

**Flugzeuggetragene in-situ Messungen zur
Eis- und Flüssigphase troposphärischer
Wolken**

Dissertation

zur Erlangung des Grades
„Doktor der Naturwissenschaften“
(Dr. rer. nat.)

am Fachbereich Physik, Mathematik und Informatik
(Institut für Physik der Atmosphäre)
der Johannes Gutenberg-Universität Mainz

Marcus Klingebiel
geboren in Hildesheim

Mainz, Juli 2015

Tag der mündlichen Prüfung: 19. November 2015

D77 - Mainzer Dissertationen

Zusammenfassung

Die Mikrophysik in Wolken bestimmt deren Strahlungseigenschaften und beeinflusst somit auch den Strahlungshaushalt des Planeten Erde. Aus diesem Grund werden im Rahmen der vorliegenden Arbeit die mikrophysikalischen Charakteristika von Cirrus-Wolken sowie von arktischen Grenzschicht-Wolken behandelt. Die Untersuchung dieser Wolken wurde mithilfe verschiedener Instrumente verwirklicht, welche Partikel in einem Durchmesserbereich von 250 nm bis zu 6.4 mm vermessen und an Forschungsflugzeugen montiert werden. Ein Instrumentenvergleich bestätigt, dass innerhalb der Bereiche in denen sich die Messungen dieser Instrumente überlappen, die auftretenden Diskrepanzen als sehr gering einzustufen sind.

Das vorrangig verwendete Instrument trägt die Bezeichnung CCP (*Cloud Combination Probe*) und ist eine Kombination aus einem Instrument, das Wolkenpartikel anhand von vorwärtsgerichtetem Streulicht detektiert und einem weiteren, das zweidimensionale Schattenbilder einzelner Wolkenpartikel aufzeichnet.

Die Untersuchung von Cirrus-Wolken erfolgt mittels Daten der AIRTOSS-ICE (*AIRCRAFT TOWED SENSOR SHUTTLE - INHOMOGENEOUS CIRRUS EXPERIMENT*) Kampagne, welche im Jahr 2013 über der deutschen Nord- und Ostsee stattfand. Parameter wie Partikeldurchmesser, Partikelanzahlkonzentration, Partikelform, Eiswassergehalt, Wolkenhöhe und Wolkendicke der detektierten Cirrus-Wolken werden bestimmt und im Kontext des aktuellen Wissenstandes diskutiert. Des Weiteren wird eine beprobte Cirrus-Wolke im Detail analysiert, welche den typischen Entwicklungsprozess und die vertikale Struktur dieser Wolkengattung widerspiegelt. Arktische Grenzschicht-Wolken werden anhand von Daten untersucht, die während der VERDI (*VERTICAL DISTRIBUTION OF ICE IN ARCTIC CLOUDS*) Kampagne im Jahr 2012 über der kanadischen Beaufortsee aufgezeichnet wurden. Diese Messkampagne fand im Frühling statt, um die Entwicklung von Eis-Wolken über Mischphasen-Wolken bis hin zu Flüssigwasser-Wolken zu beobachten. Unter bestimmten atmosphärischen Bedingungen tritt innerhalb von Mischphasen-Wolken der sogenannte Wegener-Bergeron-Findeisen Prozess auf, bei dem Flüssigwassertropfen zugunsten von Eisparkeln verdampfen. Es wird bestätigt, dass dieser Prozess anhand von mikrophysikalischen Messungen, insbesondere den daraus resultierenden Größenverteilungen, nachweisbar ist.

Darüber hinaus wird eine arktische Flüssigwasser-Wolke im Detail untersucht, welche im Inneren das Auftreten von monomodalen Tröpfchen-Größenverteilungen zeigt. Mit zunehmender Höhe wachsen die Tropfen an und die Maxima der Größenverteilungen verschieben sich hin zu größeren Durchmessern. Dahingegen findet im oberen Übergangsbereich dieser Flüssigwasser-Wolke, zwischen Wolke und freier Atmosphäre, ein Wechsel von monomodalen zu bimodalen Tröpfchen-Größenverteilungen statt. Diese weisen eine Mode 1 mit einem Tropfendurchmesser von 20 μm und eine Mode 2 mit einem Tropfendurchmesser von 10 μm auf. Das dieses Phänomen eventuell typisch für arktische Flüssigwasser-Wolken ist, zeigen an dem Datensatz durchgeführte Analysen.

Mögliche Entstehungsprozesse der zweiten Mode können durch Kondensation von Wasserdampf auf eingetragenen Aerosolpartikeln, die aus einer Luftschicht oberhalb der Wolke stammen oder durch Wirbel, welche trockene Luftmassen in die Wolke induzieren und Verdampfungsprozesse von Wolkentröpfchen hervorrufen, erklärt werden.

Unter Verwendung einer direkten numerischen Simulation wird gezeigt, dass die Einmischung von trockenen Luftmassen in den Übergangsbereich der Wolke am wahrscheinlichsten die Ausbildung von Mode 2 verursacht.

Abstract

The microphysics of clouds determine their radiative properties and thus also affect the radiation budget of the planet Earth. For this reason, the present work will treat the microphysical characteristics of cirrus clouds and Arctic boundary layer clouds. The study of these clouds has been realized by using various instruments, which detect particles in a diameter size range from 250 nm up to 6.4 mm and are mounted on research aircraft. An instrument intercomparison confirms that inside the areas where the instruments have an overlap, the arising discrepancies can be classified as very low.

The primary instrument used here is called CCP (Cloud Combination Probe) and is a combination of one instrument that detects cloud particles on the basis of forward-scattered light and another one that records two dimensional silhouettes of cloud particles.

The investigation of cirrus clouds was done by using data from the AIRTOSS-ICE (AIRcraft TOWed Sensor Shuttle - Inhomogeneous Cirrus Experiment) campaign, which took place in 2013 above the German North Sea and Baltic Sea. Parameters such as particle diameter, particle number concentration, particle shape, ice water content, cloud height and cloud thickness of the detected cirrus clouds are determined and discussed in the context of the current state of knowledge. Furthermore, a detected cloud is analyzed in detail, which reflects the typical development process and the vertical structure of this cloud type.

Arctic boundary layer clouds are examined on the basis of data, which were recorded during the VERDI (VERtical Distribution of Ice in Arctic Clouds) campaign in 2012 above the Canadian Beaufort Sea. This measurement campaign took place in the spring to observe the transition process from ice clouds via mixed-phase clouds to liquid water clouds. Under certain atmospheric conditions, the so-called Wegener-Bergeron-Findeisen process occurs inside of mixed-phase clouds, where liquid water droplets evaporate in favor of ice particles. It is confirmed that this process is detectable by microphysical measurements, particularly in the resulting size distributions.

In addition, an Arctic liquid water cloud is examined in detail, which shows monomodal droplet size distributions inside the cloud. With an increasing altitude, the droplets grow and the maxima of the size distributions shift to larger diameters. In contrast to that, a change from monomodal to bimodal size distributions occurs in the upper transition zone, between the cloud and the cloud-free atmosphere. These bimodal size distributions show a Mode 1 with a droplet diameter of 20 μm and a Mode 2 with a droplet diameter of 10 μm . That this phenomenon is perhaps typical for Arctic liquid water clouds is shown by the analysis of the data set conducted here.

Possible formation processes of the second mode can be explained by condensation of water vapor on aerosol particles that originate from an air layer above the cloud, or by eddies which import dry air masses into the cloud followed by subsequent evaporation of the cloud droplets. By using a direct numerical simulation, it is shown that the interference of dry air masses into the transition zone of the cloud is most likely causing the formation of Mode 2.

Inhaltsverzeichnis

| | |
|---|------------|
| Abbildungsverzeichnis | III |
| Tabellenverzeichnis | V |
| 1 Einleitung und Motivation | 1 |
| 1.1 Cirrus-Wolken in der oberen Troposphäre | 1 |
| 1.2 Flüssigwasser- und Mischphasen-Wolken in der Arktis | 5 |
| 1.3 Ziele und Aufbau der Arbeit | 9 |
| 2 Durchgeführte Messkampagnen | 11 |
| 2.1 Die AIRTOSS-ICE Kampagne - 2013 | 11 |
| 2.2 Die VERDI Kampagne - 2012 | 14 |
| 3 Messtechnik und verwendete Instrumente | 17 |
| 3.1 Detektion von Wolkenpartikeln mittels vorwärts-gerichtetem Streulicht | 17 |
| 3.2 Wolkenpartikelmessungen mithilfe von Schattenbildaufnahmen | 19 |
| 3.3 Parameter von Wolkenpartikeln | 23 |
| 3.4 Unsicherheiten bei in-situ Wolkenpartikelmessungen | 27 |
| 3.5 Instrumentation der AIRTOSS-ICE Kampagne | 30 |
| 3.6 Verwendete Instrumente während der VERDI Kampagne | 32 |
| 4 Instrumentenvergleiche | 39 |
| 4.1 Übereinstimmung kombinierter Größenverteilungen | 39 |
| 4.2 Vergleich zwischen CCP-CDP und SID-3 Instrument | 47 |
| 5 Ergebnisse der Feldmessungen | 53 |
| 5.1 Studie 1 - Mikrophysikalische Eigenschaften von Cirrus-Wolken | 53 |
| 5.1.1 Cirrus-Wolken während der AIRTOSS-ICE Kampagne | 53 |
| 5.1.2 Literaturwerte im Vergleich mit der AIRTOSS-ICE Kampagne | 57 |
| 5.1.3 Mikrophysikalische Eigenschaften einer untersuchten Cirrus-Wolke | 59 |
| 5.2 Studie 2 - Veranschaulichung des Wegener-Bergeron-Findeisen Prozesses anhand von mikrophysikalischen Messungen in arktischen Mischphasen-Wolken | 69 |
| 5.3 Studie 3 - Entstehung von bimodalen Tropfen-Größenverteilungen am Ober- rand von unterkühlten Grenzschicht-Wolken in der Arktis | 81 |
| 5.3.1 Räumliche Verteilung von Wolkentropfen innerhalb bimodaler Größen- verteilungen | 90 |
| 5.3.2 Mögliche Entstehungsprozesse von bimodalen Größenverteilungen und Beurteilung dieser durch Verwendung eines numerischen Modells | 93 |
| 5.3.3 Schlussfolgerungen | 101 |

| | |
|---------------------------------------|-------------|
| 6 Zusammenfassung und Ausblick | 103 |
| 7 Anhang | 107 |
| 7.1 Wolkenpartikel-Galerie | 107 |
| Abkürzungsverzeichnis | VII |
| Symbolverzeichnis | XI |
| Literaturverzeichnis | XIII |

Abbildungsverzeichnis

| | | |
|------|---|----|
| 1.1 | Temperaturanomalien auf dem Planeten Erde | 6 |
| 1.2 | Sättigungsdampfdruckkurven bezüglich Wasser und Eis | 8 |
| 1.3 | Schematische Darstellung der unterschiedlichen Bedingungen in einer Mischphasen-Wolke | 8 |
| 2.1 | Tandem-Messplattform (Lear-Jet mit Schleppkörper) | 12 |
| 2.2 | AIRTOSS-ICE Kampagne: Übersicht Messflüge | 13 |
| 2.3 | Das Forschungsflugzeug POLAR 5 | 14 |
| 2.4 | VERDI Kampagne: Übersicht Messflüge | 15 |
| 2.5 | Eisbedeckung der Beaufortsee | 16 |
| 3.1 | Mie-Phasenfunktionen | 18 |
| 3.2 | Messprinzip des CCP-CDP Instrumentes | 19 |
| 3.3 | Aufbau des PIP Instrumentes | 20 |
| 3.4 | Messprinzip des PIP Instrumentes | 21 |
| 3.5 | Aufgenommene CCP-CIPg Schattenbilder | 22 |
| 3.6 | Darstellung von Messfläche und Messvolumen | 23 |
| 3.7 | Beispiel einer Größenverteilung | 24 |
| 3.8 | Exemplarische Darstellung des Flächenverhältnisses | 27 |
| 3.9 | Auswirkung von Shattering-Artefakten | 28 |
| 3.10 | Perspektivische Ansicht des Schleppkörpers | 31 |
| 3.11 | Größenverteilungen des Sky-OPC Instrumentes | 33 |
| 3.12 | Montierte Flügelsonden am Forschungsflugzeug POLAR 5 | 35 |
| 3.13 | Funktionsweise des NIXE-CAS Instrumentes | 35 |
| 3.14 | Messprinzip des SID-3 Instrumentes | 36 |
| 4.1 | Messbereiche unterschiedlicher Partikelinstrumente | 40 |
| 4.2 | Meteorologische und mikrophysikalische Parameter einer Grenzschicht-Wolke | 41 |
| 4.3 | Flugpfad innerhalb einer Grenzschicht-Wolke | 42 |
| 4.4 | Kombinierte Größenverteilungen | 43 |
| 4.5 | Flugabschnitt von Messflug 11 der VERDI Kampagne | 48 |
| 4.6 | CCP-CDP und SID-3 Partikelanzahlkonzentrationen im Vergleich | 49 |
| 4.7 | CCP-CDP und SID-3 Größenverteilungen im Vergleich | 51 |
| 5.1 | Schattenbilder zusammengewachsener Eispartikel | 56 |
| 5.2 | Größenverteilungen verschiedener Cirrus-Wolken im Vergleich | 58 |
| 5.3 | Satellitenbilder von Norddeutschland | 59 |
| 5.4 | Vertikalprofile innerhalb einer Cirrus-Wolke | 60 |
| 5.5 | 3D-Flugpfad des Schleppkörpers | 62 |
| 5.6 | Mikrophysikalische Parameter von Messflug 10 der AIRTOSS-ICE Kampagne | 63 |

| | | |
|------|---|-----|
| 5.7 | Flächenverhältnis detektierter Cirrus-Eispartikel | 65 |
| 5.8 | Solare Strahlungsparameter einer Cirrus-Wolke | 67 |
| 5.9 | Differenz von Sättigungsdampfdruckkurven | 69 |
| 5.10 | Gemessene Parameter von Messflug 2 der VERDI Kampagne | 70 |
| 5.11 | Größenverteilungen von Messflug 2 der VERDI Kampagne | 72 |
| 5.12 | Wegener-Bergeron-Findeisen Prozess: Einzelnes Eispartikel wächst zugunsten eines verdampfenden Wassertropfens an | 75 |
| 5.13 | Wegener-Bergeron-Findeisen Prozess: Einzelnes Eispartikel wächst zugunsten von 70 verdampfenden Wassertropfen an | 75 |
| 5.14 | Schaubild des Wegener-Bergeron-Findeisen Prozesses | 77 |
| 5.15 | Flugpfad von Messflug 11 der VERDI Kampagne | 82 |
| 5.16 | Höhenprofile innerhalb einer Grenzschicht-Wolke | 82 |
| 5.17 | Mikrophysikalische Parameter von Messflug 11 der VERDI Kampagne | 83 |
| 5.18 | Monomodale Tröpfchen-Größenverteilungen innerhalb einer Wolke | 84 |
| 5.19 | Bimodale Tröpfchen-Größenverteilungen im Übergangsbereich einer Wolke . . | 85 |
| 5.20 | AMALi Rückstreusignal einer Grenzschichtwolke | 86 |
| 5.21 | Vergleich von Aerosol-Größenverteilungen in der arktischen Atmosphäre . . . | 87 |
| 5.22 | Reanalyse Trajektorien für ausgewählte Flüge der VERDI Kampagne | 89 |
| 5.23 | Analyse von <i>Particle-by-Particle</i> Daten | 91 |
| 5.24 | Statistisches Verfahren zur Auswertung von bimodalen Größenverteilungen . | 92 |
| 5.25 | Isobare Mischungsprozesse | 94 |
| 5.26 | 1. Simulation: Vertikaler Querschnitt einer Grenzschicht-Wolke | 96 |
| 5.27 | 1. Simulation: Horizontaler Querschnitt einer Grenzschicht-Wolke | 97 |
| 5.28 | 1. Simulation: Gemessene und simulierte Größenverteilung im Vergleich . . . | 98 |
| 5.29 | 2. Simulation: Vertikaler Querschnitt einer Grenzschicht-Wolke | 100 |
| 5.30 | 2. Simulation: Gemessene und simulierte Größenverteilung im Vergleich . . . | 100 |

Tabellenverzeichnis

| | | |
|-----|--|----|
| 2.1 | AIRTOSS-ICE Kampagne: Übersicht Messflüge | 13 |
| 2.2 | VERDI Kampagne: Übersicht Messflüge | 15 |
| 4.1 | Übereinstimmungen von kombinierten Größenverteilungen | 46 |
| 5.1 | Eigenschaften von Cirrus-Wolken während der AIRTOSS-ICE Kampagne . . | 55 |
| 5.2 | Vergleich von Cirrus-Wolken | 57 |
| 5.3 | Partikel-Massenverhältnis zwischen zwei Flugabschnitten | 78 |

1 Einleitung und Motivation

Wolken sind ein Teil des Wettergeschehens. Sie bedecken etwa zwei Drittel der Erdoberfläche und treten in allen Regionen und zu jeder Jahreszeit auf (BOUCHER et al., 2013). Wolken bestehen aus flüssigen Wassertropfen, unterkühlten Wassertropfen und anderen Hydrometeoren. Mischphasen-Wolken beinhalten sowohl eine flüssige als auch eine feste Phase. Wolken bilden sich in der Erdatmosphäre vorwiegend in der Troposphäre aus, aber auch in der Stratosphäre (z. B. Polare Stratosphärenwolken) und der Mesosphäre (Nachtleuchtende Wolken) kann es zur Wolkenentstehung kommen. Für den Entwicklungsprozess von Wolken ist das in der Atmosphäre vorhandene Aerosol ein entscheidender Faktor. Aerosole dienen als Wolkennukleationskeime (engl. *Cloud Condensation Nuclei*, CCN) und haben Einfluss auf die Wolkenbildung sowie den Strahlungshaushalt der Erde (LEMKE et al., 2007). Zudem beeinflusst die Anzahl der Aerosole die Lebenszeit von Wolken, denn wenig Wolkennukleationskeime führen zu größeren Wolkentropfen und diese fallen leichter aus als kleinere Wolkentropfen (DENMAN et al., 2007). Außerdem führen Wolken zu einer Erwärmung der Atmosphäre, wenn Wasserdampf innerhalb dieser Wolken kondensiert. Durch den Transport des kondensierten Wassers und des daraus folgenden Niederschlages an zumeist ganz anderer Stelle, leisten die Wolken einen der wichtigsten Beiträge zur globalen Verteilung von Wasser und Energie in der Atmosphäre. Des Weiteren beinhalten Wolken Aufwinde, die Spurengase und Aerosolpartikel vom Erdboden in große Höhen, bis in die Stratosphäre, transportieren (BOUCHER et al., 2013).

Ferner nehmen Wolken einen entscheidenden Einfluss auf das Klimasystem der Erde, da durch Wolken nicht nur das in der Atmosphäre vorhandene Wasser global verteilt wird, sondern weil sich Wolken auch auf die Strahlungsbilanz der Erde auswirken. Diese Auswirkung lässt sich aus Satellitendaten ermitteln, indem die aufwärts-gerichtete Strahlung eines Gebietes unter vorhandener Bewölkung und unter wolkenfreien Bedingungen untersucht wird (RAMANATHAN et al., 1989). Wolken führen global und jährlich gemittelt zu einem kurzwelligen Wolken-Strahlungs-Effekt von etwa -50 W m^{-2} . Unter Berücksichtigung des Treibhauseffektes ergibt sich ein mittlerer langwelliger Wolken-Strahlungs-Effekt von etwa 30 W m^{-2} (LOEB et al., 2009). Der globale und mittlere netto Wolken-Strahlungs-Effekt beträgt somit -20 W m^{-2} . Das bedeutet, dass Wolken im Allgemeinen und global gemittelt zu einem Kühlungseffekt der Erde beitragen (BOUCHER et al., 2013). Allerdings gibt es auch Wolkengattungen (z. B. Cirrus-Wolken), die zu einem erwärmenden Effekt führen (KHVOROSTYANOV und SASSEN, 2002).

Um zu einem besseren Verständnis der Wolkenmikrophysik und somit auch zum Strahlungseffekt beizutragen, werden in der vorliegenden Arbeit die mikrophysikalischen Charakteristika von drei verschiedenen Wolkengattungen behandelt. Diese Wolkengattungen werden als Cirrus-Wolken, arktische Flüssigwasser- und arktische Mischphasen-Wolken bezeichnet.

1.1 Cirrus-Wolken in der oberen Troposphäre

Cirrus-Wolken bestehen überwiegend oder vollständig aus Eis (SASSEN, 2002). Sie treten in der gemäßigten Zone (zwischen 23 und 60° geografischer Breite) in Höhenbereichen zwischen

4 und 20 km auf. Je nach geografischer Breite kann diese Höhe variieren. Weltweit befindet sich das typische Zentrum von Cirrus-Wolken in einem Höhenbereich von 70 bis 80 % der Tropopausenhöhe. Cirrus-Wolken besitzen eine vertikale Ausdehnung zwischen 0.1 und 8 km (DOWLING und RADKE, 1990) und werden nach ihren wesentlichen Merkmalen von der *World Meteorological Organization* (WMO) in drei unterschiedliche Gattungen unterteilt. Diese Gattungen werden als Cirrus, Cirrocumulus und Cirrostratus bezeichnet und von der WMO (1990) wie folgt definiert:

„**Cirrus:** Isolierte Wolken in Form weißer, zarter Fäden oder weißer bzw. überwiegend weißer Flecken oder schmaler Bänder. Diese Wolken zeigen ein faserartiges (haarähnliches) Aussehen oder einen seidigen Schimmer oder beides.

Cirrocumulus: Dünne, weiße Flecken, Felder oder Schichten von Wolken ohne Eigenschaften, die aus einer sehr kleinen, körnig, gerippt o.ä. aussehenden, miteinander verwachsenen oder isolierten Wolkenteilen bestehen und mehr oder weniger regelmäßig angeordnet sind.

Cirrostratus: Durchscheinender, weißlicher Wolkenschleier von faserigem (haarähnlichem) oder glattem Aussehen, der den Himmel ganz oder teilweise bedeckt und im Allgemeinen Halo-Erscheinungen hervorruft“ (WMO, 1990).

Diese Definitionen basieren alle auf der Morphologie der Wolken und beschreiben die sichtbaren Eigenschaften, die von einem Beobachter wahrgenommen werden. Neben den vorgestellten Gattungen können Cirrus-Wolken noch in Arten und Unterarten unterteilt werden. SASSEN (2002) erörtert neben Cirrus-Wolken, die von der WMO (1990) erläutert werden, auch nicht-sichtbare (engl. *subvisible*) und durch den Luftverkehr im Nachlauf des Abgasstrahls erzeugte Cirrus-Wolken (Kondensstreifen). Nicht-sichtbare Cirrus-Wolken weisen eine optische Dicke < 0.03 für Licht der Wellenlänge von 694 nm auf. Diese Art von Wolken wird häufig in der Tropopausenregion gefunden und wurde von FREY (2011), DAVIS et al. (2010) und THOMAS et al. (2002) experimentell untersucht. Allgemein gilt, dass in Cirrus-Wolken immer Eis vorhanden ist. Das bedeutet aber nicht, dass jede Wolke in der Eis vorhanden ist als Cirrus-Wolke bezeichnet werden kann (LYNCH, 2002).

Die unterschiedlichen Cirrus-Gattungen entstehen durch verschiedene Prozesse. Grundsätzlich kann man die Bildung von Cirren in vier natürliche und einen künstlichen Prozess unterteilen. Letzterer erzeugt den Contrail-Cirrus. Bei dieser Art des Cirrus handelt es sich um einen Kondensstreifen (engl. *condensation trail*) der aus Feuchtigkeit und Partikeln, die aus den Triebwerken von Flugzeugen freigesetzt werden, entsteht. Anschließende Weiterentwicklungsprozesse können dazu führen, dass sich der Contrail-Cirrus zu einem Cirrostratus ausweitet und letztendlich nicht mehr von einem natürlich entstandenen Cirrus zu unterscheiden ist (SASSEN, 2002). Die Mikrophysik und Strahlungseigenschaften von Contrail Cirrus-Wolken werden in BURKHARDT und KÄRCHER (2011) sowie in ATLAS et al. (2006) beschrieben.

Natürliche Entstehungsprozesse von Cirrus-Wolken können nach SASSEN (2002) in die Kategorien Kältefalle (engl. *cold trap*), Leewellen Aufwind (engl. *mountain-wave updraft*), Injektions-Cirrus und synoptisch erzeugter Cirrus unterteilt werden.

Kältefalle Cirrus-Wolken entstehen hauptsächlich innerhalb der Tropen in einer Höhe zwischen 15 und 20 km bei Temperaturen zwischen -70 und -90 °C. Sie treten in sehr dünnen Schichten auf und bestehen aus kleinen Eiskristallen (HEYMSFIELD, 1986a).

Injektions Cirrus-Wolken entstehen im Zusammenhang mit Gewittern und werden durch die starken Aufwinde in konvektiven Wolken gebildet. Leewellen Aufwinde und die damit ver-

bundenen Cirrus-Wolken werden durch die Orographie erzeugt. Für die beiden letzteren Fälle werden Aufwindgeschwindigkeiten von mehreren Metern pro Sekunde erreicht, welche zu einer Erhöhung der Eispartikelkonzentration führen (JENSEN et al., 1994).

Die Kategorie der synoptisch erzeugten Cirrus-Wolken umfasst alle Formen, die zur Erzeugung von Cirrus-Wolken in der oberen Troposphäre beitragen. Sie werden aufgrund von Wetterbedingungen in-situ sowie unter verschiedensten Aufwindgeschwindigkeiten erzeugt. Numerische Modelle zeigen, dass die Bildung dieser Art von Cirrus-Wolken in einem bestimmten Höhenniveau initiiert wird, welches sich bei fortschreitender Entwicklung als Wolkenoberkante darstellt (KHVOROSTYANOV und SASSEN, 1998).

Die Bildung von Eispartikeln in Cirrus-Wolken kann durch zwei unterschiedliche Arten entstehen. Man unterscheidet dabei zwischen homogener und heterogener Nukleation.

Bei der homogenen Nukleation gefrieren flüssige Tropfen, ohne Einwirkung von Aerosolpartikeln, spontan zu Eispartikeln. Theoretische Ergebnisse zeigen, dass bei Temperaturen $< -40^\circ\text{C}$ und hohen Übersättigungen bezüglich Eis (150 bis zu 170%), jeder vorhandene Flüssigwassertropfen durch homogene Nukleation spontan zu Eis gefriert (CZICZO et al., 2013; PRUPPACHER und KLETT, 2010). In einem Temperaturbereich zwischen -35 und -40°C gefrieren Flüssigwassertropfen mit einem Durchmesser $> 5\ \mu\text{m}$ eher homogen als Tropfen mit einem Durchmesser $< 5\ \mu\text{m}$ (ROGERS, 1979). In diesem Temperaturbereich (-35 bis -40°C) ist es somit möglich, dass Eiskristalle simultan mit Flüssigwassertropfen auftreten.

Allerdings treten in der Atmosphäre auch Eiskristalle bei Umgebungstemperaturen zwischen -15 und -35°C auf. In diesem Temperaturbereich findet hauptsächlich heterogene Nukleation statt (HOUZE, 1993), bei der Materialien bevorzugt werden, die eine Eiskristall-ähnliche Gitterstruktur aufweisen.

Innerhalb von Cirrus-Wolken treten Eispartikel mit einem Durchmesser zwischen 1 und $8000\ \mu\text{m}$ sowie Partikelanzahlkonzentrationen zwischen $1 \cdot 10^{-7}$ und $10\ \text{cm}^{-3}$ auf (DOWLING und RADKE, 1990). Typischerweise werden im oberen Bereich von Cirrus-Wolken, dort wo die Eiskristalle gebildet werden (durch homogene oder heterogene Nukleation), eine hohe Anzahl von kleinen Partikeln mit Durchmessern $< 100\ \mu\text{m}$ beobachtet (HEYMSFIELD und MILOSHEVICH, 2005). Dahingegen gibt es in den unteren Bereichen von Cirrus-Wolken wenige große Eispartikel mit Durchmessern $> 250\ \mu\text{m}$ (SPICHTINGER et al., 2006; HEYMSFIELD und MILOSHEVICH, 2005). Die unterschiedliche vertikale Verteilung von Eiskristallen innerhalb einer Cirrus-Wolke wird durch Sedimentation erzeugt. Sedimentieren Eiskristalle in einen Bereich unterhalb der Wolke, in dem eine Untersättigung bezüglich Eis herrscht, beginnen diese zu sublimieren.

LAWSON et al. (2006) sowie HEYMSFIELD und MILOSHEVICH (2005) behandeln die in Cirrus-Wolken typisch vorkommenden Eispartikelformen. Insbesondere in einem Temperaturbereich zwischen -45 und -50°C treten gehäuft säulenförmige Eispartikel auf. Sowohl in wärmerer als auch in kälterer Umgebung nimmt die Häufigkeit des Auftretens von Säulen ab. Am Oberrand von Cirrus-Wolken befinden sich in dynamisch ungestörten Regionen mit niedrigen Temperaturen hauptsächlich Eiskristalle in der Form von hexagonalen Plättchen, Kugeln (engl. *bullets*) und Kugel-Rosetten (engl. *bullet-rosettes*) (KALESSE, 2009; HEYMSFIELD und MILOSHEVICH, 2005). Eiskristalle mit einem Durchmesser von $< 30\ \mu\text{m}$, die sich ebenfalls am Wolkenoberrand aber auch im Wolkeninneren befinden, sind meistens kugelförmig (KOROLEV

und ISAAC, 2003) und werden als Droxtals¹ bezeichnet. KOROLEV und ISAAC (2003) vermuten, dass diese Droxtals aus unterkühlten Tröpfchen entstehen, die so schnell gefrieren, dass eine Entstehung von hexagonalen Plättchen unwahrscheinlich ist. Eine andere Möglichkeit ist, dass hexagonal geformte Eiskristalle an den Rändern zu sublimieren beginnen und somit diese Kugelform erzeugen. Cirrus-Wolken die in den mittleren Breiten vorkommen besitzen typischerweise unsymmetrische Partikelformen, wie zum Beispiel Kugel-Rosetten. Hexagonale Plättchen und Säulen werden seltener beobachtet (LAWSON et al., 2006; GAYET et al., 2004; KOROLEV et al., 2000). Der typische Eiswassergehalt von Cirrus-Wolken befindet sich in einem Bereich zwischen $1.0 \cdot 10^{-4}$ und 1.2 g m^{-3} (DOWLING und RADKE, 1990).

Die vertikale Struktur von Cirrus-Wolken verfügt über unterschiedliche optische Eigenschaften, welche Einfluss darauf haben, ob diese Wolken einen erwärmenden oder kühlenden Effekt besitzen (KHOVOROSTYANOV und SASSEN, 2002). Dieser Effekt hängt insbesondere von der mikrophysikalischen Zusammensetzung der Cirrus-Wolken ab. Neben der Größe von Eispartikeln ist insbesondere auch die Partikelform für die Strahlungseigenschaften der Wolken entscheidend (EICHLER et al., 2009; WENDISCH et al., 2005). Asphärische Partikel innerhalb von Cirrus-Wolken besitzen im Vergleich zu sphärischen Partikeln Auswirkungen auf den Strahlungsantrieb von $\pm 8\%$, für Wellenlängen $< 1400 \text{ nm}$ und einem Sonnenzenitwinkel von 78° . Für einen kleineren Sonnenzenitwinkel von 15° werden hingegen Maximalwerte zwischen -16 und 26% erreicht (WENDISCH et al., 2005). Der Effekt von asphärischen Partikeln auf den Strahlungsantrieb verringert sich, sobald die Mehrfachstreuung (verursacht durch eine höhere optische Dicke der Wolke oder einen größeren Sonnenzenitwinkel bzw. längere Wegstrecke der Photonen) innerhalb der Cirrus-Wolken zunimmt (WENDISCH et al., 2005). Für Wellenlängen $> 1400 \text{ nm}$ (Eis-Absorptionsbanden) nimmt hingegen, ebenfalls verursacht durch Mehrfachstreuung, die Absorption von solarer Strahlung zu.

Zusätzlich zeigen Modellsimulationen von JOOS et al. (2014), dass der Einfluss von Cirrus-Wolken auf den Strahlungsantrieb der Erde auch abhängig von der Partikelanzahl der Eiskristalle, der Umgebungstemperatur und der Tageszeit ist. Cirrus-Wolken die sich in einem Zeitraum von 06:00 bis 12:00 Uhr Ortszeit entwickeln besitzen hauptsächlich einen kühlenden Effekt, da der Sonnenzenitwinkel zur Mittagszeit am kleinsten ist und somit ein Großteil der solaren Strahlung reflektiert wird. Dahingegen weisen Cirrus-Wolken, die sich in einer Zeit von 12:00 bis 18:00 Uhr Ortszeit bilden und die gleichen mikrophysikalischen Eigenschaften besitzen einen erwärmenden Effekt auf, da der Sonnenzenitwinkel größer ist und nur ein geringer Teil der solaren Strahlung reflektiert wird.

¹Kombination aus den englischen Worten *Droplet* und *Crystal*

1.2 Flüssigwasser- und Mischphasen-Wolken in der Arktis

Der stärkste Temperaturanstieg auf der Erde wurde in den letzten Jahrzehnten in der Arktis beobachtet. Abbildung 1.1 zeigt die gemessene Differenz der mittleren Oberflächentemperatur der Erde im Zeitraum von März bis Mai zwischen den Jahren 2003-2013 und den Jahren 1963-1973. Auf der nördlichen Hemisphäre ist ein deutlicher Temperaturanstieg in einem Bereich zwischen 1 und 4 °C sichtbar. Dieser Temperaturanstieg könnte zu einer Verminderung des arktischen Meereises führen, welches eine entscheidende Rolle im globalen Klimasystem spielt. Das arktische Meereis bedeckt und isoliert (hauptsächlich im Winter) den Arktischen Ozean und unterdrückt dessen Wärmeverlust sowie den Austausch mit der Atmosphäre (LEMKE et al., 2007). Schmilzt ein Großteil dieses Meereises, wird der Albedo-Effekt reduziert. Das hat zur Folge, dass der Arktische Ozean mehr solare Strahlung absorbiert, sich weiter erwärmt und das Eis verstärkt abschmilzt. Dieser selbstverstärkende Schmelzprozess wird als direkter Albedo-Rückkopplungsprozess (auch bekannt als *arctic amplification*) bezeichnet und tritt im Sommer auf. Er führt zu einem Anstieg der Temperatur in der oberen Schicht des Arktischen Ozeans. Im Winter wird diese gespeicherte Wärme wieder an die Oberfläche abgegeben und führt somit zu einem indirekten Albedo-Rückkopplungsprozess, der die Oberflächentemperatur der Arktis erhöht (WENDISCH et al., 2013).

Neben dem Albedo-Effekt der Oberfläche sind auch Wolken in der Arktis von besonderer Bedeutung. Wolken die sich am oberen Rand von stabilen Grenzschichten bilden, werden als Grenzschicht-Wolken (engl. *boundary layer clouds*) bezeichnet. In-situ Untersuchungen von diesen Wolken sind notwendig, um ihre Aerosol-Wolken-Interaktionen und ihre Strahlungseffekte zu analysieren (LIHAVAINEN et al., 2010; LAWSON et al., 2001). Denn zahlreiche Publikationen geben an, dass arktische Wolken Einfluss auf den Rückgang des Meereises haben (KAY et al., 2008; PEROVICH et al., 2008; SCHWEIGER und LINDSAY, 2008). Die Strahlungseffekte von Grenzschicht-Wolken besitzen eine kühlende Auswirkung auf den Planeten, wenn man diese jährlich und global mittelt. Arktische Grenzschicht-Wolken hingegen führen meistens zu einer Erwärmung der Atmosphäre zwischen der Erdoberfläche und dem Wolkenunterrand. Dies liegt an dem niedrigen Sonnenstand, den lang anhaltenden polaren Nächten sowie der hohen Oberflächenalbedo in der Arktis (WENDISCH et al., 2013).

Auch der obere Rand von Grenzschicht-Wolken ist von besonderer Bedeutung, da dort die Strahlungseigenschaften aufgrund der hohen Albedo dominierend sind (EHRlich et al., 2009). PLATNICK (2000) hat gezeigt, dass die vertikale Wichtungsfunktion für Messungen der reflektierten Strahlung ein Maximum für inhomogene Flüssigwasser-Wolken nahe des Wolkenoberandes hat. An diesem Wolkenoberand findet zusätzlich Verdunstung statt, welche turbulente abwärts-gerichtete Strömungen erzeugt und antreibt. Diese Strömungen mischen Umgebungsluft in die vorhandene Wolke ein (engl. *entrainment*) und beeinflussen somit die Strahlungseigenschaften der Wolke, da sie einen direkten Einfluss auf die räumliche Variabilität der Tröpfchen-Größenverteilung haben. Die Strömungen entstehen nach SIEMS und BRETHERON (1992) hauptsächlich durch Strahlungskühlung (engl. *radiative cooling*) und Verdunstungskühlung (engl. *evaporative cooling*).

Während der FIRE ACE (*First International Satellite Cloud Climatology Project Regional Experiment Arctic Clouds Experiment*) Kampagne wurden Größenverteilungen innerhalb und am Wolkenoberand von arktischen Grenzschicht-Wolken in-situ aufgezeichnet (LAW-

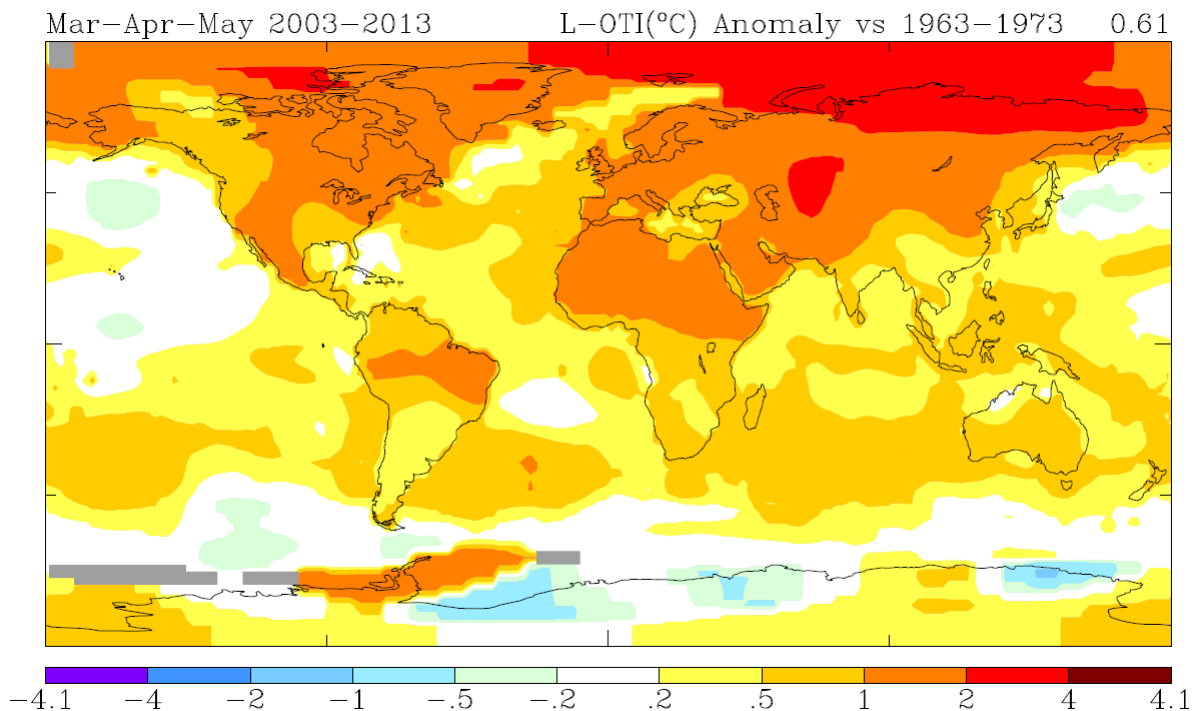


Abbildung 1.1 – Differenz der gemessenen mittleren Oberflächentemperatur, angegeben in °C, im Zeitraum von März bis Mai zwischen den Jahren 2003-2013 und den Jahren 1963-1973. Graue Flächen kennzeichnen fehlende Daten. Erstellt mit dem Temperaturanalyse Programm des GISS (*Goddard Institute for Space Studies*, siehe <http://data.giss.nasa.gov/gistemp/maps/>), erläutert in HANSEN et al. (2010).

SON et al., 2001). Monomodale Größenverteilungen wurden dabei hauptsächlich innerhalb von Flüssigwasser-Wolken detektiert. Bimodale Größenverteilungen traten hingegen am oberen Wolkenrand von Flüssigwasser-Wolken auf, sobald Temperatur und Flüssigwassergehalt (engl. *Liquid Water Content, LWC*) von einem adiabatischen Verlauf abwichen (LAWSON et al., 2001).

Neben Flüssigwasser-Wolken sind Mischphasen-Wolken, die aus Flüssigwassertropfen und Eisparkeln bestehen, ein gängiges Phänomen in der Arktis. Mischphasen-Wolken treten hauptsächlich im Frühling und Herbst auf, wenn sich die jahreszeitlich bedingten Umgebungstemperaturen der Arktis so stark ändern, dass ein Wechsel von Eis- zu Flüssigwasser-Wolken, bzw. von Flüssigwasser- zu Eis-Wolken, stattfindet. EHRLICH et al. (2008a) fassen zusammen, dass 6 bis 46 % der untersuchten Wolken in der Arktis als Mischphasen-Wolken klassifiziert werden können. Grenzschicht-Wolken die Flüssigwasser und Eisparkel enthalten, werden typischerweise im Mai in einer Höhe zwischen 150 und 1200 m beobachtet (LAWSON et al., 2001). Eisparkel in diesen Wolken besitzen einen Durchmesser zwischen 8 μm und 1 mm, wobei Flüssigwassertropfen meistens in einem Größenbereich von Zehntel Mikrometer mit einer maximalen Anzahlkonzentration von 500 cm^{-3} liegen (CURRY et al., 1996). Eine theoretische Erklärung, welche den Prozess der Niederschlagsbildung in Mischphasen-Wolken beschreibt, wird im Folgenden erläutert.

Der Wegener-Bergeron-Findeisen Prozess

WEGENER (1911) hat eine Theorie vorgestellt, die das Wachstum von Eiskristallen beschreibt. Die Theorie erklärt den in Mischphasen-Wolken auftretenden Effekt, bei dem unterkühlte Wassertropfen kontinuierlich verdunsten und zur selben Zeit Kondensation auf Eispartikeln stattfindet. Dieser Prozess geschieht da sich der Sättigungsdampfdruck über der Oberfläche eines Eiskristalls von dem über der Oberfläche eines unterkühlten Tropfens unterscheidet und wird solange fortgeführt, bis alle Wassertropfen verdunstet sind. BERGERON (1935) erkannte und fügte hinzu, dass bei dem von WEGENER (1911) beschriebenen Prozess die Anzahlkonzentration der unterkühlten Wassertropfen deutlich höher sein muss als die Anzahlkonzentration der Eispartikel. FINDEISEN (1938) lieferte den experimentellen Beweis zu dem beschriebenen Vorgang, der anschließend als Wegener-Bergeron-Findeisen (WBF) - Prozess bezeichnet wurde.

Um den WBF-Prozess im Detail zu verstehen, müssen zunächst die Sättigungsdampfdruckkurven bezüglich Eis und Wasser quantifiziert werden. Mithilfe der Magnus-Formel wird nach SONNTAG (1990) die Sättigungsdampfdruckkurve in Abhängigkeit von der Temperatur T (angegeben in $^{\circ}\text{C}$) über einer ebenen Wasseroberfläche $e_w(T)$ und einer ebenen Eisoberfläche $e_i(T)$ (beide angegeben in hPa) berechnet:

$$e_w(T) = 6.112 \text{ hPa} \cdot \exp\left(\frac{17.62 \cdot T}{243.12^{\circ}\text{C} + T}\right), \quad \text{für } -45^{\circ}\text{C} \leq T \leq 60^{\circ}\text{C}, \quad (1.1)$$

$$e_i(T) = 6.112 \text{ hPa} \cdot \exp\left(\frac{22.46 \cdot T}{272.62^{\circ}\text{C} + T}\right), \quad \text{für } -65^{\circ}\text{C} \leq T \leq 0.01^{\circ}\text{C}. \quad (1.2)$$

Abbildung 1.2 zeigt beide Sättigungsdampfdruckkurven. Der gelb markierte Bereich kennzeichnet eine Übersättigung bezüglich Eis und eine Untersättigung bezüglich Wasser, sodass dort der WBF-Prozess auftreten kann.

In der Literatur wird der WBF-Prozess mit Mischphasen-Wolken in Verbindung gebracht, um Niederschlagsmechanismen zu erklären. KOROLEV (2007) nahm dies zum Anlass, um Wachstums- und Verdampfungsprozesse von Eispartikeln und unterkühlten Wassertropfen durch theoretische Betrachtungen genauer zu klassifizieren. Nach KOROLEV (2007) kann der Begriff Mischphasen-Wolke somit in drei unterschiedliche Fälle eingeteilt werden, abhängig vom Dampfdruck der Umgebung e zum Sättigungsdampfdruck bezüglich Eis e_i bzw. zum Sättigungsdampfdruck bezüglich Wasser e_w :

$$\text{a) } e > e_w > e_i, \quad RH_w > 100\% \text{ und } RH_i > 100\%, \quad (1.3)$$

$$\text{b) } e_w > e > e_i, \quad RH_w < 100\% \text{ und } RH_i > 100\%, \quad (1.4)$$

$$\text{c) } e_w > e_i > e, \quad RH_w < 100\% \text{ und } RH_i < 100\%. \quad (1.5)$$

Diese drei Fälle sind schematisch in Abbildung 1.3 dargestellt und können auch mit der relativen Feuchte bezüglich Wasser RH_w sowie der relativen Feuchte bezüglich Eis RH_i angegeben werden. Für Fall (a) wachsen sowohl Wassertropfen als auch Eispartikel an. Im Gegensatz dazu verdampfen in Fall (c) die Wassertropfen zusammen mit den Eispartikeln. Nur in Fall (b) findet ein Verdampfen von Wassertropfen und ein zeitgleiches Anwachsen von Eiskristallen statt. Aus diesem Grund kann bei der Untersuchung von Mischphasen-Wolken nur der Begriff des WBF-Prozesses verwendet werden, wenn Fall (b) auftritt.

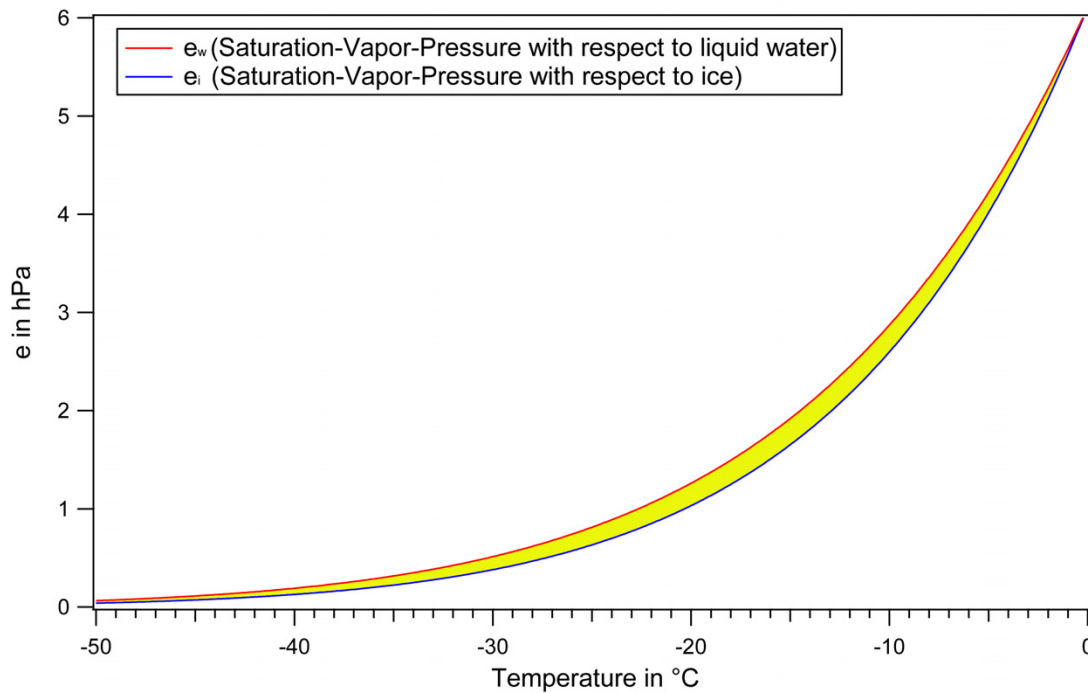


Abbildung 1.2 – Sättigungsdampfdruckkurve über einer ebenen Wasseroberfläche (rote Linie) und einer ebenen Eisoberfläche (blaue Linie). Die gelb markierte Fläche kennzeichnet den Bereich, in dem der WBF-Prozess auftritt.

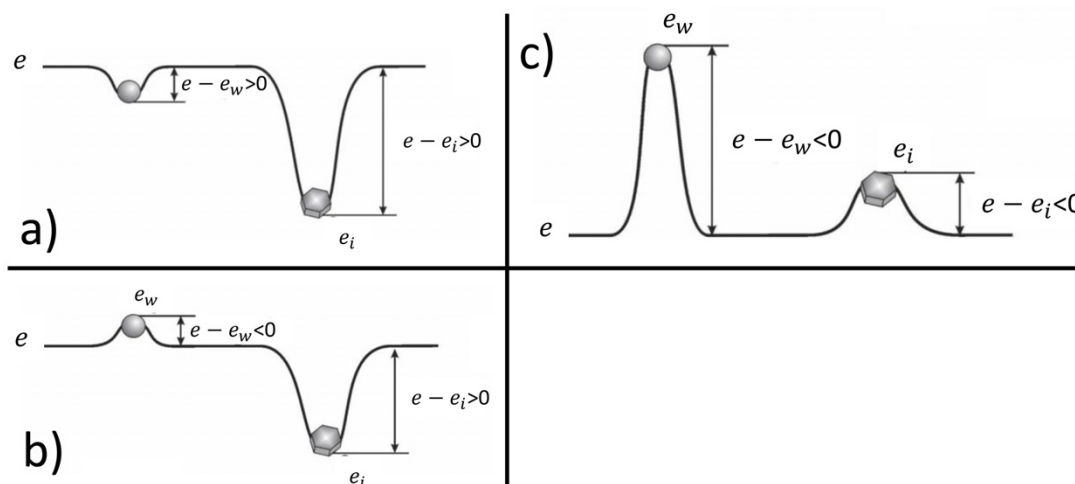


Abbildung 1.3 – Schematische Darstellung der möglichen Bedingungen innerhalb einer Mischphasen-Wolke. a) $e > e_w$ und $e > e_i$, sowohl Wassertropfen als auch Eispartikel wachsen an. b) $e < e_w$ und $e > e_i$, Wassertropfen verdampfen und Eispartikel wachsen an (WBF-Prozess). c) $e < e_w$ und $e < e_i$, Wassertropfen und Eispartikel verdampfen (nach KOROLEV (2007)).

1.3 Ziele und Aufbau der Arbeit

Wie einleitend beschrieben (vgl. Abschnitt 1.1) besitzen Cirrus-Wolken, speziell ihre vertikale Struktur, unterschiedliche optische Eigenschaften und somit auch unterschiedliche Auswirkungen auf den Strahlungshaushalt der Erde. Damit diese Auswirkungen genauer quantifiziert werden können, müssen numerische Modelle verwendet werden, die als Datengrundlage unter anderem mikrophysikalische Parameter heranziehen. Um diese Parameter zu identifizieren, sind in-situ Messungen von Cirrus-Wolken notwendig und somit wird das erste Ziel dieser Arbeit wie folgt definiert:

1. Cirrus-Wolken: *Ermittlung der typischen mikrophysikalischen Eigenschaften von Cirrus-Wolken mittels in-situ Messungen in den mittleren Breiten.*

Die möglichen Auswirkungen von Wolken auf das Meereis in der Arktisregion wurden in Abschnitt 1.2 behandelt. Es wurde festgestellt, dass sich Mischphasen-Wolken und Flüssigwasser-Wolken vorwiegend im Frühling und Herbst bilden und häufig am oberen Rand der atmosphärischen Grenzschicht anzutreffen sind. Um die Wechselwirkung zwischen Eisparkeln und Wassertropfen in Mischphasen-Wolken im Detail zu untersuchen, wird in dieser Arbeit im Speziellen auf den WBF-Prozess eingegangen und folgendes Ziel definiert:

2. Arktische Mischphasen-Wolken: *Beantwortung der Frage, ob der WBF-Prozess anhand von mikrophysikalischen in-situ Messungen, insbesondere Partikel-Größenverteilungen, sichtbar ist.*

Des Weiteren wurde in Abschnitt 1.2 erläutert, dass die Strahlungsprozesse am oberen Rand von arktischen Grenzschicht-Wolken dominierend sind. Aus diesem Grund werden die mikrophysikalischen Prozesse in diesem Bereich der Grenzschicht-Wolken im Detail untersucht und das dritte Ziel wird definiert als:

3. Arktische Flüssigwasser-Wolken: *Untersuchungen zu den mikrophysikalischen Eigenschaften sowie zum Entstehungsprozess von bimodalen Größenverteilungen am oberen Rand von Grenzschicht-Wolken und Vergleich der Ergebnisse mit einem numerischen Modell.*

Zur Untersuchung dieser gestellten Ziele ist es notwendig, geeignete Messinstrumente zu verwenden. Aus diesem Grund lautet ein Unterziel:

4. Messtechnologie: *Durchführung eines Instrumentenvergleichs und Beantwortung der Frage, ob die eingesetzten Messinstrumente für die inhaltlichen Ziele geeignet sind und Konsistenztests bestehen.*

In Kapitel 2 werden die Messkampagnen erläutert, die während der Erstellung dieser Arbeit durchgeführt wurden. Kapitel 3 beschäftigt sich mit den Grundlagen und den verwendeten Instrumenten, die zur Untersuchung der mikrophysikalischen Eigenschaften von Wolken notwendig sind. Ein Instrumentenvergleich und somit die Behandlung des Unterziels wird in Kapitel 4 erörtert. Die definierten Ziele 1 bis 3 werden in Kapitel 5 thematisiert. Kapitel 6 diskutiert die Ergebnisse und fasst diese zusammen. Außerdem werden Anregungen für zukünftige Studien gegeben.

2 Durchgeführte Messkampagnen

In diesem Kapitel werden zwei Kampagnen zu Feldmessungen vorgestellt, auf dessen Ergebnisse diese Arbeit beruht. Eine Kampagne wurde im nördlichen Kanada durchgeführt, um arktische Flüssigwasser-Wolken und arktische Mischphasen-Wolken zu untersuchen. Die zweite Kampagne fand in Deutschland statt, mit dem Ziel die Inhomogenitäten von Cirrus-Wolken zu studieren. Für beide Kampagnen dienten Forschungsflugzeuge als Messplattform, die neben meteorologischen und solaren Strahlungsmessinstrumenten auch mit Instrumenten zur Bestimmung der mikrophysikalischen Eigenschaften von Aerosol und Wolkenpartikeln bestückt waren.

2.1 Die AIRTOSS-ICE Kampagne - 2013

Die *AIR*craft *TO*wed *Sen*sor *Sh*uttle - *In*homogeneous *Cir*rus *Ex*periment (AIRTOSS-ICE) Kampagne wurde vom 06.05.2013 bis zum 08.05.2013 und vom 29.08.2013 bis zum 05.09.2013 in militärischen Sperrgebieten über der deutschen Nord- und Ostsee durchgeführt. Die Ergebnisse werden in Abschnitt 5.1 behandelt. An dem Projekt waren das Institut für Physik der Atmosphäre (IPA) der Johannes Gutenberg-Universität Mainz, das Max-Planck-Institut für Chemie (MPIC), das Leipziger Institut für Meteorologie (LIM), das Forschungszentrum Jülich (FZJ) sowie die Physikalisch-Technische Bundesanstalt beteiligt.

Um die Inhomogenität von Cirrus-Wolken und deren Auswirkungen auf den Strahlungshaushalt zu untersuchen, ist es notwendig simultane Messungen mit zwei Messplattformen durchzuführen. Das bedeutet, dass sich im Idealfall eine Messplattform über und eine weitere unterhalb der zu untersuchenden Cirrus-Wolke befindet. Diese Konfiguration erlaubt es, direkt die Transmissions- und Absorptionseigenschaften von Cirrus-Wolken zu bestimmen. Darüber hinaus ist es auch möglich, mit einer Messplattform die mikrophysikalischen Eigenschaften innerhalb einer Wolke zu untersuchen und mit der zweiten Messplattform die Strahlungseigenschaften über oder unter dieser Wolke zu ermitteln.

Simultane Messungen wären beispielsweise mit zwei Forschungsflugzeugen denkbar. Jedoch ist es schwierig zwei Flugzeuge auf engem Raum, innerhalb von Wolken, zu koordinieren. Messungen mit sehr geringen Abständen zwischen den Flugzeugen sind aufgrund von Sicherheitsbestimmungen nicht möglich. Des Weiteren müssen beide Flugzeuge mit exakt derselben Geschwindigkeit bewegt und die Datensätze im Nachhinein sekundengenau kolokalisiert werden.

Aus diesen Gründen wurde bereits im September 2007 die erste AIRTOSS Kampagne durchgeführt, die simultane Messungen mit einem Lear-Jet und einem an diesem befestigten Schleppkörper ermöglichte. Die AIRTOSS Kampagne fand statt, um das dahinterstehende Messkonzept auszuprobieren und sicherzustellen, dass die Fluglage des Schleppkörpers ausreichend stabil ist und während einer Folgekampagne solare Strahlungsmessungen durchgeführt werden können. Dies wurde bestätigt, indem FREY et al. (2009) die Flugeigenschaften des Schleppkörpers unter konstanten Flugbedingungen in einer Höhe zwischen 5000 und 6400 m unter-



Abbildung 2.1 – Lear-Jet mit herabgelassenem Schleppkörper. Der Schleppkörper ist mit mikrophysikalischen, meteorologischen und solaren Strahlungs-Messinstrumenten bestückt. Betrieben wird diese Tandem-Messplattform von der Gesellschaft für Flugzieldarstellung (GFD) sowie von der Firma *enviscope GmbH*.

suchten. Dabei wurden maximale Rollwinkel von -2.72 und 0.39° sowie maximale Nickwinkel von -0.61 und 0.68° festgestellt.

Die Folgekampagne mit der Bezeichnung AIRTOSS-ICE, wird in dieser Arbeit behandelt. Der Schleppkörper wurde weiterentwickelt und neben Partikelmessinstrumenten zusätzlich mit Strahlungs-, Temperatur- und Feuchtemessinstrumenten ausgestattet. Auch der Lear-Jet wurde mit diesen Instrumenten bestückt und durfte während der AIRTOSS-ICE Kampagne in typischen Höhen von Cirrus-Wolken bewegt werden. Letzteres wurde durch Absolvierung eines aufwendigen luftfahrttechnischen Zertifizierungsverfahrens erreicht, bei dem die Höhenzulassung des Lear-Jets mit montiertem Schleppkörper auf 12500 m erweitert wurde. Abbildung 2.1 zeigt diese Tandem-Messplattform mit der simultan, auf zwei unterschiedlichen Höhenniveaus, Messungen durchgeführt werden konnten.

Messflüge während der AIRTOSS-ICE Kampagne

Tabelle 2.1 zeigt eine Übersicht über die insgesamt zwölf durchgeführten Messflüge. Des Weiteren zeigt sie den Status der verwendeten mikrophysikalischen Instrumente sowie anderer Instrumente, die zur Messung von solarer Strahlung, Temperatur, relativer Feuchte, Position und Lage verwendet wurden (in Abschnitt 3.5 werden die Instrumente im Detail erläutert). Die ersten zehn Flüge wurden aufgrund der Benutzung eines Schleppkörpers und damit verbundenen Sicherheitsbestimmungen in militärischen Sperrgebieten über der Nord- und Ostsee durchgeführt. Die letzten zwei Flüge fanden ohne den Schleppkörper statt und es wurde ein Cirrus-Band über der Nordsee beprobt.

| Flug | Datum | Start (UTC) | Landung (UTC) | Flugzeit (hh:mm) | Schleppkörper | | Lear-Jet | | | Wolkensituation | Anmerkungen |
|------|------------|-------------|---------------|------------------|---------------|----------|----------|-----|-----|-------------------|---|
| | | | | | CCP | Andere | FSSP | CIP | CCP | | |
| 1 | 06.05.2013 | 08:53 | 11:22 | 02:29 | CCP | Kein GPS | - | - | - | Vereinzel Cirren | Nördliches Sperrgebiet. Dünner Cirrus am Vormittag. In-situ erzeugte Cirren am Nachmittag. |
| 2 | 06.05.2013 | 14:11 | 16:41 | 02:30 | CCP | | - | - | - | Mächtige Cirren | |
| 3 | 07.05.2013 | 08:06 | 10:57 | 02:51 | CCP | | - | - | - | Mächtige Cirren | Nördliches Sperrgebiet. Vereinzel Cirren am Vormittag. |
| 4 | 07.05.2013 | 13:15 | 16:30 | 03:15 | CCP | | - | - | - | Mächtige Cirren | Warmfront Cirren am Nachmittag im Zielgebiet. |
| 5 | 08.05.2013 | 08:06 | 10:50 | 02:44 | CCP | | - | - | - | Keine Cirren | Nördliches Sperrgebiet. |
| 6 | 29.08.2013 | 08:29 | 10:57 | 02:28 | CCP | | - | - | - | Mächtige Cirren | Nördliches Sperrgebiet. Warmfront mit Cirren. |
| 7 | 29.08.2013 | 14:21 | 16:09 | 01:48 | CCP | | - | - | - | Keine Cirren | Nördl. Sperrg.. Keine Datenaufzeichnung im Schleppkörper. |
| 8 | 30.08.2013 | 08:05 | 10:13 | 02:08 | CCP | | - | - | - | Cirruschichten | Nördliches Sperrgebiet. Dünne Cirren beprobt. |
| 9 | 03.09.2013 | 08:00 | 10:40 | 02:40 | CCP | | - | - | - | Sehr hoher Cirrus | Nördliches Sperrgebiet. Cirren in unterschiedlichen Höhen. |
| 10 | 04.09.2013 | 08:11 | 11:10 | 02:59 | CCP | | - | - | - | Mächtige Cirren | Östl. Sperrg.. Warmfront mit hereinziehenden Cirren beprobt. |
| 11 | 05.09.2013 | 07:36 | 11:06 | 03:30 | - | - | - | - | - | Versch. Wolken | Flug nach Island. Cirrusband über der Nordsee. Aufgrund niedriger Tropopausenhöhe wird die Stratosphäre erreicht. |
| 12 | 05.09.2013 | 12:03 | 15:25 | 03:22 | - | - | - | - | - | Versch. Wolken | |

Tabelle 2.1 – Übersicht der Messflüge, die während der AIRTOSS-ICE Kampagne durchgeführt wurden. Die Farben kennzeichnen den Status der Messdaten (rot = keine Daten infolge eines Instrumentenausfalls, gelb = Daten teilweise vorhanden, grün = Daten vollständig).

