffen, die auf der NP-35 täglich um 0 Uhr und um 12 Uhr mit Radiosonden des Typs RS92 von Vaisala durchgeführt wurden.

Die Auswertung der Radiosondendaten hinsichtlich der relativen Feuchte über Eis RH_{Eis} in Abb. 6.11 zeigt um 0 Uhr eine mächtige, gesättigte Schicht zwischen 0 und 3 km und eine sehr viel dünnere Schicht bei 9 km. Bis 12 Uhr haben sich beide Schichten weitestgehend aufgelöst bzw. zurückgebildet, das spiegelt sich auch in der Abnahme der AOD wider. Die dünne Schicht in 9 km Höhe ist wahrscheinlich eine Cirruswolke, da sich bei Temperaturen von $-60\text{ }^{\circ}\text{C}$ kein flüssiges Wasser mehr in der Luft befindet (Pruppacher und Klett, 1997). Dass auch die bodennahe Schicht möglicherweise aus Eiskristallen besteht, lässt sich aufgrund der Sättigung über Eis vermuten. Denn eine Wasserwolke bzw. Mischphasenwolke ist nach Korolev und Isaac (2006) auszuschließen, weil die relative Feuchte (über Wasser) im Maximum nur bei 93% liegt und damit keine Sättigung in der Flüssigphase erreicht ist. Außerdem ist die optische Dicke von Wasserwolken bzw. Mischphasenwolken in der Regel größer als 0.5 im sichtbaren Wellenlängenbereich (Liou, 2002, Seite 376f.). Welche der beiden Schichten den größeren Anteil an der AOD hat, kann mit den zur Verfügung stehenden Messungen nicht geklärt werden. Die Frage, woher die Eiskristalle der unteren Schicht stammen und wie sie sich über mehrere Stunden in der Atmosphäre halten konnten, wird im Folgenden versucht zu beantworten.

Eiskristalle können sich direkt durch Resublimation von Wasserdampf in der Atmosphäre bilden. Entscheidend für die Bildung von Eiskristallen sind Art und Anzahl der Kondensations-

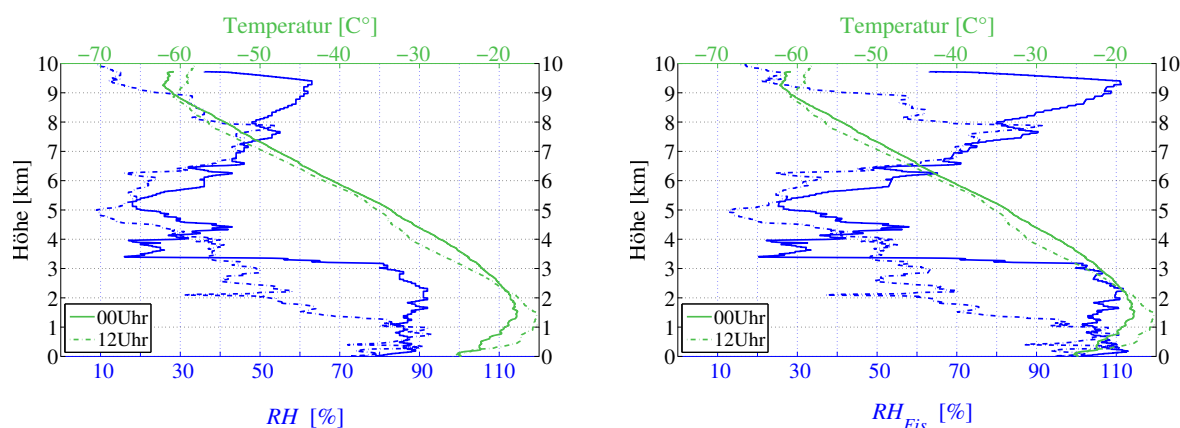


Abb.6.11: Gemessene relative Feuchte über Wasser RH , die nach Goff-Gratch (Goff und Gratch, 1946) berechnete relative Feuchte über Eis RH_{Eis} und die Temperatur aus den NP-35 Radiosonden-daten vom 05.04.2008 00 Uhr und 12 Uhr.

keime sowie der Wasserdampfdruck, denn sie bestimmen die Temperatur (Sättigungsdampfdruck), bei der sich die Eiskristalle bilden. Für homogene Nukleation sind weitaus tiefere Temperaturen und höhere RH_{Eis} nötig, als wenn der Wasserdampf auf vorhandenen Aerosolpartikeln (Kondensationskeimen) resublimiert (Lohmann u. a., 2004). In Curry u. a. (1990) wird ein Überblick über Eiskristallbeobachtungen in der unteren arktischen Troposphäre gegeben und u. a. auf ein breites Temperaturspektrum, in dem Eiskristalle auftreten können, hingewiesen. Dabei wurden in der Regel ab -20°C nur noch Eiskristalle in der Atmosphäre gefunden. In der Abb. 6.11 zeigen die Radiosonden nur im Bereich zwischen 1–2.5 km (00 Uhr) bzw. 0.5–2.5 km (12 Uhr) Temperaturen oberhalb von -20°C , so dass gerade in dem untersten Kilometer der Atmosphäre und in 9 km Höhe die Übersättigung über Eis und die niedrigen Temperaturen Eiskristalle vermuten lassen.

Bilden sich Eiskristalle in der freien Troposphäre, werden sie als Cirruswolken bezeichnet. Besonders in sehr kalten Regionen wie der Arktis und Antarktis können Eiskristalle jedoch auch in bodennahen Schichten auftreten, ohne dass gleichzeitig Wolken zu beobachten sind, sie heißen dann Eisnadeln (diamond dust). An der amerikanischen Südpol Station (South Pole Station) auf dem antarktischen Plateau wurden von Juni bis September 1992 auf Glasplatten Eiskristalle gesammelt und fotografisch ausgewertet (Walden u. a., 2003). Die Analyse der Fotografien zeigt, dass Eiskristalle am Boden eingeteilt werden können in Eisnadeln, aufgewirbelten Schnee und Schneegriesel. Die Unterscheidung zwischen den Eiskristalltypen erfolgte anhand ihrer Form und Größe. Eisnadeln können sowohl als hexagonale Stäbchen (Durchmesser bis zu $\sim 50\ \mu\text{m}$, Länge bis zu $\sim 1000\ \mu\text{m}$) als auch als hexagonale Plättchen (Durchmesser bis zu $\sim 158\ \mu\text{m}$, Dicke bis zu $\sim 100\ \mu\text{m}$) auftreten. Im Gegensatz dazu ähneln Eiskristalle von aufgewirbeltem Schnee Rotationsellipsoiden mit bis zu $130\ \mu\text{m}$ in der längeren Achse und $100\ \mu\text{m}$ in der kürzeren Achse. Die Sphäroide entstehen durch das Auseinanderbrechen und die Sublimation der aufgewirbelten Schneekristalle in der Atmosphäre. Der letzte Eiskristalltyp – der Schneegriesel – ist kristalliner Niederschlag aus Wolken. Aufgrund der sehr viel höheren Feuchte in Wolken kann Schneegriesel um ein vielfaches größer werden als Eisnadeln und aufgewirbelter Schnee. Außerdem tritt Schneegriesel häufig als Agglomerat von Plättchen oder Eisnadeln auf und erreicht so Radien von $800\ \mu\text{m}$. Schneegriesel kann als Ursache für die hohen optischen Dicken ausgeschlossen werden, da es keine Wolke gab, aus der die Eiskri-

stalle/der Schneegriesel hätten fallen können. Damit bleiben als Ursache der beobachteten AOD noch Eisnadeln und Eiskristalle von aufgewirbeltem Schnee übrig. Voraussetzung für das Aufwirbeln von Schnee sind entsprechend hohe Windgeschwindigkeiten am Boden. Die Grenzwerte hängen sehr stark von der Bodenbeschaffenheit (Rauigkeit, Kompaktheit, Feuchtigkeit) ab, so dass es keine generell gültigen Grenzwerte gibt. Allerdings werden in Walden u. a. (2003) Beobachtungen von aufgewirbeltem Schnee bei Windgeschwindigkeiten >7 m/s beschrieben. Im Falle der Beobachtungen auf der NP-35 zeigen sich am 04.04.2008 Windgeschwindigkeiten am Boden von etwa 9 m/s, die sich im Laufe des 05.04.2008 auf weniger als 6 m/s abgeschwächt haben (siehe Abb. 6.12). Die im Vergleich zu den anderen Tagen sehr hohen Windgeschwindigkeiten vom 04.04.2008 könnten demnach zu so starken Schneeaufwirbelungen geführt haben, dass Eiskristalle vom Boden in die Höhe getragen wurden. Allerdings ist das Erreichen einer Höhe von 3 km sehr unwahrscheinlich, denn Messungen von Savelyev u. a. (2006) zeigen bei Windgeschwindigkeiten um 10 m/s (in 10 m Höhe) eine Abnahme der Partikelanzahl von 0.5 m Höhe bis 2 m auf ein Viertel. Es ist aber anzunehmen, dass der aufgewirbelte Schnee in der sehr trockenen arktischen Atmosphäre verdunstet ist und so zu einem Anstieg des Feuchtigkeitsgehalts der Luft beigetragen hat. Daher wäre es durchaus möglich, dass sich nach dem Sturm in der wasserdampfgesättigten Luft Eisnadeln (diamond dust) gebildet haben, die dann im Laufe des 05.04.2008 sowohl sedimentiert als auch verdunstet sind. Die am 04.04.2008 von Jürgen Graeser gemachten Fotos vom aktuellen Wettergeschehen (vgl. Abb. B.24 auf Seite 132) zeigen deutlich den Schneetransport einige Zentimeter über der Erdoberfläche (Saltation).

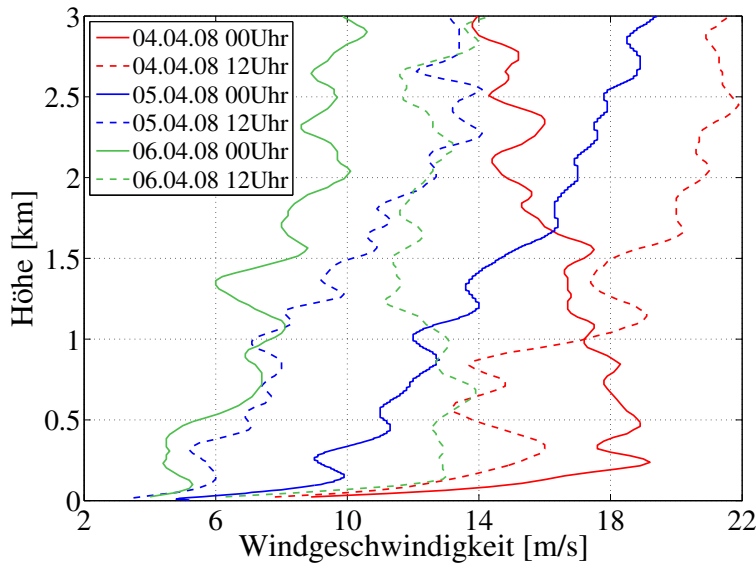


Abb.6.12: Auf der NP-35 mit Radiosonden gemessenen Windgeschwindigkeiten vom 04.04. bis 06.04.2008.

Abschließend kann festgehalten werden, dass die hohen AOD vom 05.04.2008 auf der NP-35 zumindest teilweise von der Bildung und anschließenden Sedimentation und Verdunstung von Eisnadeln verursacht wurden. Dabei unterscheiden sich die Messwerte deutlich von den in der übrigen Zeit beobachteten Angström Koeffizienten α und dem zeitlichen Verlauf von α und der AOD. Vergleichbare Ereignisse konnten für Ny-Ålesund nicht gefunden werden. Vermutlich weil die Temperaturen in Ny-Ålesund im Messzeitraum März–September für die Bildung von Eisnadeln zu hoch sind (Monatsmittel: März/April ~ -12 °C; Mai–September $> \sim -5$ °C aus Kupfer u. a. (2006), S.48).

6.3 Sodankylä

Für Sodankylä werden sechs Trajektoriengruppen (siehe Abb. 6.13) basierend auf den Ausführungen in Kapitel 5.3 wie folgt unterschieden:

Tab.6.3: Bezeichnung der Trajektoriengruppen für Sodankylä 2004–2007.

Gruppe 1 – Atlantik/Nordeuropa	Gruppe 4 – Atlantik/Kanada
Gruppe 2 – Atlantik	Gruppe 5 – Europäisches Nordmeer/Grönland
Gruppe 3 – Arktis/Sibirien	Gruppe 6 – Nordeuropa/Europa

Die Abb. 6.13 zeigt die eindeutigen Ensembletrajektorien, die den AOD Stundenmitteln zugeordnet sind, so dass der Zusammenhang zwischen Trajektoriengruppe und AOD untersucht werden kann. Die Darstellung der nach den Jahreszeiten aufgeschlüsselten eindeutig zugeordneten Ensembletrajektorien befindet sich auf Seite 133 in der Abb. B.25.

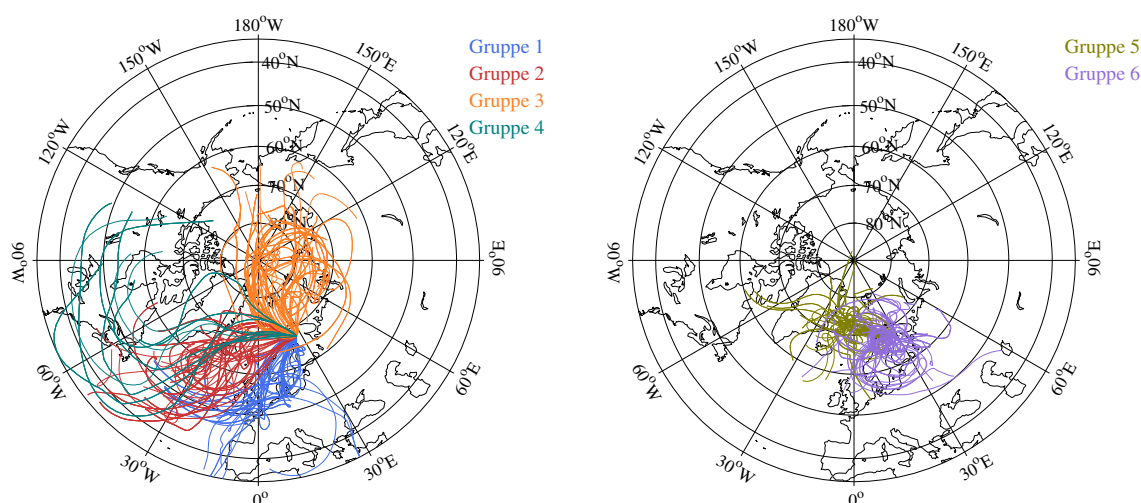


Abb.6.13: Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien aller 3 Starthöhen (850, 700 und 500 hPa) mit farblicher Markierung der Clusterzugehörigkeit für Sodankylä 2004–2007.

Für Sodankylä sind in Abb. 6.14 a) für die verschiedenen Trajektoriengruppen die mittleren τ_{500nm} und α und deren Standardabweichung eingezeichnet. Im Frühjahr (März–Mai) werden mit 0.07 die höchsten τ_{500nm} bei Trajektorien aus Nordeuropa/Europa (Gruppe 6) und mit 0.05 aus der Arktis/Sibirien (Gruppe 3) beobachtet. Außerdem sind auch im Sommer (Juni–August) die $\tau_{500nm} = 0.7$ der Trajektoriengruppe 6 größer als der Rest. Nur die Trajektoriengruppe Atlantik/Nordeuropa (Gruppe 1) hat im Sommer ebenso hohe Werte, weil hier auch ein wenig europäische Verschmutzung zu einer höheren Aerosolbelastung beiträgt. Die geringsten Werte im Sommer (Juni–August) und Herbst/Winter (September–Februar) werden von Gruppe 2 und 3 (Atlantik und Arktis) erreicht, weil es in diesen Regionen kaum Quellen von Akkumulationspartikeln gibt. Der Angström Koeffizient α ist außer bei der Trajektoriengruppe Atlantik/Kanada (Gruppe 4) im Frühjahr und Sommer größer als 1.4, d.h. in diesen Luftmassen überwiegen die kleinen Partikel. Bei Gruppe 4 kann aufgrund der Länge der Trajektorien vermutet werden, dass diese Luftmassen von starken Winden bzw. Tiefdruckgebieten begleitet sind und dadurch mehr große Partikel in der Luft gehalten werden. Eine starke

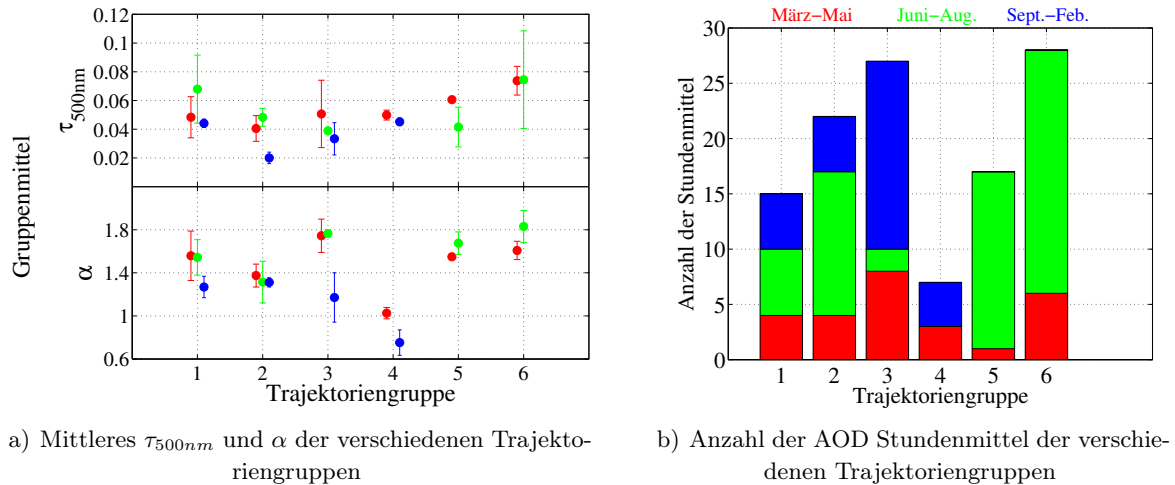


Abb.6.14: a) Mittleres τ_{500nm} und α und b) Anzahl der AOD Stundenmittel der verschiedenen eindeutig zugeordneten Trajektoriengruppen von Sodankylä 2004–2007. Zusätzlich wurde zwischen den Jahreszeiten unterschieden: Frühjahr – rot, Sommer – grün, Herbst/Winter – blau.

jahreszeitliche Veränderung in α zeigen Trajektorien aus der Arktis/Sibirien (Gruppe 3). Möglicherweise besteht hier ein Zusammenhang mit der Meereisbedeckung, die im September ihr Minimum erreicht, so dass im Herbst mehr Feuchtigkeit transportiert wird und die Partikel dadurch größer sind.

Im Gegensatz zu Ny-Ålesund zeigen die Standardabweichungen der τ_{500nm} Gruppenmittel in Abb. 6.14 a) keine generellen Unterschiede zwischen den drei Jahreszeiten. Auch ist die Anzahl der Zuordnungen von Trajektorien und AOD sehr gering (vgl. Abb. 6.14 b)), so dass eine weitere Unterscheidung der Monate nicht aussagekräftig ist. Die Anzahl der Zuordnungen innerhalb der Trajektoriengruppen ist in Sodankylä ähnlich stark abhängig von der Jahreszeit wie in Ny-Ålesund. So zeigt die Abb. 6.14 b), dass in der Trajektoriengruppe 1 (Atlantik/Nordeuropa) die Häufigkeit der Zuordnung über die Jahreszeiten nahezu gleich ist. Dagegen sind in den Trajektoriengruppen 5 (Europäisches Nordmeer/Grönland) und 6 (Nordeuropa/Europa) die Zuordnungen im Sommer wesentlich häufiger als im Frühjahr und im Herbst/Winter. Zu bemerken ist auch, dass es für den Herbst/Winter in diesen Gruppen gar keine Zuordnung gibt. Diese saisonale Abhängigkeit der Häufigkeit kann auf das schwächer ausgebildete Islandtief im Sommer und die damit verbundenen geringeren Windgeschwindigkeiten zurückgeführt werden. Das bedeutet auch, dass im Sommer lokale Aerosolquellen einen stärkeren Einfluss auf die AOD in Sodankylä haben.

Wie schon für die anderen beiden Stationen (Ny-Ålesund, NP-35) wurde auch für Sodankylä untersucht, ob sich das Ergebnis der Zuordnung von Trajektoriengruppe und AOD ändert, wenn die Starthöhen 850, 700 und 500 hPa getrennt voneinander betrachtet werden. Die Abb. B.26–B.37 hierzu befinden sich im Anhang auf Seite 134f.. Anders als bei den anderen beiden Stationen verändert sich die Stärke der Luftmassenprägung nicht mit der Höhe, d.h. auch für 500 hPa ergeben sich deutliche Unterschiede zwischen den AOD-Gruppenmitteln. Mögliche Ursache hierfür könnte sein, dass die Landmasse, insbesondere das skandinavische Gebirge, eine Hebung oder Senkung der Luftmassen herbeiführt und dadurch eine stärkere Durchmischung des Aerosols in der Atmosphäre verursacht. Da mit den Photometermessungen nicht festgestellt werden kann, in welcher Höhe das Aerosol transportiert wird, ist für die

Interpretation der Sodankylä Daten ausschließlich die eindeutige Trajektorienzuordnung zu empfehlen.

6.4 Phasenfunktion, Brechungsindex und Asymmetrie-Parameter

Die im Nachfolgenden vorgestellten Phasenfunktionen, Brechungsindizes, Asymmetrie-Parameter und Anzahlgrößenverteilungen wurden aus Almukantar-Messungen von der NP-35 und Ny-Ålesund mit Hilfe des Auswertungsalgorithmus CIRATRA bestimmt (siehe Kapitel 3.2.2). Da die Mie-Theorie die besseren Ergebnisse lieferte, kann geschlussfolgert werden, dass das beobachtete Aerosol von nahezu sphärischen Partikeln dominiert wurde. In der Tab. 6.4 sind die verschiedenen Zeiträume, an denen auf beiden Stationen gemessen wurde, aufgelistet. Die Unterschiede in den gelisteten Wellenlängen begründen sich durch die nicht exakt gleichen Filter in den einzelnen Geräten (vgl. Tab. B.2 und B.3 auf Seite 116). Während der verschiedenen Messzeiträume wurde nur eines der Extremereignisse (Haze 2000) dokumentiert. In der Abb. 6.15 sind die ermittelten Phasenfunktionen zu Tagesmitteln zusammengefasst.

Tab.6.4: Auflistung der ausgewerteten Almukantar-Messungen in Ny-Ålesund und auf der NP-35.

Station	Zeitraum	Wellenlänge	Anzahl der Messungen	Messgerät
Ny-Ålesund	23.03.–13.04.2000	867 nm	19 an 6 Tagen	SP1A
	14.05.–04.06.2004	861.9 nm	49 an 6 Tagen	SP2H
	03.04.–11.04.2007	860.1 nm	20 an 4 Tagen	SP2H
NP-35	28.03.–07.04.2008	860.9 nm	19 an 8 Tagen	SP1A

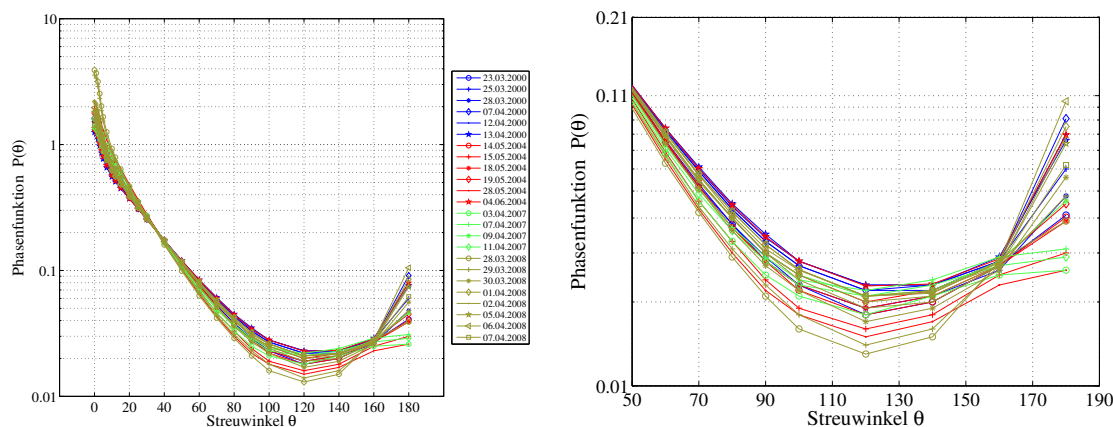


Abb.6.15: Phasenfunktionen aller Messungen (Ny-Ålesund, NP-35) für einen Streuwinkelbereich von 0° bis 180° .

Die zweigeteilte Darstellung wird benutzt, um die Unterschiede zwischen den verschiedenen Phasenfunktionen in der Vorwärts- und Seitwärtsstreuung besser zu erkennen. Die Unterscheidung der Monate März, April und Mai kann anhand der Jahre erfolgen, da al-

le Messzeiträume nicht mehr als einen Monat abdecken. So sind die Jahre 2000 und 2008 stellvertretend für März/April, 2004 für Mai und 2007 für April zu betrachten. Lediglich die Messungen am 28.03. und 29.03.2008 auf der NP-35 treten durch eine besonders starke Vorwärts- und eine geringere Seitwärtsstreuung hervor. Alle anderen Messungen, auch das Extremereignis Haze 2000 (23.03.2000, blauer Kreis), weisen sehr ähnliche Phasenfunktionen auf. Die Rückwärtstrajektorien in Abb. 6.16 zu den abgeleiteten Phasenfunktionen zeigen, dass die Luftmassen vorwiegend aus den Ny-Ålesund Clustern 1,2,3,4 und 6 bzw. NP-35 Clustern 1–4 stammen, also aus den arktischen Regionen (Grönland, Beaufortsee, Zentralarktis) und Sibirien/Westrussland. Da die im Frühjahr gemessenen Phasenfunktionen trotz verschiedener Quellgebiete kaum Unterschiede aufweisen, kann vermutet werden, dass im Frühjahr (März–Mai) an den Stationen Ny-Ålesund und NP-35 sehr ähnliches Aerosol zu beobachten ist. Detailliertere Analysen der Almkantar-Messungen, wie z. B. eine Trajektorienclusterung ist aufgrund der geringen Anzahl der Messungen (Stundenmittel Ny-Ålesund: 25 und NP-35: 14) zum jetzigen Zeitpunkt nicht möglich.

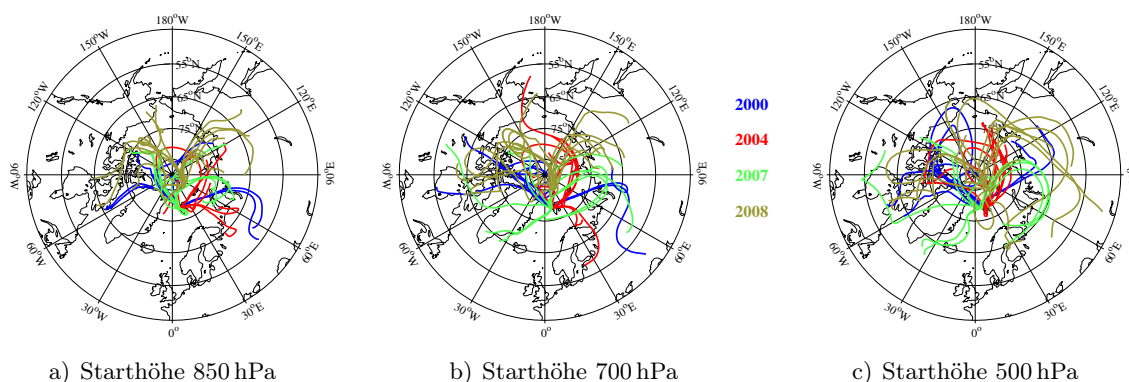


Abb. 6.16: Rückwärtstrajektorien (5 Tage) für die in Ny-Ålesund im März/April 2000, Mai 2004 und April 2007 und auf der NP-35 im März/April 2008 durchgeführten Almkantar-Messungen. Die Farbkodierung der verschiedenen Jahre entspricht der in Abb. 6.15 eingeführten Farben – blau: 2000, rot: 2004, grün: 2007, ocker: 2008.

Tang (1996) konnte für Sulfat- und Nitratpartikel unterschiedlicher Zusammensetzung zeigen, dass die Partikelgröße einen entscheidenden Einfluss auf die Streuung hat als die chemische Zusammensetzung. D.h. die festgestellte Ähnlichkeit der Phasenfunktionen von NP-35 und Ny-Ålesund bezieht sich auf die Anzahlgrößenverteilung. Dies wird durch die in Abb. 6.17 dargestellten Anzahlgrößenverteilungen belegt. Auch hier sind es lediglich die Messungen vom 28.03. und 29.03.2008, die sich durch eine höhere Anzahl großer Partikel von den anderen abheben. Generell haben die Messungen von der NP-35 im März/April 2008 eine höhere Partikelanzahl bei $D_r > 0.4 \mu\text{m}$. Das könnte als Hinweis interpretiert werden, dass das Aerosol auf der NP-35 (in der Zentralarktis) größer und dadurch eventuell auch jünger ist als das Aerosol in Ny-Ålesund (am Rande der Arktis). Da aber keine zeitgleichen Almkantar-Messungen in Ny-Ålesund und auf der NP-35 stattgefunden haben, ist dies keine verlässliche Aussage und könnte auch Zufall sein.

Die Phasenfunktionen und Anzahlgrößenverteilungen vom 28./29.03.2008 auf der NP-35 unterscheiden sich sehr deutlich von den übrigen Messungen. Die Anzahlgrößenverteilungen zeigen eine höhere Anzahl von großen Partikeln und auch die AOD Messungen von diesen Tagen ergaben kleinere Angström Koeffizienten von ~ 0.8 , welche auf eher große Teilchen hin-

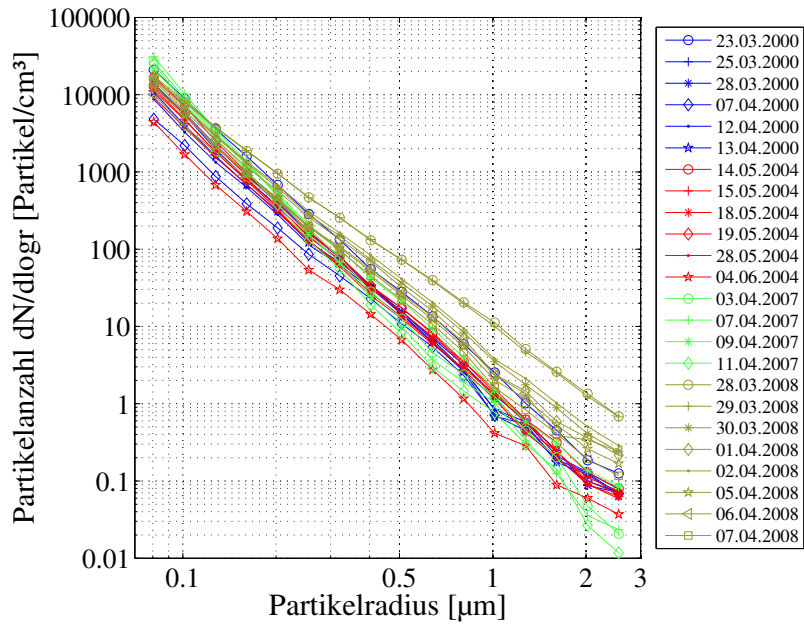


Abb.6.17: Anzahlgrößenverteilungen abgeleitet aus den Almukantar-Messungen von Ny-Ålesund und der NP-35. Die Farbkodierung der verschiedenen Messungen entspricht der in Abb. 6.15 eingeführten Farben.

deuten. In den Radiosondenmessungen in Abb. 6.18 zeichnen sich mehrere Schichten mit hoher relativer Feuchte ab, in der sich sowohl Eiskristalle als auch unterkühlte Wassertröpfchen befinden könnten. Die stärkere Vorwärtsstreuung wird durch größere Partikel (Eiskristalle) hervorgerufen und die geringere Seitwärtsstreuung durch runde Partikel. Möglicherweise handelte es sich also am 28./29.03.2008 um unterkühlte Wassertröpfchen oder stark abgerundete Eiskristalle.

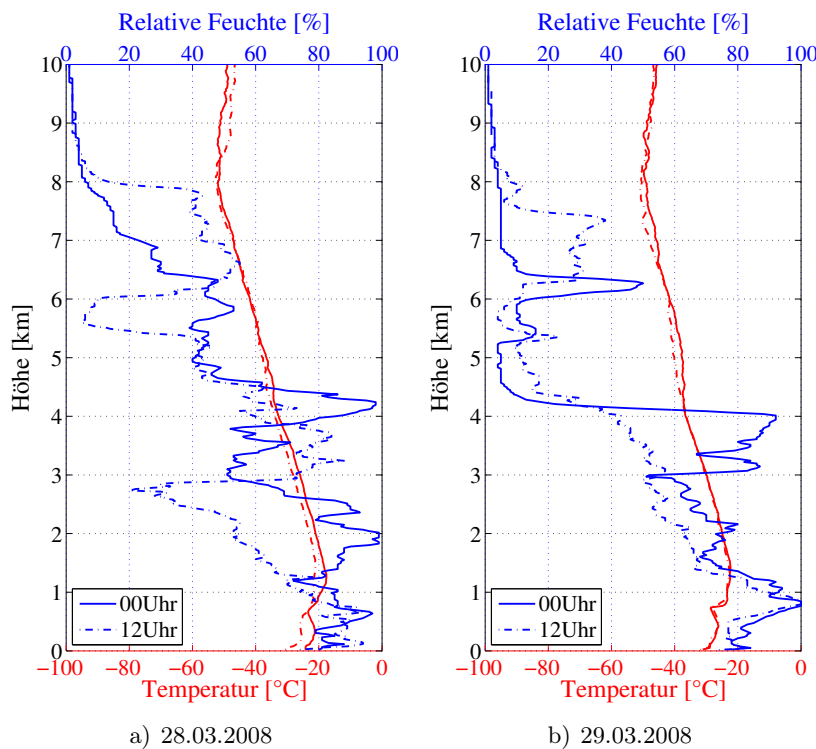


Abb.6.18: Vertikalprofile von Temperatur und relativer Feuchte aus den Radiosondenmessungen a) vom 28.03.2008 und b) vom 29.03.2008 auf der NP-35.

In der Abb. 6.19 sind a) die Tagesmittel des Realteils des Brechungsindex und b) die Tagesmittel des Asymmetrie-Parameters über die Zeit aufgetragen. Die Messungen erfolgten

vorwiegend von März bis Mai, so dass keine Aussagen über eine eventuelle jahreszeitliche Abhängigkeit gemacht werden können. Aber es sind deutliche Unterschiede zwischen den verschiedenen Messjahren zu erkennen. So sind die $R_i(real)$ von 2007 deutlich kleiner als die übrigen Messungen. $R_i(real)$ Werte um 1.4 sind Aerosole mit einem sehr hohen Wasseranteil (Dubovik u. a., 2002). Auswertungen der LIDAR Messungen belegen, dass es im Frühjahr 2007 zum einen nur wenig Aerosolereignisse gab und zum anderen die beobachteten Ereignisse vor dem Messbeginn des Photometers ($\sim 15.03.2007$) auftraten (Hoffmann u. a., 2009). Die abgeleiteten Asymmetrie-Parameter für die Monate März bis Mai liegen in dem von d’Almeida u. a. (1991) für winterliches Aerosol in der Arktis angegebenen Bereich von 0.723–0.811. Die $R_i(real) = 1.7$ und 1.31 sind nicht zu interpretieren. Sie entsprechen der Ober-/Untergrenze des durch CIRATRA bestimmbaren realen Brechungsindex und geben daher vielmehr an, in welchen Fällen keine Zuordnung des $R_i(real)$ möglich war.

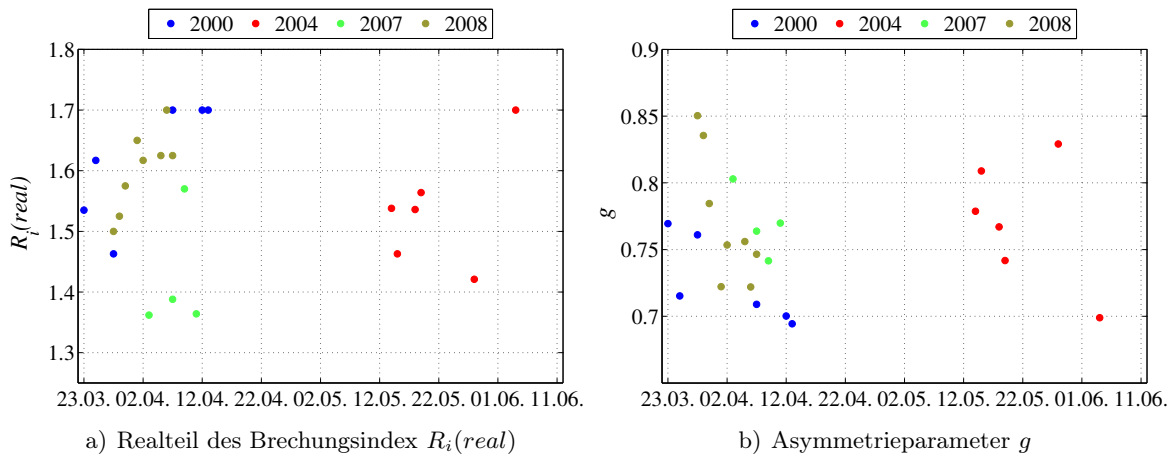


Abb.6.19: Tagesmittel a) des realen Brechungsindex $R_i(real)$ und b) des Asymmetrie-Parameters g für die verschiedenen Messperioden.

Ein Zusammenhang zwischen einem kleinem Realteil des Brechungsindex und einem feuchteren Aerosol zeigt sich in der Abb. 6.20. Der Asymmetrie-Parameter und der Realteil des Brechungsindex zeigen eine negative Korrelation ($R = -0.732 \pm 0.19$), d.h. je kleiner der $R_i(real)$, desto größer ist g . Dieser Zusammenhang kann darauf zurückgeführt werden, dass

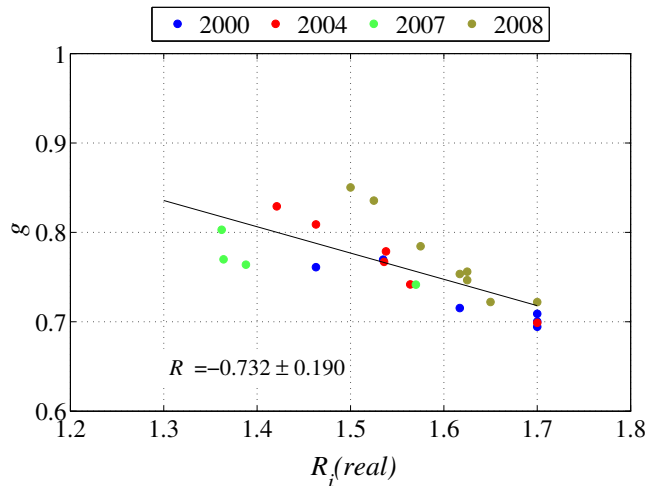


Abb.6.20: Abhängigkeit des Asymmetrie-Parameters von $R_i(real)$. Die schwarze Kurve kennzeichnet die Regressionsgerade mit $R = -0.732 \pm 0.19$.

feuchte Aerosolpartikel häufig größer und runder sind als trockene Partikel und dadurch auch stärker vorwärtsstreuen. Ähnliches wird in Twomey (1977) beschrieben.

6.5 Zusammenfassung Kapitel 6

Anhand der drei Stationen konnte gezeigt werden, dass eine ursächliche Verknüpfung der Trajektorien mit der AOD und dem Angström Koeffizienten α nicht offensichtlich sein muss. Insbesondere der Einfluss anthropogener Quellen wird für Ny-Ålesund und NP-35 durch andere Prozesse stark überlagert und ist deshalb nur in Ausnahmefällen direkt zu beobachten (Waldbrände bei Chabarovsk). Dagegen ist in den Messungen von Sodankylä ein deutlicherer Beitrag anthropogener Verschmutzung festzustellen, weil Sodankylä näher an den Quellgebieten liegt und das Aerosol weniger Transformationsprozesse durchlaufen hat. Dies ist allerdings nur bei alleiniger Betrachtung der Sodankylä Messungen zu sehen (also relativ), denn absolut betrachtet waren die τ_{500nm} auf der NP-35 höher als in Ny-Ålesund und in Ny-Ålesund wurden höhere τ_{500nm} beobachtet als in Sodankylä. Die möglichen Ursachen hierfür (sekundäres Aerosol in der Arktis, Transformationsprozesse) werden im nächsten Kapitel mit Hilfe der Langzeitmessungen ausführlicher diskutiert.

Die als Arctic Haze bezeichnete hohe AOD im Frühjahr lässt sich allein mit 5-Tages Rückwärtstrajektorien nicht erklären. Aufgrund der Unsicherheiten bei der Berechnung der Trajektorien kann kein längerer Zeitraum gewählt werden. Außerdem ist es möglich, dass der Arctic Haze nicht nur von den Trajektorien und den damit verbundenen Aerosoltransport abhängt sondern auch von chemischen und physikalischen Umwandlungsprozessen in der Atmosphäre bei bestimmten Umgebungsbedingungen (Druck, Temperatur, Feuchte, usw.).

Rückblickend auf die Bestimmung der optimalen Anzahl der Trajektoriengruppen in Kapitel 5.3 konnte durch testweise Veränderungen der Clusteranzahl innerhalb der erläuterten Grenzen festgestellt werden, dass die Unabhängigkeit der AOD von Aerosolquellgebieten erhalten bleibt.

Die aus den Almkantar-Messungen abgeleiteten Phasenfunktionen sind sich bis auf 2 Ausnahmen (28. und 29.03.2008) sehr ähnlich, obwohl die Rückwärtstrajektorien sowohl Transport aus der Arktis als auch aus Westrussland/Sibirien zeigen. Die beiden Ausnahmen können auf den Einfluss von Cirruswolken zurückgeführt werden und nicht auf einen Aerosoltransport. Generell ist also das im Frühjahr in der europäischen Arktis beobachtete Aerosol sehr ähnlich. Da keine Messungen für die Sommermonate vorliegen, kann keine Aussage über eine mögliche jahreszeitliche Variabilität getroffen werden. Zwischen dem Asymmetrie-Parameter und dem Realteil des Brechungsindex konnte eine lineare Korrelation festgestellt werden, die besagt, dass wässrige Partikel stärker vorwärtsstreuen.

Kapitel 7

AOD und atmosphärische Zirkulation

Im vorigen Kapitel wurde die Variabilität der AOD für den Zeitraum von Stunden bis zu 5 Tagen untersucht. Ob auch großskaligere Prozesse in der Atmosphäre einen Einfluss auf die AOD Messungen haben, wird in diesem Kapitel analysiert. Hierzu werden die Jahresgänge der AOD der beiden Stationen Ny-Ålesund und Sodankylä diskutiert. Außerdem wird die AOD mit Mustern der allgemeinen Zirkulation (z. B. NAO) verknüpft und die Bedeutung der Verknüpfung diskutiert.

7.1 Jahresgang der AOD in Ny-Ålesund

Die Monatsmittel der über den gesamten Zeitraum (1995–2008) gemittelten Einzelmessungen ergeben einen charakteristischen Jahresgang der τ_{500nm} mit fast doppelt so hohen Werten im Frühjahr (März–Mai) im Vergleich zu den restlichen Monaten (siehe Abb. 7.1 a)). Die sehr hohen Standardabweichungen von τ_{500nm} sind zum Teil auf die extremen Einzelereignisse Haze 2000, Smoke 2004, Smoke 2006, Smoke 2008 und Kasatochi 2008 zurückzuführen. Damit sind die zugehörigen AOD Messungen nicht typisch für den Jahresgang und werden deshalb von weiteren Betrachtungen im Zusammenhang mit der allgemeinen Zirkulation ausgeschlossen.

Ohne die erwähnten Extremereignisse ist ein deutlicher Unterschied besonders in den Sommer- und Herbstmonaten zwischen der Abb. 7.1 b) und der Abb. 7.1 a) zu erkennen. Der Grund hierfür ist, dass die Einzelmessungen der Ereignisse im Sommer/Herbst einen großen Anteil an der Gesamtanzahl der Messungen in diesen Monaten haben und damit auch einen stärkeren Einfluss auf den Mittelwert und die Standardabweichung. Smoke 2004 enthält 17.5 % der Einzelmessungen im Juli, Smoke 2006 2.8 % im Mai, Haze 2000 und Smoke 2008 7 % im März und Kasatochi 2008 28 % im August und September.

In Abb. 7.1 b) nimmt der Mittelwert von τ_{500nm} ab April kontinuierlich ab und ebenso die Standardabweichung. Auffällig ist, dass die Standardabweichung im Frühjahr (März–Mai) wesentlich größer ist als im Sommer/Herbst (Juni–September). Im Sommer/Herbst ist demnach die Variabilität des Aerosols sowohl von Jahr zu Jahr als auch innerhalb eines Jahres gering und das Aerosol damit eher von homogenem Charakter. Im Gegensatz dazu ist im Frühjahr eine wesentlich höhere Variabilität zu beobachten. Dies verbunden mit einer längeren Lebensdauer der Aerosolpartikel von bis zu 2 Wochen (Stohl, 2006) lässt vermuten, dass im Frühjahr mehr Transformationsprozesse die Aerosoleigenschaften verändern und dadurch auch deren

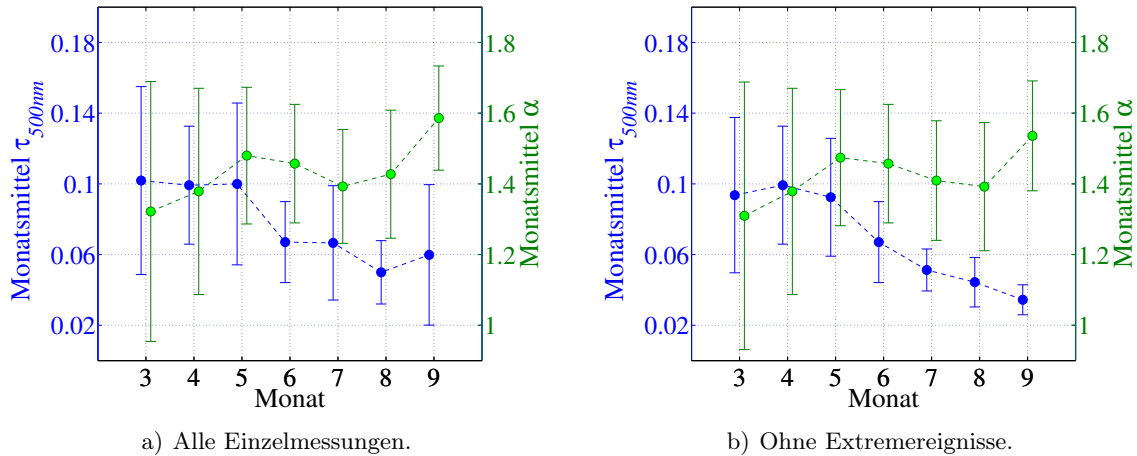


Abb.7.1: Monatsmittel der τ_{500nm} (blaue Punkte) und des Angström Koeffizienten α (grüne Punkte) aller Messungen a) und ohne die Extremereignisse b) (Haze 2000, Smoke 2004, Smoke 2006, Smoke 2008, Kasatochi 2008) mit der Standardabweichung für Ny-Ålesund 1995–2008.

Variabilität erhöhen.

Die Mittelwerte des Angström Koeffizienten α bestätigen die gezogenen Schlussfolgerungen dahingehend, dass im Sommer/Herbst α im Mittel größer ist als im Frühjahr, also die Anzahl der kleinen Partikel (Nukleationspartikel und kleine Akkumulationspartikel) überwiegt. Dies wiederum bedeutet, dass die Aerosolpartikel im Sommer/Herbst im Mittel jünger sind als die Aerosolpartikel im Frühjahr. Allerdings ist im Frühjahr die Variabilität sehr viel größer, d.h. die Größe und damit auch das Alter der Partikel kann sehr unterschiedlich sein. Im vorigen Kapitel konnte gezeigt werden, dass diese Variabilität sich nicht auf die durch den Transport verschiedener Luftmassen erzeugten Unterschiede beschränkt, sondern auch innerhalb der einzelnen Trajektoriengruppen ein große Schwankungsbreite zu beobachten ist (Trajektoriengruppe 1: $1.2 < \alpha < 1.8$). Zusammengefasst ergibt sich aus der Abb. 7.1 b) die Schlussfolgerung, dass im Frühjahr sowohl kleine junge Partikel als auch gealterte Aerosolpartikel wahrscheinlich durch Ferntransport nach Ny-Ålesund gelangen. Im Sommer/Herbst dagegen sind die Aerosolpartikel eher kleiner und jünger und demzufolge auch eher lokalen Ursprungs.

Ab welcher AOD von Arctic Haze gesprochen werden kann, ist nicht eindeutig abzuleiten, weil die AOD im Sommer und Herbst kontinuierlich abnimmt und nicht ersichtlich ist, wann ein Hintergrundwert erreicht wird. In Herber u. a. (2002) wird die Summe der mittleren AOD vom Sommer und deren zweifache Standardabweichung für die Definition von Arctic Haze Ereignissen benutzt. Der Mittelwert von τ_{500nm} für den Sommer (Juni/Juli) ist 0.06 ± 0.02 , so dass für Ny-Ålesund Messungen von Arctic Haze gesprochen werden kann, wenn $\tau_{500nm} > 0.1$ ist.

In Abb. 7.2 sind die τ_{500nm} Monatsmittel über der Zeit aufgetragen. Es wird offensichtlich, dass keine tendenzielle Ab- oder Zunahme der τ_{500nm} Monatsmittel im Zeitraum 1995–2008 stattfand. Vielmehr ist eine deutliche Schwankung zwischen den einzelnen Jahren zu sehen. Ob diese Variabilität auf die Variabilität großskaliger Zirkulationsmuster zurückzuführen ist und den damit einhergehenden Unterschieden im Aerosoltransport, wird im Kapitel 7.5 näher untersucht. Weiterhin kann aus der Abb. 7.2 abgeleitet werden, dass im März in ca. 54% der

Jahre Arctic Haze Ereignisse auftreten, im April in ca. 83 % und im Mai in ca. 71 %.