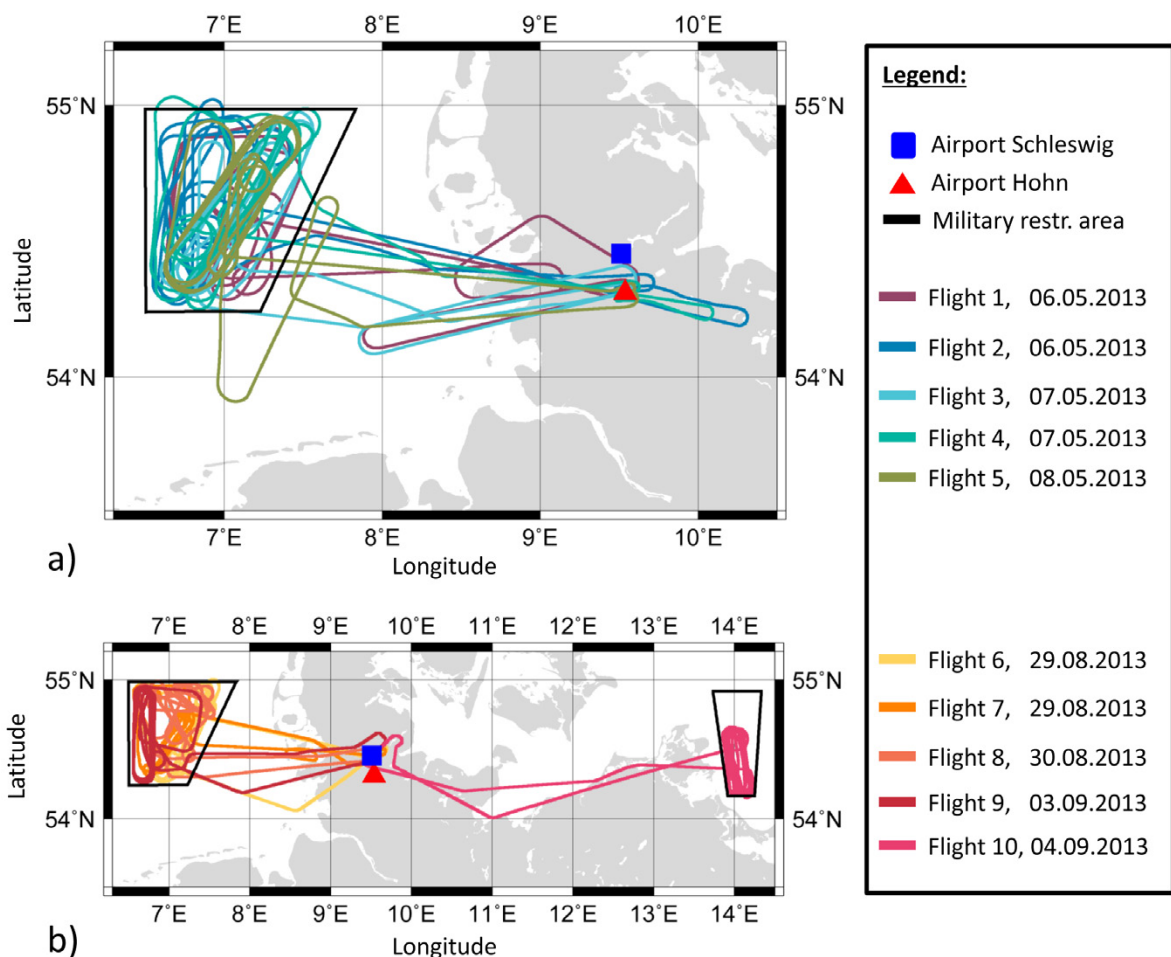


Abbildung 2.2 – Flugpfade des Lear-Jets während der AIRTOSS-ICE Kampagne. a) Erster Teil der Kampagne im Mai 2013, ausgehend vom Fliegerhorst Hohn. b) Zweiter Teil im August und September 2013, ausgehend vom Fliegerhorst Schleswig. Eingezeichnet sind nur Flüge bei denen Messungen mit dem Schleppkörper, innerhalb der militärischen Sperrgebiete (schwarz eingeraumte Bereiche), durchgeführt wurden.

Während der Kampagne gab es unterschiedliche meteorologische Situationen. Bei drei Messflügen (Flug 4, 6 und 10) wurden Cirrus-Wolken im Zusammenhang mit einer Warmfront angetroffen. Diese Wolken zeigten eine besonders mächtige vertikale Ausdehnung. Für andere Messflüge (Flug 1 und 8) waren die Cirrus-Wolken sehr dünn oder traten in unterschiedlichen Höhen (Flug 9) auf.

Ausgehend vom Fliegerhorst Hohn fand der erste Teil der Kampagne (Flug 1 - 5) statt. Der zweite Teil (Flug 6 - 12) wurde vom Fliegerhorst Schleswig durchgeführt. Abbildung 2.2 zeigt die Flugpfade von allen Messflügen, die mit dem Schleppkörper (Flug 1 - 10) stattgefunden haben. Während des ersten Teils der Kampagne (Flug 1 - 5) wurde nur das militärische Sperrgebiet über der Nordsee angefliegen (siehe Abbildung 2.2a). Der Vorteil dieses Sperrgebietes liegt in dessen geometrischer Erstreckung, welche deutlich mehr Raum für die Flugplanungen sowie Manöver einräumte und wurde deswegen vorrangig verwendet. Beim zweiten Teil der Kampagne wurde aufgrund der Wolkensituation während Messflug 10 zusätzlich das kleinere militärische Sperrgebiet über der Ostsee angefliegen.

2.2 Die VERDI Kampagne - 2012

Die *VERTical Distribution of Ice in Arctic Clouds* (VERDI) Kampagne, auf deren Ergebnisse in Kapitel 5.2 und 5.3 genauer eingegangen wird, wurde zwischen dem 25.04.2012 und dem 17.05.2012 in der Stadt Inuvik, im Nordwesten von Kanada, am Rande der südöstlichen Beaufortsee, durchgeführt. Bei VERDI handelt es sich um ein deutsches Forschungsprojekt, das unter der Leitung des LIM gemeinsam mit dem MPIC, dem IPA, dem FZJ, dem Deutschen Zentrum für Luft und Raumfahrt (DLR), dem Alfred-Wegener-Institut für Polar und Meeresforschung (AWI) sowie dem Aurora Research Institut in Inuvik durchgeführt wurde.

Ziel der Kampagne war es, den Einfluss von Wolken auf das arktische Klimasystem besser zu verstehen. Dafür wurde die Verteilung zwischen Flüssigwassertropfen und Eiskristallen in Mischphasen-Wolken untersucht. Des Weiteren wurden Grenzschicht-Wolken und insbesondere die oberen Wolkenränder beprobt, um die mikrophysikalischen Prozesse sowie die Auswirkungen auf den Strahlungshaushalt besser zu verstehen. Als Messplattform wurde ein Basler BT-67 Forschungsflugzeug mit der Bezeichnung POLAR 5 vom AWI eingesetzt, das in Abbildung 2.3 mit unter den Tragflächen montierten Flügelsonden zu sehen ist.



Abbildung 2.3 – Das Forschungsflugzeug POLAR 5, mit unter den Tragflächen montierten Flügelsonden, wurde während der VERDI Kampagne als Messplattform eingesetzt.

| Flug | Datum | Start (UTC) | Landung (UTC) | Flugzeit (hh:mm) | Flügelsonden | | | | | Beschreibung | |
|------|------------|-------------|---------------|------------------|--------------|-----|-----------|---------|-----|--------------|--|
| | | | | | CCP | SID | NIXE-CAPS | DLR-CAS | PIP | | |
| 1 | 25.04.2012 | 16:18 | 18:02 | 01:44 | | | | | | - | Test-Flug für in-situ Messinstrumente. Starke Vereisung am Flugzeug. |
| 2 | 27.04.2012 | 15:30 | 19:21 | 03:51 | | | | | | - | Tiefe Schichtwolke unter klarem Himmel. Diese wird auf drei unterschiedlichen Höhen vermessen. In einer Höhe von 900 m befinden sich Eiskristalle. Wenig Eiskristalle zwischen den Wolkenschichten. In den unteren Wolkenschichten sind nur unterkühlte Tropfen vorhanden. |
| 3 | 27.04.2012 | 20:23 | 23:32 | 03:09 | | | | | | - | Derselbe Flugpfad wie zuvor. Wolken beginnen sich aufzulösen. Eine Eiswolke wird in einer Höhe von 3000 m detektiert. Die tiefen Wolken zeigen, wie beim Flug zuvor, unterkühlte Tropfen. |
| 4 | 29.04.2012 | 16:19 | 21:07 | 04:48 | | | | | | - | Tiefe, stabile Wolkenschicht. Zunächst werden Strahlungsmessungen oberhalb der Wolkenschicht durchgeführt. Hohe Cirrus Bewölkung ist nicht vorhanden. Danach in-situ Messungen innerhalb der Wolken. Tropfen bis zu einem Durchmesser von 20 µm werden am oberen Wolkenrand detektiert. Innerhalb der Wolke sind Eispartikel und kleinere Tropfen vorhanden. |
| 5 | 30.04.2012 | 15:57 | 20:29 | 04:32 | | | | | | - | Detektion einer massiven Mischphasenwolke mit einer komplexen Schichtstruktur. Die in-situ Instrumente zeichnen Wasser-, Eispartikel sowie Schneefall mit Partikeln > 2 mm auf. |
| 6 | 03.05.2012 | 18:05 | 21:43 | 03:38 | | | | | | - | Tiefe, sehr dünne Schichtwolke. Vermessung erfolgt auf drei unterschiedlichen Höhenniveaus. |
| 7 | 05.05.2012 | 15:51 | 19:51 | 04:00 | | | | | | - | Wolkenschicht zwischen 250 und 500 m über der Beaufort See. Angrenzend an dieser Schicht befindet sich eine Aerosolschicht mit einer Erstreckung bis zu einer Höhe von 1250 m. |
| 8 | 08.05.2012 | 17:24 | 20:53 | 03:29 | | | | | | - | Zwei Wolkenschichten, in denen sich Tropfen sowie vereinzelt Eiskristalle mit geringem Durchmesser und geringer Anzahlkonzentration befinden. |
| 9 | 10.05.2012 | 16:38 | 20:27 | 03:49 | | | | | | - | Tiefe Wolken und eine auflösende Altostratus-Schicht. Hauptsächlich werden Tropfen mit vereinzelt Eispartikeln detektiert. |
| 10 | 14.05.2012 | 19:20 | 23:49 | 04:29 | | | | | | - | Gabelförmiges Flugmuster bei dem zwei Wolkenschichten im nördlichen Teil beobachtet werden. Sehr geringe Aerosolkonzentration. |
| 11 | 15.05.2012 | 17:50 | 22:19 | 04:29 | | | | | | - | Gleiches Flugmuster wie am Tag zuvor. Schichtwolken werden detektiert. Größenverteilungen an der Wolkenoberkante zeigen Auffälligkeiten. |
| 12 | 16.05.2012 | 18:17 | 21:57 | 03:40 | | | | | | - | Flugmuster im selben Bereich wie an den zwei Tagen zuvor. Es werden hauptsächlich Flüssigwasserwolken detektiert. |
| 13 | 17.05.2012 | 15:52 | 20:10 | 04:18 | | | | | | - | Flugmuster identisch mit Flug 12. Es werden erneut Flüssigwasserwolken detektiert. |

Tabelle 2.2 – Messflüge der VERDI Kampagne mit wechselnder Flügelsondenkonfiguration. Die Farben kennzeichnen den Status der Messdaten (rot = keine Daten infolge eines Instrumentenausfalls, gelb = Daten teilweise vorhanden, grün = Daten vollständig).

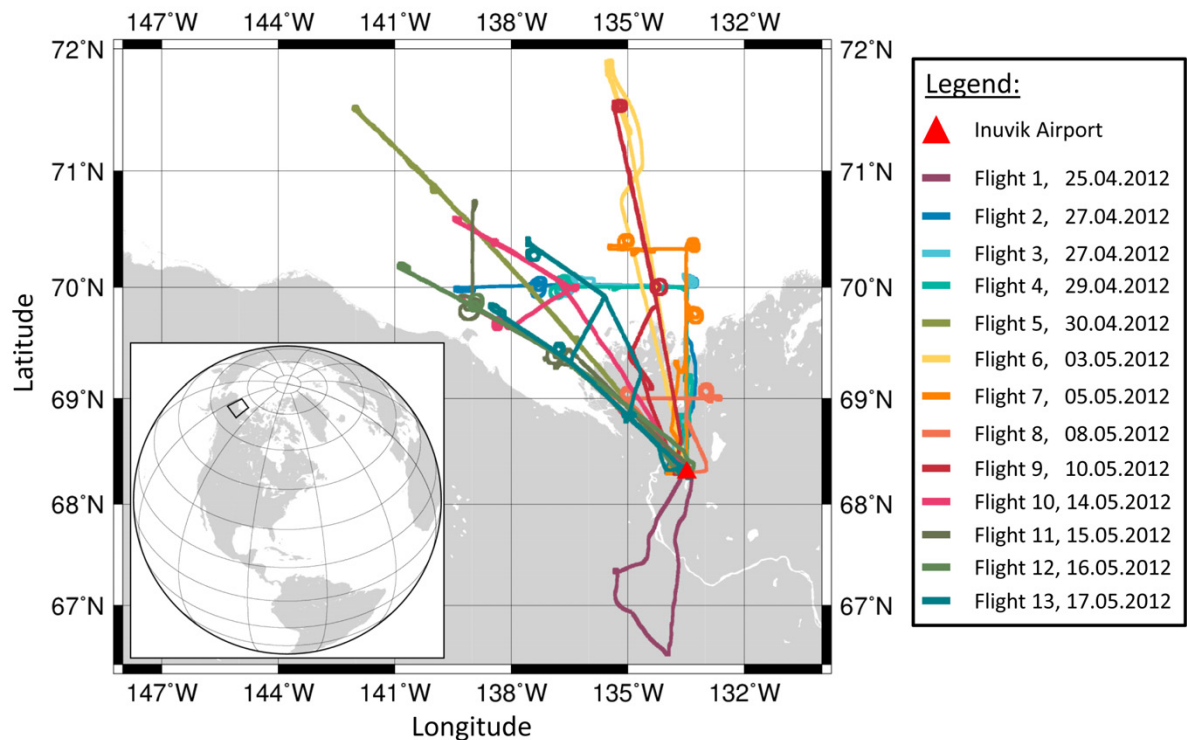


Abbildung 2.4 – Flugpfade von allen dreizehn Messflügen sowie die Position des Mike Zubko Flughafens in Inuvik. Auf der kleinen Karte ist die Größe des im Norden von Kanada befindlichen Messgebietes eingezeichnet.

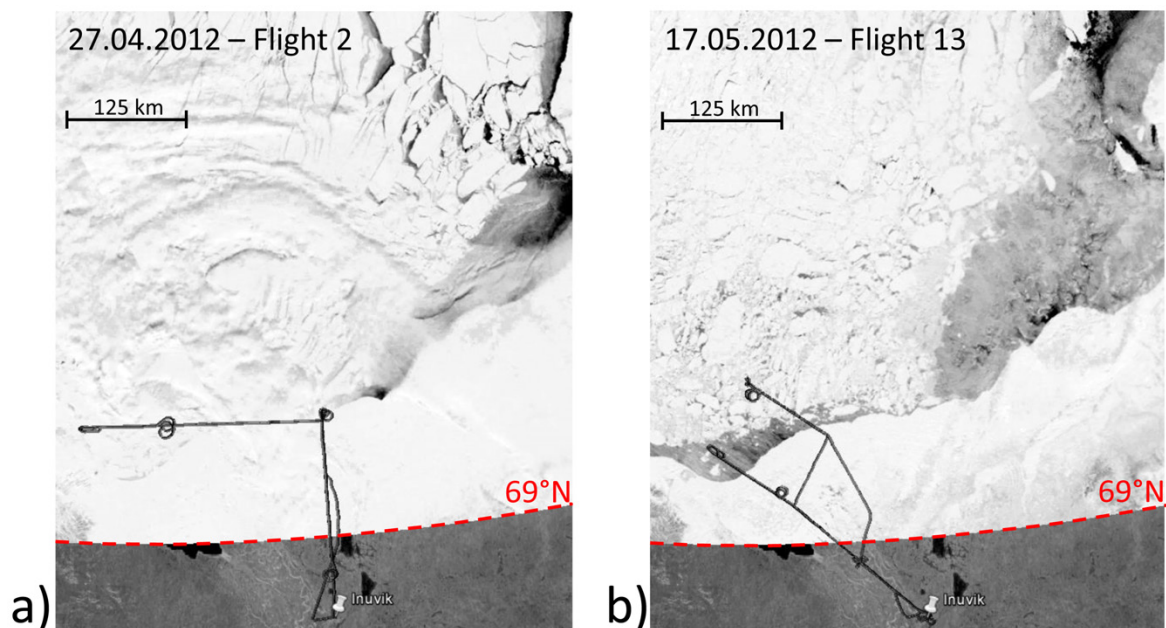


Abbildung 2.5 – Satellitenbild von der Eisbedeckung nördlich 69° geografischer Breite zu Beginn (a) und am Ende (b) der VERDI Kampagne. Zur besseren Orientierung sind die Flugpfade der einzelnen Messflüge eingezeichnet, die an den Tagen stattfanden als die Satellitenbilder aufgenommen wurden. Die Satellitenbilder basieren auf Daten von MODIS (*Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer*, siehe <https://earthdata.nasa.gov/data/near-real-time-data/rapid-response/modis-subsets>) und wurden mit dem Programm *Google earth* (siehe <https://earth.google.de/>) dargestellt.

Messflüge während der VERDI Kampagne

Während der VERDI Kampagne wurden 13 Messflüge durchgeführt. Tabelle 2.2 zeigt eine Übersicht und jeweils eine kurze Beschreibung der einzelnen Messflüge sowie die jeweils eingesetzte Flügelsondenkonfiguration. Die verwendeten Instrumente werden im Detail in Abschnitt 3.6 beschrieben. Probleme mit der Stromversorgung im Flugzeug führten für die Flüge 7 bis 9 zu einer Reduzierung der Flügelsonden. Während der zweiten Hälfte der Messkampagne (Flug 7 - 13) wurden überwiegend Flüssigwasser-Wolken beobachtet. Eispartikel traten nur noch vereinzelt auf. Abbildung 2.4 zeigt das Fluggebiet, in dem die Messflüge stattgefunden haben. Der Mike Zubko Flughafen in Inuvik war Ausgangs- und Endpunkt für jeden Messflug. Flug 1 am 25.04.2012, der als Test-Flug diente, wurde südlich von Inuvik über Land durchgeführt. Flug 5 am 30.04.2012 reichte bis in den Luftraum von Alaska. Alle anderen Flüge fanden im kanadischen Luftraum über der Beaufortsee statt, die zu Beginn der Kampagne großflächig mit Eis bedeckt war.

Abbildung 2.5 stellt die Eisbedeckung der Beaufortsee an der nördlichen Küste von Kanada zu Beginn (siehe Abbildung 2.5a) und am Ende (siehe Abbildung 2.5b) der VERDI Kampagne dar. Durch einen jahreszeitlich bedingten Anstieg der Umgebungstemperaturen ist das Meereis kontinuierlich zurückgewichen und hat den Küstenbereich größtenteils freigegeben. Die daraus resultierenden offenen Wasserflächen führen zu einer Verringerung der Albedo in diesem Küstengebiet.

3 Messtechnik und verwendete Instrumente

Um bei der Bestimmung der mikrophysikalischen Eigenschaften von Wolkenpartikeln einen Größenbereich von einer Nanometer-Skala bis hin zu einer Millimeter-Skala abzudecken, werden unterschiedliche Instrumente verwendet. Form und Phase der Wolkenpartikel werden von diesen Instrumenten mit verschiedenen Messverfahren ermittelt. Das vorliegende Kapitel beschreibt ausführlich zwei Arten von Wolkenpartikel-Instrumenten, die auf der Detektion von vorwärts-gerichtetem Streulicht sowie auf der Aufnahme von zweidimensionalen Schattenbildern basieren. Des Weiteren werden einzelne Parameter von Wolkenpartikeln sowie andere Instrumente erläutert, die während der vorgestellten Kampagnen (vgl. Kapitel 2) verwendet wurden.

3.1 Detektion von Wolkenpartikeln mittels vorwärts-gerichtetem Streulicht

Die Entwicklung von Laser-basierten, optischen, Partikel-zählenden Instrumenten hat die Messtechnik in der Wolkenforschung revolutioniert. Der Vorteil von diesen Instrumenten gegenüber den zuvor hauptsächlich benutzten Partikel-sammelnden Instrumenten (Impaktoren) ist, dass Partikel mit einem Laserstrahl detektiert und in-situ vermessen werden, ohne diese Partikel dabei zu verändern oder aus der freien Luftströmung zu entnehmen.

Um dies umzusetzen werden in dem von KNOLLENBERG (1976) entwickelten *Forward Scattering Spectrometer Probe* (FSSP) Instrument zwei Fotodetektoren verwendet, die das an einem Partikel gestreute Licht in einem Winkel zwischen 0 und 12°, konzentrisch um die Achse des Laserstrahls, detektieren. Eine Blende (bezeichnet als *Dump-Spot*) schattet dabei den Laserstrahl ab, damit dieser das Signal an den Detektoren nicht dominiert. Diese Abschattung bewirkt, dass die Detektoren letztendlich nur das Streulicht in einem Winkel zwischen 4 und 12°, konzentrisch um die Achse des Laserstrahls, detektieren. Es wird ein größenbestimmender und ein qualifizierender Fotodetektor verwendet. Anhand des Messsignals von beiden Fotodetektoren wird zwischen realen Detektionsereignissen und wahrscheinlichen Messartefakten unterschieden (MOLLEKER, 2014).

Die mathematische Beschreibung der Streuung erfolgt mittels der Beugungstheorie, welche auf Lösung der Maxwell-Gleichungen basiert und von MIE (1908) vervollständigt wurde. MIE (1908) löste die Maxwell-Gleichungen für auf eine isotrope Sphäre einfallende, monochromatisch ebene Welle. Diese Lösung dient in der Partikelmesstechnik zur Größenbestimmung von streuenden Körpern, hier von Wolkenpartikeln. Absorptionseffekte können oft, abhängig von der jeweiligen chemischen Zusammensetzung des Partikels, vernachlässigt werden (PENN-DORF, 1960). Abbildung 3.1 zeigt die Mie-Phasenfunktion für zwei unterschiedliche Partikeldurchmesser. Je größer der Partikeldurchmesser ist, desto ausgeprägter ist das gestreute Licht in Vorwärtsrichtung. Dieses Verhalten ist für den Winkelbereich des FSSP Instrumentes, in dem das Licht detektiert wird, von Vorteil. Das FSSP Instrument detektiert Partikel mit einem Durchmesser zwischen 2 und 47 μm .

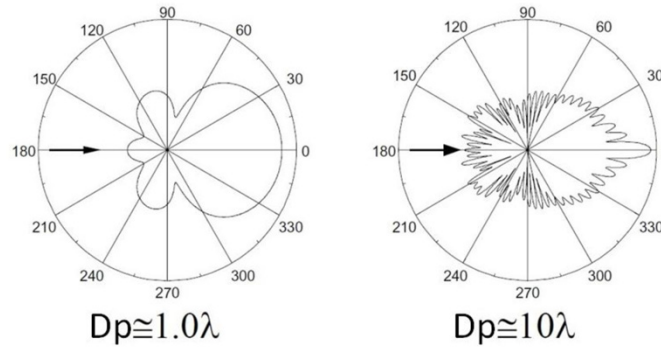


Abbildung 3.1 – Mie-Phasenfunktionen für unterschiedliche Partikeldurchmesser. Links $D_p = \lambda$, rechts $D_p > \lambda$. Mit einer Zunahme des Partikeldurchmessers prägt sich eine Lichtstreuung in Vorwärtsrichtung aus. Die Pfeile kennzeichnen die Richtung des einfallenden Lichtes (nach JENSEN (2004)).

Eine Weiterentwicklung des FSSP Instrumentes ist das *Cloud Combination Probe - Cloud Droplet Probe* (CCP-CDP) Instrument. Der Vorteil von diesem Instrument ist eine geringere Größe, eine schnellere Elektronik sowie die Ermittlung der Detektionszeiten von jedem einzeln erfassten Partikel.

Abbildung 3.2 zeigt schematisch das Messprinzip des CCP-CDP Instrumentes. Bewegt sich ein Partikel (schwarzer Punkt in Abbildung 3.2) durch den Laserstrahl, wird das Licht vorwärtsgerichtet gestreut. Das in einem Winkel von 4 bis 12° gestreute Licht wird, nachdem es durch eine Sammellinse kollimiert wurde, mit einem Spiegel umgelenkt. Eine Aussparung innerhalb des Spiegels führt den Laserstrahl zu dem sogenannten *Dump-Spot* Monitor, der die Laserleistung erfasst. Nach dem Passieren einer weiteren Sammellinse trifft das vorwärtsgerichtete Streulicht auf einen Strahlteiler (engl. *Beam Splitter*), der das Licht in zwei Teilstrahlen trennt. Hinter dem Strahlteiler befinden sich, wie bereits für das FSSP Instrument erläutert, ein qualifizierender (engl. *Qualifier*) und ein größenbestimmender (engl. *Sizer*) Detektor. Der qualifizierende Detektor wird von einer Maske teilweise abgedeckt. Befindet sich das detektierte Partikel im Fokusbereich bzw. Bildfeldtiefenbereich *DoF* (engl. *Depth of Field, DoF*) des Instrumentes, wird das gesamte vorwärtsgerichtete Streulicht auf dem qualifizierenden Detektor abgebildet. Befindet sich das Partikel außerhalb des Bildfeldtiefenbereiches (blauer Punkt in Abbildung 3.2), so wird ein Teil des vorwärts gestreuten Lichts durch die Maske abgeschirmt und das auf dem Detektor auftreffende Licht führt zu einem geringeren Signal.

Um die mikrophysikalischen Eigenschaften aus Partikelmessungen zu ermitteln, müssen spezifische Parameter der vorgestellten Instrumente, wie die Messfläche *SA* (engl. *Sample Area, SA*) und das Messvolumen *SV* (engl. *Sample Volume, SV*) bekannt sein. Die Messfläche *SA* beschreibt den Fokusbereich des Lasers, in dem Partikel fokussiert detektiert werden. Ein Partikel außerhalb des instrumentenspezifischen Fokusbereiches wird daher nicht detektiert. Durch die Bewegung des Instrumententrägers, z. B. eines Forschungsflugzeuges, dehnt sich die Messfläche *SA* zu einem Messvolumen *SV* aus. Dieses besitzt die Einheit m^3 und berechnet sich nach:

$$SV = SA \cdot TAS \cdot t_{int}. \quad (3.1)$$

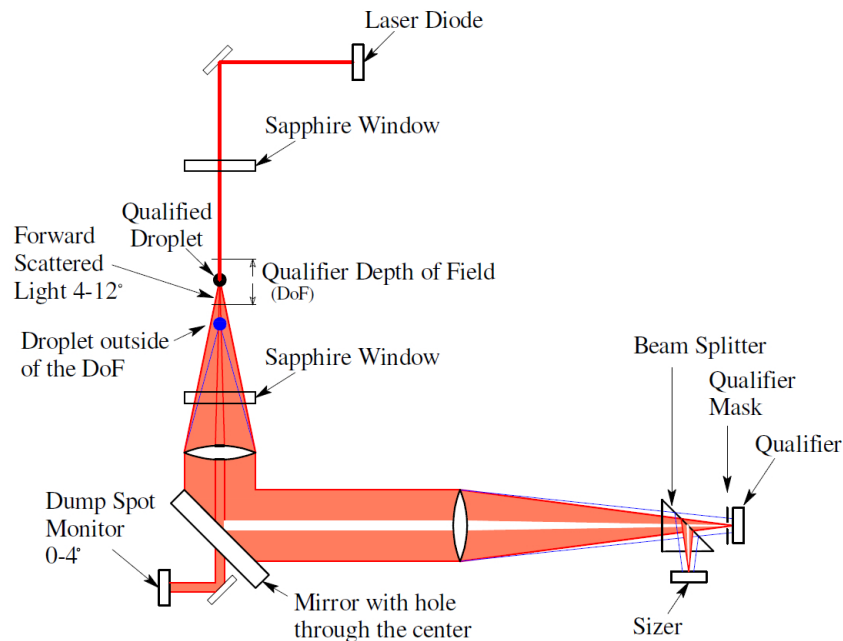


Abbildung 3.2 – Messprinzip des CCP-CDP Instrumentes. Eine Laserdiode emittiert einen Laserstrahl, der zwischen zwei Saphir-Kristallglas-Fenstern einen Teil der freien Atmosphäre passiert. Wird in diesem Bereich ein Partikel detektiert, dann wird das vorwärts-gerichtete Streulicht dieses Partikels über ein optisches System auf zwei Detektoren projiziert. Befindet sich das Partikel im *DoF*, dann wird mit dem größenbestimmenden Detektor der Durchmesser des Partikels ermittelt (LANCE et al., 2010).

Dabei wird die Messfläche SA in m^2 und die Fluggeschwindigkeit TAS (engl. *True Air Speed*, TAS) in m s^{-1} angegeben. Die Messzeit in Sekunden wird mit t_{int} definiert. Für Instrumente deren Messmethoden auf vorwärts-gerichtetem Streulicht basieren ist SA konstant. Die Messflächen vom FSSP und vom CCP-CDP Instrument wurden mit einem Tröpfchengenerator (MOLLEKER, 2014; LANCE et al., 2010) bestimmt und lauten $SA_{FSSP} = 0.42 \pm 0.025 \text{ mm}^2$ sowie $SA_{CCP-CDP} = 0.27 \pm 0.025 \text{ mm}^2$.

3.2 Wolkenpartikelmessungen mithilfe von Schattenbildaufnahmen

Instrumente die auf der Detektion von vorwärts-gerichteter Lichtstreuung basieren, geben keine Information über die Form der beprobten Wolkenpartikel. Mit der von KNOLLENBERG (1970) vorgestellten Messmethode, die mithilfe eines Lasers und eines Fotodioden-Arrays den zweidimensionalen Schatten von einem Partikel aufzeichnet, wird diese Zusatzinformation geliefert. Das *Precipitation Imaging Probe* (PIP) Instrument basiert auf dieser Messmethode und ist ein kommerziell verfügbares Instrument zur Charakterisierung von Wolkenpartikeln mit geometrischen Durchmessern zwischen 100 und 6400 μm . Es wurde von der Firma *Droplet Measurement Technologies, Inc.* (DMT) für flugzeuggetragene Messungen entwickelt und gebaut. Da das vom Hersteller gelieferte Instrument ungeeignet für den Flugzeugeinsatz war, wurde es vom IPA modifiziert und weiterentwickelt. Unter anderem wurde der Messkopf angepasst, um dessen Stabilität zu erhöhen. Zusätzlich wurden temperaturgeregeltte Heizele-

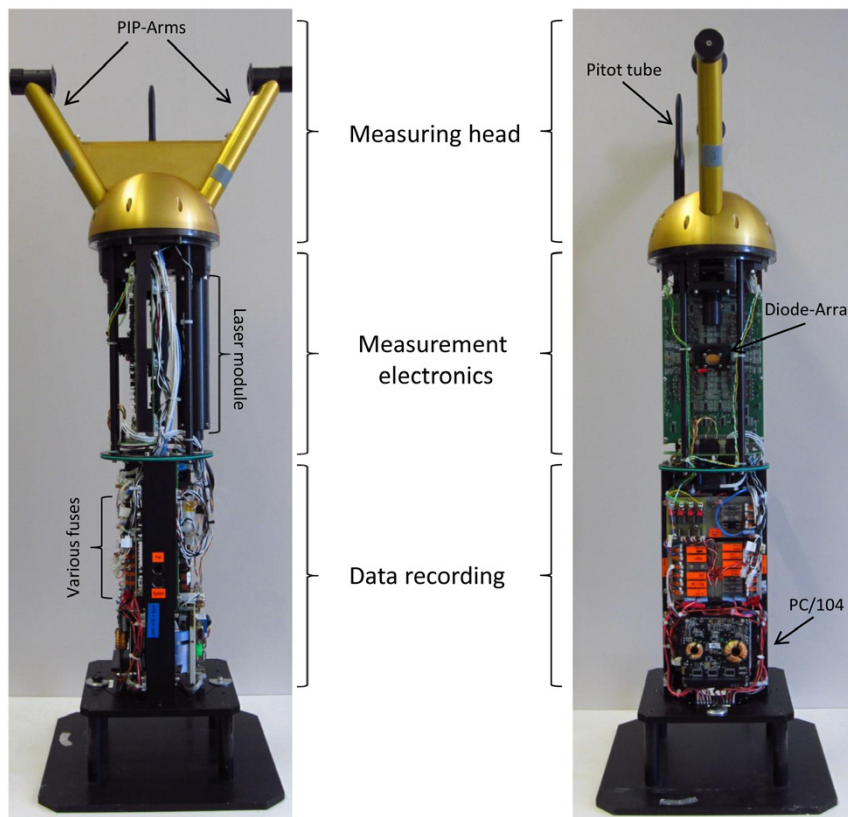


Abbildung 3.3 – Seitenansichten des PIP Instrumentes. Das Instrument besteht aus den Hauptkomponenten Datenaufzeichnung, Messelektronik und Messkopf.

mente angebracht, die Eisbildungsprozesse am Instrument größtenteils verhindern. Außerdem wurde ein Messrechner im Instrument eingesetzt, der eine autonome Datenaufzeichnung ermöglicht. Abbildung 3.3 zeigt das modifizierte und weiterentwickelte Instrument, welches aus den Hauptkomponenten Datenaufzeichnung, Messelektronik und Messkopf besteht. An dem Messkopf sind zwei Ausleger angebracht, in denen sich jeweils ein optisches System befindet. Die Stabilität der Ausleger wird durch eine scharfkantige, beheizbare Platte erhöht. In der Mitte des Messkopfes befindet sich ein Pitot-Rohr, welches zur Erfassung der Fluggeschwindigkeit und damit der Messung der *TAS* dient.

Unterhalb des Messkopfes ist die Messelektronik des Instrumentes verbaut. Hier befinden sich ein 50 mW Lasermodul und ein Dioden-Array, welches aus 64 linear angeordneten Fotodioden besteht. Die Datenaufzeichnung wird durch ein PC/104-Modul, das zusammen mit diversen Sicherungen für Heizungen im unteren Teil des Instrumentes verbaut ist, gewährleistet.

Das PIP-Design basiert, wie alle Instrumente die mithilfe eines Lasers und einem Fotodioden-Array arbeiten (im Folgenden als bildgebende Instrumente bezeichnet), auf einer optischen Bildgebung. Abbildung 3.4a zeigt schematisch die Funktionsweise des PIP Instrumentes. Ausgehend von einem Lasermodul wird ein Laserstrahl mit einer Wellenlänge von 660 nm durch ein optisches System auf die 64 Fotodioden geführt. Bewegt sich ein Partikel durch den Laserstrahl, wird ein Schatten von diesem Partikel auf dem Fotodioden-Array projiziert. Sobald das Signal einer einzelnen Fotodiode um 50 % abgeschwächt ist, gilt diese Fotodiode als unbelichtet. Jede unbelichtete Fotodiode zeigt somit in dem später erzeugten Schattenbild

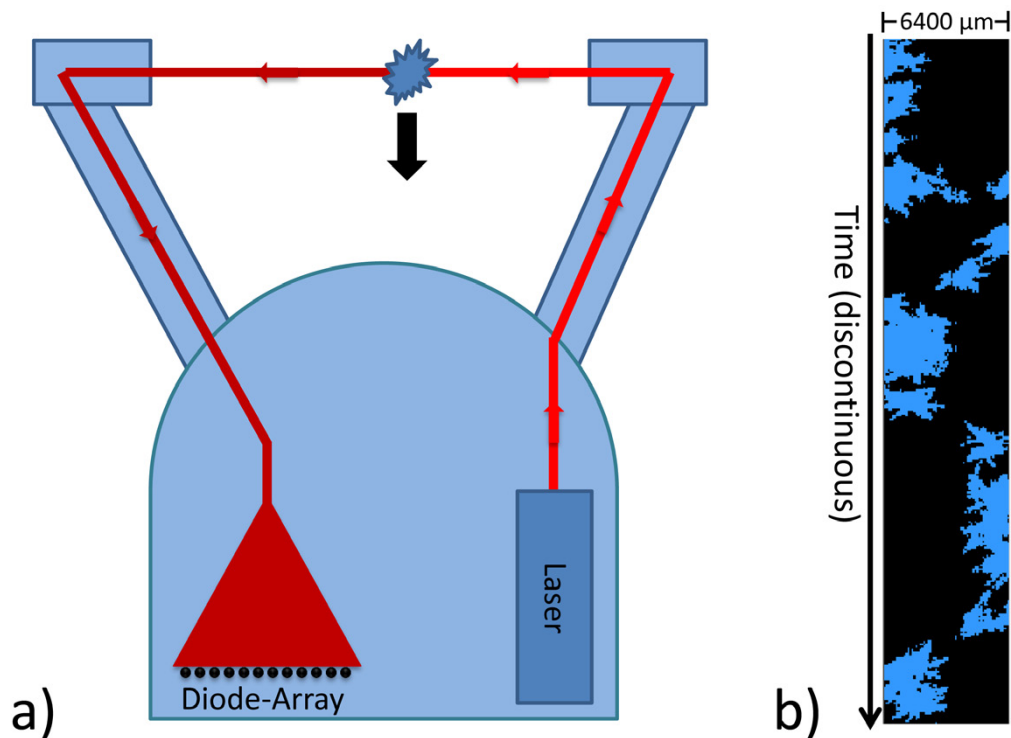


Abbildung 3.4 – Messprinzip des PIP Instrumentes. a) Ein Laserstrahl wird ausgehend von einem Lasermodul durch ein optisches System auf ein lineares Fotodioden-Array geführt. Wird ein Partikel durch den Laserstrahl gelenkt, bildet sich der Schatten von diesem Partikel auf dem Fotodioden-Array ab. b) Die detektierten Schattenbilder werden in Bildstreifen abgespeichert und können anschließend mit entsprechender Software zu zusammenhängenden Bildern rekombiniert und evaluiert werden.

(siehe Abbildung 3.4b) ein ausgefülltes Pixel. Bei der Projektion der Schattenbilder auf das Fotodioden-Array werden diese um den Faktor 2 vergrößert, damit jede einzelne Fotodiode mit einem Durchmesser von $200\ \mu\text{m}$ eine Auflösung von $100\ \mu\text{m}$ erreicht. Die 64 Fotodioden ermöglichen es somit den Schatten eines Partikels mit einem maximalen Durchmesser von $6200\ \mu\text{m}$ komplett darzustellen (DMT, 2012). Da bei dem PIP Instrument ein lineares Array verwendet wird, muss die Abtastgeschwindigkeit der Fotodioden (maximal 12 MHz) der entsprechenden Fluggeschwindigkeit angepasst werden. Je höher die Geschwindigkeit des Flugzeuges ist, desto hochfrequenter muss auch die Bildaufnahme durch die Fotodioden erfolgen. Aus diesem Grund wird die aktuelle Geschwindigkeit mithilfe des Pitot-Rohres ermittelt und aufgezeichnet. Die Schattenbilder der detektierten Partikel werden elektronisch in Puffern (engl. *Buffer*) abgelegt. Ist ein Puffer angefüllt, werden die Daten auf einem Halbleiterlaufwerk (engl. *Solid-State-Drive*, SSD) des PC/104 ausgelagert. Die ausgelagerten Daten werden komprimiert in einer Datei gespeichert, sodass diese später mit entsprechender Software ausgelesen und weiter verarbeitet werden können.

Ein anderes Instrument, das in dieser Arbeit verwendet wird und ebenfalls auf der Aufnahme von Schattenbildern basiert, ist die *Cloud Combination Probe - Cloud Imaging Probe grayscale* (CCP-CIPg). Das optische System innerhalb des CCP-CIPg Instrumentes vergrößert

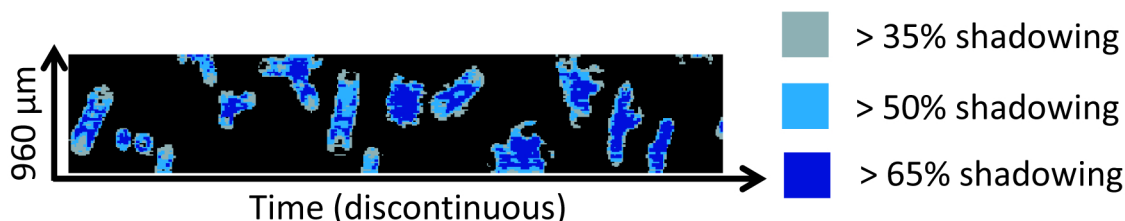


Abbildung 3.5 – Eispartikel, aufgenommen mit dem CCP-CIPg Instrument. Die unterschiedlichen Farben kennzeichnen die Intensität der Abschattung. Die Eispartikel wurden innerhalb einer Cirrus-Wolke am 06.05.2013 (während der AIRTOSS-ICE Kampagne) detektiert.

bert das aufgenommene Schattenbild eines Partikels um den Faktor 13, damit eine Auflösung von $15\ \mu\text{m}$ pro Fotodiode erreicht wird. Somit wird ein Partikeldurchmesserbereich von 15 bis $960\ \mu\text{m}$ abgedeckt. Zusätzlich bietet das CCP-CIPg Instrument die Möglichkeit zwischen der Intensität der Abschattung zu unterscheiden. Die Schwellwerte 35 , 50 und 65% definieren die Abschattungsintensität der Fotodioden und können nach Belieben angepasst werden. Mithilfe dieser Abschattungsstufen werden Beugungsphänomene, wie das Auftreten des sogenannten *Poisson-Spots*, besser korrigiert und ermöglichen somit eine genauere Größenbestimmung der Partikel (KOROLEV, 2007a; KOROLEV et al., 1998). Die Abschattungsstufen werden in den aufgezeichneten Schattenbildern durch unterschiedliche Farben gekennzeichnet und sind in Abbildung 3.5 für exemplarische Schattenbilder angegeben. Die Frequenz mit der die Fotodioden die Schattenbilder abtasten ist wie auch bei dem PIP Instrument abhängig von der Fluggeschwindigkeit und wird deshalb kontinuierlich mit einem Pitot-Rohr erfasst.

Die Messfläche SA für bildgebende Instrumente ist im Gegensatz zu Instrumenten die auf vorwärts-gerichteter Lichtstreuung basieren nicht konstant, sondern berechnet sich nach:

$$SA = DoF \cdot w_{eff} \quad (3.2)$$

mit

$$DoF = \pm Z_{Max} \cdot \frac{R_p^2}{\lambda} \quad (3.3)$$

und

$$w_{eff} = [res(num - 1) - D_p]. \quad (3.4)$$

Die effektive Array-Weite w_{eff} (engl. *Effective Array Width*) ergibt sich aus der Auflösung res ($15\ \mu\text{m}$ für CCP-CIPg, $100\ \mu\text{m}$ für PIP) und der Anzahl num der verwendeten Fotodioden (CCP-CIPg und PIP Instrument besitzen jeweils 64 Fotodioden) sowie aus dem Partikeldurchmesser D_p . Gleichung 3.4 gilt, wenn sich der Schatten des detektierten Partikels innerhalb des Fotodioden-Arrays befindet und die Fotodioden am Rand des Arrays nicht abgeschattet sind. Andere Berechnungsmethoden von w_{eff} , erläutert in FREY (2011), erlauben es unvollständig abgebildete Partikel zu rekonstruieren. Zur Bestimmung der Bildfeldtiefe DoF (vgl. Gleichung 3.3) muss die Wellenlänge λ des Lasers ($658\ \text{nm}$ für CCP-CIPg, $660\ \text{nm}$ für PIP) sowie der Partikelradius R_p bekannt sein. Z_{Max} definiert den maximalen Abstand, ab dem keine Partikeldetektion mehr erfolgt. KNOLLENBERG (1970) hat für Abschattungen von 50% ein Wert von $Z_{Max} \approx 3$ bestimmt. Abbildung 3.6 zeigt, dass DoF und w_{eff} die Messfläche SA aufspannen. Zusammen mit der Fluggeschwindigkeit TAS und der Messzeit t_{int} wird das Messvolumen SV gebildet (vgl. Gleichung 3.1).

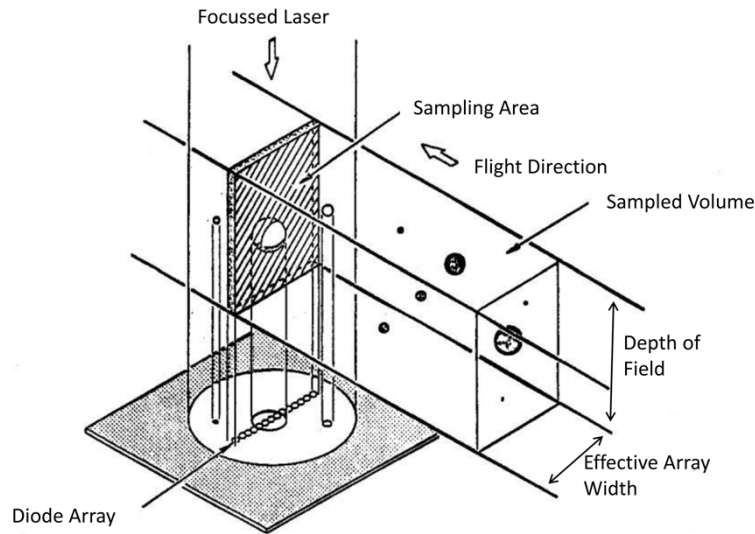


Abbildung 3.6 – Darstellung von Messfläche, Messvolumen, Bildfeldtiefe und effektiver Array-Weite eines bildgebenden Instrumentes. Die Messfläche spannt sich durch die Bildfeldtiefe und die effektive Array-Weite auf und liegt im Fokusbereich des Lasers. Die Größe des Messvolumens ist abhängig von der Fluggeschwindigkeit (nach BAUMGARDNER und KOROLEV (1997)).

3.3 Parameter von Wolkenpartikeln

Größenverteilung und Partikelanzahlkonzentration sind Parameter, die zur Charakterisierung von Wolken verwendet werden. Um diese zu erläutern, wird ein Beispiel herangezogen.

Es wird angenommen, dass während einer Messzeit von 1 s und einer Fluggeschwindigkeit von $TAS = 80 \text{ m s}^{-1}$ das CCP-CDP Instrument insgesamt 350 Wolkenpartikel mit unterschiedlichen Durchmessern detektiert hat. Aufgrund der unterschiedlichen Größen werden die Partikel verschiedenen Größenklassen j (engl. *size-bins*) im CCP-CDP Instrument zugeordnet. Es gelangen 50 Partikel in Größenklasse $j = 9$ (in einem Durchmesserbereich von 18.2 bis 19.9 μm), 200 Partikel in Größenklasse $j = 10$ (19.9 bis 22 μm) und 100 Partikel in Größenklasse $j = 11$ (22 bis 23.8 μm). Insgesamt werden für das CCP-CDP Instrument $k = 21$ Größenklassen mit den Grenzen 2, 2.8, 7.4, 9.7, 11.3, 13, 14.8, 16.4, 18.2, 19.9, 22, 23.8, 26.6, 30.5, 32.2, 34.1, 37, 38.8, 40.6, 42, 44 und 50 μm verwendet.

Größenverteilung und Partikelanzahlkonzentration

Größenverteilungen werden eingesetzt, um die Verteilung von Wolkenpartikeln, die teilweise einen Durchmesserbereich von bis zu 4 Größenordnungen abdecken, darzustellen. Dazu werden die Partikelanzahlkonzentrationen $N_j = \frac{n_j}{SV_j}$ (mit der Partikelanzahl n_j und dem bei bildgebenden Instrumenten größenabhängigen Messvolumen SV_j) durch die Weite der jeweiligen Größenklasse dividiert, um eine Normalisierung zu erreichen:

$$(dN/d\log D_p)_j = \frac{n_j}{SV_j \left(\log \frac{D_{p,j,up}}{D_0} - \log \frac{D_{p,j,low}}{D_0} \right)} = N_j \left(\log \frac{D_{p,j,up}}{D_{p,j,low}} \right)^{-1}. \quad (3.5)$$

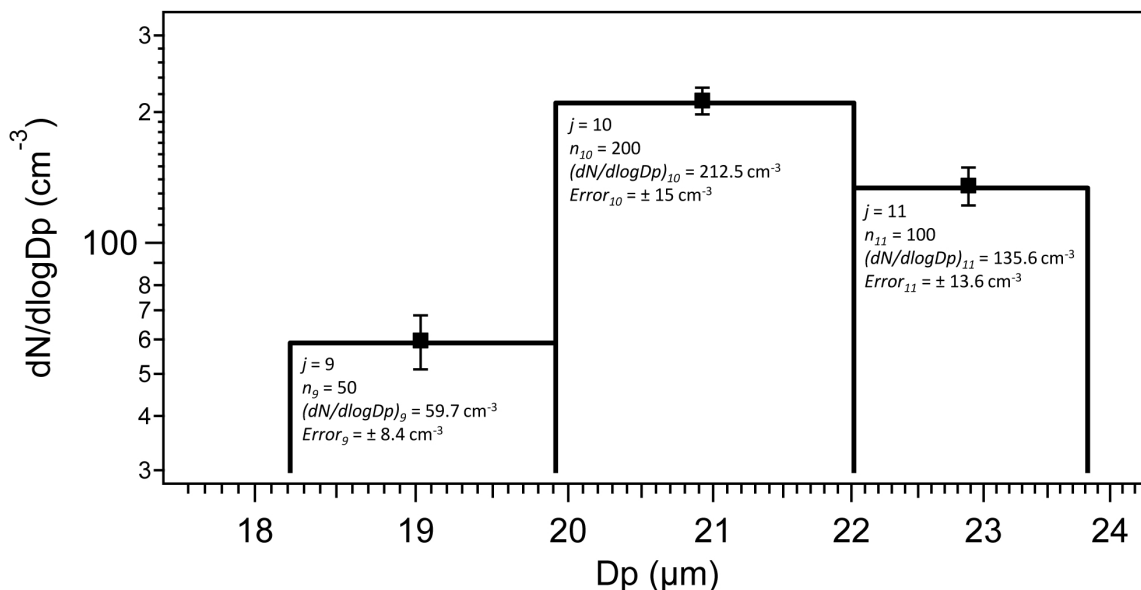


Abbildung 3.7 – Beispiel einer Größenverteilung mit 350 Partikeln. Die Partikel werden, je nach Partikeldurchmesser, in unterschiedliche Größenklassen j eingeteilt. Die Fehlerbalken kennzeichnen den zählstatistischen Fehler.

Die Einheit von $(dN/d\log D_p)_j$ wird in cm^{-3} angegeben. Die obere und untere Grenze der einzelnen Größenklassen werden mit $D_{p,j,up}$ und $D_{p,j,low}$ bezeichnet. Durch Division mit $D_0 = 1 \mu\text{m}$ werden die Grenzen dimensionslos.

Gleichung 3.5 wird im Folgenden verwendet, um eine Größenverteilung für das vorgestellte Beispiel zu erstellen. Für Größenklasse $j = 9$ berechnet sich, nach Gleichung 3.1, ein Messvolumen von

$$SV = 0.27 \text{ mm}^2 \cdot 80 \text{ m s}^{-1} \cdot 1 \text{ s} = 21.6 \text{ cm}^3. \quad (3.6)$$

Dieses wird zusammen mit der Partikelanzahl $n_9 = 50$ und den Grenzen der Größenklassen $D_{p,9,up} = 19.8 \mu\text{m}$ und $D_{p,9,low} = 18.2 \mu\text{m}$ in Gleichung 3.5 eingesetzt und es ergibt sich:

$$(dN/d\log D_p)_9 = \frac{50}{21.6 \text{ cm}^3 \left(\log \frac{19.9 \mu\text{m}}{1 \mu\text{m}} - \log \frac{18.2 \mu\text{m}}{1 \mu\text{m}} \right)} = 59.7 \text{ cm}^{-3}. \quad (3.7)$$

Für die Größenklassen $j = 10$ und $j = 11$ wird die Berechnung von $(dN/d\log D_p)_j$ äquivalent durchgeführt. Abbildung 3.7 zeigt die ermittelte Größenverteilung für das verwendete Beispiel. Die dargestellten Fehlerbalken Error_j der einzelnen Größenklassen in Abbildung 3.7, basieren auf dem zählstatistischen Fehler und werden berechnet mit:

$$\text{Error}_j = \pm (dN/d\log D_p)_j \cdot \frac{1}{\sqrt{n_j}}. \quad (3.8)$$

Durch die logarithmische Darstellung der Achsen erscheinen die Fehlerbalken teilweise so klein, dass sie nicht sichtbar sind. Tritt dieser Fall in den in dieser Arbeit vorgestellten Größenverteilungen auf, wird explizit darauf hingewiesen.

Die Partikelanzahlkonzentration N ist definiert als die Anzahl der Partikel pro Luftvolumen und wird berechnet mit:

$$N = \sum_{j=1}^k \frac{n_j}{SV_j} = \sum_{j=1}^k N_j. \quad (3.9)$$

Die Partikelanzahlkonzentration N ist somit eine Aufsummierung der Partikelanzahlkonzentrationen N_j der einzelnen Größenklassen j . N_j setzt sich dabei aus der jeweiligen Partikelanzahl n_j mit dem dazugehörigen Messvolumen SV_j zusammen. Die Gesamtanzahl der Größenklassen wird durch k beschrieben.

Für das verwendete Beispiel, dargestellt in Abbildung 3.7, ergibt sich somit eine Partikelanzahlkonzentration von

$$N = \frac{50}{21.6 \text{ cm}^3} + \frac{200}{21.6 \text{ cm}^3} + \frac{100}{21.6 \text{ cm}^3} = 16.2 \text{ cm}^{-3}. \quad (3.10)$$

Mittlerer Partikeldurchmesser

Der mittlere Partikeldurchmesser $\overline{D_p}$ wird berechnet mit:

$$\overline{D_p} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n D_{p,i}. \quad (3.11)$$

Dabei wird jeder einzelne Partikeldurchmesser $D_{p,i}$ über das gesamte Mittelungsintervall addiert und durch die Gesamtanzahl der Partikel n dividiert.

Effektiver Radius

Die Strahlungseigenschaften einer Wolke werden durch ihre Partikeleigenschaften dominiert (vgl. Abschnitt 1.1). Der effektive Radius r_e spiegelt dabei den mittleren Radius für das Streuverhalten der Wolke wider und wird größtenteils für Strahlungstransfersimulationen verwendet. In den meisten Publikationen (z. B. MCFARQUHAR und HEYMSFIELD (1996) und MARTIN et al. (1994)) wird der effektive Radius als Verhältnis des dritten Momentes zum zweiten Moment einer Größenverteilung angegeben und lautet:

$$r_e = \frac{\int_{r=0}^{\infty} N_r r^3 dr}{\int_{r=0}^{\infty} N_r r^2 dr}. \quad (3.12)$$

Dabei beschreibt r den Partikelradius und N die Partikelanzahlkonzentration. Die finite Darstellung von Gleichung 3.12 ist gegeben durch

$$r_e = \frac{\sum_{j=1}^k r_j^3 N_j}{\sum_{j=1}^k r_j^2 N_j} \quad (3.13)$$

mit dem mittleren Radius r_j und der Gesamtanzahl der Größenklassen k . N_j beschreibt die Partikelanzahlkonzentration der einzelnen Größenklassen j .

Flächenverhältnis zweidimensionaler Partikel-Schattenbilder

Bildgebende Instrumente, wie das PIP und das CCP-CIPg Instrument (vgl. Abschnitt 3.2), liefern Informationen über die Form detektierter Partikel anhand zweidimensionaler Schattenbilder. Das Flächenverhältnis AR (engl. *Area Ratio*, AR) wird verwendet, um die Sphärizität von diesen Schattenbildern zu bestimmen und mit einem Zahlenwert zu klassifizieren. Die Definition für das Flächenverhältnis lautet: *Das Flächenverhältnis ist lediglich die Fläche der abgeschatteten Pixel AP dividiert durch die Fläche A , die unter Verwendung des Maximalen Durchmessers D (engl. *maximum dimension diameter*) berechnet wird* (FREY, 2011). Der Maximale Durchmesser D ergibt sich aus der *Länge* und der *Breite* des durch ein Partikel abgeschatteten Fotodiodenbereiches (ausgefüllten Pixelbereiches):

$$D = \sqrt{\text{Länge}^2 + \text{Breite}^2}. \quad (3.14)$$

Anschließend wird D zur Berechnung der Fläche A verwendet:

$$A = \pi r^2 = \pi \left(\frac{D}{2}\right)^2. \quad (3.15)$$

Das Flächenverhältnis AR ergibt sich schließlich aus dem Quotienten von AP zu A :

$$AR = \frac{AP}{A}. \quad (3.16)$$

AR ist dimensionslos und das Verhältnis gibt an, ob es sich um Partikel mit einer sphärischen ($0.5 < AR < 1.0$) oder asphärischen ($0.1 < AR < 0.5$) Form handelt. Signale die zu $AR < 0.1$ führen entstehen häufig aus fehlerhaften Abbildungen und werden deshalb in dieser Arbeit nicht berücksichtigt.

Abbildung 3.8 zeigt drei exemplarische Darstellungen von Schattenbildern, die unterschiedliche AR produzieren. Abbildung 3.8a veranschaulicht das Schattenbild einer Eissäule, die 223 Pixel ausfüllt. Somit beträgt die Fläche der ausgefüllten Pixel:

$$AP = 223 \cdot 15 \mu\text{m} \cdot 15 \mu\text{m} = 50175 \mu\text{m}^2. \quad (3.17)$$

Mit einem maximalen Durchmesser von

$$D = \sqrt{(33 \cdot 15 \mu\text{m})^2 + (3 \cdot 15 \mu\text{m})^2} = 497 \mu\text{m} \quad (3.18)$$

ergibt sich nach Einsetzen in Gleichung 3.15 und 3.16 ein Flächenverhältnis von $AR = 0.26$. Die Berechnung für die abgeschattete Fläche eines Droxtals in Abbildung 3.8b erfolgt äquivalent ($AP = 149175 \mu\text{m}^2$, $D = 493 \mu\text{m}$) und es resultiert ein Flächenverhältnis von $AR = 0.78$. Das Schattenbild eines exemplarischen Wassertropfens ($AP = 181125 \mu\text{m}^2$, $D = 497 \mu\text{m}$) ist in Abbildung 3.8c dargestellt, welches ein Flächenverhältnis von $AR = 0.93$ besitzt.

Mit diesem Verfahren wird eine Aussage über die Form der zweidimensionalen Schattenbilder von detektierten Partikeln getroffen. Besonders effektiv ist es bei einer Unterscheidung zwischen Wassertropfen und Eispartikeln. Für Wassertropfen ist AR gewöhnlicher Weise > 0.6 . Für Eispartikel hingegen kann AR , aufgrund der großen Variabilität der Partikelformen, alle Werte zwischen 0.1 und 1 annehmen.

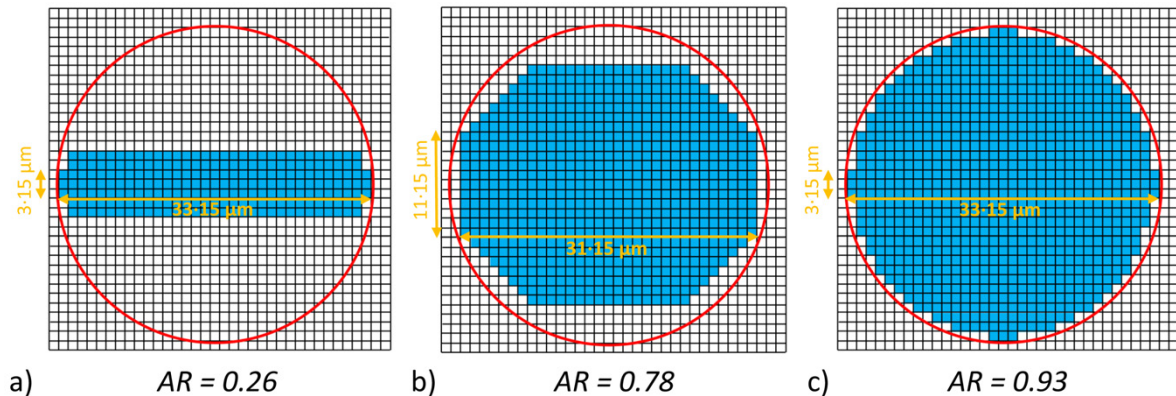


Abbildung 3.8 – Exemplarische Darstellung des Flächenverhältnisses AR . Die Gitter repräsentieren die Pixel. Ein Pixel besitzt eine Fläche von $15 \mu\text{m} \times 15 \mu\text{m}$ (Auflösung des CCP-CIPg Instrumentes). Abgeschattete Pixel sind blau eingefärbt. Die Flächen, berechnet aus dem Maximalen Durchmesser D , sind rot umrahmt. Die *Länge* und *Breite* des ausgefüllten Pixelbereiches, welche zur Berechnung des Maximalen Durchmessers verwendet werden, sind in orange beschriftet. a) Darstellung einer Eissäule. b) Darstellung eines Droxtals. c) Darstellung eines Wassertropfens.

3.4 Unsicherheiten bei in-situ Wolkenpartikelmessungen

Die Unsicherheiten bei in-situ Wolkenpartikelmessungen sind auf die Messmethode sowie auf die Kalibrierungstechnik zurückzuführen.

Shattering-Artefakte sind typische Messartefakte, die bei der Verwendung von Instrumenten, die in-situ mikrophysikalische Eigenschaften von Wolken untersuchen, auftreten. Bewegt sich ein Partikel (z. B. ein Eiskristall) nicht direkt durch das Messvolumen des Instrumentes, sondern trifft zuvor auf einen der Ausleger, dann zerbricht das Partikel und einzelne Partikelfragmente gelangen in das Messvolumen. Diese Splitter werden somit fälschlicherweise, sofern die Fragmentgrößen im Detektionsbereich des Instrumentes liegen, als wahre Partikel aufgezeichnet und führen zu einer erhöhten Anzahlkonzentration für Partikeldurchmesser, die kleiner als der reale Partikeldurchmesser sind. Um diesen Effekt zu minimieren, werden die Spitzen der Instrumente mit sogenannten Korolev-Spitzen (KOROLEV et al., 2013) modifiziert, welche die Häufigkeit des Zersplitters verringern. Abbildung 3.9a zeigt exemplarisch die Auswirkungen von Shattering-Artefakten an einem Standardausleger und einem mit Korolev-Spitzen modifizierten Instrument. Bei dem Standard-Instrument splintern die Partikel an den hervorstehenden Kanten, während die nach Korolev modifizierte Version zu einer Verringerung von Shattering-Artefakten führt.