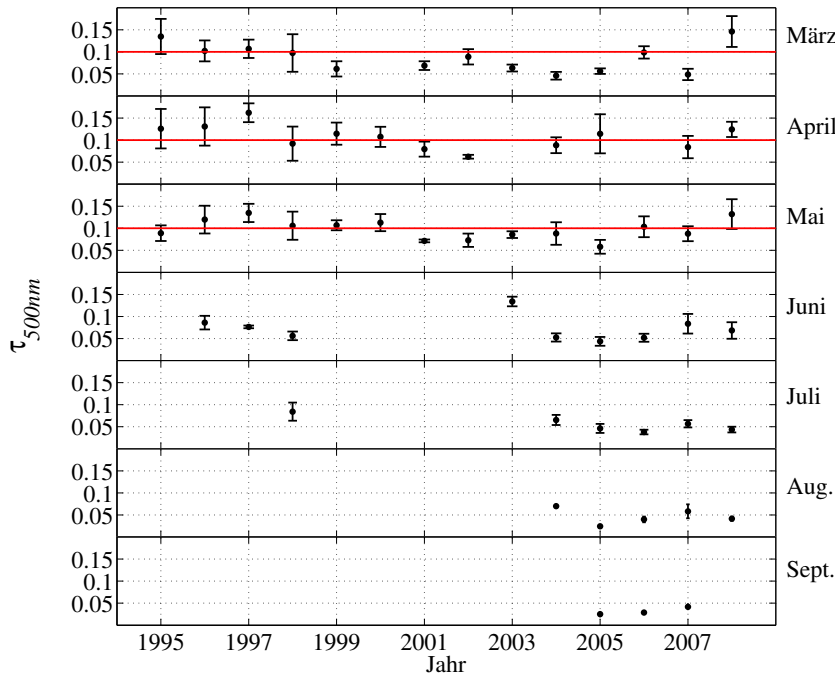


Abb.7.2: Zeitliche Variation der τ_{500nm} Monatsmittel von Ny-Ålesund. Die rote Linie kennzeichnet den Grenzwert der AOD für Arctic Haze Ereignisse (Arctic Haze: $\tau_{500nm} > 0.1$).

Während des Winterhalbjahres wird in Ny-Ålesund mit einem Sternphotometer (SPSTAR, Hersteller: Dr.Schulz & Partner GmbH) die AOD gemessen (Herber u. a., 2002). In der Abb. 7.3 sind die Tagesmittel der Messungen des Sonnen- und des Sternphotometers inklusive der Einzelereignisse eingezeichnet.

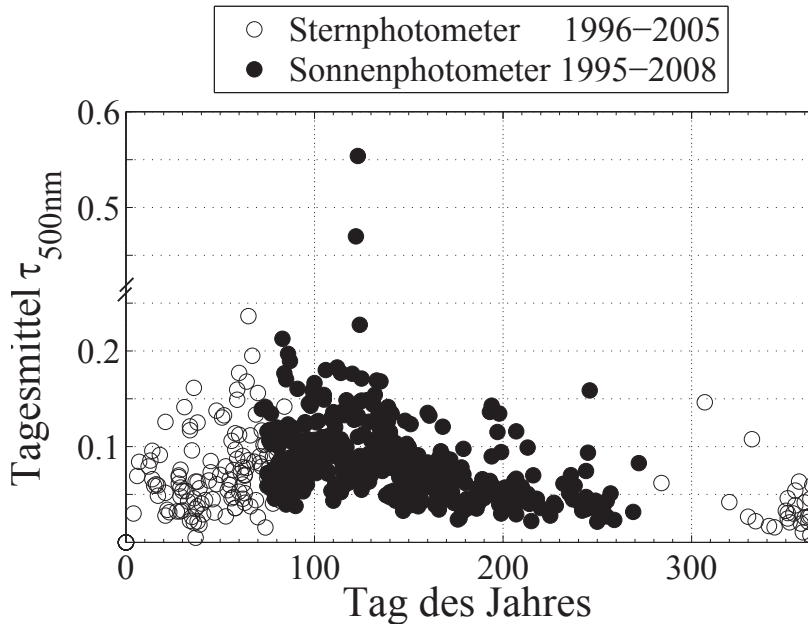


Abb.7.3: Tagesmittel der τ_{500nm} von den Einzelmessungen des Sonnen- und des Sternphotometers in Ny-Ålesund inklusive der Einzelereignisse. Die Daten der Sternphotometermessungen wurden von A. Gröschke ausgewertet und zur Verfügung gestellt.

Aus dieser gemeinsamen Darstellung der gemessenen τ_{500nm} wird ersichtlich, dass τ_{500nm} im Herbst/Winter ein Minimum hat und dann langsam ansteigend im Frühjahr das Maximum erreicht. Die Abnahme der τ_{500nm} zum Sommer hin ist weniger kontinuierlich als die Zunahme im Winter. Ungefähr am 150. Tag ist ein kleiner Abfall in den τ_{500nm} zu erkennen. Wie schon im Abschnitt 2.4 erläutert, ist zu diesem Zeitpunkt sowohl eine schlagartig einsetzen-

de Schneeschmelze in der zentralen Arktis als auch eine Verschiebung der AGV von weniger Akkumulationspartikeln zu mehr Aitkenpartikeln zu beobachten (Engvall u. a., 2008b; Ström u. a., 2003). Ob diese Umstellung auf einen Prozess der atmosphärischen Zirkulation zurückgeführt werden kann, wird im Abschnitt 7.6 mit Hilfe der EOF Analyse näher untersucht.

7.2 Jahresgang der AOD in Sodankylä

Die in der Abb. 7.4 dargestellten Mittelwerte von τ_{500nm} und dem Angström Koeffizienten α wurden aus allen Einzelmessungen von 2004 bis 2007 der Sodankylä Messungen gebildet. Es zeigt sich insbesondere bei α ein ausgeprägter Jahresgang. Die Sommerwerte zwischen 1.4 und 2.0 geben an, dass das Aerosol von kleineren Partikeln (Aitkenpartikel und kleine Akkumulationspartikel) dominiert wird. Im Herbst/Winter nimmt der Anteil dieser Partikel stark ab und α erreicht nur noch Werte um 1. Insgesamt sind die Partikel im Sommer also deutlich kleiner (jünger) als im Winter, vermutlich weil im Sommer ein Großteil der Akkumulationspartikel ausgewaschen wird. Dadurch reduziert sich auch die AOD, was sich durch etwa doppelt so hohe τ_{500nm} (>0.05) von Februar bis August im Vergleich zu den Monaten September, Oktober und November andeutet. Dabei ist besonders der März mit einer sehr hohen Standardabweichung von τ_{500nm} auffällig. Die dazugehörigen Messungen wurden im Jahr 2006 gemacht. Die Trajektorien für diesen Monat haben ergeben, dass es sich um Transport anthropogenen Aerosols aus Osteuropa/Russland handelte. Eine konkrete Aerosolquelle konnte jedoch nicht zugeordnet werden.

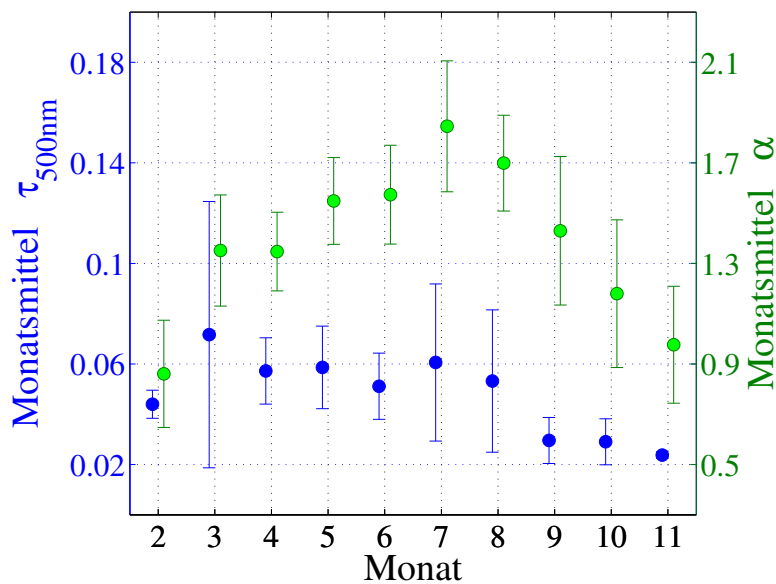


Abb.7.4: Monatsmittel von τ_{500nm} und α mit Standardabweichung für Sodankylä 2004–2007.

7.3 Vergleich der Langzeitvariabilität zwischen Ny-Ålesund und Sodankylä

In Sodankylä sind die im Frühjahr gemessenen τ_{500nm} im Mittel niedriger als in Ny-Ålesund und im Sommer/Herbst ähnlich gering (0.06). Angemerkt sei an dieser Stelle auch, dass die mittlere AOD im März 2008 auf der NP-35 mit $\tau_{500nm} = 0.18 \pm 0.03$ wesentlich höher war als im

gleichen Monat in Ny-Ålesund und Sodankylä. Ein Vergleich der Messungen von Anzahlgrößenverteilungen bei Ny-Ålesund (Ström u. a. (2003), Abb. 1) und Sodankylä (Komppula u. a. (2003), Abb. 4) zeigten, dass die Anzahl der Akkumulationspartikel ($100 \text{ nm} < D_p < 500 \text{ nm}$) in Sodankylä kleiner ist als in Ny-Ålesund und die Anzahl der Ultrafeinen Partikel und Aitkenpartikel ($7 \text{ nm} < D_p < 100 \text{ nm}$) etwa gleich groß ist. Obwohl sich Sodankylä näher an möglichen Aerosolquellen befindet und davon auszugehen ist, dass beim Alterungsprozess der Partikel sich eher die Partikelanzahl reduziert als das sie zunimmt, werden in Ny-Ålesund trotzdem höhere Partikelkonzentrationen (höhere τ_{500nm}) beobachtet als in Sodankylä. Eine Erklärung hierfür könnten die schon erwähnten Transformationsprozesse sein. Denn neben den Aerosolpartikeln werden auch Gase emittiert und transportiert und diese Gase können durch homogene und heterogene Nukleation neue Partikel (Partikelmasse) bilden.

Überlegungen von Shaw (1995) gehen davon aus, dass während des Winters das Aerosol nach und nach in die Arktis gelangt, dort „gefangen“ ist, weil es kaum Aerosolsenken in der stabilen Atmosphäre gäbe, und die Anzahl der Akkumulationspartikel mit der Zeit zunähme. Gegen diese Theorie spricht, dass die AOD im Frühjahr nicht gleichmäßig hoch ist (auch innerhalb einer Trajektoriengruppe – vgl. Kapitel 6.1), sondern es eine sehr große Variabilität gibt, die nur erzeugt werden kann, wenn verschiedene Aerosolquellen und -senken zusammenwirken. Da nach dem Prinzip von Shaw (1995) lediglich eine Akkumulation des herantransportierten Aerosols stattfindet, müsste es eine Verbindung zwischen der Stärke des Transports im Winter aus Europa in die Arktis und der AOD im Frühjahr geben. Dies wird in den beiden nachfolgenden Abschnitten unter Zuhilfenahme des NAO-Index und der EOF Analyse überprüft. Offen bleibt auch, ob nicht vielleicht die Arktis selbst eine Aerosolquelle ist. Bisherige Untersuchungen konnten beispielsweise zeigen, dass beim Schmelzen von Meereis zum einen DMS und andere Gase freigesetzt werden und zum anderen von den nun offenen Wasserflächen Wasser sowohl verdampft, als auch Partikel durch Gischt/platzende Blasen in die Atmosphäre gelangen (Leck und Bigg, 1999; Leck u. a., 2002). Allerdings wurden diese Prozesse bisher nur im Sommer beobachtet. Ein weiteres Gas – Brommonoxid – wird bevorzugt im Frühjahr bei der Entstehung sogenannter Eisblumen freigesetzt. Dabei wird bodennahes Ozon zerstört (Kaleschke u. a., 2004). Ob Brommonoxid an der Bildung von Aerosolpartikeln beteiligt ist, ist nicht bekannt, aber es zeigt, dass es in der Arktis bisher wenig beachtete Aerosolquellen gibt, die einen Teil der Aerosolbelastung erklären könnten.

Sowohl in Sodankylä als auch in Ny-Ålesund zeigen die Messungen einen ähnlichen saisonalen Verlauf von τ_{500nm} und α . An der Station in Sodankylä ist ein sehr viel stärkerer Jahresgang des Angström Koeffizienten α zu beobachten als in Ny-Ålesund. Umgekehrt ist es beim Jahresgang von τ_{500nm} , dieser ist in Ny-Ålesund deutlich ausgeprägter als in Sodankylä. In Aaltonen u. a. (2006) wird ebenfalls ein Jahresgang von α in Sodankylä beschrieben und vermutet, dass die saisonale Niederschlagsmenge einen großen Einfluss hat. Theoretisch entsteht bei gleichbleibender Aerosolquelle und einer jahreszeitlich abhängigen Aerosolsenke ein Jahresgang, wie er von α in Sodankylä zu beobachten ist, d.h. für Sodankylä wird das Verhältnis zwischen kleinen und großen Partikeln direkt durch das Auswaschen bestimmt. Ist sowohl die Aerosolquelle als auch die Aerosolsenke von der Jahreszeit abhängig, ergibt sich ein weniger eindeutiger Jahresgang, wie er in Ny-Ålesund zu beobachten ist.

7.4 Nord-Atlantische Oszillation (NAO) und AOD

Die NAO beschreibt die Schwankungen der Druckverhältnisse zwischen Islandtief und Azorenhoch. Während der positiven Phase (NAO⁺) sind sowohl Islandtief als auch Azorenhoch stark ausgeprägt, so dass es zu einer starken Westwinddrift kommt und milde und feuchte Luft über Eurasien in die Arktis transportiert wird. Im Gegensatz dazu sind in der negativen Phase (NAO⁻) beide Druckgebilde schwächer ausgebildet und es kommt zu häufigeren Kaltlufteinbrüchen nach Europa aus dem Norden/Nordosten (Arktis/Sibirien). Für die Charakterisierung der NAO wird u.a. ein sogenannter NAO-Index verwendet. Der im Folgenden verwendete NAO-Index ist der Internetseite von J. Hurrell¹ entnommen und basiert auf der normierten Druckdifferenz auf Meeresebene von Lissabon, Portugal und Stykkisholmur/Reykjavik, Island für das Wintermittel DJFM (Dezember–März). Die Normierung erfolgt durch das Langzeitmittel (1864–1983) der jeweiligen Station. Sowohl für die Korrelation zwischen AOD und NAO als auch für die Verknüpfung der AOD mit anderen Zirkulationsmustern werden im folgenden nur die Messungen von Ny-Ålesund benutzt, weil sie über einen entsprechend langen Zeitraum (14 Jahre) zur Verfügung stehen.

Die Korrelationsdiagramme in Abb. 7.5 a) und 7.5 b) zeigen sehr kleine Korrelationskoeffizienten R , die auch noch mit einer großen Unsicherheit (± 0.5) behaftet sind. Demzufolge kann für die Monatsmittel τ_{500nm} und α von März und April kein Zusammenhang zwischen NAO Phase und AOD Messungen festgestellt werden, d.h. das im Frühjahr gemessene Aerosol wird nicht im Winter akkumuliert.

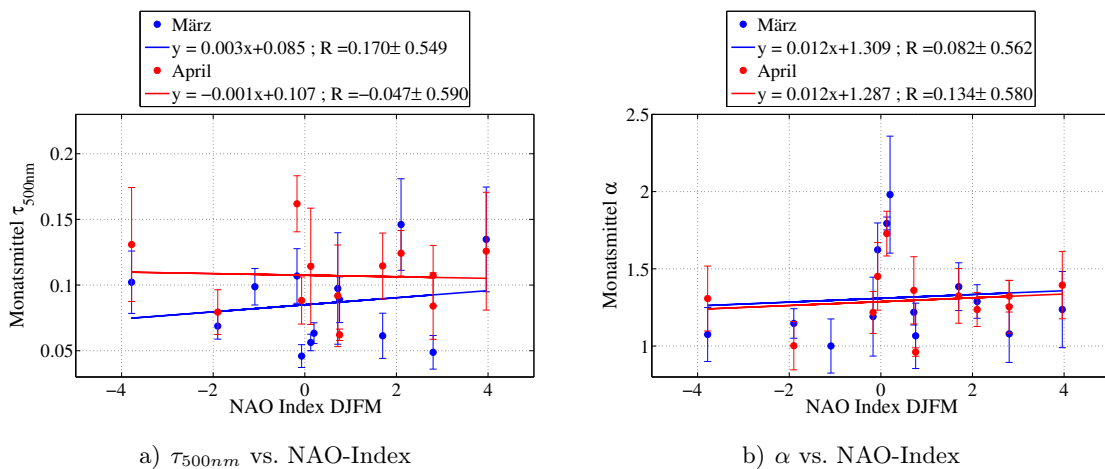


Abb.7.5: Korrelation zwischen NAO-Index und den Monatsmitteln der Photometermessungen von März (blau) und April (rot) für Ny-Ålesund 1995–2008. Aufgetragen sind die Monatsmittel mit Standardabweichung und die Regressionsgeraden in a) von τ_{500nm} und in b) von α . Die Parameter der eingezeichneten Regressionsgeraden, inklusive des Korrelationskoeffizienten und dessen Mutungsbereich, sind der Legende zu entnehmen.

Dass es einen Zusammenhang des Aerosoltransportes in die Arktis mit der NAO geben soll, haben Eckhardt u. a. (2003) jedoch anhand von Modellsimulationen des Partikeltransports mit FLEXPART (Stohl u. a., 1998) und den an verschiedenen Stationen gemessenen Konzentrationen von Ruß und Kohlenmonoxid (CO) belegen können. Es wurde festgestellt, dass bei NAO⁺ mehr CO, Ruß und Partikeltracer des Modells im Winter aus Eurasien in die Arktis

¹<http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html>

gelangten als bei NAO^- . Für Spitzbergen wurde ein Korrelationskoeffizient $R^2 = 0.41$ für CO ermittelt. Der verwendete NAO-Index wurde für jeden Monat der gleichen Internetseite entnommen wie das vorgestellte Wintermittel DJFM und dann mit den Messungen bzw. mit den aus den Modellsimulationen gewonnen Partikelkonzentrationen jeder Gitterzelle korreliert. Als Antriebsdaten für FLEXPART wurden Reanalyse Daten des ECMWF und Emissionskarten von EDGAR (Olivier u. a., 1996) verwendet. Mögliche Ursachen für die widersprüchlichen Ergebnisse könnten im NAO-Index selbst zu finden sein. Da dieser die Druckdifferenz zwischen zwei Stationen wiedergibt, werden Veränderungen in Ort und Stärke von Islandtief und Azorenhoch nicht genau erfasst. Deshalb wurde für die Betrachtung der Verknüpfung zwischen allgemeiner Zirkulation und AOD auf die EOF-Analyse zurückgegriffen.

7.5 Arctic Haze – ein Phänomen der atmosphärischen Zirkulation?

Im Kapitel 6 (Trajektorienanalyse) konnte gezeigt werden, dass es keinen eindeutigen Zusammenhang zwischen der AOD in Ny-Ålesund und den Ursprungsgebieten der 5-Tage Rückwärtstrajektorien gibt. Nun soll geklärt werden, ob insbesondere der Jahresgang der AOD von großräumigen Zirkulationsmustern bestimmt wird.

Shaw (1995) vermutete, dass sich während der Wintermonate anthropogene Aerosole in der Arktis sammeln und akkumulieren. Wenn das der Fall wäre, müsste die im Frühjahr gemessene AOD direkt mit der Stärke des Transportes in den Wintermonaten verknüpft sein. Um das zu überprüfen, wurde zunächst die EOF des Bodendruckes (MSLP: Mean Sea Level Pressure) der Monate Dezember, Januar und Februar (DJF) aus den Monatsmitteln abzüglich des Jahresganges für den Zeitraum 1994 (Dezember) bis 2008 (Februar) berechnet. Insgesamt beinhaltet die EOF also genau die 14 Jahre, in denen auch Photometermessungen der Ny-Ålesund Station vorliegen. Der Bodendruck wurde ausgewählt, da das Aerosol vorwiegend am Boden emittiert wird und hier also auch die Strömung für den Aerosoltransport die größte Relevanz hat. Die Abb. 7.6 a)–7.6 e) stellen die ersten fünf EOF des MSLP von DJF dar. Da die 1.EOF das Islandtief und den Rand des Azorenhoch zeigt, wird sie als Äquivalent zur NAO betrachtet.

Für die Korrelation zwischen den EOF der MSLP von DJF und der AOD wurden die PC (Hauptkomponenten der EOF) von DJF gemittelt und dem entsprechenden AOD Monatsmittel zugeordnet. Wie den geringen Korrelationskoeffizienten und den großen Mutungsbereichen in Tab. 7.1 entnommen werden kann, hat weder die NAO noch ein anderes Druckmuster im Winter Einfluss auf die AOD im Frühjahr. Dies gilt auch für die Drucklevel 850, 700 und 500 hPa. Sowohl die Druckmuster als auch die Korrelationskoeffizienten sind denen für MSLP sehr ähnlich (vgl. Abb. B.38 und Tab. B.4, Seite 142f.). Zu bemerken ist, dass generell die Korrelationskoeffizienten im März größer sind als im April, d.h. bei zeitnahen Druckmustern ist der Einfluss auf die AOD stärker und ein langfristiger Akkumulationseffekt ist nicht zu beobachten.

Analysen von Duncan und Bay (2004) über den Transport in Europa emittierten Kohlenmonoxids zeigen für die Arktis ein R^2 von 0.14 für die Monate Dezember bis März 1987–1997. Dieser Wert ist wesentlich kleiner als von Eckhardt u. a. (2003) ($R^2=0.41$) und spiegelt die in der Abb. 7.5 und der Tab. 7.1 vorgestellten Ergebnisse wieder. Duncan und Bay (2004) äußern

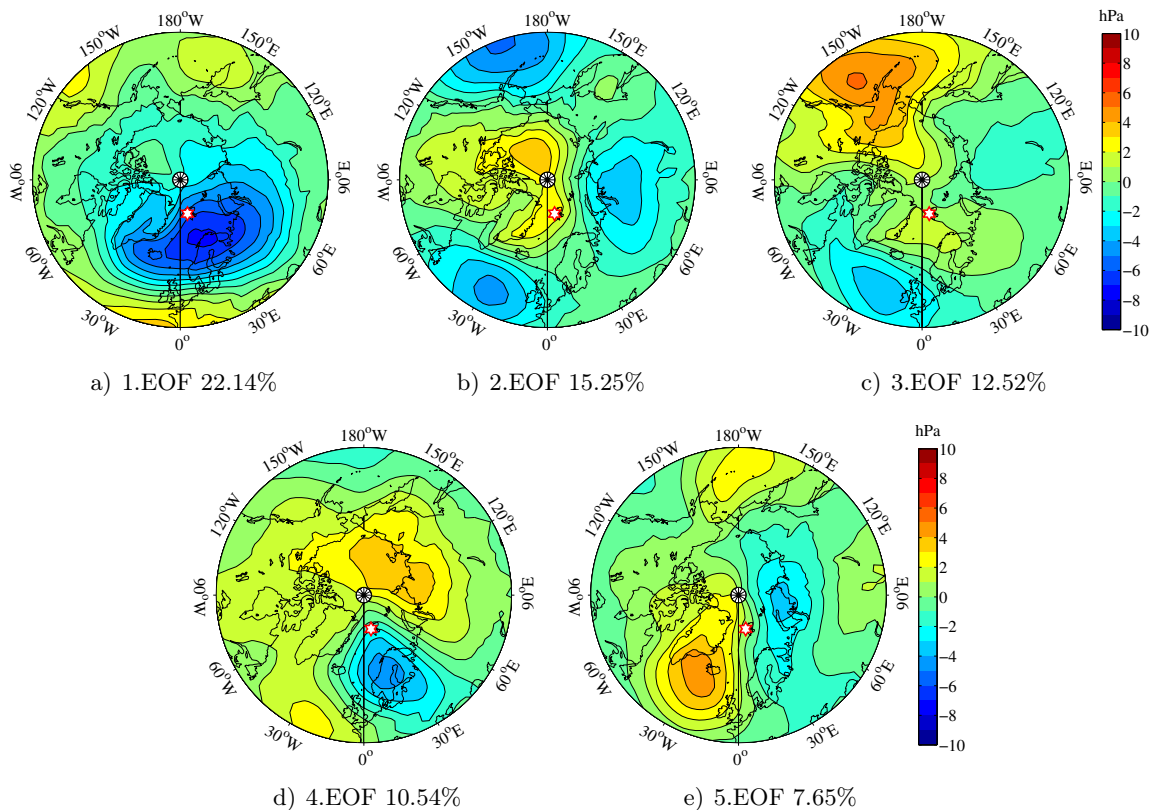


Abb.7.6: Muster der ersten fünf EOF des Bodenluftdruckes für Dezember, Januar und Februar (1995–2008) und die durch sie erklärte Varianz in %. Der weiße Stern mit rotem Rand kennzeichnet Ny-Ålesund bzw. die Insel Spitzbergen.

ten die Vermutung, dass die schwache Abhängigkeit der Kohlenmonoxid-Konzentration in der Arktis von der NAO Phase auf einen Akkumulationseffekt zurückzuführen ist. Für Gase wie CO ist das durchaus möglich. Denn Wallace und Hobbs (2006) gibt für CO eine Lebensdauer von etwa 60 Tagen an und erläutert, dass die Abbaureaktion von Kohlenmonoxid zu Kohlendioxid im Winter nicht ablaufen kann, weil das beteiligte Hydroxyl-Radikal fehlt. Daher kann sich im Winter CO in der arktischen Atmosphäre akkumulieren, aber Aerosolpartikel mit einer viel kürzeren Lebensdauer (vgl. Seite 8) nicht. Wie schon im Abschnitt 7.3 diskutiert, wird die Vermutung gestärkt, dass ein Prozess (z. B. Partikelneubildung) den Transport überlagert, der nahezu unabhängig ist von der Transportrichtung.

Tab.7.1: Korrelationskoeffizienten und Mutungsbereiche für die Korrelation zwischen den PC der ersten fünf EOF von MSLP im DJF und den Monatsmitteln März und April der AOD von Ny-Ålesund (1995–2008).

Monat	R				
	1.EOF	2.EOF	3.EOF	4.EOF	5.EOF
März	-0.08 ±0.56	-0.16 ±0.55	-0.12 ±0.56	-0.27 ±0.53	-0.14 ±0.55
April	-0.08 ±0.59	-0.19 ±0.57	-0.05 ±0.59	-0.04 ±0.59	0.15 ±0.58

Um zu untersuchen, ob die zeitnahen Druckmuster Einfluss auf die AOD haben, wurden die EOF der Monate März und April bestimmt und die PC mit den Tagesmitteln März

und April der AOD korreliert. Prinzipiell werden so die Trajektorien in einen allgemeineren großräumigen Kontext gestellt. Zusätzlich wurde überprüft, ob sich die Korrelation ändert, wenn ein Zeitversatz von 0 bis 10 Tagen zwischen den PC und der AOD eingefügt wird. Für den März ergeben sich die in den Abb. 7.7 a)–7.7 e) dargestellten Muster der ersten fünf EOF.

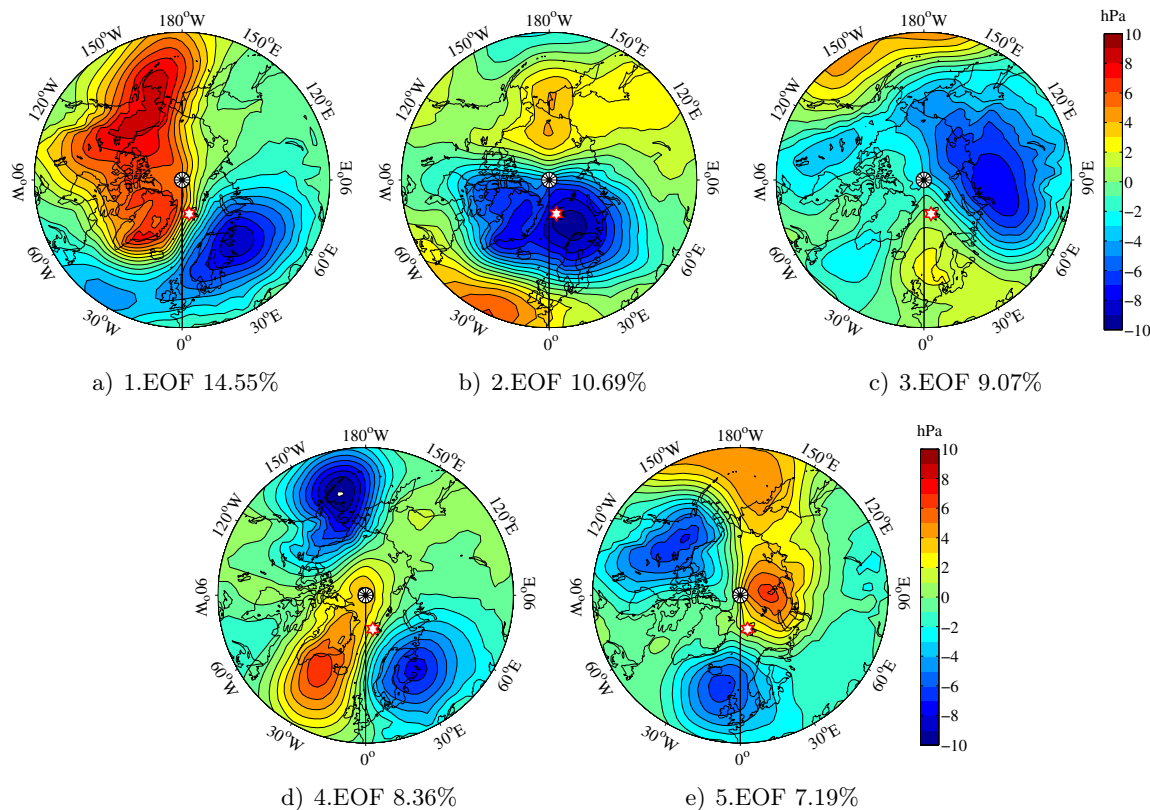


Abb.7.7: Muster der ersten fünf EOF des Bodenluftdruckes für März (1995–2008) und die durch sie erklärte Varianz in %. Der weiße Stern mit rotem Rand kennzeichnet Ny-Ålesund bzw. die Insel Spitzbergen.

Die 1., 2., 4. und 5.EOF zeigen in ihrer positiven Phase einen aus Europa bzw. Russland (Asien) in die Arktis gerichteten Transport. Nur in der 3.EOF ist dies in der negativen Phase der Fall. Wenn angenommen wird, dass die AOD durch direkten Aerosoltransport aus Europa und Russland bestimmt wird, kann für die 1., 2., 4. und 5.EOF ein positiver Korrelationskoeffizient erwartet werden und für die 3.EOF ein negativer. In der Tab. 7.2 sind alle Korrelationskoeffizienten und ihre Mutungsbereiche in Abhängigkeit einer Zeitdifferenz zwischen der PC der EOF und dem Tagesmittel der AOD aufgelistet. Die stärksten Korrelationen sind fett hervorgehoben. Es zeigt sich, dass die 1. und 2.EOF die größte Korrelation bei einem Zeitversatz von 0 Tagen haben. Außerdem ist der Korrelationskoeffizient wie erwartet positiv, allerdings sind die Mutungsbereiche relativ groß gegenüber den Korrelationskoeffizienten. Dies gilt auch für alle anderen Korrelationen zwischen AOD und EOF im März. Demzufolge können, wie schon für die Analyse des Zusammenhanges zwischen AOD und Trajektorien festgestellt, Luftmassen aus Europa und Russland nicht als direkte Quelle der Aerosolpartikel in der Arktis identifiziert werden, dafür ist die Abhängigkeit viel zu schwach ausgeprägt.

Bei den Untersuchungen der EOF der Drucklevel 850, 700 und 500 hPa im März finden

Tab.7.2: Korrelationskoeffizienten und Mutungsbereiche für die Korrelation zwischen den PC der ersten fünf EOF von MSLP im März und den Tagesmitteln der AOD im März von Ny-Ålesund (1995–2008).

Zeitversatz in Tagen	R				
	1.EOF	2.EOF	3.EOF	4.EOF	5.EOF
0	0.41 ±0.22	0.36 ±0.29	0.05 ±0.26	0.02 ±0.26	-0.11 ±0.26
1	0.37 ±0.22	0.32 ±0.23	0.03 ±0.26	0.08 ±0.26	-0.10 ±0.26
2	0.27 ±0.24	0.30 ±0.23	-0.05 ±0.26	0.06 ±0.26	-0.10 ±0.25
3	0.19 ±0.25	0.32 ±0.23	-0.16 ±0.25	-0.03 ±0.25	-0.05 ±0.25
4	0.13 ±0.24	0.34 ±0.22	-0.24 ±0.23	-0.13 ±0.24	0.04 ±0.25
5	0.11 ±0.24	0.32 ±0.22	-0.23 ±0.23	-0.20 ±0.24	0.13 ±0.24
6	0.12 ±0.24	0.29 ±0.22	-0.16 ±0.23	-0.18 ±0.23	0.20 ±0.23
7	0.11 ±0.23	0.25 ±0.22	-0.10 ±0.23	-0.08 ±0.23	0.25 ±0.22
8	0.10 ±0.23	0.17 ±0.22	-0.06 ±0.23	0.02 ±0.23	0.22 ±0.22
9	0.11 ±0.22	0.12 ±0.22	-0.04 ±0.22	0.07 ±0.22	0.11 ±0.22
10	0.12 ±0.22	0.10 ±0.22	-0.02 ±0.22	0.09 ±0.22	0.05 ±0.22

sich die Druckmuster der MSLP wieder (vgl. Abb. B.39, Seite 143f.). Bis auf die 4.EOF in 500 hPa sind auch die Korrelationskoeffizienten sehr ähnlich und unterstreichen die getroffenen Schlussfolgerungen (vgl. Tab. B.5, Seite 145). Die 4.EOF von 500 hPa ist gekennzeichnet durch eine starke Druckanomalie über dem Atlantik und einem sehr hohen Korrelationskoeffizienten von -0.53 ± 0.18 bei einem Zeitversatz von 5 Tagen. Demzufolge würden bei einem starken Tiefdruckgebiet über Europa in 500 hPa 5 Tage später in Ny-Ålesund hohe AOD beobachtet werden. Da sich aber in 500 hPa (~ 5 km) kaum anthropogen emittiertes Aerosol befindet und die 4.EOF nur 7.32% der Varianz erklärt, kann davon ausgegangen werden, dass der tatsächliche Einfluss dieses Aerosoltransportes eher gering ist.

Die im April gefundenen EOF des Bodenluftdruckes sind deutlich anders als im März. Zu bemerken ist auch, dass die durch die ersten fünf EOF erklärte Varianz ($\sum 44.58\%$) kleiner ist als im März ($\sum 49.86\%$). Das weist daraufhin, dass die atmosphärischen Bedingungen insgesamt instabiler werden. Alle dargestellten ersten fünf EOF in der Abb. 7.8 führen in ihrer positiven Phase zu einem Transport aus Europa bzw. Russland (Asien) in die Arktis, d.h. für die Korrelation der jeweiligen PC mit der AOD ist generell ein positiver Korrelationskoeffizient zu erwarten. Aber die Tab. 7.3 zeigt, dass die Korrelationskoeffizienten kaum größer sind als ihre Unsicherheiten, d.h. ein genereller Zusammenhang zwischen der AOD im April und den großräumigen Druckmustern am Boden kann nicht gefunden werden. Dies gilt auch für die Drucklevel 850, 700 und 500 hPa. Die Druckmuster in der Abb. B.40 und die Korrelationskoeffizienten in der Tab. B.6 auf Seite 146f. sind denen der für MSLP gezeigten sehr ähnlich.

Allgemein ist festzustellen, dass die Korrelationskoeffizienten für die AOD im März größer sind als im April, d.h. der März ist stärker von der allgemeinen Zirkulation bestimmt als der April. Im Gegensatz dazu konnte im April ein stärkerer Einfluss der Trajektorien auf die AOD beobachtet werden als im März (vgl. Kapitel 6.1). Damit zeichnet sich ab, dass hohe AOD im April (Jahresmaximum) neben dem durch die großräumige Zirkulation bedingten Aerosoltransport auch auf eine überlagerte Aerosoltransformation oder einer zusätzlichen Aerosolquel-

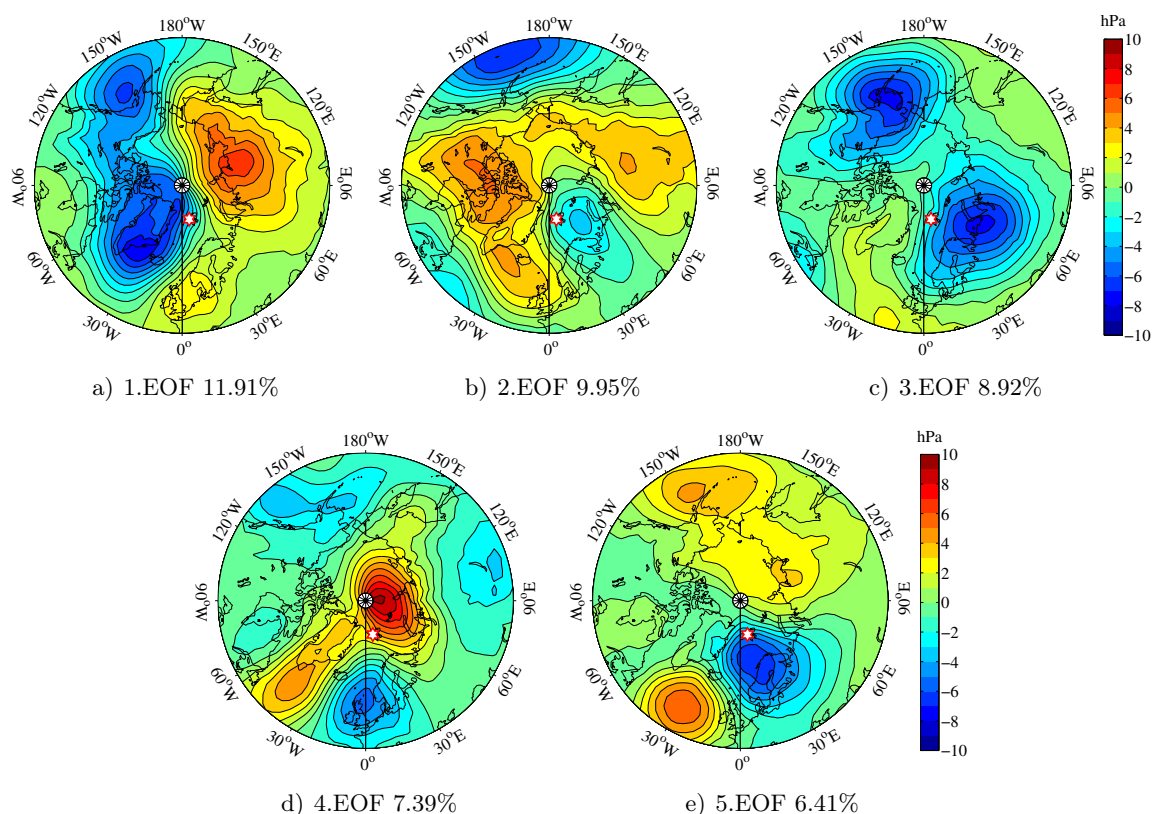


Abb.7.8: Muster der ersten fünf EOF des Bodenluftdruckes für April (1995–2008) und die durch sie erklärte Varianz in %. Der weiße Stern mit rotem Rand kennzeichnet Ny-Ålesund bzw. die Insel Spitzbergen.

Tab.7.3: Korrelationskoeffizienten und Mutungsbereiche für die Korrelation zwischen den PC der ersten fünf EOF von MSLP im April und den Tagesmitteln der AOD im April von Ny-Ålesund (1995–2008).

Zeitversatz in Tagen	R				
	1.EOF	2.EOF	3.EOF	4.EOF	5.EOF
0	-0.03 ± 0.20	0.0 ± 0.20	0.17 ± 0.19	0.17 ± 0.19	-0.02 ± 0.20
1	-0.03 ± 0.20	0.02 ± 0.20	0.19 ± 0.19	0.15 ± 0.19	0.02 ± 0.20
2	-0.03 ± 0.20	0.03 ± 0.20	0.19 ± 0.19	0.15 ± 0.19	0.05 ± 0.20
3	-0.05 ± 0.20	0.07 ± 0.20	0.19 ± 0.19	0.14 ± 0.19	0.04 ± 0.20
4	-0.10 ± 0.19	0.14 ± 0.19	0.16 ± 0.19	0.09 ± 0.20	0.01 ± 0.20
5	-0.10 ± 0.20	0.20 ± 0.19	0.16 ± 0.19	-0.04 ± 0.20	-0.05 ± 0.20
6	-0.04 ± 0.2	0.25 ± 0.18	0.11 ± 0.19	-0.16 ± 0.19	-0.08 ± 0.20
7	-0.01 ± 0.2	0.26 ± 0.18	0.02 ± 0.20	-0.23 ± 0.19	-0.09 ± 0.20
8	0.07 ± 0.20	0.19 ± 0.19	-0.02 ± 0.20	-0.23 ± 0.19	-0.10 ± 0.20
9	0.15 ± 0.19	0.15 ± 0.19	-0.06 ± 0.20	-0.19 ± 0.19	-0.11 ± 0.19
10	0.17 ± 0.19	0.18 ± 0.19	-0.11 ± 0.19	-0.15 ± 0.19	-0.05 ± 0.20

le in der zentralen Arktis zurückzuführen ist. Dabei findet die Überlagerung auf kürzeren Zeitskalen (<5 Tage) statt als der ursprüngliche Transport durch die allgemeine Zirkulation auf Monatszeitskalen. Diese Überlegungen werden durch die in Shahgedonova und Lamakin (2005) vorgestellten AOD-Monatsmittel von russischen Messtationen entlang der arktischen Küste unterstützt. Die im Westen Russlands liegenden Stationen haben eine höhere AOD als die Stationen im Osten Russlands und erreichen ihr Maximum im März. Dagegen werden die höchsten AOD der ostrussischen Stationen erst im April erreicht, d.h. im April wird neben dem Aerosoltransport ein weiterer Prozess wirksam, der zu einem weiteren Anstieg der AOD führt.

Die bisherigen Untersuchungen zeigen einen schwachen Zusammenhang zwischen der allgemeinen Zirkulation im Monatsmittel und der AOD in Ny-Ålesund. Da aber sowohl in Ny-Ålesund als auch in Sodankylä ein Jahrgang der AOD und des Angström Koeffizienten beobachtet wurde, liegt die Vermutung nahe, dass eventuell der Jahrgang der allgemeinen Zirkulation bestimmend ist. Daher wurden die EOF der MSLP aller Monate von 1995 bis 2008 berechnet, ohne dass die Monatsmittelwerte abgezogen wurden. Es zeigen sich die in Abb. 7.9 dargestellten Zirkulationsmuster.

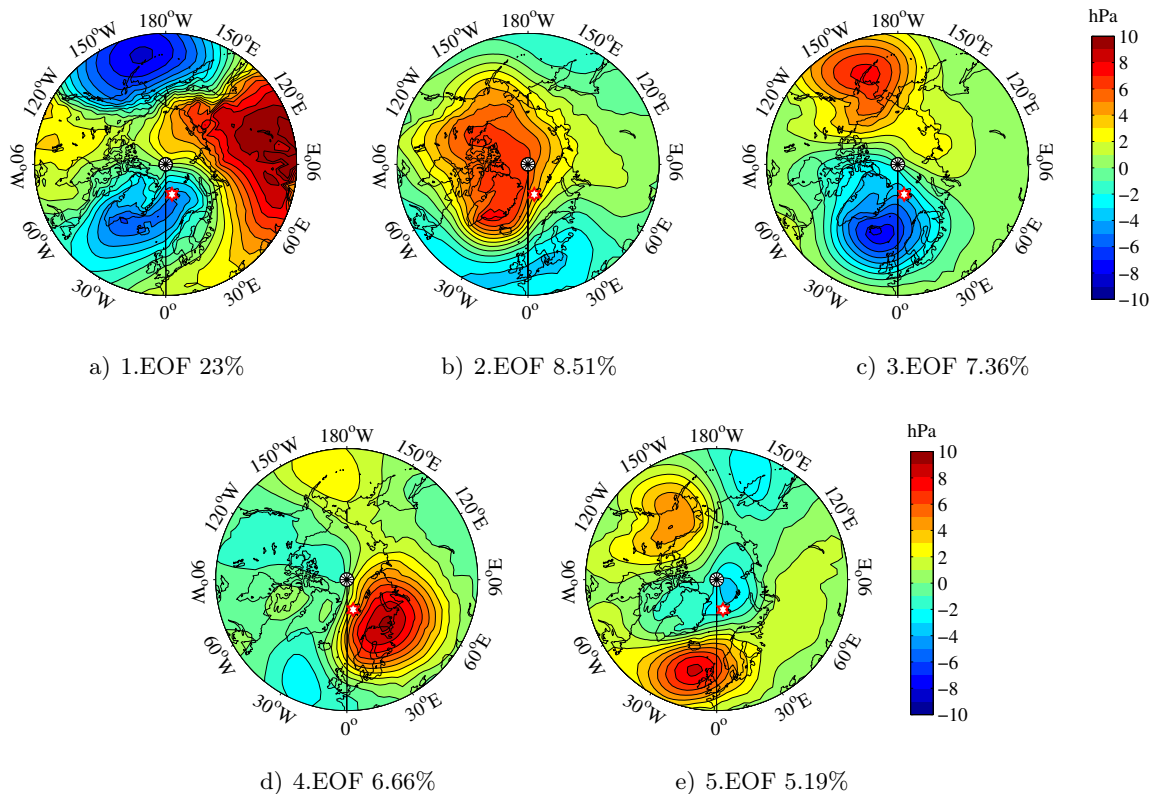


Abb.7.9: Muster der ersten fünf EOF des Bodenluftdruckes für Januar bis Dezember (1995–2008) ohne Abzug der Monatsmittel und die durch sie erklärte Varianz in %. Der weiße Stern mit rotem Rand kennzeichnet Ny-Ålesund bzw. die Insel Spitzbergen.

Die 1.EOF ist die im Abschnitt 2.4 geschilderte Verteilung der Druckzentren mit einem starken Tiefdruckgebiet über Island und den Aleuten und den beiden Hochdruckgebieten über Sibirien und Kanada. In dieser Konstellation der Druckzentren gelangen europäische und russische Luftmassen in die Arktis, während bei der 2.EOF ein starkes Hochdruckgebiet

über Grönland zu stabilen atmosphärischen Bedingungen in der gesamten Arktis führt und eher Luft aus der Arktis in Richtung Atlantik strömt. Genau diese beiden Muster weisen die stärksten Korrelationen mit den Tagesmitteln der AOD auf, wie der Tab. 7.4 der Korrelationskoeffizienten mit den entsprechenden Mutungsbereichen entnommen werden kann.

Tab.7.4: Korrelationskoeffizienten und Mutungsbereich für die Korrelation zwischen den PC der ersten fünf EOF der MSLP für Januar–Dezember und den Tagesmitteln der AOD von März–September von Ny-Ålesund (1995–2008).

R				
1.EOF	2.EOF	3.EOF	4.EOF	5.EOF
0.31 ±0.09	0.36 ±0.09	0.00 ±0.10	0.12 ±0.10	0.00 ±0.10

Die Zirkulationsmuster und Korrelationskoeffizienten der Drucklevel 850, 700 und 500 hPa sind in der Abb. B.41 und Tab. B.7 im Anhang dargestellt. Dabei zeigt sich, dass der Korrelationskoeffizient der 1.EOF mit größer werdender Höhe auch zunimmt. Entgegengesetzt verhält es sich beim Korrelationskoeffizienten der 2.EOF. Insgesamt bedeutet das, dass eine hohe AOD sowohl bei Transport aus Europa und Russland beobachtet werden kann, als auch bei einem Hochdruckgebiet über Grönland und weiten Teilen der Arktis. Möglicherweise werden also die hohen AOD im Frühjahr hervorgerufen durch eine Kombination aus Transport und Umwandlung anthropogen emittierten Aerosols. So konnten Khosrawi u. a. (2009) einen Zusammenhang zwischen Nukleation und dem Aufsteigen (Abkühlen → Kondensation) von Luftmassen herstellen. In Teinilä u. a. (2003) wird berichtet, dass die in Ny-Ålesund 2001 gemessenen Sulfatkonzentrationen im April/Mai im Maximum und in der Variabilität höher waren als im Februar/März. Dies wurde sowohl auf photochemische Reaktionen (Oxidation) als auch auf den Beginn natürlicher Sulfatmissionen aus dem Meer zurückgeführt.

7.6 Übergang zwischen Frühjahr- und Sommeraerosol in der Arktis

Zwischen Mai und Juni findet ein Übergang vom Frühjahr- zum Sommeraerosol statt. In der Anzahlgrößenverteilung ist der Übergang gekennzeichnet von einer Reduktion der Akkumulationspartikel und einer Zunahme der Aitkenpartikel (Engvall u. a., 2008b). Auch in den Photometermessungen macht sich der Übergang durch eine geringere AOD im Sommer (Juni, Juli) im Vergleich zum Frühjahr (März–Mai) bemerkbar. Da aber keine kontinuierlichen AOD-Messungen vorliegen, kann der Zeitpunkt des Wechsels vom Frühjahr- zum Sommeraerosol nur unzureichend bestimmt werden. In der Abb. 7.10 ist die 1.EOF des Bodenluftdruckes für die Monate Mai und Juni der Jahre 1995–2008 dargestellt. Sie erklärt 12.47% der Varianz in diesen Monaten und hat eine starke Ähnlichkeit mit der 2.EOF des Bodenluftdruckes für Januar–Dezember. Für die in Abb. 7.10 dargestellte EOF wurde der Jahresgang nicht abgezogen, da sowohl im Kapitel 6 als auch in Engvall u. a. (2008b) festgestellt werden konnte, dass sich bei den Trajektorien zwischen Frühjahr und Sommer nichts ändert und demzufolge nur ein auf längeren Skalen ablaufender Prozess die Umstellung hervorrufen kann. Die 1.EOF zeigt eine starke Druckanomalie über der zentralen Arktis und zwei kleinere und schwächere Anomalien über dem Nordpazifik (Aleuten) und dem Nordatlantik. Aus der planetaren Zir-

kulation ergibt sich, dass die negativen Anomalien die Druckzentren des Aleutentiefs und des Islandtiefs darstellen und die stark positive Anomalie das Polarhoch.

Betrachtet man den zeitlichen Verlauf der PC der 1.EOF in Abb. 7.11 zusammen mit dem Druckmuster in Abb. 7.10, lässt sich feststellen, dass im Mai die Anomalie über der Arktis vorwiegend positiv ist (starkes Polarhoch) und im Juni vorwiegend negativ (schwaches Polarhoch). Der Übergang findet zwischen Ende Mai und Anfang Juni statt, wobei der Mittelwert der PC am 28./29.05. von der positiven in die negative Phase wechselt. Engvall u. a. (2008b) haben anhand der auf dem Zeppelinberg gemessenen Anzahlgrößenverteilung den Zeitraum des Übergangs auf den 25.05. ± 7 Tage eingrenzen können.

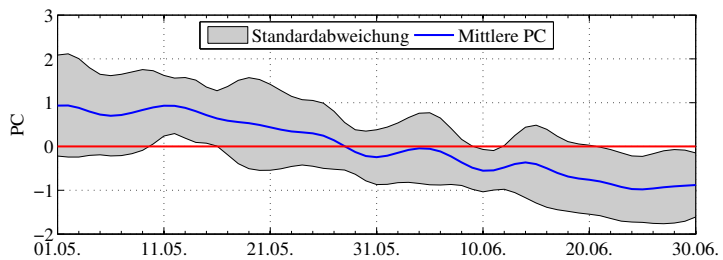
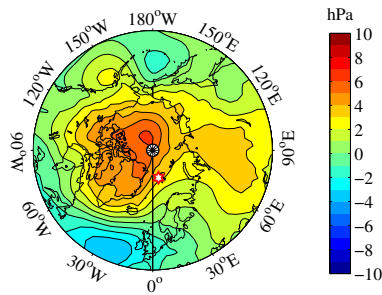


Abb.7.10: Muster der 1.EOF des Bodenluftdrucks Mai/Juni (1995–2008).

Abb.7.11: Zeitlicher Verlauf der PC der 1.EOF des Bodenluftdrucks Mai/Juni (1995–2008). Blau kennzeichnet die mittlere PC und grau den Bereich der Standardabweichung.

Abb. 7.12 zeigt, dass die Korrelation der Tagesmittel von τ_{500nm} mit den PC der 1.EOF des Bodenluftdruck Mai/Juni (1995–2008) einen Korrelationskoeffizienten von 0.52 ± 0.11 erreicht. Damit wird klar, dass die Änderung der AOD zwischen Frühjahr und Sommer zum Teil von der Stärke des Polarhochs abhängt, d.h. hohe AOD hängt zusammen mit einem kräftigen Hochdruckgebiet über der zentralen Arktis. Vorrangig ändern sich Ende Mai, Anfang Juni die meteorologischen Bedingungen dahingehend, dass die Atmosphäre insgesamt instabiler wird und sich dadurch mehr Tiefdruckgebiete und Wolken in der Arktis bilden. Diese Entwicklung

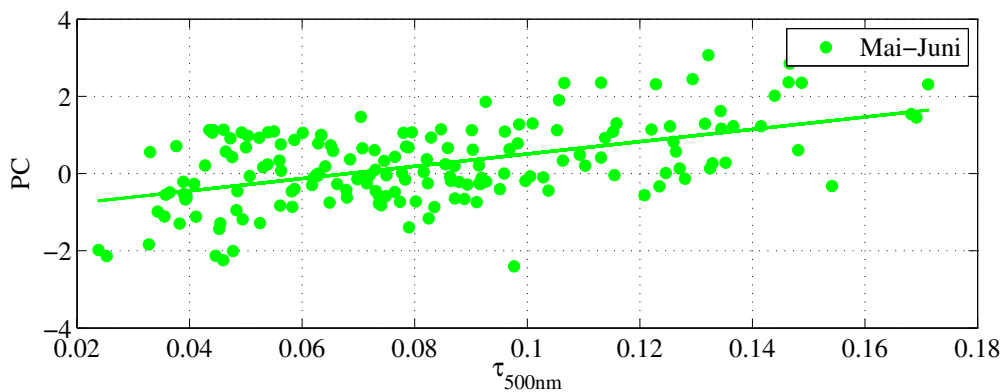


Abb.7.12: Korrelation zwischen PC der 1. EOF vom Bodenluftdruck Mai/Juni (1995–2008) und den Tagesmitteln von τ_{500nm} . Die grüne Kurve kennzeichnet die Regressionsgerade mit einem Korrelationskoeffizienten $R = 0.52 \pm 0.11$.

stärkerer zyklonaler Aktivität in der zentralen Arktis im Sommer im Vergleich zum Winter wird auch in Serreze u. a. (1993); Zhang u. a. (2004) anhand von Analysen des Bodendruckes

dokumentiert. Allgemein heißt das für das arktische Aerosol, dass die Aerosolsenken wie die nasse Deposition im Sommer stark zunehmen.

7.7 Zusammenfassung Kapitel 7

Sowohl die AOD in Ny-Ålesund als auch die AOD in Sodankylä erreichen im Frühjahr Maximalwerte, wobei die AOD in Ny-Ålesund größer ist als in Sodankylä. Der Jahresgang der AOD und des Angström Koeffizienten α lassen vermuten, dass das Aerosol im Frühjahr durch Ferntransport an die Stationen gelangt und im Sommer eher lokalen Ursprungs ist. Im Gegensatz zu Sodankylä ist der Jahresgang in Ny-Ålesund jedoch nicht nur von einer jahreszeitlich abhängigen Aerosolsenke, sondern auch von einer stark jahreszeitlich abhängigen Aerosolquelle bestimmt. Insgesamt ist das Aerosol in der europäischen Arktis zeitlich und räumlich sehr inhomogen.

Die möglichen Aerosolquellen für das in der europäischen Arktis beobachtete Aerosol sind hauptsächlich in Europa und Westrussland (Asien) zu finden. Der großräumige Transport des dort emittierten Aerosols erfolgt zu einem Großteil über die Luftströmungen des Islandtiefs und des sibirischen Hochs. Die Stärke und Position der Druckzentren sind jedoch nicht ausschließlich bestimmend für die in Ny-Ålesund gemessenen AOD, denn es konnten keine Korrelationen zwischen der AOD und der NAO (dem NAO-Index) und den im März/April mit Hilfe der EOF abgeleiteten Druckmuster festgestellt werden. Aber der Jahresgang der AOD und der Wechsel zwischen Frühjahr und Sommer ist mit der atmosphärischen Zirkulation verknüpft. Das kann bedeuten, dass der Transport des Aerosols allein weniger entscheidend ist für die AOD als die meteorologischen Bedingungen, unter denen er stattfindet, und den meteorologischen Gegebenheiten in der Arktis. Ein weiteres Indiz dafür, dass nicht der Transport einzige Ursache für die höheren AOD im Frühjahr ist, belegt die Tatsache, dass die AOD in Sodankylä niedriger ist als in Ny-Ålesund. Zu erwarten wäre, dass der Einfluss der anthropogenen Emissionen in Sodankylä durch die räumliche Nähe zu den Industriegebieten auf der Halbinsel Kola eine höhere AOD bedingt. Möglicherweise werden die Aerosolpartikel in der Regel nicht direkt in die Arktis transportiert, sondern es findet eine Umwandlung des transportierten Gases statt, d.h. die Arktis selbst ist eine sekundäre Aerosolquelle. Die Aerosolkonzentration ist jedoch nicht nur von der Stärke der Quelle abhängig, sondern auch von der Stärke der Senke. Gerade die Umstellung von Frühjahr auf Sommer ist auf eine Zunahme von Tiefdruckgebieten in der zentralen Arktis (Serreze u. a., 1993; Zhang u. a., 2004) und dadurch auch auf eine Zunahme der nassen Deposition zurückzuführen.

Kapitel 8

AOD und Grenzschicht

Im Kapitel 6.1 konnte gezeigt werden, dass der stärkste Einfluss des Luftmassentransportes auf die AOD in Ny-Ålesund in der Regel in 850 hPa stattfindet. Das Drucklevel 850 hPa befindet sich im Bereich von 1.5 km und gehört damit zur atmosphärischen Grenzschicht (kurz Grenzschicht). Daher wird in diesem Kapitel unter Zuhilfenahme weiterer Aerosolmessungen von der nahe Ny-Ålesund gelegenen Zeppelinstation (474 m ü.NN) geklärt, welchen Einfluss die Grenzschicht auf die Messungen der AOD hat. Außerdem wird untersucht, wie viel Einfluss der Wasserdampf auf die AOD hat und inwieweit hygroskopisches Wachstum mit dem Photometer beobachtet werden konnte.

8.1 Wechselwirkung von Wasserdampf und Aerosol in der arktischen Troposphäre

Der Wasserdampf in der Atmosphäre ist ein starkes natürliches Treibhausgas. Die Menge Wasserdampf in der Luft hängt sehr von Temperatur und Druck ab, so dass der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre sehr variabel ist. Der meiste Wasserdampf befindet sich in der Troposphäre, wo er das tägliche Wettergeschehen vielfältig mitgestaltet. Zwischen dem Aerosol und dem Wasserdampf gibt es starke Wechselwirkungen, die einen großen Einfluss auf das Klima und die Klimaänderung haben (hygroskopisches Wachstum, indirekter Klimaeffekt). Daher ist eine räumlich und zeitlich hoch aufgelöste Messung des Wasserdampfgehaltes in der Atmosphäre hilfreich für das Verständnis und die Interpretation atmosphärischer Prozesse. Der für diese Untersuchung benötigte Wassergehalt M_W der Atmosphäre wurde mit Hilfe der Photometermessungen in den Jahren 2003 bis 2008 unter Ausschluss der Ereignisse Smoke 2004, Smoke 2006, Smoke 2008 und Kasatochi 2008 bei einer Wellenlänge von 964.6 nm bestimmt. Eine ausführliche Erläuterung der Vorgehensweise zur Bestimmung von M_W ist im Kapitel 3.2.3 zu finden.

Die Frage, ob und wie viel Einfluss der Wasserdampf auf die AOD hat, lässt sich auch mit der zeitlich hochaufgelösten Messreihe vom Photometer nur bedingt beantworten. Denn zum einen ist das hygroskopische Wachstum von Partikeln weniger von der absoluten Feuchte, also dem Wassergehalt der Atmosphäre abhängig, sondern vielmehr von der relativen Feuchte und der chemischen Zusammensetzung des Aerosols (vgl. Kapitel 2.2). Zum anderen sind die Photometermessungen von der Beeinflussung durch Wolken bereinigt, d.h. es gibt keine Messungen bei einer relativen Feuchte von 100%. Ausgehend von chemischen Analysen des

arktischen Aerosols, die besagen, dass sich das Aerosol hauptsächlich aus Sulfat- und Rußpartikeln zusammensetzt (Teinilä u. a., 2003), kann im allgemeinen hygroskopisches Wachstum in der Arktis erwartet werden. Beim hygroskopischen Wachstum nimmt die Partikelgröße zu und das Aerosol streut das Licht stärker. In den Photometermessungen sollte sich dies durch eine höhere AOD und einem kleineren Angström Koeffizienten bemerkbar machen. Um dies zu untersuchen, wurden zwei Parameter definiert: der Wachstumskoeffizient $\frac{\Delta\alpha}{\Delta M_W}$ und der Aerosolkoeffizient $\frac{\Delta\tau_{500}}{\Delta M_W}$. Der Wachstumskoeffizient beschreibt die Veränderung von α in Abhängigkeit von M_W , also ein Wachsen oder Schrumpfen der Aerosolpartikel. Der Aerosolkoeffizient gibt die Veränderung des τ_{500nm} in Abhängigkeit von M_W an, also ob es mehr oder weniger Aerosol in feuchter oder trockener Luft gibt. Die beiden Koeffizienten wurden für jede Stunde mit mehr als 31 Messungen und $M_W < 12 \text{ mm/m}^2$ in Ny-Ålesund von 2003 bis einschließlich 2008 berechnet. Außerdem muss innerhalb der Stunde, die betrachtet wird, gelten: $\max\tau_{500nm} - \min\tau_{500nm} > 0.01$ (Aerosolkoeffizient > 0.02) und $\max\alpha - \min\alpha > 0.05$ (Wachstumskoeffizient > 0.1), weil dann erst die Änderung größer ist als die abgeschätzten Größtfehler für τ_{500nm} und α . Mit diesen Einschränkungen bleiben von 964 Stunden nur noch 8 Stunden von 8 verschiedenen Tagen übrig, d.h. innerhalb einer Stunde kann nur in wenigen Ausnahmefällen ein Einfluss des Wasserdampfes auf die AOD beobachtet werden. Zu bedenken ist auch, dass nicht bekannt ist, in welcher Höhe sich das Aerosol und in welcher Höhe sich der Wasserdampf befindet, also ob tatsächlich eine Wechselwirkung zwischen Aerosolpartikeln und Wasserdampf eintritt oder ob in verschiedenen Höhen unterschiedliche Luftmassen advehiert werden. Dennoch kann aus den dargestellten Ergebnissen geschlussfolgert werden, dass mit dem Photometer in Ny-Ålesund in der Regel keine Wechselwirkungen (Aufwachsen, Schrumpfen, Kondensation) zwischen den Aerosolpartikeln und dem Wasserdampf in der Atmosphäre beobachtet wurden.

Eine indirekte Abhängigkeit der Stundenmittel der AOD vom Wassergehalt der Atmosphäre kann bei der Darstellung des Jahresganges in der Abb. 8.1 beobachtet werden. Im Frühjahr, wenn M_W noch sehr klein ist, erreicht τ_{500nm} Maximalwerte. Dagegen ist τ_{500nm} im Sommer niedriger, wenn M_W sein Maximum erreicht. Dies kann zurückgeführt werden auf die stärkere Wolkenbildung und das Auswaschen (nasse Deposition) der Aerosolpartikel im Sommer und Herbst. Da zwischen M_W und der Entstehung von Wolken ein nichtlinearer und temperaturabhängiger Zusammenhang besteht (siehe Glg. (3.15), Seite 26), kann der Zusammenhang zwischen AOD und M_W nur indirekt abgeleitet werden. Aus der Abb. 8.1 wird auch ersichtlich, dass es keine Verknüpfung zwischen α und M_W gibt. Das bedeutet, die Größe der mit dem Photometer beobachteten Aerosolpartikel hängt nicht von M_W ab, wenn man die jahreszeitliche Variabilität betrachtet.

Die Messungen vom 31.03.2008 in Ny-Ålesund zeigen, dass die AOD zum Teil sehr stark durch die Aerosolkonzentration und dem Wasserdampfgehalt in den unteren 3 km der Atmosphäre bzw. der Grenzschicht beeinflusst wird. Abb. 8.2 stellt die mit dem Photometer gemessene AOD bei 532 nm dar und die AOD bei 532 nm abgeschätzt aus den KARL-Messungen (LIDAR) in Ny-Ålesund durch C.Ritter für den Höhenbereich 0–3 km und den Bereich oberhalb von 3 km. Aus dieser Abbildung lässt sich entnehmen, dass Photometer und LIDAR einen Anstieg der AOD zeigen und dass dieser Anstieg durch das Aerosol in 0–3 km verursacht wird. Dass es sich um Aerosol in 0–3 km handelt, kann aus den LIDAR-Profilen des Rückstreukoeffizienten (elastische Streuung in Rückrichtung [1/m/sr]) und der Volumendepolarisation (Quotient der zurückgestreuten Intensität in den Polarisationsrichtungen senkrecht

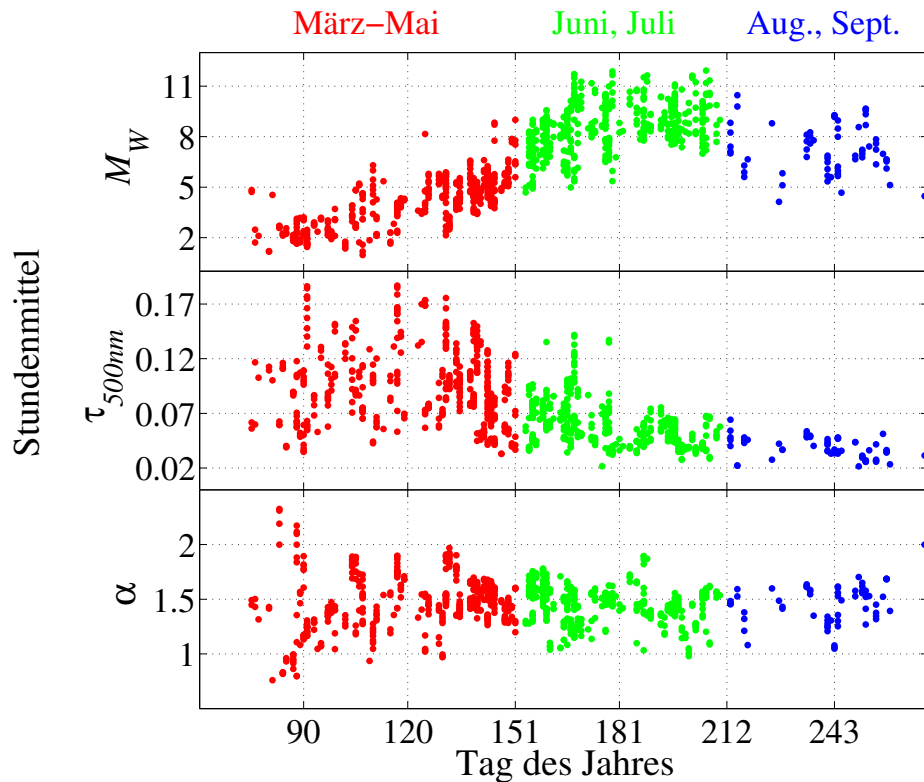


Abb.8.1: Stundenmittel des aus Photometermessungen abgeleiteten Wassergehaltes M_W in mm/m^2 , Stundenmittel von $\tau_{500\text{nm}}$ und Stundenmittel des Angström Koeffizienten α aufgetragen über den Tag des Jahres (Messwerte der Jahre 2003–2008). Die verschiedenen Jahreszeiten sind wie folgt farblich gekennzeichnet: Frühjahr – rot, Sommer – grün, Herbst – blau.

und parallel des Lasers) abgeleitet werden (vgl. Abb. B.42, Seite 151). Die Aerosolschicht ist gekennzeichnet durch einen höheren Rückstreuoeffizienten und einer geringen Volumendepolarisation. Dagegen zeichnet sich in 7 km eine Schicht ab, die aufgrund des geringen Rückstreuoeffizienten und der hohen Volumendepolarisation eine Cirruswolke ist. Durch die geringe AOD (<0.02) für den Höhenbereich oberhalb von 3 km ist diese Cirruswolke als sogenannter „subvisible“ (nicht/kaum sichtbarer) Cirrus einzustufen (Sassen und Cho, 1992). Zu bemerken ist auch, dass die Aerosolkonzentration in 0–3 km kontinuierlich mit der Höhe abnimmt und es keine weiteren voneinander zu unterscheidenden Aerosolschichten gibt. Die mit dem Photometer gemessenen $\tau_{500\text{nm}}$ liegen mit 0.12–0.19 deutlich oberhalb der für Arctic Haze definierten Grenze ($\tau_{500\text{nm}} \geq 0.1$), auch wenn die mit LIDAR abgeleitete AOD der Cirruswolke von <0.02 abgezogen wird. Die Rückwärtstrajektorien für 850 und 700 hPa belegen (vgl. Abb. B.43, Seite 152), dass sich das Aerosol in den vorangegangenen 5 Tagen ausschließlich in der zentralen Arktis befand und keinen Kontakt zum Festland bzw. besiedelten Regionen hatte, die als Aerosolquellen in Frage kommen könnten. Weiterhin zeigen die Photometermessungen, dass M_W von $1.6 \text{ mm}/\text{m}^2$ auf $2.6 \text{ mm}/\text{m}^2$ ansteigt und sich α leicht von 1.16 auf 1.26 erhöht (vgl. Abb. B.45, Seite 153), d.h. mehr kleinere Partikel in feuchterer Luft werden advehiert und es findet kein mit dem Photometer messbares Wachstum der Partikel sondern eher ein Schrumpfen statt. Die Zunahme des Feuchtigkeitsgehaltes der Luft ist auch in den Messungen der Radiosonden an diesem Tag zu beobachten (vgl. Abb. B.46, Seite 153). Die stärkste Veränderung findet dabei zwischen 0–3 km statt, also in dem Höhenbereich in dem sich auch das Aerosol befindet. Weiterhin kann den Radiosondenmessungen entnommen

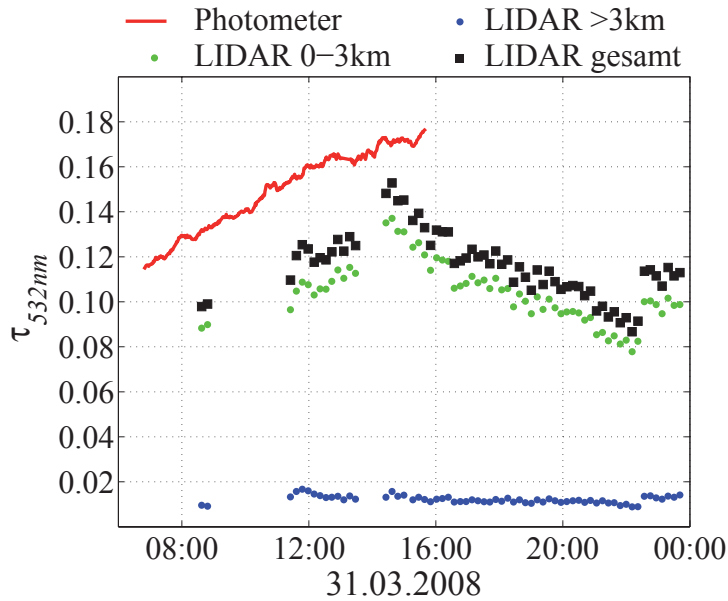


Abb.8.2: AOD bei 532 nm gemessen mit dem Photometer und abgeleitet aus den LIDAR-Profilen vom 31.03.2008 in Ny-Ålesund.

werden, dass bei 1 km eine Inversion liegt. Das Vertikalprofil der Windgeschwindigkeit und Windrichtung verändert sich zwischen den Radiosondenmessungen kaum. Der Wind nimmt bis 3 km von 4 m/s auf etwa 10 m/s zu und dreht von Ost auf Nord. Um zu untersuchen, ob der am 31.03.2008 dargestellte Einfluss der Grenzschicht eher eine Ausnahme ist oder häufiger auftritt, werden in den folgenden Abschnitten in situ Messungen auf dem Zeppelinberg mit dem Säulenwert AOD korreliert.

8.2 Einfluss der atmosphärischen Grenzschicht auf die AOD

Allgemein wird die Grenzschicht als diejenige Schicht der Atmosphäre definiert, die direkt auf dem Boden aufliegt und durch diesen beeinflusst wird (Wärme, Feuchte, Impuls, Reibung) (Kraus, 2008). Die Grenzschicht kann zwischen einigen hundert Metern (stabile Verhältnisse=geringe vertikale Luftbewegungen/Turbulenzen) und 1–2 km (instabile Verhältnisse=starke vertikale Luftbewegungen – Konvektion) betragen. Welche Höhe die Grenzschicht hat, hängt von den aktuellen meteorologischen Bedingungen ab. Generell laufen in der Grenzschicht stark turbulente Prozesse ab, die zu einer guten Durchmischung der gesamten Schicht führen. D.h. für in Bodennähe emittierte Aerosolpartikel und Gase kommt es zu einem relativ schnellen Ausgleich von Konzentrationsunterschieden. Den Bereich oberhalb der Grenzschicht bis zur Grenze der Troposphäre (Tropopause) bezeichnet man als freie Troposphäre. Häufig befindet sich zwischen der Grenzschicht und der freien Troposphäre eine Inversion (Temperaturzunahme mit der Höhe), die einen Luftaustausch zwischen der Grenzschicht und der freien Troposphäre behindert. Diese Sperrschicht wird insbesondere bei starken Winden abgeschwächt oder gar aufgelöst, so dass prinzipiell auch in die freie Troposphäre Aerosolpartikel transportiert werden.

8.2.1 Abhängigkeit der AOD in Ny-Ålesund von der Anzahlgrößenverteilung

Die AGV wurde an der Zeppelinstation mit Hilfe eines DMPS (Differential Mobility Particle Sizer) für Partikeldurchmesser von 20 bis 700 nm in 16 Größenintervallen gemessen und liegen als Stundenmittel der Jahre 2000 bis 2005 vor. Eine ausführliche Beschreibung des Messaufbaus ist der Veröffentlichung Engvall u. a. (2008b) zu entnehmen.

Für den Vergleich zwischen den an der Zeppelinstation gemessenen AGV und den aus den Photometermessungen in Ny-Ålesund abgeleiteten Stundenmitteln der AOD wurden bis auf den 23.03.2000 und den Zeitraum 11.04.–26.07.2004 alle zeitgleichen Stundenmittel verwendet. Diese Tage wurden ausgeschlossen, da sie von einem ungewöhnlichen Extremereignis (Haze 2000, Smoke 2004) in der freien Troposphäre mit einer deutlichen Aerosolschicht beeinflusst waren und deshalb ein Zusammenhang zwischen dem Säulenwert AOD und der in situ Messung der AGV nicht zu erwarten ist. Insgesamt konnten 323 Stundenmittel ausgewertet werden, davon sind 235 Stundenmittel an 60 Tagen im Frühjahr (März–Mai), 83 Stundenmittel an 25 Tagen im Sommer (Juni, Juli) und 5 Stundenmittel an 4 Tagen im Herbst (August, September).

Der Vergleich zwischen τ_{500nm} und der Gesamtanzahl der Partikel ($20\text{ nm} < D_p < 700\text{ nm}$) in Abb. 8.3 zeigt keine Korrelation. Aus physikalischer Sicht ist das zu erwarten, da die Streuung nicht nur von der Anzahl der Partikel, sondern auch vor allem von ihrer Größe abhängt. Daher

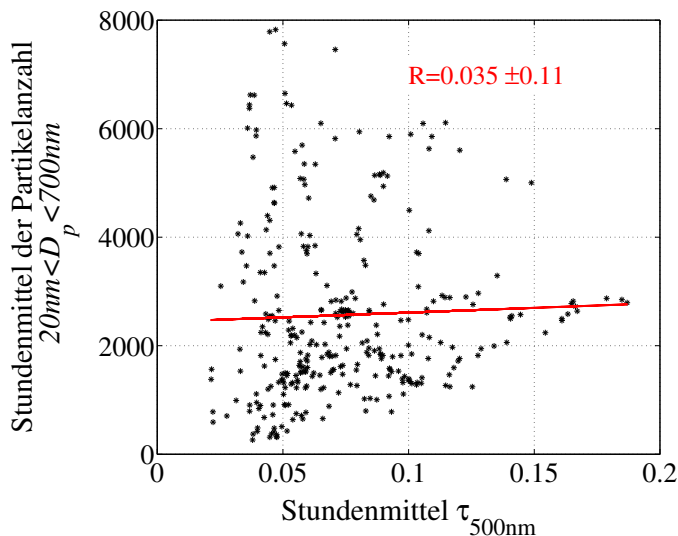


Abb.8.3: Streudiagramm der Gesamtanzahl der Partikel ($20\text{ nm} < D_p < 700\text{ nm}$), abgeleitet aus den Messungen der Anzahlgrößenverteilung an der Zeppelinstation über dem Stundenmittel von τ_{500nm} von Ny-Ålesund 2000–2005. Ergänzend eingezeichnet ist die Regressionsgerade (rote Kurven) und der dazugehörige Korrelationskoeffizient.

wurde für eine bessere Darstellung des Zusammenhanges der AOD mit den Messungen an der Zeppelinstation der Extinktionskoeffizient δ_E nach Gleichung (8.1) berechnet.

$$\delta_E = \sum_{i=1:n} N(i) \cdot Q(i) \cdot \pi \cdot D_p(i) \quad (8.1)$$

In Gleichung (8.1) ist $N(i)$ die Anzahl der Partikel im Größenintervall i , $D_p(i)$ der mittlere Durchmesser des Größenintervalles i und $Q(i)$ die Extinktionseffizienz von $D_p(i)$. Die Extinktionseffizienz wurde berechnet mit Hilfe von „Mie Scattering Calculator“¹ und der Annahme, es handle sich um sphärische Partikel mit einem Brechungsindex von 1.5-0.0001i. Dieser

¹http://omlc.ogi.edu/calc/mie_calc.html

Brechungsindex wurde gewählt, weil die Partikel in Ny-Ålesund zu einem Großteil aus Ammoniumsulfat und Ruß zusammengesetzt sind (Teinilä u. a., 2003). In der Abb. 8.4 a) ist der berechnete Extinktionskoeffizient δ_E über τ_{500nm} aufgetragen. Die aus allen Messpunkten abgeleitete Regressionsgerade (rote Kurve) hat einen Korrelationskoeffizienten von 0.722 ± 0.052 und ist damit wesentlich stärker als der Korrelationskoeffizient zwischen der Gesamtanzahl der Partikel ($20 \text{ nm} < D_p < 700 \text{ nm}$) und τ_{500nm} .

Die unterschiedlich farbige Markierung unterteilt die Messungen in drei Fälle. Im ersten Fall (rote Punkte) erfüllen die Messungen die aus allen Messungen abgeleitete Regressionsgleichung ($\delta_E = 0.003 \cdot \tau_{500nm} - 6.53 \cdot 10^{-5}$) mit einem Fehler von $\Delta\tau_{500nm} = 0.015$. Dieser Fehlerbereich begründet sich im Größtfehler von $\tau_{500nm} = 0.01$ und einem unbekanntem Fehler für δ_E . Der zweite und dritte Fall, dargestellt durch die blauen und grünen Punkte, kennzeichnen die Messungen, die nicht die Regressionsgleichung erfüllen und oberhalb bzw. unterhalb der Regressionsgeraden liegen. Insgesamt umfassen die roten Punkte 53.9%, die blauen 24.4% und die grünen 21.7% der Messungen. Bleibt die Frage, weshalb und in welchen Fällen die Messungen an der Zeppelinstation mit der AOD korrelieren. Da die AOD auch als Integral des Extinktionskoeffizienten über die Gesamtsäule ausgedrückt werden kann, lässt sich eine virtuelle Schichtdicke $dz_v = \frac{\tau_{500nm}}{\delta_E}$ berechnen. Diese virtuelle Schichtdicke gibt an, wie dick die Aerosolschicht bei gegebener AOD wäre, wenn der Extinktionskoeffizient mit der Höhe konstant ist. Das Ergebnis dieser Berechnung von dz_v ist in der Abb. 8.4 b) aufgetragen. Dabei wird die farbliche Fallunterscheidung aus der Abb. 8.4 a) beibehalten. Auffällig ist, dass

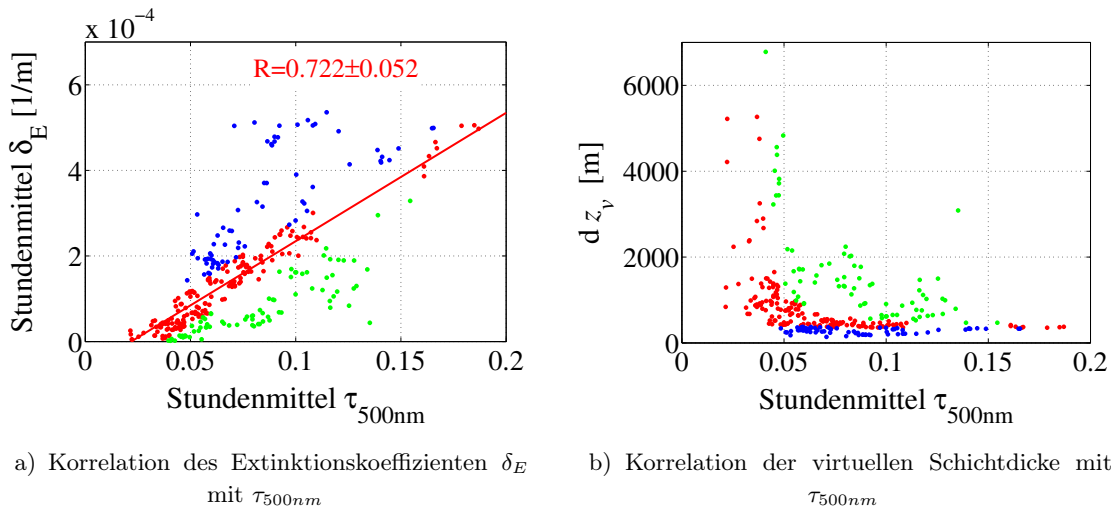


Abb.8.4: Streudiagramm a) des Extinktionskoeffizienten δ_E abgeleitet aus den Messungen der Anzahlgrößenverteilung an der Zeppelinstation und b) der virtuellen Schichtdicke über dem Stundenmittel von τ_{500nm} von Ny-Ålesund 2000–2005. Ergänzend eingezeichnet sind die Regressionsgeraden (rote Kurven) und der dazugehörige Korrelationskoeffizient, sowie eine farbliche Unterscheidung von drei Fällen. Fall 1 (rot) – die Messungen erfüllen die Regressionsgerade mit einer maximalen Abweichung von $\tau_{500nm} = 0.015$. Fall 2 (blau) und Fall 3 (grün) – Punkte, die oberhalb bzw. unterhalb der Regressionsgeraden liegen.

sowohl die roten als auch die blauen Punkte ab $\tau_{500nm} > 0.05$ wenig streuen und in einem nahezu konstanten Schichtdickenbereich liegen. Die mittlere virtuelle Schichtdicke der roten Punkte für $\tau_{500nm} > 0.05$ beträgt ~ 500 m. Wird angenommen, dass der Extinktionskoeffizient über einen Höhenbereich von 100 m konstant ist, korreliert die AOD mit den Messungen

an der Zeppelinstation, wenn sich 20 % des Gesamtaerosols in der Höhe der Zeppelinstation ($474 \text{ m} \pm 50 \text{ m}$) befindet. Das bedeutet auch, dass aus den rot markierten Messungen über das Vertikalprofil der Aerosolverteilung keine weiteren Rückschlüsse gezogen werden können. Dagegen kann für die blauen Punkte (zweiter Fall) oberhalb der Regressionsgeraden festgestellt werden, dass bei diesen Messungen mehr als 20 % des Aerosols in der Höhe der Zeppelinstation ist und sich vermutlich in diesem Fall ein Großteil des Aerosols in den unteren Kilometern der Atmosphäre (0–2 km) konzentriert. Für die grünen Punkte gilt der entgegengesetzte Fall. Sie liegen unterhalb der Regressionsgeraden und repräsentieren die Messungen, bei denen weniger als 20 % des Aerosols in der Höhe der Zeppelinstation zu finden ist und sich das meiste Aerosol eher in der freien Troposphäre (oberhalb von 2 km) befindet. Die Vermutungen für den zweiten (blaue Punkte) und den dritten Fall (grüne Punkte) werden unter Zuhilfenahme von KARL-Messungen durch jeweils zwei Beispiele unterstützt. Die Abb. B.47 der Vertikalprofile des Rückstreukoeffizienten im Anhang auf Seite 154 zeigen deutlich die erläuterten Unterschiede der beiden Fälle in der vertikalen Verteilung des Aerosols. Anzumerken ist auch, dass gerade bei geringen AOD dz_v stark streut und sehr groß ist. Dies lässt vermuten, dass bei geringen AOD eher eine homogene Verteilung des Aerosols über die gesamte Atmosphäre vorzufinden ist.

Der zu beobachtende Zusammenhang zwischen AOD und der an der Zeppelinstation gemessenen AGV lässt die Schlussfolgerung zu, dass die AOD zum Teil maßgeblich vom Aerosol in den unteren Kilometern der Atmosphäre (0–2 km) beeinflusst wird. Daher wird im Folgenden mit Hilfe der Messungen an der Zeppelinstation auch die chemische Zusammensetzung der streuenden Partikel untersucht.

8.2.2 Zusammenhang zwischen chemischer Zusammensetzung des Aerosols und der AOD

Für Untersuchungen der chemischen Zusammensetzung der Atmosphäre (Gas- und Partikelphase) werden an der Zeppelinstation u. a. Impaktorsysteme² verwendet, mit denen Partikel entsprechend ihrer Größe auf Filtern abgeschieden und später im Labor mit Hilfe eines Ionenchromatographen analysiert werden. Typischerweise werden die Filter nach einer Messzeit von 24 Stunden gewechselt, daher ist die zeitliche Auflösung der Proben auf einen Tag eingeschränkt. Eine ausführliche Beschreibung der Messsysteme und Analysemethoden der verschiedenen chemischen Komponenten ist in EMEP (1996) nachzulesen. Die Messungen der Konzentration von Rußpartikeln (BC – black carbon) mit einem Aethalometer liegen als 12-Stundenmittel vor und wurden von K. Eleftheriadis zur Verfügung gestellt. Die ausführliche Beschreibung und Auswertung dieser Messreihe kann der Veröffentlichung Eleftheriadis u. a. (2009) entnommen werden.

Die seit 1989 bzw. 1998 (BC) zur Verfügung stehenden Messungen der Stoffkonzentrationen an der Zeppelinstation werden im Folgenden benutzt, um anhand einer Korrelation mit dem Tagesmittel oder 12-Stundenmittel der AOD Messungen die chemische Zusammensetzung der streuenden Partikel zu untersuchen. Die Tagesmittel der AOD enthalten mindestens 31 Einzelmessungen und gehören nicht zu den Extremereignissen (Haze 2000, Smoke 2004, Smoke 2006, Smoke 2008, Kasatochi 2008). In der Tab. 8.1 sind die Korrelationskoeffizienten R und deren Mutungsbereich für τ_{500nm} und α der verschiedenen chemischen Kompo-

²small deposit area impactors - SDI (Meanhaut u. a., 1996), virtual impactors - VI (Loo und Cork, 1988)

ten aufgeführt. Zusätzlich eingetragen sind die Anzahl der verwendeten Tagesmittel und der Zustand, in dem die chemische Komponente bei der Messung vorlag (g = gasig, f = fest).

Tab.8.1: Korrelationskoeffizienten und Mutungsbereiche für die in Ny-Ålesund gemessenen τ_{500nm} bzw. α und den an der Zeppelinstation gemessenen Konzentrationen der verschiedenen chemischen Komponenten. In Klammern hinter der Stoffbezeichnung ist der Zustand der chemischen Komponente während der Messung angegeben (g = gasig, f = fest).

Stoff	$R(\tau_{500nm})$	$R(\alpha)$	Anzahl der Mittelwerte	Zeitraum
$\text{SO}_4^{2-}(\text{f})$	0.604 ± 0.064	0.055 ± 0.010	383	} 1995 - 2008
$\text{NO}_3^-(\text{f})$	-0.002 ± 0.100	0.145 ± 0.098	384	
$\text{NH}_4^+(\text{f})$	0.235 ± 0.095	0.147 ± 0.098	381	
$\text{Na}^+(\text{f})$	0.132 ± 0.099	-0.209 ± 0.096	382	
$\text{Mg}^{2+}(\text{f})$	0.085 ± 0.100	-0.186 ± 0.097	382	
$\text{Ca}^{2+}(\text{f})$	-0.022 ± 0.100	-0.015 ± 0.100	382	
$\text{K}^+(\text{f})$	-0.010 ± 0.100	-0.009 ± 0.100	382	
$\text{Cl}^-(\text{f})$	0.112 ± 0.099	-0.323 ± 0.090	384	
$\text{SO}_2(\text{g})$	0.210 ± 0.096	0.038 ± 0.100	388	
$\text{HNO}_3(\text{g})$	0.057 ± 0.100	0.151 ± 0.098	388	
$\text{NH}_3(\text{g})$	-0.364 ± 0.087	0.207 ± 0.095	387	
BC(f)	0.446 ± 0.111	0.214 ± 0.133	200	1998 - 2007

Nennenswerte Korrelationen gibt es zwischen τ_{500nm} und SO_4^{2-} , BC und NH_3 . Die positive Korrelation von τ_{500nm} und SO_4^{2-} sagt aus, dass die AOD umso höher ist, je mehr Sulfatpartikel in der Atmosphäre sind. Die negative Korrelation zu NH_3 kann auf die in der Flüssigphase stattfindende Reaktion: $2 \text{NH}_3 + \text{H}_2\text{SO}_4 = (\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ zurückgeführt werden. Ammoniak wird in Ammoniumsulfat umgewandelt und je mehr Schwefelsäure in der Atmosphäre ist, desto eher wird Ammoniak aufgenommen. Gleichzeitig nimmt die AOD zu, weil Sulfat einen großen Anteil an den Partikeln hat, die das Licht streuen. Die Korrelation zu Ammoniak ist jedoch nicht besonders stark, so dass auch die Korrelation zu Ammonium eher zu vernachlässigen ist. Dies steht allerdings im Widerspruch zu der von Teinilä u. a. (2003) vorgestellten Korrelation von $R^2 = 0.94$ zwischen Sulfat und Ammonium. Eine Ursache hierfür könnte die von Staebler u. a. (1999) festgestellte Abhängigkeit der Ammoniumkonzentration von der Trajektorie sein. So wurde bei Luftmassen aus Nordrussland zum Teil kaum/kein Ammonium gemessen.

Zwischen τ_{500nm} und BC zeigt sich die zweitstärkste Korrelation. Da sie positiv ist, bedeutet die Korrelation, dass je höher die Konzentration von BC ist, desto höher ist auch die AOD. BC selbst ist neben Kohlenmonoxid ein Produkt unvollständiger Verbrennung. Demnach kommen für BC-Quellen nur besiedelte Gebiete und Industrieregionen in Frage. Auch die Korrelation zwischen dem Angström Koeffizienten α und BC ist positiv, d.h. je höher die BC Konzentration ist, desto kleiner sind die Partikel in der Atmosphäre. Dies ist in Übereinstimmungen mit der Beobachtung in Barrow, dass die Rußkonzentration stärker mit dem Streukoeffizienten von 480 nm korreliert als mit dem von 850 nm (Polissar u. a., 1999). Anders sieht es bei Cl^- , einem Hauptbestandteil von Meersalzpartikeln, aus. Hier ist die Korrelation mit α negativ, d.h. je mehr Chlorid, desto mehr größere Partikel sind in der Atmosphäre.

Obwohl SO_4^{2-} eine ausgeprägte Verbindung zur AOD hat, ist die Korrelation zu α nicht vorhanden. Daraus kann geschlossen werden, dass SO_4^{2-} in einem größeren Partikelspektrum zu finden ist, als z. B. Cl^- .

Insgesamt kann davon ausgegangen werden, dass ein Großteil der Partikel Sulfat enthält und wahrscheinlich aus Schwefelsäure besteht. Denn wären die Partikel hauptsächlich aus Ammoniumsulfat, so müsste die Korrelation mit Ammonium ähnlich hoch sein wie bei SO_4^{2-} . Schwefelsäure kann sich in der Atmosphäre durch binäre homogene Nukleation von Wasserdampf und oxidiertem Schwefeldioxid bilden (Kulmala u. a., 1995). Schwefeldioxid gelangt bei der Verbrennung schwefelhaltiger Brennstoffe (Erdöl, Kohle) und bei Vulkanausbrüchen in die Atmosphäre. Auch aus dem natürlichen Vorläufergas DMS (Dimethylsulfid - Produkt mikrobiologischer Prozesse im Meer) bildet sich über Oxidation und Nukleation Schwefelsäure. Ob Nukleation stattfindet und wie stark sie ist, hängt davon ab, wie viel oxidiertes Schwefeldioxid oder DMS in der Atmosphäre ist und welche Temperaturen herrschen. Die Kondensation setzt umso eher ein, je höher die Konzentration des Schwefeldioxids und je niedriger die Temperatur ist. Eine Absenkung der Temperatur tritt z. B. bei der Hebung von Luft ein, d.h. Trajektorien, die auf dem Weg in die Arktis aufsteigen, begünstigen die Bildung von neuen Schwefelsäurepartikeln (Benson u. a., 2008; Khosrawi u. a., 2009). Für die Neubildung von Schwefelsäurepartikeln spricht auch, dass Hara u. a. (2003) Schwefelionen während der ASTAR 2000 Kampagne in der Arktis hauptsächlich in externer Mischung vorgefunden haben. Es ist also durchaus möglich, dass neben der Herkunft der Luftmassen und ihrer Trajektorie, deren vertikaler Verlauf und andere meteorologische Bedingungen wie Niederschlag und Temperatur entscheidend sind für den Aerosoltransport bzw. die Bildung von neuen Aerosolpartikeln in der Arktis. In eine ähnliche Richtung gehen die Vermutungen von Polissar u. a. (1999), die den Arctic Haze im Frühjahr auf das Zusammenwirken von Ferntransport des anthropogen emittierten Schwefeldioxids und dessen photochemische Oxidation zu SO_4^{2-} zurückführen. Dies würde auch erklären, warum ein Zusammenhang zwischen der AOD und der Rußkonzentration festzustellen ist, nicht aber zwischen den Trajektorien und der AOD.

8.3 Zusammenfassung Kapitel 8

Eine Abhängigkeit der AOD vom Wasserdampfgehalt der Atmosphäre konnte nicht festgestellt werden, d.h. das beobachtete Aerosol befand sich in der Regel im Gleichgewicht mit dem Wasserdampf und es wurde kein hygroskopisches Wachsen der Partikel festgestellt. Anhand eines Beispiels konnte gezeigt werden, dass die Advektion von Luftmassen eher eine Veränderung der AOD und von α herbeiführt, als hygroskopisches Wachstum des Aerosols in Ny-Ålesund.

Der Säulenwert AOD ist mit den in den unteren Schichten der Atmosphäre in situ gemessenen AGV eng verknüpft. Dabei werden 50 % der AOD Messungen durch das Aerosol in der Höhe der Zeppelinstation zu 20 % beeinflusst. Außerdem bestimmt hauptsächlich die Konzentration von Sulfationen und BC die AOD. Naheliegender ist, dass es sich bei dem Phänomen Arctic Haze um Transport von Vorläufergasen (SO_2 , DMS) und deren Umwandlung in Schwefelsäurepartikel handelt. Im Winter und Frühjahr sind die Bedingungen für Nukleation aufgrund der geringeren Temperaturen und der geringeren nassen Deposition besser. Im Sommer dagegen dienen die neugebildeten Partikel direkt als Wolkenkondensationskerne und werden ausgewaschen.

Kapitel 9

Zusammenfassung und Ausblick

Basierend auf Messungen von drei Stationen (AWIPEV/Koldewey in Ny-Ålesund, NP-35, Sodankylä) im europäischen Teil des arktischen/subarktischen Gebietes wurde die troposphärische Aerosolvariabilität untersucht. Im Vordergrund standen dabei die AOD Messungen mit Sonnenphotometern und deren Interpretation unter Berücksichtigung möglicher Aerosolquellgebiete und Transportwege, die mit Hilfe von Trajektorien und EOF-Analysen bestimmt wurden. Weiterhin wurden für die Interpretation der Photometermessungen in Ny-Ålesund in situ Aerosolmessungen (chemische Zusammensetzung, Anzahlgrößenverteilung) von der Zeppelinstation auf dem Zeppelinberg (474 m ü.NN) nahe Ny-Ålesund zur Auswertung herangezogen.

Die Hauptergebnisse dieser Arbeit sind:

1. Die Arctic Haze Ereignisse ($\tau_{500nm} > 0.1$) im Frühjahr können nicht alleine auf den direkten Transport von anthropogenem Aerosol aus Europa/Russland zurückgeführt werden. Für Ny-Ålesund sind in 15 Jahren nur 5 Extremereignisse dokumentiert, bei denen ein direkter Zusammenhang zwischen Aerosoltransport in die Arktis und hohen AOD nachgewiesen werden konnte (Haze 2000, Smoke 2004, Smoke 2006, Smoke 2008, Kasatochi 2008). In den ersten vier Fällen handelt es sich um Aerosol aus Europa (Haze) oder von Wald-/Ackerbränden (Smoke). Im fünften Fall um Aerosol vulkanischen Ursprungs in der Stratosphäre.
2. Entgegen bisheriger Veröffentlichungen (Eckhardt u. a., 2003; Duncan und Bay, 2004) konnte kein eindeutiger Zusammenhang zwischen atmosphärischen Zirkulationsmustern wie der NAO und den in Ny-Ålesund gemessenen AOD nachgewiesen werden. Das kann zum Teil darauf zurückgeführt werden, dass für die Korrelationen das Gas Kohlenmonoxid benutzt wurde und nicht die Partikelkonzentration, die entscheidender für den erwarteten Zusammenhang mit der AOD ist.
3. Die AOD an den Stationen Ny-Ålesund und Sodankylä weisen einen deutlichen Jahresgang auf. Der Wechsel zwischen den hohen AOD im Frühjahr und den im Allgemeinen niedrigeren Werten im Sommer wird in Ny-Ålesund verursacht durch eine Umstellung der meteorologischen Bedingungen in der Arktis. Der Übergang zwischen der stabilen Hochdruckwetterlage im Frühjahr zu instabileren atmosphärischen Bedingungen (mehr Tiefdruckgebiete) im Sommer erhöht die nasse Deposition und reduziert damit insbesondere die Konzentration der Akkumulationspartikel. Außerdem wurde festgestellt, dass die AOD in Ny-Ålesund im Frühjahr in der Regel höher ist als in Sodankylä. Eine mög-

liche Erklärung hierfür könnte Partikelneubildung in der zentralen Arktis/Beaufortsee sein.

4. Die aus den an der Zeppelinstation gemessenen Anzahlgrößenverteilungen abgeleiteten Extinktionskoeffizienten weisen einen Korrelationskoeffizienten von ~ 0.7 zwischen τ_{500nm} und δ_E auf. Dies bedeutet, dass die AOD häufig durch die Konzentration des Aerosols in der Grenzschicht bestimmt wird. Die ebenfalls an der Zeppelinstation durchgeführten Messungen der chemischen Zusammensetzung des Aerosols zeigen eine deutliche positive Korrelation zwischen τ_{500nm} und der Konzentration von Sulfationen und Rußpartikeln.
5. Erstmals wurde aus den Photometermessungen in Ny-Ålesund der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre abgeleitet. Dabei konnte kein Einfluss der Wechselwirkungen zwischen Wasserdampf und Aerosol auf die Photometermessungen beobachtet werden. Möglicherweise reicht die Messgenauigkeit des Photometers und/oder die zeitliche Auflösung nicht aus, um solche Prozesse zu erfassen.