Eine Methode, um Shattering zu identifizieren und auszuschließen, besteht in der genauen Analyse der PbP (engl. *Particle-by-Particle*, PbP) - Daten. Dieser Datensatz liefert zu jedem einzelnen detektierten Partikel einen Zeitstempel mit einer Präzision von einer μs . Damit ist es möglich, die zeitliche Differenz zwischen den einzelnen detektierten Partikeln IAT (engl. *interarrival times*, IAT) zu berechnen. Abbildung 3.9b zeigt diese Zeitintervalle in Abhängigkeit von der Häufigkeit des Auftretens. Die Verteilung mit einem Maximum bei 10^{-2} s zeigt das Auftreten von Eispartikeln innerhalb einer Cirrus-Wolke. Neben dieser Mode gibt es eine weitere mit einem Maximum bei 10^{-6} s, welche sich deutlich von der anderen Mode

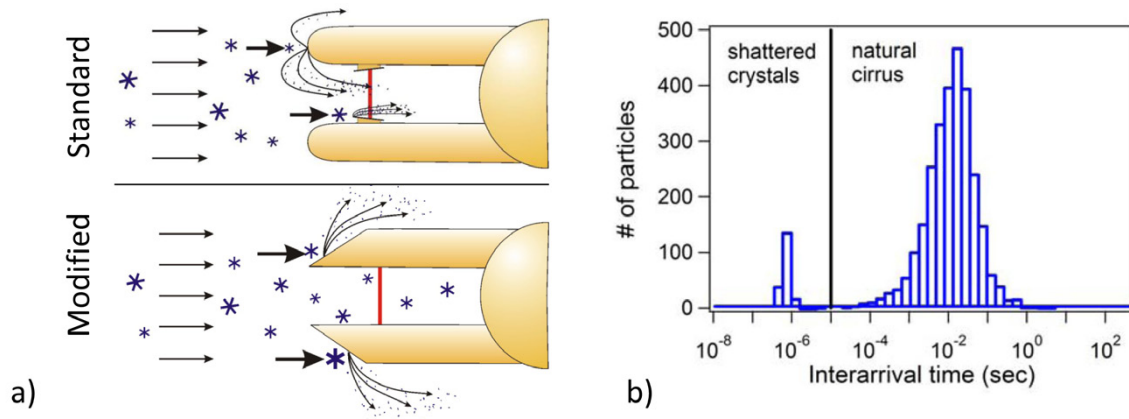


Abbildung 3.9 – a) Die Auswirkung von Shattering-Artefakten exemplarisch für einen Standard- und einen mit Korolev-Spitzen modifizierten Messkopf (KOROLEV et al., 2010). Beim modifizierten Messkopf gelangen deutlich weniger gesplitterte Partikel in das Messvolumen des Instrumentes. b) Häufigkeit der auftreffenden Partikel in Abhängigkeit der *interarrival times* (DE REUS et al., 2009). Eine Trennung zwischen natürlichen Partikeln und Shattering-Artefakten ist somit möglich.

abgrenzt und somit das Auftreten von gesplitterten Partikeln zeigt. Mit dieser Information werden Shattering-Artefakte identifiziert und bei der späteren Analyse verworfen. Details zu diesem Verfahren sind in FIELD et al. (2006) und FIELD et al. (2003) zu finden. Durch eine Kombination von Korolev-Spitzen und einer Analyse der PbP-Daten ist es somit möglich, Shattering-Artefakte zu erkennen und weitgehend zu eliminieren. Sowohl an dem CCP-CDP als auch an dem CCP-CIPg Instrument, die in dieser Arbeit verwendet werden, sind Korolev-Spitzen montiert. Die während der Messkampagnen aufgezeichneten PbP-Daten des CCP-CDP Instrumentes wurden gründlich analysiert. Durch die montierten Korolev-Spitzen wurden Shattering-Artefakte allerdings soweit vermieden, dass sie bei einer anschließenden Analyse der IAT nicht nachweisbar waren. Beim CCP-CIPg Instrument traten sporadisch Shattering-Artefakte auf, die bei der anschließenden Analyse entfernt wurden.

Unsicherheiten bei der Verwendung von bildgebenden Instrumenten (vgl. Abschnitt 3.2) sind hauptsächlich auf die Bestimmung der Partikelgröße sowie der Bildfeldtiefe zurückzuführen. Die Partikelgröße wird bei diesen Instrumenten anhand der Abschattung der Fotodioden bestimmt. Für das PIP Instrument gilt eine Fotodiode als abgeschattet, wenn das Signal von dieser um 50 % abgeschwächt ist. Die Auflösung jeder einzelnen Diode auf dem Fotodioden-Array beträgt $100 \mu\text{m}$. Bewegt sich der Schatten eines Partikels mit einem Durchmesser von $50 \mu\text{m}$ über das Fotodioden-Array und verringert somit die Intensität von dem auf eine einzelne Fotodiode auftreffenden Laserlichts um 50 %, dann wird diesem Partikel ein Durchmesser von $100 \mu\text{m}$ zugeordnet.

Ebenso ist es denkbar, dass sich ein Partikelschatten über zwei nebeneinander liegende Fotodioden bewegt und die Intensität des auftreffenden Laserlichts auf beiden Fotodioden um jeweils 50 % abschwächt. Somit wird ein Partikel mit einem Durchmesser von $200 \mu\text{m}$ identifiziert, obwohl der wahre Partikeldurchmesser geringer ist. Dahingegen wird ein geringfügig kleinerer Partikelschatten, der sich an gleicher Stelle entlangbewegt und die auftreffende Intensität des Laserlichts auf beiden Fotodioden um 49 % abschwächt, gar nicht klassifiziert, da

der jeweilige Schwellwert von 50 % nicht erreicht wird.

Das PIP Instrument besitzt schlussfolgernd eine Unsicherheit in der Größenbestimmung von $\pm 100 \mu\text{m}$ für Partikeldurchmesser $> 200 \mu\text{m}$ (nach DE REUS et al. (2009)). Für das CCP-CIPg Instrument, das eine Auflösung von $15 \mu\text{m}$ besitzt, gilt eine Unsicherheit von $\pm 15 \mu\text{m}$ für Partikeldurchmesser $> 30 \mu\text{m}$.

Eine weitere Unsicherheit entsteht bei der Bestimmung der Messfläche von bildgebenden Instrumenten. Wie in Gleichung 3.2 gezeigt, wird zur Berechnung der Messfläche SA die Bildfeldtiefe DoF verwendet, welche abhängig vom maximalen Abstand Z_{max} ist. Dieser Abstand wurde für bildgebende Instrumente mit $Z_{max} \approx 3$ (siehe Abschnitt 3.2), bei einer Fotodioden-Abschattung von 50 %, bestimmt (KNOLLENBERG, 1970). Allerdings variiert Z_{max} mit dem voreingestellten Schwellwert der Abschattungsintensität. Eine niedrigere Abschattungsstufe (z. B. 35 %) vergrößert die Messfläche, wohingegen eine höhere Abschattungsstufe (z. B. 65 %) die Messfläche verkleinert. Aus den Unsicherheiten bei der Bestimmung der DoF folgt eine Unsicherheit von $\pm 20 \%$ bei Ermittlung der Anzahlkonzentration (DE REUS et al., 2009).

Zudem führen Ungenauigkeiten bei der Bestimmung der Fluggeschwindigkeit TAS zu Fehlern bei der Aufnahme von Schattenbildern und letztendlich zu einem Fehler in der Größenbestimmung. Ist die gemessene Fluggeschwindigkeit kleiner der wahren Fluggeschwindigkeit, führt dies zu einer verlangsamten Bildaufnahme der Fotodioden und letztlich zu einem gestauchten Schattenbild. Besonders bei Partikelmessungen in unterkühlten Flüssigwasser-Wolken, die häufig zu einem Einfrieren des Pitot-Rohres führen, muss diese mögliche Fehlerquelle berücksichtigt werden.

Die Kalibrierung von bildgebenden Instrumenten erfolgt mithilfe von sogenannten *Spinning-Discs*, die im Labor zwischen die Ausleger innerhalb des Bildfeldtiefenbereiches befestigt werden. Diese Vorrichtungen bestehen aus einer rotierenden Glasscheibe, die mit Abbildungen von Partikeln mit einem spezifischen Durchmesser bedruckt sind. Durch Kenntnis über die Rotationsgeschwindigkeit der *Spinning-Disc* wird die Abtastgeschwindigkeit der Fotodioden angepasst und die Schattenbilder werden formtreu aufgezeichnet. Abweichungen zwischen gemessenem und wahren Partikeldurchmesser werden durch Justage der Instrumenten-Optik korrigiert.

Instrumente die auf der Detektion von vorwärts-gerichteter Lichtstreuung basieren (vgl. Abschnitt 3.1), werden mithilfe von Testpartikeln bekannter Eigenschaften kalibriert, da die resultierende Impulshöhe des Detektors kein absolutes Maß für die Partikelgröße ist (MOLLEKER, 2014). Testpartikel bestehen üblicherweise aus Glas oder Kunststoff und werden in das Messvolumen des Instrumentes gesprüht. Anschließend wird das Messergebnis mit der Partikelgröße verglichen. Nachteile bei dieser Kalibrierung bestehen hauptsächlich durch das Auftreten von Koinzidenten Partikeln, die das Messergebnis durch Vortäuschen von zu großen Partikeln verfälschen. Außerdem besitzen die Oberflächen von Testpartikeln teilweise sehr raue Eigenschaften, sodass die Mie-Streuung nicht exakt gegeben ist (MOLLEKER, 2014).

Die Unsicherheit bei der Bestimmung von Partikeldurchmessern ist abhängig von der Größe, der Form (sphärisch oder asphärisch) und dem Brechungsindex (unterschiedliche Brechungsindizes führen zu einem unterschiedlichen Verhältnis zwischen Streuintensität und Partikeldurchmesser) des jeweiligen Partikels. Im Mittel ist der Fehler für die Bestimmung des Partikeldurchmessers, bei Instrumenten die auf vorwärts-gerichteter Lichtstreuung basieren, $\pm 20 \%$ (DE REUS et al., 2009; DMT, 2009; BAUMGARDNER et al., 1992).

Die Präzision bei der Bestimmung der Partikelanzahlkonzentration ist abhängig vom Messvolumen (vgl. Gleichung 3.9) und somit von einer exakten Bestimmung der Messfläche. Zur

genauen Bestimmung dieser Messfläche wird ein Tröpfchengenerator verwendet (LANCE et al., 2010). Die Vorteile sind eine konstante Tropfen-Trajektorie sowie der Ausschluss von Koinzidenzfehlern (MOLLEKER, 2014). Der Fehler bei der Bestimmung der Partikelanzahlkonzentration für Instrumente, die auf vorwärts-gerichteter Lichtstreuung basieren, beträgt $\pm 20\%$ (FREY et al., 2011a; DE REUS et al., 2009; DMT, 2009; BAUMGARDNER et al., 1992).

3.5 Instrumentation der AIRTOSS-ICE Kampagne

Die Besonderheit der AIRTOSS-ICE Kampagne bestand in der Verwendung einer Tandem-Messplattform (Lear-Jet und Schleppkörper), die mit verschiedenen Instrumenten zur Messung von mikrophysikalischen Partikeleigenschaften, solarer und terrestrischer Strahlung, Spurenstoffgasen sowie Flüssigwassergehalt bestückt war (vgl. Abbildung 2.1).

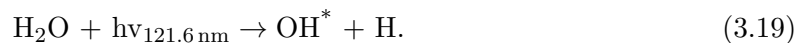
Unter der linken Tragfläche des Lear-Jets wurde ein sogenannter *Wing-Pod*¹ befestigt, in dem Wolkenpartikelmessinstrumente sowie Strahlungsmessinstrumente montiert waren.

In diesem *Wing-Pod* wurde das FSSP Instrument (vgl. Abschnitt 3.1) als Wolkenindikator und zeitweise das *Cloud Imaging Probe* (CIP) Instrument, welches zu den bildgebenden Instrumenten (vgl. Abschnitt 3.2) gehört und in FREY (2011) behandelt wird, verwendet. Die solaren Strahlungsmessungen am Flugzeug wurden mit dem *Spectral Modular Airborne Radiation measurement SysTem* (SMART) durchgeführt, das aus einem aufwärts und einem abwärts gerichteten optischen Einlass besteht. Detaillierte Beschreibungen zu dem verwendeten SMART Instrument sind in BIERWIRTH et al. (2009) zu finden.

Für die Detektion von Kohlenstoffdioxid (CO₂) wurde das *Fast Aircraft-Borne Licor Experiment* (FABLE) eingesetzt (GURK et al., 2000). Distickstoffmonoxid (N₂O) und Kohlenstoffmonoxid (CO) wurden mit dem *University of Mainz Airborne QCL-Spectrometer* (UMAQS) detektiert (MUELLER et al., 2015).

Daten von Temperatur und relativer Feuchte wurden mit dem *MOZAIC Capacitative Hygrometer* (MCH) welches Teil des *Measurement of OZone by AIRBUS In-Service AirCrafts* (MOZAIC) Systems ist, aufgezeichnet. Das MCH Instrument besteht aus einem kapazitiven Sensor zur Messung der relativen Feuchte und einem Platin-Widerstands-Sensor (Pt100) zur Messung der Temperatur. Die Unsicherheit beträgt $\pm 0.5^\circ\text{C}$ bei Bestimmung der Temperatur sowie ± 5 Feuchteprozent bei Bestimmung der relativen Feuchte. Details zur Evaluation, Messmethode und Aufbau des MCH Instrumentes sind in NEIS et al. (2015) beschrieben.

Wasserdampfmessungen und die daraus resultierende Bestimmung des Eiswassergehaltes wurden während der AIRTOSS-ICE Kampagne mit dem *Fast In-situ Stratospheric Hygrometer* (FISH) und dem *Selective Extractive Airborne Laser Diode Hygrometer* (SEALDH) Instrument durchgeführt. Das vom FZJ betriebene FISH Instrument misst in einem Bereich zwischen 1 und 1000 ppmv mit einer Unsicherheit von ± 0.2 ppmv und basiert auf dem Messprinzip der Lyman-Alpha-Photometrie. Bei diesem Messprinzip wird aus H₂O, durch Photodissoziation bei einer Wellenlänge von $\lambda = 121.6$ nm, ein angeregtes OH* Molekül produziert:



Fällt das angeregte OH* Molekül auf den Grundzustand zurück, wird Strahlung in einem Wellenlängenbereich zwischen 280 und 330 nm abgegeben, welche anschließend von einem Photomultiplier detektiert wird. Das Maß der detektierten Strahlung spiegelt die Menge der Wasserdampfkonzentration wider (ZÖGER et al., 1999).

¹aerodynamisch geformter Container zur Unterbringung wissenschaftlicher Instrumente

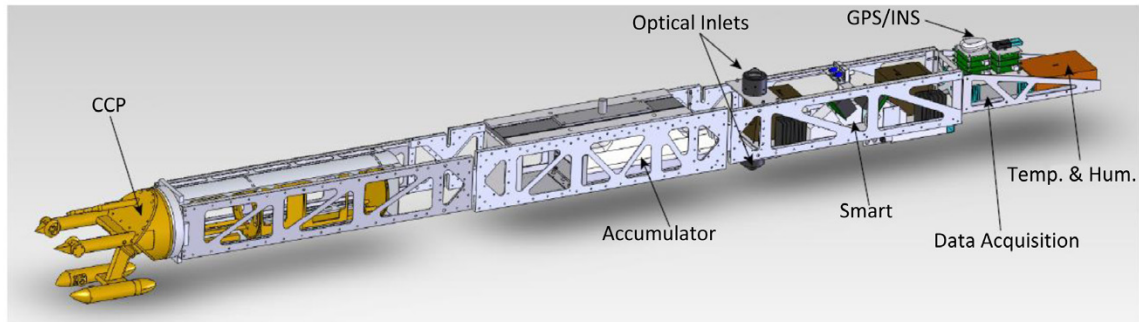


Abbildung 3.10 – Perspektivische Ansicht des Schleppkörpers mit Kennzeichnung der eingebauten Komponenten (nach RÖSCHENTHALER (2013)).

Das SEALDH Instrument, welches von der PTB betrieben wird, basiert auf dem Prinzip der durchstimmbaren Diodenlaser-Absorptionsspektroskopie (engl. *Tunable Diode Laser Absorption Spectroscopy*, TDLAS). Bei diesem Messprinzip emittiert ein Diodenlaser Strahlung, welche von dem zu untersuchenden Gas, hier Wasserdampf, absorbiert wird. Über die von einem Detektor gemessene Absorption wird auf die Konzentration des Wasserdampfes geschlossen. Das verwendete SEALDH Instrument besitzt einen Messbereich von 25 bis 25000 ppmv mit einer zeitlichen Auflösung < 1 s und einer Messunsicherheit von $< 2\%$ (BUCHHOLZ et al., 2013).

Für Messungen des Ozons (O_3) wurde ein UV-Photometrie *42M Ozon Analyzer* verwendet. Dieser wird von der Firma *Environment S.A* (siehe www.umwelt-sa.de) hergestellt sowie vertrieben und misst in einen Bereich zwischen 0 und 10000 ppb. Das Messprinzip basiert auf UV-Absorption des Ozons bei einer Wellenlänge von 254 nm, wobei eine Quecksilberlampe als UV-Lichtquelle dient. Die Unsicherheiten bei Bestimmung des Ozons werden vom Hersteller mit ± 2 ppmv angegeben. KÖLLNER (2013) zeigt allerdings, dass diese Unsicherheit deutlich größer, mit bis zu 10 %, angegeben werden muss.

Der Schleppkörper wurde während der AIRTOSS-ICE Kampagne bis auf eine Seillänge von 914 m (3000 ft) abgelassen (die maximale Seillänge beträgt 4000 m). Bei dieser Seillänge und einer Fluggeschwindigkeit von 165 m s^{-1} hängt der Schleppkörper 180 m unter und 896 m hinter dem Flugzeug. Mit diesem Abstand beträgt der zeitliche Versatz zwischen Flugzeug und Schleppkörper-Instrumenten $\Delta t = 5$ s. Abbildung 3.10 zeigt eine perspektivische Ansicht vom Aufbau des Schleppkörpers. An der Spitze des Schleppkörpers wurde das *Cloud Combination Probe* (CCP) Instrument, welches eine Kombination aus dem CCP-CDP (vgl. Abschnitt 3.1) und dem CCP-CIPg Instrument (vgl. Abschnitt 3.2) ist, zur Detektion der Wolkenpartikel montiert. Im hinteren Teil des Schleppkörpers wurden zwei Spektrometer-Paare mit den dazugehörigen optischen Einlässen (aufwärts- und abwärts-gerichtet) zur Messung der solaren und terrestrischen Bestrahlungsstärke verbaut (FINGER et al., 2015). Temperatur und relative Feuchte wurden mit einem MCH Instrument, identisch mit dem verwendeten Instrument im Lear-Jet, durchgeführt. Zusätzlich wurden ein *Global Positioning System* (GPS) sowie ein *Inertial Navigation System* (INS) zur Bestimmung der aktuellen geografischen Position sowie Fluglage des Schleppkörpers verwendet. Alle Messungen der Instrumente im hinteren Teil des Schleppkörpers wurden mit einer gemeinsamen Datenerfassung aufgezeichnet. Für die Stromversorgung des gesamten Schleppkörpers diente ein Akkumulator.

Energieversorgung des Schleppkörpers mit einem Akkumulator

Die Weiterentwicklung des Schleppkörpers für die AIRTOSS-ICE Kampagne erforderte eine Anpassung der Energieversorgung. Da eine Stromversorgung des Schleppkörpers über den Lear-Jet nicht möglich war, musste eine separate Energieversorgung im Schleppkörper untergebracht werden. Ausgewählt wurde das Smart VHF Modul 20S2P (24 V, 30 Ah) von dem Hersteller Saft Batterien GmbH. Sicherheitsbestimmungen erforderten, dass der Schleppkörper, solange er sich am Flugzeug befand, nicht in Betrieb genommen werden durfte. Die wissenschaftlichen Instrumente im Schleppkörper wurden somit erst bei einer Umgebungstemperatur zwischen -30 und -50 °C eingeschaltet. Deswegen mussten alle Instrumente im Schleppkörper, während der gesamten Messung, autark betrieben werden. Zur genauen Untersuchung von Cirrus-Wolken wurde eine Betriebszeit des Schleppkörpers von zwei Stunden pro Messflug gefordert.

Die Summe aller integrierten Instrumente benötigt eine Stromstärke von 7.6 A bei einer Spannung von 28 V. Der Akkumulator besitzt eine elektrische Ladung von 30 Ah bei einer Spannung von 24 V. Somit ergibt sich eine theoretische Laufzeit von:

$$\text{Verbraucher: } 28 \text{ V} \cdot 7.6 \text{ A} = 212.8 \text{ W}, \quad (3.20)$$

$$\text{Akkumulator: } 24 \text{ V} \cdot 30 \text{ Ah} = 720 \text{ Wh}, \quad (3.21)$$

$$\Rightarrow \frac{720 \text{ Wh}}{212.8 \text{ W}} = 3.4 \text{ h}. \quad (3.22)$$

Allerdings muss beachtet werden, dass das CCP Instrument bei einer Spannung < 22.6 V automatisch abgeschaltet wird, um die verbauten Laserdioden nicht zu beschädigen. Wird dies berücksichtigt, dann resultiert eine wahre Laufzeit von 2.4 h.

3.6 Verwendete Instrumente während der VERDI Kampagne

Wie bereits in Abschnitt 3.4 vorgestellt, wurde während der VERDI Kampagne das Basler BT-67 Forschungsflugzeug POLAR 5 als Messplattform eingesetzt. Dieses basiert auf dem Flugwerk einer DC-3 und wurde von der Firma *Basler Turbo Conversions* (Sitz in Oshkosh, WI, USA) mit erweiterten Avionik und Navigationssystemen sowie mit Turboprop-Triebwerken für die wissenschaftliche und logistische Nutzung in Polarregionen modifiziert. Mit einer maximalen Zuladung von 3.9 Tonnen kann eine Vielzahl von wissenschaftlichen Instrumenten an Bord betrieben werden. Die Reichweite beträgt bis zu 2500 km (HERBER et al., 2008). Meteorologische Daten, wie Temperatur, relative Feuchte, Druck und Positionsdaten werden standardmäßig mit dem *Advanced Airborne Measurement Solutions* (AIMMS) System bestimmt. Die Unsicherheiten der Temperaturmessung werden mit ± 0.5 °C angegeben. Für die relative Feuchte wird eine Unsicherheit von ± 10 Feuchteprozent angenommen.

Zur Bestimmung der räumlichen Verteilung von Aerosol- und Wolkenschichten wurde das *Airborne Mobile Aerosol LiDAR* (AMALi) Instrument in der POLAR 5 unter der Leitung von Lukas Schmidt (AWI) und Roland Neuber (AWI) verwendet. Während der VERDI Kampagne wurde es im Nadir²-Mode betrieben. Die Messung erfolgt mittels eines Neodym-dotiertem Yttrium-Aluminium-Granat (Nd-YAG) Lasers, der zwei Wellenlängen von jeweils

²Fußpunkt gegenüber dem Zenit

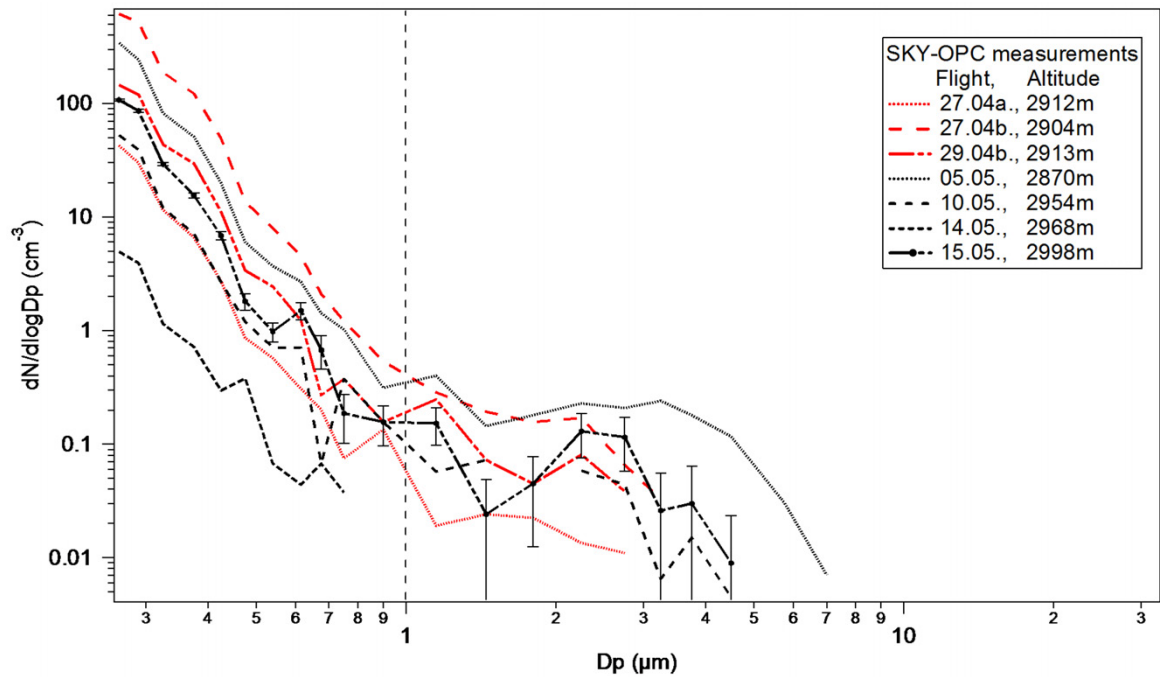


Abbildung 3.11 – Größenverteilungen des Sky-OPC Instrumentes von wolkenfreien Abschnitten an unterschiedlichen Messtagen, über den gesamten Zeitraum der VERDI Kampagne. In rot sind Messungen vor dem Umbau des Einlasses, in schwarz mit dem umgebauten Einlass dargestellt. Für die Messung vom 15.05.2012 ist zusätzlich der zählstatistische Fehler angegeben. In der vorliegenden Arbeit werden nur die Sky-OPC Messungen in einem Durchmesserbereich zwischen 0.25 und 1 μm (vertikal gestrichelte Linie) betrachtet.

355 und 532 nm emittiert. Das an Luftmolekülen, Aerosolen und Wolkenpartikeln zurückgestreute Licht wird über einen Teleskopspiegel direkt in das Detektionssystem geführt und für eine Wellenlänge von 532 nm wird zusätzlich die Depolarisation bestimmt. Die vertikale Auflösung von dem AMALi Instrument beträgt 7.5 m mit einer maximalen zeitlichen Auflösung von 1 s. Somit liefert das AMALi Instrument Informationen über die Existenz, die räumliche Verteilung sowie die Depolarisation und damit auch die Asphärizität und Eisphase von Aerosol und Wolkenpartikeln in der Atmosphäre.

Weitere Aerosolmessungen wurden mit dem *Optical Particle Counter* (Sky-OPC) Instrument durchgeführt. Das Sky-OPC Instrument ist ein Aerosol Spektrometer, das von Grimm Aerosol Technik GmbH (siehe <http://www.grimm-aerosol.com/en/>) hergestellt wird. Es misst Partikel mithilfe von 31 Größenkanälen in einem Durchmesserbereich zwischen 0.25 und 31 μm . Während der Messung leitet eine externe Pumpe die Probenluft mit einem konstanten Fluss von 1.21 min^{-1} in das Messvolumen des Instrumentes. Das Messvolumen wird mit einem Laserstrahl eines Dioden-Lasers, mit einer Wellenlänge von 655 nm, ausgeleuchtet. Bewegt sich ein Partikel durch dieses Messvolumen, dann wird das Streulicht dieses Partikels in einem Winkel zwischen 60 und 120°, mithilfe eines Spiegels auf einen Detektor gelenkt. Je nach Streulichtintensität wird das Partikel einem spezifischen Größenkanal zugeordnet. Während der VERDI Kampagne betrug die zeitliche Auflösung der Messungen 6 s. Es wird jeweils eine Unsicherheit von $\pm 20\%$ für die Bestimmung der Partikelanzahlkonzentration und des Partikeldurchmessers angenommen. Der detektierbare Größenbereich des Sky-OPC Instrumentes

ist auch abhängig von dem verwendeten Einlasssystem. Während der VERDI Kampagne wurde das Einlasssystem des Sky-OPC Instrumentes (beschrieben in HUEBERT et al. (2004)) umgebaut, um die Geschwindigkeit des Luftstroms zum Instrument zu erhöhen und somit bessere Messergebnisse zu erzielen (ROTH, 2014).

Abbildung 3.11 zeigt Sky-OPC Größenverteilungen von unterschiedlichen Messflügen in Höhen zwischen 2870 und 2998 m. Die Messungen wurden alle in wolkenfreien Abschnitten durchgeführt. Die Farben kennzeichnen die Messungen vor dem Umbau (rot) und nach dem Umbau (schwarz). Ein signifikanter Einfluss durch die Modifikation des Aerosoleinlasses auf die Messungen lässt sich nicht feststellen. Dennoch ist eine große Variabilität zwischen den unterschiedlichen Größenverteilungen zu erkennen. Bei einem Durchmesser von $0.25 \mu\text{m}$ beträgt der Unterschied der Anzahlkonzentration zwischen Messflug 10 am 14.05.2012 und dem Messflug mit der höchsten Anzahlkonzentration (am 27.04.2012), zwei Größenordnungen. Die Größenverteilung vom 14.05.2014 zeigt deutlich geringere Werte in der Konzentration als die anderen Größenverteilungen, da an diesem Tag die geringsten Aerosolanzahlkonzentrationen während der gesamten Kampagne gemessen wurden. Eine weitere Auffälligkeit ist in einem Durchmesserbereich von 1.5 bis $5 \mu\text{m}$ sichtbar, in dem alle dargestellten Größenverteilungen einen Anstieg in der Anzahlkonzentration aufweisen. Außerdem zeigen Untersuchungen von ROTH (2014) mit einem *Particle Loss Calculator* (VON DER WEIDEN et al., 2009), dass für Partikel $> 1 \mu\text{m}$ ein Verlust im Rohrleitungssystem von ca. 20% berücksichtigt werden muss, der aber letztlich nicht präzise bestimmt ist. Aus diesen Gründen wurde entschieden, für die weitere Untersuchung ausschließlich die Messungen des Sky-OPC Instrumentes in einem Durchmesserbereich zwischen 0.25 und $1 \mu\text{m}$ zu berücksichtigen. Die ausgewerteten und in dieser Arbeit verwendeten Sky-OPC Daten wurden von Johannes Schneider (MPIC) bereitgestellt.

Eingesetzte Flügelsonden

Für die Detektion von Wolkenpartikeln mit Forschungsflugzeugen hat sich der Einsatz von Flügelsonden bewährt. Während der VERDI-Messflüge wurden unterschiedliche Flügelsondenkonfigurationen verwendet, die in Tabelle 2.2 angegeben sind. Abbildung 3.12 zeigt die POLAR 5 mit vier montierten Flügelsonden, die im Folgenden beschrieben werden.

Das PIP Instrument (Messbereich von 100 bis $6400 \mu\text{m}$ Durchmesser) sowie das CCP Instrument (Messbereich von 2 bis $960 \mu\text{m}$ Durchmesser), welches eine Kombination aus CCP-CDP und CCP-CIPg darstellt, wurden bereits ausführlich in Abschnitt 3.1 und Abschnitt 3.2 vorgestellt. Die Unsicherheiten von diesen Instrumenten sind in Abschnitt 3.4 angegeben.

Eine weitere Kombination von Instrumenten ist in der *Novel Ice EXperiment - Cloud and Aerosol Particle Spectrometer* (NIXE-CAPS) Flügelsonde untergebracht, die unter der Leitung von Martina Krämer vom FZJ betrieben wird. Die Flügelsonde besteht aus einem *Cloud Aerosol Spectrometer* (NIXE-CAS) und einem NIXE-CIPg Instrument, das im Aufbau identisch mit dem CCP-CIPg (vgl. Abschnitt 3.2) Instrument ist und nur einen etwas anderen Partikelgrößenbereich, von 25 bis $1600 \mu\text{m}$ Durchmesser, abdeckt.

Abbildung 3.13 zeigt schematisch die Funktionsweise des NIXE-CAS Instrumentes. Bewegen sich Partikel (blaue Punkte) durch das Messvolumen, welches von einem linear polarisierten Laserstrahl mit einer Wellenlänge von $\lambda = 680 \text{ nm}$ ausgeleuchtet wird, entsteht an diesen Partikeln vorwärts-gerichtetes Streulicht. Dieses Streulicht wird in einem Winkel zwischen 4



Abbildung 3.12 – POLAR 5 mit montierten Flügelsonden. Zu sehen sind (von links nach rechts) CCP, SID-3, PIP und NIXE-CAPS (Fotos bereitgestellt von E. Bierwirth (LIM)).

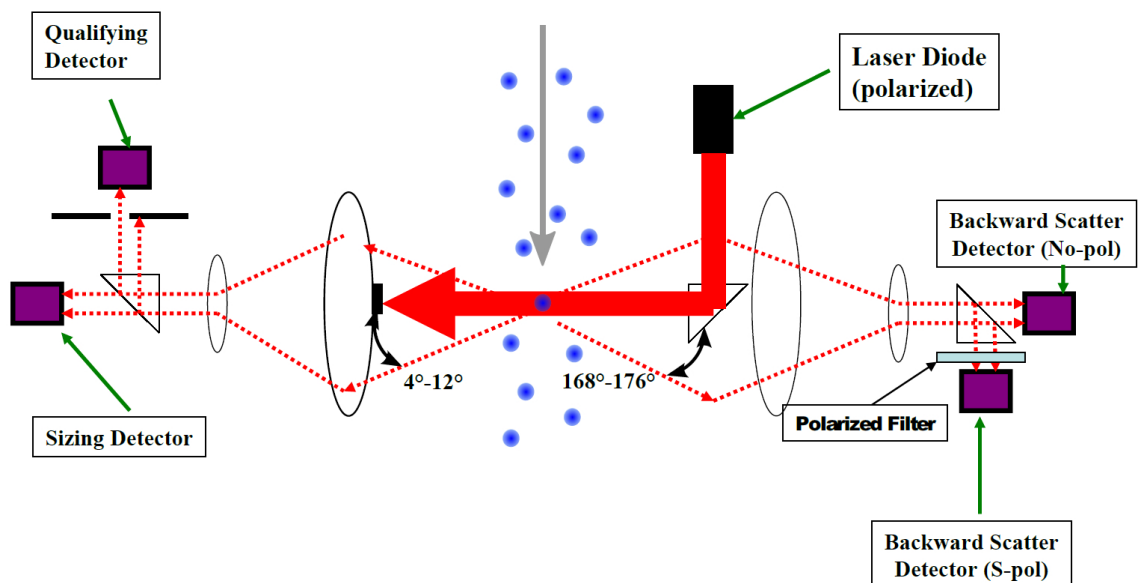


Abbildung 3.13 – Funktionsweise des NIXE-CAS Instrumentes. Partikel (blaue Punkte) werden durch einen linear polarisierten Laserstrahl, der das Messvolumen ausleuchtet, geführt. Das an den Partikeln vorwärts-gerichtete und rückwärts-gerichtete Streulicht wird durch jeweils zwei Detektoren erfasst (DMT, 2009).

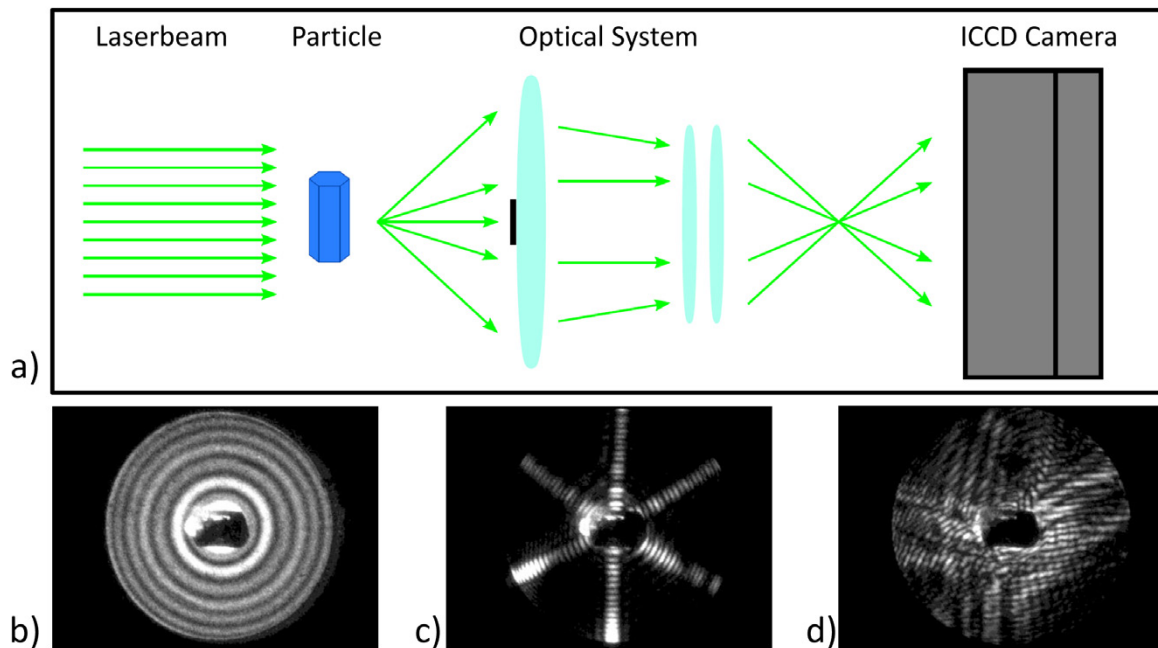


Abbildung 3.14 – a) Messprinzip des SID-3 Instrumentes. Ein Nd-YAG Laserstrahl bildet an einem Partikel ein Streumuster aus, das über eine Abbildungsoptik von einer ICCD Kamera aufgezeichnet wird. Tropfen (b) bilden ein rundes Streumuster, das sich von dem eines hexagonalen Eiskrättchens (c) und eines unregelmäßig geformten Eiskristalls (d) deutlich unterscheidet (P. Vochezer (KIT), persönliche Kommunikation, 02.03.2015).

und 12° , konzentrisch um die Achse des Laserstrahls, von einem größenbestimmenden und einem qualifizierenden Detektor registriert. Das Messvolumen berechnet sich nach Gleichung 3.1 mit einer Messfläche von $S_{NIXE-CAS} = 0.225 \text{ mm}^2$. Die Partikelgrößenbestimmung des NIXE-CAS Instrumentes ist somit, bis auf die Verwendung einer kleineren Messfläche, identisch mit dem CCP-CDP Instrument (vgl. Abschnitt 3.1).

Der Vorteil des NIXE-CAS Instrumentes gegenüber dem CCP-CDP Instrument besteht jedoch in den zwei zusätzlich integrierten Detektoren, die das rückwärts-gerichtete Streulicht in einem Winkel zwischen 168 und 176° erfassen (siehe Abbildung 3.13). Ein Detektor misst das gesamte rückwärts-gerichtete Streulicht in diesem Winkelbereich, wobei der andere Detektor mit einem Polarisationsfilter bestückt ist, um die polarisierte Komponente senkrecht zur einfallenden Laserpolarisation zu messen. Somit kann zusätzlich zur Größenbestimmung, eine Aussage über die Sphärizität der detektierten Partikel getroffen werden. Für das NIXE-CAS und das NIXE-CIPg Instrument wird für die Bestimmung der Anzahlkonzentration und des Partikeldurchmessers jeweils eine Unsicherheit von $\pm 20\%$ angegeben (MEYER, 2011).

Die in dieser Arbeit verwendeten Datensätze des NIXE-CAS Instrumentes wurden fertig ausgewertet vom FZJ bereitgestellt.

Während der VERDI Kampagne wurde zeitweise ein weiteres CAS Instrument (bezeichnet als DLR-CAS) eingesetzt, welches im Aufbau identisch mit dem NIXE-CAS Instrument ist.

Ein anderes Messverfahren zur Bestimmung von wolkenmikrophysikalischen Eigenschaften wird im *Small Ice Detector - Mark 3* (SID-3) Instrument angewendet, das von Martin Schnai-

ter (KIT) betrieben wird. Das SID-3 basiert auf der Detektion des am Partikel entstehenden Streumusters in einem Winkel zwischen 6° und 25° , konzentrisch um die Achse des Laserstrahls. Der verwendete Laserstrahl besitzt eine Wellenlänge von 532 nm und wird durch einen 10 mW Nd-YAG Laser erzeugt.

Abbildung 3.14a zeigt schematisch das Messprinzip des SID-3 Instrumentes. An einem Partikel wird durch das auftreffende Laserlicht ein zweidimensionales Streumuster gebildet. Über eine Abbildungsoptik wird die Intensität des Streumusters mithilfe einer *intensified charged-coupled device* (ICCD) Kamera (780×582 Pixel) aufgezeichnet. Bei flüssigen Partikeln (Tropfen) wird ein rundes Streumuster erzeugt und die Intensität wird axial gleichmäßig auf dem ICCD verteilt (siehe Abbildung 3.14b). Hexagonale Eisplättchen hingegen erzeugen ein lineares Streumuster und dessen Intensität wird ungleichmäßig auf dem ICCD verteilt (siehe Abbildung 3.14c). Dieses ist wiederum unterschiedlich zum Streumuster eines unregelmäßig geformten Partikels (siehe Abbildung 3.14d).

Neben einer Bestimmung der Partikelgröße erlaubt das Messverfahren des Instrumentes, durch Analyse der Symmetrie und Art der Streumuster, Aussagen über individuelle Eispartikelformen zu treffen (KAYE et al., 2008). Das SID-3 Instrument misst Partikeldurchmesser in einem Bereich zwischen 1 und $100\text{ }\mu\text{m}$ (SCHNAITER et al., 2007). Die Unsicherheit beträgt bei der Bestimmung der Anzahlkonzentration $\pm 15\%$ (HIRST et al., 2000) und bei der Bestimmung des Partikeldurchmessers maximal $\pm 2\text{ }\mu\text{m}$ für Partikel $< 20\text{ }\mu\text{m}$.

Die vom SID-3 Instrument aufgezeichneten Datensätze wurden von Martin Schnaiter (KIT) ausgewertet und für diese Arbeit zur Verfügung gestellt.

4 Instrumentenvergleiche

Um möglichst exakte Messungen zu erhalten, werden die verwendeten Flügelsonden (vgl. Kapitel 3) vor jedem Einsatz unter Laborbedingungen kalibriert. Zur Sicherstellung, dass die Instrumente auch während einer Feldmessung einheitliche Messergebnisse liefern, müssen die aufgezeichneten Daten, unter Berücksichtigung der jeweiligen Messunsicherheiten, miteinander verglichen werden. Für diese Art von Vergleich wurden Messflüge der VERDI Kampagne (vgl. Abschnitt 2.2) ausgewählt, da während dieser Kampagne zeitgleich bis zu vier Flügelsonden unter den Tragflächen des Forschungsflugzeuges montiert waren. Zusätzlich wurde durchgehend das Sky-OPC Instrument betrieben.

Abbildung 4.1 zeigt die Messbereiche von den Instrumenten, die bei der VERDI Kampagne verwendet wurden und auf unterschiedlichen Messverfahren basieren. Insgesamt erstreckt sich der detektierbare Partikelgrößenbereich von 250 nm bis 6.4 mm, wodurch sich eine größen aufgelöste Partikelmessung über vier Größenordnungen ergibt. Ein Vergleich der einzelnen Messungen ist möglich, indem die aufgezeichneten Daten direkt (z. B. zwischen CCP-CDP und SID-3 Instrument) oder die Überlappungsbereiche von kombinierten Größenverteilungen miteinander verglichen werden. Letzteres wird im folgenden Abschnitt umgesetzt.

4.1 Übereinstimmung kombinierter Größenverteilungen

Für einen Vergleich von vier verschiedenen Instrumenten, die unterschiedliche Partikelgrößen detektieren, werden die Daten der VERDI Kampagne von Messflug 5 am 30.04.2012 verwendet. Während Messflug 5 wurden Mischphasen-Wolken, nordöstlich von Inuvik und hinaus über die Grenze Alaskas (vgl. Abbildung 2.4), untersucht. Grenzschicht-Wolken wurden in einer Höhe zwischen 500 und 3500 m angetroffen. Zum Vergleich der ermittelten Daten wird ein Flugabschnitt über eine Distanz von 250 km ausgewählt, bei dem eine Grenzschicht-Wolke in unterschiedlichen Phasen und mehreren Schichten auftrat. Zur Untersuchung der mikrophysikalischen Eigenschaften dieser Grenzschicht-Wolke werden Messungen vom Sky-OPC, NIXE-CAS, NIXE-CIPg und PIP Instrument verwendet.

Abbildung 4.2a zeigt eine Zeitreihe des gewählten Flugabschnittes, welche die Flughöhe des Messflugzeuges sowie die gemessene Umgebungstemperatur darstellt. Zu Beginn der Zeitreihe sind für die Temperatur und Höhenmessungen einige Datenlücken zu erkennen, die durch Aufzeichnungsfehler des Messrechners verursacht wurden. Dennoch wird deutlich, dass das Forschungsflugzeug vom Oberrand der Grenzschicht-Wolke in diese eingedrungen ist.

Um den vertikalen Aufbau dieser Wolke möglichst detailliert und mit einer ausreichend guten Zählstatistik für die Partikelmessungen zu untersuchen, wurden innerhalb der Wolke 17 Stufen auf unterschiedlichen Höhenniveaus geflogen. Die entlang des Höhenprofils aufgetragenen Ziffern (siehe Abbildung 4.2a) dienen der eindeutigen Zuordnung der Höhenstufen.

Zwischen Stufe 1 und Stufe 6 steigt mit Verringerung der Höhe die Temperatur von -20 auf -16 °C an. In einem Höhenbereich zwischen Stufe 6 und Stufe 7 befanden sich nahezu keine Wolkenpartikel, sodass mit dem Messflugzeug ein schneller Abstieg zur unteren Wolkenebene durchgeführt werden konnte. Im Vergleich zum restlichen Flugabschnitt weist die Temperatur

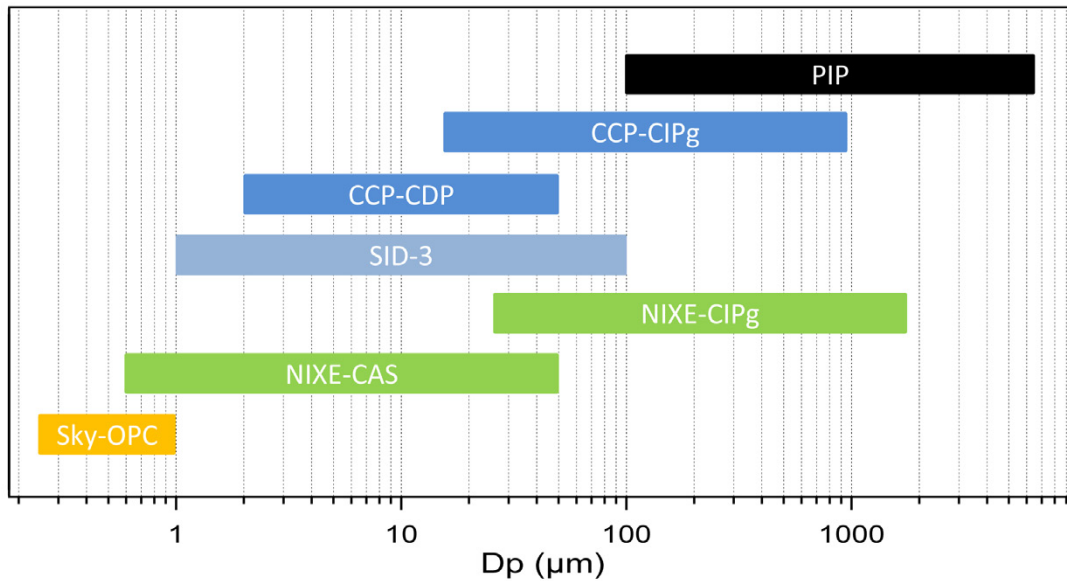


Abbildung 4.1 – Angegeben ist der Messbereich, der durch die unterschiedlichen Wolkenpartikelmessinstrumente abgedeckt wird. Gemeinsam vermessen alle verwendeten Partikelmessinstrumente einen Durchmesserbereich zwischen 250 nm und 6.4 mm.

zwischen Stufe 7 und Stufe 11 deutlich höhere Werte (-6.2 bis -10.6 °C) auf. Beim anschließenden Übergang von Stufe 11 auf Stufe 12 sinkt die Temperatur auf -14 °C ab und steigt danach mit zunehmender Höhe auf bis zu -12 °C an.

Abbildung 4.2b zeigt für den gleichen Zeitabschnitt die mit dem Sky-OPC und dem NIXE-CAS Instrument (vgl. Abschnitt 3.6) gemessenen Partikelanzahlkonzentrationen. Zwischen Stufe 7 und Stufe 11 steigt die mit dem NIXE-CAS Instrument gemessene Partikelanzahlkonzentration von etwa 10^{-2} auf 10^0 cm^{-3} an, wohingegen die mit dem Sky-OPC gemessene Partikelanzahlkonzentration eine Abnahme zeigt.

In Abbildung 4.2c wird die mit dem NIXE-CIPg Instrument gemessene Partikelanzahlkonzentration sowie das aus den aufgezeichneten zweidimensionalen Schattenbildern berechnete Flächenverhältnis (vgl. Abschnitt 3.3) dargestellt. Die Partikelanzahlkonzentration zeigt bei niedrigen Umgebungstemperaturen, zwischen Stufe 1 und Stufe 6, Werte zwischen 10^{-2} und 10^{-4} cm^{-3} . Beim Übergang von Stufe 6 auf Stufe 7 werden nur vereinzelt Wolkenpartikel mit einer Partikelanzahlkonzentration $< 10^{-4}$ cm^{-3} detektiert. Zwischen Stufe 7 und Stufe 11 sind, zeitgleich mit einer höheren Umgebungstemperatur, höhere Partikelanzahlkonzentrationen zwischen 10^{-1} und 10^1 cm^{-3} sichtbar. Mit dem anschließenden Absinken der Temperatur, beim Übergang zu Stufe 12, sinkt auch die Partikelanzahlkonzentration. Ab Stufe 14 bleibt die Partikelanzahlkonzentration auf etwa demselben Niveau, das auch zwischen Stufe 1 und Stufe 6 zu sehen ist.

Das Flächenverhältnis in Abbildung 4.2c zeigt eine Auffälligkeit zwischen 19:20 und 19:28 UTC (Stufe 13 und Stufe 14). Hier werden Werte zwischen 0.2 und 0.4 erreicht. Dies lässt darauf schließen, dass in diesem Abschnitt eine große Anzahl von asphärischen Partikeln vorhanden ist.

Zur Vollständigkeit ist in Abbildung 4.2d die mit dem PIP Instrument gemessene Partikelanzahlkonzentration dargestellt. Das PIP Instrument erweitert den Messbereich des NIXE-CIPg

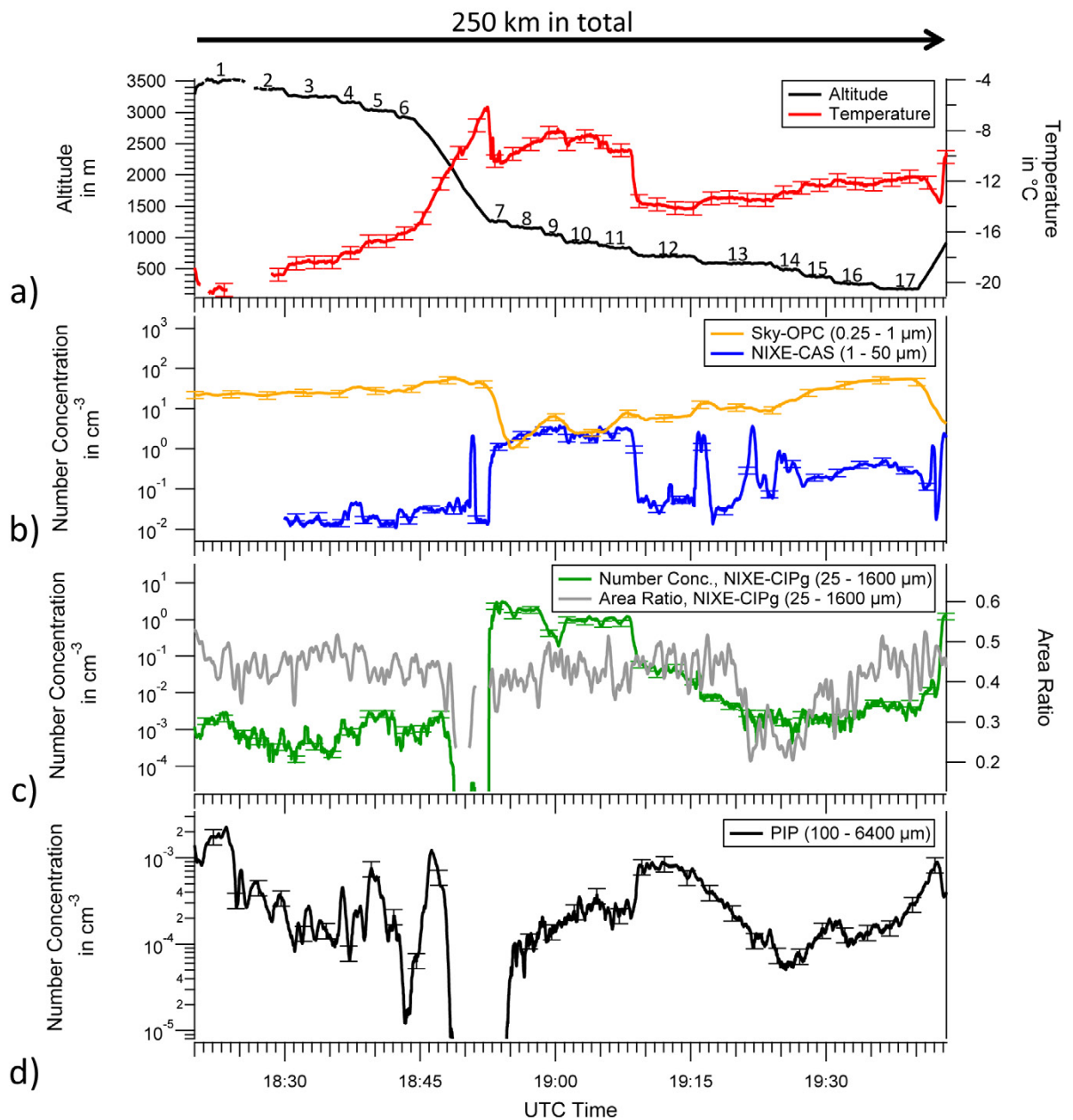


Abbildung 4.2 – Meteorologische und mikrophysikalische Parameter einer Grenzschicht-Wolke vom 30.04.2012. a) Höhenprofil des Messfluges zusammen mit der gemessenen Temperatur. b) Gemessene Partikelanzahlkonzentrationen vom Sky-OPC und NIXE-CAS Instrument. c) Messungen des NIXE-CIPg Instrumentes. Angegeben ist die Anzahlkonzentration sowie das ermittelte Flächenverhältnis (engl. *Area Ratio*) der Wolkenpartikel. d) Gemessene Partikelanzahlkonzentration des PIP Instrumentes. Die Fehlerbalken geben die Unsicherheit der jeweiligen Messgröße an. Die Unsicherheit für das Flächenverhältnis, das nach Gauß'scher Fehlerfortpflanzung $\pm 60\%$ beträgt, ist aufgrund einer besseren Übersicht nicht eingezeichnet.

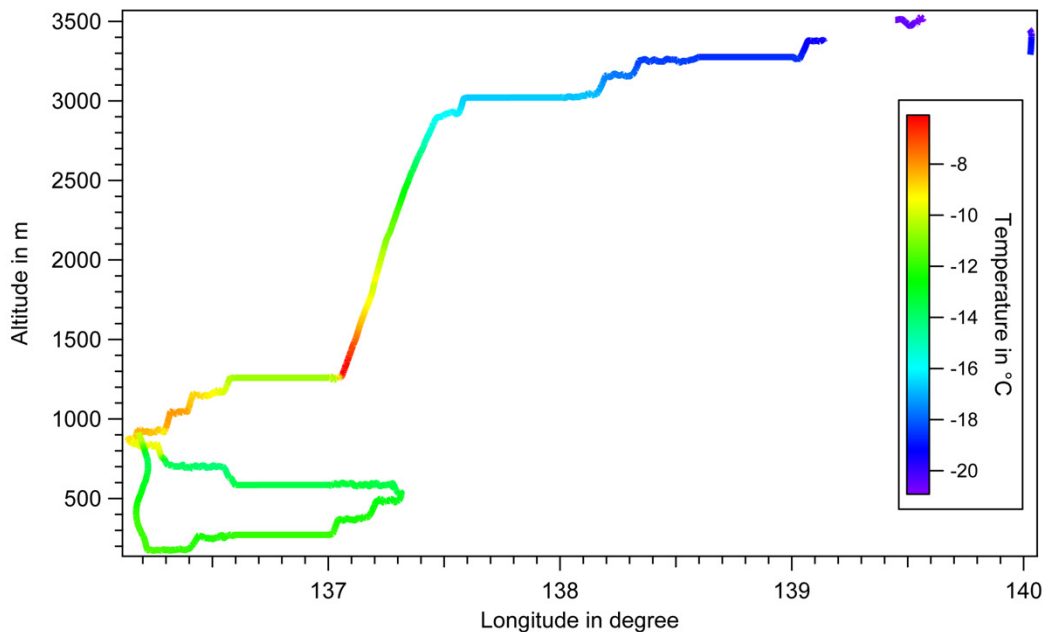


Abbildung 4.3 – Flughöhe als Funktion der geografischen Länge. Die Farbskala kennzeichnet die gemessene Umgebungstemperatur. Die Messlücken im oberen Teil der Abbildung sind auf Probleme bei der Datenaufzeichnung zurückzuführen.

Instrumentes (25 bis 1600 μm) bis hin zu einem Durchmesser von 6400 μm . Mittels Rekonstruktion von teilweise aufgezeichneten Schattenbildern können allerdings Partikel bis zu einer Größe von 8000 μm mit dem PIP Instrument (bzw. bis zu 2000 μm mit dem NIXE-CIPg Instrument) dargestellt werden. Die dafür angewendete Methode ist äquivalent zu dem in FREY (2011) vorgestellten Verfahren.

Um einen besseren Eindruck von dem Flugprofil des Messflugzeuges zu bekommen, ist in Abbildung 4.3 die Flughöhe als Funktion der geografischen Länge dargestellt. Die Farbskala kennzeichnet die gemessene Temperatur. Auch hier ist ersichtlich, dass in einer Höhe zwischen 800 und 2400 m eine wärmere Luftschicht gegenwärtig ist. Die Luftschichten oberhalb und unterhalb zeigen niedrigere Temperaturen.

Abbildung 4.4 zeigt siebzehn kombinierte Größenverteilungen. Jede einzelne Größenverteilung ist einer der Stufen (engl. *Steps*) zugeordnet, die in Abbildung 4.2a angegeben sind.

Das Sky-OPC Instrument (dargestellt in orange) deckt für alle Größenverteilungen einen Bereich von 0.25 bis 1 μm ab.

Für das NIXE-CAS Instrument (blau) wurde ein Durchmesserbereich von 1 bis 50 μm gewählt. Die aufgezeichneten Daten in einem Durchmesserbereich zwischen 0.6 und 1 μm wurden entfernt, da sie während der VERDI Kampagne unzuverlässige Ergebnisse lieferten¹. Infolge eines Instrumentenausfalls sind für Stufe 1 und Stufe 2 keine NIXE-CAS Daten vorhanden.

Das NIXE-CIPg Instrument (grün) erfasst zusammen mit dem PIP Instrument (schwarz), wie bereits erläutert, einen Durchmesserbereich zwischen 25 und 8000 μm .

¹Evaluert und bereitgestellt von J. Meyer (FZJ)

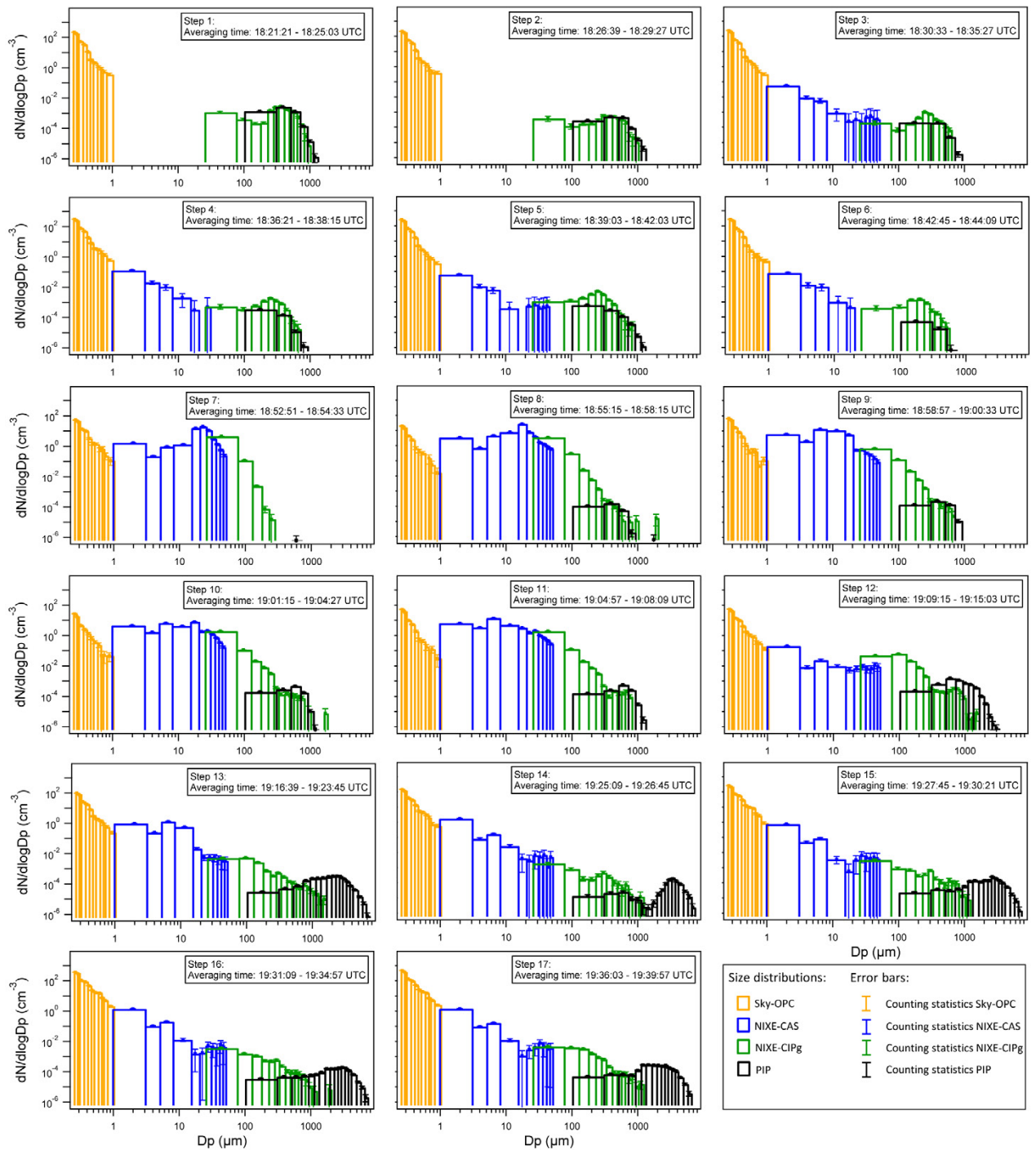


Abbildung 4.4 – Siebzehn kombinierte Größenverteilungen des Messfluges 5 vom 30.04.2012. Jede Größenverteilung besteht aus den Datensätzen von vier unterschiedlichen Instrumenten. Die Abfolge der hier vorgestellten Größenverteilungen entspricht den in Abbildung 4.2a gezeigten Stufen. Für alle Größenverteilungen ist der zählstatistische Fehler angegeben, der teilweise so klein ist, dass er in der Grafik nicht sichtbar ist.

Durch die simultane Verwendung dieser vier Instrumente decken die daraus kombinierten Größenverteilungen einen Durchmesserbereich von 250 nm (Aerosole) bis 6.4 mm (Niederschlagspartikel) ab. Vergleichbare Größenverteilungen über diesen kompletten Durchmesserbereich sind in der Literatur bisher nicht vorhanden.

Unter Betrachtung der siebzehn Größenverteilungen, zusammen mit dem Temperaturverlauf in Abbildung 4.2a, lässt sich die untersuchte Wolke in drei Abschnitte einteilen:

Stufe 1 - 6 (Wolkenelementphase dominiert durch Eis): Wie bereits in Abbildung 4.2a gezeigt, befinden sich die ersten sechs Stufen im oberen Teil der Wolke. Innerhalb dieses Wolkenabschnittes wurden hauptsächlich Eispartikel in einem Temperaturbereich zwischen -16 und -20 °C detektiert. Stufe 2 und Stufe 5 in Abbildung 4.4 zeigen die größten Partikel mit einem maximalen Durchmesser von $1300 \mu\text{m}$. Alle Größenverteilungen von Stufe 1 bis Stufe 6 zeigen ein Maximum in der Konzentration zwischen 100 und $500 \mu\text{m}$, welches durch das NIXE-CIPg Instrument am besten aufgelöst ist.

Stufe 7 - 11 (Wolkenelementphase dominiert durch unterkühlte Wassertropfen): In diesem Flugabschnitt beträgt die Temperatur zwischen -6.2 und -10.6 °C und ist deutlich höher als bei dem Abschnitt davor sowie danach. Das hat Auswirkungen auf die Form der Größenverteilungen. Bei einem Vergleich dieses Abschnittes (Stufe 7 bis Stufe 11) mit dem vorherigen Abschnitt (Stufe 1 bis Stufe 6) fällt auf, dass eine deutlich höhere Anzahlkonzentration von Wolkenpartikeln mit Durchmessern zwischen 1 und $100 \mu\text{m}$ vorhanden ist. Dies liegt an den unterkühlten Flüssigwassertropfen, die sich in der wärmeren Luftschicht befinden. Somit kann davon ausgegangen werden, dass dieser Abschnitt eine Messung in einer Mischphasen-Wolke widerspiegelt. Für eine reine Flüssigwasser-Wolke würde man nur Tropfen mit einem typischen Durchmesser zwischen circa 10 und $20 \mu\text{m}$ erwarten. Dahingegen sind in den vorliegenden Größenverteilungen Partikel mit Durchmessern bis $2000 \mu\text{m}$ (Stufe 8) auffindbar, welche die Vermutung bestätigen, dass neben unterkühlten Tropfen auch Eiskristalle in diesem Wolkenabschnitt vorhanden sind.

Stufe 12 - 17 (Wolkenelementphase mit Eispartikeln $> 2000 \mu\text{m}$): Die Stufen 12 bis 17 befinden sich am Unterrand der Wolke. Die gemessene Temperatur beträgt hier zwischen -11.7 und -14.1 °C. Es ist ersichtlich, dass der Partikeldurchmesser mit absteigender Höhe zunimmt. Des Weiteren ist zu erkennen, dass Niederschlagsselemente mit Durchmessern $> 2000 \mu\text{m}$ (Schneeflocken) vorhanden sind.

Zusammengefasst besteht die untersuchte Wolke aus drei Wolkenschichten mit unterschiedlichen Phasen. Die oberste Schicht (zwischen 2900 und 3500 m) zeigt hauptsächlich Eispartikel mit einem maximalen Durchmesser von $1300 \mu\text{m}$ für Temperaturen < -16 °C.

Die mittlere Schicht besteht aus einer Mischphasen-Wolke (zwischen 800 und 1300 m) und wird dominiert durch unterkühlte Flüssigwassertropfen mit einem Durchmesser von etwa $20 \mu\text{m}$, in einem Temperaturbereich zwischen -9 und -10.5 °C.

In der untersten Wolkenschicht (Stufe 12 bis Stufe 17) sind Niederschlagspartikel in Form von Schneeflocken vorhanden. Dies wird in den Größenverteilungen durch Partikel mit einem Durchmesser $> 2000 \mu\text{m}$ sowie durch ein Flächenverhältnis < 0.4 (siehe Abbildung 4.2c) bestätigt.

Kongruenz der Überlappungsbereiche kombinierter Größenverteilungen

Um eine Aussage über die Übereinstimmung der in Abbildung 4.4 gezeigten Größenverteilungen zu treffen, werden die Überlappungsbereiche der einzelnen Instrumente miteinander verglichen. Für das Sky-OPC und das NIXE-CAS Instrument werden dafür die Unterschiede der Konzentration in dem Überlappungsbereich zwischen 0.8 und 3.0 μm Durchmesser analysiert. Innerhalb von diesem Bereich besitzt das Sky-OPC Instrument eine Größenklasse, die einen Durchmesserbereich von 0.8 bis 1.0 μm abdeckt. Das NIXE-CAS Instrument schließt an diese Größenklasse mit einer weiteren Größenklasse, in einem Bereich zwischen 0.96 und 3.0 μm Durchmesser, an. Die Unterschiede der Konzentration werden ermittelt, indem das Verhältnis $V_{1,Stufe}$ von der Konzentration des Sky-OPC (in einem Bereich von 0.8 bis 1.0 μm) zu der des NIXE-CAS Instrumentes (in einem Bereich von 0.96 bis 3.0 μm) gebildet wird. Die Ergebnisse für jede Stufe sind im linken Teil von Tabelle 4.1 zu finden und mit unterschiedlichen Farben hinterlegt. Diese Farben kennzeichnen den Grad der Übereinstimmung und werden als gut definiert, wenn die Verhältnisse der Konzentrationen Werte zwischen 10 und 0.1 besitzen (siehe Legende in Tabelle 4.1).

Auffällig bei diesem Vergleich sind die Diskrepanzen für die Stufen 7 bis 11, die in dem Wolkenabschnitt auftreten, der durch Flüssigwassertropfen dominiert wird. Eine mögliche Ursache für diese Diskrepanz könnte in der unterschiedlichen Messtechnik zwischen dem NIXE-CAS und dem Sky-OPC Instrument liegen. Das Sky-OPC Instrument wurde während der VERDI Kampagne in der Flugzeugkabine betrieben, sodass die gemessenen Partikel zunächst durch einen Einlass und Rohrleitungen geführt werden mussten. Dieser Umstand könnte dazu geführt haben, dass mit dem Sky-OPC Instrument Partikel gemessen wurden, die sich aufgrund des langen Transportweges innerhalb der Rohrleitungen veränderten. Da diese Unterschiede nur im Bereich der Flüssigwasser-Wolke sichtbar sind, könnten eventuell verdampfende Tropfen diese Veränderung verursacht haben.

Ein Vergleich zwischen NIXE-CAS und NIXE-CIPg Instrument wird im mittleren Teil von Tabelle 4.1 gezeigt. Dort werden die Messungen in einem Überlappungsbereich zwischen 25 und 75 μm Durchmesser miteinander verglichen. Die angegebenen Konzentrationen für das NIXE-CAS Instrument wurden über fünf Größenklassen, in einem Bereich zwischen 25 und 50 μm Durchmesser, gemittelt. Für das NIXE-CIP Instrument ist jeweils die Konzentration der ersten Größenklasse, in einem Durchmesserbereich zwischen 25 und 75 μm angegeben. Die Übereinstimmung der Daten innerhalb des Überlappungsbereiches, wird wie zuvor über das Verhältnis $V_{2,Stufe}$ für die jeweilige Stufe ausgedrückt. Insgesamt zeigen NIXE-CAS und NIXE-CIPg eine gute Übereinstimmung bei allen Stufen. Für Stufe 6 ist kein Vergleich möglich, da sich die einzelnen Größenverteilungen in diesem Bereich nicht überschneiden (vgl. Abbildung 4.4).

Die Daten des NIXE-CIPg und des PIP Instrumentes werden in einem Überlappungsbereich zwischen 300 und 500 μm miteinander verglichen. Dafür werden die Daten von dem NIXE-CIPg Instrument aus zwei Größenklassen, gemittelt über einen Durchmesserbereich von 325 bis 475 μm , verwendet. Für das PIP Instrument wird die Konzentration der zweiten Größenklasse, die in einem Durchmesserbereich zwischen 300 und 500 μm liegt, benutzt. Das Verhältnis $V_{3,Stufe}$, dargestellt im rechten Teil von Tabelle 4.1, zeigt gute Übereinstimmungen für alle Stufen.

Die erste Größenklasse des PIP Instrumentes (100 bis 300 μm Durchmesser) wird vernachlässigt, da sie an der unteren Detektionsgrenze liegt und Partikel die Fotodioden in diesem Größenbereich teilweise nicht ausreichend abschatten, um registriert zu werden. Somit ist die

| Stufe | Sky-OPC (0.8 - 1.0 µm) | NIXE-CAS (0.96 - 3.0 µm) | $V_{1,Stufe} = \frac{\text{Sky-OPC}}{\text{NIXE-CAS}}$ | NIXE-CAS (25 - 50 µm) | NIXE-CIPg (25 - 75 µm) | $V_{2,Stufe} = \frac{\text{NIXE-CIPg}}{\text{NIXE-CAS}}$ | NIXE-CIPg (325 - 475 µm) | PIP (300 - 500 µm) | $V_{3,Stufe} = \frac{\text{NIXE-CIPg}}{\text{PIP}}$ |
|-------|---------------------------|-----------------------------|--|--------------------------|---------------------------|--|-----------------------------|-----------------------|---|
| 1 | - | - | - | - | 1.191E-03 | - | 2.434E-03 | 2.701E-03 | 0.901 |
| 2 | - | - | - | - | 3.891E-04 | - | 5.274E-04 | 5.205E-04 | 1.013 |
| 3 | 3.199E-01 | 5.746E-02 | 5.5673 | 3.871E-04 | 2.050E-04 | 1.889 | 2.957E-04 | 2.005E-04 | 1.475 |
| 4 | 6.449E-01 | 1.288E-01 | 5.0076 | 5.680E-04 | 5.603E-04 | 1.014 | 6.062E-04 | 1.531E-04 | 3.960 |
| 5 | 3.495E-01 | 6.289E-02 | 5.5577 | 5.185E-04 | 1.095E-03 | 0.474 | 1.039E-03 | 3.035E-04 | 3.422 |
| 6 | 5.159E-01 | 8.184E-02 | 6.3043 | - | 4.166E-04 | - | 1.199E-04 | 1.867E-05 | 6.423 |
| 7 | 1.147E-01 | 1.694E+00 | 0.0677 | 3.298E+00 | 4.544E+00 | 0.726 | - | - | - |
| 8 | 1.664E-02 | 3.427E+00 | 0.0049 | 1.658E+00 | 3.528E+00 | 0.470 | 1.663E-04 | 1.630E-04 | 1.021 |
| 9 | 1.214E-02 | 6.211E+00 | 0.0020 | 2.990E-01 | 7.303E-01 | 0.409 | 1.972E-04 | 2.521E-04 | 0.782 |
| 10 | 4.690E-02 | 4.621E+00 | 0.0102 | 9.281E-01 | 1.990E+00 | 0.466 | 1.457E-04 | 2.917E-04 | 0.500 |
| 11 | 3.127E-03 | 6.547E+00 | 0.0005 | 9.297E-01 | 1.968E+00 | 0.473 | 1.580E-04 | 2.612E-04 | 0.605 |
| 12 | 1.399E-01 | 2.039E-01 | 0.6863 | 8.836E-03 | 4.935E-02 | 0.179 | 2.182E-04 | 6.587E-04 | 0.331 |
| 13 | 2.508E-01 | 9.810E-01 | 0.2557 | 4.666E-03 | 5.249E-03 | 0.889 | 2.270E-04 | 5.232E-05 | 4.338 |
| 14 | 5.766E-01 | 1.696E+00 | 0.3401 | 5.070E-03 | 1.874E-03 | 2.705 | 1.812E-04 | 2.114E-05 | 8.573 |
| 15 | 8.981E-01 | 7.452E-01 | 1.2053 | 4.944E-03 | 3.236E-03 | 1.528 | 1.590E-04 | 3.747E-05 | 4.244 |
| 16 | 2.077E+00 | 1.364E+00 | 1.5226 | 4.734E-03 | 3.622E-03 | 1.307 | 1.751E-04 | 4.748E-05 | 3.689 |
| 17 | 2.489E+00 | 1.397E+00 | 1.7816 | 4.747E-03 | 4.685E-03 | 1.013 | 1.561E-04 | 6.923E-05 | 2.255 |

Legende:

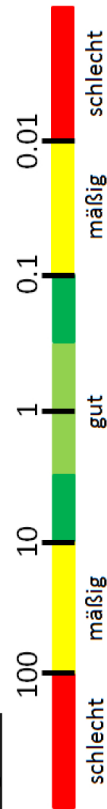


Tabelle 4.1 – Konzentrationen (angegeben in cm^{-3}) im Überlappungsbereich einzelner Größenverteilungen aus Abbildung 4.4. Das berechnete Verhältnis der Konzentrationen und somit die Güte der Übereinstimmung im jeweiligen Überlappungsbereich, wird durch die Farben angegeben.

Konzentration in der ersten Größenklasse des PIP Instrumentes meistens zu gering (siehe Abbildung 4.4) und wird daher nicht berücksichtigt.

Zusammengefasst zeigen die kombinierten Größenverteilungen, mit Ausnahme der Sky-OPC und NIXE-CAS Daten zwischen Stufe 7 und Stufe 11, gute Übereinstimmungen in ihren Überlappungsbereichen. Allerdings muss berücksichtigt werden, dass diese Art von Vergleich zu Fehlerquellen neigt. Die Genauigkeit der einzelnen Instrumente ist am höchsten im Zentrum des jeweiligen Messbereiches und nimmt zu den Randbereichen, die hier verglichen werden, aufgrund erreichen der unteren und oberen Detektionsgrenzen ab. Des Weiteren ist die Wahl der zu vergleichenden Größenklassen im jeweiligen Überlappungsbereich prekär, da diese nicht exakt übereinstimmen und somit nur ähnliche Größenklassen miteinander verglichen werden. Außerdem wurde die Legende, die den Grad der Übereinstimmung angibt, sehr großskalig gewählt (Faktor 10 zwischen den Abstufungen gut und mäßig sowie zwischen den Abstufungen mäßig und schlecht). Dennoch bestätigt dieser Vergleich, dass die Messdaten von vier verschiedenen Instrumenten die Erstellung einer umfassenden Größenverteilung, von Aerosolpartikel über Wolkenpartikel bis hin zu Niederschlag, erlauben. In diesem Vergleich konnte nur eine Stichprobe bezüglich eines Wolkenereignisses verwertet werden. Ein regelmäßiger Einsatz dieser Instrumentenkombination erlaubt sehr umfassende Untersuchungsmöglichkeiten der Aerosol-Wolken-Interaktion im Zusammenhang mit Wolkenprozessierung und Niederschlagsbildungsprozessen.

4.2 Vergleich zwischen CCP-CDP und SID-3 Instrument

Das CCP-CDP und das SID-3 Instrument basieren auf unterschiedlichen Messverfahren (vgl. Kapitel 3). Ein Instrumentenvergleich bietet sich dennoch an, da beide Instrumente einen ähnlichen Partikelgrößenbereich abdecken (vgl. Abbildung 4.1) und während der VERDI Kampagne direkt nebeneinander am Flugzeug montiert waren (vgl. Abbildung 3.12).

Für den direkten Vergleich werden Messungen innerhalb einer Flüssigwasser-Wolke verwendet, die während Messflug 11 am 15.05.2012 untersucht wurde. Abbildung 4.5a zeigt das geflogene Höhenprofil des ausgewählten Zeitabschnittes. Die nummerierten Abschnitte kennzeichnen die Bereiche, für die im weiteren Verlauf (siehe Abbildung 4.7) Größenverteilungen erstellt werden. Während des Messfluges wurde die Flüssigwasser-Wolke mit einem kontinuierlichen Steigflug in einer Höhe zwischen 700 und 900 m untersucht. Der Verlauf von Temperatur und relativer Feuchte ist für diesen Zeitabschnitt in Abbildung 4.5b aufgetragen. Um 20:04 UTC zeigt die Temperatur einen rapiden Anstieg, wohingegen die relative Feuchte abnimmt. Dieser Zeitpunkt markiert den oberen Rand der Flüssigwasser-Wolke, an der das Flugzeug bis 20:06 UTC entlangbewegt wurde. Innerhalb der Wolke zeigt die Temperatur mit ansteigender Höhe eine Ab- und die relative Feuchte eine Zunahme. Die Temperaturen liegen durchgängig unter dem Gefrierpunkt, sodass von unterkühlten Flüssigwassertropfen auszugehen ist. Weitere Details zur mikrophysikalischen und meteorologischen Situation während Messflug 11 sind in Abschnitt 5.3 aufgeführt.

Um eine Aussage zu treffen, wie gut das CCP-CDP und das SID-3 Instrument übereinstimmen, bietet sich ein Vergleich von gemessenen Partikelanzahlkonzentration in einem Durchmesserbereich zwischen 2 und 50 μm an. Abbildung 4.6a zeigt die Anzahlkonzentration vom SID-3 (blau) und CCP-CDP Instrument (rot) für die betrachtete Flüssigwasser-Wolke. Obwohl die gleichen Größenbereiche (2 bis 50 μm Durchmesser) miteinander verglichen werden,

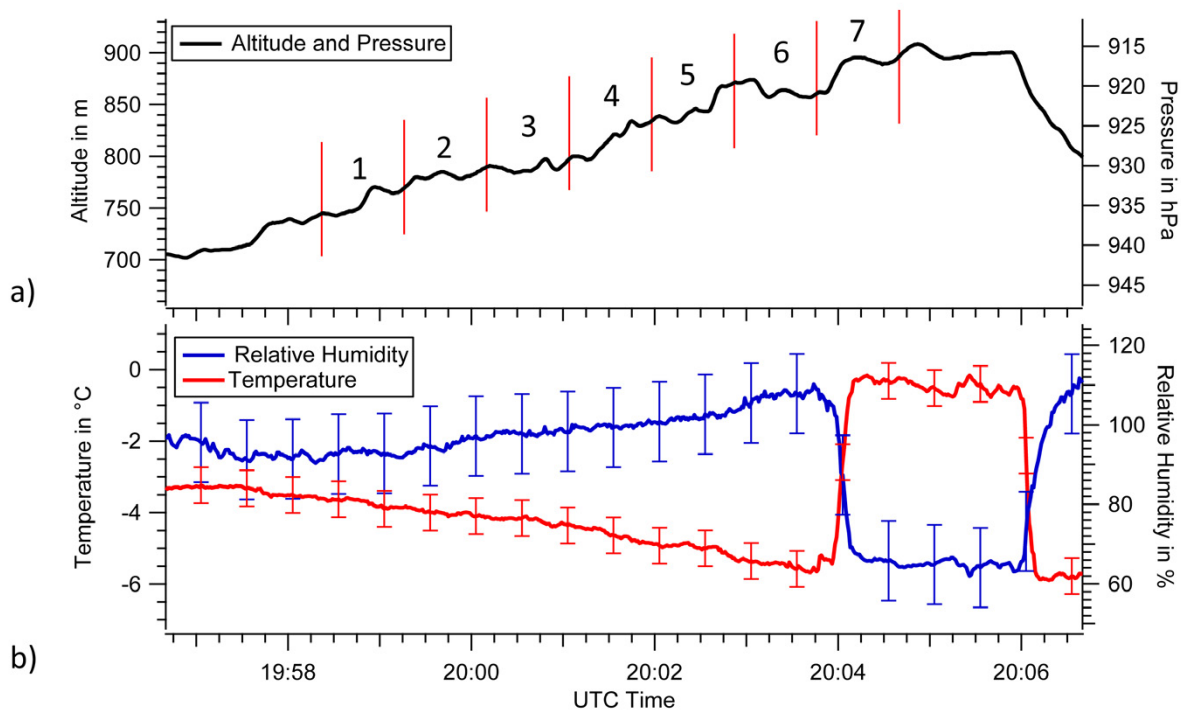


Abbildung 4.5 – a) Höhen- und Druckprofil vom Vertikalaufstieg innerhalb der Flüssigwasser-Wolke. Die nummerierten Abschnitte markieren die Bereiche, für die Größenverteilungen in Abbildung 4.7 vorhanden sind. b) relative Feuchte (blau) und Temperatur (rot). Die Fehlerbalken kennzeichnen die Messunsicherheiten der Instrumente.

zeigen die aufgezeichneten Partikelanzahlkonzentrationen deutliche Diskrepanzen, die sich in zwei Problematiken unterteilen lassen:

1. Beim Eindringen in den unteren Teil der Flüssigwasser-Wolke werden zunächst Partikel mit dem CCP-CDP Instrument detektiert, die eine nahezu konstante Partikelanzahlkonzentration von etwa 80 cm^{-3} um 19:59:45 UTC erreichen. Die Partikelanzahlkonzentration des SID-3 Instrumentes erreicht diesen Wert erst um 20:00:45 UTC und zeigt zuvor ein niedrigeres Signal an.
2. Zwischen 20:01 und 20:04 UTC zeigt das SID-3 Instrument eine deutlich höhere Partikelanzahlkonzentration als das CCP-CDP Instrument. Diese Abweichungen liegen außerhalb des Toleranzbereiches der Messung, der durch die Fehlerbalken in Abbildung 4.6a gekennzeichnet ist.

Zur Behandlung von Problematik 1 muss zunächst der typische Aufbau einer Flüssigwasser-Wolke betrachtet werden. In Flüssigwasser-Wolken bilden sich die einzelnen Tropfen an deren Unterkante mithilfe eines Nukleationskeimes, sobald das Kondensationsniveau erreicht ist. Solange Sättigungsbedingungen innerhalb der Wolke herrschen, wachsen diese Tropfen mit zunehmender Höhe (abnehmender Temperatur) aufgrund adiabatischer Hebung an. Dass das CCP-CDP Instrument Wolkenpartikel eher registriert als das SID-3 Instrument (Problema-

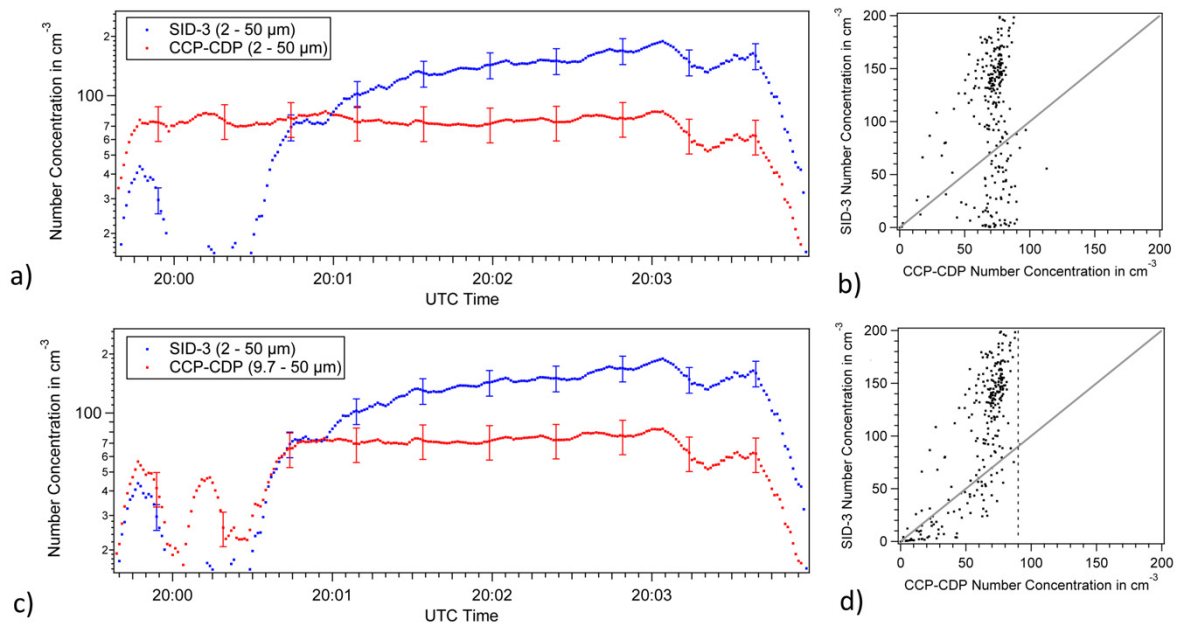


Abbildung 4.6 – a) Gemessene Partikelanzahlkonzentrationen mit dem SID-3 (blau) und dem CCP-CDP Instrument (rot) in einem Durchmesserbereich von 2 bis 50 μm . Das Streudiagramm (b) zeigt die Wertepaare von diesen Partikelanzahlkonzentrationen. c) gemessene Partikelanzahlkonzentrationen für SID-3 Instrument in einem Durchmesserbereich zwischen 2 und 50 μm und für das CCP-CDP Instrument in einem Bereich zwischen 9.7 und 50 μm Durchmesser. d) Streudiagramm für die angepassten Partikelanzahlkonzentrationen. Die gestrichelte Linie kennzeichnet eine Partikelanzahlkonzentration des CCP-CDP Instrumentes von 90 cm^{-3} .

tik 1) hängt mit diesem Mechanismus zusammen. Es scheint als würde das CCP-CDP Instrument empfindlicher auf Partikel in einem Durchmesserbereich zwischen 2 und 9.7 μm reagieren als das SID-3 Instrument. Um diese Vermutung zu bestätigen wird in Abbildung 4.6c die Partikelanzahlkonzentration des CCP-CDP Instrumentes in einem angepassten Durchmesserbereich von 9.7 bis 50 μm mit dem SID-3 Instrument (2 bis 50 μm Durchmesser) verglichen. Das Ergebnis zeigt, dass die Partikelanzahlkonzentrationen nun deutlich besser in dem unteren Bereich der Wolke (19:59:15 bis 20:00:45 UTC) übereinstimmen. Besonders auffällig ist die Verbesserung bei Betrachtung der Streudiagramme in einem Bereich zwischen 0 und 80 cm^{-3} , die in Abbildung 4.6b und Abbildung 4.6d dargestellt sind. Dies bestätigt die Vermutung, dass das CCP-CDP Instrument empfindlicher auf Partikel in den unteren Größenbereichen (zwischen 2 und 9.7 μm Durchmesser) reagiert als das SID-3 Instrument.

Um Problematik 2 zu bewerten, müssen mögliche Analysefehler in Betracht gezogen werden. Die gemessenen Partikelanzahlkonzentrationen von beiden Instrumenten werden nach Gleichung 3.9 berechnet. Entscheidenden Einfluss auf diesen Parameter nimmt dabei das Messvolumen (siehe Gleichung 3.1), welches aus der Messfläche und der Fluggeschwindigkeit gebildet wird. Unsicherheiten können z. B. durch Ungenauigkeiten bei der Vermessung der Messfläche entstehen. Für das CCP-CDP Instrument wird vom Hersteller standardmäßig eine Messfläche von $SA = 0.24 \text{ mm}^2$ angegeben. Vor der VERDI Kampagne wurde das CCP-CDP

Instrument allerdings zusätzlich mit einem Tröpfchengenerator vermessen und es wurde eine Messfläche von $SA = 0.27 \text{ mm}^2 \pm 0.025 \text{ mm}^2$ ermittelt (siehe Abschnitt 3.1).

Weitere Unsicherheiten können bei der Ermittlung der Fluggeschwindigkeit entstehen. Die verwendete Fluggeschwindigkeit zur Bestimmung der Partikelanzahlkonzentration des CCP-CDP Instrumentes stammt aus den Messdaten des Pitot-Rohres, welches in dem CCP Instrument verbaut ist. Dahingegen stammt die Fluggeschwindigkeit, die für das SID-3 Instrument verwendet wurde, aus Daten des AIMMS Systems. Ein Vergleich der unterschiedlichen Geschwindigkeitsmessungen zeigt, dass die maximalen Abweichungen $\pm 10\%$ betragen.

Allerdings müsste das Messvolumen des SID-3 Instrumentes um einen Faktor von etwa 0.5 verkleinert werden, damit beide Instrumente ähnliche Partikelanzahlkonzentrationen liefern. Es ist unwahrscheinlich, dass diese Abweichung allein durch Unsicherheiten bei Bestimmung der Messfläche oder der Fluggeschwindigkeit verursacht werden.

Um zu ermitteln in welchen Größenklassen die Instrumente voneinander abweichen, werden im Folgenden die jeweiligen Größenverteilungen direkt miteinander verglichen. Abbildung 4.7 zeigt diese Größenverteilungen, die jeweils einen Zeitabschnitt (engl. *Period*) aus Abbildung 4.5a repräsentieren und über einen Zeitraum von 54 s gemittelt wurden.

Die größten Abweichungen zwischen den Größenverteilungen des CCP-CDP und SID-3 Instrumentes sind in Zeitabschnitt 1 und 2 sowie Zeitabschnitt 6 und 7 zu verzeichnen. Diese Größenverteilungen zeigen die oberen und unteren Randbereiche der Flüssigwasser-Wolke, die am stärksten durch Turbulenz und trockenere Umgebungsluft beeinflusst werden.

Bessere Übereinstimmungen sind im Inneren der Wolke, in Zeitabschnitt 3 und 5 sichtbar. Für die Zeitabschnitte 4 bis 7 weist das SID-3 Instrument, in einem Durchmesserbereich zwischen 6 und 15 μm , deutlich höhere Konzentrationen auf als das CCP-CDP Instrument. Diese Abweichungen führen zu den in Abbildung 4.6 gezeigten Unterschieden der Anzahlkonzentration.

Zusammengefasst scheint das CCP-CDP Instrument empfindlicher in einem Durchmesserbereich zwischen 2 und 9.7 μm zu sein, als das SID-3 Instrument. Dies wurde mit Abbildung 4.6c gezeigt, indem nur Partikeldurchmesser vom CCP-CDP Instrument betrachtet wurden, die einen Durchmesser $> 9.7 \mu\text{m}$ besitzen.

Dahingegen liefert das SID-3 Instrument für Partikeldurchmesser $> 6 \mu\text{m}$, ab 20:01 UTC (vgl. Abbildung 4.7), durchgehend höhere Konzentrationen in den einzelnen Größenklassen als das CCP-CDP Instrument. Diese Erhöhung führt zu den gezeigten Diskrepanzen der Partikelanzahlkonzentrationen (vgl. Abbildung 4.6). Die Unterschiede lassen sich nicht allein durch einen abweichenden Faktor (wie z. B. Fluggeschwindigkeit oder Messfläche) erklären. Vielmehr scheint es die Aufsummierung von unterschiedlichen Fehlerquellen zu sein, die zu dieser Diskrepanz führen. So besteht z. B. die Möglichkeit, dass das SID-3 Instrument in Wahrheit ein größeres Messvolumen besitzt als angenommen. Das Messvolumen des CCP-CDP Instrumentes hingegen kann sehr genau klassifiziert werden, da die Messfläche mit einem Tröpfchengenerator exakt bestimmt wurde. Eine weitere Besonderheit bei dem Vergleich, welche für die Genauigkeit des CCP-CDP Instrumentes spricht, ist in Abbildung 4.6c sichtbar. Hier zeigt das SID-3 Instrument mit zunehmender Höhe (fortlaufender Zeit) einen Anstieg der gemessenen Partikelanzahlkonzentration. Die Partikelanzahlkonzentration des CCP-CDP Instrumentes bleibt für den gleichen Zeitraum nahezu konstant und erreicht keine Konzentrationen $> 90 \text{ cm}^{-3}$ (gestrichelte Linie in Abbildung 4.6d). Ein Anstieg der Partikelanzahlkonzentration ist für diese Art von Grenzschicht-Wolken nicht plausibel, denn Wolkentropfen nukleieren am Wolkenunterrand und wachsen, aufgrund des adiabatischen Aufstiegs, mit zunehmender Höhe an. Innerhalb der Wolke können sich größere Tropfen durch Kollisions- und

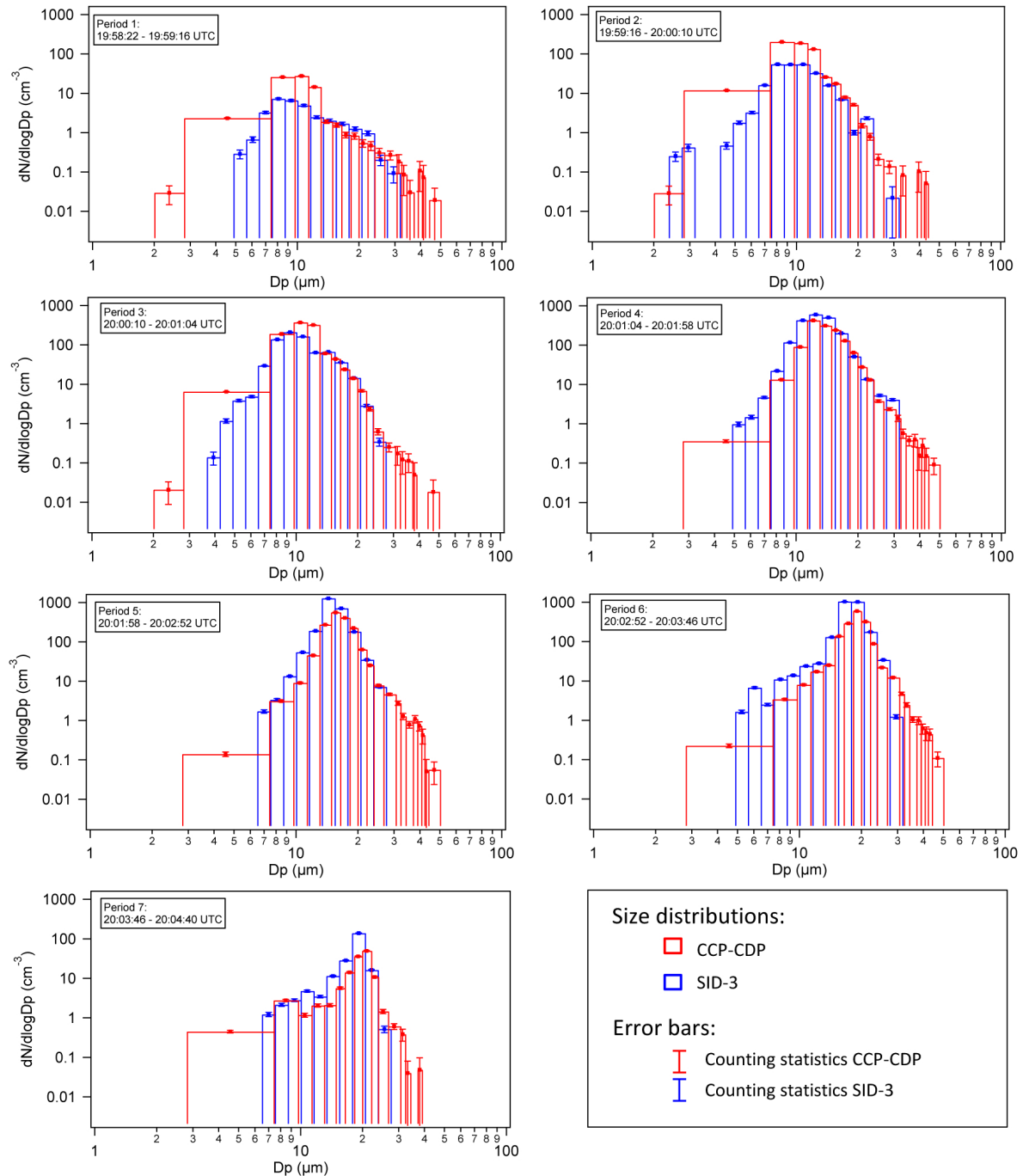


Abbildung 4.7 – CCP-CDP (rot) und SID-3 (blau) Größenverteilungen von Messflug 11 am 15.05.2012 im direkten Vergleich. Die Größenverteilungen wurden für die Zeitabschnitte aus Abbildung 4.5a erstellt. Die Fehlerbalken kennzeichnen den zählstatistischen Fehler und sind aufgrund der hohen Partikelkonzentrationen teilweise so gering, dass sie nicht sichtbar sind.

Koaleszenzprozesse bilden, welche aber eher zu einer Abnahme der Partikelanzahlkonzentration führen sollten als zu einer Zunahme. Eventuell könnten Shattering-Artefakte (siehe Abschnitt 3.4), die möglicherweise nicht vollständig in den Daten des SID-3 Instrumentes berücksichtigt wurden, zu einem Anstieg der Partikelanzahlkonzentration mit zunehmender Höhe geführt haben.

Die Ursachen für die Abweichungen zwischen den gemessenen Partikelanzahlkonzentrationen des CCP-CDP und des SID-3 Instrumentes können in dieser Arbeit nicht vollständig geklärt werden. Dennoch zeigt der Vergleich zwischen den beiden Instrumenten bemerkenswerte Übereinstimmungen der einzelnen Größenverteilungen. Schließlich muss berücksichtigt werden, dass der vorgestellte Vergleich kein Laborexperiment, sondern eine Feldmessung mit einem Forschungsflugzeug ist und Größenverteilungen mit Konzentrationen über einen Bereich von sechs Größenordnungen miteinander verglichen wurden. Zudem basieren das CCP-CDP und das SID-3 Instrument auf grundsätzlich unterschiedlichen Mess- und Analyseverfahren.

5 Ergebnisse der Feldmessungen

5.1 Studie 1 - Mikrophysikalische Eigenschaften von Cirrus-Wolken

Wie in Abschnitt 1.1 beschrieben, besitzen Cirrus-Wolken, je nach Struktur und Zusammensetzung, einen entscheidenden Einfluss auf den Strahlungsantrieb der Erde. Aus diesem Grund wurden bereits zahlreiche Feldmessungen bezüglich Cirrus-Wolken durchgeführt und veröffentlicht.

DOWLING und RADKE (1990) haben Satelliten, in-situ und LiDAR Messungen von Cirrus-Wolken über einem Zeitraum von 32 Jahren (1957 bis 1989) zusammengefasst. Die daraus ermittelten typischen Charakteristika von Cirrus-Wolken sind in der folgenden Tabelle dargestellt:

| | Typisch | Minimum | Maximum |
|---|---------|---------|---------|
| Wolkendicke in km: | 1.5 | 0.1 | 8 |
| Höhe in km: | 9 | 4 | 20 |
| Eiswassergehalt in g m^{-3} : | 2.5E-01 | 1.0E-04 | 1.2 |
| Partikelanzahlkonzentration in cm^{-3} : | 3.0E-02 | 1.0E-07 | 10 |
| Partikeldurchmesser in μm : | 250 | 1 | 8000 |

Die Parameter Partikelanzahlkonzentration und Partikeldurchmesser wurden mit Flügelsonden, die wie in Kapitel 3 beschrieben auf vorwärts-gerichteter Lichtstreuung basieren oder Schattenbilder von Partikeln aufzeichnen, gemessen. Der Eiswassergehalt wurde für diese Messungen aus den ermittelten Partikeldurchmessern berechnet oder aus den Massen von Eispartikeln, aufgefangen mithilfe von Impaktoren, bestimmt.

Die Verteilung des Eiswassergehaltes innerhalb von Cirrus-Wolken in Abhängigkeit von Temperatur, Höhe, geografischer Breite und weiteren mikrophysikalischen Parametern wird in LUEBKE et al. (2013) untersucht und knüpft an die Arbeit von SCHILLER et al. (2008) an. Die Ergebnisse zeigen unter anderem, dass Informationen über die vorhandene Partikelanzahlkonzentration zu einem besseren Verständnis zwischen der Beziehung von Temperatur und Eiswassergehalt in Cirrus-Wolken beitragen.

LYNCH (2002) verwendet die zusammengefassten Daten von DOWLING und RADKE (1990) und ergänzt, dass die Form der in Cirrus-Wolken enthaltenen Eispartikel hoch variabel ist. FREY et al. (2011a) haben nahe der Tropopause nicht-sichtbare Cirrus-Wolken in der Umgebung von mesoskaligen konvektiven Systemen untersucht. Die dabei ermittelten mikrophysikalischen Parameter von diesen Wolken befinden sich innerhalb der Bereiche, die in DOWLING und RADKE (1990) angegeben sind.

5.1.1 Cirrus-Wolken während der AIRTOSS-ICE Kampagne

Während der AIRTOSS-ICE Kampagne (vgl. Abschnitt 2.1) fanden acht Messflüge statt, bei denen Cirrus-Wolken mit der eingesetzten Tandem-Messplattform untersucht wurden.

Tabelle 5.1a gibt eine Übersicht über die Eigenschaften der detektierten Cirrus-Wolken, um diese anschließend in Abschnitt 5.1.2 mit der zusammengefassten Literatur von DOWLING und RADKE (1990) zu vergleichen.

Die Messflüge der AIRTOSS-ICE Kampagne wurden unter verschiedensten meteorologischen Situationen durchgeführt. Während der ersten Flüge (im Mai 2013) wurden Cirrus-Wolken untersucht, die sich aus einer südwestlich aufsteigenden Strömung entwickelt sowie innerhalb des Messgebietes gebildet haben. Warmfront-Cirren traten hauptsächlich während des zweiten Teils der Messkampagne (Ende August und Anfang September 2013) auf. Diese Art von Wolken bilden sich häufig in Zusammenhang mit einem Tiefdruckgebiet. Dabei schieben sich wärmere Luftmassen, aufgrund einer geringeren Dichte, über vorhandene kältere Luftmassen. Mit dem Aufstieg der wärmeren Luftmassen kühlen selbige ab und Wolkenbildung tritt durch Kondensationsprozesse auf. Cirrus-Wolken sind zeitlich gesehen bei einem Durchzug einer Warmfront als erstes sichtbar, da sie sich an der Spitze der aufschiebenden Luftmassen bilden. Die während der AIRTOSS-ICE Kampagne untersuchten Cirrus-Wolken zeigten eine vertikale Erstreckung (Wolkendicke) zwischen 1 und 5 km (siehe Tabelle 5.1a). Allerdings muss berücksichtigt werden, dass diese Cirrus-Wolken sich nicht kontinuierlich über den gesamten Höhenbereich erstreckten, sondern in Schichten auftraten.

Der charakteristische vertikale Aufbau von Cirrus-Wolken (vgl. Abschnitt 1.1) wurde auch während der AIRTOSS-ICE Kampagne beobachtet. Große Partikel, mit einem Durchmesser $> 600 \mu\text{m}$, wurden hauptsächlich in den unteren Bereichen der Wolken detektiert. Kleinere Partikel traten meistens in den oberen Bereichen auf. In Tabelle 5.1a beträgt der kleinste detektierte Partikeldurchmesser $34 \mu\text{m}$ (berechnet nach Gleichung 3.18) und ist für alle Messflüge gleich, da dieser der verwendeten unteren Messgrenze (2 Pixel-Schattenbilder) des CCP-CIPg Instrumentes entspricht.

Der Eiswassergehalt¹ wurde für die Messflüge 4 bis 10 mit dem FISH Instrument (vgl. Abschnitt 3.5) bestimmt. Für die Messflüge 1 bis 3 zeigte das Instrument ein fehlerhaftes Verhalten, sodass die Messdaten wegen zu großer Unsicherheiten nicht verarbeitet wurden.

Tabelle 5.1b listet typische Schattenbilder der AIRTOSS-ICE Kampagne auf, die einen Eindruck von den detektierten Partikelformen vermitteln. Jeder Bildstreifen besitzt eine Breite von $960 \mu\text{m}$ und die Form der Partikel kann in die folgenden Klassen eingeteilt werden:

1. Säulen (engl. *columns*),
2. Kugel- und Nadel-Rosetten (engl. *bullet- and needle-rosettes*),
3. Platten und Sternenplatten (engl. *plates and stellar plates*),
4. Graupel (engl. *graupel*),
5. Partikel mit uneindeutiger Form.

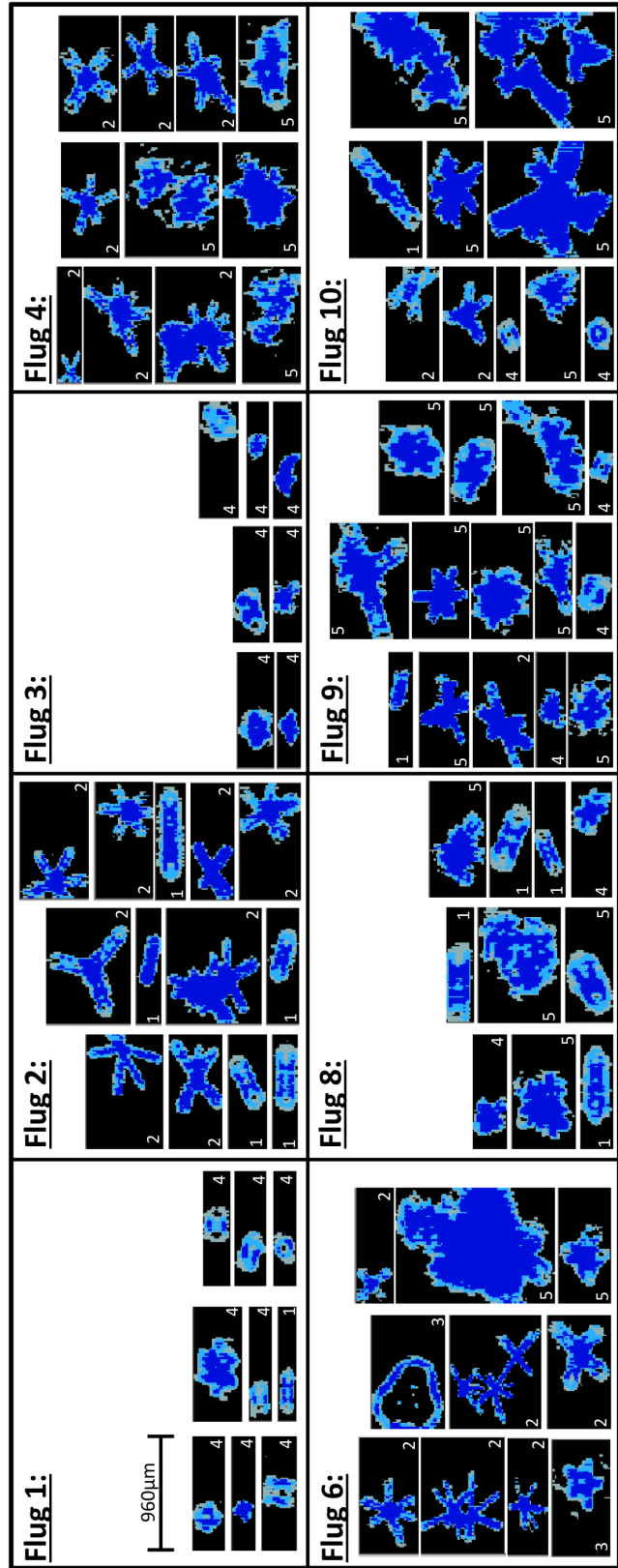
Das Auftreten dieser Eiskristallformen ist typisch innerhalb von Cirrus-Wolken (vgl. Abschnitt 1.1). In Anhang 7.1 werden zusätzlich die hier gezeigten Schattenbilder zusammen mit den dazugehörigen Parametern (Höhe, Temperatur und relative Feuchte) angegeben.

Besonders hervorzuheben ist, dass bei der AIRTOSS-ICE Kampagne zusammengewachsene Eispartikel häufig sichtbar und sehr gut nachweisbar waren. Abbildung 5.1 zeigt diese speziellen Eispartikel auf ausgewählten Schattenbildern.

¹Evaluert und bereitgestellt von A. Luebke (FZJ)

| Flug | Datum | Vertikale Erstreckung in m | | Wolkendicke in m | Eiswassergehalt in g m ⁻³ | | | Partikelanzahlkonzentration in cm ⁻³ | | | Partikeldurchmesser in µm | | | Meteorologische Situation |
|-------------|------------|----------------------------|-------|------------------|--------------------------------------|---------|---------|---|---------|---------|---------------------------|---------|--|---------------------------|
| | | von | bis | | Mittel | Minimum | Maximum | Mittel | Minimum | Maximum | Mittel | Minimum | Maximum | |
| 1 | 06.05.2013 | 6456 | 7530 | 1074 | - | - | 5.0E-04 | 5.3E-05 | 8.4E-02 | 244 | 34 | 765 | Aufsteigende Luftmassen aus südwestlicher Strömung im Messgebiet generierte Cirrus-Wolken Erste Cirrus-Wolken einer Warmfront Cirrus-Wolken aus Warmfront Keine Cirrus-Wolken im Messgebiet Cirrus-Wolken aus weiterer Warmfront Keine Cirrus-Wolken im Messgebiet Cirrus-Wolken evtl. aus Okklusion Cirrus-Wolken aus Warmfront Cirrus-Wolken aus Warmfront | |
| 2 | 06.05.2013 | 7180 | 9950 | 2770 | - | - | 1.0E-03 | 4.2E-05 | 1.2E-01 | 261 | 34 | 1227 | | |
| 3 | 07.05.2013 | 6591 | 10214 | 3623 | - | - | 6.8E-03 | 5.9E-05 | 8.3E-02 | 125 | 34 | 792 | | |
| 4 | 07.05.2013 | 7175 | 10273 | 3098 | 2.3E-03 | 9.4E-05 | 1.1E-02 | 1.4E-02 | 4.8E-05 | 182 | 34 | 1255 | | |
| 5 | 08.05.2013 | | | | | | | | | | | | | |
| 6 | 29.08.2013 | 6110 | 11081 | 4971 | 1.9E-03 | 2.1E-04 | 1.5E-02 | 6.2E-03 | 4.5E-05 | 191 | 34 | 1165 | | |
| 7 | 29.08.2013 | | | | | | | | | | | | | |
| 8 | 30.08.2013 | 5495 | 9050 | 3555 | 4.7E-03 | 1.5E-03 | 1.3E-02 | 4.7E-03 | 4.7E-05 | 215 | 34 | 1019 | | |
| 9 | 03.09.2013 | 9101 | 10171 | 1070 | 2.7E-03 | 5.9E-04 | 7.9E-03 | 1.3E-02 | 4.8E-05 | 240 | 34 | 1080 | | |
| 10 | 04.09.2013 | 8131 | 10220 | 2089 | 3.5E-03 | 4.8E-04 | 1.7E-02 | 4.8E-02 | 4.4E-05 | 170 | 34 | 1491 | | |
| Mittelwert: | | 7030 | 9811 | 2781 | 3.0E-03 | 5.7E-04 | 1.3E-02 | 1.2E-02 | 4.8E-05 | 203 | 34 | 1099 | | |

a)



b)

Tabelle 5.1 – a) Übersicht über die Eigenschaften der untersuchten Cirrus-Wolken. b) Zweidimensionale Schattenbilder ausgewählter Partikel. Die weißen Zahlen kennzeichnen die jeweilige Form (1. Säulen, 2. Kugel- und Nadel-Rosetten, 3. Platten und Sternenplatten, 4. Graupel, 5. Partikel mit uneindeutiger Form).

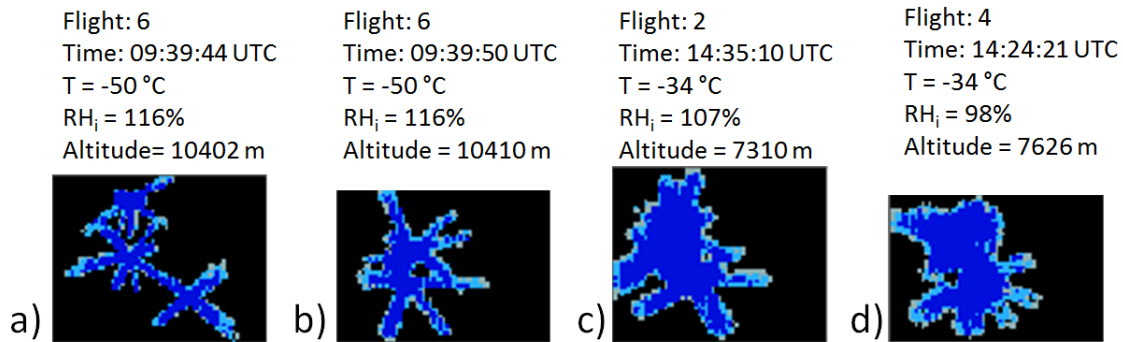


Abbildung 5.1 – Schattenbilder zusammengewachsener Eispartikel. Zu jedem Schattenbild ist die Flugnummer, die Zeit, die Temperatur, die relative Feuchte bezüglich Eis und die Höhe angegeben.

In Abbildung 5.1a und 5.1b werden Schattenbilder von Messflug 6 am 29.08.2013 betrachtet, die im Abstand von 6 s aufgezeichnet wurden. Deutlich erkennbar ist ein Zusammenhaften von drei (siehe Abbildung 5.1a) bzw. von zwei (siehe Abbildung 5.1b) Nadel-Rosetten.

Im Gegensatz dazu werden in Abbildung 5.1c und 5.1d jeweils zwei bereits zusammengewachsene Partikel gezeigt, bei denen nur noch teilweise die Umrisse von einer Rosette erkennbar sind. Es scheint, dass ein Zusammenwachsen von Eispartikeln (Aggregation) abhängig von der Umgebungstemperatur ist. Möglich ist, dass je höher die Umgebungstemperatur ist, desto eher wachsen Eispartikel in Cirrus-Wolken zusammen. Unterstützend dazu beitragen könnte die Ausbildung von *quasi-liquid Layern*, welche sich an der Oberfläche von Eispartikeln befinden und bei höheren Umgebungstemperaturen ausgeprägter sind als bei niedrigeren Temperaturen (PRUPPACHER und KLETT, 2010; GOLECKI und JACCARD, 1978).

5.1.2 Literaturwerte im Vergleich mit der AIRTOSS-ICE Kampagne

Zu Beginn von Kapitel 5.1 sind die Eigenschaften von Cirrus-Wolken aufgelistet, die über einen Zeitraum von 32 Jahren gesammelt und von DOWLING und RADKE (1990) zusammengefasst wurden. Tabelle 5.2 zeigt einen Vergleich dieser Literaturwerte mit den gemessenen Eigenschaften der Cirrus-Wolken, die während der AIRTOSS-ICE Kampagne untersucht wurden (vgl. Abschnitt 5.1.1).

Es fällt auf, dass sich alle Messwerte der AIRTOSS-ICE Kampagne innerhalb der angegebenen Bereiche der Literaturwerte befinden. Allerdings muss berücksichtigt werden, dass in der verwendeten Literatur ein weiterer Bereich umfasst wird, da das Auftreten und das Erscheinungsbild von Cirrus-Wolken sehr variabel ist.

Damit die Größenverteilungen der AIRTOSS-ICE Kampagne ebenfalls mit der aktuellen Literatur verglichen werden können, sind diese in Abbildung 5.2 im Vergleich mit Größenverteilungen von HEYMSFIELD (1986b), JENSEN et al. (2013) sowie FREY et al. (2011a) aufgetragen. Alle verwendeten Größenverteilungen waren ursprünglich im $dN/d\log D_p$ -Format mit der Einheit cm^{-3} angegeben (vgl. Gleichung 3.5). Um einen besseren Vergleich zu ermöglichen, wurden die Größenverteilungen auf einen gesamten $dN/d\log D_p$ -Wert von 1 normiert. Das bedeutet, dass die einzelnen Konzentrationen einer Größenverteilung addiert und anschließend durch die daraus entstehende Gesamtsumme dividiert wurden (gleiches Verfahren wie in DE REUS et al. (2009)). Die daraus folgenden Größenverteilungen besitzen den Vorteil, dass sie unabhängig von der Partikelanzahlkonzentration sind und somit eine Aussage über das Verhältnis der Partikelgrößen liefern.

Die Größenverteilungen von HEYMSFIELD (1986b) (siehe Abbildung 5.2) spiegeln Messungen auf zwei unterschiedlichen Höhenniveaus wider, die in Amboss-Cirren, welche im Zusammenhang mit Gewittern auftreten, detektiert wurden. Innerhalb von diesen Wolken befinden sich Eispartikel mit Durchmessern $> 4000 \mu\text{m}$ und die entsprechenden Größenverteilungen befinden sich somit deutlich oberhalb eines maximalen Durchmessers von $> 2000 \mu\text{m}$.

FREY et al. (2011a) haben nicht-sichtbare Cirrus-Wolken in einer Höhe von 15 km untersucht. Eine exemplarische Größenverteilung von diesen Messungen ist in Abbildung 5.2 eingezeichnet und befindet sich im Vergleich zu den anderen Größenverteilungen mit einem maximalen Partikeldurchmesser von $< 200 \mu\text{m}$ im unteren Partikeldurchmesserbereich.

Die eingezeichnete Größenverteilung von JENSEN et al. (2013) wurde in den mittleren Breiten (ausgehend von Texas, USA), in einer Höhe von 11.5 km detektiert.

Für einen Vergleich dieser Literaturwerte mit der AIRTOSS-ICE Kampagne wurden exemplarisch Größenverteilungen von vier Messflügen ausgewählt, die sich in unterschiedlichen Höhen- und Temperaturbereichen befanden und mit dem CCP-CIPg Instrument aufgezeich-

| | Literatur | | | AIRTOSS-ICE Kampagne | | |
|---|-----------|---------|---------|----------------------|---------|---------|
| | Typisch | Minimum | Maximum | Mittel | Minimum | Maximum |
| Wolkendicke in km: | 1.5 | 0.1 | 8 | 2.8 | 1.1 | 5 |
| Höhe in km: | 9 | 4 | 20 | 8.3 | 5.5 | 11.1 |
| Eiswassergehalt in g m^{-3} : | 2.5E-01 | 1.0E-04 | 1.2 | 3.0E-03 | 5.7E-04 | 1.3E-02 |
| Partikelanzahlkonzentration in cm^{-3} : | 3.0E-02 | 1.0E-07 | 10 | 1.2E-02 | 4.2E-05 | 1.4 |
| Partikeldurchmesser in μm : | 250 | 1 | 8000 | 204 | 34 | 1491 |

Tabelle 5.2 – Eigenschaften von Cirrus-Wolken. Literaturwerte von DOWLING und RADKE (1990) im Vergleich mit Beobachtungen während der AIRTOSS-ICE Kampagne.

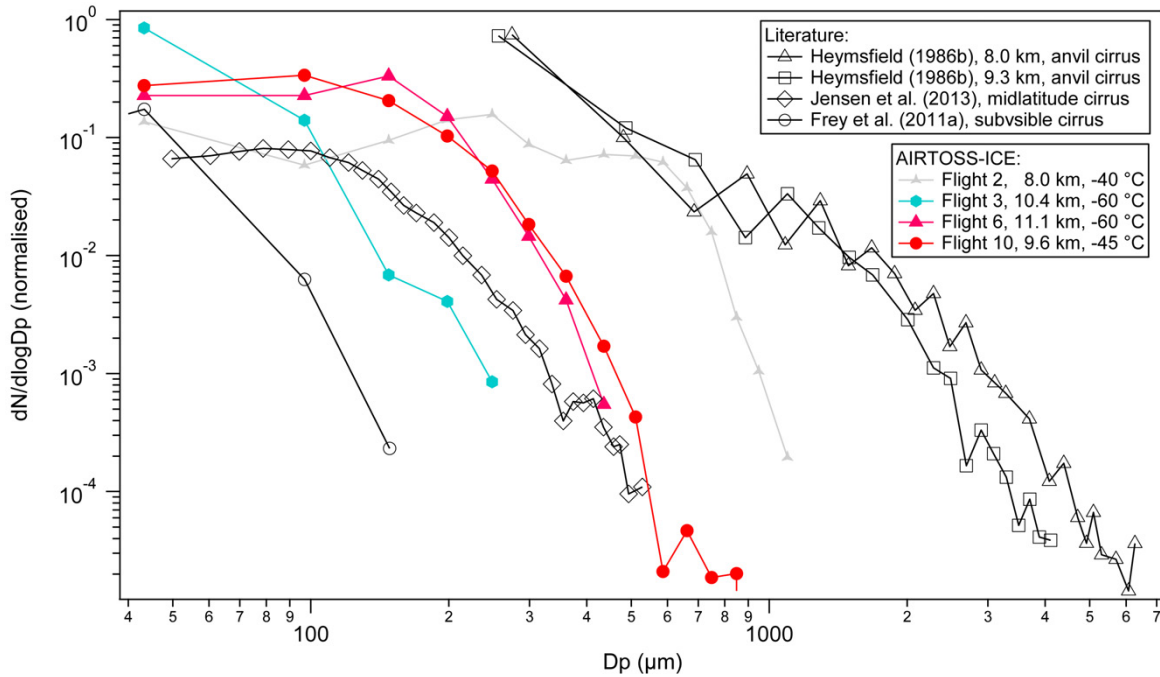


Abbildung 5.2 – Größenverteilungen der AIRTOSS-ICE Kampagne (farbig) im Vergleich mit Literaturwerten (schwarz).

net wurden. Die Größenverteilungen der AIRTOSS-ICE Kampagne zeigen in Abbildung 5.2 einen ähnlichen Verlauf wie die von JENSEN et al. (2013). Dies liegt vermutlich an vergleichbaren Messbedingungen, da in ähnlichen Höhen- und Temperaturbereichen gemessen wurde. Außerdem fanden beide Messkampagnen in den mittleren Breiten statt. Ein deutlicher Unterschied ist zu den Messungen von HEYMSFIELD (1986b) und FREY et al. (2011a) feststellbar, da diese in Anvil-Cirrus sowie in nicht-sichtbaren Cirrus-Wolken durchgeführt wurden.

Zusammenfassend hat ein Vergleich zwischen den Messungen der AIRTOSS-ICE Kampagne und den Literaturwerten gezeigt, dass die Parameter der untersuchten Cirrus-Wolken in den Größenbereichen liegen, die bereits in der Literatur angegeben sind. Übereinstimmungen zwischen den Größenverteilungen der einzelnen Messungen lassen vermuten, dass Cirrus-Wolken in den mittleren Breiten ähnliche Partikelgrößen besitzen. Diese grenzen sich allerdings deutlich von Anvil-Cirrus, die am oberen Ende des gezeigten Partikeldurchmesserbereiches auftreten, sowie von nicht-sichtbaren Cirrus-Wolken, die sich am unteren Ende befinden, ab.