Die Variabilität des arktischen Aerosols lässt sich mit zwei unterschiedlichen Typen des Luftmassentransports erklären. Typ 1 sind die sporadisch auftretenden Aerosolereignisse, die das ganze Jahr über in der Arktis auftreten können. Dabei findet ein direkter Transport von Aerosolpartikeln, häufig Rußpartikel, aus Europa/Russland in die Arktis bevorzugt in der freien Troposphäre (oberhalb von 2 km) statt. Typ 2 führt zu den jährlich wiederkehrenden hohen AOD im Frühjahr (Arctic Haze) und den niedrigeren Werten im Sommer und Herbst. Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen, dass die Arctic Haze Ereignisse im Frühjahr nicht alleine durch den Transport von Aerosolpartikeln aus den Quellregionen (Europa, Russland/Asien) erklärt werden können. Vielmehr scheinen ein oder mehrere Transformationsprozesse den Transport zu überlagern. Eine mögliche Transformation kann die Umwandlung von Schwefeldioxid zu Sulfationen und deren Nukleation sein. Besonders im Frühjahr sind die Bedingungen für Nukleation in der Arktis ideal. Die Temperaturen sind niedrig genug, so dass auch schon geringe Konzentrationen von Schwefeldioxid für die Partikelneubildung ausreichen. Zusätzlich ist die nasse Deposition aufgrund der stabileren Schichtung der arktischen Atmosphäre im Winter und Frühjahr reduziert.

Um diese Überlegungen zu bestätigen, müssten sowohl das Photometermessnetz als auch in situ Aerosolmessungen in der Arktis ausgebaut und koordiniert werden. Für eine bessere Interpretation der Photometermessungen in Ny-Ålesund ist ein zweites automatisches Photometer auf dem Zeppelinberg anzustreben. Aus den Messungen der beiden Photometer könnte dann der über 0–500 m integrierte Extinktionskoeffizient bestimmt werden und das mit dem KARL gemessene Vertikalprofil ergänzen. Außerdem wäre man mit diesem Messaufbau in der Lage abzuschätzen, wie groß der Einfluss der Grenzschicht ist, und abzuleiten, wie stark der Zusammenhang mit in situ Messungen ist.

Gerade in der technischen Entwicklung des Photometers zeichnet sich eine weitere Automatisierung ab, die es erlaubt, Almukantar-Messungen ferngesteuert durchzuführen. Bisher konnte dies nur manuell erfolgen, weshalb Almukantar-Messungen hauptsächlich für die Zeiträume von Messkampagnen vorliegen. Eine Automatisierung der Messungen würde durch die höhere zeitliche Auflösung die Wahrscheinlichkeit erhöhen, sporadisch auftretende Extremereignisse zu erfassen. Damit könnte eine umfassendere und detailliertere Beschreibung und Klassifizierung des arktischen Aerosols erfolgen. Desweiteren finden die so gewonnenen mikrophysikalischen Aerosolparameter ihre Verwendung in Strahlungstransportmodellen.

Bezüglich der für die Analyse der Messungen zur Verfügung stehenden Modelle (Trajektorien, Chemie, usw.) sind Veränderungen hinsichtlich des Informationsgehaltes anzustreben. Neben der Information über Ort und Zeit der Trajektorie würden Angaben über Niederschlag und Temperatur helfen, die Auswascheffektivität und die Nukleationswahrscheinlichkeit zu bestimmen. Mit diesen Informationen könnten die Trajektorien anders geclustert werden und einen besseren Aufschluss über die während des Transport ablaufenden Prozesse geben. In Kombination mit existierenden Chemie Transport Modellen könnten die komplexen Transport- und Umwandlungsprozesse des Aerosols in der Arktis besser beschrieben werden. Interessant wäre die Beprobung der gleichen Luftmasse. Die Möglichkeit hierfür bietet der Einsatz von Forschungsflugzeugen wie der Polar 5 des Alfred-Wegener-Instituts. Dabei könnte neben der Erfassung der gleichen Luftmasse mit verschiedenen Messgeräten auch eine vertikale Sondierung (Vertikalprofil) durchgeführt werden, um Aufschluss über die Entwicklung der Luftmasse in den verschiedenen Höhenschichten zu erhalten. Weiterhin besteht die Notwendigkeit, die Algorithmen zur Bestimmung der AOD über Eis- und Schneefächen aus Satellitenmessungen mit Hilfe der Bodenmessungen zu validieren und die gewonnenen Informationen in globale Karten einzuarbeiten.

Abkürzungs- und Symbolverzeichnis

α	Angström Koeffizient (Spektralabfall)
β	Trübungsparameter
δ_A	Absorptionskoeffizient
δ_E	Extinktionskoeffizient
δ_S	Streukoeffizient
η_s	Eigenwerte
γ_B	Breitenwinkel
λ	Wellenlänge
Ω	Raumwinkel [sr]
π	Pi = 3.14159
Ψ_S	Streuwinkel
σ^2	Varianz
τ_A	Aerosol optische Dicke (=AOD)
τ_{ext}	optische Dicke der Extinktion (auch gesamt optische Dicke)
τ_G	optische Dicke von Gasen
τ_R	Rayleigh optische Dicke
τ_{500nm}	Aerosol optische Dicke bei einer Wellenlänge von 500 nm
τ_{Ang}	optische Dicke berechnet aus den Angström Parametern α und β
τ_{H_2O}	Wasserdampf optische Dicke
τ_O	Ozon optische Dicke
θ	Zenitwinkel
φ	Meridianwinkel
$\zeta(t_j)$	Hauptkomponenten
a	absolute Feuchte
$B_\lambda(T)$	Energiedichte [W/m ³]
c	Lichtgeschwindigkeit im Vakuum ($2.998 \cdot 10^8 m/s$)
D_p	Partikeldurchmesser
D_r	Partikelradius
$e_s(x_i)$	Eigenvektoren
E_W	Sättigungsdampfdruck über Wasser
F_{τ_O}	relativer Fehler der Ozon optischen Dicke
F_{τ_R}	relativer Fehler der Rayleigh optischen Dicke
F_{m_A}	relativer Fehler der relativen Aerosol Luftmasse
F_{m_O}	relativer Fehler der relativen Ozon Luftmasse
F_{m_R}	relativer Fehler der relativen Rayleigh Luftmasse
F_{U_0}	relativer Fehler des extraterrestrischen Spannungswertes U_0

g	Asymmetrie-Parameter
h	Plancksches Wirkungsquantum ($h = 6.626 \cdot 10^{-34} Js$)
H_O	Höhe der Ozonschicht (22 km)
H_s	Stationshöhe [km]
$h_{s\odot}$	scheinbare Sonnenhöhe
I	Intensität der am Boden ankommenden Strahlung [W/m^2]
I_0	Intensität der Strahlung am Oberrand der Atmosphäre [W/m^2]
K	Korrekturfaktor (Tab. B.1, Seite 115)
k	Anzahl der Cluster
k	Boltzmann Konstante ($k_B = 1.381 \cdot 10^{-23} J/K$)
k -means	Clustermethode (MacQueen, 1967)
KS	Kolmogorov-Smirnov Wert (siehe Seite 43)
m	Luftmasse
m_A	relative Aerosol Luftmasse
m_O	relative Ozon Luftmasse
m_R	relative Rayleigh Luftmasse
M_W	Wassergehalt aus Photometermessungen [mm/m^2]
N	Anzahl
O_{3Dobs}	Ozonsäulengehalt [DU]
O_{3Eich}	Absorptionskoeffizienten für Ozon nach H.U. Dütsch aus Linke und Bauer (1970)
p	Druck
$P(\Psi_S)$	Phasenfunktion
$Q(i)$	Extinktionseffizienz
R	Korrelationskoeffizient
r_E	Erdradius = 6370 km
R_i	Brechungsindex
$R_i(real)$	Realteil des Brechungsindex
r_k	Radius einer Kugel
R_w	spezifische Gaskonstante für Wasser ($461.52 \frac{J}{kgK}$)
RH	relative Feuchte [%]
RH_{Eis}	relative Feuchte über Eis [%]
S	Teilfläche einer Kugel
T	Temperatur
TSV	Total Spatial Variance (Stunder, 1996)
U	am Boden gemessene Spannung
U_0	extraterrestrische Spannung
V_{EOF}	durch die EOF erklärte Varianz
$(NH_4)_2SO_4$	Ammoniumsulfat
$^{\circ}C$	Grad Celsius
Abb.	Abbildung
AERONET	AErosol RObotic NETwork
AGV	Anzahlgrößenverteilung des Aerosols
AOD	Aerosol optische Dicke
ASTAR	Arctic Study of Tropospheric Aerosol and Radiation
AWI	Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung

BC	Ruß (black carbon)
bzw.	beziehungsweise
Ca ²⁺	Kalziumion
ca.	circa
CCN	Wolkenkondensationskeime (engl. cloud condensation nuclei)
CIRATRA	Coupled Inversion Radiative Transfer Program
Cl ⁻	Chlorion
CO	Kohlenmonoxid
d.h.	das heißt
DJF	Dezember, Januar, Februar
DMPS	Differential Mobility Particle Sizer
DMS	Dimethylsulfid
DU	Dobson Unit [1DU = 2.69*10 ²⁰ Ozon Moleküle pro Quadratmeter]
EARLINET	European Aerosol Research Lidar Network to Establish an Aerosol Climatology
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EMEP	European Monitoring and Evaluation Programme
EOF	empirische orthogonale Funktionen (Eigenvektoren)
etc.	et cetera
f	fest
f.	folgende
FLEXPART	lagrangian particle dispersion model (Stohl u. a., 1998)
FWHM	Halbwertsbreite eines Interferenzfilters
g	gasig
H ₂ SO ₄	Schwefelsäure
Haze 2000	Extremereignis März 2000 (Yamanouchi u. a., 2005)
HNO ₃	Salpetersäure
HYSPLIT	Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model (Draxler und Rolph, 2003)
K ⁺	Kaliumion
KARL	Koldewey-Aerosol-Raman-Lidar in Ny-Ålesund (Ritter u. a., 2008)
Kasatochi 2008	Extremereignis August und September 2008 (Hoffmann u. a., 2010)
LIDAR	Light Detection And Ranging
Mg ²⁺	Magnesiumion
MPL	Micro Pulse LIDAR
MSLP	Bodendruck (Mean Sea Level Pressure)
Na ⁺	Natriumion
NAO	Nordatlantische Oszillation
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NH ₃	Ammoniak
NH ₄ ⁺	Ammoniumion
NP-35	35. Nordpol Driftstation
OMI	Ozone Mapping Instrument
PC	Hauptkomponenten (principle components)
PEP-Tracer	P ol- E quator- P ol-Tracer (Trajektorienmodell, Seite 46, Orgis u. a. (2009))

PFR	Precision Filter Radiometer (Sonnenphotometer)
S.	Seite
SDI	Small Deposit Impactor
Smoke 2004	Extremereignis Juli 2004 (Stohl u. a., 2006)
Smoke 2006	Extremereignis Mai 2006 (Stohl u. a., 2007)
Smoke 2008	Extremereignis März 2008 (Kapitel 6.2, Seite 61)
SO ₂	Schwefeldioxid
SO ₄ ²⁻	Sulfation
SP1A	Sonnenphotometertyp der Firma Dr.Schulz & Partner GmbH automatisch messend
SP2H	Sonnenphotometertyp der Firma Dr.Schulz & Partner GmbH manuell betrieben
STG	Strahlungstransfergleichung
Tab.	Tabelle
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer
u. a.	unter anderem
usw.	und so weiter
UTC	Universal Time Coordinated
vgl.	vergleiche
VI	Virtual Impactor
vs.	versus (gegen)
WMO	World Meteorological Organization
z. B.	zum Beispiel
ü.NN	über Normalnull (Höhe über dem Meeresspiegel)

Anhang A

Gleichungen zur Größtfehlerabschätzung

Ausgangsgleichung für die Bestimmung des Fehlers der Aerosol optischen Dicke:

$$\begin{aligned} \Delta\tau_A(\lambda) = & \left| \frac{\partial\tau_A}{\partial U_0} \right| \cdot \Delta U_0 + \left| \frac{\partial\tau_A}{\partial U} \right| \cdot \Delta U + \left| \frac{\partial\tau_A}{\partial m_A} \right| \cdot \Delta m_A + \left| \frac{\partial\tau_A}{\partial \tau_R} \right| \cdot \Delta\tau_R \\ & + \left| \frac{\partial\tau_A}{\partial m_R} \right| \cdot \Delta m_R + \left| \frac{\partial\tau_A}{\partial \tau_O} \right| \cdot \Delta\tau_O + \left| \frac{\partial\tau_A}{\partial m_O} \right| \cdot \Delta m_O \end{aligned} \quad (\text{A.1})$$

mit

$$\begin{aligned} \frac{\partial\tau_A}{\partial U_0} &= \frac{1}{U_0 \cdot m_A} & \frac{\partial\tau_A}{\partial U} &= -\frac{1}{U \cdot m_A} & \frac{\partial\tau_A}{\partial \tau_R} &= -\frac{m_R}{m_A} \\ \frac{\partial\tau_A}{\partial \tau_O} &= -\frac{m_O}{m_A} & \frac{\partial\tau_A}{\partial m_R} &= -\frac{\tau_R}{m_A} & \frac{\partial\tau_A}{\partial m_O} &= -\frac{\tau_O}{m_A} \\ \frac{\partial\tau_A}{\partial m_A} &= -\ln \frac{U_0(\lambda)}{U(\lambda) \cdot KFM} \cdot \frac{1}{m_A^2} + \frac{\tau_R(\lambda) \cdot m_R + \tau_O(\lambda) \cdot m_O}{m_A^2} \end{aligned}$$

Fehler der Rayleigh optischen Dicke:

$$\Delta\tau_R = \left| \frac{\partial\tau_R}{\partial p} \right| \cdot \Delta p + \left| \frac{\partial\tau_R}{\partial \lambda} \right| \cdot \Delta\lambda \quad (\text{A.2})$$

$$\frac{\partial\tau_R}{\partial p} = \frac{1}{1013.25 \text{ hPa}} \cdot 0.00865 \cdot \lambda^{-(3.9164 + 0.074 \cdot \lambda + \frac{0.05}{\lambda})} \quad (\text{A.3})$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial\tau_R}{\partial \lambda} &= \frac{p}{1013.25 \text{ hPa}} \cdot 0.00865 \cdot \lambda^{-(3.9164 + 0.074 \cdot \lambda + \frac{0.05}{\lambda})} \\ &\cdot \left[-0.074 - \frac{3.9164}{\lambda} - \frac{0.05}{\lambda^2} + \left(\frac{0.05}{\lambda^2} - 0.074 \right) \cdot \ln \lambda \right] \end{aligned} \quad (\text{A.4})$$

mit $\Delta p = 0.1 \text{ hPa}$ $\Delta\lambda = 0.002 \text{ }\mu\text{m}$

Fehler der Ozon optischen Dicke:

$$\Delta\tau_O = \left| \frac{\partial\tau_O}{\partial O_{3Dobs}} \right| \cdot \Delta O_{3Dobs} + \left| \frac{\partial\tau_O}{\partial O_{3Eich}} \right| \cdot \Delta O_{3Eich} \quad (A.5)$$

$$\text{mit } \frac{\partial\tau_O}{\partial O_{3Dobs}} = \frac{O_{3Eich}}{1000} \quad ; \quad \frac{\partial\tau_O}{\partial O_{3Eich}} = \frac{O_{3Dobs}}{1000} \quad (A.6)$$

$$\text{und } \Delta O_{3Dobs} = 0.03 \cdot O_{3Dobs} \quad \Delta O_{3Eich} = 0$$

Fehler der Luftmassen:

$$\Delta m_A = \left| \frac{\partial m_A}{\partial h_{s\odot}} \right| \cdot \Delta h_{s\odot} \quad (A.7)$$

$$= \left| - \frac{[\cos(h_{s\odot}) - 0.0796 \cdot (h_{s\odot} + 2.65)^{-2.452}]}{[\sin(h_{s\odot}) + 0.0548 \cdot (h_{s\odot} + 2.65)^{1.452}]^2} \right| \cdot \Delta h_{s\odot}$$

$$\Delta m_R = \left| \frac{\partial m_R}{\partial h_{s\odot}} \right| \cdot \Delta h_{s\odot} \quad (A.8)$$

$$= \left| - \frac{[\cos(h_{s\odot}) - 0.8275 \cdot (h_{s\odot} + 6.07995)^{-2.6364}]}{[\sin(h_{s\odot}) + 0.50572 \cdot (h_{s\odot} + 6.07995)^{1.6364}]^2} \right| \cdot \Delta h_{s\odot}$$

$$\Delta m_O = \left| \frac{\partial m_O}{\partial h_{s\odot}} \right| \cdot \Delta h_{s\odot} \quad (A.9)$$

$$= \left| \frac{(R + H_0) \cdot (R + H_s)^2 \cdot \cos(h_{s\odot}) \cdot \sin(h_{s\odot})}{[(R + H_0)^2 - (R + H_s)^2 \cdot \cos^2(h_{s\odot})]^{1.5}} \right| \cdot \Delta h_{s\odot} \quad (A.10)$$

$$\text{mit } \Delta h_{s\odot} = 0.003$$

Anhang B

Tabellen und Abbildungen

B.1 Anhang zu Kapitel 3

Tab.B.1: Korrekturfaktor für den Abstand zwischen Erde und Sonne in Abhängigkeit vom Tag des Jahres.

Tag	Monat											
	Jan.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1	0.967	0.971	0.982	0.999	1.016	1.029	1.034	1.03	1.018	1.002	0.985	0.973
2	0.967	0.971	0.983	0.999	1.016	1.029	1.034	1.03	1.018	1.002	0.984	0.972
3	0.967	0.972	0.983	1	1.017	1.029	1.034	1.03	1.018	1.001	0.984	0.972
4	0.967	0.972	0.984	1	1.017	1.029	1.034	1.029	1.017	1	0.983	0.971
5	0.967	0.972	0.984	1.001	1.018	1.03	1.034	1.029	1.016	1	0.983	0.971
6	0.967	0.973	0.985	1.002	1.018	1.03	1.034	1.029	1.016	0.999	0.982	0.971
7	0.967	0.973	0.985	1.002	1.019	1.03	1.034	1.028	1.015	0.998	0.982	0.97
8	0.967	0.973	0.986	1.003	1.019	1.03	1.034	1.028	1.015	0.998	0.981	0.97
9	0.967	0.974	0.986	1.003	1.019	1.031	1.034	1.028	1.014	0.997	0.981	0.97
10	0.967	0.974	0.987	1.004	1.02	1.031	1.034	1.027	1.014	0.997	0.98	0.97
11	0.967	0.974	0.987	1.005	1.02	1.031	1.034	1.027	1.014	0.996	0.98	0.969
12	0.967	0.975	0.988	1.005	1.021	1.031	1.033	1.027	1.013	0.996	0.979	0.969
13	0.967	0.975	0.988	1.006	1.021	1.032	1.033	1.026	1.012	0.995	0.979	0.969
14	0.968	0.975	0.989	1.006	1.022	1.032	1.033	1.026	1.012	0.995	0.979	0.969
15	0.968	0.976	0.989	1.007	1.022	1.032	1.033	1.026	1.011	0.994	0.978	0.969
16	0.968	0.976	0.99	1.007	1.023	1.032	1.033	1.025	1.01	0.993	0.978	0.968
17	0.968	0.977	0.99	1.008	1.023	1.032	1.033	1.025	1.01	0.993	0.977	0.968
18	0.968	0.977	0.991	1.008	1.023	1.032	1.033	1.024	1.009	0.992	0.977	0.968
19	0.968	0.977	0.991	1.009	1.024	1.033	1.033	1.024	1.009	0.992	0.976	0.968
20	0.968	0.978	0.992	1.01	1.024	1.033	1.032	1.024	1.008	0.991	0.976	0.968
21	0.968	0.978	0.993	1.01	1.025	1.033	1.032	1.023	1.008	0.991	0.976	0.968
22	0.969	0.979	0.993	1.011	1.025	1.033	1.032	1.023	1.007	0.99	0.975	0.968
23	0.969	0.979	0.994	1.011	1.025	1.033	1.032	1.022	1.007	0.99	0.975	0.967
24	0.969	0.98	0.994	1.012	1.026	1.033	1.032	1.022	1.006	0.989	0.975	0.967
25	0.969	0.98	0.995	1.012	1.026	1.033	1.032	1.022	1.006	0.989	0.974	0.967
26	0.97	0.981	0.995	1.013	1.026	1.033	1.031	1.021	1.005	0.988	0.974	0.967
27	0.97	0.981	0.996	1.013	1.027	1.034	1.031	1.021	1.004	0.987	0.974	0.967
28	0.97	0.982	0.997	1.014	1.027	1.034	1.031	1.02	1.004	0.987	0.973	0.967
29	0.97	0.982	0.997	1.014	1.028	1.034	1.031	1.02	1.003	0.986	0.973	0.967
30	0.971		0.998	1.015	1.028	1.034	1.031	1.019	1.003	0.986	0.973	0.967
31	0.971		0.998		1.028		1.03	1.019		0.985		0.967

B.2 Anhang zu Kapitel 4

Tab.B.2: Filter und Messparameter der Photometer, die in Ny-Ålesund für die Messungen eingesetzt wurden.

Jahr	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001
Gerätetyp/-nummer	SP2H / 02	SP2H / 02	SP2H / 02	SP2H / 03	SP1A / 02	SP1A / 02	SP1A / 02
Messfrequenz	sporadisch (manuell)				minütlich (automatisch)		
Filter 1 [nm]	369.5	368.6	368.6	369.2	351.4	355.9	355.9
Filter 2 [nm]	389.9	388.7	388.7	390	371.2	373.9	373.9
Filter 3 [nm]	413.5	414.2	414.2	413.2	380.1	382.1	382.1
Filter 4 [nm]	441.5	440.1	440.1	442.3	415.7	415	415
Filter 5 [nm]	501.1	500.8	500.8	501.1	442.9	444.9	444.9
Filter 6 [nm]	533.3	532.1	532.1	531.9	500	501.9	501.9
Filter 7 [nm]	614.3	611.4	611.4	615.2	531.9	534.8	534.8
Filter 8 [nm]	676.6	673	673	676	608.7	611.3	611.3
Filter 9 [nm]	780.2	776	776	778.6	674.6	676.6	676.6
Filter 10 [nm]	864.1	860.1	860.1	865.6	778	780.1	780.1
Filter 11 [nm]	914.5	911.3	911.3	914.3	863.6	867	867
Filter 12 [nm]	950	946.2	946.2	951.6	910.9	915.6	915.6
Filter 13 [nm]	1024.7	1022.4	1022.4	1028.2	947.3	950.4	950.4
Filter 14 [nm]	1048	1044.7	1044.7	1047.5	960.5	963.3	963.3
Filter 15 [nm]					1024.8	1027	1027
Filter 16 [nm]					1046.4	1048	1048
Filter 17 [nm]					1062.3	1070.3	1070.3
Anzahl Messtage	27	24	18	25	23	12	12
Anzahl Einzelmessung	252	235	122	169	371	1184	2179
Dauer der Einzelmessung	90s	90s	90s	90s	10s	10s	10s

Jahr	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008
Gerätetyp/-nummer	SP1A / 02	SP1A / 14	SP1A / 14	SP1A / 14	SP1A / 14	SP1A / 14	SP1A / 14
Messfrequenz	minütlich (automatisch)						
Filter 1 [nm]	355.9	355.4	355.4	355.4	354.8	354.8	354.8
Filter 2 [nm]	373.9	369.3	369.3	369.3	368.9	368.9	368.9
Filter 3 [nm]	382.1	382.2	382.2	382.2	382	382	382
Filter 4 [nm]	415	414	414	414	413.6	413.6	413.6
Filter 5 [nm]	444.9	443	443	443	442.3	442.3	442.3
Filter 6 [nm]	501.9	501.1	501.1	501.1	500.8	500.8	500.8
Filter 7 [nm]	534.8	533.3	533.3	533.3	532.8	532.8	532.8
Filter 8 [nm]	611.3	610	610	610	609.8	609.8	609.8
Filter 9 [nm]	676.6	676.7	676.7	676.7	676.6	676.6	676.6
Filter 10 [nm]	780.1	722.6	722.6	722.6	722.7	722.7	722.7
Filter 11 [nm]	867	779	779	779	778.8	778.8	778.8
Filter 12 [nm]	915.6	862.6	862.6	862.6	862	862	862
Filter 13 [nm]	950.4	946.9	946.9	946.9	946.6	946.6	946.6
Filter 14 [nm]	963.3	962.7	962.7	962.7	962.6	962.6	962.6
Filter 15 [nm]	1027	1026.3	1026.3	1026.3	1025.6	1025.6	1025.6
Filter 16 [nm]	1048	1048	1048	1048	1046.4	1046.4	1046.4
Filter 17 [nm]	1070.3	1089	1089	1089	1087.6	1087.6	1087.6
Anzahl Messtage	8	8	42	46	45	53	68
Anzahl Einzelmessung	1233	899	11545	9098	8427	18571	16443
Dauer der Einzelmessung	10s	10s	10s	10s	10s	10s	10s

Tab.B.3: Filter und Messparameter des Photometers, das auf der NP-35 für Messungen eingesetzt wurde.

Jahr	2008					
Gerätetyp/-nummer	SP1A / 08					
Messfrequenz	5-minütlich (automatisch)					
Filter [nm]	1	349.1	7	533.1	13	945.0
	2	367.5	8	609.8	14	960.7
	3	381.1	9	675.8	15	1023.8
	4	412.6	10	722.5	16	1038.8
	5	441.8	11	776.8	17	1065.3
	6	500.1	12	860.9		
Anzahl Messtage	19					
Anzahl Einzelmessung	430					
Dauer der Einzelmessung	10s					

B.3 Anhang zu Kapitel 5

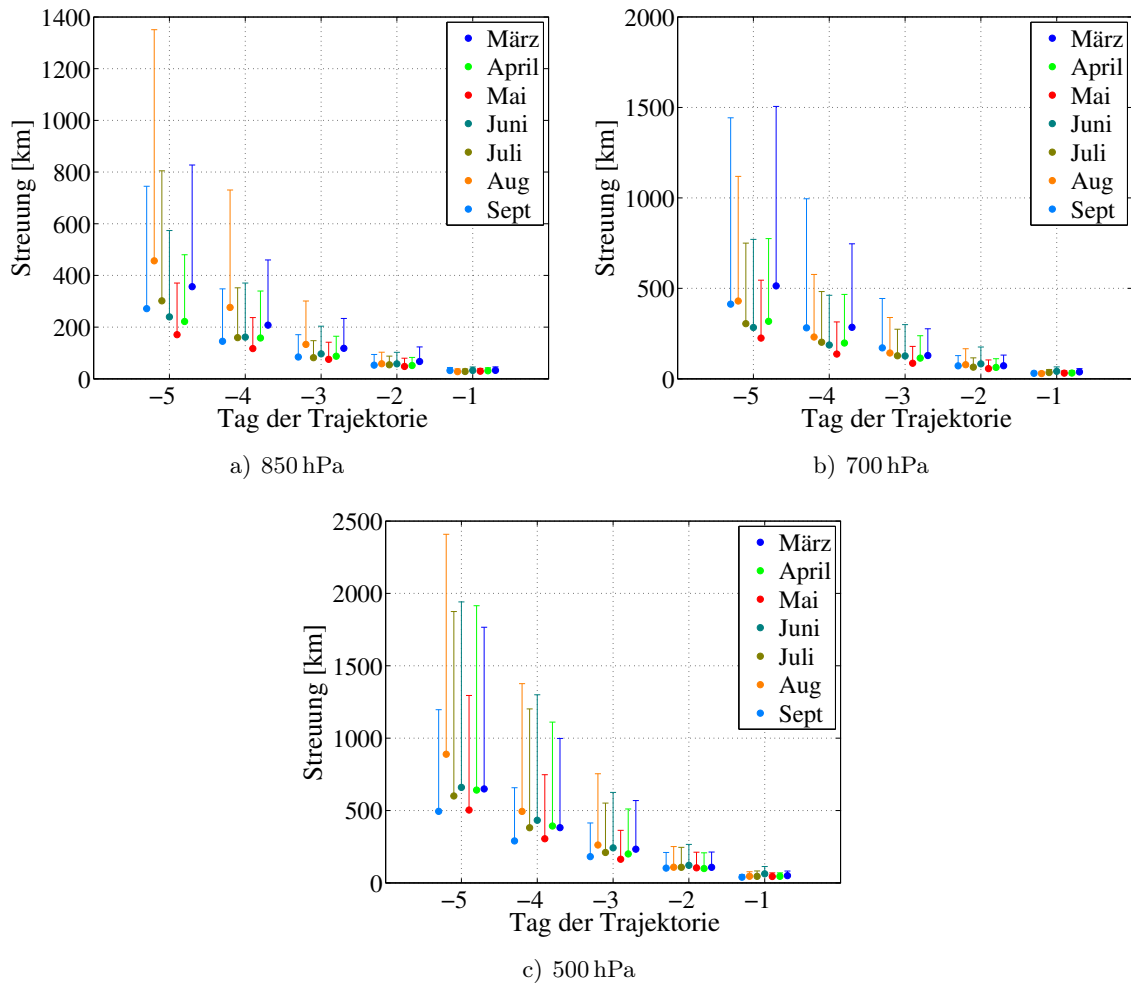


Abb.B.1: Mittelwert und positive Standardabweichung der horizontalen Streuung von den Ensembletrajektorien für Ny-Ålesund in Abhängigkeit von der Zeit und nach Monaten aufgeschlüsselt. Berechnet aus Histogrammen der mittleren Streuung der ~ 600 Ensembletrajektorien, denen AOD Messungen zugeordnet werden konnten.

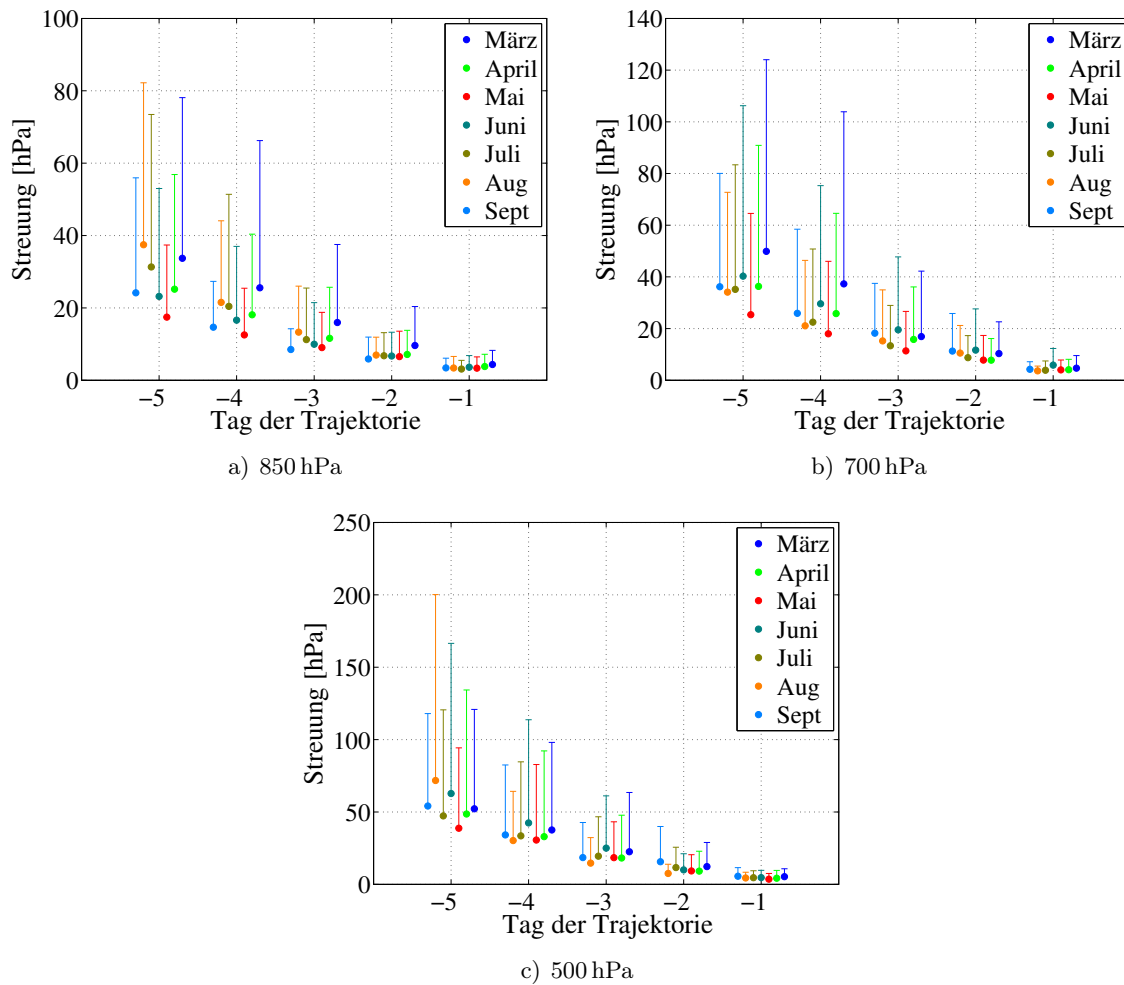
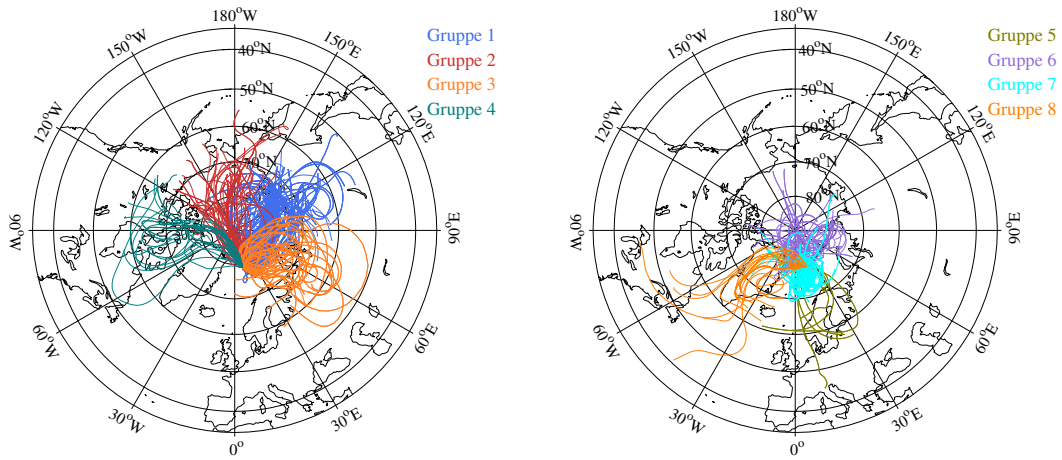
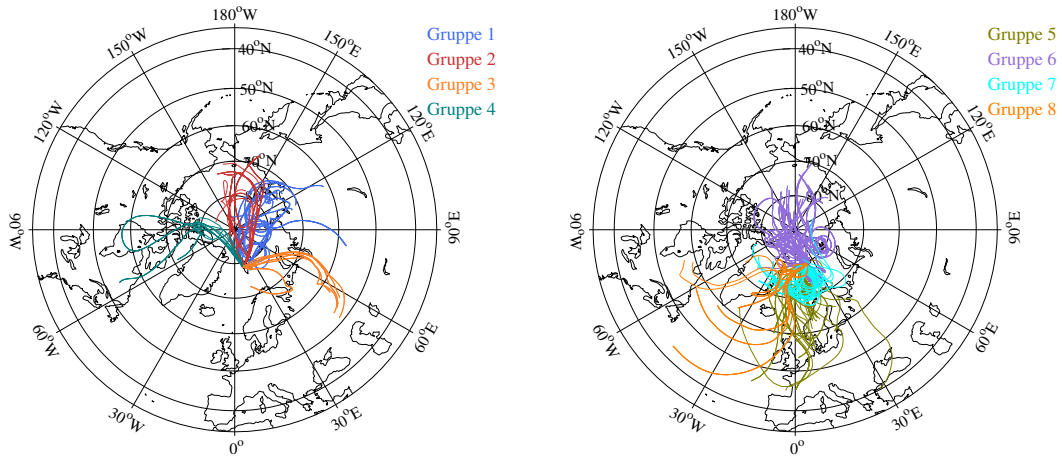


Abb.B.2: Mittelwert und positive Standardabweichung der vertikalen Streuung von den Ensembletrajektorien für Ny-Ålesund in Abhängigkeit von der Zeit und nach Monaten aufgeschlüsselt. Berechnet aus Histogrammen der mittleren Streuung der ~ 600 Ensembletrajektorien, denen AOD Messungen zugeordnet werden konnten.

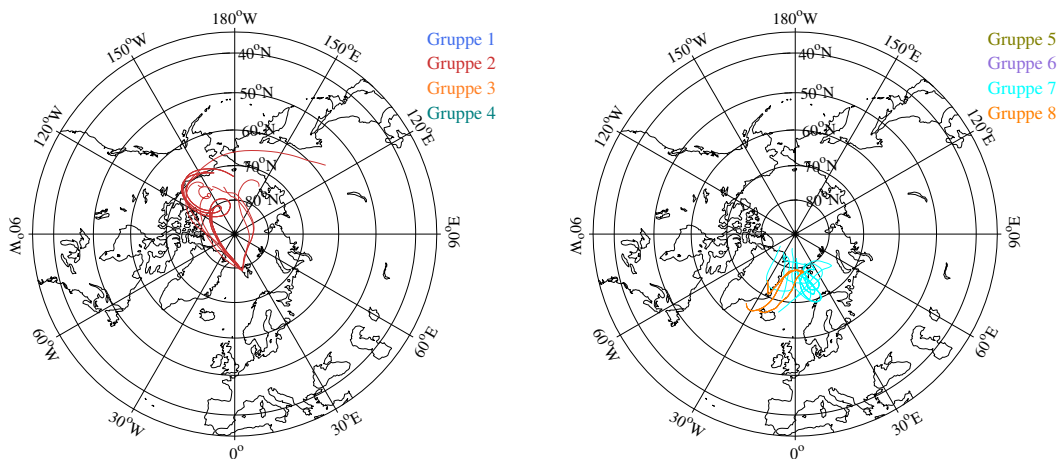
B.4 Anhang zu Kapitel 6



a) März, April, Mai



b) Juni, Juli



c) August, September

Abb.B.3: Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhen 850, 700 und 500 hPa mit farblicher Markierung der Clusterzugehörigkeit für Ny-Ålesund 1995–2008 unterteilt in die drei Perioden Frühjahr (März–Mai), Sommer (Juni, Juli) und Herbst (August, September).

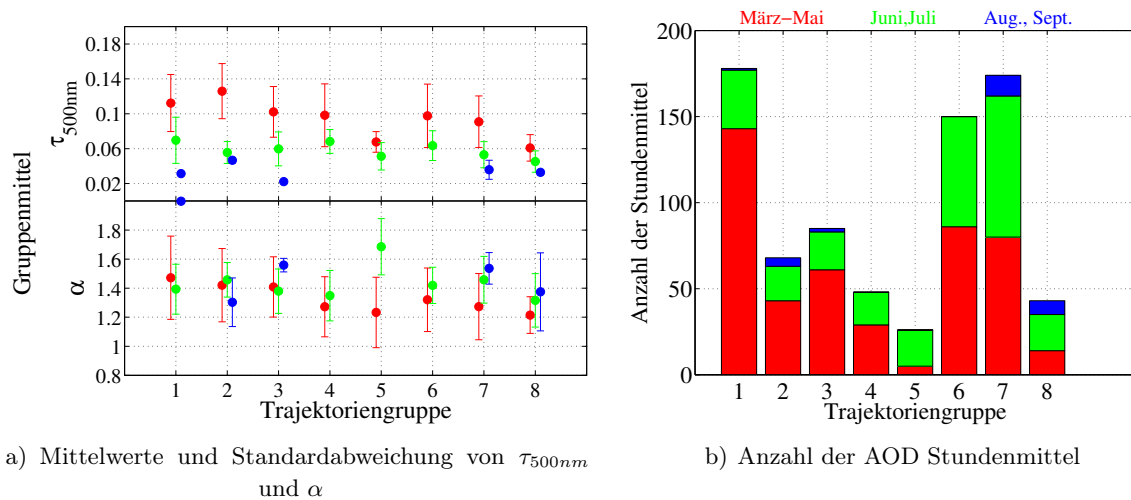


Abb.B.4: Ergebnis der Zuordnung der eindeutigen Trajektoriencluster von 850 und 700 hPa für Ny-Ålesund 1995–2008. Zusätzlich wurde zwischen den Jahreszeiten unterschieden: Frühjahr – rot, Sommer – grün, Herbst – blau.

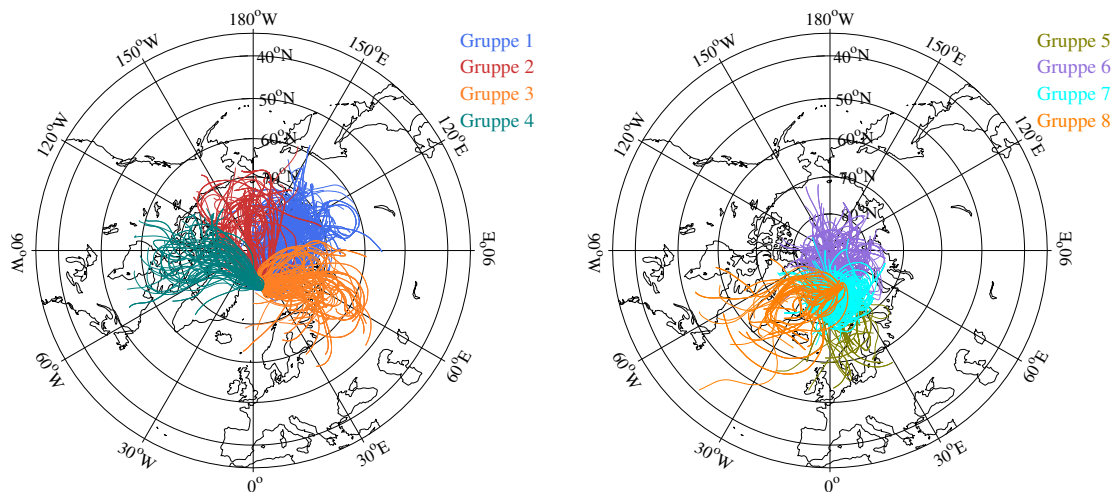
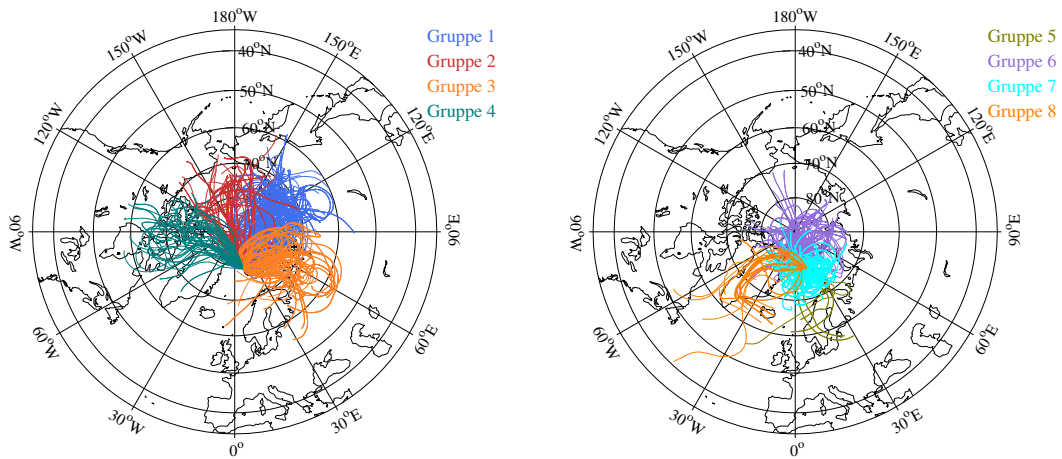
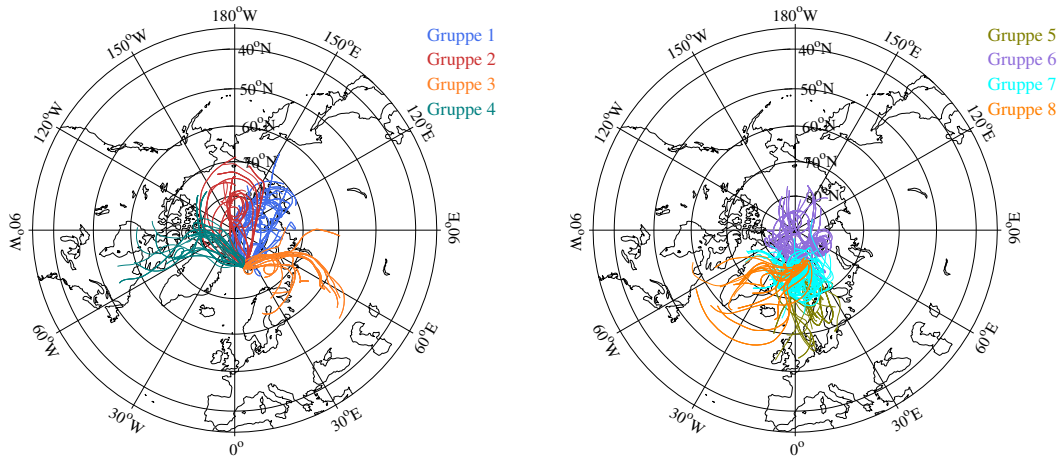


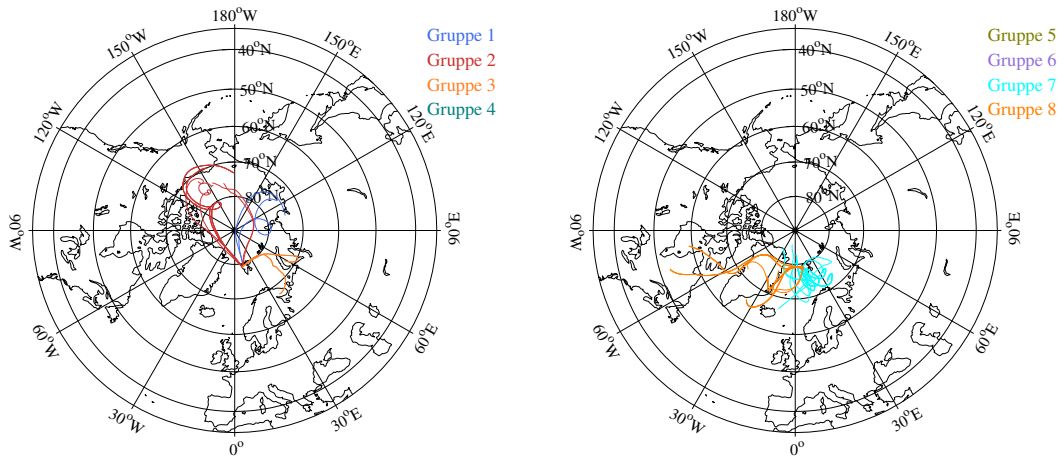
Abb.B.5: Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhen 850 und 700 hPa mit farblicher Markierung der Clusterzugehörigkeit für Ny-Ålesund 1995–2008.



a) März, April, Mai



b) Juni, Juli



c) August, September

Abb.B.6: Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhen 850 und 700 hPa mit farblicher Markierung der Clusterzugehörigkeit für Ny-Ålesund 1995–2008 unterteilt in die drei Perioden Frühjahr (März–Mai), Sommer (Juni, Juli) und Herbst (August, September).

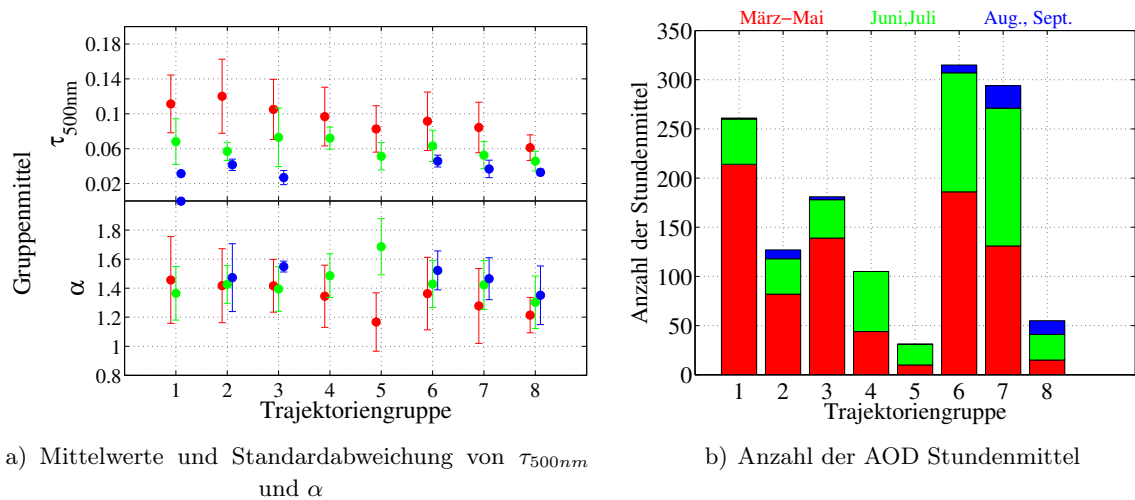


Abb.B.7: Ergebnis der Zuordnung der Trajektoriencluster von 850 hPa für Ny-Ålesund 1995–2008. Zusätzlich wurde zwischen den Jahreszeiten unterschieden: Frühjahr – rot, Sommer – grün, Herbst – blau.