5.1.3 Mikrophysikalische Eigenschaften einer untersuchten Cirrus-Wolke

In diesem Abschnitt wird eine beprobte Cirrus-Wolke im Detail untersucht, um den typischen Aufbau und die Zusammensetzung dieser Wolkengattung genauer zu beschreiben. Zudem eignet sich die Untersuchung als Grundlage für numerische Simulationen, da für diese die Charakteristika von Cirrus-Wolken genau bekannt sein müssen. Betrachtet wird eine Cirrus-Wolke der AIRTOSS-ICE Kampagne von Messflug 10 am 04.09.2013.

An diesem Tag befand sich der Norden von Deutschland zwischen einem Hochdrucksystem über Süddeutschland und einem Tiefdrucksystem über Skandinavien. Das über der Ostsee befindliche Messgebiet wurde von einer Warmfront durchlaufen und in dessen Umfeld traten geeignete Cirrus-Wolken auf.

Abbildung 5.3 zeigt von EUMETSAT (engl. *EUropean Organisation for the Exploitation of METeorological SATellites*, EUMETSAT) aufgenommene Satellitenbilder, welche die Bewölkung während des Messfluges zu zwei unterschiedlichen Zeitpunkten darstellen. Die Cirrus-Wolken (weiß eingefärbt) grenzen sich deutlich von den tieferen Wolken (gelb eingefärbt) ab. Sowohl in Abbildung 5.3a als auch in Abbildung 5.3b ist im östlichen Messgebiet der Flugpfad (rot) der jeweils letzten 15 Minuten vor Aufnahme des Satellitenbildes zu erkennen. Abbildung 5.3a zeigt die Wolkensituation zu Beginn (09:00 UTC) der Messung. Zu diesem Zeitpunkt waren noch keine Cirrus-Wolken im Messgebiet vorhanden. Um 10:15 UTC (siehe Abbildung 5.3b) war das Messgebiet allerdings vollständig bedeckt und es konnten Messungen am östlichen Rand und innerhalb der Cirrus-Wolke durchgeführt werden.

Abbildung 5.4 zeigt während dieses Messfluges aufgezeichnete Vertikalprofile verschiedener Parameter über einen Höhenbereich von 5900 bis 11200 m. Alle Daten wurden mit den Instrumenten erfasst, die in Abschnitt 3.5 beschrieben sind. Jeder Datenpunkt beschreibt einen

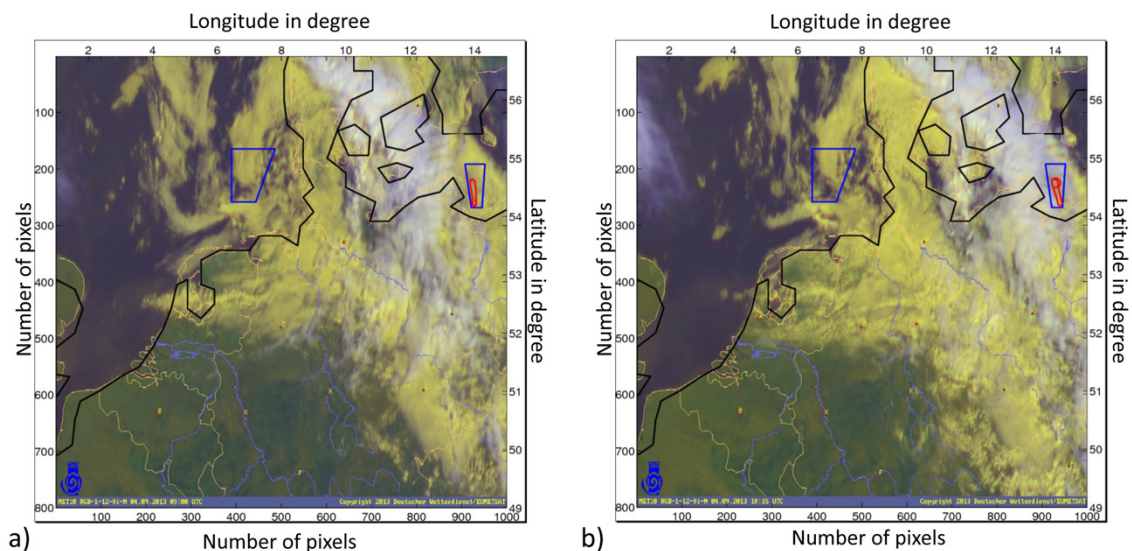


Abbildung 5.3 – Von EUMETSAT aufgenommene Satellitenbilder am 04.09.2013 um 09:00 UTC (a) und 10:15 UTC (b). Die Messgebiete sind in blau eingrahmt. Der Flugpfad von den jeweils letzten 15 Minuten (rot) vor Aufnahme des Satellitenbildes ist im östlichen Messgebiet zu erkennen. Die Abbildungen wurden bearbeitet und bereitgestellt von M.Voigt (IPA).

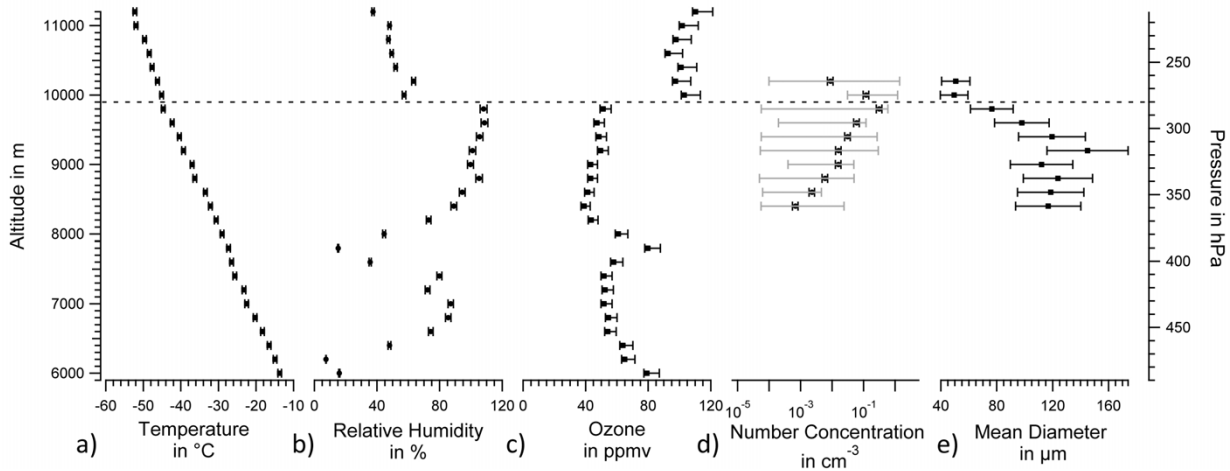


Abbildung 5.4 – Vertikalprofile verschiedener Parameter, aufgezeichnet während Messflug 10 am 04.09.2013. Jeder Datenpunkt ist über ein Höhenintervall von jeweils 200 m gemittelt. Die schwarzen Fehlerbalken kennzeichnen die Messunsicherheit des jeweiligen Instrumentes. Dargestellt sind Messungen von der Temperatur (a), der relativen Feuchte bezüglich Eis (b) sowie dem Ozonmischungsverhältnis (c), welche mit Instrumenten am Lear-Jet aufgezeichnet wurden. Die mikrophysikalischen Messungen wie Partikelanzahlkonzentration (d) und mittlerer Partikeldurchmesser (e) wurden mit dem CCP-CIPg Instrument, montiert im Schleppkörper, ermittelt. Die grauen Balken kennzeichnen den Bereich zwischen der minimal und maximal gemessenen Partikelanzahlkonzentration auf jedem Höhenintervall. Die horizontal gestrichelte Linie kennzeichnet die Höhe, ab der stratosphärische Luftmassen Einfluss nehmen.

Mittelwert über ein Höhenintervall von 200 m. Die Temperatur wurde mit dem MCH Instrument aufgezeichnet, welche mit zunehmender Höhe eine Abnahme von -14°C (6000 m) auf -52°C (11200 m) zeigt (siehe Abbildung 5.4a). Die relative Feuchte bezüglich Eis (siehe Abbildung 5.4b), gemessen mit dem SEALDH Instrument, bewegt sich in einem Bereich zwischen 7 % (6200 m) und 109 % (9600 m, innerhalb der Cirrus-Wolke).

Das mit dem *42M Ozon Analyzer* gemessene Ozonmischungsverhältnis² befindet sich in einer Höhe bis zu 9900 m (gestrichelte Linie) zwischen 39 und 80 ppmv. Oberhalb von 9900 m nimmt das Ozon stark zu und erreicht Werte > 90 ppmv, was für einen Übergang in die Stratosphäre spricht (siehe Abbildung 5.4c).

Dieser Übergang ist auch durch eine Abnahme der relativen Feuchte bezüglich Eis (siehe Abbildung 5.4b) und einer Abnahme der Partikelanzahlkonzentration (siehe Abbildung 5.4d) erkennbar. Die höchste Partikelanzahlkonzentration (gemessen mit dem CCP-CIPg Instrument) von 0.3 cm^{-3} befindet sich knapp unterhalb einer Höhe von 9900 m. Die Einmischung von trockeneren stratosphärischen Luftmassen scheint zu einem Verdampfen der in der Cirrus-Wolke befindlichen Eispartikel zu führen.

Unterhalb von 9900 m nehmen mit absteigender Höhe der mittlere Partikeldurchmesser zu (siehe Abbildung 5.4e) sowie die Partikelanzahlkonzentration ab und entsprechen somit dem typischen Aufbau von Cirrus-Wolken (vgl. Abschnitt 1.1). In einem Bereich zwischen 8400 und 9000 m zeigen die Partikel erneut geringere Durchmesser, da sie in diesem Höhenbereich

²Evaluert und bereitgestellt von S. Müller (IPA)

vermutlich von trockeneren Luftmassen (siehe Abbildung 5.4b) beeinflusst werden und zu sublimieren beginnen.

In einer Höhe von 9000 m unterschreitet die Temperatur einen Wert von -40°C . Bei Unterschreitung von diesem Wert besteht die Möglichkeit, dass der Prozess der homogenen Nukleation (vgl. Abschnitt 1.1) stattfindet. Dass dieser Prozess zumindest teilweise in der Wolke stattgefunden haben könnte, bestätigt die maximal gemessene Partikelanzahlkonzentration während dieses Messfluges (Flug 10) von $N = 1.4\text{ cm}^{-3}$ (vgl. Tabelle 5.1a). Zudem traten häufig maximale Partikelanzahlkonzentrationen in einem Bereich zwischen 10^{-1} und 10^0 cm^{-3} auf (siehe Abbildung 5.4d). Um diese relativ hohen Partikelanzahlkonzentrationen in Cirrus-Wolken zu erreichen, müssen nach KÄRCHER und LOHMANN (2002) vertikale Aufwindgeschwindigkeiten zwischen 20 und 100 cm s^{-1} vorhanden sein. Das bedeutet, dass allein die Warmfront, in der typischerweise vertikale Aufwindgeschwindigkeiten zwischen 2 und 10 cm s^{-1} herrschen (HEYMSFIELD, 1977), nicht zu diesen hohen Partikelanzahlkonzentrationen geführt haben kann. Vermutlich haben lokale konvektive Zellen, die stärkere Aufwinde besitzen und zusätzlich aufgetreten sind, Tropfen aus tieferen Wolkenschichten angehoben. Diese Tropfen könnten anschließend durch den Prozess der homogenen Nukleation spontan zu Eispartikeln gefroren sein und somit zu den beobachteten Partikelanzahlkonzentrationen geführt und letztendlich zur Bildung der Cirrus-Wolke beigetragen haben. Gegen den Prozess der homogenen Nukleation spricht allerdings, dass notwendige Übersättigungen bezüglich Eis ($> 150\%$) nicht beobachtet wurden.

Um die vertikale Verteilung und den Durchmesser der untersuchten Eispartikel genauer zu betrachten, ist in Abbildung 5.5a der Flugpfad des ausgefahrenen Schleppkörpers dargestellt. Die Farbskala kennzeichnet den Durchmesser der detektierten Partikel, die mit dem CCP-CIPg Instrument aufgezeichnet wurden. Es wird deutlich, dass auch in dieser Darstellung mehr größere Partikel in den unteren Bereichen der Wolke vorhanden sind als in den oberen Bereichen. Die größten Partikel $> 500\text{ }\mu\text{m}$ (rot) befinden sich auf dem untersten Höhenlevel bei 8688 m, an der Position 54.18°N , 13.9°W . Mit ansteigender Höhe nimmt die Häufigkeit und Länge der Messabschnitte zu, die durch Partikel $< 150\text{ }\mu\text{m}$ (blau) dominiert werden. Somit zeigt Abbildung 5.5a deutlich, dass eine typische Cirrus-Wolke untersucht wurde. Bei dieser Wolke befinden sich kleinere Partikel im oberen Bereich und größere Partikel im unteren Bereich. Ein zusätzlicher visueller Eindruck von der untersuchten Cirrus-Wolke ist in Abbildung 5.5b und 5.5c durch fotografische Aufnahmen gegeben.

Zur genaueren Analyse der untersuchten Cirrus-Wolke werden in Abbildung 5.6 die mikrophysikalischen Eigenschaften der Cirrus-Partikel auf fünf Höhenlevels betrachtet. Abbildung 5.6a zeigt die Mittelungsintervalle der jeweiligen Höhenlevels zusammen mit der mittleren Temperatur, der mittleren relativen Feuchte bezüglich Eis und der mittleren Höhe. Eine mittlere relative Feuchte von 53 % am Wolkenoberrand (Höhenlevel 1) zeigt, dass hier ein Übergang zur Stratosphäre stattfindet. Dieselben Intervalle von Abbildung 5.6a sind auch in Abbildung 5.6b wiederzufinden, in der die Messhöhe als Funktion der geografischen Breite aufgetragen ist. Die Farbskala kennzeichnet den Partikeldurchmesser. Für die tieferen Höhenlevels werden längere Mittelungsintervalle benötigt, um den zählstatistischen Fehler für die Messdaten des CCP-CDP und des CCP-CIPg Instrumentes möglichst gering zu halten.

Abbildung 5.6c zeigt die zu jedem Mittelungsintervall zugehörigen Größenverteilungen mit jeweils einem exemplarischen Schattenbildstreifen. Die Größenverteilungen enthalten sowohl CCP-CIPg (schwarz) als auch CCP-CDP Daten (rot). Zusätzlich werden die Partikelanzahlkonzentrationen N sowie die effektiven Radien r_e der Größenverteilungen angegeben. Mit

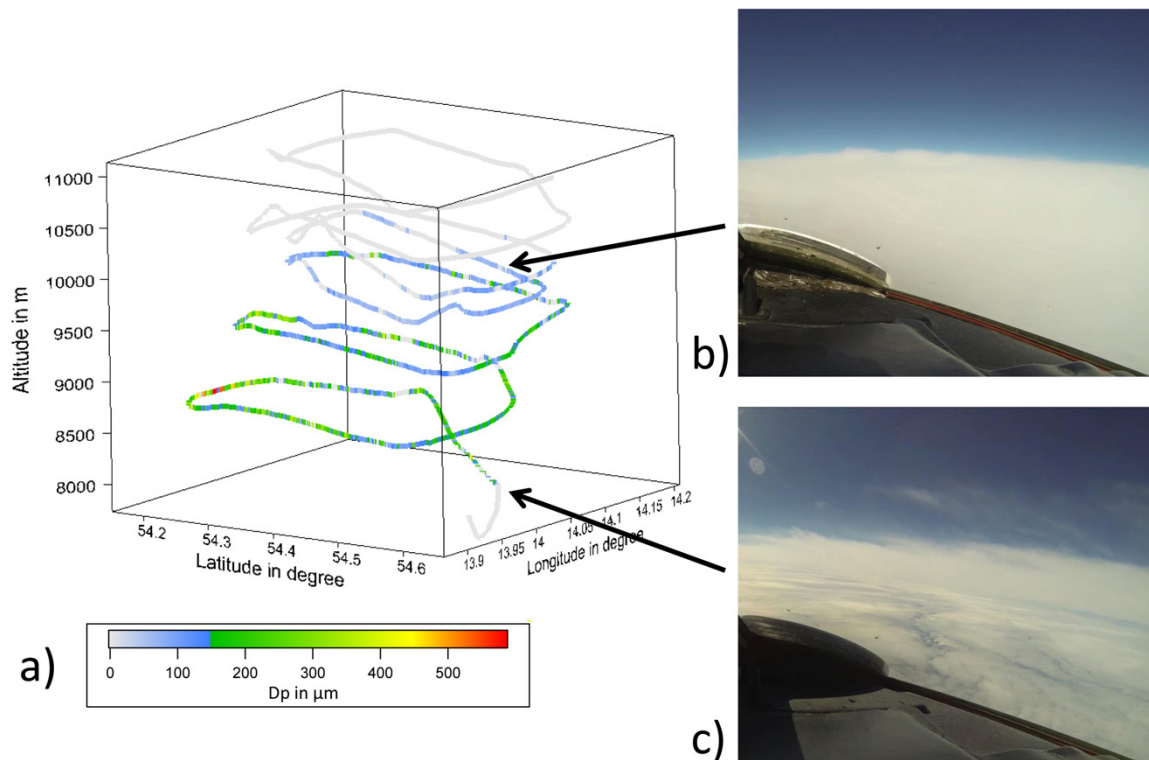


Abbildung 5.5 – a) 3D-Flugpfad des Schleppkörpers während Messflug 10 am 04.09.2013. Die Farbskala kennzeichnet den mittleren Durchmesser der Partikel, die mit dem CCP-CIPg Instrument detektiert wurden. Die Fotos (b) und (c) zeigen die Oberkante sowie die Gesamtansicht der Cirrus-Wolke.

abnehmender Höhe ist eine Größenzunahme des effektiven Radius von $r_e = 48.6 \mu\text{m}$ auf $r_e = 159.6 \mu\text{m}$ sowie eine Abnahme der Partikelanzahlkonzentration von $N = 8.4 \cdot 10^{-2} \text{cm}^{-3}$ auf $N = 0.26 \cdot 10^{-2} \text{cm}^{-3}$ auszumachen. Es fällt auf, dass in Größenverteilung 5 nur sehr wenig Partikel zwischen 2 und 50 µm vorhanden sind, obwohl die Mittelungszeit mit 136 s im Vergleich zu den anderen Größenverteilungen sehr lang ist. Die hier gezeigten kombinierten Größenverteilungen vom CCP-CDP und vom CCP-CIPg Instrument zeigen gute Übereinstimmungen im Überlappungsbereich, insbesondere auf den oberen Höhenlevels (Größenverteilung 1 bis 3), und erweitern somit die vorgestellten Instrumentenvergleiche aus Kapitel 4.

Die vertikal gestrichelte Linie in Abbildung 5.6c kennzeichnet einen Partikeldurchmesser von 200 µm, der im Folgenden als Referenzwert benutzt wird. Mit absteigender Höhe verschiebt sich das Maximum der Größenverteilung (beginnend von Größenverteilung 1 mit einem Maximum bei 30 µm) hin zu größeren Partikeldurchmessern und erreicht schließlich bei Größenverteilung 5 einen Partikeldurchmesser von 300 µm. Diese Zunahme des Partikeldurchmessers um den Faktor 10 findet innerhalb einer Temperaturdifferenz von 9.3 °C und einer Höhendifferenz von 1223 m statt. Diese typische vertikale Struktur in Cirrus-Wolken, mit kleineren Eispartikeln im oberen und größeren Eispartikeln im unteren Bereich, wird hauptsächlich durch Sedimentationsprozesse erzeugt. Die vertikalen Endfallgeschwindigkeiten v_t (engl. *terminal velocities*) von diesen Partikeln lassen sich nach HEYMSFIELD und WESTBROOK (2010)

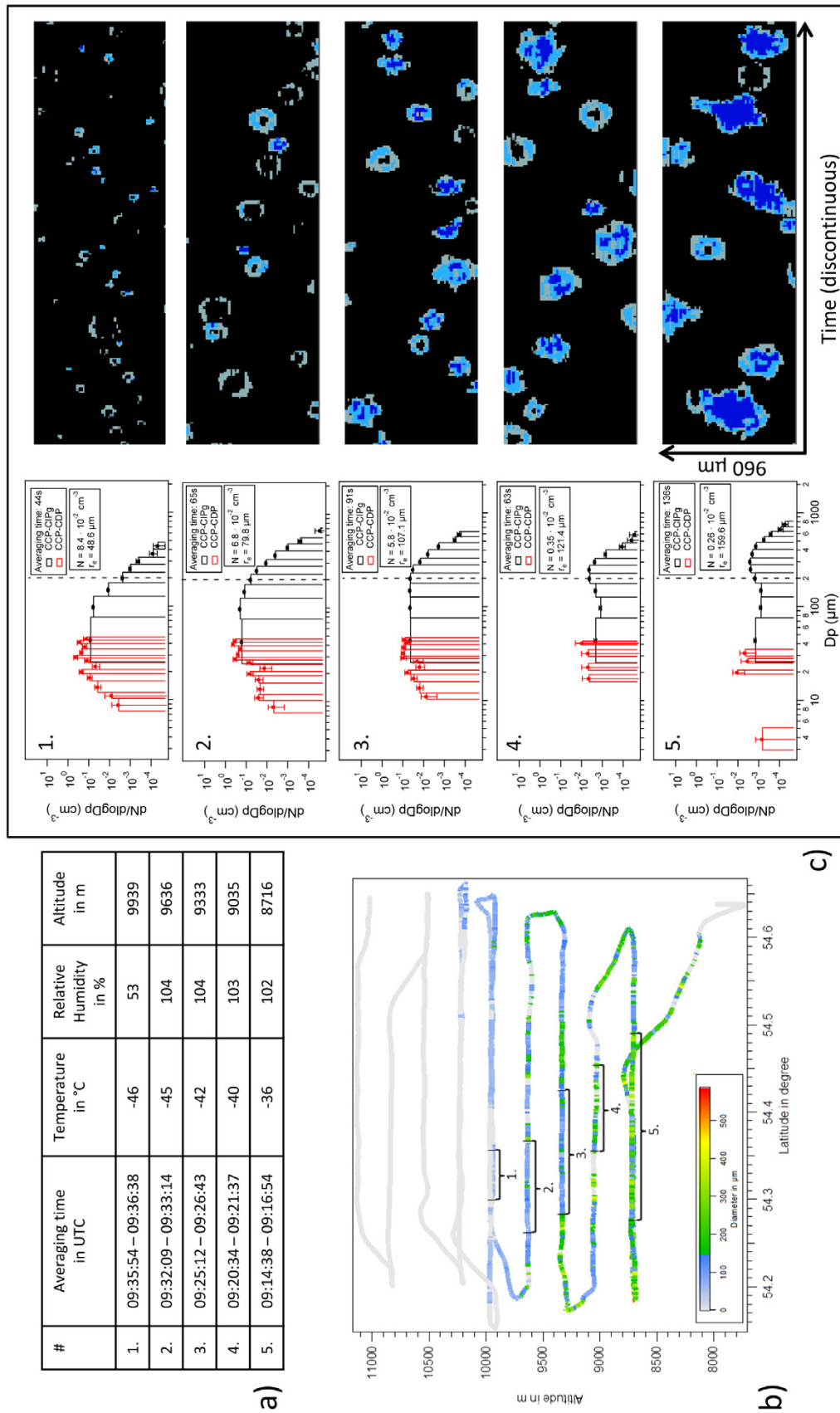


Abbildung 5.6 – Messflug 10 am 04.09.2013. a) Mittlere Temperaturen, mittlere relative Feuchten bzgl. Eis und mittlere Höhen für Größenverteilungen, die aus den in (b) gekennzeichneten Abschnitten erzeugt und in (c) gemeinsam mit entsprechenden Schattenbildern dargestellt werden. Die Fehlerbalken repräsentieren den zählstatistischen Fehler.

aus der kinematischen Viskosität η (in $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$), der Dichte von Luft ρ_a (in kg m^{-3}), der Partikelmasse m (in kg), dem Flächenverhältnis AR und dem Partikeldurchmesser D_p (in m) wie folgt berechnen:

$$\nu_t = \frac{\eta Re}{\rho_a D_p}, \quad (5.1)$$

mit der Reynoldszahl

$$Re = \frac{\delta_0^2}{4} \left[\left(1 + \frac{4\sqrt{X^*}}{\delta_0^2 \sqrt{C_0}} \right)^{1/2} - 1 \right]^2 \quad (5.2)$$

und der Best-Zahl

$$X^* = \frac{\rho_a}{\eta^2} \frac{8 m g}{\pi AR^{0.5}} \quad (5.3)$$

sowie den Konstanten $C_0 = 0.35$ und $\delta_0 = 8.0$. Die Dichte ρ_{air} wird nach der idealen Gasgleichung aus der Temperatur T und dem Luftdruck p bestimmt. Durch Multiplikation des Eispartikelvolumens mit der Dichte von Eis $\rho_i = 1 \text{ g cm}^{-3}$ ergibt sich die Partikelmasse m . Die Erdbeschleunigung beträgt $g = 9.81 \text{ m s}^{-2}$ und die von der Temperatur abhängige kinematische Viskosität η kann unter <http://www.lmnoeng.com/Flow/GasViscosity.php> nachgeschlagen werden. Der Fehler bei der Bestimmung von ν_t wird von HEYMSFIELD und WESTBROOK (2010) mit $\pm 25\%$ angegeben.

Entscheidenden Einfluss auf ν_t besitzt das Flächenverhältnis AR (vgl. Abschnitt 3.3). Dieses wird in Abbildung 5.7b gemittelt für die einzelnen Höhenlevels (identisch mit den Höhenlevels in Abbildung 5.6) von Messflug 10 dargestellt. Es ist zu erkennen, dass mit ansteigender Temperatur (abnehmender Höhe) das mittlere Flächenverhältnis zunimmt. Allerdings muss berücksichtigt werden, dass der Bereich von 0.41 bis 0.464, in dem sich das mittlere Flächenverhältnis bewegt, sehr schmal ist. Aus diesem Grund wird in Abbildung 5.7c zu jedem gemittelten Flächenverhältnis das dazugehörige Histogramm gezeigt. Die Histogramme werden jeweils durch eine Gauß-Funktion approximiert, die für das Höhenlevel 5 sehr steil abfallende Flanken zeigt. Das bedeutet, dass die Cirrus-Partikel in diesen Fall ein ähnliches, nahezu uniformes Flächenverhältnis besitzen. Mit abnehmender Temperatur (ansteigender Höhe) trägt eine Zunahme von asphärischen Partikeln (in einem Bereich zwischen 0.1 und 0.3) zu einer Verbreiterung der Gauß-Funktion bei. Dieses Resultat stimmt qualitativ mit den Ergebnissen von HEYMSFIELD und MILOSHEVICH (2005) überein, die bei einer Temperatur von -45°C mehr asphärische als sphärische Partikel zeigen (siehe Abbildung 5.7a).

Damit ermittelt werden kann, in welchem Bereich sich die vertikalen Endfallgeschwindigkeiten der Eispartikel des obersten Höhenlevels (Größenverteilung 1 in Abbildung 5.6c) befinden, wird ν_t exemplarisch für ein kugelförmiges Eispartikel ($AR = 1$) sowie für ein säulenförmiges Eispartikel ($AR = 0.25$) mit jeweils einem Durchmesser von $D_p = 30 \mu\text{m}$ berechnet. Die weiteren Parameter von Höhenlevel 1 lauten:

$$\begin{aligned} T &= -46^\circ\text{C}, \\ p &= 200 \text{ hPa} \quad \text{und} \\ \eta &= 1.49 \cdot 10^{-5} \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}. \end{aligned}$$

Nach Lösen der Gleichungen 5.1 bis 5.3 ergibt sich für das kugelförmige Eispartikel eine vertikale Endfallgeschwindigkeit von $\nu_t = 3.4 \text{ cm s}^{-1}$ mit $X^* = 0.49$ und $Re = 0.02$.

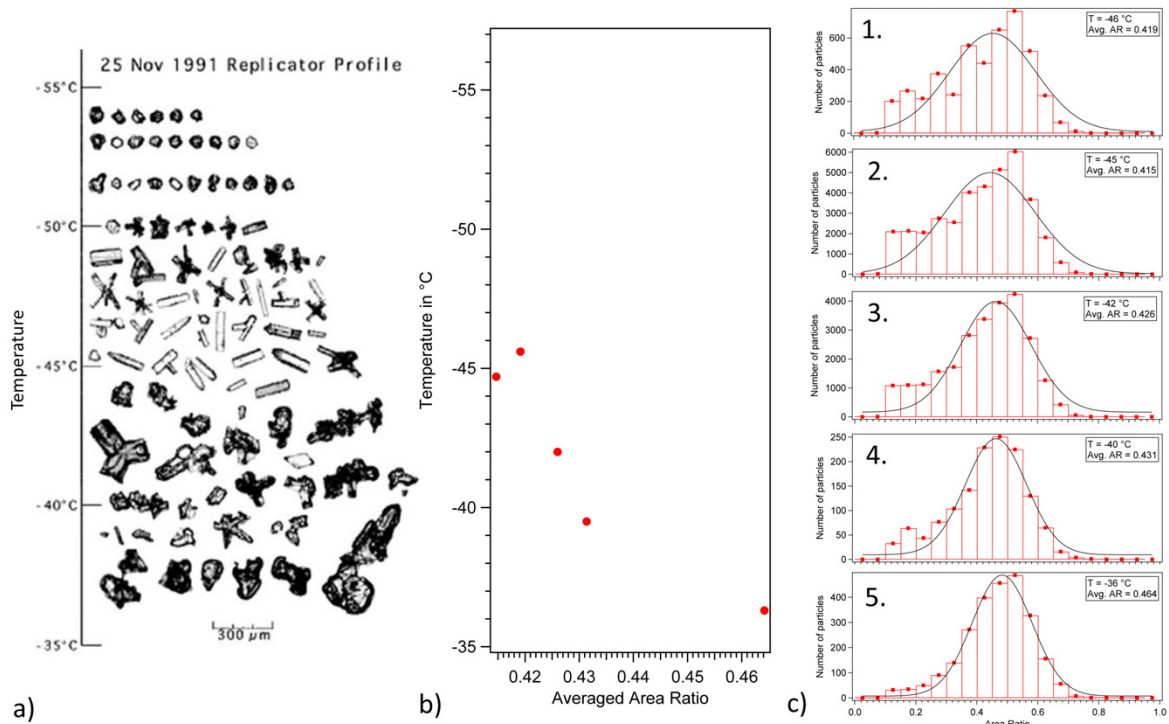


Abbildung 5.7 – a) Vertikalprofil typischer Eispartikel in Cirrus-Wolken von HEYMSFIELD und MILOSHEVICH (2005), aufgezeichnet mit einem Replikator am 25.11.1991 in Kansas/USA. b) Das gemittelte Flächenverhältnis mit c) den dazugehörigen Histogrammen von Messflug 10 der AIRTOSS-ICE Kampagne am 04.09.2013.

Für das säulenförmige Eispartikel resultiert hingegen eine vertikale Endfallgeschwindigkeit von $\nu_t = 0.4 \text{ cm s}^{-1}$ mit $X^* = 0.06$ und $Re = 0.003$.

Diese Werte sind plausibel, da die typischen Aufwinde einer Warmfront, wie bereits beschrieben, zwischen 2 und 10 cm s^{-1} (HEYMSFIELD, 1977) betragen und somit ausreichend sind, um die betrachteten Eispartikel mit einem Durchmesser von $30 \mu\text{m}$ am Oberrand der untersuchten Cirrus-Wolke zu halten.

Der vertikale Wachstumsprozess der Eispartikel, der in Abbildung 5.6c mit absteigender Höhe deutlich erkennbar ist, kann sowohl durch Diffusionswachstum als auch durch Aggregation (Zusammenhaften von Eispartikeln nach Kollision) erklärt werden. Um abzuschätzen welcher von diesen Prozessen der dominierende ist, wird entsprechend für die Eispartikel auf Höhenlevel 3 (siehe Abbildung 5.6c) exemplarisch die Endfallgeschwindigkeit für ein kugelförmiges ($AR = 1$) sowie für ein säulenförmiges ($AR = 0.25$) Eispartikel mit jeweils einem Durchmesser von $D_p = 200 \mu\text{m}$ ermittelt. Weitere Parameter von Höhenlevel 3 lauten:

$$\begin{aligned} T &= -42^\circ\text{C}, \\ p &= 310 \text{ hPa} \quad \text{und} \\ \eta &= 1.51 \cdot 10^{-5} \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}. \end{aligned}$$

Daraus resultiert für ein kugelförmiges Eispartikel $\nu_t = 91 \text{ cm s}^{-1}$ ($X^* = 214$, $Re = 5.7$) und für ein säulenförmiges Eispartikel $\nu_t = 14.5 \text{ cm s}^{-1}$ ($X^* = 25$, $Re = 0.9$). Aus diesen

Endfallgeschwindigkeiten lässt sich die Zeit berechnen, welche die Partikel benötigen, um von Höhenlevel 3 mit Partikeldurchmessern von etwa 200 μm auf Höhenlevel 5 mit Partikeldurchmessern von etwa 300 μm zu sedimentieren. Die Höhendifferenz zwischen diesen Leveln beträgt 617 m und somit ergibt sich eine Sedimentationszeit für kugelförmige Eispartikel von 11 Minuten und für säulenförmige Eispartikel von 71 Minuten.

Für die auf Höhenlevel 3 ermittelten Anzahlkonzentrationen und Partikeldurchmesser müssen nach KIENAST-SJÖGREN et al. (2013) die Eispartikel allerdings mehrere Stunden in der Atmosphäre verweilen, damit Wachstum durch Aggregationsprozesse möglich ist. Somit kann Aggregation als dominierender Wachstumsprozess ausgeschlossen werden.

Zusätzlich wurden von Peter Spichtinger (IPA, persönliche Kommunikation, 02.06.2015) für die gemessenen Bedingungen Modellrechnungen durchgeführt (Modell erläutert in SPICHTINGER und GIERENS (2009)), die innerhalb von 30 Minuten eine durch Diffusionswachstum zunehmende Partikelgröße, ausgehend von säulenförmigen Eispartikeln, von 200 auf $> 300 \mu\text{m}$ Durchmesser zeigten. Diese Wachstumszeit ist kürzer als die berechnete Sedimentationszeit und das bedeutet, dass Diffusionswachstum der dominierende Prozess in der untersuchten Cirrus-Wolke zu sein scheint, in der hauptsächlich mehr asphärische als sphärische Partikel präsent waren (siehe Abbildung 5.7b und c). Kugelförmige Eispartikel mit einer Sedimentationszeit von 11 Minuten und einem Flächenverhältnis von $AR = 1$ würden hingegen eher aus der Wolke ausfallen und weder durch Aggregation noch durch Diffusionsprozesse auf Partikelgrößen von 300 μm Durchmesser anwachsen.

Wie bereits in Abschnitt 1.1 erläutert, führen unterschiedliche Eispartikelanzahlkonzentrationen, Eispartikelgrößen und Eispartikelformen zu unterschiedlichen Strahlungseigenschaften von Cirrus-Wolken. FINGER et al. (2015) haben mithilfe der hier vorgestellten in-situ Messungen (insbesondere mithilfe der ermittelten Größenverteilungen) Strahlungstransfersimulationen durchgeführt, um die Schichteigenschaften der untersuchten Cirrus-Wolke zu betrachten. Dafür wurde das Strahlungstransfermodell libRadtran (MAYER und KYLLING, 2005) verwendet, mit dem sich die aufwärts- und abwärts-gerichtete solare Bestrahlungsstärke am Wolkenober- und Wolkenunterrand berechnen lässt. Es resultieren für unterschiedliche Partikelformen die Parameter Transmissivität Tr , Reflexionsgrad R und Absorptionsfähigkeit Ab (siehe Abbildung 5.8a-c). Abbildung 5.8a zeigt, dass Säulen (schwarz gepunktete Linie) und Droxtals (rote Linie) in einem Wellenlängenbereich zwischen 400 und 1300 nm mit Werten von ca. 80 % das geringste Transmissionsvermögen besitzen, da etwa 20 % am oberen Wolkenrand reflektiert werden (siehe Abbildung 5.8b). Platten und hohle Kugel-Rosetten (engl. *hollow bullet-rosettes*) besitzen in diesem Wellenlängenbereich hingegen ein höheres Transmissions- (etwa 88 %) bzw. niedrigeres Reflexionsvermögen (etwa 12 %). Absorption tritt durch die simulierten Eispartikel, mit Ausnahme einzelner Absorptionslinien, in diesem Wellenlängenbereich nicht auf, da dieser außerhalb der Eis-Absorptionsbanden liegt.

Somit ergibt sich für Säulen ein maximaler solarer Strahlungsantrieb RF (engl. *Radiative Forcing*, RF) am Oberrand der Atmosphäre von $-0.21 \text{ W m}^{-2} \text{ nm}^{-1}$, bei einer Wellenlänge von 500 nm (siehe Abbildung 5.8d). Der Strahlungsantrieb für Platten erreicht hingegen nur einen Wert von $-0.11 \text{ W m}^{-2} \text{ nm}^{-1}$.

Mit zunehmender Wellenlänge nimmt der solare Strahlungsantrieb aller Partikelformen zu und erreicht für Wellenlängen $> 1500 \text{ nm}$ Werte von $RF < -0.03 \text{ W m}^{-2} \text{ nm}^{-1}$. In diesem Wellenlängenbereich befinden sich die Eis-Absorptionsbanden, in denen Droxtals und Eis-säulen bis zu 40 % der solaren Strahlung absorbieren (siehe Abbildung 5.8c). Aus diesem Grund wird auch nur ein Teil der Strahlung in diesem Wellenlängenbereich reflektiert (siehe

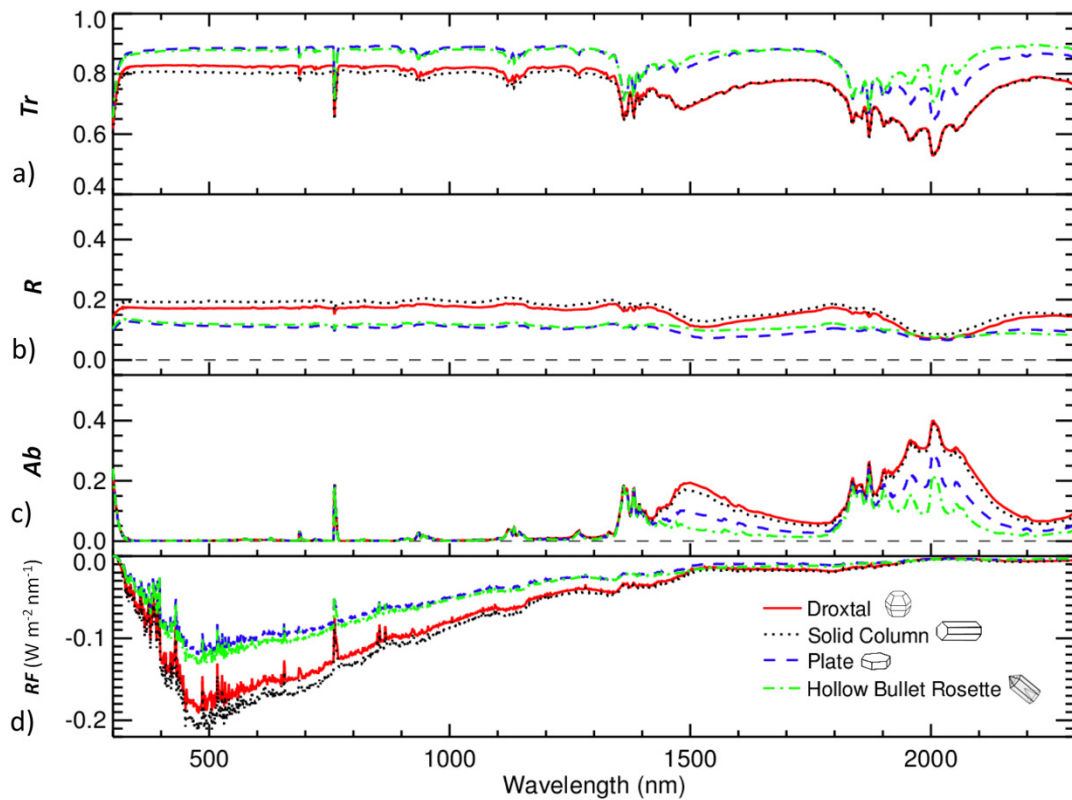


Abbildung 5.8 – a) Spektrale Transmissivität, b) Reflexionsgrad, und c) Absorptionsfähigkeit der untersuchten und simulierten Cirrus-Wolke am 04.09.2013. d) Resultierender solarer Strahlungsantrieb am oberen Rand der Atmosphäre. Die unterschiedlichen Partikelformen (YANG et al., 2013, 2005) besitzen unterschiedliche Strahlungseigenschaften (nach FINGER et al. (2015)).

Abbildung 5.8b) bzw. transmittiert (siehe Abbildung 5.8a).

WENDISCH et al. (2005) zeigen, dass für Wellenlängen außerhalb der Eis-Absorptionsbanden ($\lambda < 1400$ nm) der Einfluss von asphärischen Partikeln größtenteils vernachlässigbar ist, sobald Mehrfachstreuung im Inneren der Wolke, verursacht z. B. durch längere Wege von Photonen infolge großer Sonnenzenitwinkel, eine dominierende Größe wird. In der untersuchten Wolke von Messflug 10 ist der Strahlungsantrieb bei einer Wellenlänge von 550 nm für Säulen um den Faktor 2 größer als für Platten und kann somit nicht vernachlässigt werden.

Während Messflug 10 wurde zudem am oberen Rand der Wolke ein effektiver Radius von $48.6 \mu\text{m}$ ermittelt (vgl. Abbildung 5.6c). Dieser ist deutlich größer als der typisch verwendete effektive Radius von $25 \mu\text{m}$, welcher üblicherweise bei der Simulation von Cirrus-Wolken gewählt wird (SCHÄFER et al., 2013). Größere effektive Radien bzw. größere Wolkenpartikel bewirken außerhalb der Eis-Absorptionsbanden eine intensivere, vorwärts-gerichtete Lichtstreuung, welche das Reflexionsvermögen am oberen Wolkenrand vermindern. Innerhalb der Eis-Absorptionsbanden ($\lambda > 1400$ nm) absorbieren größere Eispartikel allerdings mehr solare Strahlung, was zu einer geringeren Transmissivität in diesem Wellenlängenbereich führt.

Welche modellierten Partikelformen und somit Strahlungseigenschaften am besten auf die während Messflug 10 gemessene Cirrus-Wolke zutreffen lässt sich nur schwer abschätzen, da

innerhalb der Wolke unterschiedliche Partikelformen detektiert wurden (vgl. Abbildung 5.6c und Tabelle 5.1b). Dennoch ist anhand der Messungen im oberen Randbereich der Wolke eine Tendenz zu eher asphärischen Partikeln mit einem Flächenverhältnis in einem Bereich zwischen 0.1 und 0.4 (siehe Abbildung 5.7c) sowie Droxtals (siehe Abbildung 5.6c), die ein Flächenverhältnis zwischen etwa 0.5 und 0.8 aufweisen können (vgl. Abbildung 3.8b), erkennbar. Das bedeutet, dass in Abbildung 5.8 die rote Linie (Droxtals) und die schwarz gepunktete Linie (Säulen) vermutlich am ehesten die Strahlungseigenschaften im oberen Randbereich der untersuchten Cirrus-Wolke widerspiegeln.

Zusammenfassend wurden die Schichteigenschaften einer Cirrus-Wolke untersucht, die während der AIRTOSS-ICE Kampagne am 04.09.2013 durch das östliche Messgebiet zog. Diese Cirrus-Wolke trat in einer Höhe zwischen 8.1 und 10.2 km in Verbindung mit einer Warmfront auf. Im oberen Bereich der Wolke (> 9.9 km) wurde durch erhöhte Ozonkonzentrationen ein Übergang zu stratosphärischen Luftmassen verzeichnet. Aufgrund detektierter Temperaturen < -40 °C und hoher Partikelanzahlkonzentrationen (1.4 cm^{-3}) besteht die Möglichkeit, dass ein Teil des Bildungsmechanismus der Wolke auf homogene Nukleationsprozesse, die vermutlich durch lokale konvektive Zellen mit hohen Aufwindgeschwindigkeiten hervorgerufen wurden, zurückzuführen ist. Die vertikale Verteilung der Eispartikel innerhalb der untersuchten Wolke spiegelt den durch Sedimentationsprozesse verursachten typischen Aufbau von Cirrus-Wolken wider, in denen höhere Partikelanzahlkonzentrationen mit kleinerem Partikeldurchmesser in den oberen und niedrigere Partikelanzahlkonzentrationen mit größerem Partikeldurchmesser in den unteren Bereichen auftreten. Die Berechnung von Endfallgeschwindigkeiten einzelner Eispartikel konnte Diffusion als dominanten Wachstumsprozess verifizieren. Mithilfe des Flächenverhältnisses wurden die Partikelformen untersucht und es wurde gezeigt, dass im oberen Bereich der Wolke mehr asphärische Partikel (mit einem Flächenverhältnis zwischen 0.1 und 0.4) existieren als im unteren Bereich. Unter Verwendung der mikrophysikalischen Ergebnisse wurden Strahlungstransfersimulationen für unterschiedliche Partikelformen durchgeführt. Diese haben ergeben, dass die untersuchte Cirrus-Wolke einen maximalen solaren Strahlungsantrieb zwischen $-0.11 \text{ W m}^{-2} \text{ nm}^{-1}$ (für Platten) und $-0.21 \text{ W m}^{-2} \text{ nm}^{-1}$ (für Säulen) bei einer Wellenlänge von 500 nm besitzt. Für Wellenlängen > 1400 nm (Bereich der Eis-Absorptionsbanden) wird hingegen durch Droxtals und Eissäulen, welche am ehesten auf die untersuchte Cirrus-Wolke zutreffen, ein Großteil der solaren Strahlung (bis zu 40 %) absorbiert.

5.2 Studie 2 - Veranschaulichung des Wegener-Bergeron-Findeisen Prozesses anhand von mikrophysikalischen Messungen in arktischen Mischphasen-Wolken

Mischphasen-Wolken werden in drei Fälle, abhängig vom jeweiligen Sättigungszustand (siehe Gleichung 1.3 bis 1.5), unterteilt. Damit es zur Ausbildung des WBF-Prozesses kommt (vgl. Gleichung 1.4), muss in einer Mischphasen-Wolke eine Übersättigung bezüglich Eis ($e > e_i$, bzw. $RH_i > 100\%$) und eine Untersättigung bezüglich Wasser ($e < e_w$, bzw. $RH_w < 100\%$) herrschen (KOROLEV, 2007). Um zu ermitteln in welchem Temperaturbereich der WBF-Prozess am wahrscheinlichsten sichtbar ist, wird in Abbildung 5.9 die Differenz von e_w zu e_i als Funktion der Temperatur dargestellt. Die größte Differenz tritt in einem Bereich zwischen -9.7 und -14.1 °C auf und besitzt ein Maximum bei -11.7 °C. Schlussfolgernd ergibt sich daraus, dass der WBF-Prozess am wahrscheinlichsten innerhalb von Mischphasen-Wolken sichtbar ist, wenn folgende Bedingungen erfüllt sind:

1. Übersättigung bezüglich Eis: $e > e_i$, bzw. $RH_i > 100\%$,
2. Untersättigung bezüglich Wasser: $e < e_w$, bzw. $RH_w < 100\%$,
3. Temperaturbereich: -14.1 °C < T < -9.7 °C.

Diese Bedingungen wurden während Messflug 2 der VERDI Kampagne am 27.04.2012 erfüllt. Abbildung 5.10 zeigt die meteorologischen und mikrophysikalischen Parameter dieses Messfluges zwischen 17:52 und 18:08 UTC. Der Flugabschnitt, der im Folgenden untersucht wird,

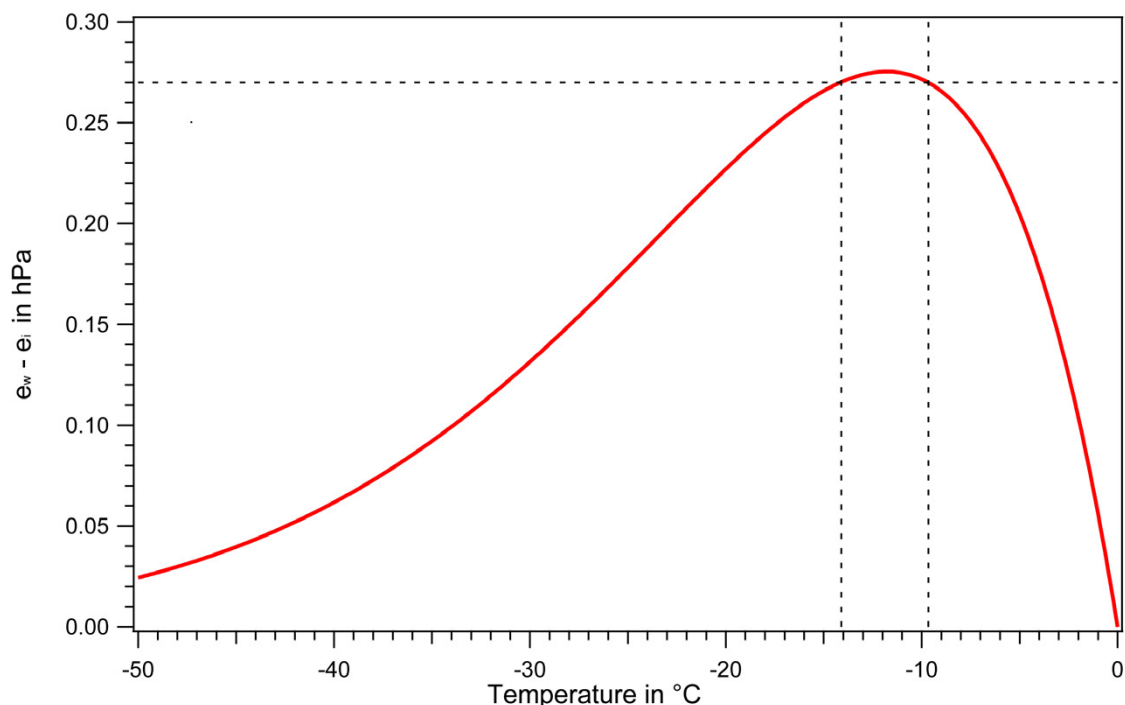


Abbildung 5.9 – Differenz der Sättigungsdampfdruckkurven aus Abbildung 1.2. Die größte Temperaturdifferenz befindet sich in einem Bereich zwischen -9.7 und -14.1 °C (gekennzeichnet durch die gestrichelten Linien).

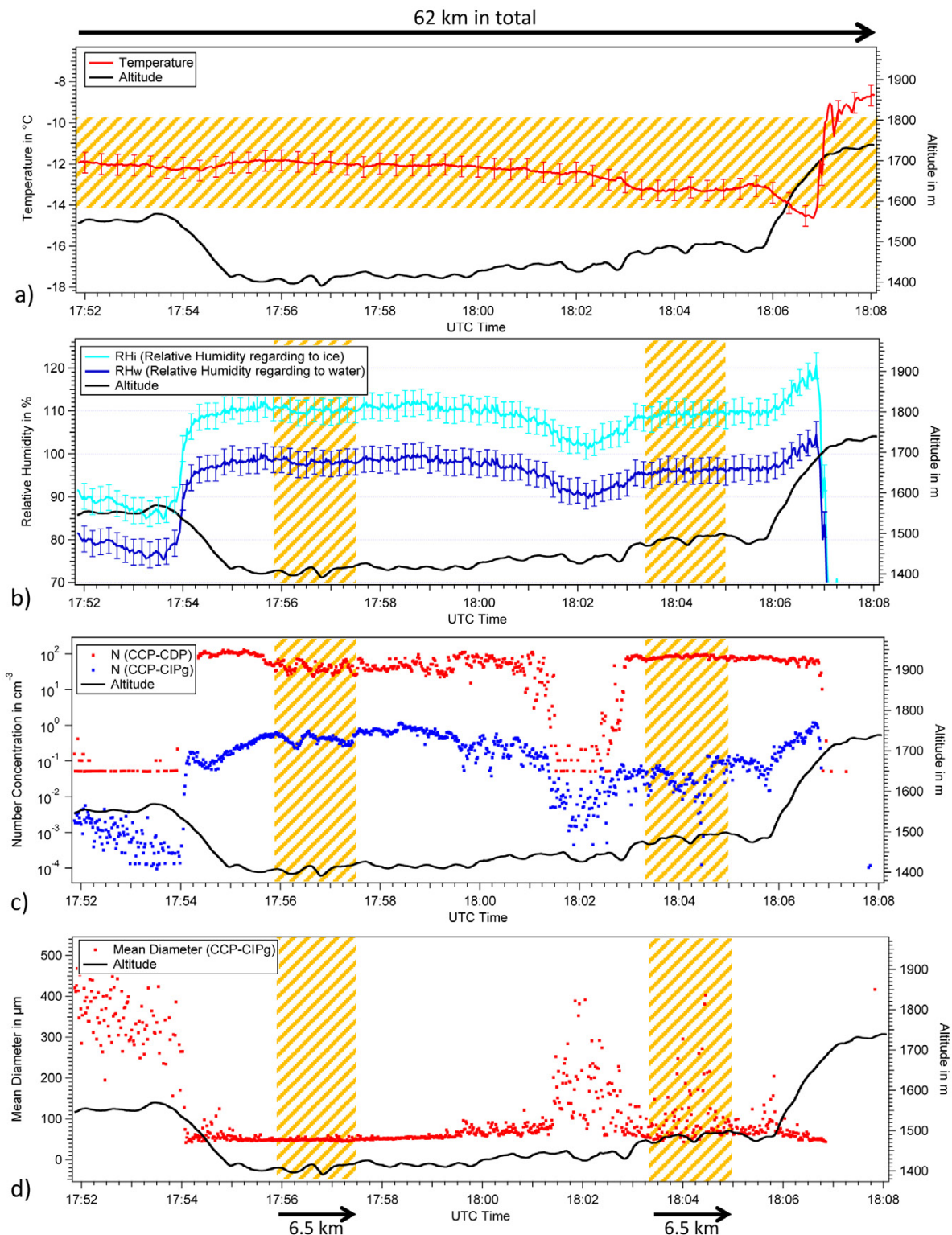


Abbildung 5.10 – Meteorologische und mikrophysikalische Parameter eines Flugabschnittes vom 27.04.2012. a) Temperaturverlauf als Funktion der Zeit. Die markierte Fläche kennzeichnet den Temperaturbereich, in dem der WBF-Prozess am wahrscheinlichsten sichtbar ist. b) Verlauf der relativen Feuchte bezüglich Eis und Wasser. c) Partikelanzahlkonzentration, detektiert mit dem CCP-CDP und dem CCP-CIPg Instrument. d) Mittlerer Partikeldurchmesser, gemessen mit dem CCP-CIPg Instrument. Die markierten Bereiche in (b), (c) und (d) kennzeichnen Zeitabschnitte, die als Abschnitt 1 (17:55:50 - 17:57:30 UTC) und Abschnitt 2 (18:03:20 - 18:05:00 UTC) bezeichnet werden. Die Fehlerbalken beschreiben die Unsicherheiten des jeweiligen Instrumentes. Für das CCP-CDP und das CCP-CIPg Instrument sind keine Fehlerbalken angegeben, da diese sehr klein sind.

erstreckt sich von 17:55 bis 18:06 UTC (Flugstrecke von 43 km). In diesem Flugabschnitt erfolgten die Messungen in einer Höhe zwischen 1400 und 1500 m. Der Temperaturverlauf (siehe Abbildung 5.10a) befindet sich kontinuierlich in einem Bereich zwischen -9.7 und -14.1 °C (markierte Fläche), welcher als wahrscheinlichster Temperaturbereich zur Beobachtung des WBF-Prozesses definiert wurde.

Die relative Feuchte bezüglich Wasser RH_w und bezüglich Eis RH_i wird in Abbildung 5.10b dargestellt. Die zwei markierten Abschnitte kennzeichnen Bereiche, für die im weiteren Verlauf Größenverteilungen erstellt werden. Um diese Abschnitte, die eine räumliche Distanz von 29 km zueinander aufweisen, besser zu unterscheiden, wird im Folgenden der Abschnitt (engl. *Section*) zwischen 17:55:50 und 17:57:30 UTC als Abschnitt 1 und der Abschnitt zwischen 18:03:20 und 18:05:00 UTC als Abschnitt 2 bezeichnet. Beide Abschnitte mit einer jeweiligen Mittelungszeit von 100 s (Flugstrecke von 6.5 km) wurden gewählt, da in ihnen eine möglichst konstante relative Feuchte sowie eine konstante Partikelanzahlkonzentration vorzufinden war. In Abschnitt 1 befindet sich RH_w unter Berücksichtigung der Fehlerbalken nahe 100 %. RH_i erreicht im selben Abschnitt Werte von etwa 110 %. Dahingegen zeigt RH_w in Abschnitt 2, mit Messwerten von etwa 96 %, eine Untersättigung bezüglich Wasser. RH_i erreicht in Abschnitt 2 Werte von etwa 109 %.

Zwischen Abschnitt 1 und Abschnitt 2 erreichen sowohl RH_w als auch RH_i um 18:02 UTC ein kurzzeitiges Minimum, welches auf eine Einmischung von trockeneren Luftmassen innerhalb der untersuchten Wolke zurückzuführen ist.

Diese Einmischung ist auch deutlich in den mikrophysikalischen Messungen in Abbildung 5.10c zu erkennen. Hier nehmen die vom CCP-CDP und vom CCP-CIPg Instrument gemessenen Partikelanzahlkonzentrationen ab.

Zudem fällt auf, dass die Partikelanzahlkonzentration der kleineren Wolkenelemente (detektiert mit dem CCP-CDP Instrument) in Abschnitt 1 etwa um den Faktor 70 und in Abschnitt 2 um den Faktor 2000 höher ist als die Anzahlkonzentration größerer Wolkenelemente (detektiert mit dem CCP-CIPg Instrument).

Abbildung 5.10d zeigt den mittleren Partikeldurchmesser, welcher mit dem CCP-CIPg Instrument detektiert wurde. Innerhalb von Abschnitt 1 liegt dieser bei etwa 50 μm . In Abschnitt 2 nimmt die Anzahl der größeren Partikel zu, das sich ebenfalls in einem größeren mittleren Partikeldurchmesser widerspiegelt. Dieser erreicht ein Maximum von 403 μm um 18:04:27 UTC.

Insgesamt zeigt Abbildung 5.10, dass in Abschnitt 1 und Abschnitt 2 die Bedingungen für den WBF-Prozess gegeben sind, da Temperatur und relative Feuchte den Anforderungen entsprechen. Für die Sichtbarkeit des WBF-Prozesses scheinen die atmosphärischen Bedingungen in Abschnitt 2 besser zu sein als in Abschnitt 1, da die relative Feuchte bezüglich Wasser RH_w eine stärkere Untersättigung zeigt. Somit ist davon auszugehen, dass der WBF-Prozess in Abschnitt 2 deutlich fortgeschrittener ist als in Abschnitt 1.

Sichtbarkeit des WBF-Prozesses anhand von Partikel-Größenverteilungen

Abbildung 5.11a und 5.11b zeigen die entsprechenden Größenverteilungen für Abschnitt 1 und Abschnitt 2 aus Abbildung 5.10b-d. Beide Größenverteilungen sind eine Kombination aus den Messungen des CCP-CDP und des CCP-CIPg Instrumentes.

Mit diesen Instrumenten ist es nicht möglich in einem Durchmesserbereich zwischen 2 und

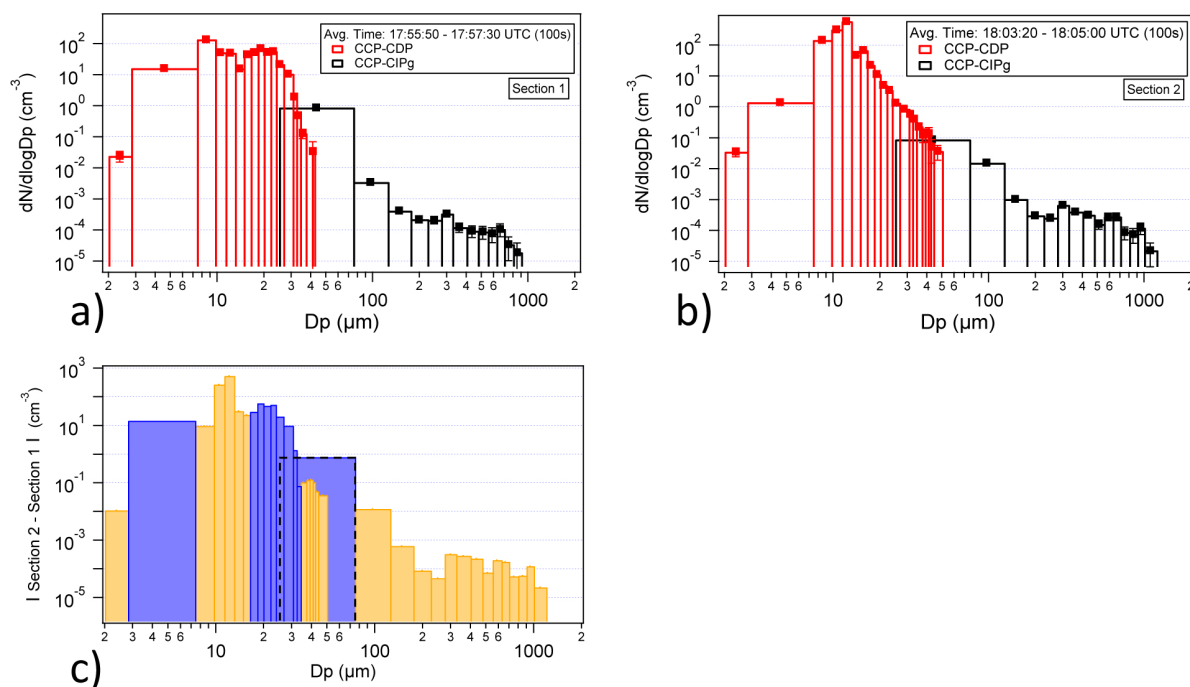


Abbildung 5.11 – Größenverteilungen von Messflug 2 am 27.04.2012. Das Mittelungsintervall von (a) entspricht Abschnitt 1 und das Mittelungsintervall von (b) entspricht Abschnitt 2 aus Abbildung 5.10b-d. Die angegebenen Fehlerbalken repräsentieren den zählstatistischen Fehler und sind teilweise so klein, dass sie nicht sichtbar sind. c) Betrag der Differenz von jeder einzelnen Größenklasse zwischen Abschnitt 2 (b) und Abschnitt 1 (a). Orange kennzeichnet eine Zunahme und blau eine Abnahme der Konzentration beim Übergang von Abschnitt 1 zu Abschnitt 2.

300 μm exakt zwischen Flüssigwassertropfen und Eispartikeln zu unterscheiden. Allerdings zeigen Flüssigwassertropfen typischerweise eine ausgeprägte Mode, wie sie in Abbildung 5.11b bei einem Durchmesser von 10 μm zu erkennen ist. Des Weiteren sind Partikelkonzentrationen $> 1 \text{ cm}^{-3}$ ebenfalls typisch für Flüssigwasser-Wolken. Aus diesen Gründen wird im Folgenden angenommen, dass das CCP-CDP Instrument (dargestellt in rot) vorwiegend Flüssigwassertropfen gemessen hat und dass die Messungen des CCP-CIPg Instrumentes (dargestellt in schwarz) durch Eispartikel dominiert wurden.

Unter Berücksichtigung dieser Annahme zeigt ein Vergleich zwischen Abbildung 5.11a (Abschnitt 1) und Abbildung 5.11b (Abschnitt 2), dass der Tropfendurchmesser beim Übergang von Abschnitt 1 zu Abschnitt 2 deutlich kleiner geworden ist. Dies ist auch in Abbildung 5.11c erkennbar, in welcher der Betrag der Differenz von den einzelnen Größenklassen zwischen Abschnitt 2 (Abbildung 5.11b) und Abschnitt 1 (Abbildung 5.11a) gezeigt wird. Größenklassen in orange kennzeichnen eine Zunahme und Größenklassen in blau eine Abnahme der jeweiligen Partikelkonzentration.

Da der Tropfendurchmesser beim Übergang von Abschnitt 1 zu Abschnitt 2 geringer wird, ist in einem Größenbereich von 2 bis 32 μm ersichtlich (siehe Abbildung 5.11c). In diesem Bereich nimmt die Konzentration von Tropfen mit einem Durchmesser zwischen 2.8 und 7.4 μm sowie mit einem Durchmesser zwischen 16.4 und 32 μm ab. Die Konzentration von

Tropfendurchmessern in einem Bereich zwischen 2 und 2.8 μm sowie zwischen 7.4 und 16.4 μm nimmt dahingegen zu. Das bedeutet, dass die beobachteten Wassertropfen beim Übergang von Abschnitt 1 zu Abschnitt 2 verdampfen und dadurch kleiner werden.

Im Gegensatz dazu ist für Partikeldurchmesser $> 75 \mu\text{m}$ (Eispartikel) eine Zunahme der Konzentration erkennbar, was für ein Anwachsen der Eispartikel spricht.

Dieses Verhalten ist ein erstes Indiz für den WBF-Prozess, bei dem Tropfen zugunsten von Eispartikeln verdampfen.

Prekär ist allerdings der Größenbereich zwischen 25 und 75 μm Durchmesser (gestrichelte Linie in Abbildung 5.11c). Hier zeigen die Messungen in der ersten Größenklasse des CCP-CIPg Instrumentes (zwischen 25 und 75 μm) eine Abnahme der Konzentration von 0.7 cm^{-3} . Die Messungen mit dem CCP-CDP Instrument zeigen hingegen eine Zunahme um bis zu 0.1 cm^{-3} in einem Bereich zwischen 34 und 50 μm Durchmesser.

Diese Unterschiede entstehen vermutlich durch den Überlappungsbereich und die unterschiedlichen Größenklassen der Instrumente. Das CCP-CIPg Instrument scheint in einem Durchmesserbereich zwischen 25 und 34 μm einen höheren Verlust an Partikeln zu verzeichnen, als eine Zunahme von Partikeln in einem Bereich zwischen 34 und 75 μm Durchmesser. Da dieser Größenbereich allerdings nur durch eine Größenklasse (25 bis 75 μm) abgedeckt wird, zeigt diese eine Abnahme in der Partikelkonzentration, obwohl eine Zunahme der Konzentration und somit ein Partikelwachstum für Durchmesser $> 34 \mu\text{m}$ (gemessen mit dem CCP-CDP Instrument) ersichtlich ist.

Dies führt zu der Annahme, dass in einem Durchmesserbereich $< 34 \mu\text{m}$ hauptsächlich Wassertropfen vorhanden waren, die verdampft und somit kleiner geworden sind. In einem Durchmesserbereich $> 34 \mu\text{m}$ traten hingegen überwiegend Eispartikel auf, welche durch den aufgenommenen Wasserdampf eine Größenzunahme erfahren haben könnten.

Trotz dieser Indizien eines durchlaufenden WBF-Prozesses ist zu berücksichtigen, dass die betrachteten Abschnitte eine räumliche Distanz von 29 km zueinander aufweisen. Sie wurden unter der Annahme gewählt, dass ihre Entstehungsprozesse identisch sind und Abschnitt 2 zeitlich etwas weiter fortgeschritten ist als Abschnitt 1.

Um weitere Hinweise auf einen durchlaufenden WBF-Prozess zu finden, muss zunächst überprüft werden, in welchem Durchmesserbereich verdampfende Tropfen am ehesten zu einem Anwachsen der Eispartikel führen und somit am deutlichsten in den Größenverteilungen sichtbar sind. Dazu wird im Folgenden eine theoretische Abschätzung behandelt, bei der zunächst berechnet wird, um wie viel sich das Volumen V_{i1} und somit der Durchmesser $D_{p,i1}$ eines einzelnen Eispartikels, aufgrund eines verdampfenden Tropfens, vergrößert.

Folgende Annahmen werden dafür getroffen:

1. Wassertropfen und Eispartikel sind sphärisch,
2. der Wassertropfen besitzt einen Durchmesser von $D_{p,w} = 20 \mu\text{m}$,
3. das initiale Eispartikel besitzt einen Durchmesser von $D_{p,i1} = 50 \mu\text{m}$.

Das Volumen des angewachsenen Eispartikels V_{i2} wird aus der Summe der Massen des initialen Eispartikels und des zu verdampfenden Wassertropfens berechnet:

$$V_{i2} \cdot \rho_i = V_w \cdot \rho_w + V_{i1} \cdot \rho_i, \quad (5.4)$$

$$\Leftrightarrow V_{i2} = \frac{V_w \cdot \rho_w + V_{i1} \cdot \rho_i}{\rho_i}. \quad (5.5)$$

Dafür werden das Volumen des Wassertropfens V_w und das Volumen des ursprünglichen Eispartikels V_{i1} aus den angegebenen Durchmessern $D_{p,w}$ und $D_{p,i1}$ mit

$$V_w = \frac{1}{6} \cdot \pi \cdot D_{p,w}^3 \quad (5.6)$$

sowie

$$V_{i1} = \frac{1}{6} \cdot \pi \cdot D_{p,i1}^3 \quad (5.7)$$

ermittelt. Die Dichte beträgt für Wasser $\rho_w = 1000 \text{ kg m}^{-3}$ und für Eis $\rho_i = 916.7 \text{ kg m}^{-3}$. Nach Lösung der Gleichung 5.5 resultiert ein Volumen von $V_{i2} = 7.0 \cdot 10^{-14} \text{ m}^3$. Ausgehend von diesem Volumen wird mit

$$D_{p,i2} = \left(\frac{V_{i2} \cdot 6}{\pi} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (5.8)$$

der Durchmesser des angewachsenen sphärischen Eispartikels berechnet und es resultiert $D_{p,i2} = 51.1 \mu\text{m}$. Das bedeutet, dass ein Eispartikel (mit einem initialen Durchmesser von $D_{p,i1} = 50 \mu\text{m}$) durch Aufnahme allen freigewordenen Wasserdampfes eines verdunstenden Tropfens, infolge des WBF-Prozesses um $1.1 \mu\text{m}$ anwächst.

Diese Berechnung wurde zusätzlich für weitere Eispartikeldurchmesser, ausgehend von Wassertropfen mit einem Durchmesser von 10 und $20 \mu\text{m}$, durchgeführt. Die Ergebnisse sind in Abbildung 5.12 dargestellt. Je größer die Eispartikel sind, desto geringer ist eine Zunahme ihres Durchmessers aufgrund des WBF-Prozesses. Das gilt sowohl für verdampfende Tropfen mit einem ursprünglichen Durchmesser von $10 \mu\text{m}$, als auch für Tropfen mit einem ursprünglichen Durchmesser von $20 \mu\text{m}$.

Eine Zunahme des Eispartikeldurchmessers von $< 3 \mu\text{m}$ ist in den Größenverteilungen die in dieser Arbeit gezeigt werden nicht nachweisbar, da die Unsicherheiten der verwendeten Instrumente (siehe Abschnitt 3.4) zu groß sind. Das bedeutet, dass der WBF-Prozess anhand von Größenverteilungen nicht nachgewiesen werden kann, falls jedes detektierte Eispartikel aufgrund nur eines einzelnen verdampfenden Tropfens anwächst.

Nach BERGERON (1935) findet der WBF-Prozess allerdings nur statt, wenn deutlich mehr Wassertropfen in der Atmosphäre vorhanden sind als Eispartikel (vgl. Abschnitt 1.2). Dies ist auch der Fall für den hier untersuchten Flugabschnitt. Wie bereits erläutert, ist die mit dem CCP-CDP Instrument gemessene Tropfenzahlkonzentration (vgl. Abbildung 5.10c) zu Beginn um den Faktor 70 höher als die mit dem CCP-CIPg Instrument gemessene Eispartikelanzahlkonzentration. Dementsprechend wird angenommen, dass auch die Masse der verdampfenden Tropfen pro anwachsendem Eiskristall um den Faktor 70 höher ist.

Abbildung 5.13 zeigt die gleichen Berechnungen wie in Abbildung 5.12, allerdings unter der Annahme, dass 70 Tropfen zugunsten eines einzigen anwachsenden Eispartikels verdampfen. Diese Annahme führt dazu, dass die Größenzunahme der Eispartikel deutlich höher ist. Somit wächst beispielsweise in diesem Fall ein $30 \mu\text{m}$ Eispartikel, aufgrund von 70 verdampfenden Tropfen mit jeweils einem Durchmesser von $10 \mu\text{m}$, um $17 \mu\text{m}$ an. Das bedeutet, dass das angewachsene Eispartikel als Folge des WBF-Prozesses einen Durchmesser von $47 \mu\text{m}$ besitzt.

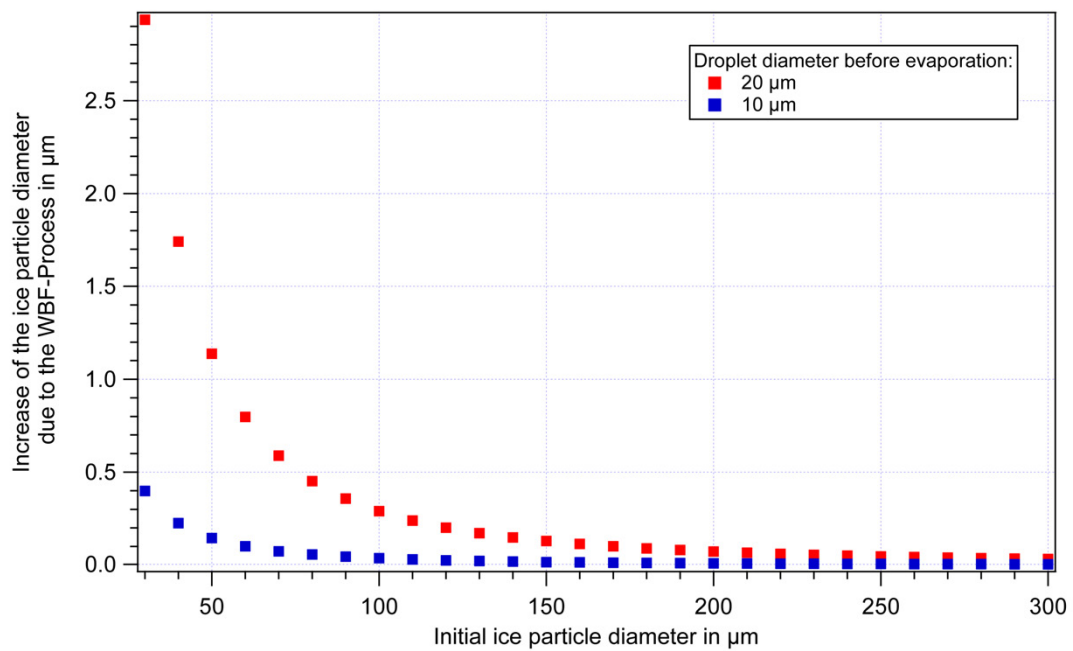


Abbildung 5.12 – Zunahme des Durchmessers eines Eispartikels nach Durchlaufen des WBF-Prozesses. Der verdampfende Wassertropfen besitzt dabei einen Ausgangsdurchmesser von 20 µm (rot) sowie 10 µm (blau).

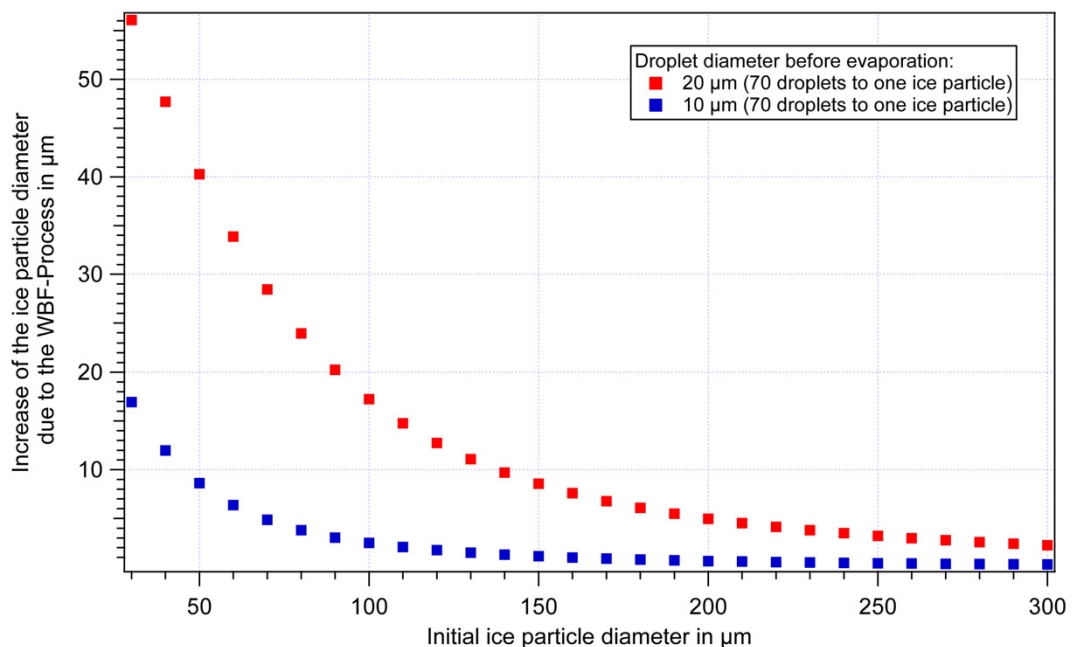


Abbildung 5.13 – Gleiche Darstellung wie in Abbildung 5.12. Allerdings verdampfen hier 70 Tropfen zugunsten eines Eispartikels, um dem realen Verhältnis zwischen Tropfenanzahlkonzentration und Eispartikelanzahlkonzentration zu entsprechen.

Würde das 30 μm Eispartikel allerdings aufgrund von 70 verdampfenden Tropfen mit jeweils einem Durchmesser von 20 μm anwachsen, dann würde das resultierende Eispartikel einen Durchmesser von 86 μm aufweisen.

Beim Vergleich von diesem theoretischen Ergebnis mit den Größenverteilungen in Abbildung 5.11 fällt auf, dass auch bei den realen Messungen die Konzentration der Eispartikel am stärksten in einem Bereich zwischen 34 und 125 μm Durchmesser zunimmt. Dies sind vermutlich kleinere Eispartikel mit einem initialen Durchmesser von etwa 30 μm , die aufgrund des zur Verfügung stehenden Wasserdampfes angewachsen sind.

Die Konzentrationszunahme für Partikeldurchmesser $> 125 \mu\text{m}$ ist nicht so offensichtlich, da dort die Größenzunahme der Eispartikel deutlich geringer ist (vgl. Abbildung 5.13) und somit ein Wechsel hin zu einer Größenklasse mit einem größeren mittleren Durchmesser seltener stattfindet. Zudem wird der freigewordene Wasserdampf vermutlich eher von Eispartikeln mit einem Durchmesser $< 125 \mu\text{m}$ verbraucht, da die Konzentration von diesen deutlich höher ist (vgl. Abbildung 5.11a).

Die Übereinstimmung der theoretischen Resultate mit den Beobachtungen erhärtet die Vermutung, dass der WBF-Prozess innerhalb der untersuchten Mischphasen-Wolke stattgefunden hat.

Bestimmung der Gesamtmasse von Eispartikeln und Wassertropfen innerhalb der untersuchten Zeitabschnitte

Findet in einem spezifischen Luftvolumen nur der WBF-Prozess statt (Anwachsen von Eispartikeln aufgrund verdampfender Tropfen), dann muss unter idealen Bedingungen die Gesamtmasse der Wolkenpartikel erhalten bleiben (siehe Abbildung 5.14). Werden die Wolkenpartikel durch andere Prozesse beeinflusst, wie z. B. *Entrainment*, dann führt dies zum gleichzeitigen Verdampfen von Wassertropfen als auch von Eispartikeln und die Gesamtmasse der Wolkenpartikel nimmt ab.

Bei der Untersuchung von Mischphasen-Wolken mit Forschungsflugzeugen ist es nicht möglich ein spezifisches Luftvolumen über einen längeren Zeitraum zu betrachten, um den WBF-Prozess zu identifizieren. Deswegen wurden während Messflug 2 der VERDI Kampagne zwei Flugabschnitte innerhalb einer Wolke gewählt, für die Größenverteilungen mit dem gleichen Mittelungsintervall erstellt wurden (vgl. Abbildung 5.11). Dass die sichtbaren Unterschiede zwischen diesen Größenverteilungen durch den WBF-Prozess erklärbar sind, lässt sich bei näherer Betrachtung der Partikelmassen erhärten.

Um die Partikelmasse einer Größenverteilung auszurechnen, muss zunächst die Anzahlkonzentration N_j der Tropfen bzw. der Eispartikel für jede einzelne Größenklasse j ermittelt werden. Dies erfolgt nach Umstellung der Gleichung 3.5 und ergibt:

$$N_j = (dN/d\log D_p)_j \cdot \left(\log \frac{D_{p,j,up}}{D_{p,j,low}} \right). \quad (5.9)$$

Anschließend wird die Masse für jede einzelne Größenklasse j berechnet. Für die Größenklassen des CCP-CDP Instrumentes (mit einem mittleren Durchmesser von 2.4 bis 46.9 μm) muss dabei die Dichte von Flüssigwasser ρ_w und für die Größenklassen des CCP-CIPg Instrumentes (mit einem mittleren Durchmesser von 43.3 bis 1095.5 μm) die Dichte von Eis ρ_i verwendet werden. Dies beruht auf der Annahme, dass mit dem CCP-CDP Instrument nur Wassertropfen und mit dem CCP-CIPg Instrument ausschließlich Eispartikel detektiert wurden. Es

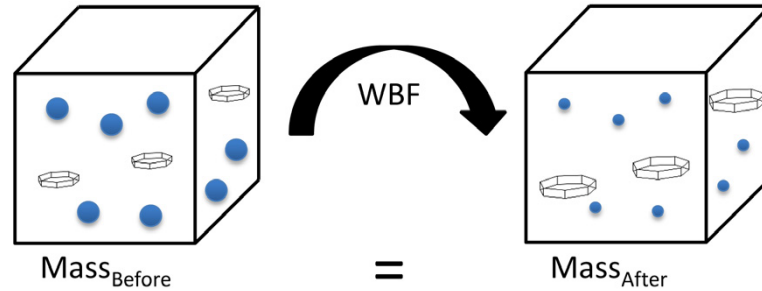


Abbildung 5.14 – Tropfen und Eispartikel in einem spezifischen Luftvolumen vor (links) und nach dem WBF-Prozess (rechts). Eispartikel wachsen nur aufgrund verdampfender Tropfen an. Dadurch bleibt die Gesamtpartikelmasse vor und nach dem WBF-Prozess gleich.

wird zusätzlich angenommen, dass die Eispartikel, genauso wie die Wassertropfen, sphärisch sind. Unter diesen Annahmen werden die Massen $M_{(CCP-CDP),j}$ für die Größenklassen j des CCP-CDP Instrumentes nach

$$M_{(CCP-CDP),j} = \left(\frac{1}{6} \cdot \pi \cdot D_{p,j}^3 \right) \cdot \rho_w \cdot N_j \quad \text{mit } \rho_w = 1000 \text{ kg m}^{-3} \quad (5.10)$$

und die Massen $M_{(CCP-CIPg),j}$ für die Größenklassen j des CCP-CIPg Instrumentes nach

$$M_{(CCP-CIPg),j} = \left(\frac{1}{6} \cdot \pi \cdot D_{p,j}^3 \right) \cdot \rho_i \cdot N_j \quad \text{mit } \rho_i = 916.7 \text{ kg m}^{-3} \quad (5.11)$$

berechnet.

Diese Berechnung wird sowohl für die Größenverteilung in Abbildung 5.11a (Abschnitt 1) als auch für die Größenverteilung in Abbildung 5.11b (Abschnitt 2) angewendet. Tabelle 5.3 zeigt die berechneten Ergebnisse für beide Größenverteilungen. Angegeben ist die Partikelanzahlkonzentration sowie die Masse für jede Größenklasse bzw. jeden Durchmesserbereich. Das Verhältnis der aufsummierten Massen von Abschnitt 1 zu Abschnitt 2 ergibt ein Massendefizit von 1.09 ± 0.44 . Das bedeutet, dass in Abschnitt 1 etwa $9 \pm 40\%$ mehr Masse vorhanden ist als in Abschnitt 2. Die Unsicherheit von $\pm 40\%$ ergibt sich nach Anwendung des Gauß'schen Fehlerfortpflanzungsgesetzes, dass die Unsicherheiten der Instrumente bei Bestimmung des Partikeldurchmessers und der Partikelanzahlkonzentration (siehe Abschnitt 3.4) berücksichtigt. Neben diesen Unsicherheiten müssen weitere betrachtet werden. Zum einen wird unrealistisch strikt zwischen Wassertropfen (alle Partikel in den Größenklassen mit einem mittleren Durchmesser zwischen 2.4 und $46.9 \mu\text{m}$) und Eispartikeln (alle Partikel in den Größenklassen mit einem mittleren Durchmesser zwischen 43.3 und $1095.5 \mu\text{m}$) unterschieden, zum anderen werden die Tropfen und Eispartikel als sphärisch angenommen, welches den Fehler bei der Massenbestimmung weiter erhöhen kann.

Dennoch ist das rechnerisch bestimmte Massendefizit von $9 \pm 40\%$ als sehr gering einzustufen. Würden andere Prozesse, wie zum Beispiel das Einmischen trockenerer Luftmassen, die Messungen in Abschnitt 2 beeinflussen, dann wäre der Massenverlust deutlich größer ($>100\%$). Um dies exemplarisch zu zeigen, wurde zusätzlich das Massendefizit von Abschnitt 1 zu einem weiteren Zeitabschnitt des gleichen Messfluges berechnet. Dieser Zeitabschnitt befand sich zwischen $18:01:00$ und $18:02:40$ UTC und wurde gewählt, da in diesem Bereich vermutlich trockenere Luftmassen die Wolke beeinflusst haben (siehe Abbildung 5.10). Mit einer

| Durchmesserbereich in μm | D_p in μm | Abschnitt 1: 17:55:50 - 17:57:30 UTC | | Abschnitt 2: 18:03:20 - 18:05:00 UTC | |
|--|---------------------------|--|---------------------------------|--|---------------------------------|
| | | Partikelanzahlkonzentration in cm^{-3} | Masse in kg cm^{-3} | Partikelanzahlkonzentration in cm^{-3} | Masse in kg cm^{-3} |
| 2 - 2.8 | 2.4 | 3.59E-03 | 2.49E-17 | 5.18E-03 | 3.60E-17 |
| 2.8 - 7.4 | 4.6 | 6.85E+00 | 3.38E-13 | 6.01E-01 | 2.97E-14 |
| 7.4 - 9.7 | 8.5 | 1.62E+01 | 5.15E-12 | 1.73E+01 | 5.51E-12 |
| 9.7 - 11.3 | 10.5 | 3.49E+00 | 2.10E-12 | 2.13E+01 | 1.28E-11 |
| 11.3 - 13 | 12.1 | 3.09E+00 | 2.88E-12 | 3.58E+01 | 3.34E-11 |
| 13 - 14.8 | 13.9 | 8.88E-01 | 1.24E-12 | 2.70E+00 | 3.77E-12 |
| 14.8 - 16.4 | 15.6 | 2.02E+00 | 3.99E-12 | 3.07E+00 | 6.07E-12 |
| 16.4 - 18.2 | 17.3 | 2.41E+00 | 6.51E-12 | 1.04E+00 | 2.80E-12 |
| 18.2 - 19.9 | 19.0 | 2.75E+00 | 9.94E-12 | 4.44E-01 | 1.60E-12 |
| 19.9 - 22 | 20.9 | 2.36E+00 | 1.13E-11 | 2.21E-01 | 1.06E-12 |
| 22 - 23.8 | 22.9 | 1.94E+00 | 1.22E-11 | 1.21E-01 | 7.56E-13 |
| 23.8 - 26.6 | 25.2 | 1.06E+00 | 8.83E-12 | 6.64E-02 | 5.54E-13 |
| 26.6 - 30.5 | 28.5 | 6.38E-01 | 7.72E-12 | 5.20E-02 | 6.29E-13 |
| 30.5 - 32.2 | 31.3 | 4.67E-02 | 7.53E-13 | 1.40E-02 | 2.25E-13 |
| 32.2 - 34.1 | 33.1 | 1.23E-02 | 2.35E-13 | 1.04E-02 | 1.98E-13 |
| 34.1 - 37 | 35.5 | 4.62E-03 | 1.09E-13 | 8.32E-03 | 1.95E-13 |
| 37 - 38.8 | 37.9 | 0.00E+00 | 0.00E+00 | 2.60E-03 | 7.41E-14 |
| 38.8 - 40.6 | 39.7 | 0.00E+00 | 0.00E+00 | 2.59E-03 | 8.47E-14 |
| 40.6 - 42 | 41.3 | 5.12E-04 | 1.89E-14 | 2.07E-03 | 7.64E-14 |
| 42 - 44 | 43.0 | 0.00E+00 | 0.00E+00 | 1.04E-03 | 4.32E-14 |
| 44 - 50 | 46.9 | 0.00E+00 | 0.00E+00 | 2.08E-03 | 1.12E-13 |
| 25 - 75 | 43.3 | 4.20E-01 | 1.64E-11 | 4.25E-02 | 1.65E-12 |
| 75 - 125 | 96.8 | 7.84E-04 | 3.42E-13 | 3.49E-03 | 1.52E-12 |
| 125 - 175 | 147.9 | 6.17E-05 | 9.58E-14 | 1.54E-04 | 2.39E-13 |
| 175 - 225 | 198.4 | 2.44E-05 | 9.15E-14 | 3.39E-05 | 1.27E-13 |
| 225 - 275 | 248.7 | 1.87E-05 | 1.38E-13 | 2.28E-05 | 1.69E-13 |
| 275 - 325 | 299.0 | 2.47E-05 | 3.17E-13 | 4.86E-05 | 6.24E-13 |
| 325 - 400 | 360.6 | 1.12E-05 | 2.52E-13 | 3.69E-05 | 8.29E-13 |
| 400 - 475 | 435.9 | 7.15E-06 | 2.84E-13 | 2.42E-05 | 9.61E-13 |
| 475 - 550 | 511.1 | 5.73E-06 | 3.67E-13 | 1.05E-05 | 6.70E-13 |
| 550 - 625 | 586.3 | 4.38E-06 | 4.23E-13 | 1.56E-05 | 1.51E-12 |
| 625 - 700 | 661.4 | 5.33E-06 | 7.40E-13 | 1.40E-05 | 1.94E-12 |
| 700 - 800 | 748.3 | 2.04E-06 | 4.10E-13 | 5.19E-06 | 1.04E-12 |
| 800 - 900 | 848.5 | 9.83E-07 | 2.88E-13 | 3.94E-06 | 1.15E-12 |
| 900 - 1000 | 948.7 | 0.00E+00 | 0.00E+00 | 5.64E-06 | 2.31E-12 |
| 1000 - 1200 | 1095.5 | 0.00E+00 | 0.00E+00 | 1.81E-06 | 1.14E-12 |
| | | Gesamtmasse in kg cm^{-3} : | | 8.59E-11 $\pm 20\%$ | |
| | | Verhältnis der Gesamtmassen: | | 1.09 ± 0.44 | |

Tabelle 5.3 – Partikelanzahlkonzentration und berechnete Massen für alle Größenklassen der Größenverteilungen aus Abbildung 5.11a (bezeichnet als Abschnitt 1) und aus Abbildung 5.11b (bezeichnet als Abschnitt 2)

Gesamtmasse von $2.72 \cdot 10^{-11} \text{ kg cm}^{-3}$ resultiert ein Massendefizit von Abschnitt 1 zu dem zusätzlich gewählten Zeitabschnitt von $243 \pm 40 \%$. Dieser Massenverlust lässt sich durch das zeitgleiche Verdampfen von Wasser- und Eisparkeln in dem zusätzlich gewählten Zeitabschnitt erklären.

Somit spricht die Bestimmung der Wolkenpartikelmasse von Abschnitt 1 und Abschnitt 2 ebenfalls dafür, dass der WBF-Prozess in der untersuchten Mischphasen-Wolke stattgefunden haben könnte, da das errechnete Massendefizit mit $9 \pm 40 \%$ sehr gering ist.

Zusammenfassend wurden zwei Zeitabschnitte einer Mischphasen-Wolke von Messflug 2 der VERDI Kampagne untersucht, in denen die Bedingungen für den WBF-Prozess ($RH_i > 100\%$, $RH_w < 100\%$) gegeben waren. Bei einem Vergleich dieser Abschnitte wurde gezeigt, dass aufgrund einer höheren Untersättigung bezüglich Wasser, der WBF-Prozess in Abschnitt 2 deutlich fortgeschrittener zu sein scheint als in Abschnitt 1. Dies wurde durch Betrachtung der Größenverteilungen von beiden Abschnitten bestätigt, die beim direkten Vergleich eine Größenabnahme von Wassertropfen und eine Größenzunahme von Eisparkeln zeigten. Zudem resultierte aus einer theoretischen Betrachtung, dass beim Verdampfen von Wassertropfen (mit einem Durchmesser von $20 \mu\text{m}$), Eisparkel in einem Bereich $< 75 \mu\text{m}$ Durchmesser am ehesten anwachsen. Dieser Vorgang konnte ebenfalls in den untersuchten Größenverteilungen beobachtet werden. Des Weiteren hat ein Vergleich der Gesamtpartikelmassen von den betrachteten Größenverteilungen gezeigt, dass diese mit einem Verhältnis von $9 \pm 40 \%$ nahezu identisch sind und somit ebenfalls für einen stattfindenden WBF-Prozess innerhalb der untersuchten Mischphasen-Wolke sprechen.

Allerdings muss berücksichtigt werden, dass es sich in der durchgeführten Studie um reine Abschätzungen und Plausibilitätsbetrachtungen handelt. Schließlich befanden sich die betrachteten Abschnitte 29 km voneinander entfernt, was einer Flugzeit von 7.5 Minuten entspricht. Für den hier beobachteten WBF-Prozess wurde angenommen, dass die untersuchten Wolkenabschnitte identische Entstehungsprozesse bzw. thermodynamische Randbedingungen besitzen und dass der WBF-Prozess in Abschnitt 2 zeitlich etwas weiter fortgeschritten ist als in Abschnitt 1. Zusätzlich wurden Wassertropfen und Eisparkel als sphärisch angenommen und unrealistisch strikt zwischen diesen unterschieden.

In der bisherigen Literatur ist die Sichtbarkeit des WBF-Prozesses anhand von Größenverteilungen noch nicht nachgewiesen worden. Mit den verwendeten Instrumenten ist dies insbesondere deswegen möglich, da der Größenbereich in dem der WBF-Prozess auftritt hoch genug aufgelöst werden kann. Zudem kommt hinzu, dass die meteorologischen Parameter innerhalb der untersuchten Wolke gute Voraussetzungen zur Messung des WBF-Prozesses lieferten.

Weitere mikrophysikalische Messungen des WBF-Prozesses in der realen Atmosphäre sind notwendig, um dessen Auftreten besser zu verstehen. Denn Modellsimulationen von STORELMO et al. (2008) zeigen, dass die Strahlungseigenschaften in Mischphasen-Wolken erheblich variieren, sobald der WBF-Prozess stattfindet. Laut diesen Modellsimulationen ändert sich der Strahlungsantrieb an der Oberrand der Atmosphäre von -15.7 auf -24.9 W m^{-2} , wenn in einer simulierten Wolke der WBF-Prozess berücksichtigt wird (STORELMO und TAN, 2015). Dies liegt an den fundamental unterschiedlichen Strahlungseigenschaften von Wassertropfen und Eisparkeln. Trotz großer Unsicherheiten und einiger getroffener Annahmen deuten die erbrachten Hinweise auf einen stattgefundenen WBF-Prozess hin, welcher in den erstellten Größenverteilungen der untersuchten Wolke sichtbar ist. Somit wird bestätigt, dass der WBF-Prozess anhand von mikrophysikalischen Messungen in arktischen Mischphasen-Wolken nachweisbar ist.

5.3 Studie 3 - Entstehung von bimodalen Tropfen-Größenverteilungen am Oberrand von unterkühlten Grenzschicht-Wolken in der Arktis

Während der VERDI Kampagne wurden dreizehn Messflüge über der teilweise mit Eis bedeckten Beaufortsee und in der Umgebung von Inuvik durchgeführt (vgl. Kapitel 2.2). Unterkühlte Grenzschicht-Wolken, die in dieser Studie hauptsächlich behandelt werden, traten vorwiegend nach dem 08.05.2012 auf. Im Folgenden wird auf die mikrophysikalischen Eigenschaften von diesen Wolken, insbesondere auf die Prozesse an den oberen Wolkenrändern, eingegangen. Dafür wird zunächst Messflug 11 vom 15.05.2012 im Detail erläutert.

Bei diesem Flug wurde eine Grenzschicht-Wolke zwischen 69.8 und 70.5° geografischer Breite, in einer Höhe zwischen 630 und 1060 m über dem Meeresspiegel, untersucht (siehe Abbildung 5.15). Abbildung 5.16 zeigt Höhenprofile verschiedener meteorologischer und mikrophysikalischer Parameter innerhalb dieser untersuchten Grenzschicht-Wolke, dessen Wolkenoberrand sich in einer Höhe von 990 m (gestrichelte Linie) befand. Die Schicht direkt über dem Oberrand (von 990 bis 1060 m) wird im Folgenden als Übergangszone (engl. *transition zone*) bezeichnet. Innerhalb der Übergangszone ist ein deutlicher Anstieg der Temperatur (siehe Abbildung 5.16a) von 268 K (-5°C) auf 271 K (-2°C) zu erkennen. Zeitgleich verringert sich die relative Feuchte bezüglich Wasser (siehe Abbildung 5.16b) von 100 auf 80% . Somit deuten beide Profile darauf hin, dass über dieser Grenzschicht-Wolke eine trockenere und wärmere Luftschicht vorhanden gewesen ist. Die in Abbildung 5.16a und 5.16b sichtbaren vertikalen Strukturen sind typisch für Grenzschicht-Wolken (STEVENS, 2005).

Die Tropfenanzahlkonzentration N in Abbildung 5.16c bleibt innerhalb der Grenzschicht-Wolke nahezu höhenkonstant mit einem Wert von 70 cm^{-3} . Beim Erreichen der Übergangszone nimmt die Tropfenanzahlkonzentration rapide ab. Der aus der Tropfengröße berechnete Flüssigwassergehalt LWC ist in Abbildung 5.16d dargestellt. Eine konstante Anzahlkonzentration N und ein gleichzeitig mit ansteigender Höhe anwachsender LWC sind typisch für Flüssigwassertropfen, die durch einen adiabatischen Aufstieg bzw. eine adiabatische Abkühlung entstehen (MCFARQUHAR et al., 2007). Der adiabatische Verlauf des LWC ist ebenfalls in Abbildung 5.16d eingezeichnet (Strich-Punkt Linie). Zu erkennen ist eine gute Übereinstimmung zwischen der Messung des tatsächlichen LWC und dem adiabatischen Verlauf des LWC in dem unteren Bereich der Wolke, bis zu einer Höhe von 700 m. Oberhalb von 700 m, mit weiter ansteigender Höhe, weicht der gemessene LWC vom adiabatischen Verlauf deutlich ab. *Entrainment*-Prozesse können zu diesen Abweichungen führen. MCFARQUHAR et al. (2011) zeigen in Kombination mit Radarmessungen ähnliche Vertikalprofile und kommen zu dem Ergebnis, dass vertikale Mischungsvorgänge am oberen Wolkenrand durch dynamische Prozesse sowie Turbulenz angetrieben werden.

Um die atmosphärische Stabilität innerhalb der Wolke genauer zu untersuchen, ist in Abbildung 5.16e die potentielle Temperatur bezüglich flüssigem Wasser θ_l aufgetragen. Sie repräsentiert die Temperatur, die bei einem reversiblen feucht-adiabatischen Abstieg durch Verdampfen des gesamten in einem Luftpaket enthaltenen flüssigen Wassers erreicht wird (BETTS, 1973). θ_l ist nach STEVENS (2005) definiert als

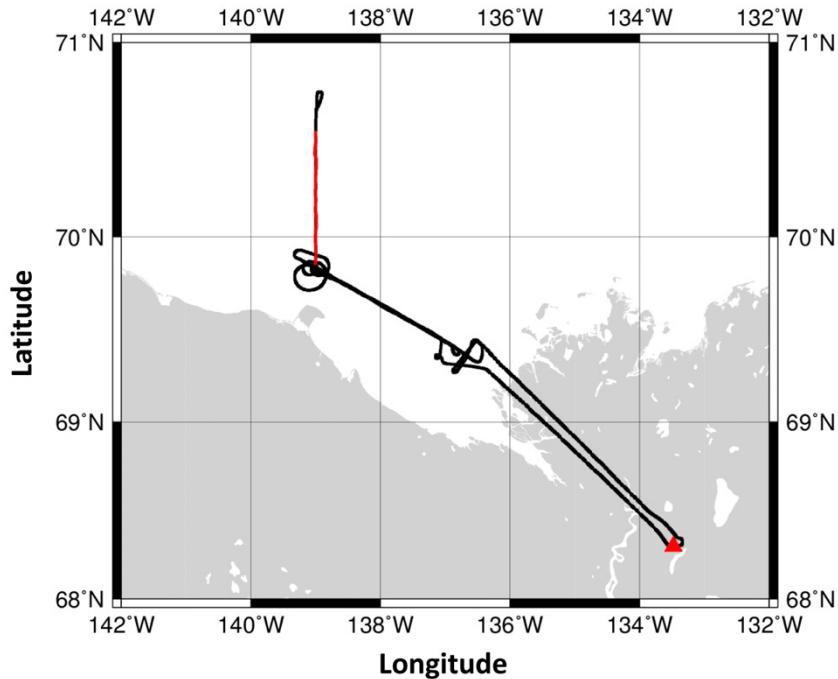


Abbildung 5.15 – Flugpfad von Messflug 11 am 15.05.2012 über der Beaufortsee. Die rote Linie markiert den Bereich, in dem die Grenzschicht-Wolke vorgefunden wurde. Das Dreieck kennzeichnet den Mike Zubko Flughafen in Inuvik (KLINGEBIEL et al., 2015).

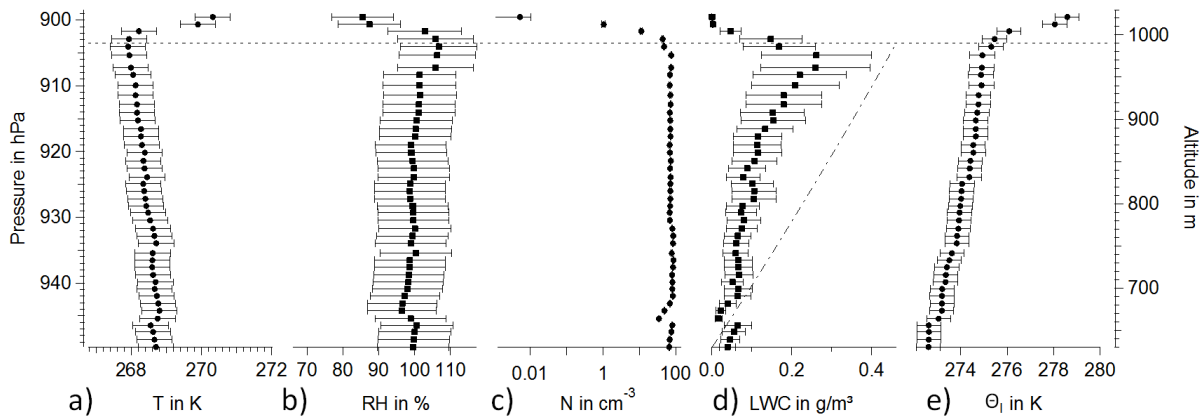


Abbildung 5.16 – Höhenprofil innerhalb einer untersuchten Grenzschicht-Wolke während Messflug 11 am 15.05.2012 von 20:05 bis 20:25 UTC. Der adiabatische Verlauf des LWC wird durch die Strich-Punkt Linie dargestellt. Die horizontal gestrichelte Linie markiert den Anfang der Übergangszone am Oberrand der Wolke. Die Fehlerbalken kennzeichnen die Messunsicherheiten der Instrumente. Für die Anzahlkonzentration N , die mit dem CCP-CDP Instrument in einem Durchmesserbereich von 2 bis 50 μm ermittelt wurde, ist der Fehler so gering, dass dieser teilweise nicht sichtbar ist (KLINGEBIEL et al., 2015).

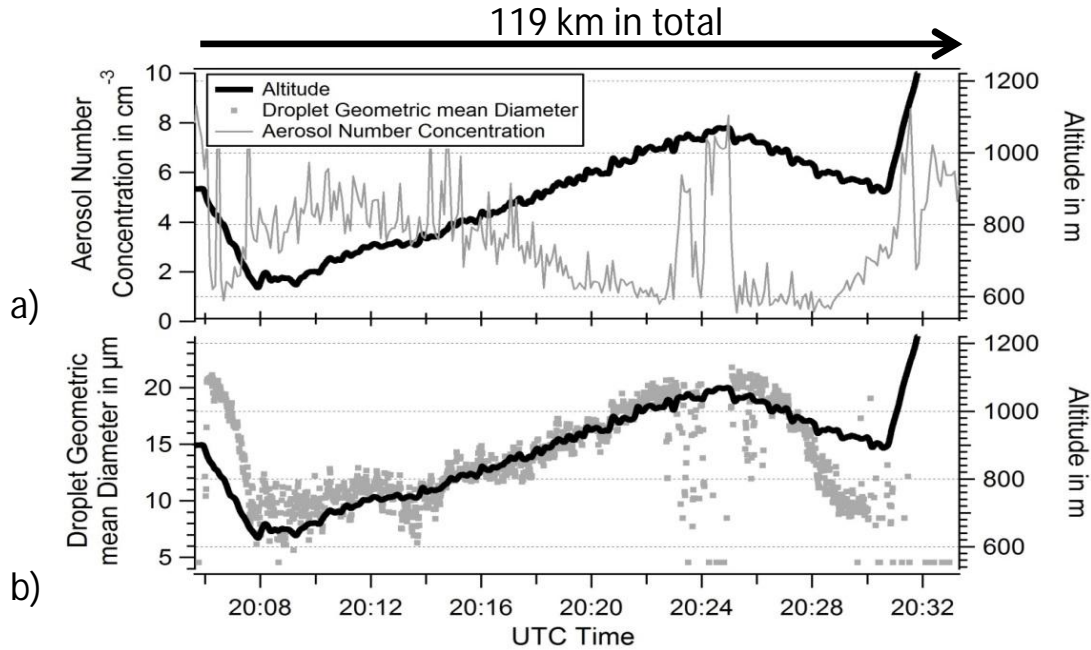


Abbildung 5.17 – Wolken in-situ Messungen vom Flug 11 am 15.05.2012. a) Aerosolanzahlkonzentration (graue Linie) und b) mittlerer Tropfendurchmesser (graue Punkte). Die Messhöhe über Normal-Null wird in beiden Zeitreihen durch die schwarze Linie gekennzeichnet. Die Messung fand in dem Messgebiet statt, das in Abbildung 5.15 rot markiert ist (KLINGEBIEL et al., 2015).

$$\theta_l \approx \theta \cdot \exp\left(\frac{-LWC \cdot L_v}{c_p \cdot T}\right) \quad (5.12)$$

mit der potentiellen Temperatur für trockene Luft θ in Kelvin und dem Flüssigwassergehalt LWC in g kg^{-1} . Die Größe c_p in $\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$ beschreibt die Wärmekapazität, L_v die Verdampfungswärme in J kg^{-1} und T die Temperatur in Kelvin. In Abbildung 5.16e ist ein deutlicher Anstieg von θ_l mit zunehmender Höhe zu erkennen, welcher stabile atmosphärische Bedingungen und damit eine stabile Schichtung innerhalb der Wolke hervorhebt.

Die untersuchte Grenzschicht-Wolke besteht hauptsächlich aus unterkühlten Flüssigwassertropfen. Wenige Eispartikel, hauptsächlich nadelförmig, mit einer Anzahlkonzentration von $7.5 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^{-3}$ (0.75 l^{-1}) wurden vereinzelt mit dem CCP-CIPg Instrument im Wolkeninneren (630 bis 990 m) detektiert. Somit wird im Folgenden davon ausgegangen, dass es sich im Wesentlichen um eine Flüssigwasserwolke handelt.

Im weiteren Verlauf werden die detektierten mikrophysikalischen Eigenschaften im Detail für das Wolkeninnere (630 bis 990 m) und für die Übergangszone (990 bis 1060 m) erläutert.

Abbildung 5.17a zeigt die Aerosolanzahlkonzentration als Funktion der Zeit, gemessen mit dem Sky-OPC Instrument (graue Linie). Mit ansteigender Höhe (schwarze Linie) verringert sich die Aerosolanzahlkonzentration innerhalb der Wolke (20:08 bis 20:24 UTC). Sobald die Übergangszone der Grenzschicht-Wolke (990 m) um 20:24 UTC erreicht ist, steigt die Aero-

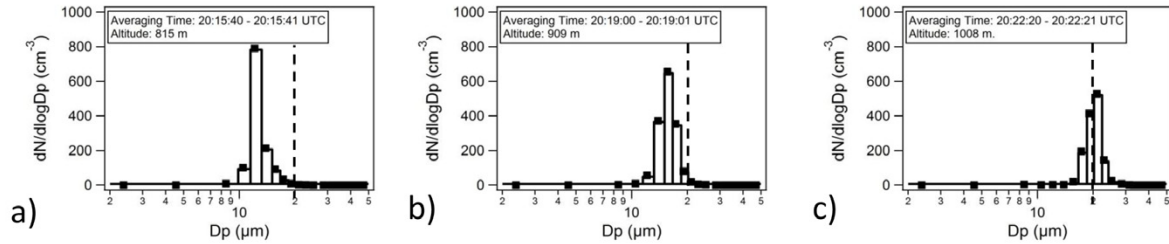


Abbildung 5.18 – Größenverteilungen von unterschiedlichen Höhenniveaus. Die vertikal gestrichelte Linie markiert einen Durchmesser von $20 \mu\text{m}$. Es ist zu berücksichtigen, dass die vertikale Achse jeweils linear und nicht, wie allgemein üblich, logarithmisch dargestellt ist (nach KLINGEBIEL et al. (2015)).

solanzahlkonzentration rapide von 0.7 ± 0.08 auf $7.5 \pm 0.02 \text{ cm}^{-3}$ an.

In Abbildung 5.17b ist eine Korrelation zwischen dem mittleren Tropfendurchmesser (graue Linie) und der Höhe (schwarze Linie) erkennbar. Im Gegensatz zu der Abnahme der Aerosolanzahlkonzentration wachsen die Tropfen hier mit zunehmender Höhe von $12 \mu\text{m}$ (20:15 UTC) auf $20 \mu\text{m}$ Durchmesser (20:24 UTC) an. Anschließend, beim Erreichen der Übergangszone, verringert sich der mittlere Tropfendurchmesser durch einsetzendes *Entrainment*.

Abbildung 5.18a-c zeigt für den gleichen Zeitabschnitt drei monomodale Größenverteilungen auf unterschiedlichen Höhenniveaus (815, 909 und 1008 m), die mit dem CCP-CDP Instrument aufgezeichnet wurden. Die Größenverteilung in Abbildung 5.18a zeigt ein Maximum in der Konzentration bei einem Partikeldurchmesser von $12 \mu\text{m}$. Mit ansteigender Höhe (siehe Abbildung 5.18b-c) wachsen die Tropfen kontinuierlich an, behalten ihre monomodale Verteilung bei und erreichen am oberen Wolkenrand schließlich einen Durchmesser von etwa $20 \mu\text{m}$. Durch das Auftreten der monomodalen Größenverteilungen auf den unterschiedlichen Höhenniveaus kann geschlossen werden, dass die Wolke homogen geschichtet ist und dass sich das Wolkeninnere durch geringe Turbulenz auszeichnet. Dies ist laut STEVENS (2005) ebenfalls eine typische Eigenschaft von Grenzschicht-Wolken.

Das monomodale Anwachsen der Tröpfchen-Größenverteilungen ist vergleichbar mit Beobachtungen von LAWSON et al. (2001), die ihre Ergebnisse durch einen feucht-adiabatischen Aufstieg der Luft im Inneren der Wolke erklären. Für den vorliegenden Fall laufen die Hebungsprozesse allerdings nicht vollständig adiabatisch ab, da sie, wie bereits in Abbildung 5.16d gezeigt, durch *Entrainment*-Prozesse beeinträchtigt werden.

Eine Zunahme des Partikeldurchmessers mit ansteigender Höhe ist auch in Abbildung 5.19a sichtbar, in welcher der Partikeldurchmesser als Funktion der Zeit aufgetragen ist. Die Partikelanzahlkonzentration ist in Graustufen skaliert. In der Übergangszone der Wolke, zwischen 20:22 und 20:27 UTC, treten neben Partikeln mit einem Durchmesser von etwa $20 \mu\text{m}$ zusätzlich Partikel mit einem Durchmesser von etwa $10 \mu\text{m}$ auf.

Abbildung 5.19c zeigt eine Größenverteilung innerhalb der Übergangszone. Auffällig ist, dass sich im Gegensatz zu den Größenverteilungen im Wolkeninneren (siehe Abbildung 5.19b), eine zweite Mode mit einem Durchmesser um $10 \mu\text{m}$ ausgebildet hat. Um im Folgenden diese beiden Moden klar voneinander zu unterscheiden, wird die Mode mit dem größeren Partikeldurchmesser ($20 \mu\text{m}$) als Mode 1 und die mit dem kleineren Partikeldurchmesser ($10 \mu\text{m}$) als Mode 2

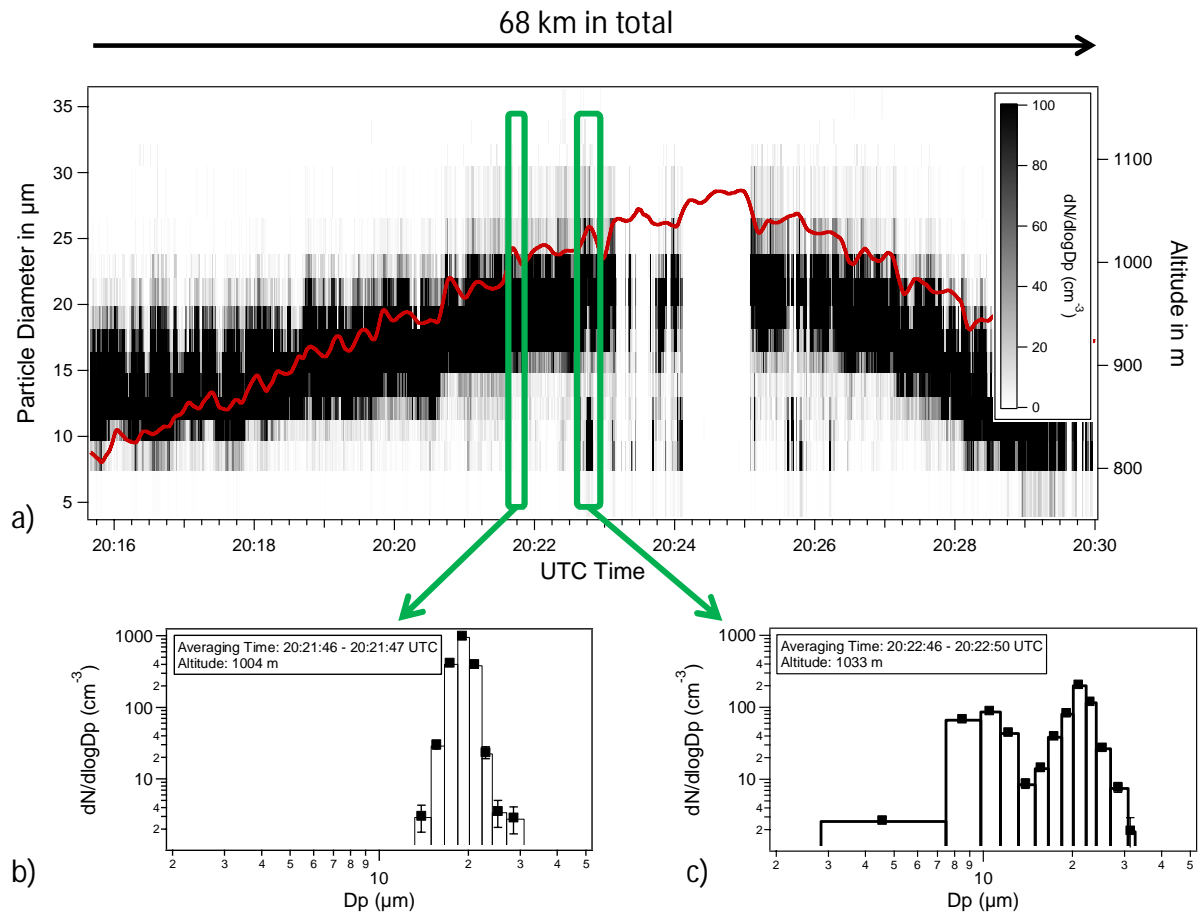


Abbildung 5.19 – a) Zeitreihe der gemessenen Wolkenpartikel während Messflug 11 am 15.05.2012. Die Abbildung zeigt den Partikeldurchmesser als Funktion der Zeit. Die Graustufen beschreiben die Anzahlkonzentration und die rote Linie markiert die Flughöhe. b) Größenverteilung innerhalb der Wolke. c) Größenverteilung in der Übergangszone der Wolke. Nur in der Übergangszone der Wolke treten bimodale Größenverteilungen auf (KLINGEBIEL et al., 2015).

bezeichnet, da diese später entstanden ist. Das Auftreten solcher bimodaler Größenverteilungen wurde während der VERDI Kampagne in drei unterschiedlichen Messflügen (Flug 9 am 10.05.2012, Flug 11 am 15.05.2012 und Flug 13 am 17.05.2012) innerhalb der Übergangszone von Grenzschicht-Wolken beobachtet. Bei den restlichen Flügen in Flüssigwasser-Wolken wurde hingegen nur ein Anwachsen der ersten Mode, hin zu größeren Durchmessern (wie in Abbildung 5.18a-c gezeigt), verzeichnet. Bimodale Größenverteilungen wurden nur detektiert, sobald das Messflugzeug (1) wenigstens 2 s innerhalb der Übergangszone verbracht hat oder (2) wenn das Messflugzeug sehr langsam in die Übergangszone von oben oder von unten vorgezogen ist. Allerdings hat das Messflugzeug häufig die Übergangszone sehr schnell passiert, sodass bimodale Größenverteilungen nur mit relativ geringer Zählstatistik detektiert werden konnten. Abbildung 5.19a zeigt allerdings, dass bimodale Größenverteilungen gegebenenfalls ein typisches Phänomen in der Übergangszone von Grenzschicht-Wolken sind.

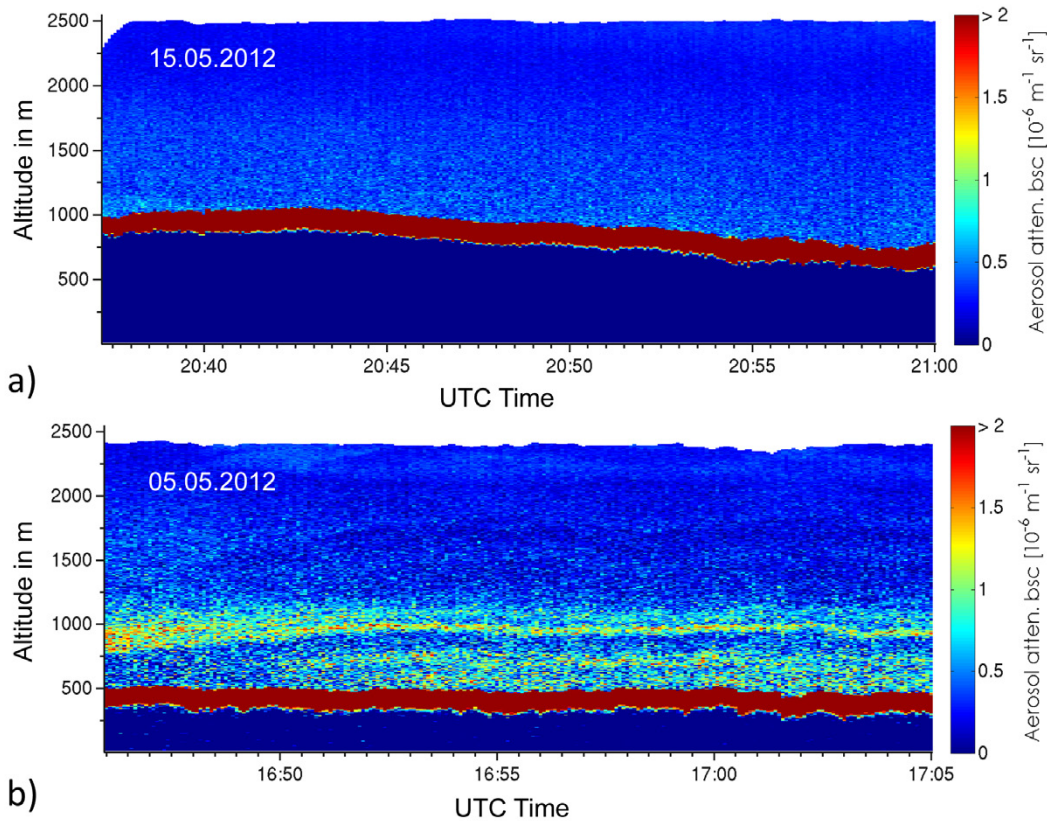


Abbildung 5.20 – a) AMALi Rückstreusignal der während Messflug 11 untersuchten Grenzschicht-Wolke im Vergleich mit dem b) AMALi Rückstreusignal von Messflug 7, welches eine deutlich erkennbare Aerosolschicht über dem oberen Wolkenrand zeigt (KLINGEBIEL et al., 2015).

Neben dem eingesetzten Sky-OPC Instrument, das Aerosole innerhalb der untersuchten Grenzschicht-Wolke detektiert hat, wurde zusätzlich das AMALi Instrument (vgl. Abschnitt 3.6) verwendet. Während Messflug 11 am 15.05.2012 wurde dieses eingesetzt, um die Rückstreusignale der zuvor in-situ vermessenen Grenzschicht-Wolke zu analysieren. Abbildung 5.20a zeigt für diesen Flug die Messhöhe als Funktion der Zeit. Die Farbskala spiegelt die durch Lichtstreuung hervorgerufene Rückstreuintensität der Wolken- und Aerosolpartikel wider. Die Intensität wurde auf einen Wert referenziert, der typischerweise zwischen 2100 und 2400 m Höhe gemessen wurde, unter der Annahme, dass diese Schicht nur eine geringe Aerosolanzahlkonzentration aufweist. Jedes erhöhte Rückstreusignal hat also einen relativen Bezug zu diesem Hintergrund-Referenzwert. Der zuvor in-situ beprobte Wolkenabschnitt (vgl. Abbildung 5.19a) wurde um 20:41 UTC überflogen und zeigt an diesem Ort den oberen Wolkenrand in einer nahezu konstanten Höhe von etwa 1000 m (siehe Abbildung 5.20a). Das Rückstreusignal in Abbildung 5.20a zeigt oberhalb der Wolkenschicht kein eindeutiges Muster und es ist nur eine leichte Abnahme der Rückstreuintensität mit ansteigender Höhe ersichtlich. Dies ist ein Indiz dafür, dass die Aerosolanzahlkonzentration oberhalb der Wolke, bis in eine Höhe von 2500 m, sehr gering ist und vermutlich als arktisches Hintergrundaerosol bezeichnet werden

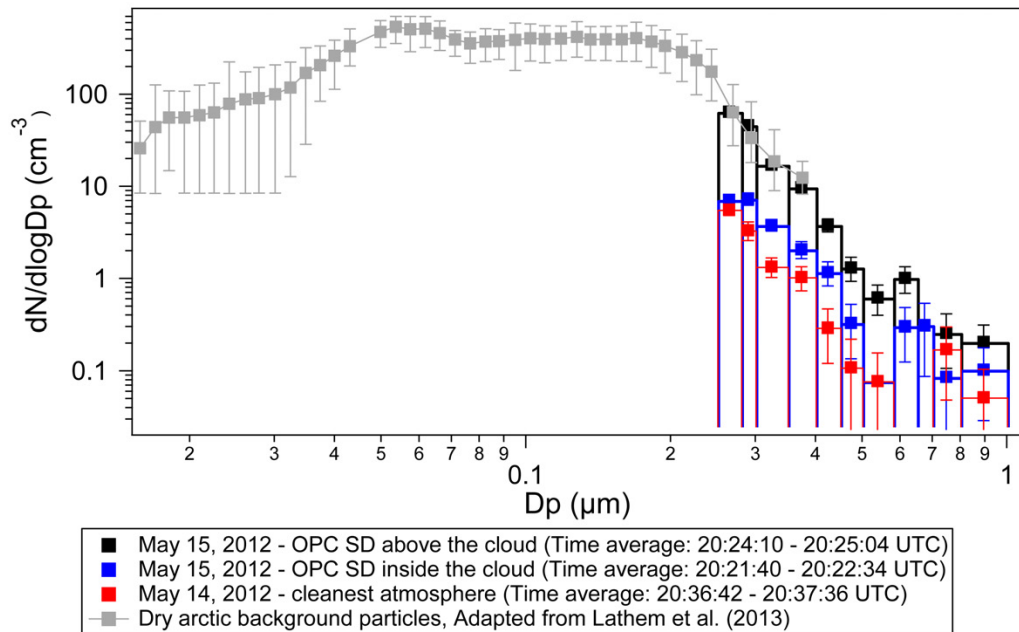


Abbildung 5.21 – Sky-OPC Größenverteilungen von Messflug 11 am 15.05.2012 im Vergleich mit Messungen in einer sauberen Atmosphäre während Messflug 10 am 14.05.2012. Die Fehlerbalken geben die zählstatistischen Fehler an. Um den Größenbereich zu kleineren Durchmessern zu erweitern, wurden SMPS Messungen von LATHM et al. (2013) hinzugefügt (nach KLINGEBIEL et al. (2015)).

kann. Vergleicht man diese Beobachtung mit den Messungen von Messflug 7 am 05.05.2012 (siehe Abbildung 5.20b), so ist ein deutlicher Unterschied in der Rückstreuintensität zu erkennen. In Abbildung 5.20b befindet sich der Oberrand der Wolke in einer Höhe von 500 m. Das Rückstreusignal zeigt oberhalb der Wolke eine Aerosolanreicherung mit einer Erstreckung bis in eine Höhe von 1250 m und einer optischen Dicke von $OD = 0.02 \pm 0.005$, bei einem angenommenen Verhältnis der Extinktion zur Rückstreuung von 40 sr. Diese Aerosolschicht grenzt sich hinsichtlich der Aerosolanzahlkonzentration deutlich von den Messungen am 15.05.2012 (siehe Abbildung 5.20a) ab.