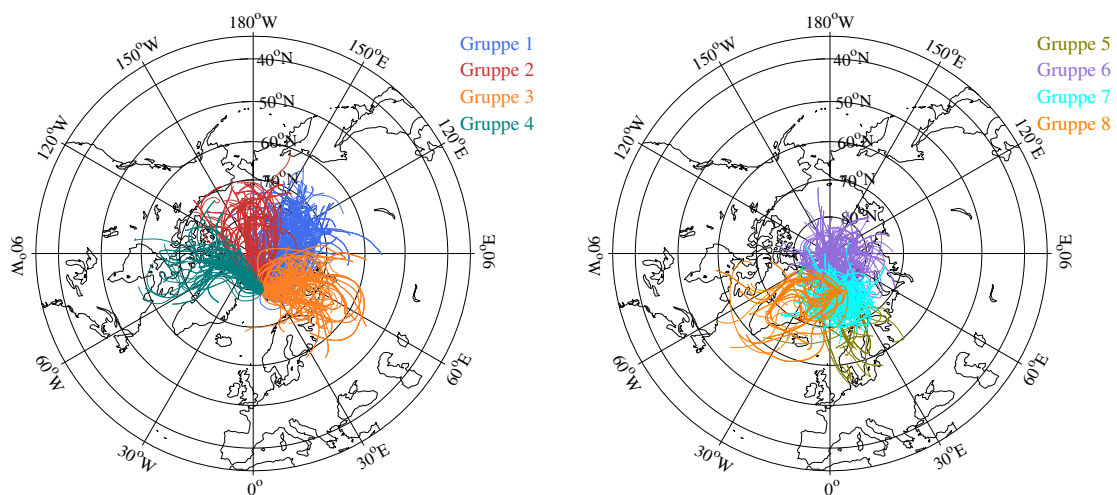
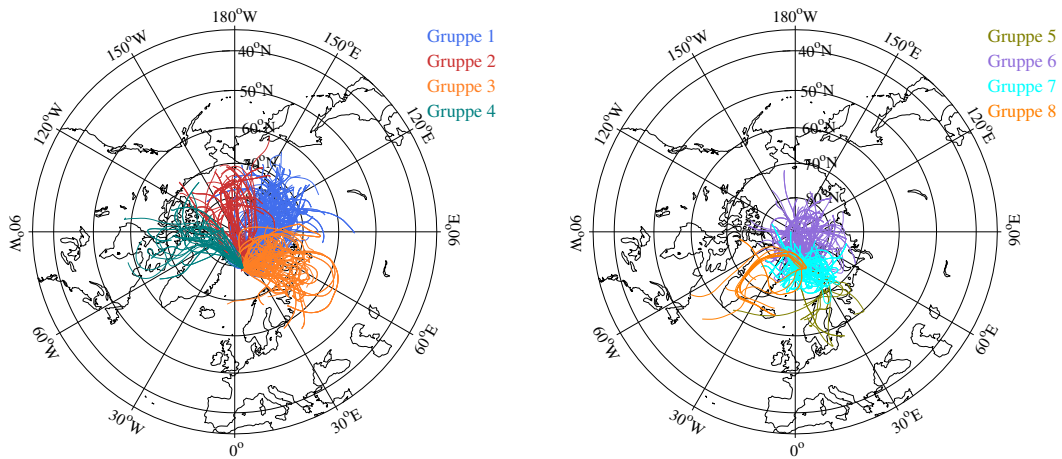
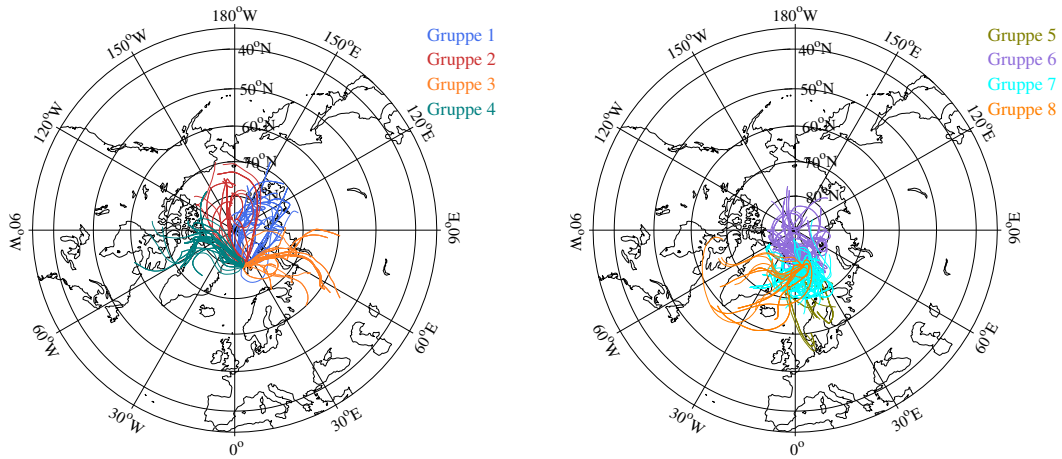


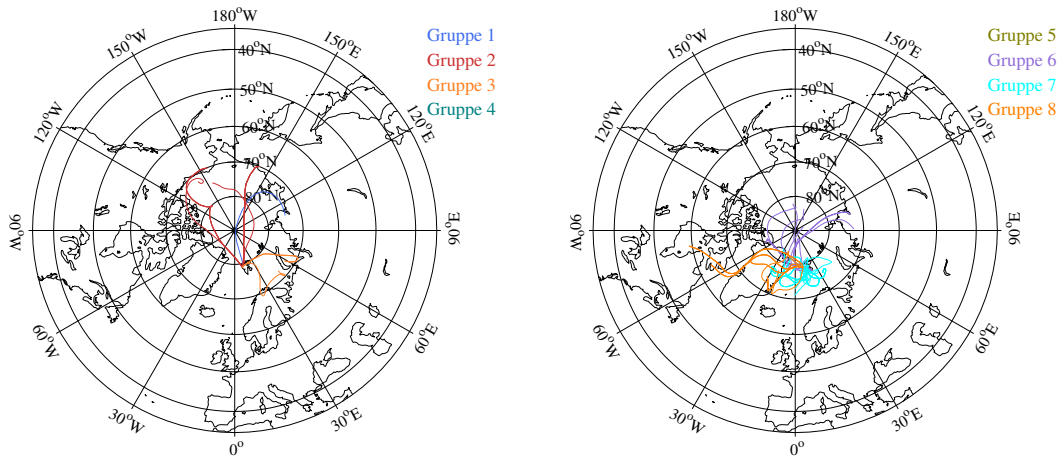
Abb.B.8: Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhe 850 hPa mit farblicher Markierung der Clusterzugehörigkeit für Ny-Ålesund 1995–2008.



a) März, April, Mai



b) Juni, Juli



c) August, September

Abb.B.9: Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhen 850 hPa mit farblicher Markierung der Clusterzugehörigkeit für Ny-Ålesund 1995–2008 unterteilt in die drei Perioden Frühjahr (März–Mai), Sommer (Juni, Juli) und Herbst (August, September).

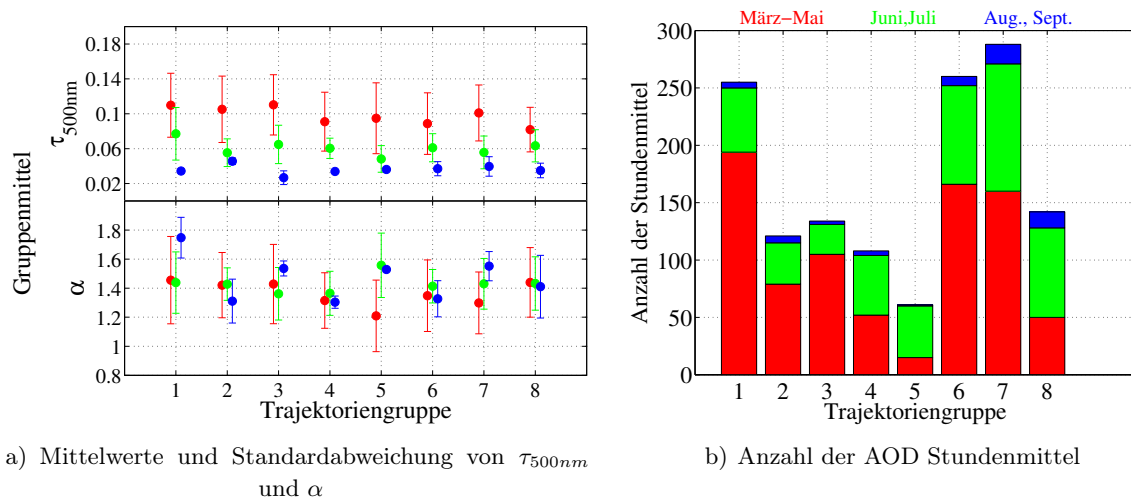


Abb.B.10: Ergebnis der Zuordnung der Trajektoriencluster von 700 hPa für Ny-Ålesund 1995–2008. Zusätzlich wurde zwischen den Jahreszeiten unterschieden: Frühjahr – rot, Sommer – grün, Herbst – blau.

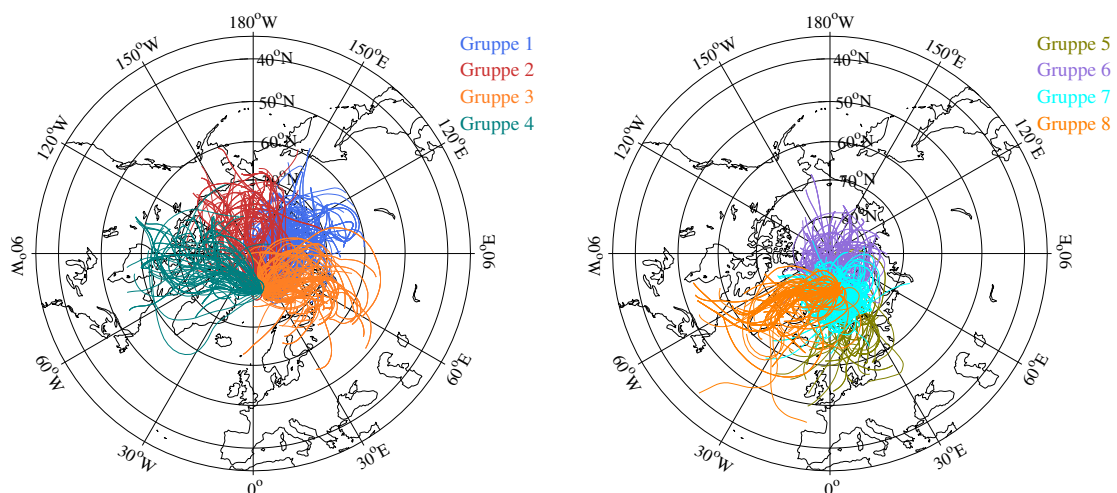
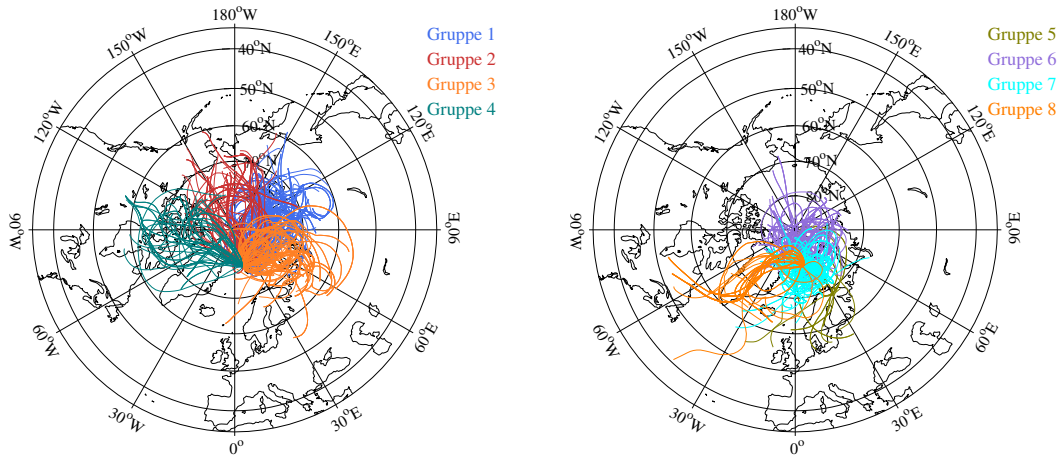
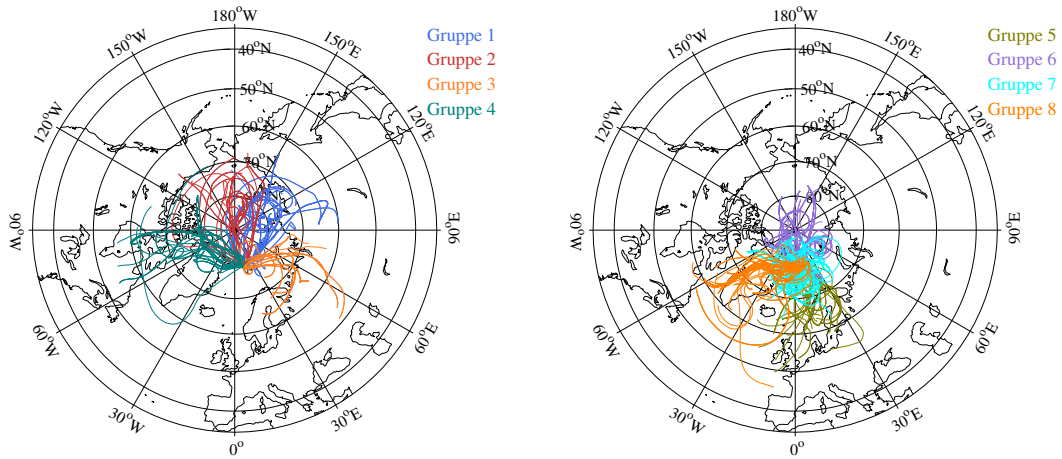


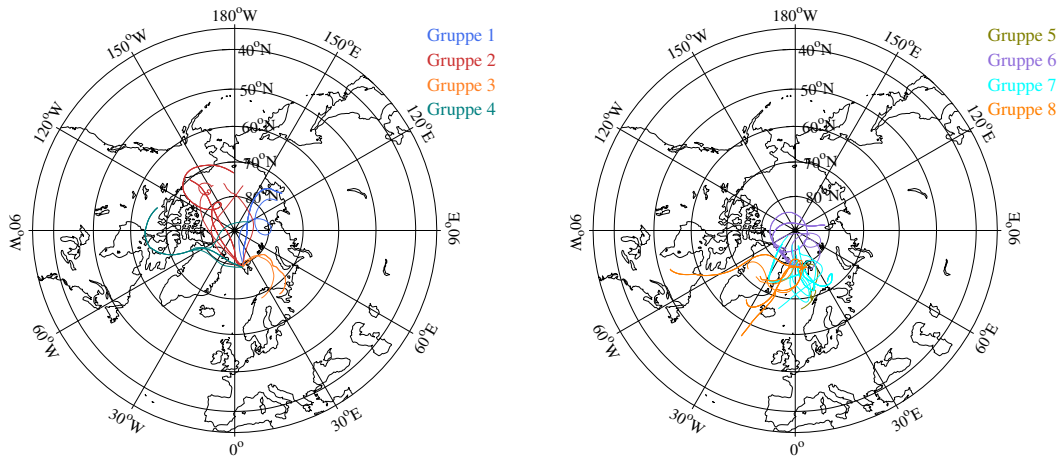
Abb.B.11: Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhe 700 hPa mit farblicher Markierung der Clusterzugehörigkeit für Ny-Ålesund 1995–2008.



a) März, April, Mai



b) Juni, Juli



c) August, September

Abb.B.12: Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhen 700 hPa mit farblicher Markierung der Clusterzugehörigkeit für Ny-Ålesund 1995–2008 unterteilt in die drei Perioden Frühjahr (März–Mai), Sommer (Juni, Juli) und Herbst (August, September).

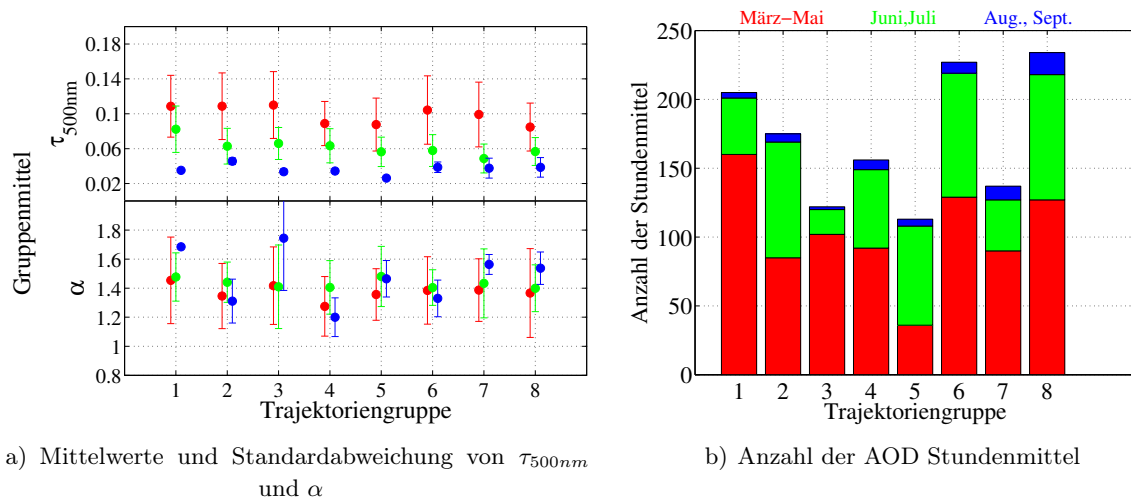


Abb.B.13: Ergebnis der Zuordnung der Trajektoriencluster von 500 hPa für Ny-Ålesund 1995–2008. Zusätzlich wurde zwischen den Jahreszeiten unterschieden: Frühjahr – rot, Sommer – grün, Herbst – blau.

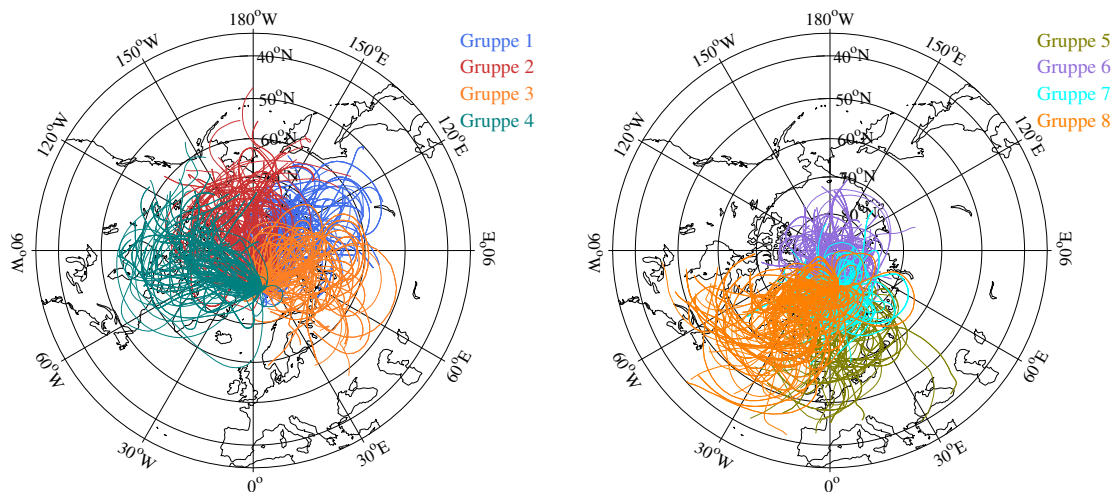
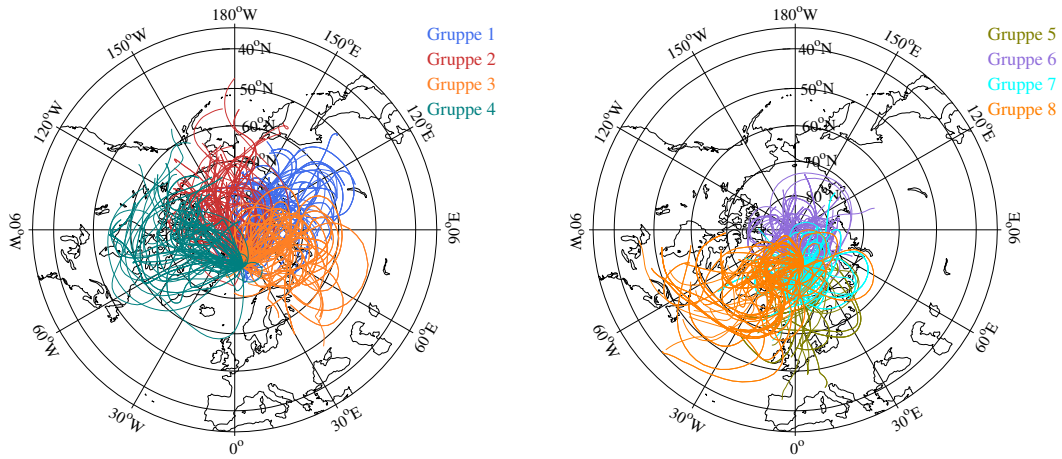
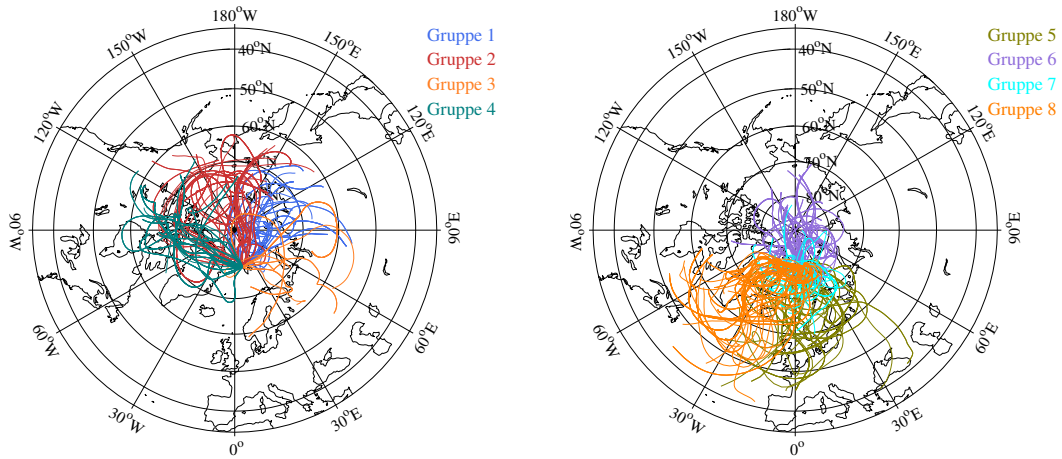


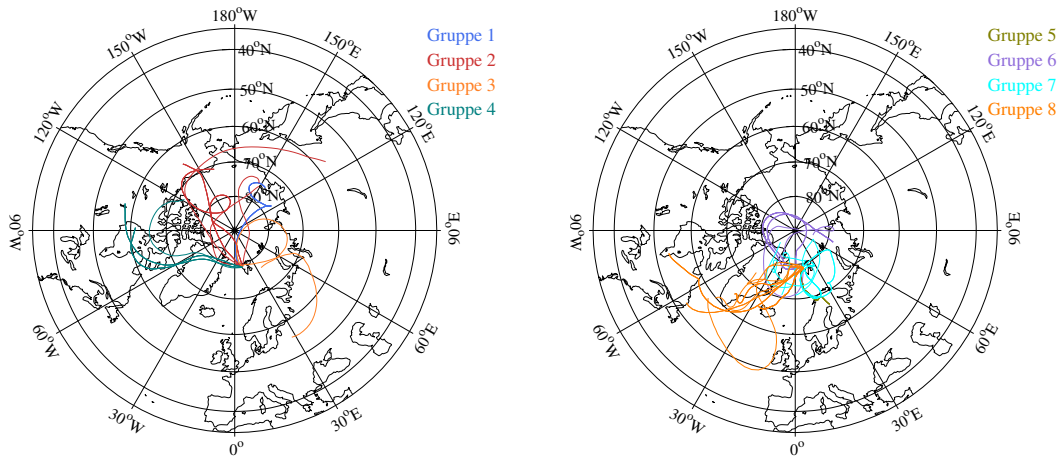
Abb.B.14: Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhe 500 hPa mit farblicher Markierung der Clusterzugehörigkeit für Ny-Ålesund 1995–2008.



a) März, April, Mai

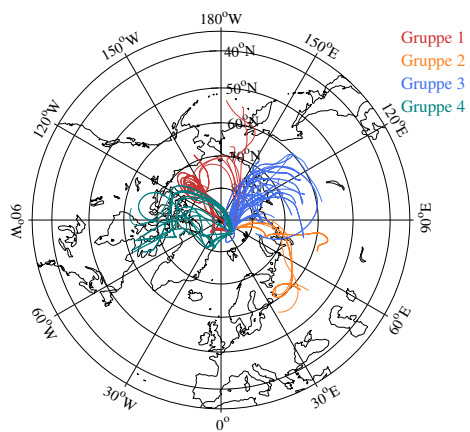


b) Juni, Juli

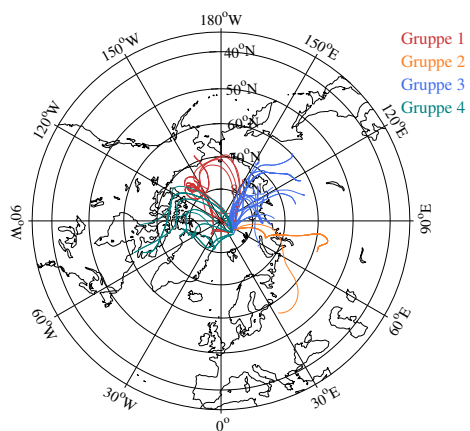


c) August, September

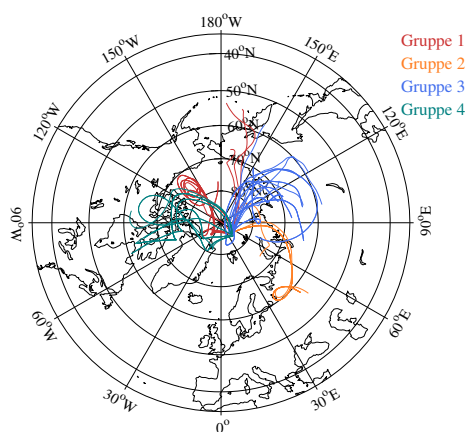
Abb.B.15: Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhen 500 hPa mit farblicher Markierung der Clusterzugehörigkeit für Ny-Ålesund 1995–2008 unterteilt in die drei Perioden Frühjahr (März–Mai), Sommer (Juni, Juli) und Herbst (August, September).



a) 850 und 700 hPa

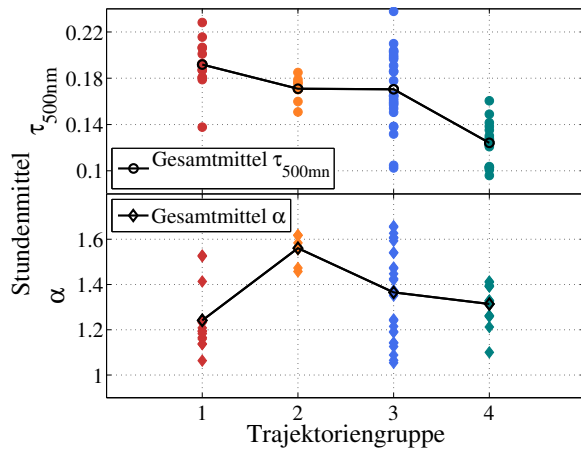


b) 850 hPa

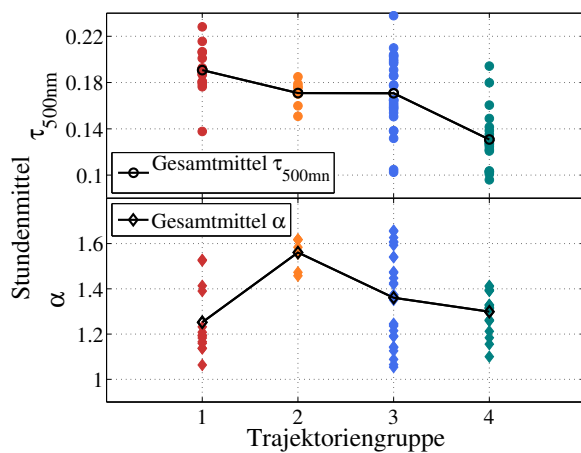


c) 700 hPa

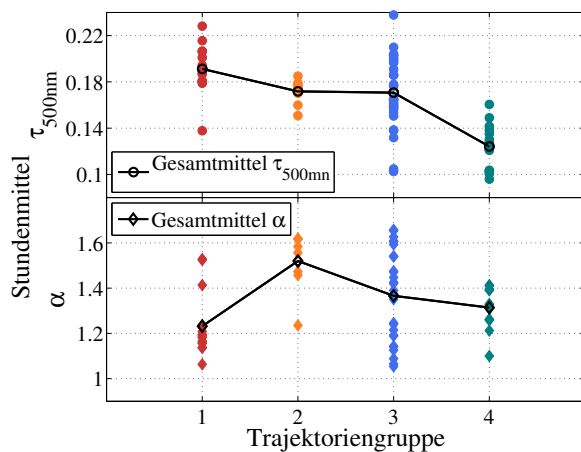
Abb.B.16: Clustering der Ensembletrajektorien verschiedener Starthöhen, die eineindeutig den AOD Stundenmitteln von der Messstation NP-35 14.03.2008–07.04.2008 zugeordnet werden konnten.



a) 850 und 700 hPa



b) 850 hPa



c) 700 hPa

Abb.B.17: Stundenmittel von τ_{500nm} und α über der jeweiligen Trajektoriengruppe aufgetragen und das Gesamtmittel von τ_{500nm} und α der Trajektoriengruppen für verschiedene Starthöhen.

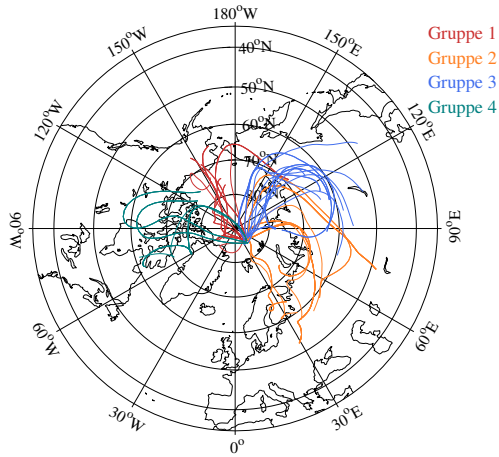


Abb.B.18: Clustering der Ensembletrajektorien aller drei Starthöhe 500 hPa, die eindeutig den AOD Stundenmitteln von der Messtation NP-35 14.03.2008–07.04.2008 zugeordnet werden konnten.

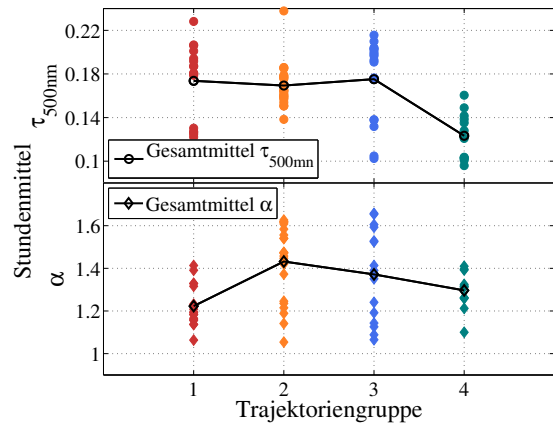
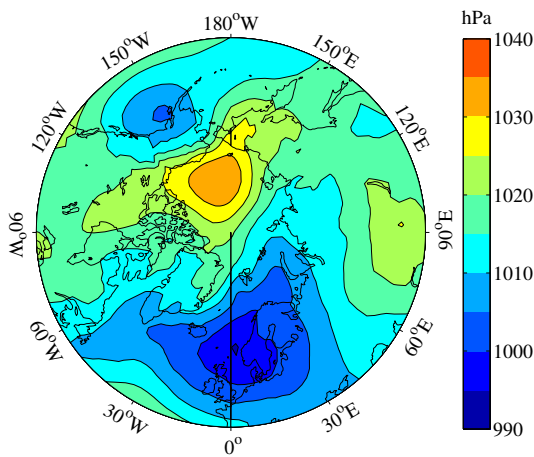
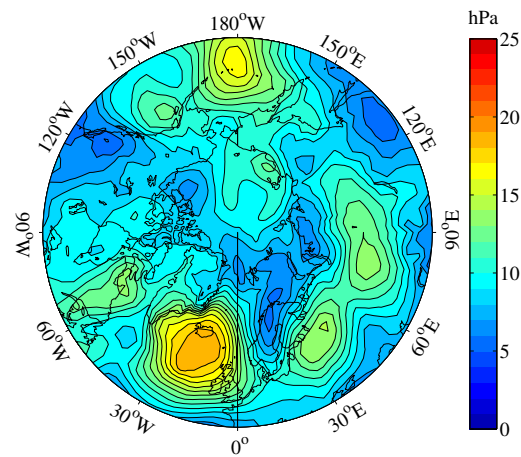


Abb.B.19: Stundenmittel von τ_{500nm} und α über der jeweiligen Trajektoriengruppe aufgetragen und das Gesamtmittel von τ_{500nm} und α der Trajektoriengruppen für 500 hPa.



a) Mittlerer Bodenluftdruck



b) Standardabweichung des mittleren Bodenluftdruckes

Abb.B.20: Vom 08.03.–31.03.2008 a) gemittelter Bodenluftdruck und b) die zugehörige Standardabweichung.

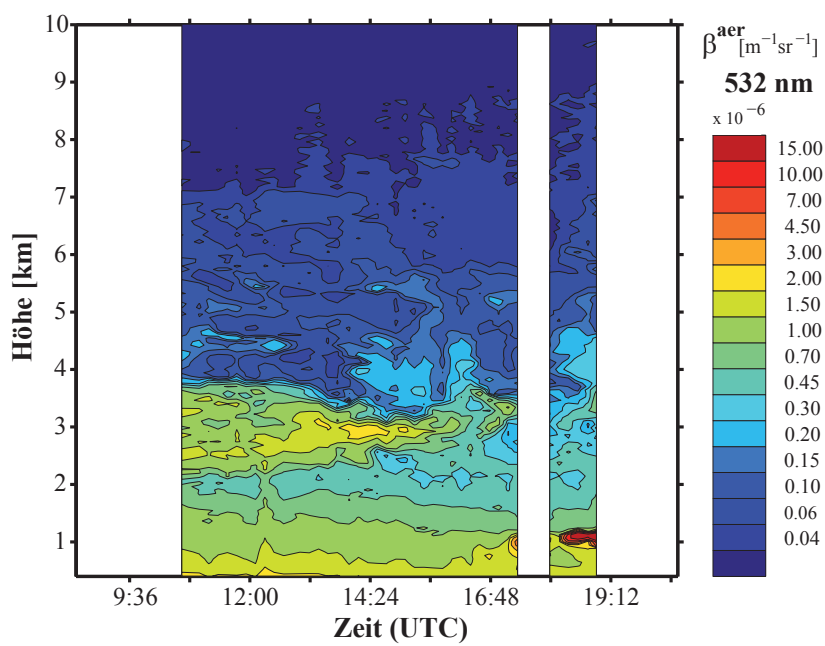


Abb.B.21: Vertikalprofil des mit dem KARL in Ny-Ålesund am 23.03.2008 gemessenen Rückstreu-
koeffizienten.

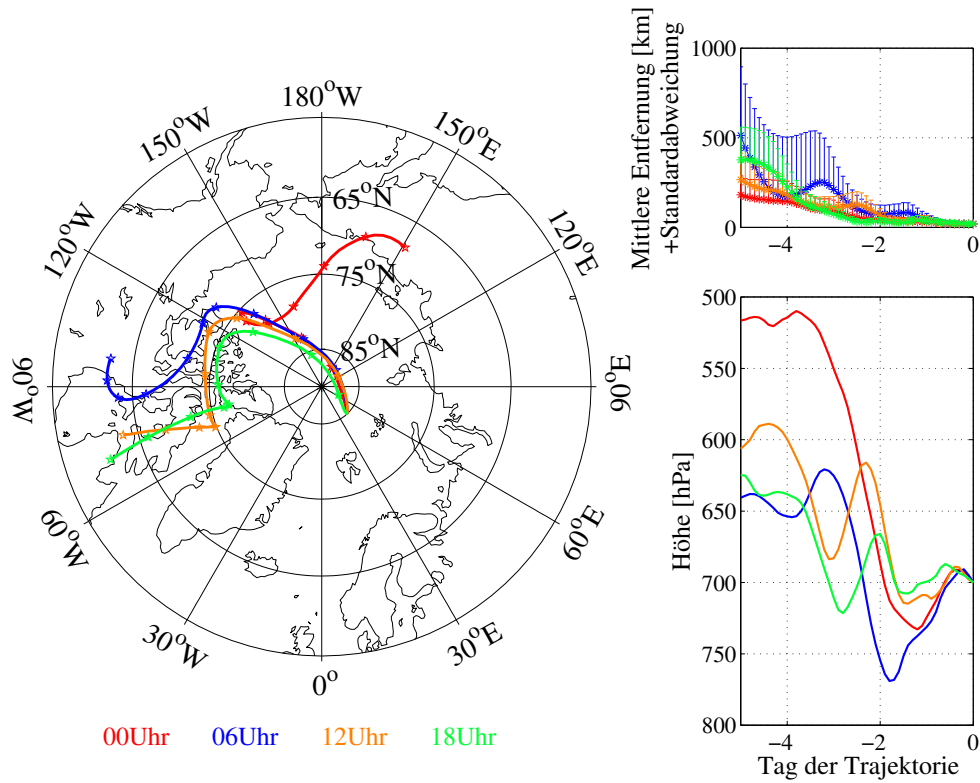


Abb.B.22: Ensembletrajektorien für NP-35 gestartet am 05.04.2008 in 700 hPa zu den Zeiten 0, 6, 12 und 18 Uhr.

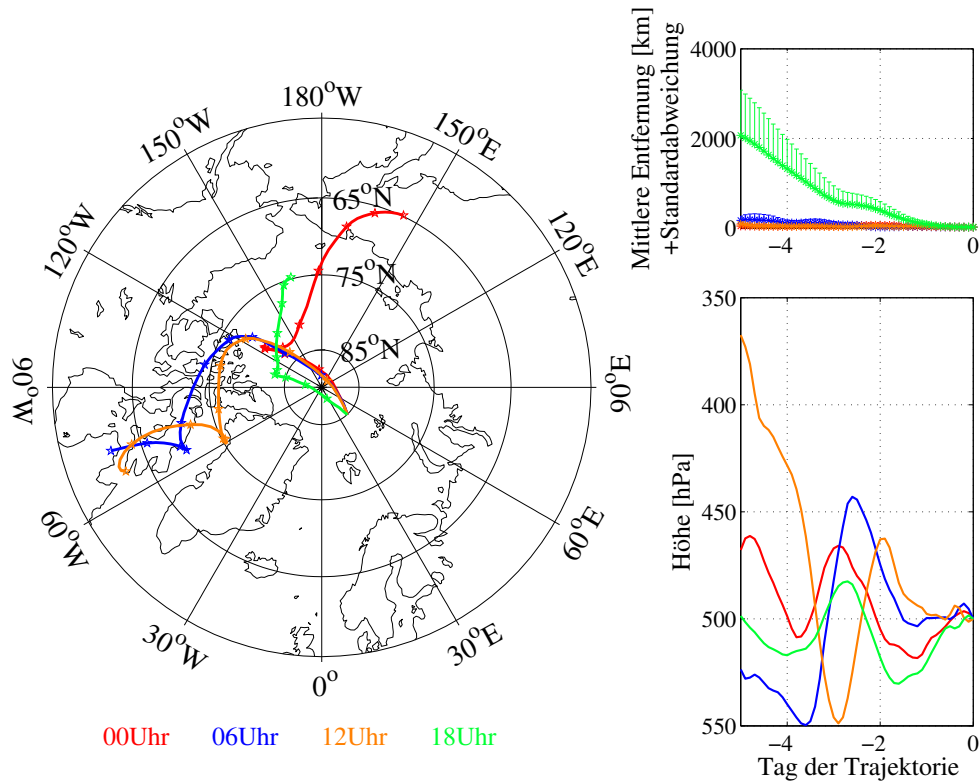


Abb.B.23: Ensembletrajektorien für NP-35 gestartet am 05.04.2008 in 500 hPa zu den Zeiten 0, 6, 12 und 18 Uhr.



Abb.B.24: Foto des Wohn- und Arbeitscontainers, dem Messaufbau des Photometers und den starken Schneeverwehungen am 04.04.2008 auf der NP-35, erstellt von Jürgen Graeser.

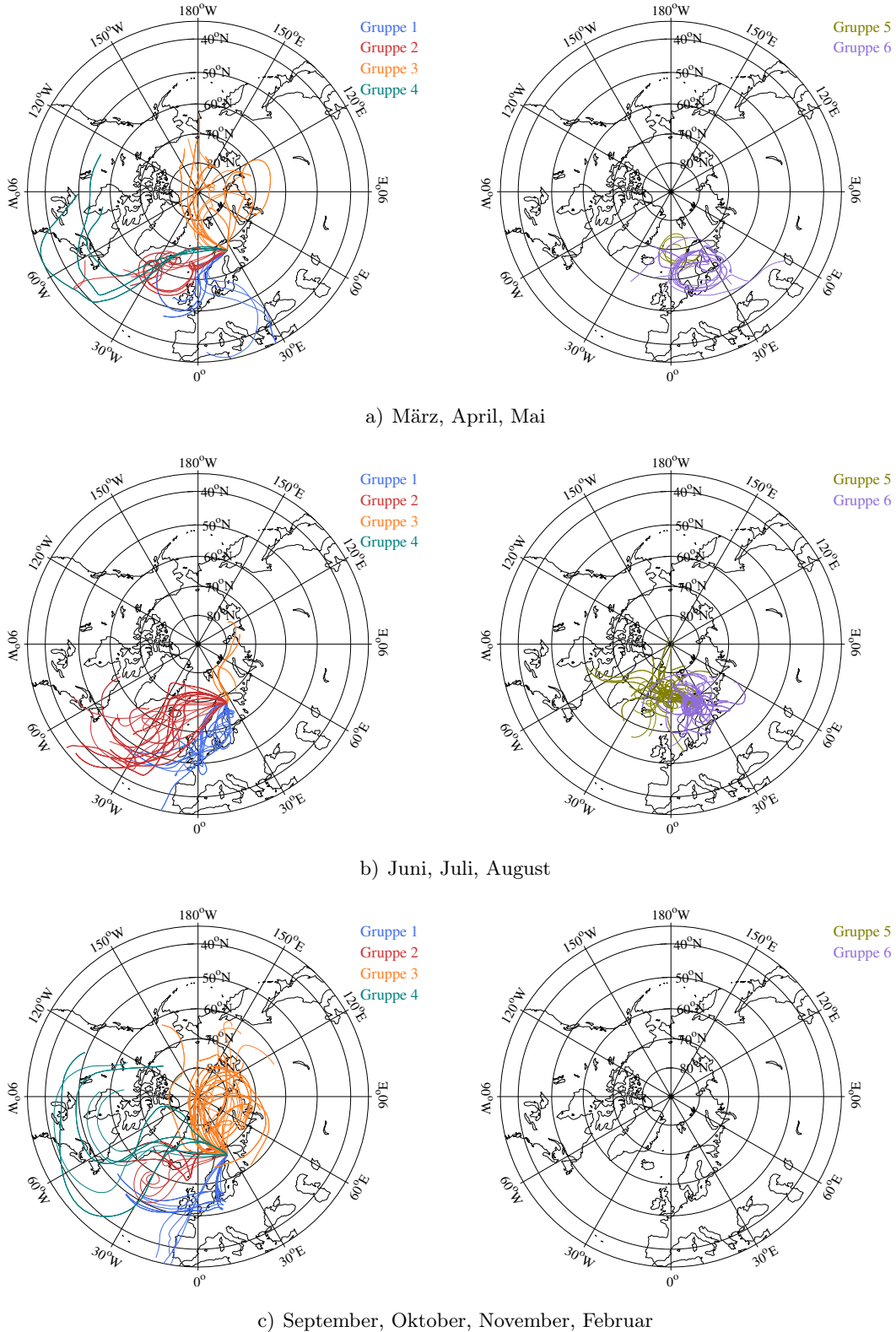
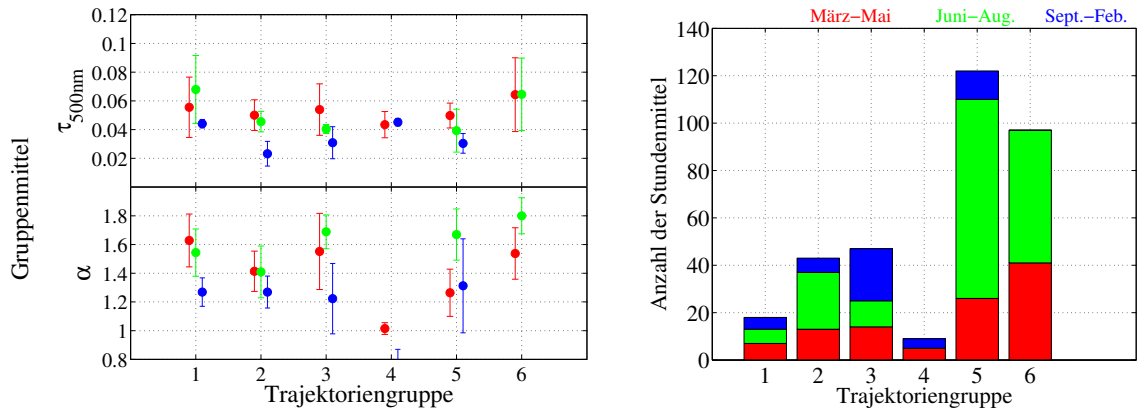


Abb.B.25: Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhen 850, 700 und 500 hPa mit farblicher Markierung der Clusterzugehörigkeit für Sodankylä 2004–2007 unterteilt in die drei Perioden Frühjahr (März–Mai), Sommer (Juni–August) und Herbst (September, Oktober, November, Februar).



a) Mittleres τ_{500nm} und α der verschiedenen Trajektoriengruppen

b) Anzahl der AOD Stundenmittel der verschiedenen Trajektoriengruppen

Abb.B.26: a) Mittleres τ_{500nm} und α und b) Anzahl der AOD Stundenmittel der verschiedenen eindeutig zugeordneten Trajektoriengruppen für die Starthöhen 850 und 700 hPa von Sodankylä 2004–2007. Zusätzlich wurde zwischen den Jahreszeiten unterschieden: Frühjahr – rot, Sommer – grün, Herbst/Winter – blau.

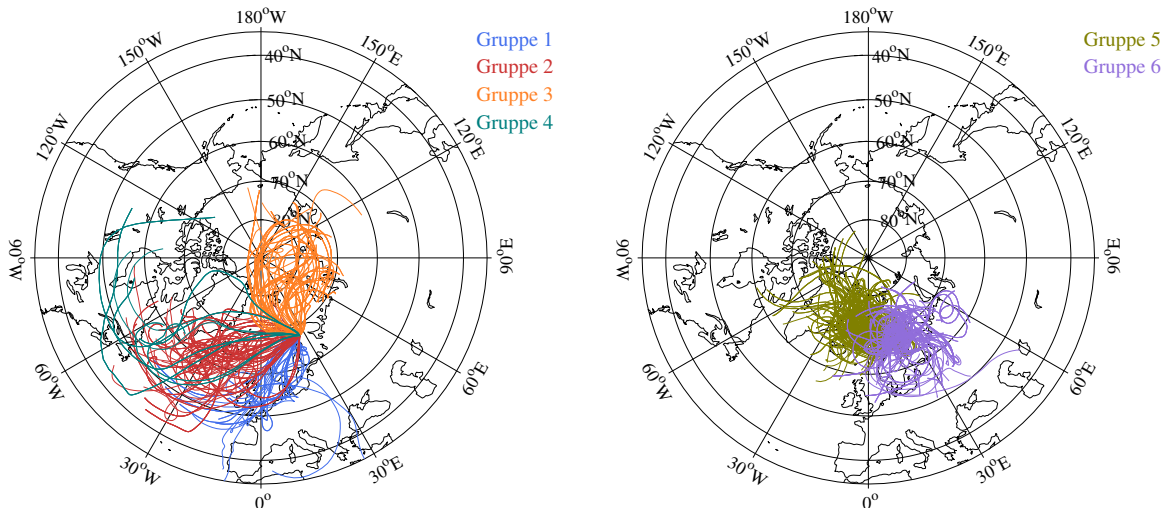
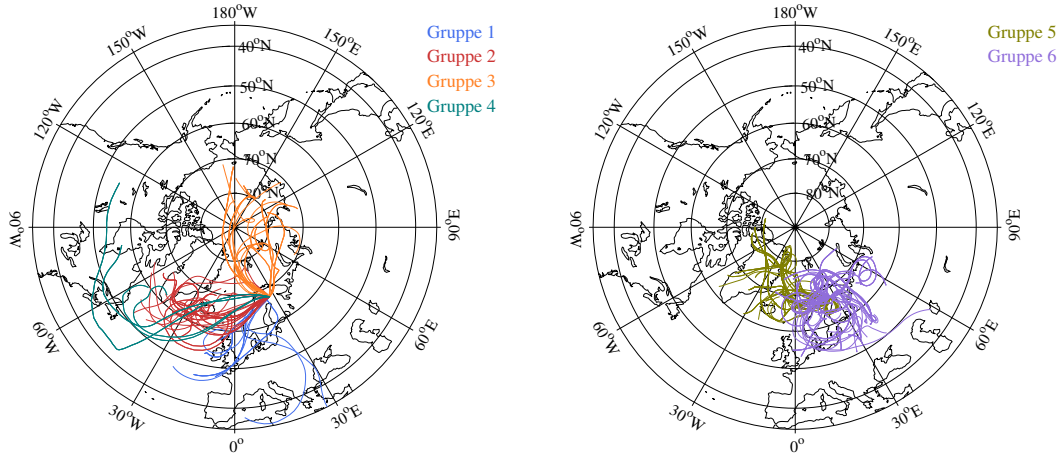
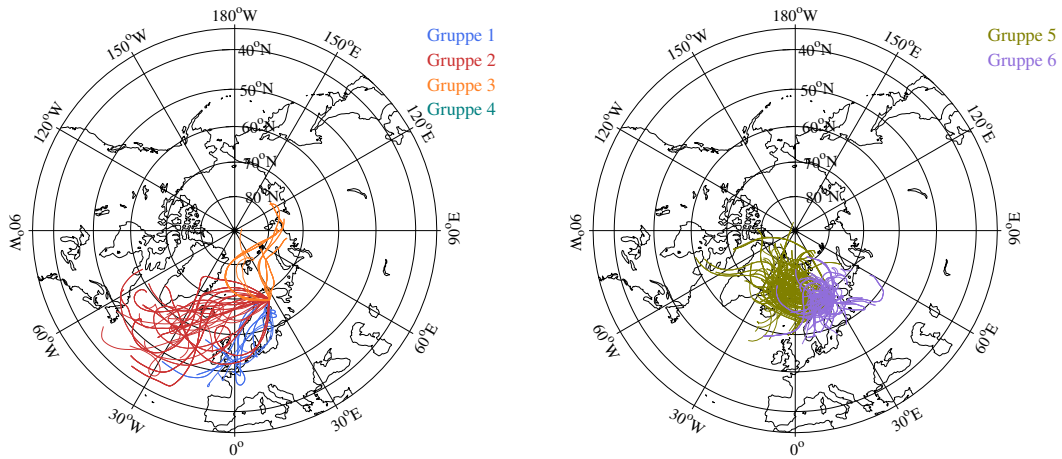


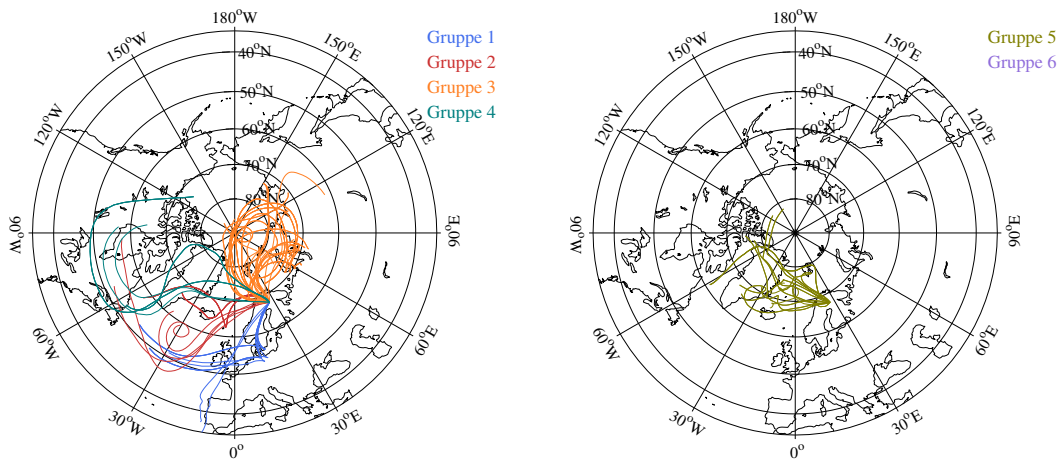
Abb.B.27: Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhen 850 und 700 hPa mit farblicher Markierung der Clusterzugehörigkeit für Sodankylä 2004–2007.



a) März, April, Mai

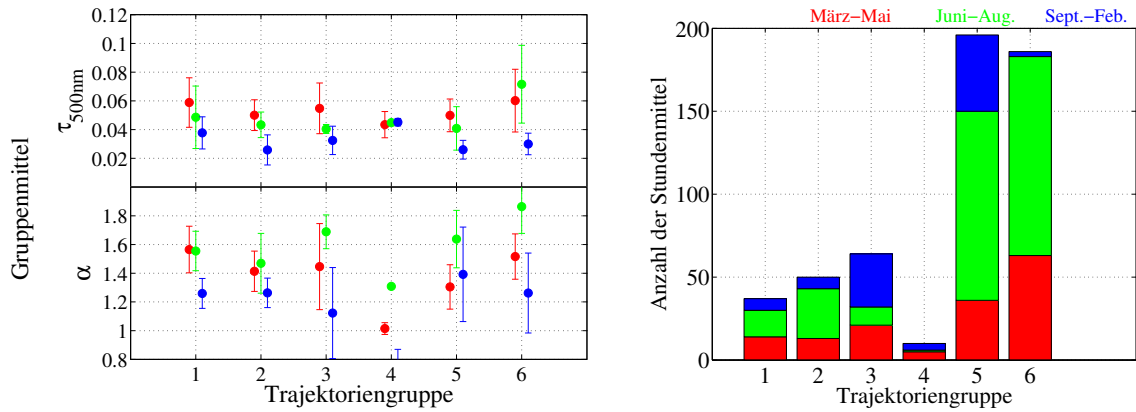


b) Juni, Juli, August



c) September, Oktober, November, Februar

Abb.B.28: Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhen 850 und 700 hPa mit farblicher Markierung der Clusterzugehörigkeit für Sodankylä 2004–2007 unterteilt in die drei Perioden Frühjahr (März–Mai), Sommer (Juni–August) und Herbst (September, Oktober, November, Februar).



a) Mittleres τ_{500nm} und α der verschiedenen Trajektoriengruppen

b) Anzahl der AOD Stundenmittel der verschiedenen Trajektoriengruppen

Abb.B.29: a) Mittleres τ_{500nm} und α und b) Anzahl der AOD Stundenmittel der verschiedenen eindeutig zugeordneten Trajektoriengruppen für die Starthöhe 850 hPa von Sodankylä 2004–2007. Zusätzlich wurde zwischen den Jahreszeiten unterschieden: Frühjahr – rot, Sommer – grün, Herbst/Winter – blau.

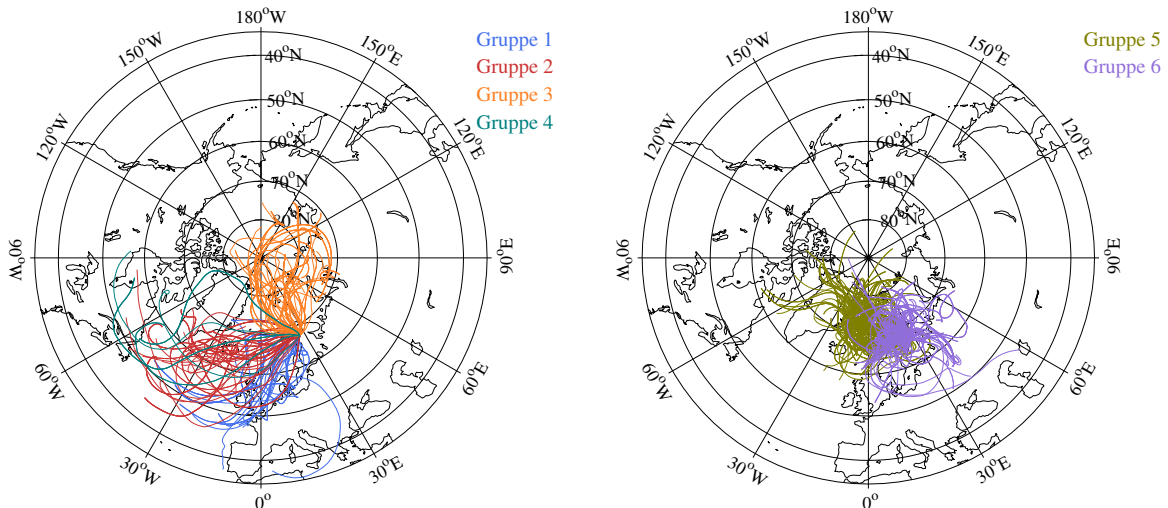
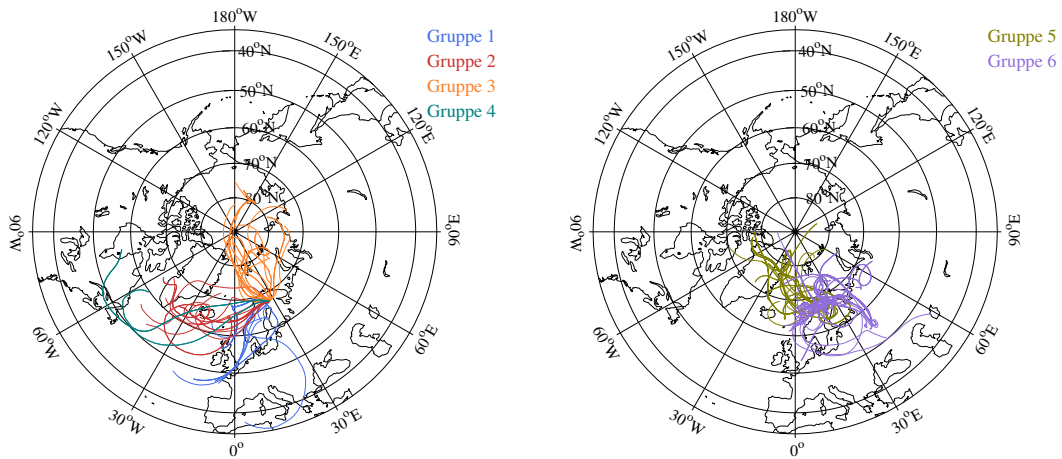
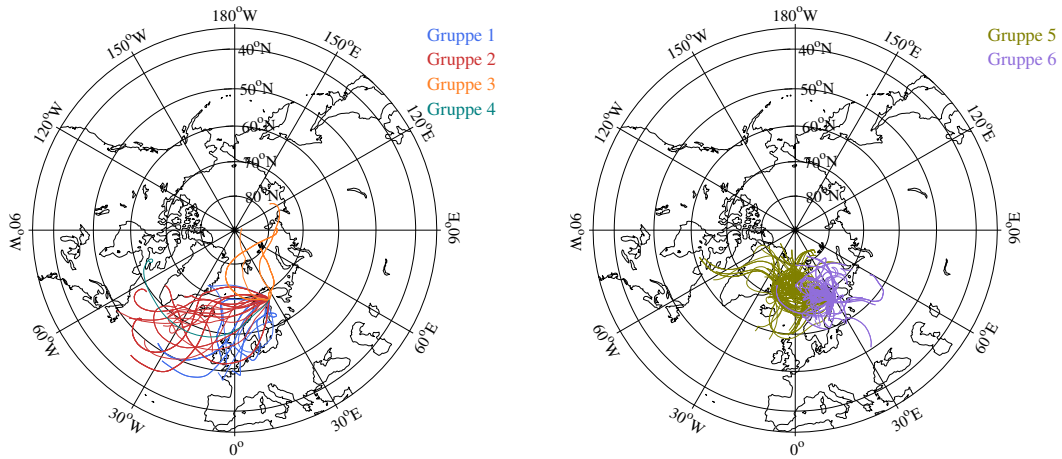


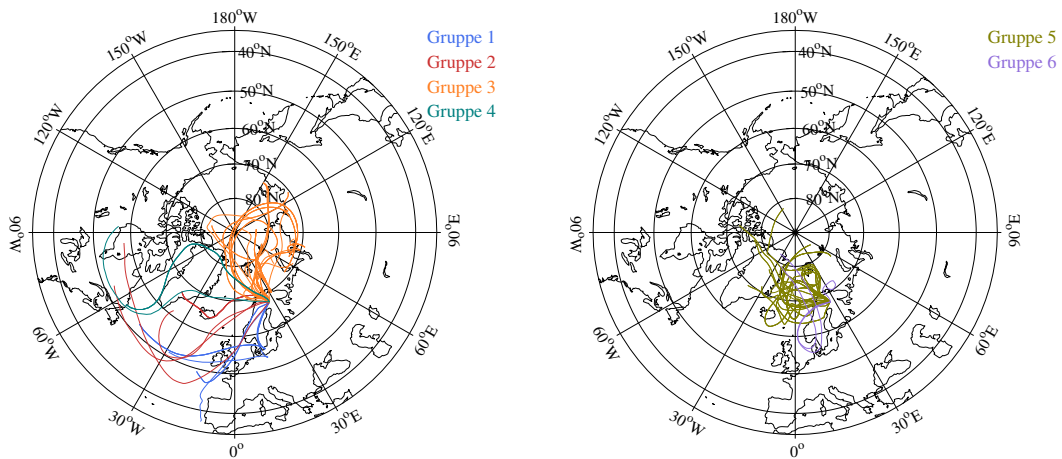
Abb.B.30: Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhe 850 hPa mit farblicher Markierung der Clusterzugehörigkeit für Sodankylä 2004–2007.



a) März, April, Mai

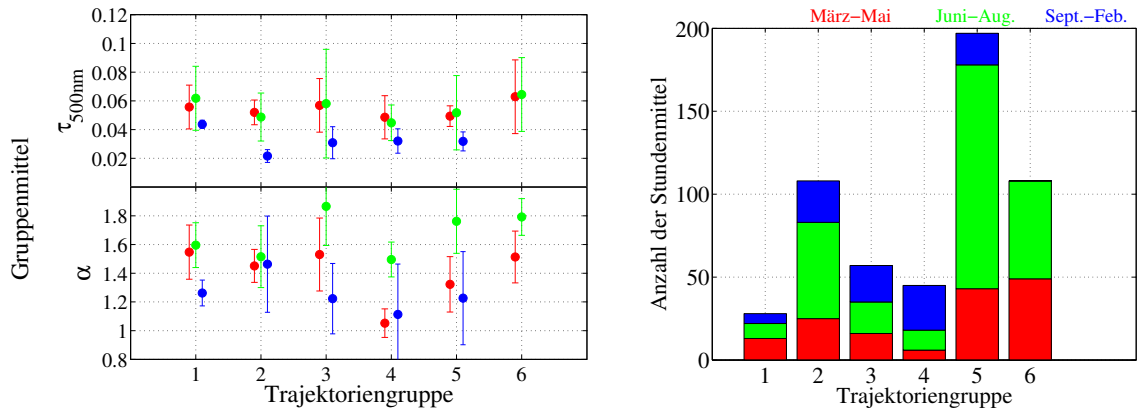


b) Juni, Juli, August



c) September, Oktober, November, Februar

Abb.B.31: Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhen 850 hPa mit farblicher Markierung der Clusterzugehörigkeit für Sodankylä 2004–2007 unterteilt in die drei Perioden Frühjahr (März–Mai), Sommer (Juni–August) und Herbst (September, Oktober, November, Februar).



a) Mittleres τ_{500nm} und α der verschiedenen Trajektoriengruppen
 b) Anzahl der AOD Stundenmittel der verschiedenen Trajektoriengruppen

Abb.B.32: a) Mittleres τ_{500nm} und α und b) Anzahl der AOD Stundenmittel der verschiedenen eindeutig zugeordneten Trajektoriengruppen für die Starthöhe 700 hPa von Sodankylä 2004–2007. Zusätzlich wurde zwischen den Jahreszeiten unterschieden: Frühjahr – rot, Sommer – grün, Herbst/Winter – blau.

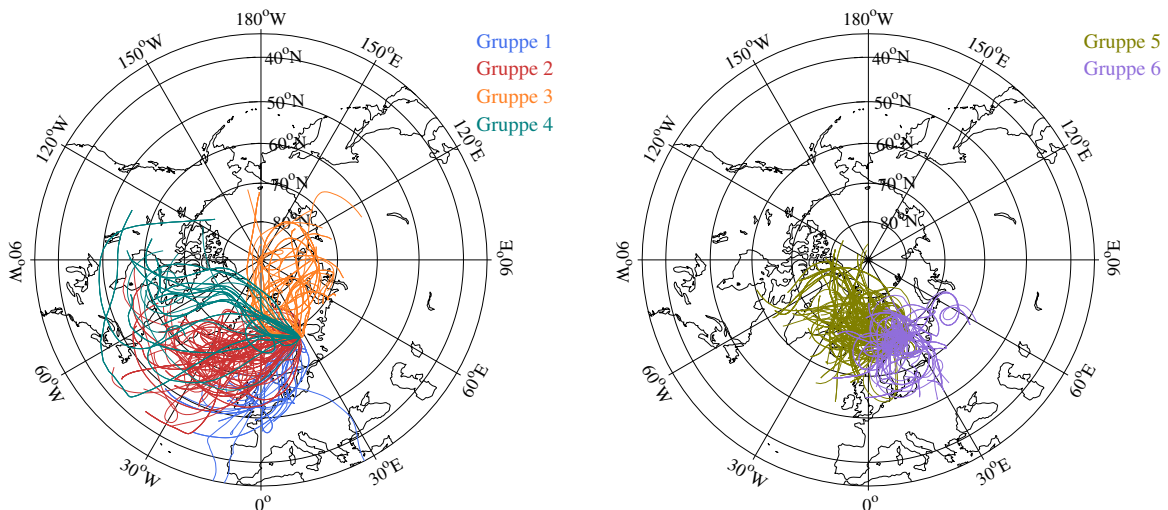
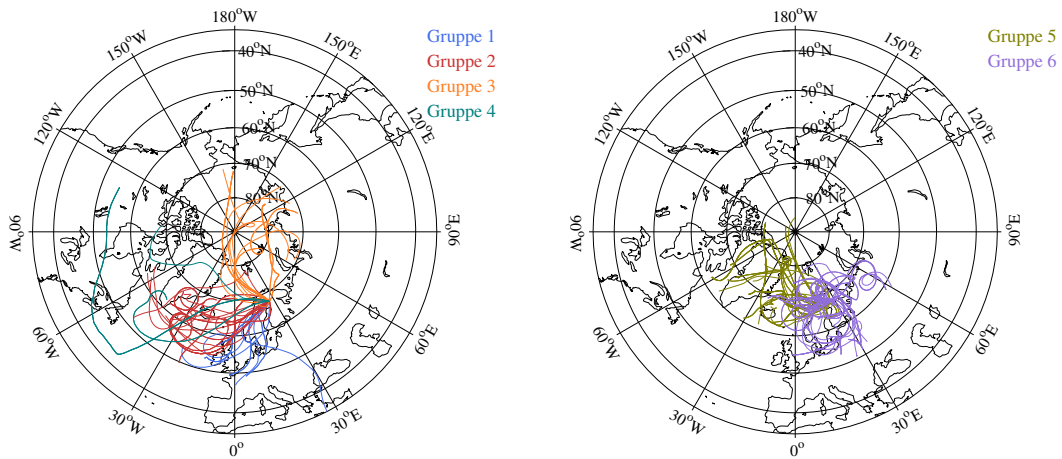
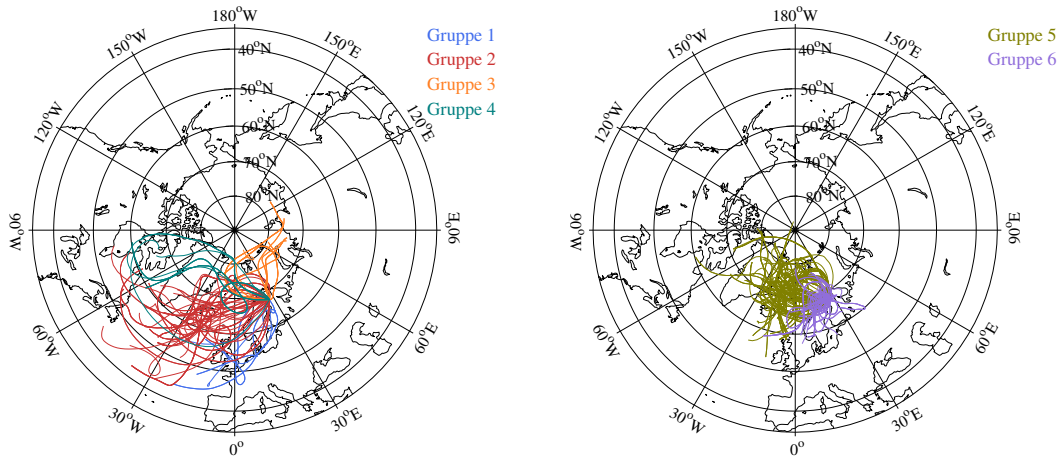


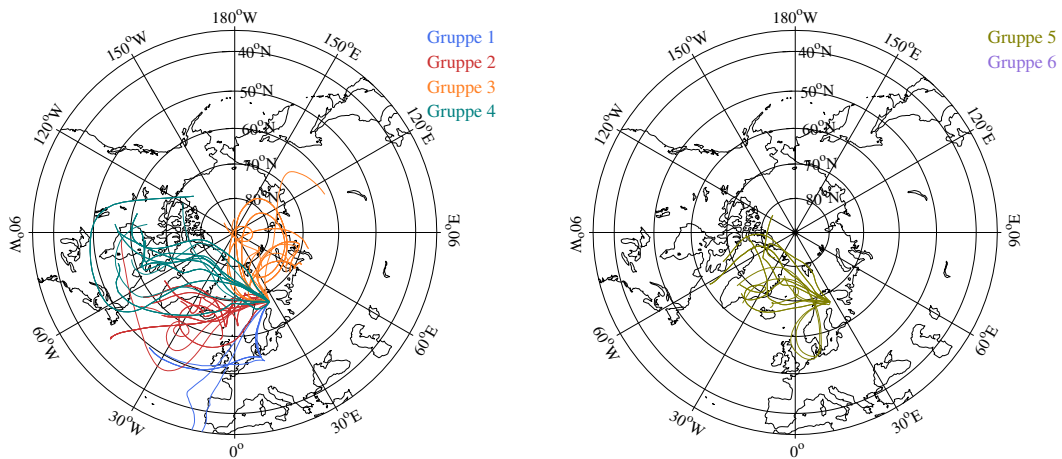
Abb.B.33: Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhe 700 hPa mit farblicher Markierung der Clusterzugehörigkeit für Sodankylä 2004–2007.



a) März, April, Mai

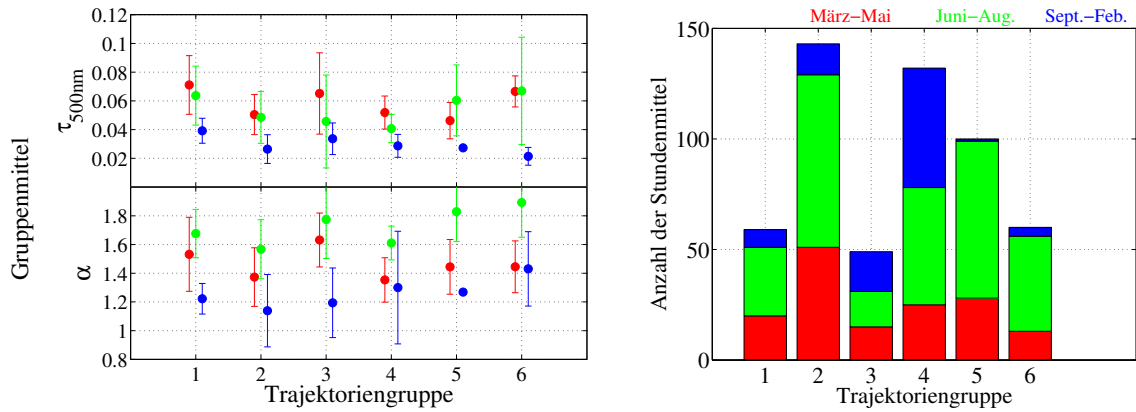


b) Juni, Juli, August



c) September, Oktober, November, Februar

Abb.B.34: Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhen 700 hPa mit farblicher Markierung der Clusterzugehörigkeit für Sodankylä 2004–2007 unterteilt in die drei Perioden Frühjahr (März–Mai), Sommer (Juni–August) und Herbst (September, Oktober, November, Februar).



a) Mittleres τ_{500nm} und α der verschiedenen Trajektoriengruppen
 b) Anzahl der AOD Stundenmittel der verschiedenen Trajektoriengruppen

Abb.B.35: a) Mittleres τ_{500nm} und α und b) Anzahl der AOD Stundenmittel der verschiedenen eindeutig zugeordnet Trajektoriengruppen für die Starthöhe 500 hPa von Sodankylä 2004–2007. Zusätzlich wurde zwischen den Jahreszeiten unterschieden: Frühjahr – rot, Sommer – grün, Herbst/Winter – blau.

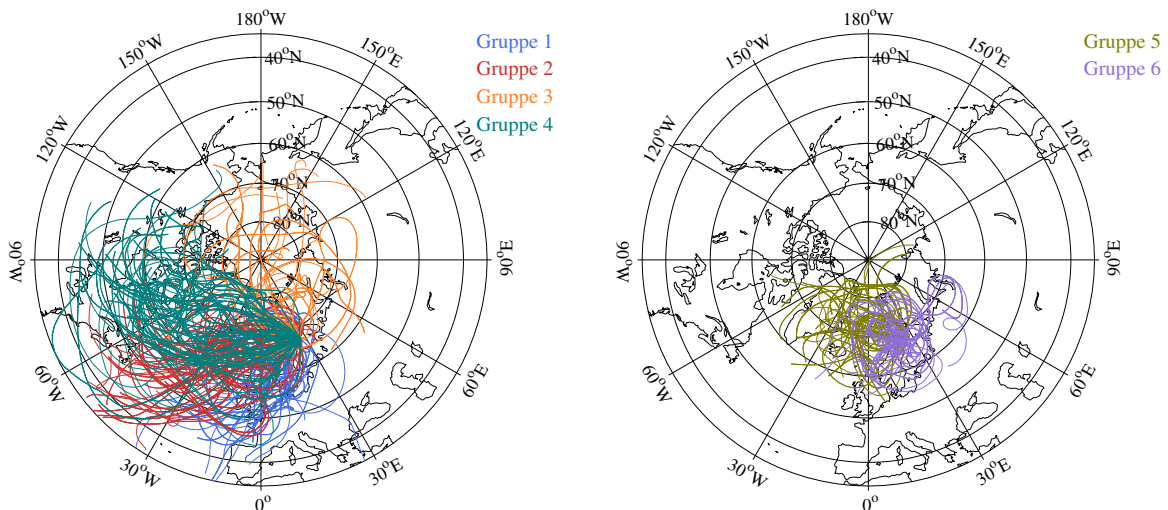
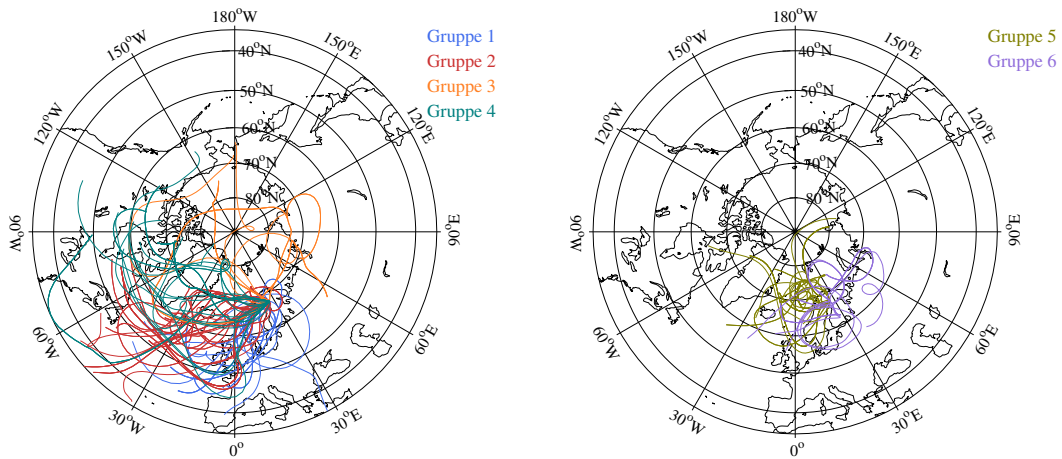
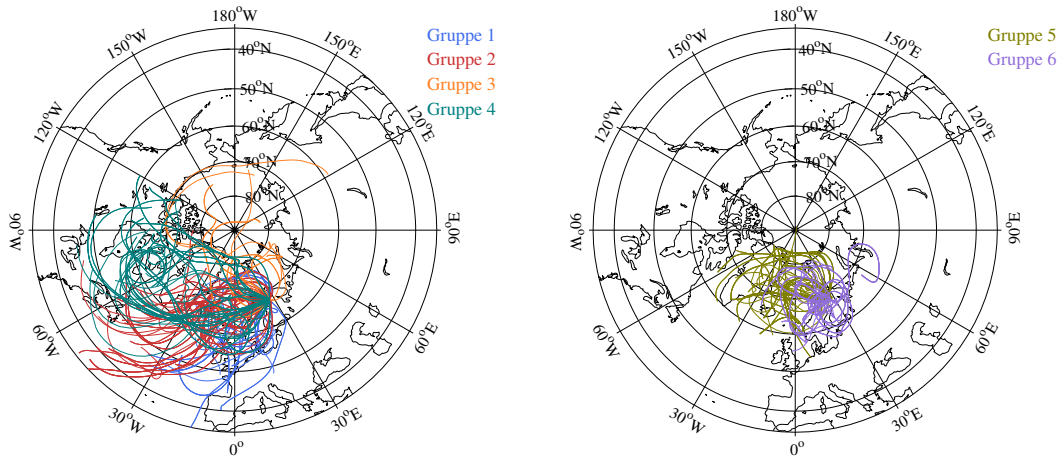


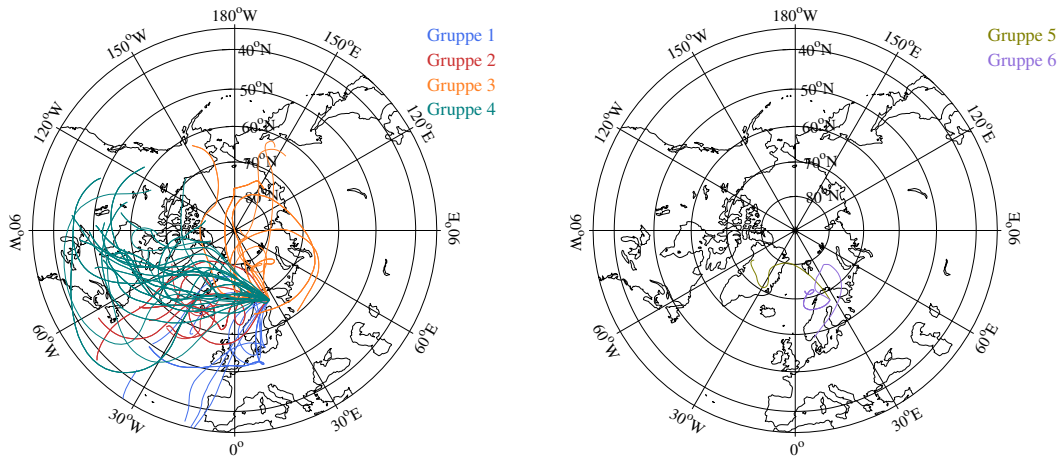
Abb.B.36: Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhe 500 hPa mit farblicher Markierung der Clusterzugehörigkeit für Sodankylä 2004–2007.



a) März, April, Mai



b) Juni, Juli, August



c) September, Oktober, November, Februar

Abb.B.37: Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhen 500 hPa mit farblicher Markierung der Clusterzugehörigkeit für Sodankylä 2004–2007 unterteilt in die drei Perioden Frühjahr (März–Mai), Sommer (Juni–August) und Herbst (September, Oktober, November, Februar).

B.5 Anhang zu Kapitel 7

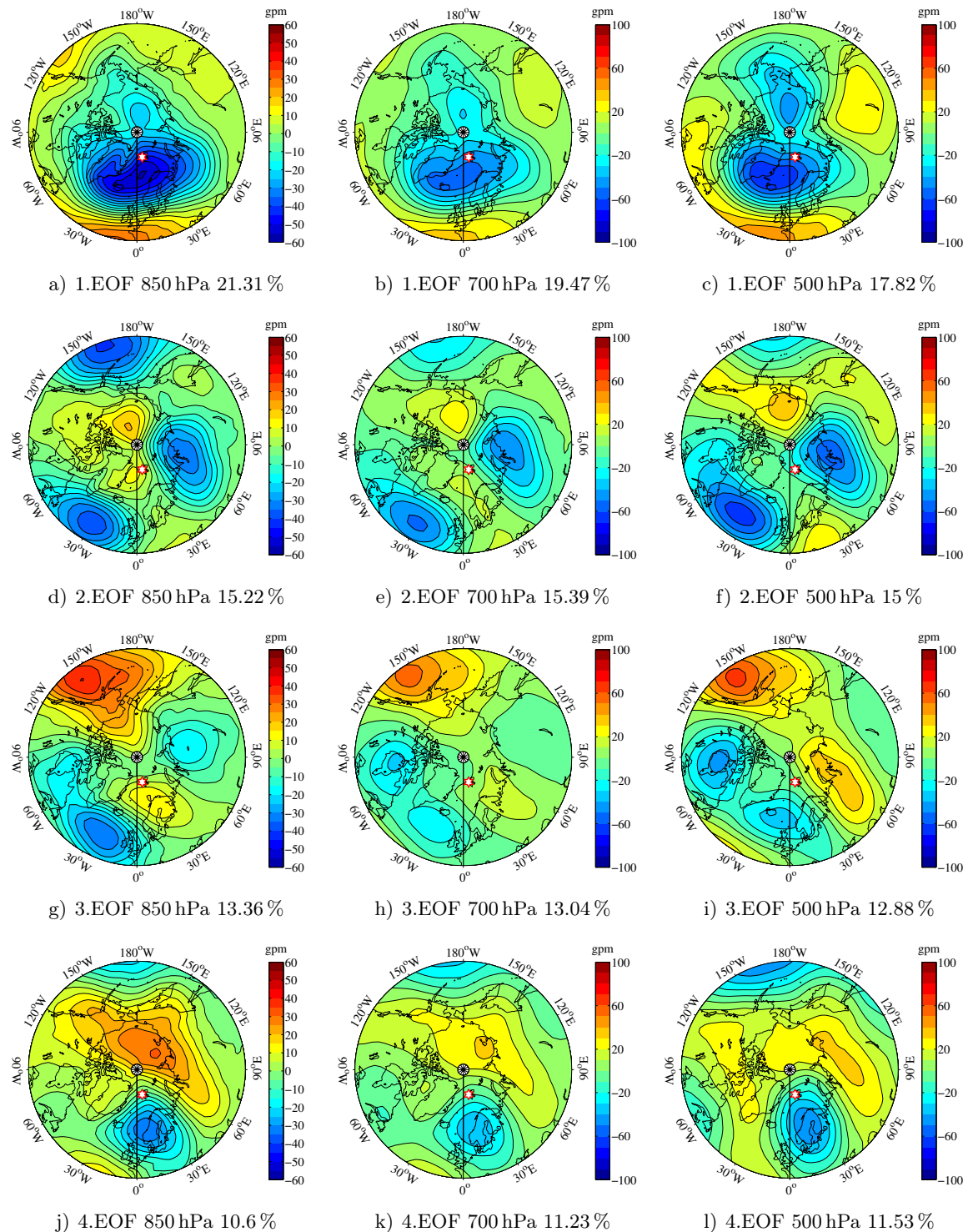


Abb. B.38: Muster der ersten fünf EOF der Drucklevel 850, 700 und 500 hPa für Dezember, Januar und Februar (1995–2008) und die durch sie erklärte Varianz in %. Der weiße Stern mit rotem Rand kennzeichnet Ny-Ålesund bzw. die Insel Spitzbergen (fehlende EOF folgen auf der nächsten Seite).

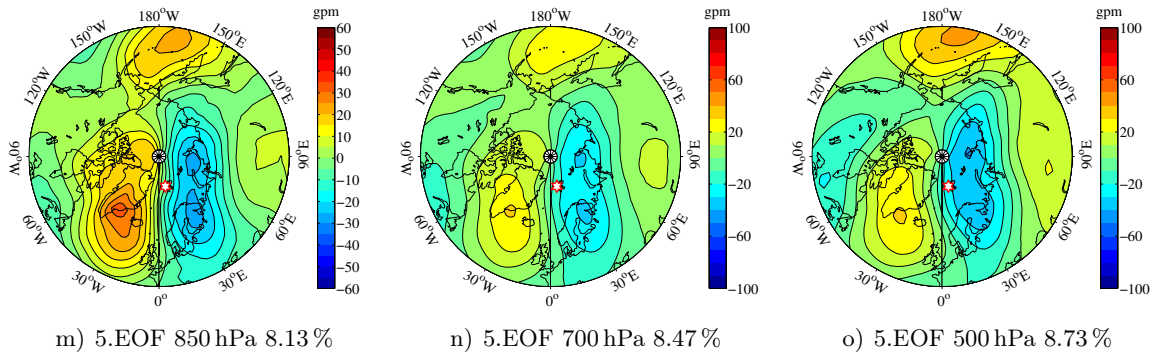


Abb.B.38: Fortsetzung

Tab.B.4: Korrelationskoeffizienten und Mutungsbereiche für die Korrelation zwischen den PC der ersten fünf EOF der Drucklevel 850, 700 und 500 hPa im DJF und den AOD Monatsmitteln März und April von Ny-Ålesund (1995–2008).

AOD Monats- mittel	Druck- level	R				
		1.EOF	2.EOF	3.EOF	4.EOF	5.EOF
März	850	0.16 ± 0.55	-0.05 ± 0.56	0.07 ± 0.56	-0.30 ± 0.51	-0.32 ± 0.51
	700	0.23 ± 0.53	0.02 ± 0.57	0.10 ± 0.56	-0.35 ± 0.50	-0.34 ± 0.50
	500	0.29 ± 0.52	0.09 ± 0.56	0.03 ± 0.57	-0.43 ± 0.46	-0.27 ± 0.52
April	850	0.00 ± 0.59	-0.17 ± 0.57	0.06 ± 0.59	-0.08 ± 0.59	-0.01 ± 0.59
	700	0.03 ± 0.59	-0.06 ± 0.59	0.21 ± 0.56	-0.12 ± 0.58	0.03 ± 0.59
	500	0.00 ± 0.59	0.09 ± 0.59	0.17 ± 0.57	-0.21 ± 0.57	0.06 ± 0.59

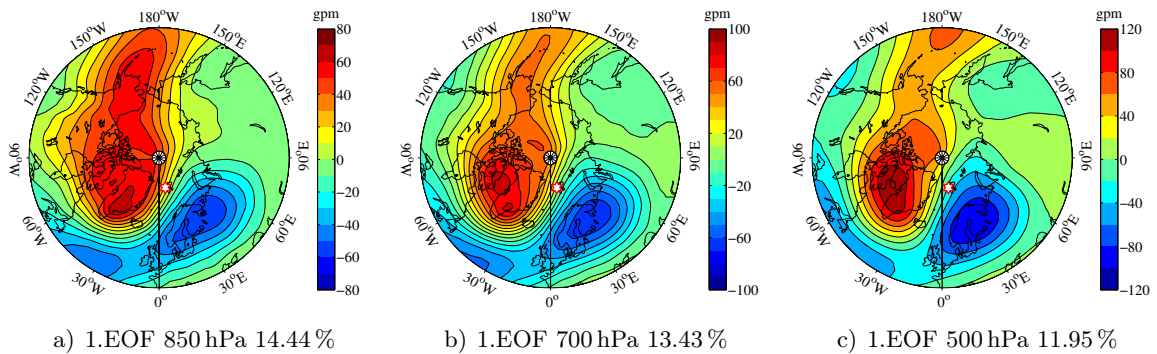


Abb. B.39: Muster der ersten fünf EOF der Drucklevel 850, 700 und 500 hPa für März (1995–2008) und die durch sie erklärte Varianz in %. Der weiße Stern mit rotem Rand kennzeichnet Ny-Ålesund bzw. die Insel Spitzbergen (fehlende EOF folgen auf der nächsten Seite).

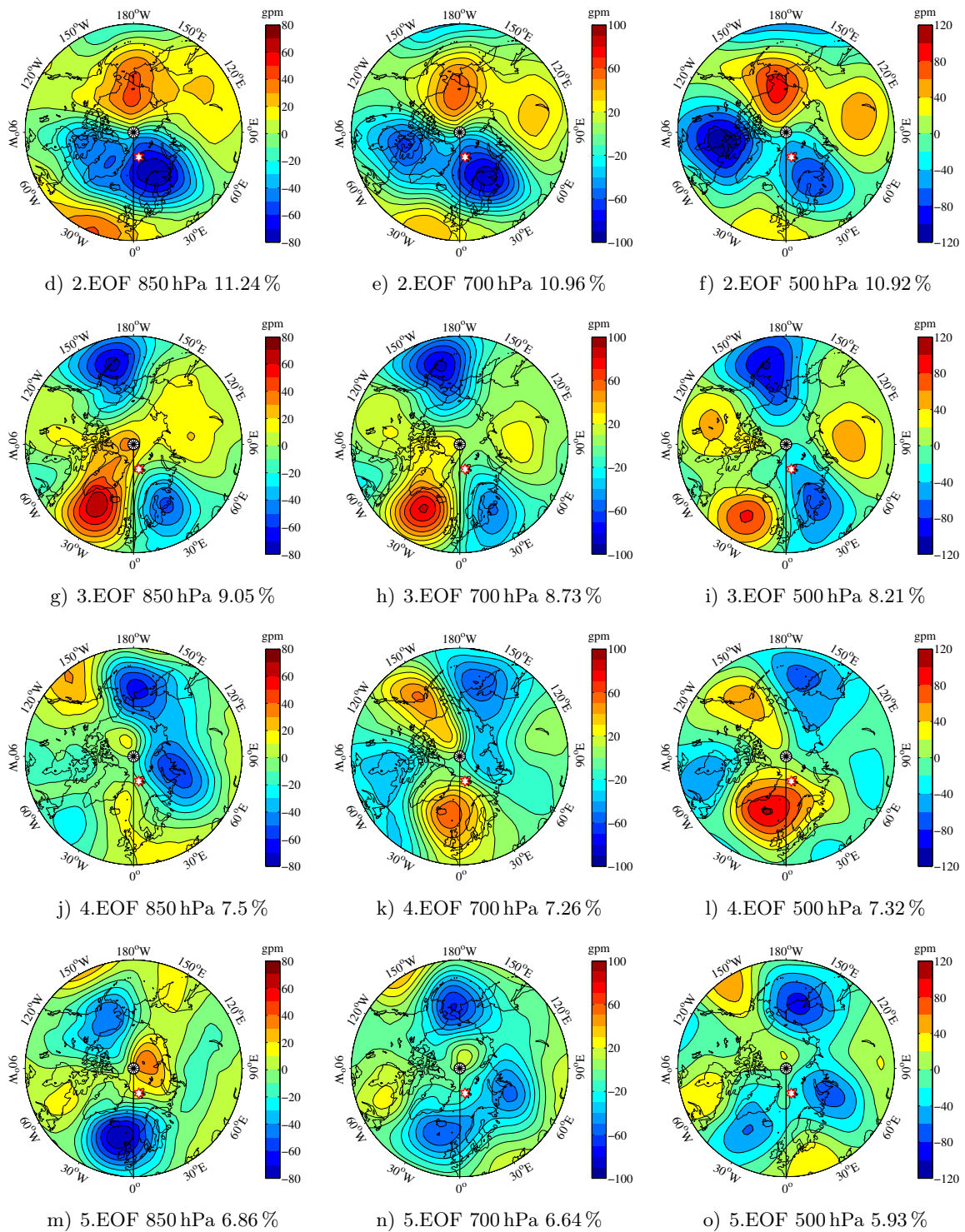


Abb.B.39: Fortsetzung.

Tab.B.5: Korrelationskoeffizienten und Mutungsbereiche für die Korrelation zwischen den PC der ersten fünf EOF der Drucklevel 850, 700 und 500 hPa im März und dem Tagesmittel der AOD von Ny-Ålesund (1995–2008).

Druck- level	Zeitversatz in Tagen	R				
		1.EOF	2.EOF	3.EOF	4.EOF	5.EOF
850 hPa	0	0.34 ± 0.23	0.42 ± 0.22	0.01 ± 0.26	0.02 ± 0.26	-0.02 ± 0.26
	1	0.31 ± 0.24	0.37 ± 0.22	0.07 ± 0.26	0.04 ± 0.26	0.02 ± 0.26
	2	0.21 ± 0.25	0.35 ± 0.23	0.08 ± 0.26	-0.02 ± 0.26	-0.01 ± 0.26
	3	0.13 ± 0.25	0.37 ± 0.22	0.03 ± 0.25	-0.14 ± 0.25	0.00 ± 0.26
	4	0.08 ± 0.25	0.38 ± 0.21	-0.05 ± 0.25	-0.26 ± 0.23	0.07 ± 0.25
	5	0.08 ± 0.24	0.35 ± 0.21	-0.13 ± 0.24	-0.27 ± 0.23	0.15 ± 0.24
	6	0.09 ± 0.24	0.32 ± 0.22	-0.14 ± 0.24	-0.23 ± 0.23	0.18 ± 0.23
	7	0.09 ± 0.23	0.28 ± 0.22	-0.09 ± 0.23	-0.19 ± 0.23	0.21 ± 0.23
	8	0.09 ± 0.23	0.19 ± 0.22	-0.01 ± 0.23	-0.12 ± 0.22	0.23 ± 0.22
	9	0.09 ± 0.22	0.14 ± 0.22	0.03 ± 0.22	-0.06 ± 0.22	0.20 ± 0.21
10	0.09 ± 0.22	0.12 ± 0.22	0.06 ± 0.22	-0.01 ± 0.22	0.20 ± 0.21	
700 hPa	0	0.32 ± 0.24	0.40 ± 0.22	0.02 ± 0.26	-0.11 ± 0.26	-0.03 ± 0.26
	1	0.31 ± 0.24	0.35 ± 0.23	0.06 ± 0.26	-0.12 ± 0.26	0.03 ± 0.26
	2	0.23 ± 0.24	0.33 ± 0.23	0.07 ± 0.26	-0.14 ± 0.25	-0.01 ± 0.26
	3	0.15 ± 0.25	0.34 ± 0.23	0.02 ± 0.26	-0.21 ± 0.24	-0.06 ± 0.25
	4	0.10 ± 0.25	0.35 ± 0.22	-0.07 ± 0.25	-0.30 ± 0.23	-0.06 ± 0.25
	5	0.10 ± 0.24	0.31 ± 0.22	-0.16 ± 0.24	-0.34 ± 0.22	-0.02 ± 0.24
	6	0.11 ± 0.24	0.28 ± 0.22	-0.18 ± 0.23	-0.33 ± 0.21	0.01 ± 0.24
	7	0.10 ± 0.23	0.25 ± 0.22	-0.13 ± 0.23	-0.32 ± 0.21	0.05 ± 0.24
	8	0.10 ± 0.23	0.17 ± 0.22	-0.05 ± 0.23	-0.29 ± 0.21	0.10 ± 0.23
	9	0.09 ± 0.22	0.11 ± 0.22	0.01 ± 0.22	-0.23 ± 0.21	0.11 ± 0.22
10	0.08 ± 0.22	0.09 ± 0.22	0.04 ± 0.22	-0.22 ± 0.21	0.16 ± 0.21	
500 hPa	0	0.39 ± 0.23	0.33 ± 0.23	0.13 ± 0.26	-0.19 ± 0.26	-0.14 ± 0.26
	1	0.38 ± 0.22	0.27 ± 0.24	0.16 ± 0.25	-0.22 ± 0.25	-0.10 ± 0.26
	2	0.31 ± 0.23	0.23 ± 0.24	0.16 ± 0.25	-0.26 ± 0.24	-0.13 ± 0.25
	3	0.24 ± 0.24	0.22 ± 0.24	0.14 ± 0.25	-0.37 ± 0.22	-0.15 ± 0.25
	4	0.19 ± 0.24	0.21 ± 0.24	0.08 ± 0.25	-0.50 ± 0.19	-0.14 ± 0.24
	5	0.18 ± 0.24	0.17 ± 0.24	0.01 ± 0.24	-0.53 ± 0.18	-0.09 ± 0.24
	6	0.18 ± 0.23	0.15 ± 0.24	0.00 ± 0.24	-0.49 ± 0.18	-0.07 ± 0.24
	7	0.17 ± 0.23	0.14 ± 0.23	0.05 ± 0.24	-0.44 ± 0.19	-0.07 ± 0.23
	8	0.15 ± 0.22	0.09 ± 0.23	0.08 ± 0.23	-0.37 ± 0.20	-0.07 ± 0.23
	9	0.13 ± 0.22	0.04 ± 0.22	0.11 ± 0.22	-0.27 ± 0.21	-0.07 ± 0.22
10	0.11 ± 0.22	0.00 ± 0.22	0.12 ± 0.22	-0.27 ± 0.20	-0.02 ± 0.22	

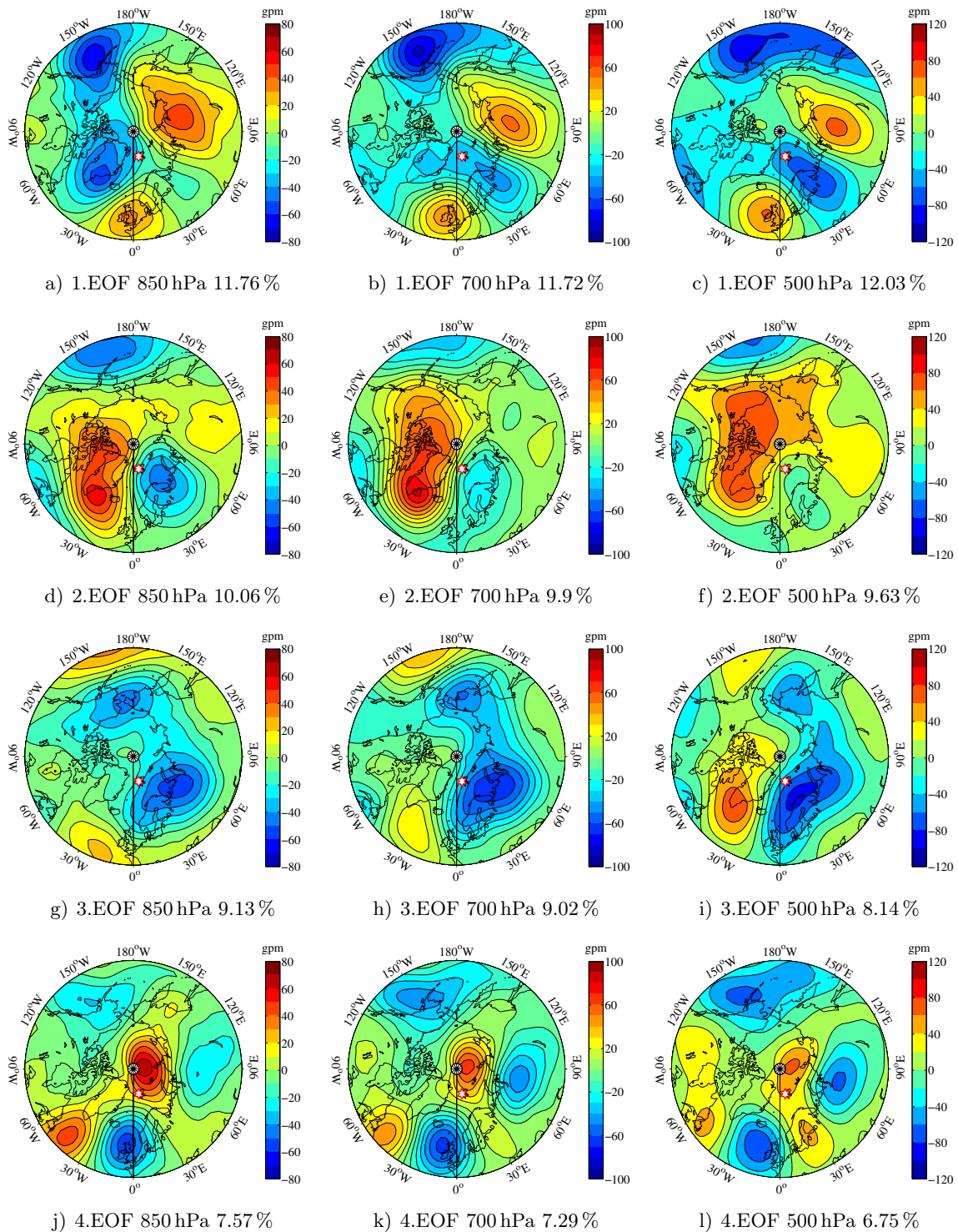
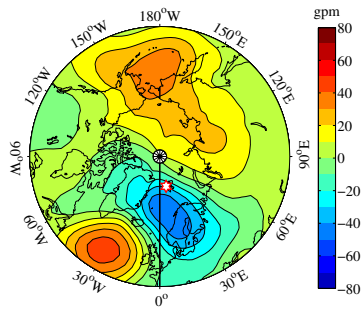
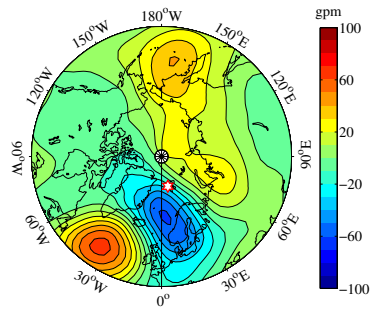


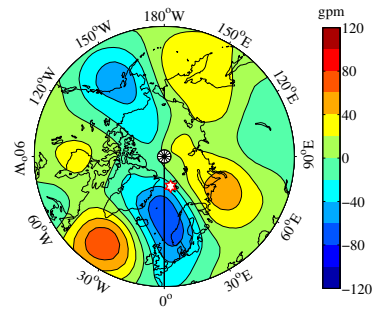
Abb. B.40: Muster der ersten fünf EOF der Drucklevel 850, 700 und 500 hPa für April (1995–2008) und die durch sie erklärte Varianz in %. Der weiße Stern mit rotem Rand kennzeichnet Ny-Ålesund bzw. die Insel Spitzbergen (fehlende EOF folgen auf der nächsten Seite).



m) 5.EOF 850 hPa 6.39 %



n) 5.EOF 700 hPa 5.99 %



o) 5.EOF 500 hPa 5.34 %

Abb.B.40: Fortsetzung.