Zur Bestätigung, dass während Messflug 11 am 15.05.2012 sehr reine atmosphärische Bedingungen vorgefunden wurden, werden in Abbildung 5.21 Aerosol-Größenverteilungen von Messflug 11, aufgenommen innerhalb und oberhalb der untersuchten Wolke, im Vergleich mit anderen Aerosol-Größenverteilungen gezeigt. Für diesen Vergleich wurde Messflug 10 am 14.05.2012 ausgewählt, da bei diesem Messflug die geringste Aerosolanzahlkonzentration während der gesamten VERDI Kampagne herrschte.

Instrumente für Aerosolmessungen in einem Partikeldurchmesserbereich < 250 nm kamen während der VERDI Kampagne nicht zum Einsatz. Deshalb wurden gemittelte Messungen von LATHM et al. (2013) in Abbildung 5.21 hinzugefügt. LATHM et al. (2013) führten Messungen mit einem *Scanning Mobility Particle Sizer* (SMPS) in derselben Arktisregion durch, in der auch die VERDI Kampagne stattfand. Diese Messungen wurden von LATHM et al. (2013) als arktisches Hintergrundaerosol klassifiziert. Zusätzlich zu den SMPS Messungen führten LATHM et al. (2013) Messungen mit einem *Cloud Condensation Nuclei Counter* (CCNC) durch, um den Aerosolanteil zu bestimmen, der zu Wolkentropfen aktiviert wird.

Das Ergebnis ist ein Aktivierungsverhältnis aus aktiviertem Aerosol zum Gesamtaerosol von 0.52 (bei einer Übersättigung von 0.55%). Das bedeutet, dass etwa die Hälfte aller Partikel zu Wolkentropfen aktiviert werden können.

Natürlich muss berücksichtigt werden, dass die Messungen von LATHEM et al. (2013) vier Jahre vor der VERDI Kampagne aufgezeichnet wurden. Dennoch zeigt der Vergleich zwischen beiden Messungen sehr gute Übereinstimmungen in dem Überlappungsbereich der Größenverteilungen. Insbesondere zeigt die Größenverteilung, die oberhalb der Wolke aufgezeichnet wurde, keine höheren Konzentrationen als die gemittelten Messungen von LATHEM et al. (2013). Hätten sich die Größenverteilungen im Überlappungsbereich erheblich voneinander unterschieden, dann wäre es notwendig gewesen mögliche Prozesse zu identifizieren, die einen deutlichen Unterschied des Hintergrundaerosols verursacht haben könnten. Da dies allerdings nicht der Fall ist wird die Vermutung bestätigt, dass das Aerosol, welches während Messflug 11 oberhalb der Wolke gemessen wurde, als arktisches Hintergrundaerosol klassifiziert werden kann.

Um eine Übersicht über die Herkunft der unterschiedlichen Aerosolmassen zu geben, die während der VERDI Kampagne aufgetreten sind, wurden Reanalyse Trajektorien mit dem *HYbrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model* (HYSPLIT, siehe http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT_info.php) für einen Zeitraum von jeweils 72 Stunden berechnet. Abbildung 5.22 zeigt diese HYSPLIT Reanalyse Trajektorien für sechs ausgewählte Tage (vom 05.05.2012 bis zum 15.05.2012), an denen Messflüge stattgefunden haben. Die Ergebnisse der Analysen zeigen, dass zwischen dem 05.05.2012 und dem 09.05.2012 aerosolbeladene Luftmassen hauptsächlich vom kanadischen und amerikanischen Festland, aus einer Höhe zwischen 500 und 1500 m, advehiert wurden. Dahingegen wurden Luftmassen zwischen dem 11.05.2012 und dem 15.05.2012 hauptsächlich aus Höhen > 1500 m advehiert. Zudem fällt auf, dass die beobachteten Luftmassen am 15.05.2012, welche als arktisches Hintergrundaerosol klassifiziert wurden, aus einer Region über dem Pazifischen Ozean stammen.

Zusammenfassend haben die Ergebnisse der untersuchten Grenzschicht-Wolke von Messflug 11 am 15.05.2012 gezeigt, dass diese hauptsächlich aus unterkühlten Flüssigwassertropfen bestand und durch eine trockenere und wärmere Luftschicht überlagert war. Monomodale Größenverteilungen deuten darauf hin, dass die Wolke im Inneren homogen geschichtet und wenig Turbulenz vorhanden gewesen ist. Im oberen Bereich der Wolke, der Übergangszone, traten *Entrainment*-Prozesse auf. Außerdem wurden in der Übergangszone bimodale Größenverteilungen beobachtet. Aerosolmessungen oberhalb der Grenzschicht-Wolke zeigten im Vergleich mit Aerosolmessungen von LATHEM et al. (2013), dass die detektierten Aerosolanzahlkonzentrationen sehr gering sind und dass dieses Aerosol als arktisches Hintergrundaerosol klassifiziert werden kann.

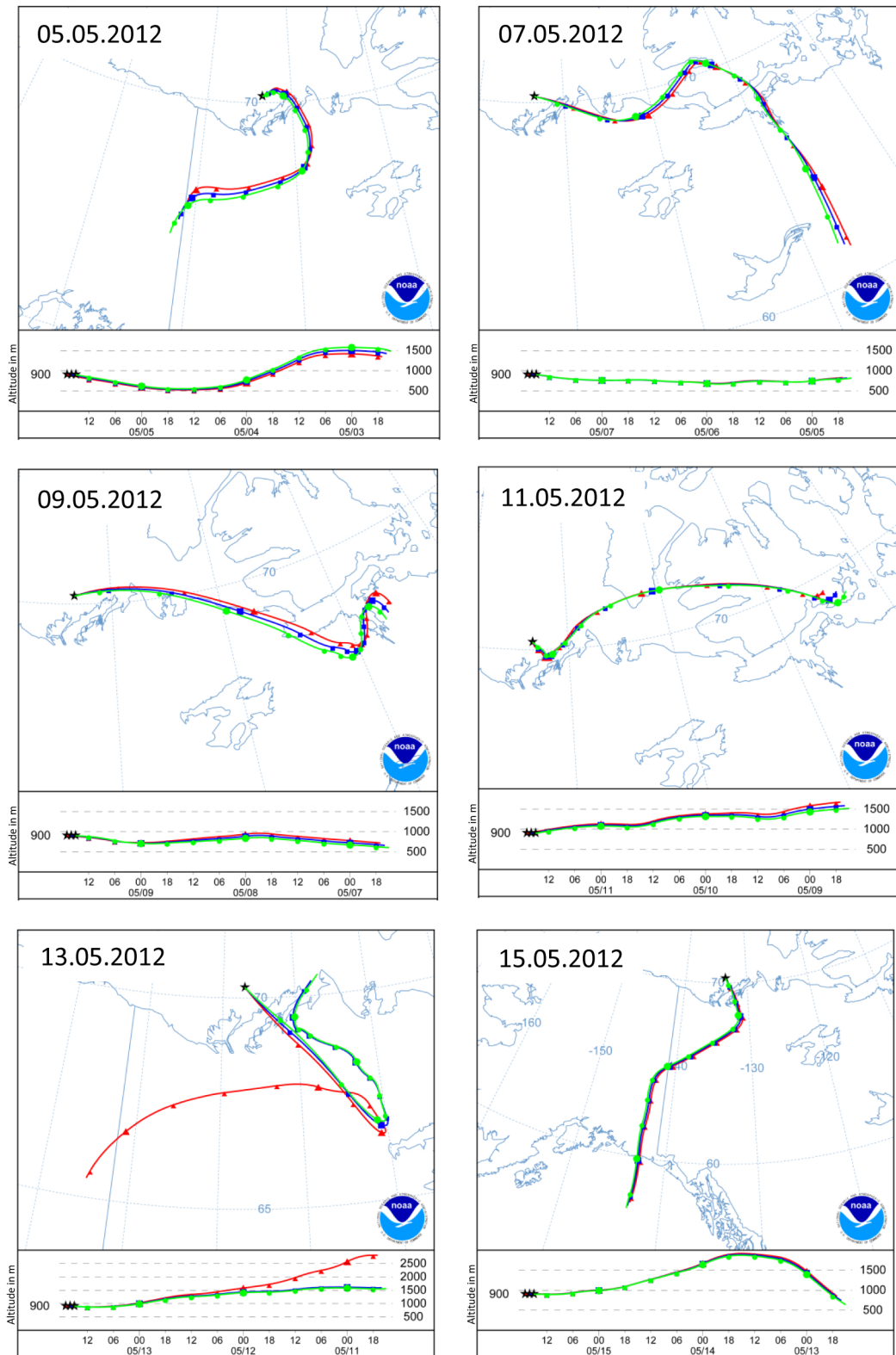


Abbildung 5.22 – HYSPLIT Reanalyse Trajektorien vom 05.05.2012 bis zum 15.05.2012 (erstellt mit http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT_info.php). Im Abstand von jeweils zwei Tagen sind rückwärts gerechnete Trajektorien, berechnet über einen Zeitraum von 72 Stunden, ausgehend von der Position 70.25°N , -133.5°W in einer Höhe von 900 m, dargestellt. Die Startzeiten betragen dabei 17:00 UTC (grün), 16:00 UTC (blau) und 15:00 UTC (rot). Zuerst der jeweilige Verlauf der Trajektorien als Funktion von geografischer Länge und Breite, zuunterst die Höhenänderungen der Luftmasse als Funktion der Reanalyse-Laufzeit.

5.3.1 Räumliche Verteilung von Wolkentropfen innerhalb bimodaler Größenverteilungen

Es besteht die Möglichkeit, dass die bimodalen Größenverteilungen (vgl. Abbildung 5.19c) auf einem Messartefakt beruhen und durch Detektion von zwei unterschiedlichen Wolkenabschnitten resultieren. Das bedeutet, dass bei Bestimmung der Größenverteilungen unter Umständen über zwei disjunkte Wolkenabschnitte integriert wurde, bei denen Tropfen mit einem Durchmesser von $10\ \mu\text{m}$ den einen Wolkenabschnitt und Tropfen mit einem Durchmesser von $20\ \mu\text{m}$ den anderen Wolkenabschnitt dominierten. Dies ist durchaus möglich, da das Messflugzeug zur Sammlung einer statistisch signifikanten Datenmenge eine gewisse Strecke zurücklegen muss. Um diese Möglichkeit auszuschließen, werden im Folgenden die PbP-Daten des CCP-CDP Instrumentes (vgl. Abschnitt 3.4) genauer untersucht. Dazu wird zu jedem detektierten Partikel neben der Partikelgröße auch die exakte Detektionszeit betrachtet.

Abbildung 5.23a zeigt die PbP-Daten des gleichen Zeitabschnittes, aus dem auch die Größenverteilung in Abbildung 5.19c resultiert. Dieser Zeitabschnitt ist $3.5\ \text{s}$ lang und entspricht einer zurückgelegten Flugstrecke von $254\ \text{m}$. Die Zeitperioden, in denen keine Partikel aufgezeichnet wurden, entstehen durch eine limitierte Pufferkapazität (maximal 256 Partikel pro Sekunde). Um den Puffer zu leeren und die Daten auf einen Datenspeicher zu kopieren, werden etwa $0.7\ \text{s}$ benötigt. Die durchgängigen Partikelzeichnungen sind etwa $0.3\ \text{s}$ lang und entsprechen somit einer zurückgelegten Strecke innerhalb der Wolke von $20\ \text{m}$. Um zu beurteilen, wie sich die einzelnen Partikel-Detektionsereignisse der Gesamtverteilung auf die beiden Durchmesser-Moden verteilen, sind diese in Abbildung 5.23 unterschiedlich eingefärbt. Die roten Punkte kennzeichnen die Partikel, bei denen das unmittelbar zuvor detektierte Partikel in der gleichen Mode detektiert wurde. Die schwarzen Punkte kennzeichnen Partikel, bei denen das unmittelbar zuvor detektierte Partikel in der jeweils anderen Mode vorhanden war. Mode 1 enthält Partikel in einem Größenbereich um $20\ \mu\text{m}$ und Mode 2 enthält Partikel in einem Größenbereich um $10\ \mu\text{m}$. Über den gesamten Zeitabschnitt, gezeigt in Abbildung 5.23a, wurden 1023 Partikel aufgezeichnet.

Um die Verteilung der Detektionsereignisse über Mode 1 und Mode 2 genauer zu analysieren, wird im Folgenden eine statistische Auswertung durchgeführt. Die Verteilung von zwei aufeinanderfolgenden Partikeln in einem vollständig zufälligen Prozess wird beschrieben durch die gleichmäßige Verteilungsfunktion (engl. *uniform distribution*) der Art:

$$P_{12+21} = p_1p_2 + p_2p_1 = 2(p_1(1 - p_1)) = 2p_1 - 2p_1^2. \quad (5.13)$$

Die Variablen p_1 und p_2 beschreiben dabei die Häufigkeit des Auftretens (bzw. Wahrscheinlichkeiten) von Partikeln in Mode 1 und Mode 2 und es gilt $p_1 + p_2 = 1$. In Abbildung 5.24 ist diese gleichmäßige Verteilungsfunktion P_{12+21} als schwarze Kurve dargestellt.

Um Abbildung 5.24 besser zu verstehen, wird im Folgenden ein Beispiel erörtert. In diesem Beispiel wird von einem Flugabschnitt ausgegangen, in dem 100 Wolkenpartikel detektiert werden. Dabei befinden sich 60 Partikel in Mode 2 und 40 Partikel in Mode 1. Für diesen Fall liegt die theoretische Wahrscheinlichkeit, dass durchgängig zwei aufeinanderfolgende Partikel aus unterschiedlichen Moden gemessen werden und somit der gleichmäßigen Verteilungsfunktion entsprechen, bei 48%.

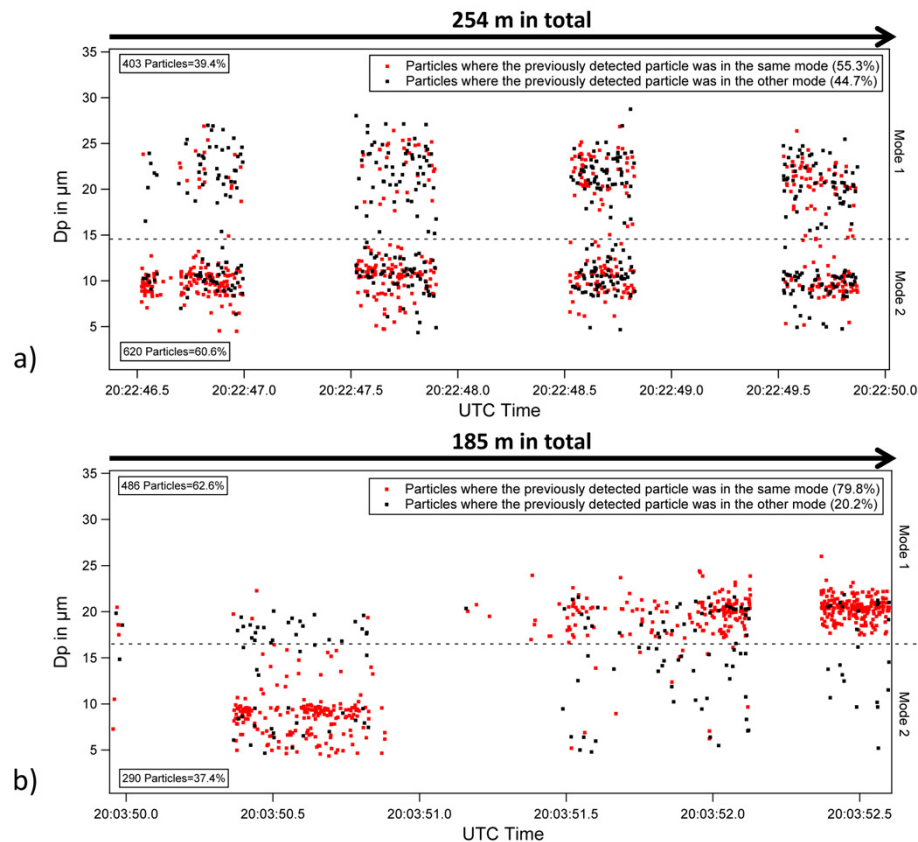


Abbildung 5.23 – a) PbP-Daten von Messflug 11. Der Abschnitt zeigt die Partikel, welche in die Berechnung der Größenverteilung aus Abbildung 5.19c eingehen. b) Gleicher Messflug, anderer Zeitabschnitt. In beiden Abbildungen beziehen sich die Prozentangaben auf die Gesamtanzahl der in dem jeweiligen Flugabschnitt dargestellten Partikel (nach KLINGEBIEL et al. (2015)).

Nun werden die PbP-Daten von Messflug 11 am 15.05.2012 betrachtet (vgl. Abbildung 5.23a). Es befinden sich 60.6% der Partikel in Mode 2. Zudem folgen 44.7% der Partikel aus unterschiedlichen Moden aufeinander. Nach Eintragen dieser Werte in Abbildung 5.24 (Datenpunkt [0.606, 0.447]) befinden sich diese nahe der gleichmäßigen Verteilungsfunktion. Die IAT (vgl. Abschnitt 3.4) zwischen den detektierten Partikeln betragen im Mittel 1.45 ms. Somit ergibt sich zwischen zwei detektierten Partikeln, bei einer durchschnittlichen Fluggeschwindigkeit von 70 ms^{-1} , eine mittlere Distanz von 10 cm.

Daraus resultiert, dass beide Moden auf einer Dezimeter-Skala statistisch durchmischt sind und dass es sich somit um kein Messartefakt handelt.

Abbildung 5.23b zeigt einen anderen Fall einer bimodalen Größenverteilung, bei dem die Wolkentropfen der beiden Moden nicht gleichmäßig verteilt sind. Stattdessen setzt sich der Mittelungszeitraum aus zwei unterschiedlichen Wolkenabschnitten zusammen, die jeweils von verschiedenen Tropfengrößen dominiert werden. Für diesen Fall befinden sich 37.4% der Partikel in Mode 2 und nur 20.2% folgen dabei direkt, aus unterschiedlichen Moden, aufeinander. Nach Einsetzen dieser Werte in Abbildung 5.24 (Datenpunkt [0.374, 0.202]) folgt, dass diese

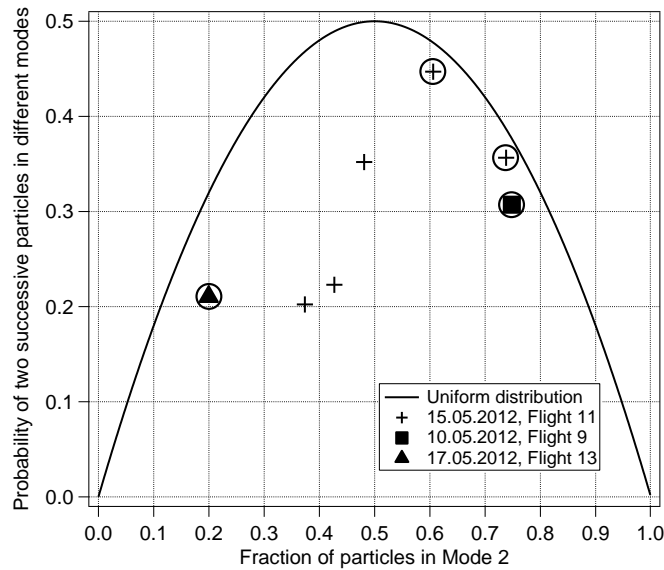


Abbildung 5.24 – Die schwarze Kurve kennzeichnet die gleichmäßige Verteilungsfunktion P_{12+21} . Die bimodalen Größenverteilungen von Abbildung 5.23a (60.6%, 44.7%) und Abbildung 5.23b (37.4%, 20.2%) sind zusätzlich mit Ergebnissen aus anderen bimodalen Größenverteilungen eingezeichnet. Bimodale Größenverteilungen, die nahe der gleichmäßigen Verteilungsfunktion liegen, sind mit einem Kreis markiert (KLINGEBIEL et al., 2015).

bimodale Größenverteilung weit von der gleichmäßigen Verteilungsfunktion entfernt liegt. In Abbildung 5.24 sind zusätzlich weitere detektierte bimodale Größenverteilungen von Flug 9, Flug 11 und Flug 13 eingezeichnet. Zusammengefasst liegen vier bimodale Größenverteilungen (Datenpunkte sind eingekreist) nahe der gleichmäßigen Verteilungsfunktion. Die anderen drei Größenverteilungen zeigen hingegen eine deutliche Distanz von der gleichmäßigen Verteilungsfunktion, was auf eine Anhäufung von Partikeln (Clusterbildung) in jeweils einer Mode (vgl. Abbildung 5.23b) schließen lässt.

Die hier angewandte Methode eignet sich generell dazu, unter Zuhilfenahme der PbP-Daten, Informationen zur räumlichen Verteilung von Wolkenpartikeln zu gewinnen. In der vorliegenden Studie wurde sie dazu verwendet Wolkenluftpakete zu identifizieren, in denen Wolkenpartikel zweier Modegrößen gemeinsam vorkamen, und sie von anderen Luftpaketen zu trennen, in denen jeweils nur Wolkenpartikel mit einer Größenmode präsent waren.

5.3.2 Mögliche Entstehungsprozesse von bimodalen Größenverteilungen und Beurteilung dieser durch Verwendung eines numerischen Modells

Es werden zwei mögliche Prozesse in Betracht gezogen, die zur Ausbildung einer zweiten Mode am oberen Wolkenrand mit kleinerem Partikeldurchmesser ($10\ \mu\text{m}$) führen könnten.

a) Trockene Aerosole oberhalb der Wolke könnten durch *Entrainment*-Prozesse ins Wolkeninnere gelangen und dort zu neuen Wolkentropfen mit so großem Durchmesser anwachsen, dass sie im Detektionsbereich des CCP-CDP Instrumentes erfasst werden. Auf diese Weise könnte der Eintrag von Kondensationskeimen zur Ausbildung einer zweiten Mode mit einer kleineren Tropfengröße in der Größenverteilung der Wolkenelemente führen.

b) Abkühlung durch infrarote Abstrahlung (engl. *infrared cooling*) sowie durch Verdunstung von Wolkenelementen (engl. *evaporative cooling*) sind zwei der Mechanismen, die *Entrainment*-Prozesse und somit Einmischung von trockeneren Luftmassen am Oberrand von Grenzschicht-Wolken bewirken. Diese Einmischung könnte zum Verdampfen von Wolkentropfen führen, was als mögliche Konsequenz die Ausbildung der zweiten Mode, mit einem kleineren Partikeldurchmesser, zur Folge hätte.

Diese beiden Erklärungsversuche beschreiben zwei Prozesse, die zu jeweils entgegengesetzten Ausbildungsmechanismen der Mode 2 führen: a) zum einen propagiert die Mode 2, ausgehend von sehr kleinen Partikeldurchmessern, in den Detektionsbereich des Instrumentes hinein. b) alternativ bildet sich die Mode 2 aus der bereits existenten Mode 1 und verläuft in Richtung kleiner werdender Partikeldurchmesser.

Überprüfung Möglichkeit a) Diese Möglichkeit wurde bereits von LAWSON et al. (2001) vermutet, um beobachtete bimodale Größenverteilungen in arktischen Grenzschicht-Wolken zu erklären. Um diese Annahme auch im vorliegenden Fall zu bestätigen, muss zunächst geprüft werden, ob der Prozess der isobaren Mischung (engl. *isobaric mixing*) am Oberrand der am 15.05.2012 untersuchten Wolke ablaufen kann.

Die Kondensation von Wasserdampf auf Aerosolpartikeln ist nur möglich, wenn die Sättigungsdampfdruckkurve (engl. *saturation-vapor-pressure curve*) über den Temperaturbereich, der relevant für den Mischungsprozess ist, eine Krümmung aufweist und somit unterhalb der Mischungslinie liegt.

Abbildung 5.25 zeigt die Sättigungsdampfdruckkurve (rote Linie) und ein Beispiel (blaue Linie) bei dem Kondensation möglich wäre. Für die Messung am 15.05.2012 wurde eine Temperatur in trockener Luft oberhalb der Wolke von $T_1 = -0.5\ ^\circ\text{C}$, eine relative Feuchte bezüglich Wasser von $RH_1 = 59\%$ und ein Dampfdruck von $e_1 = 3.5\ \text{hPa}$ detektiert. Innerhalb der Wolke betragen die Messungen $T_2 = -5\ ^\circ\text{C}$, $RH_2 = 100\%$ und $e_2 = 4.2\ \text{hPa}$.

Temperatur und Dampfdruck, oberhalb sowie innerhalb der Wolke, sind in Abbildung 5.25 eingezeichnet. Die interpolierte Mischungslinie zwischen diesen Punkten liegt unterhalb der Sättigungsdampfdruckkurve, welche in diesem Bereich ein nahezu lineares Verhalten aufweist. Dies hat zur Folge, dass isobare Mischung und die Aktivierung von Aerosolpartikeln zu Wolkentropfen sehr unwahrscheinlich für den gemessenen Fall ist. Somit kann dies nicht der Bildungsprozess für die Entwicklung von Mode 2 sein, da die Übersättigung im gemischten

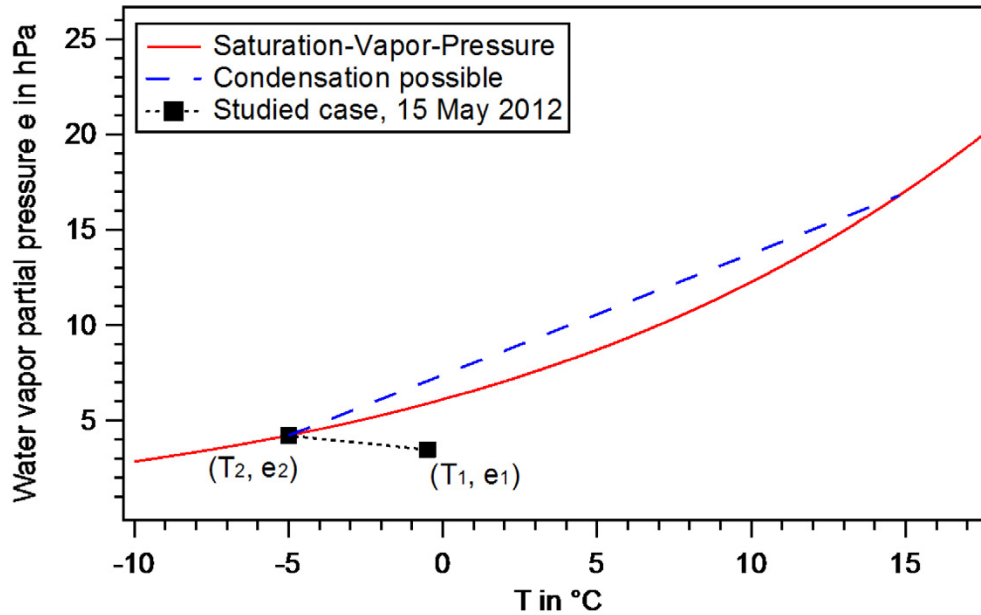


Abbildung 5.25 – Isobare Mischungsprozesse zwischen einer Wolke und trockener Umgebungsluft. Um Kondensation auf Aerosolen zu erreichen, muss die Mischungslinie (als Beispiel die eingezeichnete blaue Linie) oberhalb der Sättigungsdampfdruckkurve (rote Linie) liegen. Die schwarze Linie, angegeben mit zwei Messpunkten, beschreibt die Messung am 15.05.2012 (KLINGEBIEL et al., 2015).

Luftpaket nicht ausreicht. Dennoch ist nicht auszuschließen, dass vereinzelte Aerosolpartikel aktiviert werden können.

Dass Nukleation eingemischter Aerosolpartikel unwahrscheinlich ist, wird bei Betrachtung der Tropfenanzahlkonzentration bestätigt. Die zweite Mode ($10\ \mu\text{m}$) in Abbildung 5.19c, in einem Durchmesserbereich zwischen 2.8 und $13\ \mu\text{m}$, besitzt eine Tropfenanzahlkonzentration von $15.3\ \text{cm}^{-3}$. Dies ist unter Berücksichtigung der Unsicherheiten eine deutlich höhere Anzahlkonzentration von Tropfen als von Aerosolteilchen, welche einen Wert von $7.5\ \text{cm}^{-3}$ aufweisen (vgl. Abbildung 5.17a). Das bedeutet, dass letztendlich mehr Tropfen in Mode 2 vorhanden sind als Aerosolpartikel zur Verfügung standen. Dies bestätigt die Vermutung, dass Möglichkeit (a) sehr unwahrscheinlich ist.

Exkurs: In der Atmosphäre kann isobare Mischung zu Wolkenbildung führen. Jedoch ist, wie Abbildung 5.25 zeigt, für die Kondensation von Wasserdampf auf Aerosolpartikeln eine große Temperaturdifferenz erforderlich. Dies ist zum Beispiel der Fall am oberen Rand von konvektiven Wolken in der Äquatorregion. Ein weiteres einfaches Beispiel für isobare Mischung ist das Ausatmen von warmer Luft im Winter. In diesem Fall kondensiert die warme Luft aus dem menschlichen Körper (ca. $30\ ^\circ\text{C}$) auf Aerosolpartikeln in der Umgebungsluft (ca. $-5\ ^\circ\text{C}$), aufgrund der großen Temperaturdifferenz.

Kritische Anmerkung: LAWSON et al. (2001) haben bimodale Größenverteilungen in den oberen Regionen von arktischen Grenzschicht-Wolken beobachtet. Diese Beobachtungen stimmen mit den Messungen, die bei der VERDI Kampagne gemacht wurden, sehr gut überein.

Allerdings geben LAWSON et al. (2001) an, dass die bimodalen Größenverteilungen durch die Aktivierung neuer CCN entstanden sind. Ohne weitere Erklärung wird auf Modellierungen von JIANG et al. (2001) verwiesen. JIANG et al. (2001) beschäftigen sich in ihrer Studie allerdings nur mit der Simulation von monomodalen Größenverteilungen. Bimodale Größenverteilungen werden nicht erwähnt. Des Weiteren ist eine Überprüfung, wie sie in dieser Studie für Möglichkeit a) angewendet wurde, im Nachhinein nicht durchführbar, da die dafür notwendigen Parameter (relative Feuchte oder Dampfdruck) nicht angegeben sind.

Überprüfung Möglichkeit b) Um diese Möglichkeit (Verdampfung von Tropfen durch Einmischung trockenerer Luftmassen) zu überprüfen, wird eine dreidimensionale **Direkte Numerische Simulation (DNS)** herangezogen, welche zeigen soll, dass Mischungs- und Verdampfungsprozesse die bimodalen Größenverteilungen erklären können. Diese numerische Simulation wurde unter Verwendung der Messdaten vom 15.05.2012 von Alberto de Lozar (Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg) durchgeführt und simuliert den oberen Rand einer Stratocumuluswolke, die hauptsächlich durch infrarote Strahlungskühlung und Verdunstungskühlung beeinflusst wird. MCFARQUHAR et al. (2011) haben bereits gezeigt, dass eine turbulente Dynamik, hervorgerufen durch diese Abkühlungsprozesse, in arktischen Grenzschicht-Wolken vorhanden ist. Strahlungskühlung führt zu einer Abkühlung von Luftpaketen am oberen Wolkenrand, welche anschließend durch ihre höhere Dichte in die Wolke zurückfallen und Turbulenz sowie Mischungsprozesse initiieren.

Daraus resultiert, dass sich Wolkentropfen in einem Milieu der Untersättigung befinden, welches die Wolkentropfen zur Evaporation anregt. Die daraus entstehende Verdunstungskühlung kann wiederum die turbulenten Mischungsprozesse am oberen Wolkenrand verstärken. Zudem können horizontale Windscherung oder sonstige dynamische Störungen zum Mischungsprozess beitragen.

MELLADO (2010) und DE LOZAR und MELLADO (2013a) haben bereits gezeigt, dass eine vereinfachte Konfiguration eines DNS Modells ein realisierbarer Ansatz ist, um die Mischungsprozesse am oberen Wolkenrand zu beschreiben. Denn DNS Modelle liefern eine glaubwürdige Simulation von Mischungsprozessen auf sehr kleinen Größenskalen (DE LOZAR und MELLADO, 2013a). Diese hohe Auflösung ist notwendig, um die Größenverteilungen zu untersuchen, die aus den kleinskaligen Mischungsprozessen resultieren.

In der folgenden Simulation wurden Skalen mit einer Kolmogorov Länge³ von $\eta = 15$ cm bis zu einer integrierten Länge von 200 m verwendet, welche die relevanten Skalen für Mischungsprozesse abdecken und auch etwa der Flugstrecke entsprechen, die zur Messung der bimodalen Größenverteilungen zurückgelegt wurde (vgl. Abbildung 5.23). Die verwendete Sättigungsdampfdruckkurve in der Simulation ist linear und somit können isobare Mischungs- und Kondensationsprozesse vernachlässigt werden. Das verwendete langwellige Strahlungsmodell ist ein eindimensionales, das nur die vertikale Strahlungskomponente berücksichtigt (LARSON et al., 2007). DNS Modelle sind sehr rechenzeitintensiv, da sie lange Simulationszeiten benötigen. Aus diesem Grund wurden Wolkenprozesse wie Mikrophysik, Oberflächenflüsse, Scherung, Niederschlag und kurzwellige Strahlung für die hier beschriebene Studie vernachlässigt. Sicherlich haben diese Prozesse auch Einfluss auf den oberen Wolkenrand, sind aber im Vergleich zur Strahlungskühlung und Verdunstungskühlung sehr gering (siehe

³Aus dem Mittelwert der Dissipationsrate ϵ und der kinematischen Viskosität ν ergibt sich $\eta = \left(\frac{\nu^3}{\epsilon}\right)^{\frac{1}{4}}$

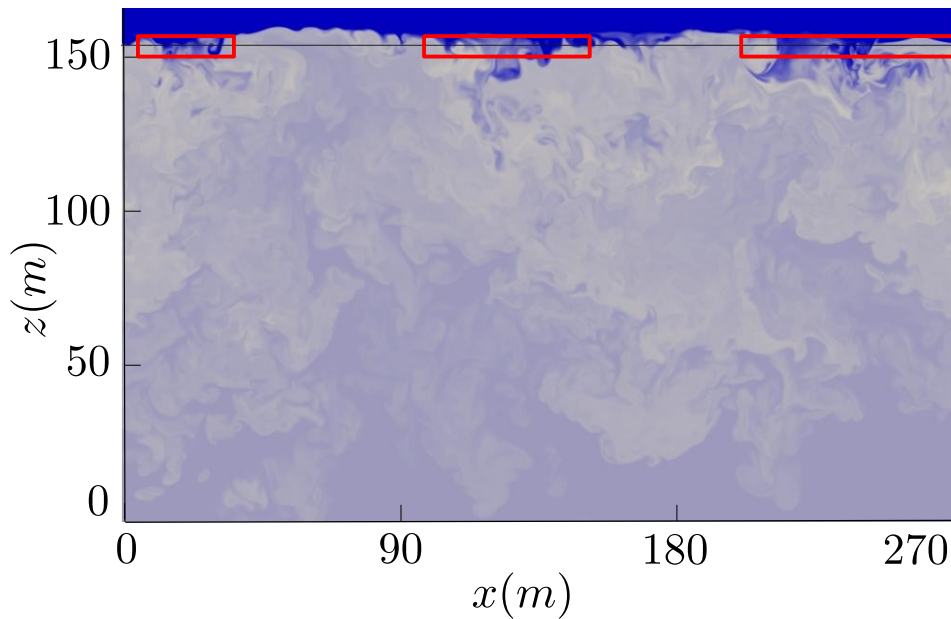


Abbildung 5.26 – Vertikaler Querschnitt von der Verteilung des Flüssigwassergehaltes der simulierten Wolke. Die schwarze Linie kennzeichnet den Verlauf des simulierten Flugweges und die roten Rechtecke markieren die Regionen, in denen trockene Luftmassen eindringen. Die Farbskala beschreibt den Flüssigwassergehalt in einem Bereich von 0.0 g kg^{-1} (blau) bis 0.325 g kg^{-1} (weiß) (KLINGEBIEL et al., 2015).

BRETHERTON et al. (2007) und STEVENS et al. (2005)).

Die entscheidenden Gleichungen für die folgende Simulation werden in DE LOZAR und MEL-LADO (2013b) beschrieben. Sie wurden durch Linearisierung der Auftriebs- und Sättigungsdampfdruckfunktion weiter vereinfacht. Die daraus resultierenden Gleichungen entsprechen den Gleichungen von BRETHERTON (1987).

Für die Simulation werden folgende Eingangsparameter verwendet, die während des Fluges am 15.05.2012 gemessen wurden:

Innerhalb der Grenzschicht-Wolke:

$$\begin{aligned} LWC &= 0.25 \text{ g kg}^{-1}, \\ q_t &= 2.5 \text{ g kg}^{-1} \text{ (Summe aus Wasserdampf und Flüssigwassergehalt)}, \\ T &= 268.15 \text{ K}, \\ \theta_l &= 275.2 \text{ K}. \end{aligned}$$

In der trockenen Atmosphäre, oberhalb der Grenzschicht-Wolke:

$$\begin{aligned} q_t &= 2.4 \text{ g kg}^{-1}, \\ T &= 272.65 \text{ K}, \\ RH &= 59\%, \\ \theta_l &= 280.5 \text{ K}. \end{aligned}$$

Der Luftdruck beträgt $p = 905 \text{ hPa}$. Die Strahlungskühlung am Oberrand der Wolke von $F_0 = 60 \text{ W m}^{-2}$ stimmt mit den Strahlungsmessungen (bereitgestellt von A. Ehrlich (LIM))

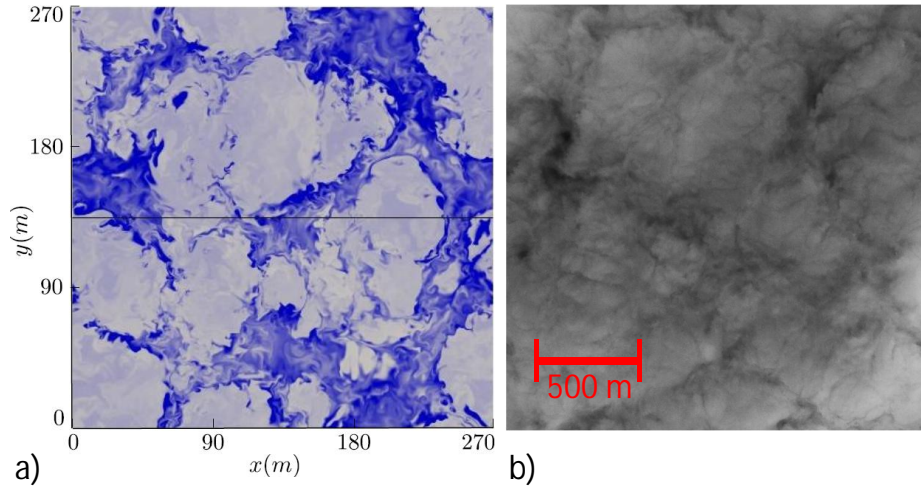


Abbildung 5.27 – a) Horizontaler Querschnitt (Ansicht von oben) von der Verteilung des Flüssigwassergehaltes der simulierten Wolke. Die Farbskala beschreibt den Flüssigwassergehalt zwischen 0.0 g kg^{-1} (blau) und 0.325 g kg^{-1} (weiß). Die schwarze Linie kennzeichnet den Verlauf des simulierten Flugweges und ist der gleiche wie in Abbildung 5.26. b) Das Foto, aufgenommen von einer Kamera am Rumpf des Messflugzeuges, zeigt die Oberfläche der Grenzschicht-Wolke die während des Fluges 11 untersucht wurde (KLINGEBIEL et al., 2015).

am Rumpf des Forschungsflugzeuges überein. Für die Extinktionslänge wurde $\lambda = 15 \text{ m}$ sowie die in DE LOZAR und MELLADO (2013b) und LARSON et al. (2007) eingeführten Strahlungsparameter gewählt. Die DNS-Studie simuliert die Prozesse am Oberrand der Wolke innerhalb eines Zeitfensters von 12 min. Das in der numerischen Simulation verwendete Gitter enthält 1024^3 Punkte mit einer Gesamtweite von 270 m und einer maximalen räumlichen Auflösung von 26 cm.

Abbildung 5.26 zeigt einen vertikalen Querschnitt der numerischen Simulation vom Flüssigwassergehalt, der sich über einen Bereich von 0.0 g kg^{-1} (blau) bis 0.325 g kg^{-1} (weiß) erstreckt. Deutlich sichtbar sind die Turbulenzen sowie die Mischungsprozesse in der Übergangszone der Grenzschicht-Wolke. In drei Bereichen der Übergangszone, gekennzeichnet durch die roten Rechtecke, sind intensive Einbrüche trockener Luftmassen sichtbar. Im Folgenden werden diese Regionen als Löcher (engl. *holes*) in Analogie zu GERBER et al. (2005) bezeichnet, welche diese bereits in tropischen Wolken beobachtet haben. Im Vergleich zu den beobachteten Löchern von GERBER et al. (2005) enthalten die Löcher in dieser Arbeit mehr Flüssigwasser und dringen weniger tief in die Wolke ein. Diese Unterschiede können durch die sehr hohe relative Feuchte in der freien Atmosphäre über der Wolke ($RH = 59\%$) erklärt werden, denn die hohe Feuchte wirkt dem Verdampfungsprozess entgegen. Außerdem ist der Flüssigwassergehalt in arktischen Wolken niedriger als in tropischen Wolken. Die Kombination aus niedrigem Wassergehalt und hoher Wasserdampfkonzentration in der freien Atmosphäre über der Wolke führt dazu, dass die Verdampfungskühlung nur schwach ausgeprägt ist und somit die Löcher nahe am oberen Wolkenrand bleiben.

Es wird vermutet, dass die bimodale Größenverteilung in Abbildung 5.19c durch die Mischungsprozesse am oberen Wolkenrand hervorgerufen wird. Aus diesem Grund wird der

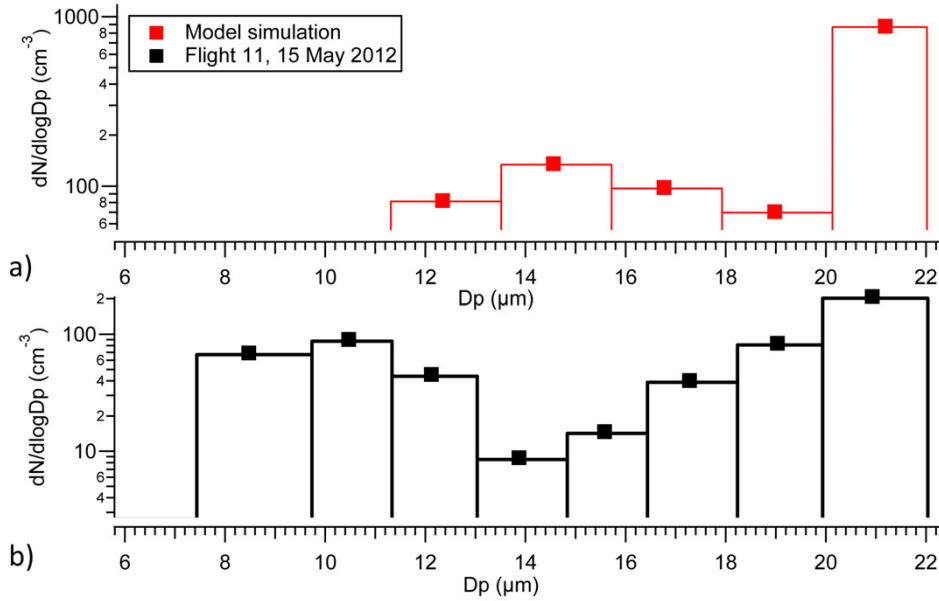


Abbildung 5.28 – a) Bimodale Größenverteilung, resultierend aus der Modellierung der Prozesse am Wolkenoberrand entlang den letzten 70 m des simulierten Flugpfades im Vergleich mit b) der bimodalen Größenverteilung, gemessen während Flug 11 (identisch mit Abbildung 5.19c) (KLINGEBIEL et al., 2015).

Flugweg simuliert, den ein Forschungsflugzeug fliegen würde, wenn es sich nahe am Wolkenoberrand entlang bewegt (schwarze Linie in Abbildung 5.26 und Abbildung 5.27a). Für diesen Flugweg wird aus dem simulierten Flüssigwassergehalt q_l , der sich aus dem Verhältnis der Wassermasse M_w und der Luftmasse M_a für 1 cm^{-3} Luft zusammensetzt, der Tropfendurchmesser D_p wie folgt berechnet:

$$q_l = \frac{M_w}{M_a}, \quad (5.14)$$

$$\Leftrightarrow M_a \cdot q_l = M_w, \quad (5.15)$$

$$\Leftrightarrow \rho_a \cdot q_l = \frac{4}{3} \cdot \pi \cdot \left(\frac{D_p}{2}\right)^3 \cdot N \cdot \rho_w, \quad (5.16)$$

$$\Leftrightarrow \left(\frac{3 \cdot \rho_a \cdot q_l}{4 \cdot \pi \cdot N \cdot \rho_w}\right)^{\frac{1}{3}} \cdot 2 = D_p. \quad (5.17)$$

Dazu wird eine gemessene Anzahlkonzentration von $N = 70 \text{ cm}^{-3}$ sowie die Dichte für Wasser ρ_w und die entsprechende Dichte für Luft ρ_a , beide angegeben in kg m^{-3} , verwendet. Gleichung 5.17 gilt unter der Annahme, dass alle Tropfen in dem betrachteten Luftvolumen den gleichen Durchmesser besitzen. Für die Erstellung einer Größenverteilung werden mehrere Luftvolumen entlang des simulierten Flugweges betrachtet. Die daraus resultierenden Partikeldurchmesser werden anschließend in Größenklassen einsortiert.

Für die letzten 70 m des Flugweges innerhalb der Simulation (Rechteck zwischen 200 und 270 m in Abbildung 5.26) wird ausgehend von den berechneten Tropfendurchmessern eine Größenverteilung erstellt und mit der gemessenen Größenverteilung aus Abbildung 5.19c

verglichen. Dieser Vergleich ist in Abbildung 5.28 dargestellt und zeigt, dass auch in der Simulation (siehe Abbildung 5.28a) eine bimodale Größenverteilung prognostiziert wird. Allerdings ist der Durchmesser der simulierten zweiten Mode $4\ \mu\text{m}$ größer als der Durchmesser der gemessenen zweiten Mode (siehe Abbildung 5.28b). Auch die Konzentrationen der einzelnen Größenklassen unterscheiden sich erheblich zwischen Messung und Simulation. Dennoch kann aufgrund der bimodalen Form beider Größenverteilungen davon ausgegangen werden, dass das Verdampfen von Tropfen und somit Möglichkeit (b) die Bimodalität verursacht.

Je größer die Wirbel im oberen Bereich der Wolke sind, desto mehr trockene Luftmassen werden eingemischt, welche einen kleineren Tropfendurchmesser erzeugen. Kleinere Wirbel hingegen bilden größere Tropfendurchmesser. Diese Darstellung stimmt mit den Abbildungen 5.26 und 5.27a überein, in denen größere und kleinere Löcher zu sehen sind. Die rechte Box in Abbildung 5.26 zeigt eines dieser großen Löcher (mit einem hohen Anteil an trockener Luft), welches zu einer großen Anzahl von Mode 2 Tropfen (kleinere Tropfen) führt. Die erste Mode hingegen (größere Tropfen) repräsentiert Bereiche, in denen noch keine Einmischung von trockeneren Luftmassen stattgefunden hat.

Abbildung 5.27b zeigt ein Foto von der Oberfläche der untersuchten Wolke. Obwohl die Größenskalen zwischen Abbildung 5.27a und 5.27b unterschiedlich sind, stimmen die Struktur und wahrscheinlich auch die Variabilität zwischen der simulierten Wolkenoberfläche und dem Foto gut überein.

Neben der vorgestellten Simulation wurde zusätzlich eine weitere (zweite Simulation) durchgeführt. Diese wird im Folgenden vorgestellt und bezieht sich auf Messflug 13 am 17.05.2012. Die Eingangsparameter für diese Simulation wurden, wie auch bei der vorherigen, aus den Messungen entnommen. Die verwendeten Parameter lauten, für die Messungen innerhalb der Grenzschicht-Wolke:

$$\begin{aligned}LWC &= 0.219\ \text{g kg}^{-1}, \\q_t &= 3.38\ \text{g kg}^{-1}, \\T &= 270.62\ \text{K}, \\\theta_l &= 269.95\ \text{K}\end{aligned}$$

und oberhalb der Grenzschicht-Wolke:

$$\begin{aligned}q_t &= 3.2\ \text{g kg}^{-1}, \\T &= 277.01\ \text{K}, \\RH &= 63.7\ \%, \\\theta_l &= 276.9\ \text{K}.\end{aligned}$$

Die Strahlungskühlung am oberen Wolkenrand ist wie auch am 15.05.2012 $F_0 = 60\ \text{W m}^{-2}$ und der Luftdruck beträgt $p = 1001.7\ \text{hPa}$. Die Ergebnisse von der mit diesen Parametern durchgeführten Simulation sind in Abbildung 5.29 dargestellt. Es ist zu erkennen, dass die Mischungsvorgänge am Wolkenoberrand deutlich geringer sind als bei der ersten Simulation (vgl. Abbildung 5.26), da die Löcher (in Abbildung 5.29 durch rote Rechtecke gekennzeichnet) nicht so weit in das Wolkeninnere hineinreichen.

Wie bei der Simulation zuvor wurde auch in dieser der Flugweg simuliert und über eine Strecke von 50 m (Rechteck zwischen 135 und 185 m) eine Größenverteilung erstellt (mit $N = 65\ \text{cm}^{-3}$). In Abbildung 5.30 wird diese mit einer gemessenen bimodalen Größenverteilung, ermittelt aus den CCP-CDP Messungen von Flug 13, verglichen. Es fällt auf, dass sowohl bei

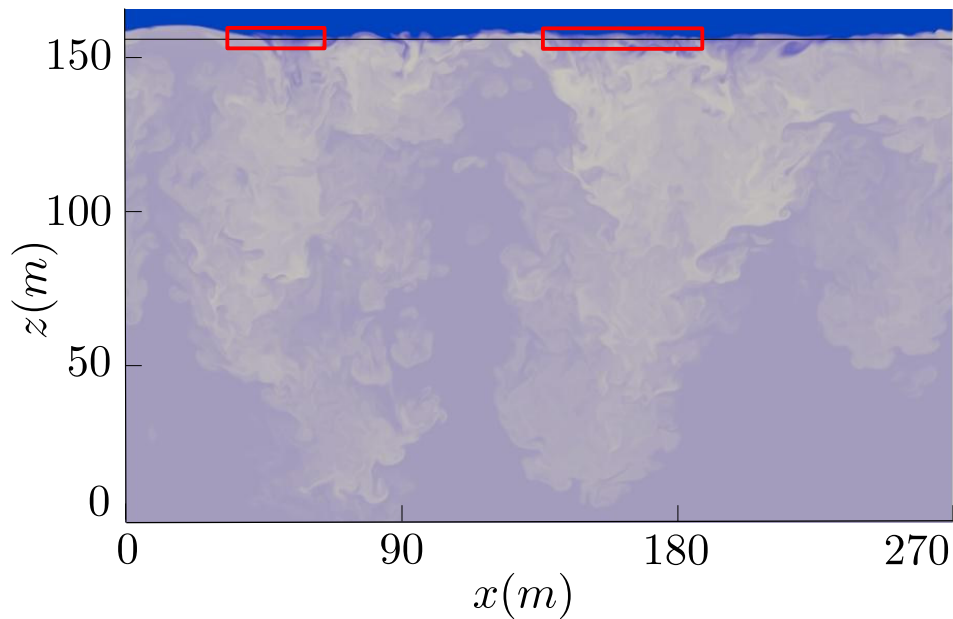


Abbildung 5.29 – Gleiche Simulation wie in Abbildung 5.26. Hier allerdings mit den gemessenen Parametern von Flug 13 am 17.05.2012.

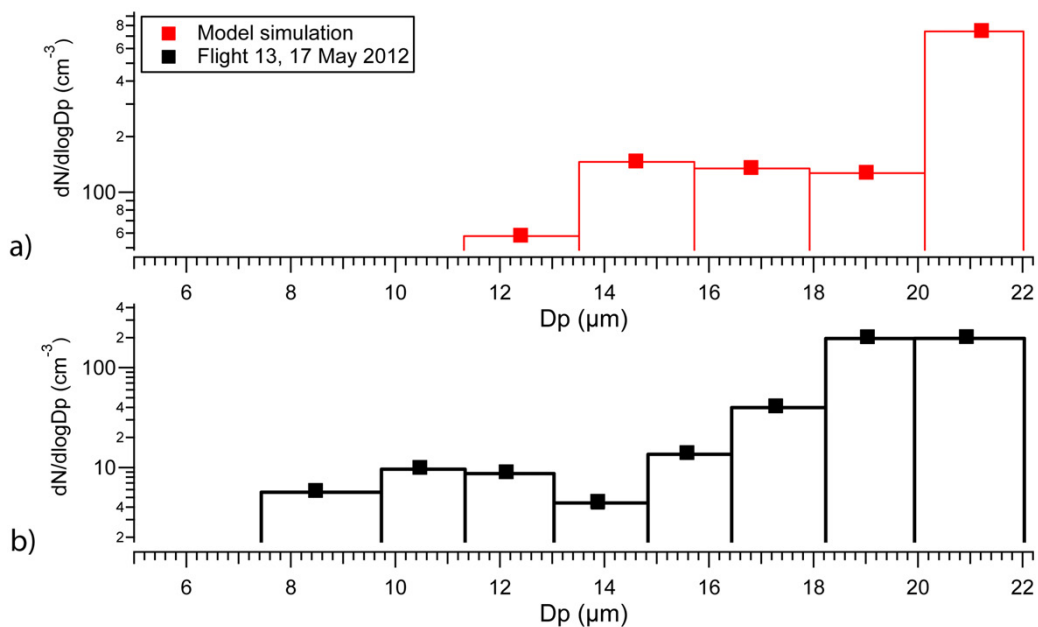


Abbildung 5.30 – a) Bimodale Größenverteilung der modellierten Tropfen, ermittelt aus einem Abschnitt von 50 m Länge des simulierten Flugweges, im Vergleich mit b) der bimodalen Größenverteilung, gemessen während Flug 13 am 17.05.2012.

der Messung (siehe Abbildung 5.30b) als auch bei der Simulation (siehe Abbildung 5.30a), die zweite Mode (kleinere Tropfen) jeweils nicht so ausgeprägt ist wie beim ersten Fall (vgl. Abbildung 5.28).

Es scheint, dass die untersuchte Grenzschicht-Wolke während Messflug 13 am oberen Wolkenrand weniger von trockenen Luftmassen beeinflusst wird als die untersuchte Grenzschicht-Wolke während Messflug 11. Dieses Resultat spiegelt sich auch in der gemessenen und simulierten bimodalen Größenverteilung wider (siehe Abbildung 5.30), da in beiden Fällen Mode 2 weniger stark ausgeprägt ist.

Das sich am oberen Wolkenrand exakt zwei Moden bilden, die durch Größenklassen mit einer geringeren Konzentration getrennt werden, lässt sich durch die Einmischung von trockenen Luftmassen und den darauffolgenden Verdampfungsprozess sowie das angewendete Messverfahren erklären. Das CCP-CDP Instrument, das am Messflugzeug montiert ist, bewegt sich am Wolkenoberrand entlang und detektiert Wolkenpartikel von Mode 1 (etwa 20 μm Durchmesser), von Mode 2 (etwa 10 μm Durchmesser) sowie von dem dazwischenliegenden Durchmesserbereich. In diesem Zwischenbereich befinden sich vermutlich Wolkenpartikel, bei denen der Verdampfungsprozess von Mode 1 zu Mode 2 Tropfen noch nicht vollständig abgeschlossen ist. Im Verhältnis zu Mode 1 und Mode 2 ist die Konzentration der Partikel in diesem Zwischenbereich allerdings sehr gering. Das lässt vermuten, dass der Verdampfungsprozess von Mode 1 zu Mode 2 sehr schnell abläuft, sodass die vom CCP-CDP Instrument gemessenen Partikel in dem Zwischenbereich wesentlich seltener auftreten als die Partikel in Mode 1 und in Mode 2.

5.3.3 Schlussfolgerungen

Zusammenfassend wurden mikrophysikalische Eigenschaften von arktischen Grenzschicht-Wolken untersucht, die hauptsächlich aus unterkühlten Wassertropfen bestanden. Dafür wurden Messflüge der VERDI Kampagne herangezogen, die über der kanadischen Beaufortsee stattgefunden haben. Im Inneren von einer im Detail untersuchten Grenzschicht-Wolke (630 bis 990 m) wurden monomodale Größenverteilungen beobachtet, dessen Maximum mit zunehmender Höhe eine Verschiebung hin zu größeren Partikeldurchmessern zeigte. In der Übergangzone, am Oberrand dieser Grenzschicht-Wolke, wurde in einer Höhe zwischen 990 und 1060 m ein Wechsel von monomodalen Größenverteilungen hin zu bimodalen Größenverteilungen verzeichnet. Messartefakte aufgrund der Mittelungszeiten und Mittelungswege wurden mithilfe der PbP-Daten des CCP-CDP Instrumentes ausgeschlossen. Es hat sich ergeben, dass vier von sieben bimodalen Größenverteilungen eine nahezu gleichmäßige Verteilung, zwischen Partikeln in Mode 1 und Mode 2, auf einer Dezimeter-Skala aufwiesen.

Abweichungen zwischen dem gemessenen und dem adiabatischen Flüssigwassergehalt führten zu der Vermutung, dass Luftmassenaustauschprozesse (*Entrainment*) am oberen Wolkenrand stattfinden und die mikrophysikalische Zusammensetzung der Wolke beeinflussen. Zudem zeigten Aerosolmessungen, dass oberhalb der Grenzschicht-Wolke Aerosolpartikel angetroffen wurden, welche nach LATHEM et al. (2013) als arktisches Hintergrundaerosol klassifiziert werden.

Somit ist die beobachtete Entwicklung der zweiten Mode innerhalb der bimodalen Größenverteilungen durch a) Aktivierung von eingeführtem Aerosol oder b) durch Verdampfungsprozesse denkbar. Kondensation von Wasserdampf auf zusätzlich in die Wolke eingemischte Aerosole erwies sich als unwahrscheinlich, da die Sättigungsdampfdruckkurve in dem vorliegenden Temperaturbereich ein nahezu lineares Verhalten zeigt und isobare Mischungsvorgänge keine

Übersättigung erzeugten. Zusätzlich wurde beobachtet, dass deutlich mehr neu entwickelte Wolkentropfen entstanden sind als Aerosolpartikel vorhanden waren.

Ein DNS Modell wurde herangezogen, um Möglichkeit b) und somit die Verdampfungs- und Strahlungskühlungsprozesse in der Übergangszone der Grenzschicht-Wolke im Detail zu untersuchen. Die Resultate der Simulation zeigen eine qualitativ gute Übereinstimmung mit den real gemessenen Ergebnissen. Somit scheinen Wirbel in dem Übergangsbereich der Grenzschicht-Wolke für die Erzeugung der zweiten Mode (10 μm) verantwortlich zu sein, während die erste Mode (20 μm) Tropfen enthält, die noch nicht durch trockenere Luftmassen beeinflusst wurden.

Das zeitgleiche Auftreten von zwei unterschiedlichen Moden (Tropfengrößen) in der Übergangszone bzw. im oberen Bereich der Grenzschicht-Wolken ist insbesondere entscheidend für die resultierenden Strahlungseigenschaften dieser Wolken. Wie bereits in Abschnitt 1.2 beschrieben, tragen arktische Grenzschicht-Wolken hauptsächlich zu einer Erwärmung der Atmosphäre bei. Mit den Ergebnissen der vorliegenden Studie könnten diese Strahlungseigenschaften genauer klassifiziert werden. Denn im Gegensatz zu kleineren Tropfen absorbieren größere Tropfen mehr solare Strahlung (für $\lambda > 1400 \text{ nm}$, Wasser-Absorptionsbanden) und auch das an diesen Tropfen entstehende vorwärts-gerichtete Streulicht (für $\lambda < 1400 \text{ nm}$) ist intensiver ausgeprägt. Im Umkehrschluss könnte dies bedeuten, dass beim Auftreten von bimodalen Größenverteilungen das Reflexionsvermögen am Wolkenoberrand, durch eine zweite Mode mit kleineren Tropfen, intensiver ist als bei monomodalen Größenverteilungen, die nur eine Mode mit größeren Tropfen besitzen. Ebenso könnte im Gegensatz zu monomodalen Größenverteilungen das Auftreten von bimodalen Größenverteilungen zu einer geringeren Absorption der solaren Strahlung (für $\lambda > 1400 \text{ nm}$) führen. Der grundsätzlich eher niedrige Sonnenstand (großer Sonnenzenitwinkel) in der arktischen Region und die damit verbundene Mehrfachstreuung innerhalb der Wolken lässt allerdings vermuten, dass der Einfluss von bimodalen Größenverteilungen auf die Strahlungseigenschaften von arktischen Grenzschicht-Wolken eher gering und eventuell vernachlässigbar ist. Dahingegen könnten außerhalb der polaren Regionen, in denen höhere Sonnenstände (kleinere Sonnenzenitwinkel) möglich sind, auftretende bimodale Größenverteilungen zu einer Änderung der Strahlungseigenschaften von Grenzschicht-Wolken beitragen.

Anmerkung: Auszüge aus diesem Kapitel wurden in der Publikation KLINGEBIEL et al. (2015) veröffentlicht.

6 Zusammenfassung und Ausblick

Im Kontext dieser Arbeit wurden drei Studien bezüglich der mikrophysikalischen Eigenschaften von Wolken durchgeführt. Die dafür verwendeten Messdaten basieren sowohl auf der AIRTOSS-ICE Kampagne, bei der Messflüge über der deutschen Nord- und Ostsee durchgeführt wurden, als auch auf der VERDI Kampagne, bei der Messflüge über der kanadischen Beaufortsee stattfanden.