Tab.B.6: Korrelationskoeffizienten und Mutungsbereiche für die Korrelation zwischen den PC der ersten fünf EOF der Drucklevel 850, 700 und 500 hPa im April und dem Tagesmittel der AOD von Ny-Ålesund (1995–2008).

Druck- level	Zeitversatz in Tagen	R				
		1.EOF	2.EOF	3.EOF	4.EOF	5.EOF
850 hPa	0	0.02 ± 0.20	0.12 ± 0.19	0.09 ± 0.20	0.15 ± 0.19	-0.09 ± 0.20
	1	0.02 ± 0.20	0.14 ± 0.19	0.10 ± 0.20	0.13 ± 0.19	-0.05 ± 0.20
	2	0.03 ± 0.20	0.15 ± 0.19	0.10 ± 0.20	0.13 ± 0.19	-0.01 ± 0.20
	3	0.00 ± 0.20	0.18 ± 0.19	0.08 ± 0.20	0.13 ± 0.19	-0.01 ± 0.20
	4	-0.04 ± 0.20	0.24 ± 0.19	0.05 ± 0.20	0.07 ± 0.20	-0.05 ± 0.20
	5	-0.01 ± 0.20	0.28 ± 0.18	0.05 ± 0.20	-0.04 ± 0.20	-0.10 ± 0.19
	6	0.03 ± 0.20	0.28 ± 0.18	0.02 ± 0.20	-0.15 ± 0.19	-0.14 ± 0.19
	7	0.04 ± 0.20	0.20 ± 0.19	-0.03 ± 0.20	-0.21 ± 0.19	-0.14 ± 0.19
	8	0.10 ± 0.20	0.08 ± 0.20	-0.06 ± 0.20	-0.22 ± 0.19	-0.14 ± 0.19
	9	0.15 ± 0.19	0.03 ± 0.20	-0.11 ± 0.19	-0.19 ± 0.19	-0.12 ± 0.19
10	0.17 ± 0.19	0.04 ± 0.20	-0.19 ± 0.19	-0.16 ± 0.19	-0.06 ± 0.20	
700 hPa	0	0.08 ± 0.20	0.10 ± 0.20	0.09 ± 0.20	0.14 ± 0.19	-0.05 ± 0.20
	1	0.10 ± 0.19	0.11 ± 0.19	0.10 ± 0.19	0.11 ± 0.19	-0.02 ± 0.20
	2	0.11 ± 0.19	0.12 ± 0.19	0.09 ± 0.20	0.11 ± 0.19	0.02 ± 0.20
	3	0.10 ± 0.20	0.16 ± 0.19	0.09 ± 0.20	0.10 ± 0.20	0.01 ± 0.20
	4	0.08 ± 0.20	0.21 ± 0.19	0.09 ± 0.20	0.07 ± 0.20	-0.06 ± 0.20
	5	0.13 ± 0.19	0.21 ± 0.19	0.09 ± 0.20	-0.02 ± 0.20	-0.12 ± 0.19
	6	0.16 ± 0.19	0.15 ± 0.19	0.06 ± 0.20	-0.09 ± 0.20	-0.18 ± 0.19
	7	0.13 ± 0.19	0.10 ± 0.20	0.00 ± 0.20	-0.14 ± 0.19	-0.20 ± 0.19
	8	0.15 ± 0.19	0.02 ± 0.20	-0.05 ± 0.20	-0.13 ± 0.19	-0.19 ± 0.19
	9	0.17 ± 0.19	-0.02 ± 0.20	-0.13 ± 0.19	-0.12 ± 0.19	-0.16 ± 0.19
10	0.16 ± 0.19	-0.01 ± 0.20	-0.21 ± 0.19	-0.13 ± 0.19	-0.08 ± 0.20	
500 hPa	0	0.11 ± 0.19	0.05 ± 0.20	0.15 ± 0.19	0.14 ± 0.19	-0.03 ± 0.20
	1	0.14 ± 0.19	0.05 ± 0.20	0.15 ± 0.19	0.11 ± 0.19	-0.01 ± 0.20
	2	0.14 ± 0.19	0.06 ± 0.20	0.14 ± 0.19	0.09 ± 0.20	0.02 ± 0.20
	3	0.14 ± 0.19	0.08 ± 0.20	0.15 ± 0.19	0.09 ± 0.20	0.01 ± 0.20
	4	0.14 ± 0.19	0.09 ± 0.20	0.16 ± 0.19	0.09 ± 0.20	-0.05 ± 0.20
	5	0.19 ± 0.19	0.07 ± 0.20	0.12 ± 0.19	0.03 ± 0.20	-0.11 ± 0.19
	6	0.22 ± 0.19	0.03 ± 0.20	0.05 ± 0.20	-0.01 ± 0.20	-0.16 ± 0.19
	7	0.20 ± 0.19	0.02 ± 0.20	-0.02 ± 0.20	-0.02 ± 0.20	-0.17 ± 0.19
	8	0.19 ± 0.19	0.01 ± 0.20	-0.09 ± 0.20	-0.01 ± 0.20	-0.16 ± 0.19
	9	0.19 ± 0.19	0.04 ± 0.20	-0.16 ± 0.19	-0.02 ± 0.20	-0.13 ± 0.19
10	0.16 ± 0.19	0.08 ± 0.20	-0.21 ± 0.19	-0.06 ± 0.20	-0.05 ± 0.20	

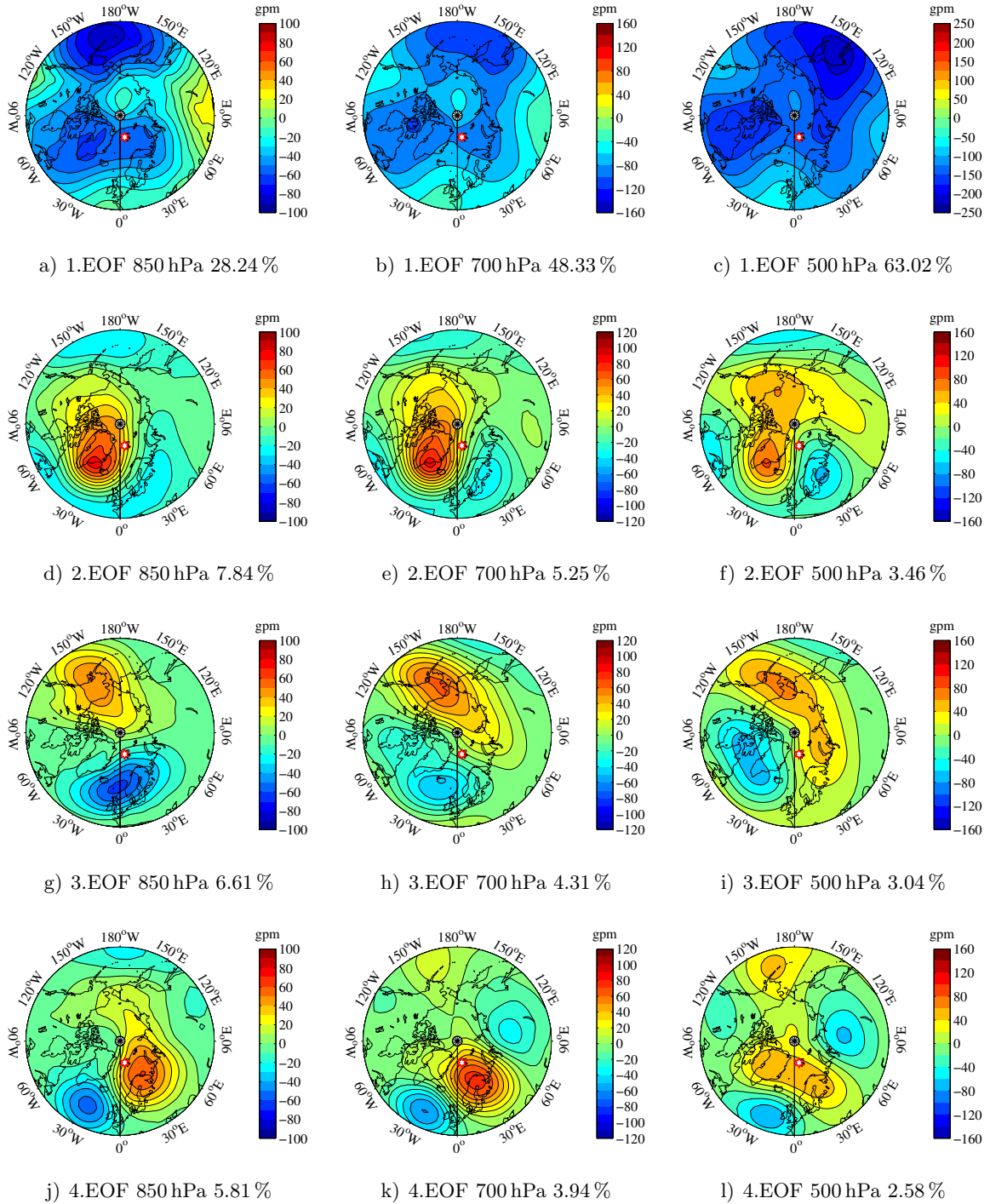


Abb. B.41: Muster der ersten fünf EOF der Drucklevel 850, 700 und 500 hPa für Januar–Dezember (1995–2008) und die durch sie erklärte Varianz in %. Der weiße Stern mit rotem Rand kennzeichnet Ny-Ålesund bzw. die Insel Spitzbergen (fehlende EOF folgen auf der nächsten Seite).

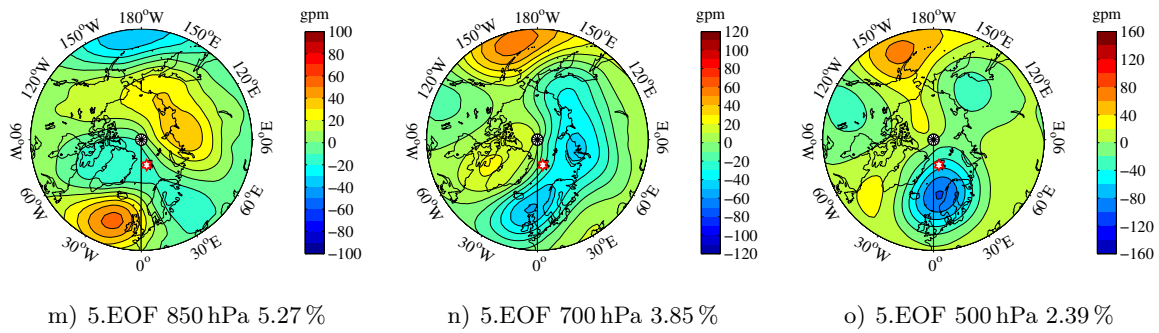


Abb.B.41: Fortsetzung.

Tab.B.7: Korrelationskoeffizienten und Mutungsbereiche für die Korrelation zwischen den PC der ersten fünf EOF der Drucklevel 850, 700 und 500 hPa für Januar–Dezember und dem Tagesmittel der AOD von Ny-Ålesund (1995–2008).

Druck- level	R				
	1.EOF	2.EOF	3.EOF	4.EOF	5.EOF
850 hPa	0.42 ± 0.08	0.24 ± 0.10	0.07 ± 0.10	0.02 ± 0.10	-0.01 ± 0.10
700 hPa	0.51 ± 0.07	0.21 ± 0.09	-0.04 ± 0.10	0.02 ± 0.10	0.08 ± 0.10
500 hPa	0.53 ± 0.07	0.12 ± 0.10	-0.21 ± 0.10	0.11 ± 0.10	0.12 ± 0.10

B.6 Anhang zu Kapitel 8

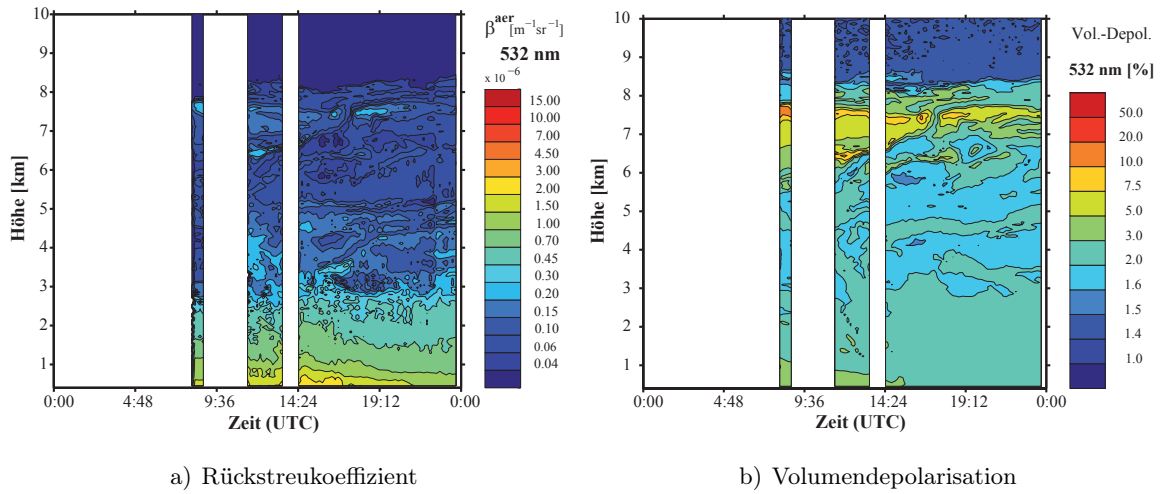


Abb.B.42: Vertikalprofile a) des Rückstreukoeffizienten und b) der Volumendepolarisation, die mit dem LIDAR in Ny-Ålesund am 31.03.2008 gemessen wurden.

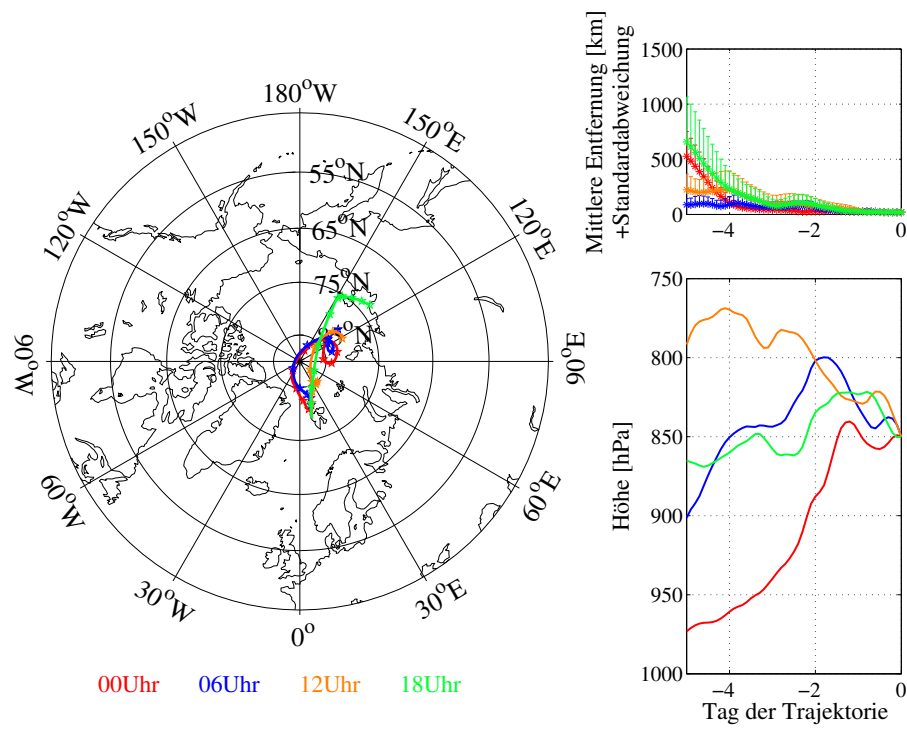


Abb.B.43: Am 31.03.2008 in Ny-Ålesund gestartete Rückwärtstrajektorien für 850 hPa.

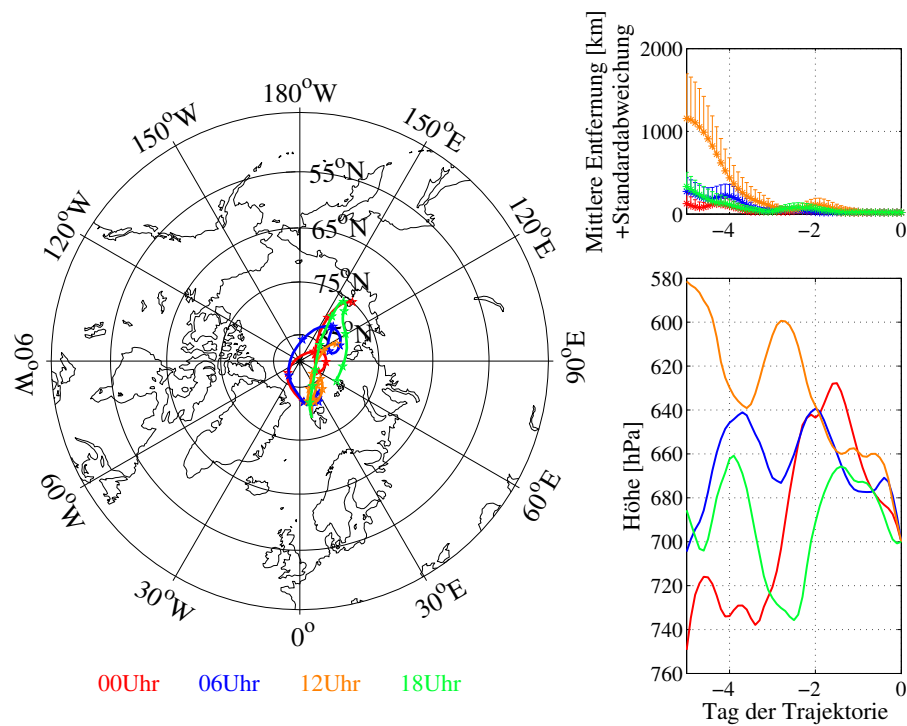


Abb.B.44: Am 31.03.2008 in Ny-Ålesund gestartete Rückwärtstrajektorien für 700 hPa.

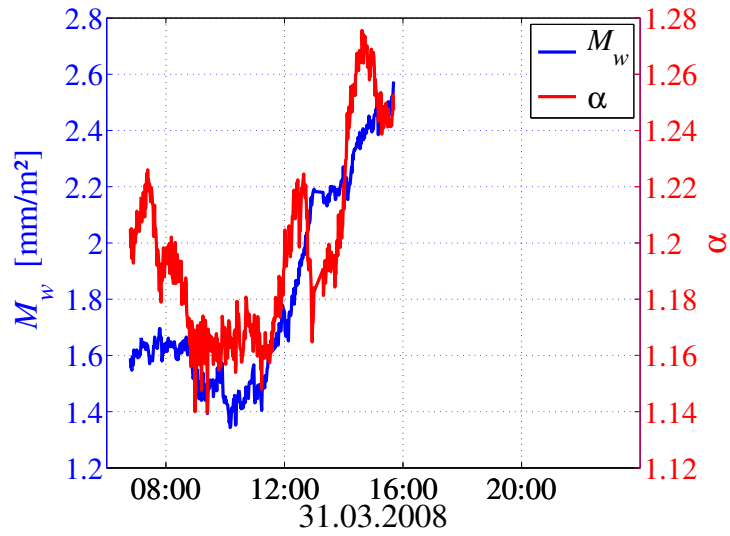


Abb.B.45: Zeitreihe des Gesamtflüssigwassergehaltes M_w und des Angström Koeffizienten α , welche aus den Photomtermessungen am 31.03.2008 in Ny-Ålesund abgeleitet sind.

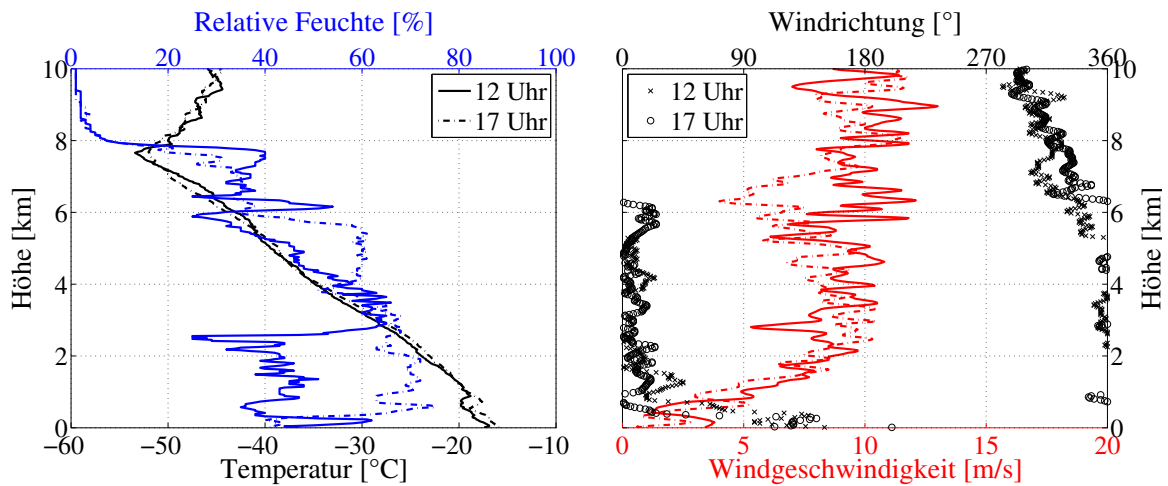


Abb.B.46: Vertikalprofile der Temperatur, der relativen Feuchte, der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung aus den Radiosondenmessungen von 12 und 17 Uhr in Ny-Ålesund.

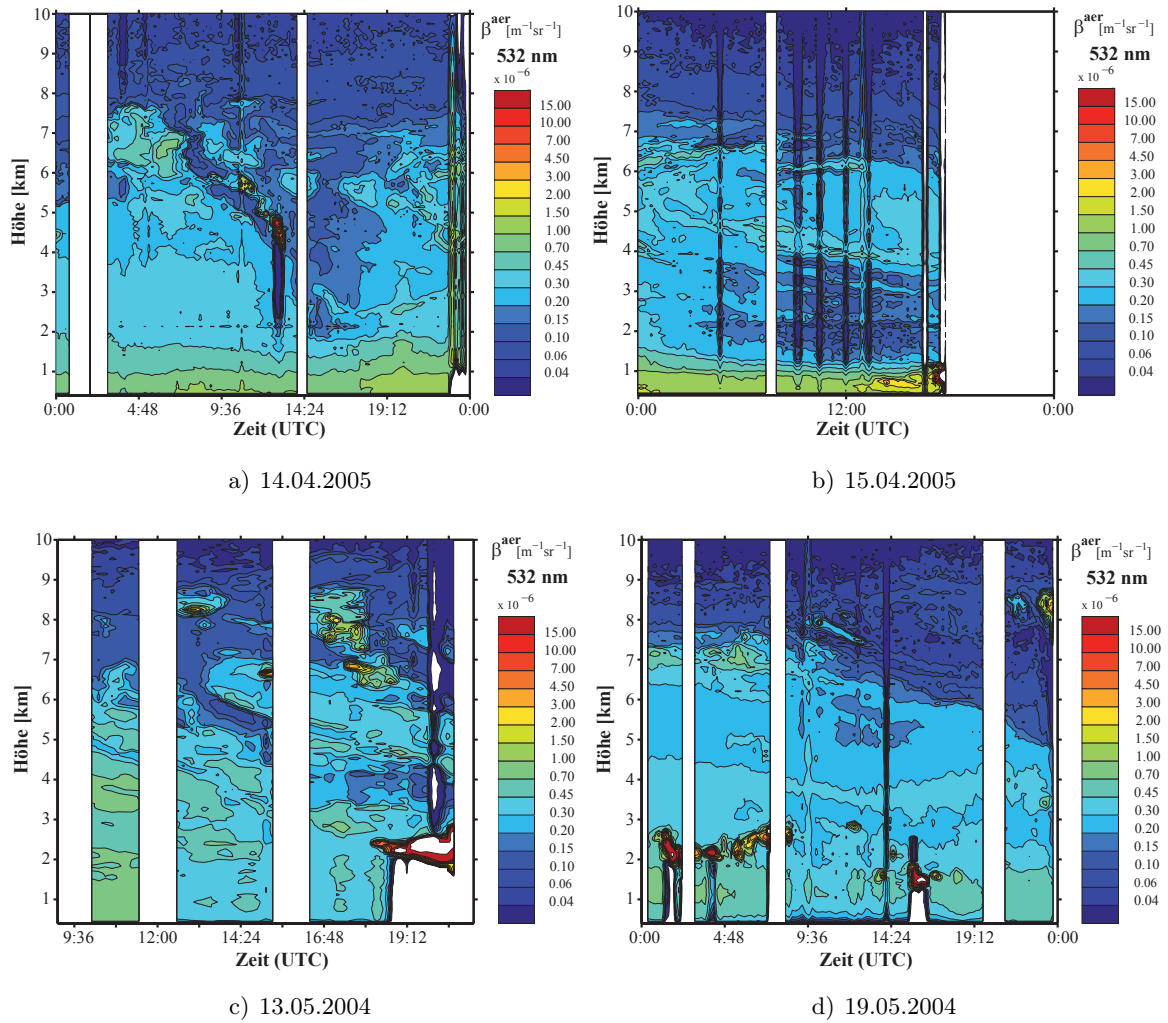


Abb.B.47: Vertikalprofile des Rückstreuoeffizienten gemessen mit dem KARL in Ny-Ålesund a) am 14.04.2005, b) am 15.04.2005, c) am 13.05.2004 und d) am 19.05.2004. Die Teilabbildungen a) und b) sind Beispiele für den zweiten Fall (blaue Punkte – Grenzschicht mehr Aerosol) und die Teilabbildungen c) und d) sind Beispiele für den dritten Fall (grüne Punkte – freie Troposphäre mehr Aerosol).

Tabellenverzeichnis

2.1	Einteilung der Aerosolpartikel nach Junge (1963).	5
2.2	Lebensdauer von Aerosolpartikeln nach Jeanicke (1988).	8
2.3	Deliqueszenzpunkte verschiedener Stoffe bei 25 °C.	9
3.1	Messgeräte und die mit ihnen gemessenen Aerosoleigenschaften.	18
3.2	Spezifikationen der Sonnenphotometer SP1A/SP2H und PFR.	29
3.3	Zusammenfassung der größtmöglichen Fehler für einzelne Parameter, die zur Bestimmung der AOD benötigt werden.	34
5.1	Ergebnisse des Kolmogorov-Smirnov-Tests für das Gesamtmittel und das Monatsmittel aus den Einzelmessungen der AOD und des Angström Koeffizienten α	44
5.2	Ober-, Untergrenze und für die weiteren Analysen verwendete Clusteranzahl für Ny-Ålesund, NP-35 und Sodankylä.	52
6.1	Bezeichnung der Trajektoriengruppen für Ny-Ålesund 1995–2008.	56
6.2	Gruppenmittel, Standardabweichung und Anzahl der verwendeten Stundenmittel von τ_{500nm} und α der Frühjahrsmonate März, April und Mai für Ny-Ålesund 1995–2008.	58
6.3	Bezeichnung der Trajektoriengruppen für Sodankylä 2004–2007.	72
6.4	Auflistung der ausgewerteten Almukantar-Messungen in Ny-Ålesund und auf der NP-35.	74
7.1	Korrelationskoeffizienten und Mutungsbereiche für die Korrelation zwischen den PC der ersten fünf EOF von MSLP im DJF und den Monatsmitteln März und April der AOD von Ny-Ålesund (1995–2008).	86
7.2	Korrelationskoeffizienten und Mutungsbereiche für die Korrelation zwischen den PC der ersten fünf EOF von MSLP im März und den Tagesmitteln der AOD im März von Ny-Ålesund (1995–2008).	88
7.3	Korrelationskoeffizienten und Mutungsbereiche für die Korrelation zwischen den PC der ersten fünf EOF von MSLP im April und den Tagesmitteln der AOD im April von Ny-Ålesund (1995–2008).	89

7.4	Korrelationskoeffizienten und Mutungsbereich für die Korrelation zwischen den PC der ersten fünf EOF der MSLP für Januar–Dezember und den Tagesmitteln der AOD von März–September von Ny-Ålesund (1995–2008).	91
8.1	Korrelationskoeffizienten und Mutungsbereiche für die in Ny-Ålesund gemessenen τ_{500nm} bzw. α und den an der Zeppelinstation gemessenen Konzentrationen der verschiedenen chemischen Komponenten.	102
B.1	Korrekturfaktor für den Abstand zwischen Erde und Sonne in Abhängigkeit vom Tag des Jahres.	115
B.2	Filter und Messparameter der Photometer, die in Ny-Ålesund für die Messungen eingesetzt wurden.	116
B.3	Filter und Messparameter des Photometers, das auf der NP-35 für Messungen eingesetzt wurde.	116
B.4	Korrelationskoeffizienten und Mutungsbereiche für die Korrelation zwischen den PC der ersten fünf EOF der Drucklevel 850, 700 und 500 hPa im DJF und den AOD Monatsmitteln März und April von Ny-Ålesund (1995–2008).	143
B.5	Korrelationskoeffizienten und Mutungsbereiche für die Korrelation zwischen den PC der ersten fünf EOF der Drucklevel 850, 700 und 500 hPa im März und dem Tagesmittel der AOD von Ny-Ålesund (1995–2008).	145
B.6	Korrelationskoeffizienten und Mutungsbereiche für die Korrelation zwischen den PC der ersten fünf EOF der Drucklevel 850, 700 und 500 hPa im April und dem Tagesmittel der AOD von Ny-Ålesund (1995–2008).	148
B.7	Korrelationskoeffizienten und Mutungsbereiche für die Korrelation zwischen den PC der ersten fünf EOF der Drucklevel 850, 700 und 500 hPa für Januar–Dezember und dem Tagesmittel der AOD von Ny-Ålesund (1995–2008).	150

Abbildungsverzeichnis

2.1	Beispiel für eine Anzahlgrößenverteilung.	6
2.2	Hysterese des hygroskopischen Wachstums von Ammoniumsulfat und Schwefelsäurepartikeln bei einer Temperatur von 25 °C.	9
2.3	Karte des Nordpols und den angrenzenden Staaten.	14
2.4	Mittlerer Bodenluftdruck der Monate a) Januar und b) Juli in hPa.	15
3.1	Schematische Darstellung zur atmosphärischen Refraktion.	19
3.2	Beispiele für Phasenfunktionen unterschiedlicher Partikel bei einer Wellenlänge von 0.5 μm	22
3.3	Schematische Darstellung des CIRATRA.	24
3.4	Ausschnitt des Absorptionsspektrums von Wasser bei verschiedenen Temperaturen.	25
3.5	Beispiel für die Bestimmung von τ_{H_2O} aus Photometermessungen.	25
3.6	Korrelation zwischen M_W der Radiosonde und a) den Stundenmitteln von $\tau_{H_2O}(946.6\text{ nm})$ bzw. b) dem Stundenmittel von $M_W(\tau_{H_2O})$	27
3.7	Korrelation zwischen dem Wassergehalt der Radiosonde und dem Stundenmittel des Wassergehaltes aus Photometermessungen (1995–2008).	27
3.8	Skizze vom Aufbau eines Sonnenphotometers des Typs SP1A und Installation eines SP1A mit parallaktischer Nachführung im Frühjahr 2004 auf dem Dach des AWI Observatoriums in Ny-Ålesund.	28
3.9	Beispiele für die Standardabweichung der Residuen σ_y für verschiedene SP1A Photometer.	31
3.10	Beispiele für F_{U_0} verschiedener SP1A Photometer.	31
3.11	Prozentuale Fehler der Luftmassen als Funktion der Sonnenhöhe.	33
3.12	Absoluter Fehler der AOD für verschiedene Sonnenhöhen als Funktion der Wellenlänge.	33
4.1	Übersichtskarte von Spitzbergen und topografische Karte von Ny-Ålesund und Umgebung.	36
4.2	Anzahl aller qualitätsgesicherten Einzelmessungen, aufgeschlüsselt nach Monat und Messperiode für Ny-Ålesund 1995–2008.	37
4.3	Im Jahr 2005 am Messfeld in Ny-Ålesund aufgenommener Horizont und die entsprechende scheinbare Sonnenhöhe für verschiedene Tage.	37

4.4	Nach Monaten aufgeschlüsselt Anzahl der qualitätsgesicherten Einzelmessungen pro Stunde im Zeitraum 1995–2008 in Ny-Ålesund.	37
4.5	AOD verschiedener Wellenlängen [μm] und der Sonnenhöhe vom 24.03.2009 in Ny-Ålesund.	38
4.6	Aus GPS Messungen ermittelte Drift der NP-35 vom 18.09.2007 bis 08.04.2008 im arktischen Eis.	39
4.7	Anzahl der ausgewerteten Einzelmessungen für jeden Messtag auf der NP-35 (14.03.–07.04.2008).	39
4.8	Gemessene AOD verschiedener Wellenlängen [μm] am 14.03.2008 auf der NP-35.	39
4.9	Nach Monaten und Jahren aufgeschlüsselt Anzahl der ausgewerteten Einzelmessungen von Sodankylä 2004–2007.	40
4.10	Nach Monaten aufgeschlüsselter Tagesgang der Anzahl der ausgewerteten Einzelmessungen von Sodankylä 2004–2007.	41
5.1	Verteilung der Standardabweichung von τ_{500nm} und α der Ny-Ålesund Messungen von 2000–2008 für verschiedene Mittelungszeiträume und den entsprechenden Verteilungskenngrößen μ (Mittelwert) und σ (Standardabweichung).	45
5.2	Beispiel eines Vergleichs zwischen HYSPLIT (rote Kurve) und PEP-Tracer Trajektorien (graue Kurven) mit NCEP für Ny-Ålesund den 03.06.2007 00 Uhr in 500 hPa berechnet.	47
5.3	Beispiel eines Vergleichs zwischen HYSPLIT Trajektorie aus NCEP Daten (rote Kurve) und PEP-Tracer Trajektorien mit ECMWF Daten berechnet (graue Kurven) für Ny-Ålesund den 03.06.2007 00 Uhr in 500 hPa.	47
5.4	Mittelwert und positive Standardabweichung der horizontalen und vertikalen Streuung von den Ensembletrajektorien für Ny-Ålesund in Abhängigkeit von der Zeit.	48
5.5	Differenz der prozentualen TSV für die Clusterung der Trajektorien der drei Messstationen Ny-Ålesund, NP-35 und Sodankylä.	50
5.6	Mittlere Entfernung zwischen Ensembletrajektorie und der mittleren Clustertrajektorie für Ny-Ålesund a), NP-35 b) und Sodankylä c).	51
6.1	Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien aller 3 Starthöhen (850, 700 und 500 hPa) für Ny-Ålesund.	56
6.2	Mittelwerte und Standardabweichung von τ_{500nm} und α und Anzahl der AOD Stundenmittel der verschiedenen eindeutig zugeordneten Trajektoriengruppen von Ny-Ålesund.	57
6.3	Clusterung der Ensembletrajektorien aller drei Starthöhen (850, 700, 500 hPa) von der Messstation NP-35.	62
6.4	Stundenmittel von τ_{500nm} und α über der jeweiligen Trajektoriengruppe aufgetragen und das Gesamtittel von τ_{500nm} und α der Trajektoriengruppen.	62
6.5	Zeitreihe der Einzelmessungen von τ_{500nm} und α an den Messstationen Ny-Ålesund und NP-35 für den Zeitraum 14.03.–30.03.2008.	64

6.6	Ensembletrajektorien für verschiedene Startzeiten im März 2008 von Ny-Ålesund und der NP-35 (Starthöhe 700 hPa).	65
6.7	Positionen der Stationen Ny-Ålesund und NP-35 und der Stadt Chabarovsk und OMI Messungen vom 09.03.2008, 10.03.2008 und 12.03.2008.	66
6.8	Radiosondenmessungen (Vaisala RS92) von Temperatur und relativer Feuchte am 17.03.2008 00 Uhr und 21.03.2008 00 Uhr auf der NP-35 und am 23.03.2008 11 Uhr in Ny-Ålesund.	67
6.9	Verlauf von τ_{500nm} und α der Photometermessungen am 05.04.2008 auf der NP-35.	68
6.10	Am 05.04.2008 in 850 hPa gestartete Ensembletrajektorien für NP-35 zu den Zeiten 0, 6, 12 und 18 Uhr.	69
6.11	Gemessene relative Feuchte über Wasser RH , die nach Goff-Gratch (Goff und Gratch, 1946) berechnete relative Feuchte über Eis RH_{Eis} und die Temperatur aus den NP-35 Radiosondendaten vom 05.04.2008 00 Uhr und 12 Uhr.	70
6.12	Auf der NP-35 mit Radiosonden gemessenen Windgeschwindigkeiten vom 04.04. bis 06.04.2008.	71
6.13	Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien aller 3 Starthöhen (850, 700 und 500 hPa) für Sodankylä 2004–2007.	72
6.14	Mittleres τ_{500nm} und α und Anzahl der AOD Stundenmittel der verschiedenen eineindeutig zugeordnet Trajektoriengruppen von Sodankylä 2004–2007.	73
6.15	Phasenfunktionen aller Messungen (Ny-Ålesund, NP-35) für einen Streuwinkelbereich von 0° bis 180°	74
6.16	Rückwärtstrajektorien (5 Tage) für die in Ny-Ålesund im März/April 2000, Mai 2004 und April 2007 und auf der NP-35 im März/April 2008 durchgeführten Almukantar-Messungen.	75
6.17	Anzahlgrößenverteilungen abgeleitet aus den Almukantar-Messungen von Ny-Ålesund und der NP-35.	76
6.18	Vertikalprofile von Temperatur und relativer Feuchte aus den Radiosondenmessungen vom 28.03.2008 und 29.03.2008 auf der NP-35.	76
6.19	Tagesmittel des realen Brechungsindex $R_i(real)$ und des Asymmetrie-Parameters g für die verschiedenen Messperioden.	77
6.20	Abhängigkeit des Asymmetrie-Parameters von $R_i(real)$	77
7.1	Monatsmittel der τ_{500nm} und des Angström Koeffizienten α aller Messungen und ohne die Extremereignisse mit Standardabweichung für Ny-Ålesund 1995–2008.	80
7.2	Zeitliche Variation der τ_{500nm} Monatsmittel von Ny-Ålesund.	81
7.3	Tagesmittel der τ_{500nm} von den Einzelmessungen des Sonnen- und des Sternphotometers in Ny-Ålesund inklusive der Einzelereignisse.	81
7.4	Monatsmittel von τ_{500nm} und α mit Standardabweichung für Sodankylä 2004–2007.	82

7.5	Korrelation zwischen NAO-Index und den Monatsmitteln der Photometermessungen von März und April für Ny-Ålesund 1995–2008.	84
7.6	Muster der ersten fünf EOF des Bodenluftdruckes für Dezember, Januar und Februar (1995–2008) und die durch sie erklärte Varianz in %.	86
7.7	Muster der ersten fünf EOF des Bodenluftdruckes für März (1995–2008) und die durch sie erklärte Varianz in %.	87
7.8	Muster der ersten fünf EOF des Bodenluftdruckes für April (1995–2008) und die durch sie erklärte Varianz in %.	89
7.9	Muster der ersten fünf EOF des Bodenluftdruckes für Januar bis Dezember (1995–2008) ohne Abzug der Monatsmittel und die durch sie erklärte Varianz in %.	90
7.10	Muster der 1.EOF des Bodenluftdrucks Mai/Juni (1995–2008).	92
7.11	Zeitlicher Verlauf der PC der 1.EOF des Bodenluftdrucks Mai/Juni (1995–2008).	92
7.12	Korrelation zwischen PC der 1. EOF vom Bodenluftdruck Mai/Juni (1995–2008) und den Tagesmitteln von τ_{500nm}	92
8.1	Stundenmittel des aus Photometermessungen abgeleiteten Wassergehaltes M_W in mm/m^2 , Stundenmittel von τ_{500nm} und Stundenmittel des Angström Koeffizienten α aufgetragen über den Tag des Jahres (Messwerte der Jahre 2003–2008).	97
8.2	AOD bei 532 nm gemessen mit dem Photometer und abgeleitet aus den LIDAR-Profilen vom 31.03.2008 in Ny-Ålesund.	98
8.3	Streudiagramme der Gesamtanzahl der Partikel ($20\text{ nm} < D_p < 700\text{ nm}$), abgeleitet aus den Messungen der Anzahlgrößenverteilung an der Zeppelinstation über dem Stundenmittel von τ_{500nm} von Ny-Ålesund 2000–2005.	99
8.4	Streudiagramme des Extinktionskoeffizienten δ_E abgeleitet aus den Messungen der Anzahlgrößenverteilung an der Zeppelinstation und b) der virtuellen Schichtdicke über dem Stundenmittel von τ_{500nm} von Ny-Ålesund 2000–2005.	100
B.1	Mittelwert und positive Standardabweichung der horizontalen Streuung von den Ensembletrajektorien für Ny-Ålesund in Abhängigkeit von der Zeit und nach Monaten aufgeschlüsselt.	117
B.2	Mittelwert und positive Standardabweichung der vertikalen Streuung von den Ensembletrajektorien für Ny-Ålesund in Abhängigkeit von der Zeit und nach Monaten aufgeschlüsselt.	118
B.3	Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhen 850, 700 und 500 hPa mit farblicher Markierung der Clusterzugehörigkeit für Ny-Ålesund 1995–2008 unterteilt in die drei Perioden Frühjahr.	119
B.4	Ergebnis der Zuordnung der eineindeutigen Trajektoriencluster von 850 und 700 hPa für Ny-Ålesund 1995–2008.	120
B.5	Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhen 850 und 700 hPa für Ny-Ålesund.	120

B.6	Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhen 850 und 700 hPa mit farblicher Markierung der Clusterzugehörigkeit für Ny-Ålesund 1995–2008 unterteilt in die drei Perioden Frühjahr.	121
B.7	Ergebnis der Zuordnung der Trajektoriencluster von 850 hPa für Ny-Ålesund 1995–2008.	122
B.8	Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhe 850 hPa für Ny-Ålesund.	122
B.9	Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhen 850 hPa mit farblicher Markierung der Clusterzugehörigkeit für Ny-Ålesund 1995–2008 unterteilt in die drei Perioden Frühjahr.	123
B.10	Ergebnis der Zuordnung der Trajektoriencluster von 700 hPa für Ny-Ålesund 1995–2008.	124
B.11	Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhe 700 hPa für Ny-Ålesund.	124
B.12	Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhen 700 hPa mit farblicher Markierung der Clusterzugehörigkeit für Ny-Ålesund 1995–2008 unterteilt in die drei Perioden Frühjahr.	125
B.13	Ergebnis der Zuordnung der Trajektoriencluster von 500 hPa für Ny-Ålesund 1995–2008.	126
B.14	Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhe 500 hPa für Ny-Ålesund.	126
B.15	Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhen 500 hPa mit farblicher Markierung der Clusterzugehörigkeit für Ny-Ålesund 1995–2008 unterteilt in die drei Perioden Frühjahr.	127
B.16	Clustering der Ensembletrajektorien verschiedener Starthöhen von der Messstation NP-35.	128
B.17	Stundenmittel von τ_{500nm} und α über der jeweiligen Trajektoriengruppe aufgetragen und das Gesamtittel von τ_{500nm} und α der Trajektoriengruppen für verschiedene Starthöhen.	128
B.18	Clustering der Ensembletrajektorien aller drei Starthöhe 500 hPa von der Messstation NP-35.	129
B.19	Stundenmittel von τ_{500nm} und α über der jeweiligen Trajektoriengruppe aufgetragen und das Gesamtittel von τ_{500nm} und α der Trajektoriengruppen für 500 hPa.	129
B.20	Vom 08.03.–31.03.2008 gemittelter Bodenluftdruck und die zugehörige Standardabweichung.	129
B.21	Vertikalprofil des mit dem KARL in Ny-Ålesund am 23.03.2008 gemessenen Rückstreuoeffizienten.	130
B.22	Ensembletrajektorien für NP-35 gestartet am 05.04.2008 in 700 hPa zu den Zeiten 0, 6, 12 und 18 Uhr.	131
B.23	Ensembletrajektorien für NP-35 gestartet am 05.04.2008 in 500 hPa zu den Zeiten 0, 6, 12 und 18 Uhr.	131

B.24 Foto des Wohn- und Arbeitscontainers, dem Messaufbau des Photometers und den starken Schneeverwehungen am 04.04.2008 auf der NP-35, erstellt von Jürgen Graeser.	132
B.25 Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhen 850, 700 und 500 hPa mit farblicher Markierung der Clusterzugehörigkeit für Sodankylä 2004–2007 unterteilt in die drei Perioden Frühjahr.	133
B.26 Mittleres τ_{500nm} und α und Anzahl der AOD Stundenmittel der verschiedenen eineindeutig zugeordneten Trajektoriengruppen für die Starthöhen 850 und 700 hPa von Sodankylä 2004–2007.	134
B.27 Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhen 850 und 700 hPa für Sodankylä 2004–2007.	134
B.28 Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhen 850 und 700 hPa mit farblicher Markierung der Clusterzugehörigkeit für Sodankylä 2004–2007 unterteilt in die drei Perioden Frühjahr.	135
B.29 Mittleres τ_{500nm} und α und Anzahl der AOD Stundenmittel der verschiedenen eineindeutig zugeordneten Trajektoriengruppen für die Starthöhe 850 hPa von Sodankylä 2004–2007.	136
B.30 Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhe 850 hPa für Sodankylä 2004–2007.	136
B.31 Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhen 850 hPa mit farblicher Markierung der Clusterzugehörigkeit für Sodankylä 2004–2007 unterteilt in die drei Perioden Frühjahr.	137
B.32 Mittleres τ_{500nm} und α und Anzahl der AOD Stundenmittel der verschiedenen eineindeutig zugeordneten Trajektoriengruppen für die Starthöhe 700 hPa von Sodankylä 2004–2007.	138
B.33 Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhe 700 hPa für Sodankylä 2004–2007.	138
B.34 Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhen 700 hPa mit farblicher Markierung der Clusterzugehörigkeit für Sodankylä 2004–2007 unterteilt in die drei Perioden Frühjahr.	139
B.35 Mittleres τ_{500nm} und α und Anzahl der AOD Stundenmittel der verschiedenen eineindeutig zugeordnet Trajektoriengruppen für die Starthöhe 500 hPa von Sodankylä 2004–2007.	140
B.36 Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhe 500 hPa für Sodankylä 2004–2007.	140
B.37 Eineindeutige Clusterzuordnung der Ensembletrajektorien der Starthöhen 500 hPa mit farblicher Markierung der Clusterzugehörigkeit für Sodankylä 2004–2007 unterteilt in die drei Perioden Frühjahr.	141
B.38 Muster der ersten fünf EOF der Drucklevel 850, 700 und 500 hPa für Dezember, Januar und Februar (1995–2008) und die durch sie erklärte Varianz in %. . .	142
B.38 Fortsetzung	143
B.39 Muster der ersten fünf EOF der Drucklevel 850, 700 und 500 hPa für März (1995–2008) und die durch sie erklärte Varianz in %.	143