Das Ziel der AIRTOSS-ICE Kampagne bestand darin, räumlich inhomogene Cirrus-Wolken zu untersuchen und deren Einfluss auf die atmosphärische Strahlung zu ermitteln. Als Messplattform wurde eine weiterentwickelte Tandem-Plattform (Lear-Jet mit einem ausfahrbarem Schleppkörper) verwendet, um Messungen in verschiedenen Atmosphärenhöhen simultan durchzuführen.

Bei der VERDI Kampagne wurde mithilfe des Forschungsflugzeuges POLAR 5 das Ziel verfolgt, den Einfluss von Grenzschicht- und Mischphasen-Wolken auf das arktische Klimasystem zu untersuchen.

Während beider Messkampagnen wurde neben zahlreichen anderen atmosphärischen Messinstrumenten, das CCP Instrument am Flugzeug bzw. im Schleppkörper zur Vermessung von Wolkenpartikeln verwendet. Der Vorteil des CCP Instrumentes besteht aus einer Kombination von einem Partikel-Messinstrument, das auf der Detektion von dem an Partikeln vorwärts-gerichtetem Streulicht basiert und einem weiteren, das Schattenbildaufnahmen von Partikeln erzeugt. Diese Kombination ermöglicht es, Wolkenpartikel in einem Durchmesserbereich zwischen 2 und 960 μm aufzuzeichnen. Zudem kann mithilfe der Schattenbildaufnahmen eine Aussage über die Form der untersuchten Wolkenpartikel getroffen werden.

Für die VERDI Kampagne wurde der messbare Partikel-Durchmesserbereich erweitert, indem das Sky-OPC und das PIP Instrument zum Einsatz kamen. Somit konnten auch Aerosol- und Niederschlagspartikel untersucht und dementsprechend ein Durchmesserbereich von 250 nm bis 6.4 mm berücksichtigt werden.

Um das gestellte Unterziel **„Durchführung eines Instrumentenvergleichs und Beantwortung der Frage, ob die eingesetzten Messinstrumente für die inhaltlichen Ziele geeignet sind und Konsistenztests bestehen“** zu beantworten, wurden Instrumentenvergleiche durchgeführt. Zum einen wurden die Überlappungsbereiche kombinierter Größenverteilungen miteinander verglichen, zum anderen fand ein direkter Vergleich zwischen dem CCP-CDP und dem SID-3 Instrument statt.

Die kombinierten Größenverteilungen zeigten größtenteils gute Übereinstimmungen der Partikelmessungen, sodass bestätigt werden konnte, dass Messdaten aus vier unterschiedlichen Instrumenten eine Erstellung von kombinierten Größenverteilungen über einen Durchmesserbereich von bis zu vier Größenordnungen erlauben.

Das CCP-CDP Instrument zeigte im direkten Vergleich mit dem SID-3 Instrument, dass es empfindlicher auf Partikel in einem Durchmesserbereich zwischen 2 und 9.7 μm reagiert. Außerdem wurden Abweichungen beim Vergleich der von beiden Instrumenten gemessenen Partikelanzahlkonzentrationen festgestellt und mögliche Fehlerquellen diskutiert.

Trotz dieser Unsicherheiten zeigten die ermittelten Größenverteilungen vom CCP-CDP und

SID-3 Instrument gute Übereinstimmungen im Inneren der beprobten Wolke, obwohl Konzentrationen über einen Bereich von sechs Größenordnungen miteinander verglichen wurden und die beiden Instrumente auf grundsätzlich unterschiedlichen Mess- und Analyseverfahren basieren.

Zur Bearbeitung des definierten Ziels „**Ermittlung der typischen mikrophysikalischen Eigenschaften von Cirrus-Wolken mittels in-situ Messungen in den mittleren Breiten**“ wurden die Charakteristika der während der AIRTOSS-ICE Kampagne detektierten Cirrus-Wolken in Studie 1 untersucht und mit Literaturwerten, welche Eigenschaften von Cirrus-Wolken über einen Zeitraum von 32 Jahren zusammenfassen, verglichen.

Es hat sich ergeben, dass sich Cirrus-Wolken während der AIRTOSS-ICE Kampagne in einer Höhe zwischen 6 und 11 km mit einer mittleren Wolkendicke von 3 km ausprägten. Der ermittelte Eiswassergehalt befand sich zwischen $5.7 \cdot 10^{-4}$ und $1.3 \cdot 10^{-2} \text{ g m}^{-3}$. Die untersuchten Wolkenpartikel traten mit Partikelanzahlkonzentrationen zwischen $4.2 \cdot 10^{-5}$ und 1.4 cm^{-3} sowie mit einem mittleren Partikeldurchmesser von 204 μm auf.

Die mit dem CCP-CIPg Instrument detektierten Eispartikel wurden zusätzlich, abhängig von der jeweiligen Form, in fünf unterschiedliche Klassen eingeteilt und zusammengewachsene Eispartikel konnten mithilfe der aufgenommenen Schattenbilder identifiziert werden.

Diese detektierten mikrophysikalischen Eigenschaften liegen innerhalb der Bereiche, die bereits in der Literatur angegeben sind. Größenverteilungen der untersuchten Cirrus-Wolken zeigten zusätzlich, dass diese exemplarisch für mittlere Breiten sind und sich von Amboss-Cirren und nicht-sichtbaren Cirrus-Wolken abgrenzen.

Neben der Analyse der mikrophysikalischen Eigenschaften wurde ein einzelner Messflug im Detail behandelt, der den typischen vertikalen Aufbau einer Cirrus-Wolke widerspiegelt. Bei dieser untersuchten Cirrus-Wolke, die sich im Zusammenhang mit einer Warmfront bildete, traten kleinere Eispartikel mit einem Durchmesser $< 80 \mu\text{m}$ am Oberrand der Wolke auf. Mit absteigender Höhe nahm der Partikeldurchmesser zu, sodass die größten Eispartikel im unteren Bereich der Wolke angetroffen wurden. Diese vertikale Struktur lässt darauf schließen, dass solange die relative Feuchte bezüglich Eis hoch genug war, Cirrus-Wolkenpartikel angewachsen sind und durch Sedimentationsprozesse vertikal unverteilt wurden. Beobachtete Temperaturen $< -40^\circ\text{C}$ und aufgetretene Partikelanzahlkonzentrationen von bis zu 1.4 cm^{-3} weisen darauf hin, dass vermutlich homogene Nukleation, hervorgerufen durch lokale konvektive Zellen, vereinzelt als Wolkenbildungsprozess auftrat. Berechnungen der Fallgeschwindigkeiten von Eispartikeln in Inneren der untersuchten Cirrus-Wolke ergaben, dass Diffusion der dominierende Wachstumsprozess von diesen Partikeln ist und Aggregation nahezu ausgeschlossen werden kann. Die mikrophysikalischen Ergebnisse dieses Messfluges wurden verwendet, um Strahlungstransfersimulationen für unterschiedliche Partikelformen in der Cirrus-Wolke durchzuführen. Diese ergaben, je nach Partikelform, einen Strahlungsantrieb zwischen -0.11 und $-0.21 \text{ W m}^{-2} \text{ nm}^{-1}$ bei einer Wellenlänge von 500 nm.

Schlussfolgernd hat die durchgeführte Studie gezeigt, dass Cirrus-Wolken durch unterschiedliche Prozesse hervorgerufen werden können und ihre Auswirkungen auf den Strahlungsantrieb durch ihre hohe Komplexität nur schwer abschätzbar sind.

Arktische Mischphasen-Wolken wurden in Studie 2 untersucht, um die Fragestellung „**ob der WBF-Prozess anhand von mikrophysikalischen in-situ Messungen, insbesondere Partikel-Größenverteilungen, sichtbar ist**“ zu beantworten.

Der WBF-Prozess tritt in der Atmosphäre nur bei einer relativen Feuchte von $RH_w < 100\%$

und $RH_i > 100\%$ auf und ist am wahrscheinlichsten in einem Temperaturbereich zwischen -9.7 und -14.1 °C zu beobachten. Diese atmosphärischen Bedingungen wurden während eines Messfluges der VERDI Kampagne (Flug 2 am 27.04.2012) vorgefunden, bei dem zwei Flugabschnitte miteinander verglichen wurden. Infolge einer Änderung der Untersättigung bezüglich Wasser wurde ein fortschreitender WBF-Prozess zwischen diesen Flugabschnitten vermutet. Diese Vermutung wurde durch Größenverteilungen bekräftigt, welche beim direkten Vergleich eine Größenabnahme von Wassertropfen und eine Größenzunahme von Eispartikeln zeigten. Theoretische Abschätzungen von Wassertropfen- und Eispartikeldurchmessern plausibilisierten die beobachteten Größenänderungen. Zusätzlich wurden Gesamtpartikelmassen aus den betrachteten Flugabschnitten gebildet und das daraus erzeugte nahezu identische Verhältnis von 1.09 ± 0.44 schloss den WBF-Prozess ebenfalls nicht aus.

Allerdings wurde angenommen, dass die untersuchten Flugabschnitte auf den gleichen Entstehungsprozess zurückzuführen sind, obwohl die räumliche Distanz zwischen diesen 29 km beträgt. Zudem wurde in den Größenverteilungen unrealistisch strikt zwischen Wassertropfen und Eispartikeln unterschieden.

Trotz dieser Unsicherheiten ließen die erbrachten Hinweise vermuten, dass der WBF-Prozess innerhalb der untersuchten Wolke stattgefunden hat und anhand der Größenverteilungen sichtbar ist.

Studie 3 hat sich mit „**Untersuchungen zu den mikrophysikalischen Eigenschaften sowie zum Entstehungsprozess von bimodalen Größenverteilungen am oberen Rand von Grenzschicht-Wolken und Vergleich der Ergebnisse mit einem numerischen Modell**“ beschäftigt. Eine dabei im Detail untersuchte Flüssigwasser-Wolke wurde in einem Höhenbereich zwischen 630 und 1060 m vorgefunden. Im Inneren dieser Wolke wurden monomodale Größenverteilungen beobachtet, deren Maximum sich mit ansteigender Höhe hin zu größeren Durchmessern verschob.

Im oberen Teil der Wolke, im Übergangsbereich zwischen Wolke und trockener Atmosphäre (zwischen 990 und 1060 m Höhe), fand ein Wechsel von monomodalen Größenverteilungen zu bimodalen Größenverteilungen (Partikeldurchmesser in Mode 1 mit $20 \mu\text{m}$ und in Mode 2 mit $10 \mu\text{m}$) statt. Ein Messartefakt wurde dabei durch Analyse der PbP-Daten des CCP-CDP Instrumentes ausgeschlossen. Zur Entstehung der zweiten Mode am oberen Wolkenrand wurden zwei mögliche Theorien herangezogen.

Theorie (a) beschreibt die Kondensation von Wasserdampf an Partikeln, die aus einer über der Wolke befindlichen Aerosolschicht abstammen. Unter Verwendung der Wasserdampfsättigungskurve wurde diese Theorie überprüft und als unwahrscheinlich gewertet, da die Wasserdampfsättigungskurve in dem betrachteten Bereich ein nahezu lineares Verhalten aufwies und isobare Mischungsvorgänge keine Übersättigung erzeugten.

Theorie (b) beschreibt Verdampfungsprozesse durch Einmischung von trockeneren Luftmassen. Diese Prozesse werden durch Abkühlung am oberen Wolkenrand, bedingt durch infrarote Abstrahlung sowie durch Verdunstungskühlung, angetrieben. Zur Überprüfung dieser Theorie wurde eine numerische Simulation herangezogen. Die Ergebnisse der Simulation bestätigten die Messergebnisse. Somit führten Wirbel am oberen Wolkenrand zu einer Erzeugung der zweiten Mode, während die erste Mode unbeeinflusste Wolkentropfen repräsentierte.

Die beobachteten Prozesse innerhalb und am Oberrand von arktischen Wolken besitzen Auswirkungen auf deren Strahlungseigenschaften. Das Durchlaufen des WBF-Prozesses in einer Mischphasen-Wolke beeinflusst den solaren Strahlungsantrieb um mehrere W m^{-2} .

Ebenso führt das Auftreten von bimodalen Größenverteilungen im oberen Bereich von Grenzschicht-Wolken zu unterschiedlichen Strahlungseigenschaften, die sich insbesondere auf das solare Reflexions- und Absorptionsvermögen dieser Wolken auswirken.

Somit besitzen die in dieser Arbeit behandelten Effekte einen direkten Einfluss auf den Strahlungshaushalt der Arktis und demzufolge auch auf die arktische Oberflächentemperatur. Der Wandel dieser Temperatur ist entscheidend für die zukünftige Entwicklung des arktischen Meereises, welches wiederum eine wichtige Einflussgröße des globalen Klimasystems ist.

Ausblick

Die Untersuchung von Cirrus-Wolken wurde in dieser Arbeit mit einer Tandem-Messplattform umgesetzt. Es konnten somit nicht nur mikrophysikalische, sondern auch solare Strahlungsmessungen zeitgleich auf dem Messflugzeug und dem Schleppkörper durchgeführt werden. Ein nächstmöglicher Schritt wäre, die Tandem-Messplattform in anderen Regionen der Erde einzusetzen, um weitere Daten zu sammeln und somit eine bessere globale Statistik von Cirrus-Wolken und deren Eigenschaften zu erhalten. Zusätzlich bieten sich die bereits ermittelten mikrophysikalischen Daten für einen Vergleich mit numerischen Modellen an, die den Entwicklungsprozess von Cirrus-Wolken simulieren. Außerdem können diese Modelle mit Strahlungstransfermodellen verknüpft werden, welche die gemessenen solaren Strahlungsparameter als Grundlage nehmen. Mithilfe solcher Simulationen wäre es möglich, den Entstehungs- und Entwicklungsprozess von Cirrus-Wolken besser vorherzusagen sowie deren klimatologischen Effekte genauer einzugrenzen.

Es wurde gezeigt, dass sich der WBF-Prozess in mikrophysikalischen Messungen widerspiegelt und anhand dieser identifizieren lässt. Allerdings war es nur möglich, einen einzigen Fall zu untersuchen. Um die vorgestellten Ergebnisse zu bekräftigen wäre es somit sinnvoll, weitere Messkampagnen in der Arktisregion durchzuführen und gezielt die atmosphärischen Bedingungen aufzusuchen, die für den WBF-Prozess erforderlich sind. Eine zusätzliche Möglichkeit wäre Partikelmessinstrumente einzusetzen, die auf einem holographischen Messprinzip basieren. Holographie-Instrumente besitzen ein Messvolumen von ca. 168 cm^3 bei einer Messzeit von 1 s (SCHLENCZEK et al., 2014; SPULER und FUGAL, 2011), welches somit deutlich größer ist als das Messvolumen des CCP-CDP Instrumentes (ca. 19 cm^3 , bei einer Fluggeschwindigkeit von 70 m s^{-1} und einer Messzeit von 1 s) und somit zu einem besseren Verständnis der in Mischphasen-Wolken auftretenden Prozesse führen würde.

Ein Holographie-Instrument ist ebenfalls von besonderem Wert bei der Untersuchung des oberen Randes von arktischen Flüssigwasser-Wolken. Durch das erweiterte Messvolumen sollte es theoretisch möglich sein, die Wolkentropfen, die eine bimodale Größenverteilung erzeugen, zeitgleich auf den Hologrammen zu sehen und somit bessere Informationen über ihre räumliche Verteilung zu erlangen.



















Für die Simulation der bimodalen Größenverteilungen wurde ein DNS Modell verwendet, das Wolkenprozesse wie Mikrophysik, Oberflächenflüsse, Scherung, Niederschlag und kurzweilige Strahlung vernachlässigt. Der Grund für diese Vernachlässigungen sind die hohen Kosten, die durch die langen Rechenzeiten von DNS Modellen entstehen. Um detailliertere Ergebnisse zu erhalten, sollten diese Prozesse in zukünftigen Studien berücksichtigt werden.

7 Anhang




7.1 Wolkenpartikel-Galerie

FREY (2011) hat bereits eine Galerie mit aufgenommenen Schattenbildern von Wolkenpartikeln erstellt, die während verschiedener Feldkampagnen aufgezeichnet wurden. In Anlehnung an diese Galerie werden in der vorliegenden Arbeit weitere Schattenbilder von Eispartikeln, aufgenommen mit dem CCP-CIPg Instrument (vgl. Abschnitt 3.2), gezeigt. Angegeben sind für jedes aufgezeichnete Partikel die Umgebungstemperatur, die Höhe und die relative Feuchte bezüglich Eis. Alle Schattenbilder besitzen eine Länge von 960 μm . Die Kampagnen werden mit den Buchstaben A (AIRTOSS-ICE) und V (VERDI) abgekürzt.




























Säulen (engl. *columns*)

| | | | | | | | | | |
|---|--------|--------|-------|---|--|--------|--------|-------|---|
|  | -34 °C | 7.2 km | 97 % | A |  | -34 °C | 7.3 km | 107 % | A |
|  | -34 °C | 7.3 km | 109 % | A |  | -34 °C | 7.3 km | 107 % | A |
|  | -34 °C | 7.3 km | 107 % | A |  | -34 °C | 7.3 km | 114 % | A |
|  | -34 °C | 7.3 km | 114 % | A |  | -35 °C | 8.2 km | 111 % | A |
|  | -20 °C | 6.7 km | 94 % | A |  | -31 °C | 8.2 km | 115 % | A |
|  | -31 °C | 8.2 km | 114 % | A |  | -35 °C | 8.7 km | 127 % | A |
|  | -36 °C | 8.7 km | 122 % | A |  | -16 °C | 2.9 km | 83 % | V |
|  | -8 °C | 1.1 km | 86 % | V |  | -7 °C | 1.2 km | 70 % | V |
|  | -16 °C | 2.9 km | 85 % | V |  | -16 °C | 2.9 km | 83 % | V |





















Platten und Sternenplatten (engl. *plates and stellar plates*)

| | | | | | | | | | |
|---|--------|--------|-------|---|---|--------|--------|-------|---|
|  | -35 °C | 8.3 km | 118 % | A |  | -22 °C | 6.4 km | 107 % | A |
|  | -16 °C | 2.9 km | 92 % | V | | | | | |

Graupel (engl. *graupel*)

| | | | | | | | | | |
|---|---------|--------|-------|---|---|--------|--------|-------|---|
|  | -34 °C | 7.2 km | 96 % | A |  | -30 °C | 6.8 km | 73 % | A |
|  | -30 °C | 6.8 km | 73 % | A |  | -30 °C | 6.8 km | 73 % | A |
|  | -30 °C | 6.8 km | 78 % | A |  | -32 °C | 6.9 km | 81 % | A |
|  | -32 °C | 7.0 km | 84 % | A |  | -29 °C | 6.6 km | 124 % | A |
|  | -28 °C | 6.7 km | 88 % | A |  | -28 °C | 6.7 km | 90 % | A |
|  | -28 °C | 6.7 km | 90 % | A |  | -28 °C | 6.7 km | 86 % | A |
|  | -28 °C | 6.7 km | 54 % | A |  | -28 °C | 6.7 km | 85 % | A |
|  | -33 °C | 7.2 km | 97 % | A |  | -25 °C | 7.4 km | 86 % | A |
|  | -31 °C | 8.2 km | 104 % | A |  | -35 °C | 9.1 km | 108 % | A |
|  | -35 °C | 9.1 km | 105 % | A |  | -35 °C | 9.1 km | 121 % | A |
|  | -31 °C | 7.9 km | 51 % | A |  | -35 °C | 8.6 km | 60 % | A |
|  | -7.7 °C | 0.1 km | 111 % | V |  | -16 °C | 2.9 km | 82 % | V |
|  | -16 °C | 2.9 km | 82 % | V |  | -16 °C | 2.9 km | 84 % | V |
|  | -16 °C | 2.9 km | 87 % | V | | | | | |

Kugel und Nadel-Rosetten (engl. *bullet and needle-rosettes*)

| | | | | | | | | | |
|---|--------|---------|-------|---|--|--------|---------|-------|---|
|  | -34 °C | 7.3 km | 107 % | A |  | -33 °C | 7.3 km | 107 % | A |
|  | -34 °C | 7.3 km | 108 % | A |  | -34 °C | 7.3 km | 111 % | A |
|  | -39 °C | 7.9 km | 123 % | A |  | -39 °C | 7.9 km | 119 % | A |
|  | -39 °C | 7.9 km | 112 % | A |  | -34 °C | 7.6 km | 98 % | A |
|  | -35 °C | 7.7 km | 100 % | A |  | -35 °C | 7.7 km | 98 % | A |
|  | -49 °C | 9.2 km | 104 % | A |  | -31 °C | 9.3 km | 105 % | A |
|  | -56 °C | 10.3 km | 60 % | A |  | -35 °C | 8.3 km | 113 % | A |
|  | -50 °C | 10.4 km | 107 % | A |  | -50 °C | 10.4 km | 116 % | A |
|  | -50 °C | 10.4 km | 116 % | A |  | -51 °C | 10.4 km | 115 % | A |
|  | -36 °C | 8.7 km | 98 % | A |  | -36 °C | 8.7 km | 97 % | A |



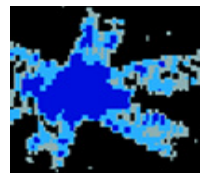
-34 °C 7.3 km 110 % A



-41 °C 8.2 km 100 % A



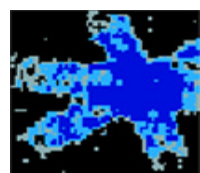
-37 °C 9.3 km 116 % A



-13 °C 1.4 km 103 % V



-13 °C 1.4 km 103 % V



-13 °C 1.5 km 109 % V



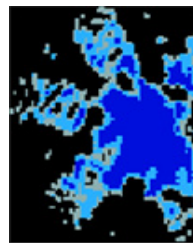
-39 °C 7.9 km 119 % A



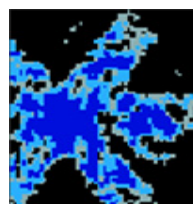
-50 °C 10.4 km 108 % A



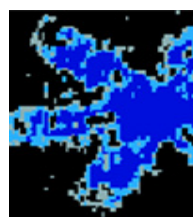
-13 °C 1.5 km 110 % V



-13 °C 1.4 km 103 % V

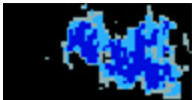



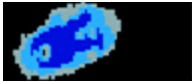
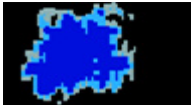

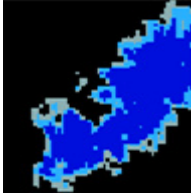



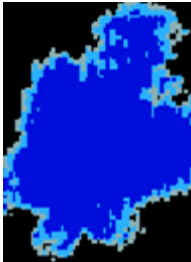

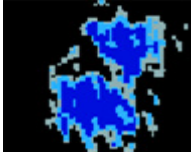






-13 °C 1.4 km 104 % V



-13 °C 1.5 km 110 % V

Partikel mit uneindeutiger Form

| | | | | | | | | | |
|---|--------|--------|-------|---|--|--------|--------|-------|---|
|  | -33 °C | 7.5 km | 96 % | A |  | -34 °C | 7.6 km | 100 % | A |
|  | -38 °C | 9.4 km | 111 % | A |  | -38 °C | 9.4 km | 111 % | A |
|  | -19 °C | 6.7 km | 96 % | A |  | -20 °C | 6.7 km | 60 % | A |
|  | -52 °C | 11 km | 38 % | A |  | -27 °C | 7.5 km | 89 % | A |
|  | -27 °C | 7.5 km | 90 % | A |  | -27 °C | 7.5 km | 118 % | A |
|  | -35 °C | 8.2 km | 112 % | A |  | -21 °C | 6.4 km | 114 % | A |
|  | -34 °C | 7.6 km | 99 % | A |  | -35 °C | 7.7 km | 100 % | A |
|  | -43 °C | 9.9 km | 118 % | A |  | -31 °C | 8.1 km | 83 % | A |
|  | -20 °C | 6.7 km | 72 % | A |  | -31 °C | 8.2 km | 111 % | A |



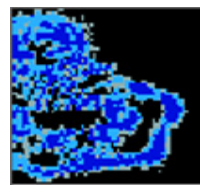
-35 °C 9.1 km 108 % A



-37 °C 9.3 km 116 % A



-36 °C 9.3 km 102 % A



-12 °C 2.1 km 92 % V



-12 °C 1.6 km 91 % V



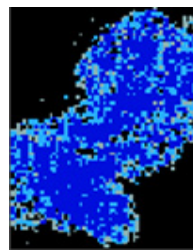
-35 °C 9.1 km 98 % A



-36 °C 9.3 km 114 % A



-38 °C 9.4 km 109 % A



-13 °C 2.0 km 91 % V

Abkürzungsverzeichnis

| | |
|--------------------|--|
| AIMMS | Advanced Airborne Measurement Solutions |
| AIRTOSS-ICE | Aircraft Towed Sensor Shuttle - Inhomogeneous Cirrus Experiment |
| AMALI | Airborne Mobile Aerosol LiDAR |
| AWI | Alfred-Wegener-Institut für Polar und Meeresforschung |
| CCN | Cloud Condensation Nuclei |
| CCNC | Cloud Condensation Nuclei Counter |
| CCP | Cloud Combination Probe |
| CCP-CDP | Cloud Combination Probe - Cloud Droplet Probe |
| CCP-CIPg | Cloud Combination Probe - Cloud Imaging Probe grayscale |
| CIP | Cloud Imaging Probe |
| DENCHAR | Development and Evaluation of Novel and Compact Hygrometers for Airborne applications |
| DLR | Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt |
| DLR-CAS | Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt - Cloud Aerosol Spectrometer |
| DMT | Droplet Measurement Technologies |
| DNS | Direkte Numerische Simulation |
| DWD | Deutscher Wetterdienst |
| EUMETSAT | European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites |
| FABLE | Fast Aircraft-Borne Licor Experiment |
| FIRE ACE | First International Satellite Cloud Climatology Project Regional Experiment Arctic Clouds Experiment |
| FISH | Fast In-situ Stratospheric Hygrometer |
| FSSP | Forward Scattering Spectrometer Probe |
| FZJ | Forschungszentrum Jülich |
| GFD | Gesellschaft für Flugzieldarstellung |

| | |
|------------------|---|
| GISS | Goddard Institute for Space Studies |
| GPS | Global Positioning System |
| HYSPLIT | Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model |
| IAT | Interarrival times |
| ICCD | Intensified Charged-Coupled Device |
| INS | Inertial Navigation System |
| IPA | Institut für Physik der Atmosphäre der Johannes Gutenberg-Universität Mainz |
| KIT | Karlsruher Institut für Technologie |
| LiDAR | Light Detection and Ranging |
| LIM | Leipziger Institut für Meteorologie |
| MCH | MOZAIC Capacitative Hygrometer |
| MODIS | Moderate-resolution Imaging Spectrometer |
| MOZAIC | Measurement of Ozone by AIRBUS In-Service Aircrafts |
| MPIC | Max-Planck-Institut für Chemie |
| Nd-YAG | Neodym-dotiert - Yttrium-Aluminium Granat |
| NIXE-CAS | Novel Ice Experiment - Cloud Aerosol Spectrometer |
| NIXE-CAPS | Novel Ice Experiment - Cloud and Aerosol Particle Spectrometer |
| NIXE-CIPg | Novel Ice Experiment - Cloud Imaging Probe grayscale |
| PbP | Particle-by-Particle |
| PIP | Precipitation Imaging Probe |
| PTB | Physikalisch-Technische Bundesanstalt |
| SEALDH | Selective Extractive Airborne Laser Diode Hygrometer |
| SID-3 | Small Ice Detector - Mark 3 |
| Sky-OPC | Sky - Optical Particle Counter |
| SMART | Spectral Modular Airborne Radiation measurement System |
| SMPS | Scanning Mobility Particle Sizer |
| SSD | Solid-State-Drive |
| TDLAS | Tunable Diode Laser Absorption Spectroscopy |

| | |
|--------------|---|
| UMAQS | University of Mainz Airborne QCL-Spectrometer |
| UTC | Universal Time Coordinated |
| VERDI | Vertical Distribution of Ice in Arctic Clouds |
| WBF | Wegener-Bergeron-Findeisen |
| WMO | World Meteorological Organization |

Symbolverzeichnis

Griechische Symbole

| | |
|------------|--|
| Δt | Zeitlicher Versatz zwischen Flugzeug und Schleppkörper |
| δ_0 | Konstante zur Berechnung der vertikalen Endfallgeschwindigkeit |
| ϵ | Dissipationsrate |
| η | Kinematische Viskosität |
| θ | Potentielle Temperatur |
| θ_l | Potentielle Temperatur bezüglich flüssigem Wasser |
| λ | Wellenlänge, Extinktionslänge |
| ν | Kinematische Viskosität |
| ν_t | Vertikale Endfallgeschwindigkeit |
| ρ_a | Dichte Luft |
| ρ_i | Dichte Eis |
| ρ_w | Dichte Flüssigwasser |

Lateinische Symbole

| | |
|------------------|--|
| A | Partikelfläche |
| Ab | Absorptionsfähigkeit |
| AP | Abgeschattete Pixel |
| AR | Flächenverhältnis (engl. <i>Area Ratio</i>) |
| C_0 | Konstante zur Berechnung der vertikalen Endfallgeschwindigkeit |
| c_p | Wärmekapazität |
| D | Maximaler Durchmesser |
| DoF | Bildfeldtiefe (engl. <i>Depth of Field</i>) |
| $\overline{D_p}$ | Partikeldurchmesser |
| $\overline{D_p}$ | Mittlerer Partikeldurchmesser |
| $D_{p,i1}$ | Durchmesser initiales Eispartikel |
| $D_{p,i2}$ | Durchmesser angewachsenes Eispartikel |
| $D_{p,j,low}$ | Untere Grenze einer Größenklasse |
| $D_{p,j,up}$ | Obere Grenze einer Größenklasse |
| $D_{p,w}$ | Durchmesser Wassertropfen |
| e | Dampfdruck |
| e_i | Sättigungsdampfdruck bezüglich Eis |
| $Error$ | Zählstatistischer Fehler |
| e_w | Sättigungsdampfdruck bezüglich Wasser |
| F_0 | Strahlungsauskuhlung |
| g | Erdbeschleunigung |
| j | Größenklasse |
| k | Gesamtanzahl Größenklassen |

| | |
|---|---|
| L_v | Verdampfungswärme |
| LWC | Flüssigwassergehalt (engl. <i>Liquid Water Content</i>) |
| m | Partikelmasse |
| $M_{(CCP-CDP)}$ | Gesamtpartikelmasse, gemessen mit dem CCP-CDP Instrument |
| $M_{(CCP-CIPg)}$ | Gesamtpartikelmasse, gemessen mit dem CCP-CIPg Instrument |
| M_a | Masse Luft |
| M_w | Masse Wasser |
| N | Partikelanzahlkonzentration |
| n | Gesamtanzahl Partikel j |
| n_j | Anzahl Partikel in der Größenklasse j |
| N_j | Partikelanzahlkonzentration in der Größenklasse j |
| num | Anzahl Dioden |
| OD | Optische Dicke |
| p | Luftdruck |
| p_1 | Anzahl Partikel in Mode 1 |
| p_2 | Anzahl Partikel in Mode 2 |
| P_{12+21} | Gleichmäßige Verteilungsfunktion |
| q_l | Simulierter Flüssigwassergehalt |
| q_t | Summe aus Wasserdampf und Flüssigwassergehalt |
| r | Radius |
| R | Reflexionsgrad |
| r_e | Effektiver Radius |
| r_j | Mittlerer Radius einer Größenklasse j |
| R_p | Partikelradius |
| Re | Reynoldszahl |
| res | Auflösung (engl. <i>resolution</i>) |
| RF | Strahlungsantrieb (engl. <i>Radiative Forcing</i>) |
| RH_i | Relative Feuchte bezüglich Eis |
| RH_w, RH | Relative Feuchte bezüglich Wasser |
| SA | Messfläche (engl. <i>Sample Area</i>) |
| SV | Messvolumen (engl. <i>Sample Volume</i>) |
| T | Temperatur |
| t_{int} | Messzeit |
| TAS | Fluggeschwindigkeit (engl. <i>True Air Speed</i>) |
| Tr | Transmissivität |
| V_{i1} | Volumen initiales Eispartikel |
| $V_{1,Stufe}, V_{2,Stufe}, V_{3,Stufe}$ | Grad der Übereinstimmung zwischen Größenverteilungen |
| V_{i2} | Volumen angewachsenes Eispartikel |
| V_w | Volumen Wassertropfen |
| w_{eff} | Effektive Array-Weite |
| X^* | Best-Zahl |
| Z_{Max} | Maximaler Abstand |

Literaturverzeichnis

- Atlas, D., Z. Wang und D. P. Duda, 2006:** Contrails to Cirrus - Morphology, Microphysics, and Radiative Properties. — *Amer. Meteor. Soc.*, **45**, 5–19.
- Baumgardner, D., E. James, B. W. Gandrud und R. G. Knollenberg, 1992:** Interpretation of measurements made by the Forward Scattering Spectrometer Probe (FSSP-300) during the Airborne Arctic Stratospheric Expedition. — *J. Geophys. Res.*, **97**, 8035–8046.
- Baumgardner, D. und A. Korolev, 1997:** Airspeed Corrections for Optical Array Probe Sample Volumes. — *J. Atm. Ocean. Tech.*, **14**, 1224–1230.
- Bergeron, T., 1935:** On the physics of clouds and precipitation. — *Proces Verbaux de l'Association de Météorologie, International Union of Geodesy, Portugal*, 156–180.
- Betts, A. K., 1973:** Non-precipitating cumulus convection and its parameterization. — *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **99**, 178–196.
- Bierwirth, E., M. Wendisch, A. Ehrlich, B. Heese, M. Tesche, D. Althausen, A. Schladitz, D. Müller, S. Otto, T. Trautmann, T. Dinter, W. von Hoyningen-Huene und R. Kahn, 2009:** Spectral surface albedo over Morocco and its impact on the radiative forcing of Saharan dust. — *Tellus B*, **61**, 252–269.
- Boucher, O., D. Randall, P. Artaxo, C. Bretherton, G. Feingold, P. Forster, V.-M. Kerminen, Y. Kondo, H. Liao, U. Lohmann, P. Rasch, S. K. Satheesh, S. Sherwood, B. Stevens und X. Y. Zhang, 2013:** Clouds and Aerosols. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. — *Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA*.
- Bretherton, C. S., 1987:** A theory for nonprecipitating moist convection between 2 parallel plates. 1. Thermodynamics and linear solutions. — *J. Atmos. Sci.*, **44(14)**, 1809–1827.
- Bretherton, C. S., P. N. Blossey und J. Uchida, 2007:** Cloud droplet sedimentation, entrainment efficiency, and subtropical stratocumulus albedo. — *Geophys. Res. Lett.*, **34**, doi:10.1029/2006GL027648.
- Buchholz, B., B. Kühnreich, H. G. J. Smit und V. Ebert, 2013:** Validation of an extractive, airborne, compact TDL spectrometer for atmospheric humidity sensing by blind intercomparison. — *Applied Physics B*, **110**, 249–262.
- Burkhardt, U. und B. Kärcher, 2011:** Global radiative forcing from contrail cirrus. — *Nature Climate Change*, **1**, 54–58.

- Curry, J. A., W. B. Rossow, D. Randall und J. L. Schramm, 1996:** Overview of Arctic Cloud and Radiation Characteristics. — *J. Climate*, **9**, 1731–1764.
- Cziczo, D. J., K. D. Froyd, C. Hoose, E. J. Jensen, M. Diao, M. A. Zondlo, J. B. Smith, C. H. Twohy und D. M. Murphy, 2013:** Clarifying the Dominant Sources and Mechanisms of Cirrus Cloud Formation. — *Science*, **340**, 1320–1324.
- Davis, S., D. Hlavka, E. Jensen, K. Rosenlof, Q. Yang, S. Schmidt, S. Borrmann, W. Frey, P. Lawson, H. Voemel und T. P. Bui, 2010:** In situ and lidar observations of tropopause subvisible cirrus clouds during TC4. — *J. Geophys. Res.*, **115**, doi:10.1029/2009JD013093.
- Denman, K. L., G. Brasseur, A. Chidthaisang, P. Ciaus, P. M. Cox, R. E. Dickinson, D. Hauglustaine, C. Heinze, E. Holland, D. Jacob, U. Lohmann, S. Ramachandran, P. L. da Silva Dias, S. C. Wofsy und X. Zhang, 2007:** Couplings Between Changes in the Climate System and Biogeochemistry. — *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- DMT, 2009:** Data Analysis User’s Guide, Chapter I: Single Particle Light Scattering. — *Droplet Measurement Tech.*, DOC–0222, Rev A.
- DMT, 2012:** Precipitation Imaging Probe, Operator Manual. — *Droplet Measurement Tech.*, DOC–0120, Rev K–1.
- Dowling, D. R. und L. F. Radke, 1990:** A Summary of the Physical Properties of Cirrus Clouds. — *J. Appl. Meteor.*, **29**, 970–978.
- Ehrlich, A., E. Bierwirth, M. Wendisch, J.-F. Gayet, G. Mioche, A. Lampert und J. Heintzenberg, 2008a:** Cloud phase identification of Arctic boundary-layer clouds from airborne spectral reflection measurements: test of three approaches. — *Atmos. Chem. Phys.*, **8**, 7493–7505.
- Ehrlich, A., M. Wendisch, E. Bierwirth, J.-F. Gayet, G. Mioche, A. Lampert und B. Mayer, 2009:** Evidence of ice crystals at cloud top of Arctic boundary-layer mixed-phase clouds derived from airborne remote sensing. — *Atmos. Chem. Phys.*, **9**, 9401–9416.
- Eichler, H., A. Ehrlich, M. Wendisch, G. Mioche, J.-F. Gayet, M. Wirth, C. Emde und A. Minikin, 2009:** Influence of ice crystal shape on retrieval of cirrus optical thickness and effective radius: A case study. — *J. Geophys. Res.*, **114**, D19203, doi:10.1029/2009JD012215.
- Field, P. R., R. Wood und P. R. A. Brown, 2003:** Ice Particle Interarrival Times Measured with a Fast FSSP. — *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **20**, 249–261.
- Field, P. R., R. Wood und P. R. A. Brown, 2006:** Shattering and Particle Interarrival Times Measured by Optical Array Probes in Ice Clouds. — *Amer. Meteor. Soc.*, **23**, 1357–1371.
- Findeisen, W., 1938:** Kolloid-meteorologische Vorgänge bei Niederschlagsbildung. — *Meteor. Z.*, **55**, 121–133.

-
- Finger, F., F. Werner, M. Klingebiel, A. Ehrlich, E. Jäkel, M. Voigt, S. Borrmann, P. Spichtinger und M. Wendisch, 2015:** Spectral Optical Layer Properties of Cirrus from Collocated Airborne Measurements. — *Atmos. Meas. Tech.*, *Manuskript zur Begutachtung eingereicht*.
- Frey, W., 2011:** Airborne in situ measurements of ice particles in the tropical tropopause layer. — *Dissertation, Institut für Physik der Atmosphäre, Johannes Gutenberg-Universität Mainz*.
- Frey, W., S. Borrmann, D. Kunkel, R. Weigel, M. de Reus, H. Schlager, A. Roiger, C. Voigt, P. Hoor, J. Curtius, M. Krämer, C. Schiller, C. M. Volk, C. D. Homan, F. Fierli, G. D. Donfrancesco, A. Ulanovsky, F. Ravegnani, N. M. Sitnikov, S. Viciani, F. D’Amato, G. N. Shur, G. V. Belyaev, K. S. Law und F. Kairo, 2011a:** In situ measurements of tropical cloud properties in the West African Monsoon: upper tropospheric ice clouds, Mesoscale Convective Systems outflow, and subvisual cirrus. — *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 5569–5590.
- Frey, W., H. Eichler, M. de Reus, R. Maser, M. Wendisch und S. Borrmann, 2009:** A new airborne tandem platform for collocated measurements of microphysical cloud and radiation properties. — *Atmos. Meas. Tech.*, **2**, 147–158.
- Gayet, J. F., J. Ovarlez, V. Shcherbakov, J. Strom, U. Schumann, A. Minikin, F. Auriol, A. Petzold und M. Monier, 2004:** Cirrus cloud microphysical and optical properties at southern and northern midlatitudes during the INCA experiment. — *J. Geophys. Res.*, **109**, doi:10.1029/2004JD004803.
- Gerber, H., G. Frick, S. P. Malinowski, J. L. Brenguier und F. Burnet, 2005:** Holes and entrainment in stratocumulus. — *J. Atmos. Sci.*, **62**, 443–459.
- Golecki, I. und C. Jaccard, 1978:** Intrinsic surface disorder in ice near the melting point. — *J. Phys. C*, **11**, 4229–4237.
- Gurk, C., H. Fischer, P. Hoor, M. G. Lawrence, J. Lelieveld und H. Wernli, 2000:** Airborne in-situ measurements of vertical, seasonal and latitudinal distributions of carbon dioxide over Europe. — *Atmos. Chem. Phys.*, **8**, 6395–6403.
- Hansen, J., R. Ruedy, M. Sato und K. Lo, 2010:** Global surface temperature change. — *Rev. Geophys.*, **48**, RG4004, doi:10.1029/2010RG000345.
- Herber, A., K. Dethloff, C. Haas, D. Steinhage, J. W. Strapp, J. Bottenheim, T. McElroy und T. Yamanouchi, 2008:** POLAR 5 - a new research aircraft for improved access to the Arctic. — *Alfred-Wegener-Institut*, <http://epic.awi.de/21482/>, Abgerufen: 17.04.2015.
- Heymsfield, A. J., 1977:** Precipitation Development in Stratiform Ice Clouds: A Microphysical and Dynamical Study. — *J. Atmos. Sci.*, **34**, 367–381.
- Heymsfield, A. J., 1986a:** Ice Particles Observed in a Cirriform Cloud at $-83\text{ }^{\circ}\text{C}$ and Implications for Polar Stratospheric Clouds. — *J. Atmos. Sci.*, **43**, 851–855.
- Heymsfield, A. J., 1986b:** Ice particle evolution in the anvil of a severe thunderstorm during CCOPE. — *J. Atmos. Sci.*, **43**, 2463–2478.

- Heymsfield, A. J. und L. Miloshevich, 2005:** Parameterizations for the cross-sectional area and extinction of cirrus and stratiform ice cloud particles. — *J. Atmos. Sci.*, **60**, 936–956.
- Heymsfield, A. J. und C. D. Westbrook, 2010:** Advances in the Estimation of Ice Particle Fall Speeds Using Laboratory and Field Measurements. — *J. Atmos. Sci.*, **67**, 2469–2482.
- Hirst, E., P. H. Kaye, R. S. Greenway, P. Field und D. W. Johnson, 2000:** Discrimination of micrometre-sized ice and super-cooled droplets in mixed-phase cloud. — *Atmos. Env.*, **35**, 33–47.
- Houze, R. A., 1993:** Cloud Physics. — *Academic Press, San Diego*.
- Huebert, B. J., S. G. Howell, D. Covert, T. Bertram, A. Clarke, J. R. Anderson, B. G. Lafleur, W. R. Seebaugh, J. C. Wilson, D. Gesler, B. Blomquist und J. Fox, 2004:** PELTI: Measuring the Passing Efficiency of Airborne Low Turbulence Aerosol Inlet. — *Aerosol Sci. Tech.*, **38**, 803–826.
- Jensen, E. J., R. P. Lawson, J. W. Bergmann, L. Pfister, T. P. Bui und C. G. Schmitt, 2013:** Physical processes controlling ice concentrations in synoptically forced, midlatitude cirrus. — *J. Geophys. Res.*, **118**, 5348–5360.
- Jensen, E. J., O. B. Toon, L. Westphal, S. Kinne und A. J. Heymsfield, 1994:** Microphysical modeling of cirrus: 1. Comparison with 1986 FIRE IFO measurements. — *J. Geophys. Res.*, **99**, 10421–10442.
- Jensen, K. D., 2004:** Flow Measurements. — *J. of the Braz. Soc. of Mech. Sci. & Eng.*, **4**, 400–419.
- Jiang, H., G. Feingold, W. R. Cotton und P. G. Dynkerke, 2001:** Large-eddy simulations of entrainment of cloud condensation nuclei into the Arctic boundary layer: May 18, 1998, FIRE/SHEBA case study. — *J. Geophys. Res.*, **106**, 15113–15122.
- Joos, H., P. Spichtinger, P. Reutter und F. Fusina, 2014:** Influence of heterogeneous freezing on the microphysical and radiative properties of orographic cirrus clouds. — *Atmos. Chem. Phys.*, **14**, 6835–6852.
- Kalesse, H., 2009:** Influence of Ice Crystal Habit and Cirrus Spatial Inhomogeneities on the Retrieval of Cirrus Optical Thickness and Effective Radius. — *Dissertation, Institut für Physik der Atmosphäre, Johannes Gutenberg-Universität Mainz*.
- Kärcher und U. Lohmann, 2002:** A parameterization of cirrus cloud formation: Homogeneous freezing of supercooled aerosols. — *J. Geophys. Res.*, **107**, 4010, doi:10.1029/2001JD000470.
- Kay, J. E., T. L'Ecuyer, A. Gettelman, G. Stephens und C. O'Dell, 2008:** The contribution of cloud and radiation anomalies to the 2007 Arctic sea ice extent minimum. — *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L08503, doi:10.1029/2008GL033451.

-
- Kaye, P. H., E. Hirst, S. R. Greenaway, Z. Ulanowski, E. Hesse, P. J. DeMott, C. Saunders und P. Connolly, 2008:** Classifying atmospheric ice crystals by spatial light scattering. — *Optical Letters*, **33**, 1545–1547.
- Khvorostyanov, V. I. und K. Sassen, 1998:** Cloud model simulation of a contrail case study: Surface cooling against upper tropospheric warming. — *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 2145–2148.
- Khvorostyanov, V. I. und K. Sassen, 2002:** Microphysical processes in cirrus and their impact on radiation. — *Cirrus, Oxford University Press, Chapter 19*, 397–432.
- Kienast-Sjögren, E., P. Spichtinger und K. Gierens, 2013:** Formulation and test of an ice aggregation scheme for two-moment bulk microphysics schemes. — *Atmos. Chem. Phys.*, **13**, 9021–9037.
- Klingebiel, M., A. de Lozar, S. Molleker, R. Weigel, A. Roth, L. Schmidt, J. Meyer, A. Ehrlich, R. Neuber, M. Wendisch und S. Borrmann, 2015:** Arctic low-level boundary layer clouds: in situ measurements and simulations of mono- and bimodal super-cooled droplet size distributions at the cloud top layer of liquid phase clouds. — *Atmos. Chem. Phys.*, **15**, 617–631.
- Knollenberg, R. G., 1970:** The Optical Array: An alternative to scattering or extinction for airborne particle size determination. — *J. Appl. Meteor.*, **9**, 86–103.
- Knollenberg, R. G., 1976:** Three New Instruments for Cloud Physics Measurements: The 2-D Spectrometer, the Forward Scattering Spectrometer Probe, and the Active Scattering Aerosol Spectrometer. — *Amer. Meteor. Soc., International Conf. on Cloud Physics*.
- Köllner, F., 2013:** Charakterisierung und Einsatz eines flugzeuggetragenen Ozonmessgerätes in der Grenzschicht. — *Diplomarbeit, Institut für Physik der Atmosphäre, Johannes Gutenberg-Universität Mainz*.
- Korolev, A., 2007:** Limitations of the Wegener-Bergeron-Findeisen Mechanism in the Evolution of Mixed-Phase Clouds. — *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **24**, 376–389.
- Korolev, A., 2007a:** Reconstruction of the Sizes of Spherical Particles from Their Shadow Images. Part 1: Theoretical Considerations. — *J. Atmos. Sci.*, **64**, 3372–3375.
- Korolev, A., E. Emery und K. Creelman, 2013:** Modification and Tests of Particle Probe Tips to Mitigate Effects of Ice Shattering. — *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **30**, 690–708.
- Korolev, A. und G. Isaac, 2003:** Roundness and aspect ratio of particles in ice clouds. — *J. Atmos. Sci.*, **60**, 1795–1808.
- Korolev, A., G. Isaac und J. Hallett, 2000:** Ice particle habits in stratiform clouds. — *Quart. J. Meteor. Soc.*, **126**, 2873–2902.
- Korolev, A., G. McFarquhar, P. Lawson, J. F. Gayet, M. Krämer, A. Heymsfield, D. Rogers, C. Twohy und O. Stetzer, 2010:** The effect of ice bouncing and shattering on the performance of airborne cloud microphysical instrumentation. — *Amer. Meteor. Soc., Conference proceedings from Portland, Oregon*.

- Korolev, A. V., J. W. Strapp und G. A. Isaac, 1998:** Evaluation of the Accuracy of PMS Optical Array Probes. — *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **15**, 708–720.
- Lance, S., C. A. Brock, D. Rogers und J. A. Gordon, 2010:** Water droplet calibration of the Cloud Droplet Probe (CDP) and in-flight performance in liquid, ice and mixed-phase clouds during ARCPAC. — *Atmos. Meas. Tech.*, **3**, 1683–1706.
- Larson, V. E., K. E. Kotenberg und N. B. Wood, 2007:** An analytic longwave radiation formula for liquid layer clouds. — *Mon. Weather Rev.*, **135**, 689–699.
- Latham, T. L., A. J. Beyersdorf, K. L. Thornhill, E. L. Winstead, M. J. Cubison, A. Hecobian, J. L. Jimenez, R. J. Weber, B. E. Anderson und A. Nenes, 2013:** Analysis of CCN activity of Arctic aerosol and Canadian biomass burning during summer 2008. — *Atmos. Chem. Phys.*, **13**, 2735–2756.
- Lawson, R. P., B. A. Baker, B. Pilson und Q. X. Mo, 2006:** In situ observations of the microphysical properties of wave, cirrus, and anvil clouds. Part II: Cirrus clouds. — *J. Atmos. Sci.*, **63**, 3186–3203.
- Lawson, R. P., B. A. Baker und C. G. Schmitt, 2001:** An overview of microphysical properties of Arctic clouds observed in May and July 1998 during FIRE ACE. — *J. Geophys. Res.*, **106**, 14989–15014.
- Lemke, P., J. Ren, R. Alley, I. Allison, J. Carrasco, G. Flato, Y. Fujii, G. Kaser, P. Mote, R. H. Thomas und T. Zhang, 2007:** Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. — *Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA*.
- Lihavainen, H., V.-M. Kerminen und L. A. Remer, 2010:** Aerosol-cloud interaction determined by both in situ and satellite data over a northern high-altitude site. — *Atmos. Chem. Phys.*, **10**, 10987–10995.
- Loeb, N. G., B. A. Wielicki, D. R. Doelling, G. L. Smith, D. F. Keyes, S. Kato, N. Manalo-Smith und T. Wong, 2009:** Toward Optimal Closure of the Earth's Top-of-Atmosphere Radiation Budget. — *J. Climate*, **22**, 748–766.
- de Lozar, A. und J. P. Mellado, 2013a:** Cloud droplets in a bulk formulation and its application to buoyancy reversal instability. — *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **140**, 1493–1504.
- de Lozar, A. und J. P. Mellado, 2013b:** Direct numerical simulations of a smoke cloud-top mixing layer as a model for stratocumuli. — *J. Atmos. Sci.*, **70**, 2356–2375.
- Luebke, A. E., L. M. Avallone, C. Schiller, J. Meyer, C. Rolf und M. Krämer, 2013:** Ice water content of Arctic, midlatitude, and tropical cirrus - Part 2: Extension of the database and new statistical analysis. — *Atmos. Chem. Phys.*, **13**, 6447–6459.
- Lynch, D. K., 2002:** Cirrus: History and Definition. — *Cirrus, Oxford University Press, Chapter 1*, 3–10.

-
- Martin, G. M., D. W. Johnson und A. Spice, 1994:** The Measurement and Parameterization of Effective Radius of Droplets in Warm Stratocumulus Clouds. — *J. Atmos. Sci.*, **51**, 1823–1842.
- Mayer, B. und A. Kylling, 2005:** Technical Note: The libRadtran Software Package for Radiative Transfer Calculations - Descriptions and Examples of use. — *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 1855–1877.
- McFarquhar, G. M., S. Ghan, J. Verlinde, A. Korolev, W. Strapp, B. Schmid, J. M. Tomlinson, M. Wolde, S. D. Brooks, D. Cziczo, M. K. Dubey, J. Fan, C. Flynn, I. Gultepe, J. Hubbe, M. K. Gilles, A. Laskin, P. Lawson, W. R. Leitch, P. Liu, X. Liu, D. Lubin, C. Mazzoleni, A.-M. MacDonald, R. C. Moffet, H. Morrison, M. Ovchinnikov, M. D. Shupe, D. D. Turener, X. Shaocheng, A. Zelenyuk, K. Bae, M. Freer und A. Glen, 2011:** Indirect and Semi-Direct Aerosol Campaign. — *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **92**, 183–201.
- McFarquhar, G. M. und A. J. Heymsfield, 1996:** Microphysical Characteristics of Three Anvils Sampled during the Central Equatorial Pacific Experiment. — *J. Atmos. Sci.*, **53**, 2401–2423.
- McFarquhar, G. M., G. Zhang, M. R. Poellot, G. L. Kok, R. McCoy, T. Tooman, A. Fridlind und A. J. Heymsfield, 2007:** Ice properties of single-layer stratocumulus during the Mixed-Phase Arctic Cloud Experiment. — *J. Geophys. Res.*, **112**, D24201, doi:10.1029/2007JD008633.
- Mellado, J. P., 2010:** The evaporatively driven cloud-top mixing layer. — *J. Fluid Mech.*, **660**, 5–36.
- Meyer, J., 2011:** Ice Crystal Measurements with the New Particle Spectrometer NIXE-CAPS. — *Dissertation, Bergische Universität Wuppertal*.
- Mie, G., 1908:** Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. — *Annalen der Physik, Vierte Folge, Band 25*, **3**, 377–445.
- Molleker, S., 2014:** Charakterisierung von optischen Partikelspektrometern und in-situ Messungen zur Mikrophysik der polaren Stratosphärenwolken. — *Dissertation, Institut für Physik der Atmosphäre, Johannes Gutenberg-Universität Mainz*.
- Mueller, S., P. Hoor, F. Berkes, H. Bozem, M. Klingebiel, P. Reutter, H. Smit, M. Wendisch, P. Spichtinger und S. Borrmann, 2015:** In-situ detection of stratosphere-troposphere-exchange of cirrus particles in the mid-latitudes. — *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 949–955.
- Neis, P., H. G. J. Smit, M. Krämer, N. Spelten und A. Petzold, 2015:** Evaluation of the MOZAIC Capacitive Hygrometer during the airborne field study CIRRUS-III. — *Atmos. Meas. Tech.*, **8**, 1233–1243.
- Penndorf, R., 1960:** Angular Mie Scattering. — *Scient. Rep.*, **4**, 402–408.
- Perovich, D. K., J. A. Richter-Menge, K. F. Jones und B. Light, 2008:** Sunlight, water, and ice: Extreme Arctic sea ice melt during the summer of 2007. — *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L11501, doi:10.1029/2008GL034007.

- Platnick, S., 2000:** Vertical photon transport in cloud remote sensing problems. — *J. Geophys. Res.*, **105**, 22919–22935.
- Pruppacher, H. R. und J. D. Klett, 2010:** Microphysics of Clouds and Precipitation. — *Springer Dordrecht Heidelberg London New York*.
- Ramanathan, V., R. Cess, F. Harrison, P. Minnis, B. R. Barkstrom, A. E. und D. Hartmann, 1989:** Cloud-radiative forcing and climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment. — *Science*, **243**, 57–63.
- de Reus, M., S. Borrmann, A. Bansemer, A. J. Heymsfield, R. Weigel, C. Schiller, V. Mitev, W. Frey, D. Kunkel, A. Kürten, J. Curtius, N. M. Sitnikov, A. Ulanovsky und F. Ravagnani, 2009:** Evidence for ice particles in the tropical stratosphere from in-situ measurements. — *Atmos. Chem. Phys.*, **9**, 6775–6792.
- Rogers, R. R., 1979:** A Short Course in Cloud Physics. — *International Series in Natural Philosophy*.
- Rösenthaler, T., 2013:** Aerosoldynamische Gestaltung der Schleppsonde AIRTOSS zur Untersuchung von Mehrphasenwolken mit Hilfe numerischer Strömungssimulationen. — *Master-Thesis, Technische Universität Darmstadt*.
- Roth, A., 2014:** Untersuchungen von Aerosolpartikeln und Wolkenresidualpartikeln mittels Einzelpartikel-Massenspektrometrie und optischen Methoden. — *Dissertation, Max-Planck-Institut für Chemie, Mainz*.
- Sassen, K., 2002:** Cirrus: A Modern Perspective. — *Cirrus, Oxford University Press, Chapter 2*, 11–40.
- Schäfer, M., E. Bierwirth, A. Ehrlich, F. Heyner und M. Wendisch, 2013:** Retrieval of cirrus optical thickness and assessment of ice crystal shape from ground-based imaging spectrometry. — *Atmos. Meas. Tech.*, **6**, 1855–1868.
- Schiller, C., M. Krämer, M. Afchine, N. Spelten und N. Sitnikov, 2008:** Ice Water Content of Arctic, midlatitude, and tropical cirrus. — *J. Geophys. Res.*, **113**, D24208, doi:10.1029/2008JD010342.
- Schlenczek, O., J. P. Fugal, K. N. Bower, J. Crosier, M. J. Flynn, G. Lloyd und S. Borrmann, 2014:** Properties of pure ice clouds in an alpine environment. — *Extended abstract, Amer. Meteor. Soc. 14th Conference on Cloud Physics, July 07-11, Boston, USA*.
- Schnaiter, M., S. Benz, O. Möhler, H. Saathoff, R. Schön, Z. Ulanowski und T. Leisner, 2007:** AIDA-Wolkenkammerexperimente zur Entstehung von Mischwolken durch Tröpfchenaktivierung in Gegenwart von Eiskristallen. — *Dach-Tagung, Hamburg*.
- Schweiger, A. J. und R. W. Lindsay, 2008:** Relationships between Arctic Sea Ice and Clouds during Autumn. — *J. Climate*, **21**, 4799–4810.
- Siems, S. T. und C. S. Bretheron, 1992:** A numerical investigation of cloud-top entrainment instability and related experiments. — *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **118**, 787–818.

-
- Sonntag, D., 1990:** Important new Values of the Physical Constants of 1986, Vapour Pressure Formulations based on ITS-90, and Psychrometer Formulae. — *Meteor. Z.*, **5**, 340–344.
- Spichtinger, P., K. Gierens und U. Lohmann, 2006:** Importance of a proper treatment of ice crystal sedimentation for cirrus clouds in large-scale models. — *12th Amer. Meteor. Soc. Conference on Cloud Physics, Madison, USA (extended abstract)*.
- Spichtinger, P. und K. M. Gierens, 2009:** Modelling of cirrus clouds - Part 1a: Model description and validation. — *Atmos. Chem. Phys.*, **9**, 685–706.
- Spuler, S. M. und J. Fugal, 2011:** Design of an in-line, digital holographic imaging system for airborne measurement of clouds. — *Appl. Optics*, **50**, 1405–1412.
- Stevens, B., 2005:** Atmospheric moist convection. — *Annu. Rev. Earth. Pl. Sc.*, **33**, 605–643.
- Stevens, B., C.-H. Moeng, A. S. Ackerman, C. S. Bretherton, A. Chlond, S. de Roode, J. Edwards, J.-C. Golaz, H. Jiang, M. Khairoutdinov, M. P. Kirkpatrick, D. C. Lewellen, A. Lock, F. Müller, D. E. Stevens, E. Whelan und P. Zhu, 2005:** Evaluation of Large-Eddy Simulations via Observations of Nocturnal Marine Stratocumulus. — *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 1443–1462.
- Storelvmo, T., J. E. Kristjansson, U. Lohmann, T. Iversen, A. Kirkevåg und O. Seland, 2008:** Modelling of the Wegener-Bergeron-Findeisen process - implications for aerosol indirect effects. — *Environ. Res. Lett.*, **3**, doi:10.1088/1748-9326/3/4/045001.
- Storelvmo, T. und I. Tan, 2015:** The Wegener-Bergeron-Findeisen process - Its discovery and vital importance for weather and climate. — *In Press, Meteor. Z.*, **5**, doi:10.1127/metz/2015/0626.
- Thomas, A., S. Borrmann, C. Kiemle, F. Cairo, M. Volk, J. Beuermann, B. Lepuchov, V. Santacesaria, R. Matthey, V. Rudakov, V. Yushkov, A. R. MacKenzie und L. Stefanutti, 2002:** In situ measurements of background aerosol and subvisible cirrus in the tropical tropopause region. — *J. Geophys. Res.*, **107**, doi:10.1029/2001JD001385.
- Wegener, A., 1911:** Thermodynamik der Atmosphäre. — *J. A. Barth, Leipzig*.
- von der Weiden, S.-L., F. Drewnick und S. Borrmann, 2009:** Particle Loss Calculator - a new software tool for the assessment of the performance of aerosol inlet systems. — *Atmos. Meas. Tech.*, **2**, 479–494.
- Wendisch, M., P. Pilewskie, J. Pommier, S. Howard, P. Yang, A. J. Heymsfield, C. G. Schmitt, D. Baumgardner und B. Mayer, 2005:** Impact of cirrus crystal shape on solar spectral irradiance: A case study for subtropical cirrus. — *J. Geophys. Res.*, **110**, doi:10.1029/2004JD005294.
- Wendisch, M., P. Yang und A. Ehrlich, 2013:** Amplified climate changes in the Arctic: Role of clouds and atmospheric radiation. Sitzungsberichte der Sächsischen Akademie der Wissenschaften zu Leipzig. Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse. — *S. Hirzel Verlag, Stuttgart/Leipzig*, **132**, 1–34.

- WMO, 1990:** International Cloud Atlas, Volume 2. — *World Meteorological Organization, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach.*
- Yang, P., L. Bi, B. A. Baum, K. N. Liou, G. W. Kattawar, M. I. Mishchenko und B. Cole, 2013:** Spectral consistent scattering, absorption, and polarization properties of atmospheric ice crystals at wavelengths from 0.2 to 100 μm . — *J. Atmos. Sci.*, **70**, 330–347.
- Yang, P., H. L. Wei, H. L. Huang, B. A. Baum, Y. X. Hu, G. W. Kattawar, M. I. Mishchenko und Q. Fu, 2005:** Scattering and absorption property database for nonspherical ice particles in the near- through far-infrared spectral region. — *Appl. Opt.*, **44**, 5512–5523.
- Zöger, M., A. Afchine, N. Eicke, M. T. Gerhards, E. Klein, D. S. McKenna, U. Morschel, U. Schmidt, V. Tan, F. Tuitjer, T. Woyke und C. Schiller, 1999:** Fast in situ stratospheric hygrometers: A new family of balloon-borne and airborne Lyman alpha photofragment fluorescence hygrometers. — *J. Geophys. Res.*, **104**, 1807–1816.