B.39 Fortsetzung.	144
B.40 Muster der ersten fünf EOF der Drucklevel 850, 700 und 500 hPa für April (1995–2008) und die durch sie erklärte Varianz in %.	146
B.40 Fortsetzung.	147
B.41 Muster der ersten fünf EOF der Drucklevel 850, 700 und 500 hPa für Januar– Dezember (1995–2008) und die durch sie erklärte Varianz in %.	149
B.41 Fortsetzung.	150
B.42 Vertikalprofile des Rückstreuoeffizienten und der Volumendepolarisation, die mit dem KARL in Ny-Ålesund am 31.03.2008 gemessen wurden.	151
B.43 Am 31.03.2008 in Ny-Ålesund gestartete Rückwärtstrajektorien für 850 hPa. .	152
B.44 Am 31.03.2008 in Ny-Ålesund gestartete Rückwärtstrajektorien für 700 hPa. .	152
B.45 Zeitreihe des Gesamtflüssigwassergehaltes M_w und des Angström Koeffizienten α , welche aus den Photometermessungen am 31.03.2008 in Ny-Ålesund abgelei- tet sind.	153
B.46 Vertikalprofile der Temperatur, der relativen Feuchte, der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung aus den Radiosondenmessungen von 12 und 17 Uhr in Ny-Ålesund.	153
B.47 Vertikalprofile des Rückstreuoeffizienten gemessen mit dem KARL in Ny- Ålesund am 14.04.2005, am 15.04.2005, am 13.05.2004 und am 19.05.2004. . .	154

Literaturverzeichnis

- [Aaltonen u. a. 2006] AALTONEN, V. ; LIHAVAINEN, H. ; KERMINEN, V.-M. ; KOMPPULA, M. ; HATAKKA, J. ; ENEROTH, K. ; KULMALA, M. ; Y.VIISANEN: Measurements of optical properties of atmospheric aerosols in Northern Finland. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 6 (2006), S. 1155–1164
- [Albrecht 1989] ALBRECHT, B.A.: Aerosols, Cloud Microphysics, and Fractional Cloudiness. In: *Science* 245 (1989), sep, S. 1227–1230
- [AMAP 1998] AMAP: *AMAP Assessment Report: Arctic Pollution Issues*. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway, 1998. – xii + 859 S
- [Angström 1929] ANGSTRÖM, A.: On the Atmospheric Transmission of Sun Radiation and on Dust in the Air. In: *Geografiska Annaler* 11 (1929), S. 156–166
- [Beine u. a. 2001a] BEINE, H.J. ; ALLEGRINI, I. ; SPARAPANI, R. ; IANNIELLO, A. ; VALENTINI, F.: Three years of springtime trace gas and particle measurements at Ny-Ålesund, Svalbard. In: *Atm. Env.* 35 (2001), S. 3645–3658
- [Beine u. a. 2001b] BEINE, H.J. ; ARGENTINI, S. ; MAURIZI, A. ; MASTRANTONIO, G. ; VIOLA, A.: The local wind field at Ny Ålesund and the Zeppelin mountain at Svalbard. In: *Meteorol. Atmos. Phys.* 78 (2001), S. 107–113
- [Benson u. a. 2008] BENSON, D.R. ; YOUNG, L.-H. ; LEE, S.-H. ; CAMPOS, T.L. ; ROGERS, D.C. ; JENSON, J.: The effect of airmass history on new particle formation in the free troposphere: case studies. In: *Atm. Chem. Phys.* 8 (2008), S. 3015–3024. – URL www.atmos-chem-phys.net/8/3015/2008/
- [Böhm-Vitense 1989] BÖHM-VITENSE, Erika: *Introduction to stellar astrophysics, Volume 2 Stellar atmospheres*. Cambridge University Press, 1989
- [Blain u. a. 2007] BLAIN, S. ; QUEGUINER, B. ; ARMAND, L. ; BELVISO, S. ; BOMBLED, B. ; BOPP, L. ; BOWIE, A. ; BRUNET, C. ; BRUSSAARD, C. ; CARLOTTI, F. ; CHRISTAKI, U. ; CORBIERE, A. ; DURAND, I. ; EBERSBACH, F. ; FUDA, J.L. ; GARCIA, N. ; GERRINGA, L. ; GRIFFITHS, B. ; GUIGUE, C. ; GUILLERM, C. ; JACQUET, S. ; JEANDEL, C. ; LAAN, P. ; LEFEVRE, D. ; MONACO, C. L. ; MALITS, A. ; MOSSERI, J. ; OBERNOSTERER, I. ; PARK, Y.-H. ; PICALER, M. ; PONDAVEN, P. ; REMENYI, T. ; SANDRONI, V. ; SARTHOU, G. ; SAVOYE, N. ; SCOUARNEC, L. ; SOUHOUT, M. ; THUILLER, D. ; TIMMERMANS, K. ; TRULL, T. ; UITZ, J. ; BEEK, P. van ; VELDHIJS, M. ; VINCENT, D. ; VIOLLIER, E. ; VONG, L. ; WAGENER, T.: Effect of natural iron fertilization on carbon sequestration in the Southern Ocean. In: *nature* 446 (2007)

- [Blanchet 1989] BLANCHET, J.-P.: Toward Estimation of Climatic Effects due to Arctic Aerosols. In: *Atm. Env.* 23 (1989), Nr. 11, S. 2609 – 2625
- [Boccaro u. a. 2008] BOCCARA, G. ; HERTZOG, A. ; BASDEVANT, C. ; VIAL, F.: Accuracy of NCEP/NCAR reanalyses and ECMWF analyses in the lower stratosphere over Antarctica in 2005. In: *Journal of Geophys. Res.* 113 (2008)
- [Bodhaine und Dutton 1993] BODHAINE, B.A. ; DUTTON, E.G.: A long-Term Decrease in Arctic Haze at Barrow, Alaska. In: *Geophys. Res. Letters* 20 (1993), Nr. 10, S. 947–950
- [Bourdages u. a. 2009] BOURDAGES, L. ; DUCK, T.J. ; LESINS, G. ; DRUMMOND, J.R. ; ELORANTA, E.W.: Physical properties of High Arctic tropospheric particles during winter. In: *Atm. Chem. Phys.* 9 (2009), S. 6881–6897
- [Brasseur u. a. 1999] BRASSEUR, G.P. (Hrsg.) ; ORLANDO, J.J. (Hrsg.) ; TYNDALL, G.S. (Hrsg.): *Atmospheric Chemistry and Global Change*. Oxford University Press, 1999
- [Buesseler u. a. 2004] BUESSELER, K.O. ; ANDREWS, J.E. ; PIKE, S.M. ; CHARETTE, M.A.: The Effects of Iron Fertilization on Carbon Sequestration in the Southern Ocean. In: *Science* 304 (2004), Nr. 414
- [Chylek und Coakley 1975] CHYLEK, P. ; COAKLEY, J.A.: Man-Made Aerosols and the Heating of Atmosphere over Polar Regions. In: WELLER, G. (Hrsg.) ; BOWLING, S.A. (Hrsg.): *Climate of the Arctic*, Geophysical Institute University of Alaska, Fairbanks, Alaska, 1975
- [Clarke und Noone 1985] CLARKE, A.D. ; NOONE, K.J.: Soot in the arctic snowpack: A cause for perturbations in radiative transfer. In: *Atm. Env.* 19 (1985), Nr. 12, S. 2045–2053
- [Comiso 2003] COMISO, J.C.: Warming Trends in the Arctic from Clear Sky Satellite Observations. In: *Journal of Climate* 16 (2003), S. 3498–3510
- [Curry u. a. 1990] CURRY, J.A. ; MEYER, F.G. ; RADKE, L.F. ; BROCK, C.A. ; EBERT, E.E.: Occurrence and characteristics of lower tropospheric ice crystals in the Arctic. In: *Internat. Journal of Climatology* 10 (1990), S. 749–764
- [Curry u. a. 1996] CURRY, J.A. ; ROSSOW, W.B. ; RANDALL, D. ; SCHRAMM, J.L.: Overview of Arctic cloud and radiation characteristics. In: *Journal of Climate* 9 (1996), S. 1731–1764
- [d’Almeida u. a. 1991] D’ALMEIDA, G. A. ; KOEPKE, P. ; SHETTLE, E.P.: *Atmospheric Aerosols Global Climatology and Radiative Characteristics*. A. Deepak Publishing, 1991
- [Diehl und Mitra 1998] DIEHL, K. ; MITRA, S.K.: A laboratory study of the effects of a Kerosene-burner exhaust on ice nucleation and Evaporation rate of ice crystals. In: *Atm. Env.* 32 (1998), Nr. 18, S. 3145–3151
- [Dommenget und Latif 2002] DOMMENGET, D. ; LATIF, M.: A Cautionary Note on the Interpretation of EOFs. In: *Journal of Climate* 15 (2002), S. 216–225
- [Dorling u. a. 1992] DORLING, S.R. ; DAVIES, T.D. ; PIERCE, C.E.: Cluster analysis: A technique for estimating the synoptic meteorological controls on air and precipitation chemistry - method and applications. In: *Atm. Env.* 26A (1992), Nr. 14, S. 2575–2581

- [Draxler und Rolph 2003] DRAXLER, R.R. ; ROLPH, G.D.: HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website / NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD. URL <http://www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html>, 2003. – Forschungsbericht
- [Dr.Schulz & Partner GmbH] DR. SCHULZ & PARTNER GMBH: *Falkenberger Straße 36, 15848 Buckow, Germany.* – URL <http://www.drschulz.com/>
- [Dubovik u. a. 2002] DUBOVIK, O. ; HOLBEN, B. ; ECK, T.F. ; SMIRNOV, A. ; KAUFMAN, Y.J. ; KING, M.D. ; TANRE, D. ; SLUTSKER, I.: Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations. In: *Journal of Atm. Science* 59 (2002), S. 590–608
- [Dubovik und King 2000] DUBOVIK, O. ; KING, M.D.: A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and Sky radiance measurements. In: *Journal of Geophys. Res.* 105 (2000), Nr. D16, S. 20673–20696
- [Duncan und Bay 2004] DUNCAN, B.N. ; BAY, I.: A modeling study of the export pathways of pollution from Europe: Seasonal and interannual variations (1987 -1997). In: *Journal of Geophys. Res.* 109 (2004)
- [Eck u. a. 1999] ECK, T.F. ; HOLBEN, B.N. ; REID, J.S. ; DUBOVIK, O. ; SMIRNOV, A. ; O'NEILL, N.T. ; SLUTSKER, I. ; KINNE, S.: Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban, and desert dust aerosols. In: *Journal of Geophysical Research* 104 (1999), Nr. D24, S. 31,333–31,349
- [Eckhardt u. a. 2003] ECKHARDT, S. ; STOHL, A. ; BEIRLE, S. ; SPICHTINGER, N. ; JAMES, P. ; FORSTER, C. ; JUNKER, C. ; WAGNER, T. ; PLATT, U. ; JENNINGS, S.G.: The North Atlantic Oscillation controls air pollution transport to the Arctic. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 3 (2003), S. 1769–1778
- [Eleftheriadis u. a. 2009] ELEFThERIADIS, K. ; VRATOLIS, S. ; NYEKI, S.: Aerosol black carbon in the European Arctic: Measurements at Zeppelin station, Ny-Ålesund, Svalbard from 1998–2007. In: *Geophys. Res. Letters* 36 (2009)
- [EMEP 1996] EMEP: *EMEP manual for sampling and chemical analysis.* CCC-Report 1/95. N-2007 Kjeller, Norway: NILU - Norwegian Institute for Air Research (Veranst.), 1996. – Revision 2001
- [Eneroth u. a. 2003] ENEROTH, K. ; KJELLSTRÖM, E. ; HOLMÉN, K.: A trajectory climatology for Svalbard; investigating how atmospheric flow patterns influence observed tracer concentrations. In: *Physics and Chemistry of the Earth* 28 (2003), S. 1191–1203
- [Engvall u. a. 2008a] ENGVALL, A.-C. ; KREJCI, R. ; STRÖM, J. ; MINIKIN, A. ; TREFFFEISEN, R. ; STOHL, A. ; HERBER, A.: In-situ airborne observations of the microphysical properties of the Arctic tropospheric aerosol during late spring and summer. In: *TellusB* 60 (2008), S. 392–404
- [Engvall u. a. 2008b] ENGVALL, A.-C. ; KREJCI, R. ; STRÖM, J. ; TREFFFEISEN, R. ; SCHEELLE, R. ; HERMANSEN, O. ; PAATERO, J.: Changes in aerosol properties during spring-summer period in the Arctic troposphere. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 8 (2008), S. 445–462

- [Ferek u. a. 1995] FERREK, R.J. ; HOBBS, P.V. ; RADKE, L.F. ; HERRING, J.A.: Dimethyl sulfide in the arctic atmosphere. In: *Journal of Geophys. Res.* 100 (1995), Nr. D12, S. 26093–26104
- [Fröhlich und Shaw 1980] FRÖHLICH, C. ; SHAW, G.E.: New determination of Rayleigh scattering in the terrestrial atmosphere. In: *Applied Optics* 19 (1980), Nr. 11, S. 1773–775
- [Fromm u. a. 2000] FROMM, M. ; ALFRED, J. ; HOPPEL, K. ; HORNSTEIN, J. ; BEVILACQUA, R. ; SHETTLE, E. ; SERVRANCKX, R. ; LI, Z. ; STOCKS, B.: Observations of boreal forest smoke in the stratosphere by POAM III, SAGE II, and lidar in 1998. In: *Geophys. Res. Letters* 27 (2000), Nr. 9, S. 1407–1410
- [Gabric u. a. 2005] GABRIC, A.J. ; SHEPARD, J.M ; KNIGHT, J.M ; JONES, G. ; TREVENA, A.J.: Correlations between the satellite-derived seasonal cycles of phytoplankton biomass and aerosol optical depth in the Southern Ocean: Evidence for the influence of sea ice. In: *Global Biogeochemical Cycles* 19 (2005)
- [Goff und Gratch 1946] GOFF, J.A. ; GRATCH, S.: Low-pressure properties of water from -160 to 212 F. In: *Trans. Amer. Soc. Heat. Ventilat. Eng.* 52 (1946), S. 95–122
- [Grabner 2003] GRABNER, Sabine: *Messung der Aerosol-Extinktion mit einem Präzisions Filter Radiometer PFR in Innsbruck und Analyse der Daten*, Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, Diplomarbeit, Oktober 2003
- [Gröschke 2010] GRÖSCHKE, A.: *A star photometer to measure the spectral aerosol optical depth of the atmosphere in polar regions with respect to an application at Dome C*, Universität Bremen, Dissertation, 2010
- [Hansen und Nazarenko 2004] HANSEN, J. ; NAZARENKO, L.: Soot climate forcing via snow and ice albedos. In: *PNAS* 101 (2004), Nr. 2, S. 423–428
- [Hara u. a. 2003] HARA, K. ; YAMAGATA, S. ; YAMANOUCHI, T. ; SATO, K. ; HERBER, A. ; IWASAKA, Y. ; NAGATANI, M. ; NAKATA, H.: Mixing states of individual aerosol particles in spring Arctic troposphere during ASTAR 2000 campaign. In: *Journal of Geophys. Res.* 108 (2003), Nr. D7
- [Harris u. a. 2005] HARRIS, J.M. ; DRAXLER, R.R. ; OLTMANS, S.J.: Trajectory model sensitivity to differences in input data and vertical transport method. In: *Journal of Geophys. Res.* 110 (2005)
- [Harrison und Michalsky 1994] HARRISON, L. ; MICHALSKY, J.: Objective algorithms for the retrieval of optical depths from ground-based measurements. In: *Applied Optics* 33 (1994), Nr. 22, S. 5126–5132
- [Haywood und Boucher 2000] HAYWOOD, J.M. ; BOUCHER, O.: Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review. In: *Reviews of Geophysics* 38 (2000), S. 513–543
- [Herber u. a. 2002] HERBER, A. ; THOMASON, L.W. ; GERNANDT, H. ; LEITERER, U. ; NAGEL, D. ; SCHULZ, K.-H. ; KAPTUR, J. ; ALBRECHT, T. ; NOTHOLT, J.: Continuous day and night aerosol optical depth observations in the Arctic between 1991 and 1999. In: *Journal of Geophys. Res.* 107 (2002), Nr. D10

- [Hertzog u. a. 2004] HERTZOG, A. ; BASDEVANT, C. ; VIAL, F. ; MECHOSO, C.R.: The accuracy of stratospheric analyses in the northern hemisphere inferred from long-duration balloon flights. In: *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 130 (2004), S. 607–626
- [Hoffmann u. a. 2010] HOFFMANN, A. ; RITTER, C. ; STOCK, M. ; MATURILLI, M. ; NEUBER, R.: Lidar measurements of the Kasatochi aerosol plume in August and September 2008 in Ny-Ålesund, Spitsbergen. In: *Journal of Geophys. Res.* (2010)
- [Hoffmann u. a. 2009] HOFFMANN, A. ; RITTER, C. ; STOCK, M. ; SHIOBARA, M. ; LAMPERT, A. ; MATURILLI, M. ; ORGIS, T. ; NEUBER, R. ; HERBER, A.: Ground-based lidar measurements from Ny-Ålesund during ASTAR 2007. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 9 (2009), S. 15453–15510
- [Hollis 2002] HOLLIS, V.: *Non-invasive monitoring of brain tissue temperature by near-infrared spectroscopy*, University College London, Department of Medical Physics and Bioengineering, Dissertation, 2002
- [von Hoyningen-Huene und Posse 1997] HOYNINGEN-HUENE, W. von ; POSSE, P.: Nonsphericity of aerosol particles and their contribution to radiative forcing. In: *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer* 57 (1997), Nr. 5, S. 651–668
- [IPCC 2007] IPCC ; S.SOLOMON (Hrsg.) ; QIN, D. (Hrsg.) ; MANNINGS, M. (Hrsg.): *Climate Change 2007: The Physical Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 2007. – URL http://www.ipcc.ch/publications_and_data/publications_ipcc_fourth_assessment_report_wg1_report_the_physical_science_basis.htm
- [Istomina u. a. 2008] ISTOMINA, L.G. ; HOYNINGEN-HUENE, W. von ; KOKHANOVSKY, A.A. ; ROZANOV, V.V. ; SCHREIER, M. ; DETHLOFF, K. ; STOCK, M. ; TREFFEISEN, R. ; HERBER, A. ; BURROWS, J.P.: Sensitivity study of the dual-view algorithm for aerosol optical thickness retrieval over snow and ice. In: *Proc. of the '2nd MERIS/(A)ATSR User Workshop'*. Frascati, Italy, 22–26 September 2008
- [Jaenicke 1993] JAENICKE, R.: *Aerosol-Cloud-Climate Interactions*. Kap. 1. Tropospheric Aerosols, Academic Press Inc., 1993
- [Jeanicke 1988] JEANICKE, R.: *New Series*. Bd. 4 Meteorology: *Landolt-Börnstein: Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology*. Kap. Aerosol physics and chemistry, S. 391 – 456, Springer-Verlag, 1988
- [Jickells u. a. 2005] JICKELLS, T.D. ; AN, Z.S. ; ANDERSEN, K.K. ; BAKER, A.R. ; BERGAMETTI, G. ; BROOKS, N. ; CAO, J.J. ; BOYD, P.W. ; DUCE, R.A. ; HUNTER, K.A. ; KAWAHATA, H. ; KUBILAY, N. ; LAROCHE, J. ; LISS, P.S. ; MAHOWALD, N. ; PROSPERO, J.M. ; RIDGWELL, A.J. ; TEGEN, I. ; TORRES, R.: Global Iron Connections Between Desert Dust, Ocean Biogeochemistry, and Climate. In: *Science* 308 (2005), Nr. 67, S. 67–71
- [Junge 1955] JUNGE, C.: The size distribution and aging of natural aerosols as determined from electrical and optical data on the atmosphere. In: *Journal of Meteorology* 12 (1955), S. 13–25
- [Junge 1963] JUNGE, C.E.: *Air Chemistry and Radioactivity*. Academic Press Inc., 1963

- [Kahl und Samson 1988] KAHL, J.D. ; SAMSON, P.J.: Uncertainty in estimating boundary-layer transport during highly convective conditions. In: *Journal of Appl. Meteo.* 27 (1988), S. 1024–1035
- [Kaleschke u. a. 2004] KALESCHKE, L. ; RICHTER, A. ; BURROWS, J. ; AFE, O. ; HEYGSTER, G. ; NOTHOLT, J. ; RANKIN, A.M. ; ROSCOE, H.K. ; HOLLWEDEL, J. ; WAGNER, T. ; JACOBI, H.-W.: Frost flowers on sea ice as a source of sea salt and their influence on tropospheric halogen chemistry. In: *Geophys. Res. Lett.* 31 (2004)
- [Kaplan u. a. 1989] KAPLAN, G.H. ; HUGHES, J.A. ; SEIDELMANN, P.K. ; SMITH, C.A. ; YALLOP, B.D.: Mean and apparent place computations in the new IAU system. III - Apparent, topocentric, and astrometric places of planets and stars. In: *Astronomical Journal* 79 (1989), S. 1197–1210
- [Kasten 1966] KASTEN, F.: A New Table and Approximation Formula for the Relative Optical Air Mass. In: *Arch. Meteo. Geophys. Bioklim Ser.B* Bd. 14 (1966), S. 206–223
- [Kasten und Young 1989] KASTEN, F. ; YOUNG, A.T.: Revised optical air mass tables and approximation formula. In: *Applied Optics* 28 (1989), S. 4735–4738
- [Khosrawi u. a. 2009] KHOSRAWI, F. ; STRÖM, J. ; MINIKIN, A. ; KREJCI, R.: Particle formation in the Arctic free troposphere during ASTAR 2004 campaign: a case study on the influence of vertical motion on the binary homogeneous nucleation of H₂SO₄/H₂O. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 9 (2009)
- [Kidder und Haar 1995] KIDDER, S.Q. ; HAAR, T.H. V.: *Satellite Meteorology An Introduction*. Academic Press, 1995
- [Komhyr 1980] KOMHYR, W.D.: Dobson operations handbook. In: *NOAA/CMDL* (1980). – URL <http://www.cmdl.noaa.gov/ozwv/dobson/papers/report6/report6.html>
- [Komppula u. a. 2003] KOMPPULA, M. ; LIHAVAINEN, H. ; HATAKKA, J. ; PAATERO, J. ; AALTO, P. ; KULMALA, M. ; VIISANEN, Y.: Observations of new particle formation and size distributions at two different heights and surroundings in subarctic area in northern Finland. In: *Journal of Geophysical Research* 108 (2003), Nr. D9
- [Korhonen u. a. 2008] KORHONEN, H. ; CARSLAW, K.S. ; SPRACKLEN, D.V. ; RIDLEY, D.A. ; STRÖM, A.: A global model study of processes controlling aerosol size distributions in the Arctic spring and summer. In: *Journal of Geophys. Res.* 113 (2008)
- [Korolev und Isaac 2006] KOROLEV, A. ; ISAAC, G.A.: Relative Humidity in Liquid, Mixed-Phase, and Ice Clouds. In: *J. of Atm. Science* 63 (2006), S. 2865–2880
- [Kou und Labrie 1993] KOU, L. ; LABRIE, D.: Refractive indices of water and ice in the 0.65µm- to 2.5µm spectral range. In: *Applied Optics* 32 (1993), Nr. 19, S. 3531–3540
- [Kraus 2008] KRAUS, Helmut: *Grundlagen der Grenzschicht-Meteorologie*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2008
- [Kristiansen u. a. 2010] KRISTIANSSEN, N.I. ; STOHL, A. ; PRATA, A.J. ; RICHTER, A. ; ECKHARDT, S. ; SEIBERT, P. ; HOFFMANN, A. ; RITTER, C. ; BITAR, L. ; DUCK, T. ;

- STEBEL, K.: Remote sensing and inverse transport modeling of the Kasatochi eruption SO₂ cloud. In: *Journal of Geophys. Res.* (2010)
- [Kulmala u. a. 1995] KULMALA, M. ; KERMINEN, V.-M. ; LAAKSONEN, A.: Simulations on the effect of sulphuric acid formation on atmospheric aerosol concentrations. In: *Atm. Env.* 29 (1995), Nr. 3, S. 377–382
- [Kupfer u. a. 2006] KUPFER, H. ; HERBER, A. ; G.KÖNIG-LANGLO: *Radiation Measurements and Synoptic Observations at Ny-Ålesund, Svalbard*. Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, 2006 (Berichte zur Polar- und Meeresforschung 538)
- [Langley 1881] LANGLEY, S.P.: The bolometer and radiant energy. In: *Proc. Amer. Acad. Arts and Sci.* 16 (1881), S. 342–358
- [Leck und Bigg 1999] LECK, C. ; BIGG, E.K.: Aerosol production over remote marine areas - A new route. In: *Geophys. Res. Lett.* 26 (1999), Nr. 23, S. 3577–3580
- [Leck u. a. 2002] LECK, C. ; NORMAN, M. ; BIGG, E.K. ; HILLAMO, R.: Chemical composition and sources of high Arctic aerosol relevant for cloud formation. In: *Journal of Geophys. Res.* 107 (2002), Nr. D12
- [Leiterer u. a. 1998] LEITERER, U. ; ALEKSEEVA, G. ; GALKIN, V. ; DIER, H. ; GÜLDNER, J. ; NAEBERT, A. ; T.NEABERT ; NOVIKOV, V. ; RENTSCH, H. ; SAKUNOV, G.: Water vapor column content and optical depths measurements by a Sun- and Starphotometer. In: *Contr. Atmos. Phys.* 71 (1998), Nr. 4, S. 401–420
- [Leiterer u. a. 1997a] LEITERER, U. ; DIER, H. ; NEABERT, T.: Improvements in radiosonde humidity profiles. In: *Beitr. Phys. Atmosph.* 70 (1997), Nr. 4, S. 319–336
- [Leiterer u. a. 1997b] LEITERER, U. ; NAGEL, D. ; STOLTE, R.: Typical vertical profiles of aerosol spectral extinction coefficients derived from observations of direct solar radiation extinction during the aircraft experiments Arctic Haze 94/95 and Merisec 93/94. In: *Atm. Res.* 44 (1997), S. 73–88
- [Leiterer u. a. 1995] LEITERER, U. ; NEABERT, A. ; NEABERT, T. ; ALEKSEEVA, G.: A new star photometer developed for spectral aerosol optical thickness measurements in Lindenberg. In: *Contr. Atmos. Phys.* 68 (1995), S. 133–141
- [Liljequist und Cihak 1984] LILJEQUIST, G.H. ; CEHAK, K.: *Allgemeine Meteorologie*. Viehweg, 1984
- [Linke und Bauer 1970] LINKE, F. ; BAUER, F.: *Meteorologisches Taschenbuch*. Bd. Band II. 2. Akademische Verlagsgesellschaft Geest&Portig K.-G., 1970
- [Liou 2002] LIOU, K.N.: *International Geophysics Series*. Bd. 84: *An Introduction to Atmospheric Radiation*. Second Edition. Academic Press, 2002
- [Lohmann und Feichter 2005] LOHMANN, U. ; FEICHTER, J.: Global indirect aerosol effects: a review. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 5 (2005), S. 715–737
- [Lohmann u. a. 2004] LOHMANN, U. ; KÄRCHER, B. ; HENDRICKS, J.: Sensitivity studies of cirrus clouds formed by heterogeneous freezing in the ECHAM GCM. In: *Journal of Geophys. Res.* 109 (2004)

- [Long und Stowe 1994] LONG, C.S. ; STOWE, L.L.: Using the NOAA/AVHRR to study stratospheric aerosol optical thickness following the Mt. Pinatubo eruption. In: *Geophys. Res. Let.* 21 (1994), Nr. 20, S. 2215–2218
- [Loo und Cork 1988] LOO, B.W. ; CORK, C.P.: Development of high-efficiency virtual impactors. In: *Aerosol Science and Technology* 9 (1988), S. 167–176
- [MacQueen 1967] MACQUEEN, J.: Some methods for classification and analysis of multivariate observations. In: CAM, L.M. L. (Hrsg.) ; NEYMAN, J. (Hrsg.): *Proceedings of the Fifth Berkeley Symposium on Mathematical Statistics and Probability*, Univ. California Press, Berkeley, 1967, S. 281 – 297
- [Manual-PFR 2007] MANUAL-PFR: *Precision Filter Radiometer Documentation*. Version 3.4a. Physikalisch-Meteorologisches Observatorium Davos: World Radiation Center (Veranst.), 2007
- [Meanhaut u. a. 1996] MEANHAUT, W. ; HILLAMO, R. ; MÄKELÄ, T. ; JAFFREZO, J.-L. ; BERGIN, M.H. ; DAVIDSON, D.I.: A new cascade impactor for aerosol sampling with subsequent PIXE analysis. In: *Nuclear Instruments and Methods B* 109/110 (1996), S. 482–487
- [Miloshevich u. a. 2006] MILOSHEVICH, L.M. ; VÖMEL, H. ; WHITEMAN, D.N. ; LESHT, B.M. ; SCHMIDLIN, F.J. ; RUSSO, F.: Absolute accuracy of water vapor measurements from six operational radiosonde types launched during AWEX-G and implications for AIRS validation. In: *Journal of Geophys. Res.* 111 (2006)
- [Mitchell 1956] MITCHELL, Jr.J.M.: Visual range in the polar regions with particular reference to the Alaskan Arctic. In: *Atm. Terr. Phys.* (1956), S. 195–211
- [Nagel u. a. 1998] NAGEL, D. ; HERBER, A. ; THOMASON, L.W. ; LEITERER, U.: Vertical distribution of spectral aerosol optical depth in the Arctic from 1993 to 1996. In: *Journal of Geophys. Res.* 103 (1998), Nr. D2, S. 1857–1870
- [Nakajima und Tanaka 1988] NAKAJIMA, T. ; TANAKA, M.: Algorithms for radiative intensity calculations in moderately thick atmospheres using a truncation approximation. In: *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 40 (1988), S. 51–69
- [Nicolaus 2006] NICOLAUS, M.: *Beobachtung und Modellierung der Schneeschmelze und Aufeisbildung auf arktischem und antarktischem Meereis*. Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, 2006 (Berichte zur Polar- und Meeresforschung 535)
- [Olivier u. a. 1996] OLIVIER, J.G.J. ; BOUWMAN, A.F. ; MAAS, C.W.M. V. der ; BERDOOWSKI, J.J.M. ; VELDT, C. ; BLOOS, J.P.J. ; VISSCHEDIJK, A.J.H. ; ZANDVELT, P.Y.J. ; HAVERLAG, J.L.: Description of EDGAR Version 2.0. A set of global emission inventories of greenhouse gases and ozone depleting substances for all anthropogenic and most natural sources per country basis and on 1°x1° grid / RIVM Bilthoven. December 1996 (771060 002). – Forschungsbericht. TNO MEP report nr. R96/119
- [O'Neill u. a. 2000] O'NEILL, N.T. ; IGNATOV, A. ; HOLBEN, B.N. ; ECK, T.F.: The lognormal distribution as a reference for reporting aerosol optical depth statistics; Empirical

- test using multi-year, multi-site AERONET sunphotometer data. In: *Geophys. Res. Lett.* 27 (2000), Nr. 20, S. 3333–3336
- [Orgis u. a. 2009] ORGIS, T. ; BRAND, S. ; SCHWARZ, U. ; HANDORF, D. ; DETHLOFF, K. ; KURTHS, J.: Influence of interactive stratospheric chemistry on large-scale air mass exchange in a global circulation model. In: *European Physical Journal Special Topics* 174 (2009)
- [Orgis 2007] ORGIS, Thomas: *Lagrangesche Traceradvektion in einem globalen gekoppelten Klimamodell*, Universität Potsdam, Diplomarbeit, 2007. – URL <http://thomas.orgis.org/diplom/>
- [Pincus und Baker 1994] PINCUS, R. ; BAKER, M. B.: Effect of precipitation on the albedo susceptibility of clouds in the marine boundary layer. In: *Nature* 372 (1994), S. 250–252
- [Polissar u. a. 1999] POLISSAR, A.V. ; HOPKE, P.K. ; PAATERO, P. ; KAUFMANN, Y.J. ; HALL, D.K. ; BODHAINE, B.A. ; DUTTON, E.G. ; HARRIS, J.M.: The aerosol at Barrow, Alaska: long-term trends and source locations. In: *Atmos. Env.* 33 (1999), S. 2441–2458
- [Pollack und Cuzzi 1980] POLLACK, J.B. ; CUZZI, J.N.: Scattering by nonspherical particles of size comparable to a wavelength: A new semi-empirical theory and its application to tropospheric aerosols. In: *Journal of Atm. Science* 37 (1980), S. 868–881
- [Posse] POSSE, P.: *Solarstrahlung/Aerosol CIRATRA*. – URL <http://www.physoft.de/>
- [Pérez-Ramírez u. a. 2008] PÉREZ-RAMÍREZ, D. ; RUIZ, B. ; ACEITUNOS, J. ; OLMO, F.J. ; ALADOS-ARBOLEDAS, L.: Application of Sun/star photometry to derive the aerosol optical depth. In: *Internat. Journal of Remote Sensing* 29 (2008), S. 5113–5132
- [Prospero u. a. 1981] PROSPERO, J.M. ; GLACCUM, R.A. ; NEES, R.T.: Atmospheric transport of soil dust from Africa to South America. In: *Nature* 289 (1981), S. 570–572
- [Pruppacher und Klett 1997] PRUPPACHER, H.R. ; KLETT, J.D.: *Microphysics of clouds and precipitation*. Kluwer Academic Publisher, 1997 (Atmospheric Science Library)
- [Quinn u. a. 2007] QUINN, P.K. ; SHAW, G. ; ANDREWS, E. ; DUTTON, E.G. ; RUOHO-AIROLA, T. ; GONG, S.L.: Arctic haze: current trends and knowledge gaps. In: *Tellus* 59B (2007), S. 99–114
- [Riddle u. a. 2006] RIDDLE, E.E. ; VOSS, P.B. ; STOHL, A. ; HOLOCOMB, D. ; MACZKA, D. ; WASHBURN, K. ; TALBOT, R.W.: Trajectory model validation using newly developed altitude-controlled balloons during the International Consortium for Atmospheric Research on Transport and Transformations 2004 campaign. In: *Journal of Geophys. Res.* 111 (2006)
- [Rinke u. a. 2004] RINKE, A. ; DETHLOFF, K. ; FORTMANN, M.: Regional climate effects of Arctic Haze. In: *Geophys. Res. Letters* 31 (2004)
- [Ritter u. a. 2008] RITTER, C. ; HOFFMANN, A. ; OSTERLOH, L. ; BOECKMANN, C.: Estimation of the Liquid Water Content of a low level Arctic winter cloud. In: *24th International Laser Radar Conference (ILRC 2008)* Bd. 1, 2008, S. 597 – 582

- [Russell u. a. 1996] RUSSELL, P.B. ; LIVINGSTON, J.M. ; PUESCHEL, R.F. ; BAUMAN, J.J. ; POLLACK, J.B. ; BROOKS, S.L. ; HAMILL, P. ; THOMASON, L.W. ; STOWE, L.L. ; DESHLER, T. ; DUTTON, E.G. ; BERGSTROM, R.W.: Global to microscale evolution of the Pinatubo volcanic aerosol derived from diverse measurements and analyses. In: *Journal of Geophys. Res.* 101 (1996), Nr. D13, S. 18745–18763
- [Sakerin und Kabanov 2006] SAKERIN, S.M. ; KABANOV, D.M.: Spectral dependences of atmospheric aerosol optical depth in the extended spectral region of 0.4–4 μ m. In: *Sixteenth ARM Science Meeting Proceedings, Albuquerque, NM, 2006*
- [Sassen und Cho 1992] SASSEN, K. ; CHO, B.S.: Subvisual–Thin Cirrus Lidar Dataset for Satellite Verification and Climatological Research. In: *Journal of Applied Meteorology* 31 (1992), S. 1276–1285
- [Saveljev u. a. 2006] SAVELYEV, S.A. ; M.GORDON ; HANESIAK, J. ; PAPA KYRIAKOU, T. ; TAYLER, P.A.: Blowing snow studies in the Canadian Arctic Shelf Exchange Study, 2003–04. In: *Hydrological Processes* 20 (2006), S. 817–827
- [Schmid u. a. 1996] SCHMID, B. ; K.J.THOME ; DEMOULIN, P. ; PETER, R. ; MÄTZLER, C. ; SEKLER, J.: Comparison of modeled and empirical approaches for retrieving columnar water vapor from solar transmittance measurements in the 0.94 μ m region. In: *J. of Geophys. Res.* 11 (1996), Nr. D5, S. 9345–358
- [Schönwiese 2000] SCHÖNWIESE, C.-D.: *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. Gebrüder Borntraeger, Berlin · Stuttgart, 2000 (3. Auflage)
- [Seinfeld 1986] SEINFELD, John H.: *Atmospheric Chemistry and Physics of Air Pollution*. John Wiley & Sons, Inc., 1986
- [Serreze u. a. 1993] SERREZE, M.C. ; BOX, J.E. ; BARRY, R.G. ; WALSH, J.E.: Characteristics of Arctic Synoptic Activity, 1952–1989. In: *Meteorol. Atmos. Phys.* 51 (1993), S. 147–164
- [Serreze u. a. 1992] SERREZE, M.C. ; KAHL, J.D. ; SCHNELL, R.C.: Low-Level Temperature Inversions of the Eurasian Arctic and Comparisons with Soviet Drifting Station Data. In: *Journal of Climate* 5 (1992), S. 615–629
- [Serreze u. a. 2000] SERREZE, M.C. ; WALSH, J.E. ; CHAPIN, F.S. ; OSTERKAMP, T. ; DYURGEROV, M. ; ROMANOVSKY, V. ; OECHEL, W. C. ; MORISON, J. ; ZHANG, T. ; BARRY, R.G.: Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment. In: *Climatic Change* 46 (2000), S. 159–207
- [Shahgedonova und Lamakin 2005] SHAHGEDONOVA, M. ; LAMAKIN, M.: Trends in aerosol optical depth in the Russian Arctic and their links with synoptic climatology. In: *Science of Total Environment* 341 (2005), S. 133–148
- [Shaw 1995] SHAW, G.E.: The Arctic Haze Phenomenon. In: *Bull. Amer. Meteo. Soc.* 76 (1995), S. 2403–2413
- [Shiobara u. a. 2003] SHIOBARA, M. ; YABUKI, M. ; KOBAYASHI, H.: A polar cloud analysis based on Micro-pulse Lidar measurements at Ny-Alesund, Svalbard and Syowa, Antarctica. In: *Phys. and Chem. of the Earth* 28 (2003), S. 1205–1212

- [Sonntag 1994] SONNTAG, D.: Advancements in the field of hygrometry. In: *Meteorol. Zeitschrift* N.F. 3 (1994), S. 51–66
- [Spangenberg u. a. 2001] SPANGENBERG, D.A. ; CHAKRAPANI, V. ; DOELLING, D.R. ; MINNIS, P. ; ARDUINI, R.F.: Development of an automated arctic cloud mask using clear-sky satellite observations taken over the SHEBA and RMS NSA sites. In: *Proc. 6th Conf. on Polar Meteor. and Oceanography*. San Diego, CA, 14–18 May 2001, S. 246–249
- [Staebler u. a. 1999] STAEBLER, R. ; TOOM-SAUNTRY, D. ; BARRIE, L. ; LANGENDÖRFER, U. ; LEHRER, E. ; LI, S.-M. ; DRYFOOUT-CLARK, H.: Physical and chemical characteristics of aerosols at Spitsbergen in the spring of 1996. In: *Journal of Geophys. Res.* 104 (1999), Nr. D5, S. 5515–5529
- [Stohl 1998] STOHL, A.: Computation, accuracy and application of trajectories - A review and bibliography. In: *Atmospheric Environment* 32 (1998), Nr. 6, S. 947–966
- [Stohl 2006] STOHL, A.: Characteristics of atmospheric transport into the Arctic troposphere. In: *Journal of Geophys. Res.* 111 (2006)
- [Stohl u. a. 2006] STOHL, A. ; ANDRWES, E. ; BURKHART, J.F. ; FORSTER, C. ; HERBER, A. ; HOCH, S.W. ; KOWAL, D. ; LUNDER, C. ; MEFFORD, T. ; OGREN, J.A. ; SHARMA, S. ; SPICHTINGER, N. ; STEBEL, K. ; STONE, R. ; STRÖM, J. ; TØRSETH, K. ; WEHRLI, C. ; YTTRI, K.E.: Pan-Arctic enhancements of light absorbing aerosol concentrations due to North American boreal forest fires during summer 2004. In: *Journal of Geophys. Res.* 111 (2006)
- [Stohl u. a. 2007] STOHL, A. ; BERG, T. ; BURKHART, J.F. ; FJÆRAA, A.M. ; FORSTER, C. ; HERBER, A. ; HOV, Ø. ; LUNDER, C. ; MCMILLAN, W.W. ; OLTMANS, S. ; SHIOBARA, M. ; SIMPSON, D. ; SOLBERG, S. ; STEBEL, K. ; STRÖM, J. ; TØRSETH, K. ; TREFFFEISEN, R. ; VIRKKUNEN, K. ; YTTRI, K.E.: Arctic smoke - record high air pollution levels in the European Arctic due to agricultural fires in Eastern Europe in Spring 2006. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 7 (2007), S. 511–534
- [Stohl u. a. 1998] STOHL, A. ; HITTENBERGER, M. ; WOTAWA, G.: Validation of the Lagrangian particle dispersion model FLEXPART against large scale tracer experiments. In: *Atmospheric Environment* 32 (1998), S. 4245–4264
- [Ström u. a. 2003] STRÖM, J. ; UMEGARD, J. ; TORSETH, K. ; P.TUNVED ; HANSSON, H.-C. ; HOLMÉN, K. ; HERBER, V. W. an dA. ; KÖNIG-LANGLO, G.: One Year of particle size distribution and aerosol chemical composition measurements at Zeppelin Station, Svalbard, March 2000 - March 2001. In: *Phys. and Chem. of the Earth* 28 (2003), S. 1181–1190
- [Stunder 1996] STUNDER, B.J.: An assessment of the quality of forecast trajectories. In: *Journal of Appl. Meteo.* 35 (1996), S. 1319–1331
- [Tang 1996] TANG, I.N.: Chemical and size effects of hygroscopic aerosols on light scattering coefficients. In: *Journal of Geophys. Res.* 101 (1996), Nr. D14, S. 19245–19250
- [Tang u. a. 1978] TANG, I.N. ; MUNKELWITZ, H.R. ; DAVIS, J.G.: Aerosol growth studies - IV. Phase transformation of mixed salt aerosols in a moist atmosphere. In: *Journal of Aerosol Science* 9 (1978), S. 505–511

- [Teinilä u. a. 2003] TEINILÄ, K. ; HILLAMO, R. ; BEINE, V.-M. Kerminen H.: Aerosol chemistry during the NICE dark and light campaigns. In: *Atm. Env.* 37 (2003), S. 563–575
- [Tomasi u. a. 2007] TOMASI, C. ; VITALE, V. ; LUPI, A. ; CARMINE, C. D. ; CAMPANELLI, M. ; HERBER, A. ; TREFFFEISEN, R. ; STONE, R.S. ; ANDREWS, E. ; SHARMA, S. ; RADIONOV, V. ; HOYNINGEN-HUENE, W. von ; STEBEL, K. ; HANSEN, G.H. ; MYHRE, C.L. ; WEHRLI, C. ; AALTONEN, V. ; LIHAVAINEN, H. ; VIRKKULA, A. ; HILLAMO, R. ; STRÖM, J. ; TOLEDANO, C. ; CACHORRO, V.E. ; ORTIZ, P. ; FRUTOS, A.M. de ; BLINDHEIM, S. ; FRIOD, M. ; GAUSA, M. ; ZIELINSKI, T. ; PETELSKI, T. ; YAMANOUCHI, T.: Aerosols in polar regions: A historical overview based on optical depth and in situ observations. In: *J. Geo. Res.* 112 (2007)
- [Torres u. a. 2007] TORRES, O. ; TANSKANEN, A. ; VEIHELMANN, B. ; AHN, C. ; BRAAK, R. ; BHARTIA, P.K. ; VEEFKIND, P. ; LEVELT, P.: Aerosols and surface UV products from Ozone Monitoring Instrument observations: An overview. In: *Journal of Geophys. Res.* 112 (2007)
- [Trefffeisen u. a. 2007] TREFFFEISEN, R. ; KREJCI, R. ; STRÖM, J. ; ENGVALL, A.C. ; HERBER, A. ; THOMASON, L.: Humidity observations in the Arctic troposphere over Ny-Ålesund, Svalbard based on 15 years of radiosonde data. In: *Atmos. Chem. Phys.* 7 (2007), S. 2721–2732
- [Trefffeisen u. a. 2005] TREFFFEISEN, R. ; RINKE, A. ; FORTMANN, M. ; DETHLOFF, K. ; HERBER, A. ; YAMANOUCHI, T.: A case study of radiative effects of Arctic aerosols in March 2000. In: *Atm. Env.* 39 (2005), S. 899–911
- [Twomey 1974] TWOMEY, S.: Pollution and planetary albedo. In: *Atm. Env.* 8 (1974), S. 1251–1256
- [Twomey 1977] TWOMEY, S.: *Atmospheric Aerosols*. Elsevier Scientific Publishing Company, 1977 (Developments in Atmospheric Science;7)
- [Vaisala] VAISALA: *Vaisala Radiosonde RS92-SGP Broschüre*. – URL <http://www.vaisala.com/>
- [Walden u. a. 2003] WALDEN, Von P. ; WARREN, S.G. ; TUTTLE, E.: Atmospheric Ice Crystals over the Antarctic Plateau in Winter. In: *Journal of Appl. Meteo.* 42 (2003), S. 1391–1405
- [Wallace und Hobbs 2006] WALLACE, J.M. ; HOBBS, P.V. ; DMOWSKA, R. (Hrsg.) ; HARTMANN, D. (Hrsg.) ; ROSSBY, H.T. (Hrsg.): *International Geophysics Series*. Bd. 92: *Atmospheric Science - An Introductory Survey*. Second. Academic Press, 2006
- [Warneke u. a. 2009] WARNEKE, C. ; BAHREINI, R. ; BRIOUDE, J. ; BROCK, C.A. ; GOUW, J.A. de ; FAHEY, D.W. ; FROYD, K.D. ; HOLLOWAY, J.S. ; MIDDLEBROOK, A. ; MILLER, L. ; MONTZKA, S. ; MURPHY, D.M. ; PEISCHL, J. ; RYERSON, T.B. ; SCHWARZ, J.P. ; SPACKMAN, J.R. ; VERES, P.: Biomass burning in Siberia and Kazakhstan as an important source for haze over Alaskan Arctic in April 2008. In: *Geophys. Res. Letters* 36 (2009)

- [Weller u. a. 2000] WELLER, M. ; PLESSING, P. ; RENTSCH, H. ; LATTAUSCHKE, J. ; HOYNINGEN-HUENE, W. von: Regional differences of column-related aerosol parameters in Germany. In: *Atm. Env.* 34 (2000), S. 5107–5118
- [Wendisch und von Hoyningen-Huene 1994] WENDISCH, M. ; HOYNINGEN-HUENE, W. von: Possibility of refractive index determination of atmospheric aerosol particles by ground-based solar extinction and scattering measurements. In: *Atm. Env.* 28 (1994), Nr. 5, S. 785–792
- [WMO 1996] WMO: Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation. In: *World Meteorological Organisation, Geneva* WMO-No.8 (1996)
- [Yamanouchi u. a. 2005] YAMANOUCHI, T. ; TREFFEISEN, R. ; HERBER, A. ; SHIOBARA, M. ; YAMAGATA, S. ; HARA, K. ; SATO, K. ; YABUKI, M. ; TOMIKAWA, Y. ; RINKE, A. ; NEUBER, R. ; SCHUMACHER, R. ; KRIEWS, M. ; STRÖM, J. ; SCHREMS, O. ; GERNANDT, H.: Arctic Study of Tropospheric Aerosol and Radiation (ASTAR) 2000: Arctic haze case study. In: *Tellus* 57B (2005), S. 141–152
- [Zhang u. a. 2004] ZHANG, X. ; WALSH, J.E. ; ZHANG, J. ; BHATT, U.S. ; IKEDA, M.: Climatology and Interannual Variability of Arctic Cyclone Activity:1948-2002. In: *Journal of Climate* 17 (2004), S. 2300–2317

Danksagung

Die letzten drei Jahre waren gekennzeichnet von vielen Höhen und Tiefen. Ereignisreiche Messkampagnen und zähe Analysen säumten den Weg bis zur fertigen Dissertation. An dieser Stelle möchte ich all jenen Danken, die mir mit Rat und Tat oder manchmal auch nur mit einem offenen Ohr zur Seite standen.

Mein besonderer Dank geht an Herrn Prof. Dr. Klaus Dethloff und Frau Dr. Renate Treffeisen, die meine Arbeit immer wieder in die richtigen Bahnen gelenkt haben und so einen großen Anteil am Gelingen der Promotion hatten.

Ich bedanke mich bei Herrn Dr. Andreas Herber dafür, dass er mir die Möglichkeit gegeben hat, mit dem Sonnenphotometer an mehreren Messkampagnen teilzunehmen, und dass er mich gerade in den letzten Monaten sehr unterstützt hat.

Eine große Hilfe waren für mich die zahlreichen kontroversen Diskussionen meiner Ideen mit Dr. Christoph Ritter. Er hat jede neue Theorie kritisch hinterfragt und auch so manche zu Fall gebracht.

Der zeitliche Rahmen von drei Jahren konnte nur eingehalten werden, weil die wichtigsten Programme von Priv. Doz. Dr. Wolfgang von Hoyningen-Huene (CIRATRA), Frau Dr. Dörthe Handorf (EOF) und Herrn Thomas Orgis (PEP-Tracer) bereitgestellt wurden. Daher an dieser Stelle ein Dankeschön für die Programme und die Hilfestellung bei der richtigen Benutzung.

Viele Stunden habe ich damit zugebracht, mit Heidrun Matthes über mathematische Probleme zu diskutieren. Davon blieben manchmal auch ihre Eltern nicht verschont. Daher hier nochmal herzlichen Dank für die Unterstützung.

Ich bedanke mich auch bei allen nicht namentlich genannten Kollegen und Kolleginnen am AWI Potsdam, deren Programme ich nutzen durfte und die mir bei so mancherlei Problemen halfen.

Zum Schluss geht natürlich noch ein ganz großes Dankeschön an meine Familie und meinen Freund für das gemeinsame Durchstehen von unzähligen Stimmungsschwankungen, Selbstzweifeln, einer manchmal unaufgeräumten Wohnung und einem ab und an ziemlich leeren Kühlschrank.

Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass die Arbeit an keiner anderen Hochschule eingereicht sowie selbstständig und nur mit den angegebenen Mitteln angefertigt wurde.

Potsdam, den 17.05.2010

Maria Stock